



HAL
open science

Utilisation de la teledetection courtes longueurs d'onde et infrarouge thermique a haute resolution spatiale pour l'estimation des flux d'energie a l'echelle de la parcelle agricole

Frédéric Jacob

► To cite this version:

Frédéric Jacob. Utilisation de la teledetection courtes longueurs d'onde et infrarouge thermique a haute resolution spatiale pour l'estimation des flux d'energie a l'echelle de la parcelle agricole. Bioclimatologie. Université Toulouse 3 Paul Sabatier, 1999. Français. NNT: . tel-03543349

HAL Id: tel-03543349

<https://hal.science/tel-03543349>

Submitted on 26 Jan 2022

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.

THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ TOULOUSE III

Spécialité : Télédétection de la Biosphère Continentale

par

Frédéric JACOB

*Utilisation de la télédétection
courtes longueurs d'onde et infrarouge thermique
à haute résolution spatiale
pour l'estimation des flux d'énergie
à l'échelle de la parcelle agricole*

Soutenue au Centre d'Etude Spatiale de la Biosphère
le 13 décembre 1999 devant la commission d'examen composée de :

Mr. François	BECKER	Professeur ULP, GSTS, Strasbourg	Président
Mr. Massimo	MENENTI	Directeur de Recherche, SC-DLO, Wageningen	Rapporteur
Mr. Thierry	PHULPIN	Ingénieur, CNES, Toulouse	Rapporteur
Mr. Robert	ROSSET	Professeur UPS, LA-OMP, Toulouse	Examineur
Mr. Eric	SAVARIA	Ingénieur, ALCATEL, Cannes La Bocca	Examineur
Mr. Bernard	SEGUIN	Directeur de Recherche, INRA, Avignon	Directeur de thèse

A la mémoire de mon père,
A la bienveillance de ma mère.

REMERCIEMENTS

Les trois années qui viennent de s'écouler furent riches en émotions. Je vais donc prendre le temps de manifester ma sympathie à tous ceux qui y ont participé de loin ou de près.

L'ensemble de ce travail doit son existence à Bernard SEGUIN, grâce à qui j'ai eu la chance d'effectuer un travail multi-disciplinaire exaltant et enrichissant. J'ai bénéficié d'un contexte toujours favorable que ce soit professionnellement ou humainement. Que Bernard trouve ici l'expression de ma gratitude pour ces trois agréables années, tant pour tout ce qu'il m'a appris que pour les moments de bonne humeur.

Un remerciement à l'ensemble des membres du Jury : Massimo MENENTI (qui a du faire un effort linguistique) et Thierry PHULPIN pour avoir accepté d'endosser la fastidieuse tâche de rapporteur, François BECKER qui a présidé le Jury, Eric SAVARIA (on le retrouvera plus tard) et Robert ROSSET qui furent examinateurs.

Une partie de ce travail consistait à traiter un nombre incommensurable de données. Sans les chinoïseries (pour reprendre ses termes) de Xing Fa GU, j'aurais eu bien des difficultés à me sortir de cette montagne de calculs informatiques. Merci donc à lui de m'avoir transmis son savoir et ses compétences, qui me permettent aujourd'hui d'effectuer bien des traitements sans que cela soit fastidieux. L'autre partie de ce travail était axée sur la modélisation. J'ai trouvé en la personne d'Albert OLIOSO quelqu'un de très compétent et de très rigoureux. Moults discussions m'ont permis d'approfondir les concepts, sans parler de toute la biblio que j'ai trouvé à ses côtés. Merci donc Albert, que ce soit pour le soutien dans les moments difficiles, ou pour les secousses dans les moments de relâche. Une mention particulière à Frédéric BARET qui a eu la gentillesse de relire le manuscrit malgré un emploi du temps extrêmement chargé, et qui fut toujours disponible pour répondre à mes questions.

Ce travail a été suivi semestre après semestre par Jean-Pierre LAGOUARDE, Yann KERR, Thierry PHULPIN, et Eric SAVARIA. Je suis sorti de tous les comités de pilotage la tête sans dessus dessous, mais avec bien des éléments en main pour faire avancer la cuisine. Je les remercie donc du temps qu'il m'ont consacré et des conseils qu'ils m'ont prodigués.

Un clin d'oeil à Eric SAVARIA qui a également joué le rôle de correspondant avec AEROSPATIALE dans un premier temps devenue ALCATEL par la suite. Merci pour le séjour sympathique d'une semaine à Cannes au cours duquel j'ai rencontré des gens intéressés par mon travail et intéressants par le leur.

Viennent ensuite ceux que j'ai côtoyé au quotidien. Bien évidemment, ma première pensée est pour Marie WEISS avec qui j'ai partagé le bureau durant trois ans. Moults explications au tableau blanc qui nous ont permis d'avancer, moults crises de fou rire et discussions sérieuses; enfin bien des choses qui ont créé un univers plus que sympathique.

Une pensée forte pour Amadou IDRISSE BOKOYE dont les échanges humains et scientifiques durant les 18 premiers mois laissent un formidable souvenir. Un coucou à Denis TROUFLEAU arrivé comme par enchantement en période de rédaction avec plein de connaissances et une tonne de biblio; et qui a eu la gentillesse de relire avec un oeil critique le manuscrit. Les membres du Jury m'ont félicité pour la présentation orale. Je tiens à préciser que la qualité de celle-ci est due à l'incroyable talent de tchatte de mon ami Carlos DIBELLA, qui eu la gentillesse de m'inculquer ses connaissances en communication durant la semaine précédant la soutenance. Merci à Jean François HANOCQ pour l'ambiance sympathique lors de la phase expérimentale.

Le bisou à Philippe CLASTRE, Dominique RIPOCHE, Marie-Odile ARIES, et Edith LARUE pour avoir toujours été présent (même le week-end) lorsque l'informatique me souciait. Un grand merci à Françoise CHASEY, Odile LUSA, et Roselyne OLIVIER pour avoir été ô combien efficaces lorsqu'il s'agissait de rattraper mes bourdes ou mes oublis au niveau administratif. Mention particulière pour Olivier MARLOIE et Frédéric HUARD dont les coups de main de dernières minutes furent salvateurs. Merci à Laurent PREVOT et Jean Pierre WIGNERON pour les conseils concernant la soutenance orale.

Un très gros bisou à Nadine BRUGUIER qui a enrichi le contexte au quotidien par ses qualités humaines. Merci à Christouille, Jacqueline et Jacques SAUMADE pour tous les bons moments, ainsi qu'à Habiba CHAUKI. Merci à Renaud HAXAIRE pour les gadgets et les conseils informatiques, à Soraya GUICHARD et Marine SALVY pour l'accueil chaleureux à chaque visite et le soutien mutuel de fin de thèse.

Pour finir, le bouyou à mon compagnon de galère Pierre GUILLEVIC avec qui la dernière ligne droite a été moins difficile, et que je m'en vais de ce pas rejoindre Outre-atlantique, en espérant trouver là-bas un univers aussi agréable que celui qui fut le mien durant ces trois années.

Table des matières

Introduction	06
1 Le contexte de l'étude : cartographie des flux énergétiques de surface	12
1.1 Les domaines d'applications	13
1.2 Formalisme utilisant les variables de l'interface Sol - Végétation - Atmosphère (SVA)	15
1.2.1 Le flux radiatif	16
1.2.2 Le flux conductif	18
1.2.3 Les flux convectifs	18
1.2.3.1 Théorie	18
1.2.3.2 L'approche monocouche et le paramètre kB^{-1}	22
1.2.3.3 Les approches bi et multicouches	26
1.2.4 Bilan d'énergie et déterminisme de la température de surface	29
1.3 Utilisation de la télédétection pour estimer les variables de l'interface SVA et quantifier les flux	31
1.3.1 Approches déterministes : forçage et calibration des modèles de Transferts Sol - Végétation - Atmosphère (TSVA)	32
1.3.2 Approches semi-empiriques	35
1.3.3 Approches intermédiaires : résolution du bilan d'énergie instantané	37
1.3.4 Résolution du bilan d'énergie instantané à l'aide de la variabilité spatiale : le modèle SEBAL	39
1.4 La télédétection InfraRouge Thermique (IRT) : cartographie de la température de surface, une variable essentielle du bilan d'énergie	43
1.4.1 De la mesure à l'estimation de la température de surface	45
1.4.1.1 Aspects instrumentaux	46
1.4.1.2 Aspects atmosphériques	47
1.4.2 Impact des caractéristiques de surface sur l'estimation en température	50
1.4.2.1 Aspect spectral	50
1.4.2.2 Aspect directionnel	52
1.4.2.3 Aspect spatial	54
1.4.3 Intérêt de la télédétection IRT à Haute Résolution Spatiale	55
1.5 Plan de l'étude	57

2 Le modèle de bilan d'énergie de surface SEBAL	61
2.1 Schéma général	62
2.1.1 Identification des conditions hydriques extrêmes à partir de la dynamique spatiale	64
2.1.2 Modélisation de l'écoulement dans la couche limite atmosphérique : hypothèse d'homogénéisation horizontale avec l'altitude	65
2.2 Description du modèle	69
2.2.1 Caractérisation de propriétés radiatives de surface	69
2.2.1.1 L'albédo	69
2.2.1.2 L'indice de végétation Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)	71
2.2.1.3 L'émissivité et la température radiométrique	72
2.2.2 Estimation du rayonnement net	73
2.2.3 Estimation du flux de chaleur dans le sol	73
2.2.4 Estimation du flux de chaleur sensible	75
2.2.4.1 Les longueurs de rugosités mécaniques et thermiques	75
2.2.4.2 La vitesse du vent au niveau de référence atmosphérique	76
2.2.4.3 La température de l'air au niveau de référence atmosphérique	78
2.2.4.4 La résistance aérodynamique et le flux de chaleur sensible	80
2.2.5 Estimation du flux de chaleur latente	81
2.3 Limitations du modèle	82
3 Expérimentation au sein du dispositif de ReSeDA : mesures de terrain et observations aéroportées Visible (Vis) - Proche InfraRouge (PIR) - IRT multidirectionnelles et à haute résolution spatiale	84
3.1 Introduction	85
3.2 Présentation du site expérimental	86
3.3 Les mesures de terrain : acquisition de données pour la caractérisation locale de l'interface SVA	89
3.3.1 Mesures de variables atmosphériques standard : rayonnements solaire et atmosphérique, température de l'air et vitesse du vent	89
3.3.2 Mesures d'albédo	90
3.3.3 Mesures de température de brillance de surface	91
3.3.3.1 Mesures ponctuelles	91
3.3.3.2 Mesures de routine	94
3.3.4 Mesures du rayonnement net	95

3.3.5	Mesures du flux de chaleur dans le sol	95
3.3.6	Mesures du flux de chaleur sensible	97
3.3.6.1	Méthode des fluctuations.	97
3.3.6.2	Méthode aérodynamique.	97
3.3.7	Mesures des flux de chaleur sensible et latente par la méthode du rapport de Bowen.	98
3.4	Les mesures de télédétection aéroportées : acquisition de données pour la cartographie de propriétés radiatives de surface	101
3.4.1	Les instruments utilisés : le radiomètre POLDER et la caméra IRT INFRAMETRICS 760.	101
3.4.2	Protocole d'acquisition des mesures	103
3.5	Acquisitions de profils atmosphériques	106
3.6	Conclusion	107

4 Cartographies du NDVI et de l'albédo de surface à l'aide des données

Vis-PIR multidirectionnelles	109	
4.1	Introduction.	110
4.2	Traitements radiométriques et géoréférencement des données POLDER.	113
4.3	La Fonction de Distribution de Réflectance Bidirectionnelle (FDRB) dans les canaux POLDER.	119
4.3.1	La paramétrisation de la FDRB.	119
4.3.2	Le modèle de Walthall	120
4.3.3	Le modèle de Roujean.	121
4.3.4	Le modèle MRPV	122
4.3.5	Performances des modèles	123
4.4	Cartographies du NDVI et de l'albédo de surface	128
4.4.1	La réflectance au nadir et le NDVI	128
4.4.2	La réflectance hémisphérique et l'albédo de surface.	129
4.5	Conclusion	131

5 Caractérisation et étalonnage du capteur IRT

5.1	Introduction.	134
5.2	Caractérisation de l'INFRAMETRICS 760	135
5.2.1	Conversion des comptes numériques en température de brillance	135
5.2.2	Localisation du centre optique et caractérisation des déformations géométriques	137

5.2.3	Caractérisation de la sensibilité radiométrique directionnelle	140
5.2.4	Evaluation des angles d'ouverture de l'objectif "grand champ" et de l'angle de visée en chaque point de l'image	142
5.3	Etalonnage de l'INFRAMETRICS 760	148
5.3.1	Protocole expérimental	148
5.3.2	Résultats et mise au point d'une correction.	150
5.4	Conclusion	155
 6 Corrections atmosphériques des données IRT aéroportées monocanal et multidirectionnelles		 156
6.1	Introduction.	157
6.2	Le modèle de transfert radiatif atmosphérique MODTRAN 3.5.	159
6.2.1	Présentation du modèle et caractéristiques des simulations	159
6.2.2	Obtention de la température de brillance au niveau du capteur à partir des luminances spectrales simulées	162
6.3	Analyses d'effets atmosphériques avec MODTRAN 3.5 pour les données INFRAMETRICS 760	164
6.3.1	Evolution de la température de brillance au capteur en fonction de la température de brillance de surface et de l'angle de visée	165
6.3.2	Influence de la représentativité verticale du radiosondage : impact du relief	168
6.3.3	Influence de la représentativité horizontale du radiosondage : impact de la variabilité spatiale	173
6.3.4	Influence du rapport de mélange en CO ₂ et de l'épaisseur optique des aérosols dans la couche limite	174
6.3.5	Influence des fluctuations de l'altitude du capteur	175
6.4	Etablissement d'une formulation simple de la température de brillance au niveau du capteur à partir des simulations MODTRAN 3.5 pour la mise en oeuvre de corrections atmosphériques de routine	178
6.5	Implémentation opérationnelle des corrections radiométriques et évaluation du bilan d'erreur	184
6.5.1	Implémentation de la procédure	184
6.5.2	Bilan d'erreur sur le traitement en routine.	186
6.6	Conclusion	189

7 Cartographie en température de brillance de surface avec les données IRT	191
7.1 Introduction	192
7.2 Géoréférencement des données INFRAMETRICS 760	194
7.3 Obtention d'indicatrices de température de brillance	200
7.4 Obtention de cartographies de température de brillance	202
7.5 Conclusion	205
8 Validation des données aéroportées et du modèle à l'aide des mesures terrain	207
8.1 Introduction	208
8.2 Propriétés radiatives de surface en entrée de SEBAL	210
8.2.1 L'albédo	210
8.2.2 La température de brillance	212
8.2.2.1 Comparaison avec les mesures ponctuelles	213
8.2.2.2 Comparaison avec les mesures de routine	219
8.2.2.3 Conclusion	220
8.3 Vérification des hypothèses du modèle relatives à la relation entre la température de surface et l'albédo	221
8.4 Comparaison entre les sorties SEBAL et les mesures de terrain	224
8.4.1 Les variables intermédiaires ou variables de l'interface SVA	225
8.4.2 Les flux énergétiques de surface	230
8.5 Comparaison de cartographies à des résolutions spatiales de 20 et 40 m	236
8.6 Conclusion	243
Conclusion générale et perspectives	245

Les échanges énergétiques à l'interface sol - végétation - atmosphère jouent un rôle prépondérant dans l'équilibre entre biosphère et atmosphère. Ils suscitent un intérêt en météorologie, pour la détermination des conditions aux limites dans les modèles numériques caractérisant l'écoulement de l'atmosphère, et donc en climatologie pour la compréhension et la prédiction des processus planétaires. Au travers de l'évapotranspiration, ils intéressent également l'agronome désireux de caractériser le fonctionnement d'une culture par le biais des transferts hydriques et de la photosynthèse, mais aussi l'hydrologue cherchant à quantifier les termes sources et puits dans les bilans hydrologiques ainsi que dans le cycle de l'eau.

La détermination des flux énergétiques de surface au niveau local ne pose pas de problème particulier, les méthodes existantes (rapport de Bowen, méthode des corrélations turbulentes ou méthodes aérodynamique) ayant fait leur preuve au cours des diverses campagnes de mesures menées ces dernières années. Cependant, les applications précitées nécessitent des estimations à des échelles spatiales allant de la région au pays, et à des échelles de temps allant du jour à l'année. Dans ce contexte, la télédétection présente l'intérêt tout particulier de permettre la cartographie d'une partie des variables de l'interface sol - végétation - atmosphère (SVA) intervenant dans les transferts énergétiques. La télédétection InfraRouge Thermique (IRT), qui consiste à mesurer l'énergie radiative émise par la surface terrestre, permet d'accéder à la température de surface, cette dernière étant une variable essentielle du bilan d'énergie.

La plupart des travaux menés ces dernières années ont permis d'obtenir des cartographies d'évapotranspiration à l'échelle du km, en s'appuyant sur les données des capteurs NOAA / AVHRR¹ (1 km) ou METEOSAT (5 km), et sur des approches de modélisation semi-empiriques. L'utilisation de telles données présente l'avantage de proposer un suivi temporel quasi journalier. Cependant, les résolutions spatiales considérées sont confrontées à des problèmes d'hétérogénéité à l'intérieur des pixels, alors que les approches semi-empiriques sont limitées au niveau de la précision et de la portabilité.

Une solution consiste à disposer de mesures de télédétection IRT à haute résolution spatiale, les paramètres caractéristiques des pixels considérés ayant une plus

¹National Oceanic and Atmospheric Administration / Advanced Very High Resolution Radiometer.

grande probabilité d'être uniformes. A l'heure actuelle, la résolution spatiale la plus élevée est de 120 m avec Landsat Thematic Mapper, et sera d'ici quelques mois de 90 m avec ASTER². Il est donc impossible de caractériser l'état énergétique des surfaces terrestres à l'échelle parcellaire sur le continent européen. Ces conclusions ont amené la communauté française à proposer le concept d'un minisatellite baptisé IRSUTE³ ayant une résolution spatiale de l'ordre de 40 m. Dans le même esprit, le projet européen PRISM⁴ suggère la conception d'un capteur multispectral avec une résolution dans les bandes thermiques de 50 m.

L'acquisition de mesures IRT à haute résolution spatiale a été possible dans le cadre de la phase expérimentale du programme européen ReSeDA⁵. Les objectifs de ce programme sont d'optimiser l'utilisation des moyens d'observation et de modélisation de la biosphère continentale, et sont donc axés sur les points énoncés ci-dessous.

1. L'utilisation conjointe des différents domaines spectraux (Visible - Proche InfraRouge, InfraRouge Thermique et micro-ondes).
2. L'évaluation, vis-à-vis de la variabilité spatiale, de la robustesse des algorithmes permettant de caractériser l'interface SVA et d'en déduire les transferts d'énergie et de masse.
3. La considération en simultanée de plusieurs thématiques basées sur les phénomènes d'échange à l'interface SVA (estimation des bilans énergétiques, hydriques et de masse; évaluation de la production primaire nette) dont on peut espérer des progrès significatifs en les combinant.

Dans cette optique, le programme ReSeDA comporte 4 volets, présentés ci-dessous.

1. Le volet expérimental avait pour objectif de constituer une base de données sur une durée suffisamment longue pour s'assurer de la stabilité des divers algorithmes et méthodologies existants. Les surfaces choisies étaient des parcelles agricoles présentant, selon les variables considérées, des dynamiques temporelles très variées. Il s'agissait donc de mettre en oeuvre et de coordonner des mesures de terrain, ainsi que des mesures aéroportées et spatiales sur une durée de 12 mois (de décembre 1996 à décembre 1997), permettant de couvrir les cycles de plusieurs cultures (maïs, tournesol, luzerne et blé).

²Advance Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (Yamaguchi et al., 1998)

³Infra Rouge Satellitaire Utilisant le Thermique pour l'Environnement (Seguin et al., 1999).

⁴Processes Research by Imaging Space Mission est un projet européen d'imageur hyperspectral.

⁵Remote Sensing Data Assimilation (Prévoit et al., 1998).

2. Le second volet concerne l'estimation des variables caractéristiques du sol et de la végétation à partir des données de télédétection, en faisant le point sur les modèles directs et inverses existant dans les différents domaines spectraux.
3. Le troisième volet s'intéresse à l'assimilation des données de télédétection multi-capteurs dans les modèles de Transfert Sol - Végétation - Atmosphère (TSVA), en vue d'évaluer la capacité de ces modèles à estimer l'évaporation et la photosynthèse des couverts végétaux à partir de telles données.
4. Le quatrième et dernier volet est axé sur l'assimilation de données de télédétection multi-capteurs dans les modèles de cultures, pour améliorer les méthodes d'assimilation. Cette thématique implique, dans certains cas, le couplage des modèles de cultures avec les modèles TSVA (assimilation de données IRT dans les modèles de culture par exemple).

En outre, l'ensemble de ces données permettra dans l'avenir de se pencher sur les problèmes de spatialisation évoqués précédemment, c'est-à-dire sur les processus d'agrégation ou d'extrapolation des mesures locales (mesures de terrain et aéroportées), conduisant à des estimations régionales comparables avec les données satellitaires.

La partie infrarouge thermique du programme ReSeDA a donc permis d'acquérir des mesures de télédétection IRT à haute résolution spatiale (20 m) et multidirectionnelles (de 0 ° à 40 °). Ces mesures aéroportées, acquises à l'aide d'une caméra IRT INFRAMETRICS 760, présentent de fortes potentialités pour caractériser les surfaces naturelles. En outre, elles ont été effectuées en simultané avec des mesures visible - proche infrarouge. Ces dernières, acquises à l'aide du radiomètre imageur POLDER⁶, avaient des caractéristiques spatiales et directionnelles similaires.

Le programme ReSeDA permettra, au travers des données acquises, de mettre en oeuvre des méthodes beaucoup plus réalistes que les relations semi-empiriques évoquées précédemment. Les approches les plus développées se basent sur les modèles TSVA, qui simulent les échanges d'énergie et de masse à des échelles de temps et d'espace très fines, i.e. la dizaine de minutes et la parcelle agricole. Cependant, ces modèles nécessitent la connaissance d'un nombre important de variables, ce qui rend difficile à l'heure actuelle leur utilisation à des échelles spatiales supérieures. A mi-chemin entre les modèles TSVA permettant des descriptions très fines, et les

⁶Polarization and Directionality of the Earth Reflectance (Deschamps et al., 1994).

méthodes semi-empiriques utilisées jusqu'alors pour effectuer des cartographies, on distingue une troisième catégorie de modèles, qui prend en considération les phénomènes physiques lorsque cela est possible, et s'appuie sur des lois empiriques ou semi-empiriques dans le cas contraire.

Les potentialités des méthodes évoqués ici sont limitées par la variabilité spatiale de certaines variables caractérisant l'interface SVA. Le modèle SEBAL⁷, développé au SC-DLO⁸, a été élaboré pour surmonter cette obstacle. Il exploite la variabilité spatiale en rapport avec les conditions hydriques pour cartographier les flux énergétiques de surface. Il est alimenté par des données de télédétection multispectrales, à partir desquelles il cartographie dans un premier temps trois variables de surface : un indice de végétation nommé NDVI⁹, la température de brillance et l'albédo.

Le propos de cette étude est donc de cartographier les flux énergétiques de surface à l'échelle de la parcelle agricole en utilisant des données de télédétection. Pour cela, nous disposons de potentialités tant au niveau de la modélisation qu'au niveau de la mesure. D'une part, le modèle SEBAL exploite la variabilité spatiale en rapport avec les conditions hydriques pour effectuer les cartographies recherchées. D'autre part, la phase expérimentale du programme ReSeDA a permis d'acquérir des données de télédétection aéroportées à haute résolution spatiale. L'utilisation conjointe de ces deux outils originaux est alors testée sur le site expérimental Alpilles-ReSeDA. L'ensemble des travaux effectués pour atteindre cet objectif sont présentés de la façon suivante.

L'étude bibliographique (**chapitre 1**) est décomposée en trois parties. La première présente le formalisme utilisé pour caractériser l'interface SVA et en déduire les flux énergétiques. La seconde évoque l'ensemble des méthodologies utilisant ce formalisme en exploitant l'information spatiale contenue dans les données de télédétection. La troisième s'intéresse à la télédétection IRT, c'est-à-dire à l'ensemble des difficultés rencontrées et des solutions proposées pour estimer, à partir des mesures, la température de surface.

⁷Surface Energy Balance Algorithm for Land (Bastiaanssen, 1995).

⁸Winand Staring Center for Integrated Land, Soil and Water Research, Wageningen, The Netherlands.

⁹Normalized Difference Vegetation Index.

Les hypothèses du modèle SEBAL et les formulations sur lesquelles il s'appuie sont discutées au **chapitre 2**, de même que ses limitations. Le dispositif expérimental permettant l'acquisition des mesures de télédétection et des mesures de terrain est présenté au **chapitre 3**.

Le traitement des données VIS-PIR obtenues à l'aide de POLDER a été effectué par le CESBIO¹⁰, les produits délivrés nous permettant de cartographier l'albédo et le NDVI (**chapitre 4**).

L'intégralité du traitement des données IRT, qui fait partie de ce travail, se décompose en trois phases. La première consiste en la détermination de caractéristiques instrumentales et en l'étalonnage de l'INFRAMETRICS 760 (**chapitre 5**). La seconde consiste en la correction des perturbations atmosphériques pour un instrument aéroporté monocanal et multidirectionnel (**Chapitre 6**). La troisième étape a pour objet le géoréférencement des images, et l'obtention de cartographies de température de brillance de surface (**chapitre 7**).

A ce stade, nous disposons des éléments nécessaires pour faire fonctionner le modèle SEBAL, ce qui permet de comparer ses estimations aux mesures in-situ. Cette comparaison est effectuée pour différentes conditions environnementales rencontrées au cours de l'expérimentation. L'ensemble de ces points constituent le **chapitre 8**.

¹⁰Centre d'Etudes Spatiales de la BIOSphère, Toulouse.

1.1 Les domaines d'applications

L'estimation, et d'une façon plus large, la cartographie des flux d'énergie de surface est un domaine de recherche important dont les applications sont d'ordre hydrologique, météorologique et agronomique.

En hydrologie, l'évapotranspiration joue un rôle important dans le bilan hydrique et donc dans le cycle de l'eau. Sa connaissance peut être utilisée pour forcer les modèles hydrologiques par le biais de variables de surface telles que l'humidité. Une telle approche a été proposée par Ottlé et Vidal-Madjar (1994), et a permis de rendre les simulations du modèle hydrologique développé par Girard (1974) et Ledoux (1980) plus réalistes.

En météorologie, trois thématiques nécessitent la connaissance des flux d'énergie de surface.

- l'étude des phénomènes mésoéchelle à l'aide de modèles de couche limite ;
- la prédiction météorologique à l'aide des modèles NWP (Numerical Weather Prediction) ;
- la description du comportement de l'atmosphère à des fins climatiques, à l'aide des modèles de circulation générale GCM (Global Circulation Model).

De nombreux travaux ont mis en évidence la sensibilité de ces modèles aux conditions de surface telles que l'albédo, l'humidité, la rugosité mécanique et les flux d'énergie ou de masse (Garrat, 1993). Dans ce contexte, plusieurs travaux ont été menés, visant à améliorer les résultats de ces modèles. Van den Hurk et al. (1997) ont ainsi proposé de forcer quotidiennement le modèle RACMO¹ par le biais de l'humidité de surface, et ont constaté l'amélioration des simulations au travers de la température et de l'humidité de l'air à 2 m. Une approche différente a été proposée par Mahfouf et al. (1995), intégrant le modèle ISBA² dans le modèle ARPEGE-Climat (Déqué et al., 1994) pour décrire les conditions de surface. Cette méthode a permis d'améliorer les simulations du modèle climatique.

¹Regional Atmospheric Climate Model (Christensen et van Meijgaard, 1992 ; Christensen et al., 1996)

²Interaction between Soil Biosphere Atmosphere (Noilhan et Planton, 1989)

D'un point de vue agronomique, la connaissance de l'évapotranspiration et de la photosynthèse permet d'effectuer un suivi des cultures, tant pour la prévention (détection du stress hydrique) que pour la prédiction (estimation du rendement agricole et de la production). Ainsi, Seguin et al. (1989a) ont proposé d'utiliser la différence cumulée entre température de surface et température et température de l'air, appelée "Stress Degree Days" pour piloter l'irrigation des cultures. Le concept a été appliqué à l'échelle locale et régionale, et à l'échelle d'un pays (Seguin et al., 1989b). Selon une approche similaire, Courault et al. (1994) ont proposé de cartographier la sécheresse à l'échelle de la France, par le biais de l'évapotranspiration journalière.

Ces applications ne nécessitent pas la même précision sur l'estimation des flux énergétiques de surface, les variables utilisées n'étant pas les mêmes selon les méthodes considérées. Globalement, la précision recherchée à l'heure actuelle est de l'ordre de 50 W.m^{-2} , correspondant à 0.8 mm.jour^{-1} pour l'évapotranspiration (Becker et al., 1996 ; Seguin et al., 1999).

L'étude bibliographique constituant ce chapitre se décompose en trois parties. Dans un premier temps, nous nous intéresserons au formalisme utilisé pour exprimer les flux énergétiques de surface à partir des variables de l'interface Sol - Végétation - Atmosphère. Dans un second temps, nous verrons les différentes méthodes basées sur ce formalisme, et qui exploitent l'information spatiale contenue dans les données de télédétection. Enfin, la troisième partie présentera la télédétection infrarouge thermique qui permet de cartographier la température de surface : quels sont les mécanismes physiques intervenant dans la mesure, quels sont les difficultés rencontrées et les solutions proposées pour accéder aux informations recherchées.

L'ensemble des processus considérés dans ce chapitre sont intimement liés. De ce fait, nous avons été amenés, dès la présentation du formalisme (première partie), à introduire des grandeurs mesurées par télédétection IRT (troisième partie). Dans ce cas, nous avons pris le soin de définir ces grandeurs dans la mesure du possible, en précisant au lecteur qu'elles seraient présentées ultérieurement.

1.2 Formalisme utilisant les variables de l'interface Sol - Végétation - Atmosphère (SVA)

Diverses méthodes visant à cartographier, à différentes échelles spatiales, les flux énergétiques de surface ont été développées ces deux dernières décennies. On peut citer en exemple les réseaux de mesures locales (André et al., 1986 ; Sellers et Hall, 1992 ; Bolle et al., 1993), l'utilisation d'avions instrumentés (Desjardins et McPherson, 1991 ; Kelly et al., 1992 ; Lucotte et Said, 1996), les méthodes basées sur le bilan de masse (Brutsaert, 1982), l'utilisation de radiosondages s'appuyant sur les lois de similarité entre les propriétés de la couche limite atmosphérique et les flux de surface (Munley et Hipps, 1991), les mesures acoustiques des profils dans l'atmosphère avec un Sodar (Weill, 1991), ou encore les mesures scintillométriques (Hill, 1992 ; McAneney et al., 1995 ; Lagouarde et al., 1995a et 1996).

Nous nous focaliserons ici sur les méthodes caractérisant les processus à l'interface Sol - Végétation - Atmosphère (SVA). Le formalisme de chacune des composantes du bilan d'énergie sera d'abord présenté. Cela nous conduira à la caractérisation aérodynamique de la surface, nécessaire pour établir les expressions des flux convectifs. Enfin, le bilan d'énergie est formulé à l'aide des expressions établies auparavant, mettant en avant le rôle essentiel de la température dans l'état énergétique des surfaces naturelles.

Considérons une surface naturelle (couvert végétal ou sol nu), que l'on suppose à l'équilibre thermique³. En négligeant donc le stockage d'énergie, ainsi que la photosynthèse (qui représente 2 à 3 % de l'énergie emmagasinée par la surface), les transferts énergétiques à l'interface SVA sont de nature radiative, conductive et convective. Ces transferts, qui s'équilibrent, sont respectivement caractérisés par le rayonnement net, le flux de chaleur dans le sol, les flux de chaleur sensible et latente (Lagouarde et al., 1995b ; Guyot, 1997).

³On suppose que la surface est à l'équilibre thermique car les capacités thermiques et les masses mises en jeu sont faibles. Cette hypothèse est en général réaliste sauf pour les couverts forestiers.

1.2.1 Le flux radiatif

Les échanges radiatifs correspondent à des transferts d'énergie par rayonnement (figure 1.1). La surface reçoit un rayonnement d'origine solaire direct et diffus R_g , compris entre 0.3 et 3 μm , et dont le spectre résulte des interactions avec l'atmosphère. Elle reçoit aussi un rayonnement d'origine atmosphérique compris entre 3 et 100 μm $L_{a,\downarrow}$, dû à l'émission thermique, et dont le spectre est défini par la composition de l'atmosphère (vapeur d'eau, dioxyde de carbone, aérosols et nuages).

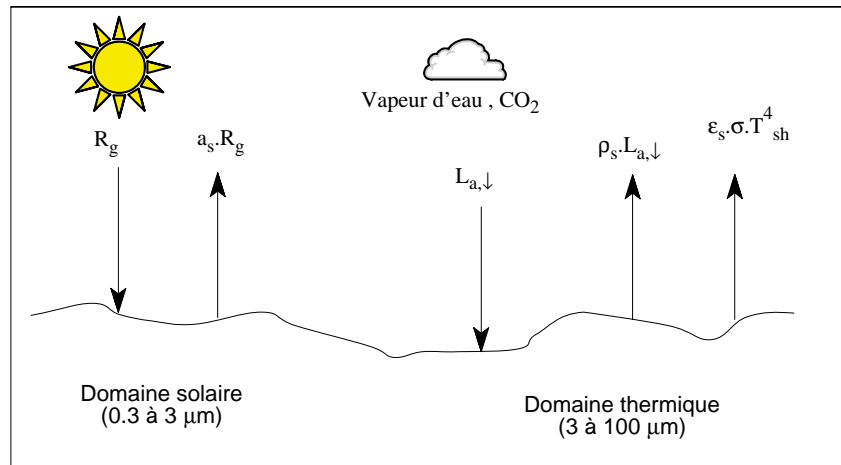


Figure 1.1 : les différentes composantes du rayonnement net. R_g est le rayonnement solaire global, $a_s.R_g$ est le rayonnement solaire réfléchi par la surface, $L_{a,\downarrow}$ est le rayonnement atmosphérique incident, $\rho_s.L_{a,\downarrow}$ est le rayonnement atmosphérique réfléchi par la surface, et $\epsilon_s.\sigma.T_{sh}^4$ est le rayonnement émis par la surface à la température T_{sh} .

Les pertes correspondent aux fractions d'énergie solaire et de rayonnement atmosphérique réfléchies $a_s.R_g$ et $\rho_s.L_{a,\downarrow}$, mais aussi à l'émission thermique comprise entre 3 et 100 μm , fonction de la température radiométrique hémisphérique T_{sh} appelée aussi température radiative (Becker, 1978 ; Price, 1982a ; Norman et Becker, 1995). Le rayonnement net s'exprime alors de la façon suivante :

$$R_n = (1 - a_s).R_g + (1 - \rho_s).L_{a,\downarrow} - \epsilon_s.\sigma.T_{sh}^4 \quad (1.1)$$

σ est la constante de Boltzmann ; a_s , ρ_s et ε_s sont respectivement l'albédo, le coefficient de réflexion thermique et l'émissivité de surface (l'émissivité correspond au facteur de conversion d'énergie thermodynamique en énergie radiative). Ces trois variables s'expriment à l'aide de grandeurs hémisphériques, qui de surcroît sont des valeurs moyennes pondérées sur les intervalles spectraux respectifs (pondération par les grandeurs énergétiques correspondantes) :

$$a_s = \frac{\int_{0.3\mu\text{m}}^{3\mu\text{m}} \rho_{\text{hh}}(\lambda) \cdot R_g(\lambda) \cdot d\lambda}{\int_{0.3\mu\text{m}}^{3\mu\text{m}} R_g(\lambda) \cdot d\lambda} \quad (1.2)$$

$$\rho_s = \frac{\int_{3\mu\text{m}}^{100\mu\text{m}} \rho_{\text{hh}}(\lambda) \cdot L_{a,\downarrow}(\lambda) \cdot d\lambda}{\int_{3\mu\text{m}}^{100\mu\text{m}} L_{a,\downarrow}(\lambda) \cdot d\lambda} \quad (1.3)$$

$$\varepsilon_s = \frac{\int_{3\mu\text{m}}^{100\mu\text{m}} \varepsilon_h(\lambda) \cdot L_{\text{BB}}(\lambda, T_{\text{sh}}) \cdot d\lambda}{\int_{3\mu\text{m}}^{100\mu\text{m}} L_{\text{BB}}(\lambda, T_{\text{sh}}) \cdot d\lambda} \quad (1.4)$$

$\rho_{\text{hh}}(\lambda)$ est la réflectance bihémisphérique spectrale, $\varepsilon_h(\lambda)$ est l'émissivité hémisphérique spectrale (Norman et Becker, 1995), $R_g(\lambda)$ est le rayonnement solaire spectral, $L_{a,\downarrow}(\lambda)$ est la luminance spectrale incidente émise par l'atmosphère, $L_{\text{BB}}(\lambda, T_{\text{sh}})$ est la luminance spectrale émise par un corps noir à la température T_{sh} (donnée par la loi de Planck). La surface est un corps opaque que l'on suppose à l'équilibre thermique, ce qui permet de faire l'approximation que l'émissivité et le coefficient de réflexion thermique sont complémentaires à l'unité :

$$1 - \rho_s = \varepsilon_s \quad (1.5)$$

La validité de cette approximation a été vérifiée sur la bande 8 - 14 μm par Becker et al. (1986).

Par convention, le rayonnement net R_n est positif le jour (terme d'origine solaire prépondérant) et négatif la nuit (terme d'émission thermique par la surface prépondérant).

1.2.2 Le flux conductif

Les échanges conductifs correspondent à des transferts d'énergie cinétique par collisions intermoléculaires. Selon l'équation de Fourier, le flux de chaleur par conduction dans le sol G_0 est proportionnel au gradient de température, la constante de proportionnalité étant la conductivité thermique du sol K_s :

$$G_0 = K_s \times \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1.6.a)$$

où z est la profondeur dans le sol. La conductivité thermique est fonction de la constitution du sol (composants et structure), ainsi que de son humidité.

L'intégration de l'équation 1.6.a entre la surface et un niveau de référence donné conduit à la formulation suivante :

$$G_0 = h_s \cdot (T_{\text{sol}} - T_g) \quad (1.6.b)$$

où h_s est un coefficient de transfert, T_g est la température au niveau de référence et T_{sol} est la température de la couche supérieure du sol en contact avec l'atmosphère. Le flux de chaleur dans le sol varie avec la profondeur et selon la journée. Par convention, il est positif au niveau de la surface et devient négatif à une profondeur de quelques mètres le jour. Ce profil s'inverse la nuit (Lagouarde et al., 1995b).

1.2.3 Les flux convectifs

1.2.3.1 Théorie

Les échanges convectifs correspondent à des transferts d'énergie ou de masse par déplacement de l'air entre la surface et les basses couches de l'atmosphère. Les origines de ces transferts sont le vent (convection forcée) et les gradients de température (convection libre). Lorsqu'elles agissent simultanément, on parle de convection mixte. Dans ce cas, leurs effets peuvent s'opposer (l'atmosphère est en conditions stables), ou agir de concert (l'atmosphère est en conditions instables).

La formulation des échanges convectifs est basée sur les caractéristiques de l'écoulement atmosphérique au dessus de la surface (Brutsaert, 1982 ; Arya, 1989). L'expérience montre qu'il existe une couche de surface s'étendant de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'altitude (appelée aussi sous-couche inertielle). En supposant que l'on est loin de toute discontinuité de surface, les phénomènes considérés sont stationnaires et les variables horizontalement uniformes. Cette homogénéité horizontale induit des flux verticaux et conservatifs, ainsi que des profils de type logarithmique. L'écoulement de l'air étant caractérisé par des changements rapides et aléatoires, les transferts sont de nature turbulente. Une grandeur quelconque (composante zonale ou verticale du vent, humidité, température, concentration d'un gaz) est alors considérée comme la somme d'une composante moyenne et d'une composante fluctuante.

$$\bar{\zeta} = \bar{\zeta} + \zeta' \quad (1.7)$$

Les flux énergétiques résultant des échanges convectifs sont le flux de quantité de mouvement τ , le flux de chaleur sensible H et le flux de chaleur latente LE . Les hypothèses caractérisant l'écoulement dans la sous-couche inertielle permettent d'exprimer ces flux selon leur composante verticale :

$$F_{\zeta} = \overline{w' \zeta'} \quad (1.8.a)$$

avec $\bar{\zeta} = m = \rho_a \cdot \bar{u}_a$ pour le flux de quantité de mouvement τ , $\bar{\zeta} = h = \rho_a \cdot C_p \cdot \bar{T}_a$ pour le flux de chaleur sensible H , $\bar{\zeta} = l = \rho_a \cdot L \cdot \bar{e}_a$ pour le flux de chaleur latente LE . w est la vitesse verticale du vent. ρ_a est la masse volumique de l'air, C_p est la chaleur spécifique de l'air à pression constante, L est la chaleur latente de vaporisation de l'eau. \bar{u}_a , \bar{T}_a , \bar{e}_a sont respectivement les composantes moyennes de la vitesse du vent, de la température et de l'humidité de l'air.

Les formulations issues de l'équation 1.8.a sont difficiles à utiliser directement. Cette difficulté est souvent contournée en faisant appel à des formulations différentielles basées sur une analogie avec la diffusion moléculaire. Considérons une grandeur volumique quelconque ζ . Le gradient de sa composante moyenne $\nabla \bar{\zeta}$ induit un flux F_{ζ} qui lui est proportionnel, le coefficient de proportionnalité K_{ζ} étant appelé diffusivité turbulente :

$$F_{\zeta} = -K_{\zeta} \cdot \nabla \bar{\zeta} \quad (1.8.b)$$

Le profil de la diffusivité turbulente est donné par :

$$K_{\zeta} = \frac{k \cdot u_* \cdot (z-d)}{\phi_{\zeta}(z/L_{MO})} \quad (1.9)$$

k est la constante de Von Kármán, u_* est la vitesse de friction (égale à $(\tau/\rho_a)^{1/2}$), ϕ_{ζ} est un facteur de correction de stabilité résultant de la stratification thermique. La hauteur de déplacement d est la conséquence de la présence de végétation sur les profils des grandeurs atmosphériques. Elle correspond à environ 2/3 de la hauteur de la végétation (Lagouarde et al., 1995b). Le rapport z/L_{MO} est un paramètre adimensionnel où z est la hauteur au dessus de la surface et L_{MO} la longueur de Monin-Obukhov donnée par :

$$L_{MO} = -\frac{\rho_a \cdot c_p \cdot \overline{u_*^3} \cdot T_a}{k \cdot g \cdot H} \quad (1.10)$$

g étant l'accélération de la pesanteur. La longueur de Monin Obukhov caractérise la stabilité de l'écoulement : si $z/L_{MO} < 0$ la situation est instable, si $z/L_{MO} = 0$ la situation est neutre, si $z/L_{MO} > 0$ la situation est stable.

L'intégration de l'équation 1.8.b entre deux niveaux z_1 et z_2 introduit la notion de coefficient d'échange turbulent entre ces deux niveaux, noté $h_{\zeta}(z_1, z_2)$:

$$F_{\zeta} = h_{\zeta}(z_1, z_2) \cdot (\overline{\zeta}(z_1) - \overline{\zeta}(z_2)) \quad (1.11)$$

Le coefficient d'échange turbulent est l'inverse de la résistance aérodynamique $r_{a\zeta}(z_1, z_2)$. Son expression est obtenue par intégration de l'inverse de la diffusivité turbulente :

$$h_{\zeta}^{-1}(z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2} \frac{1}{K_{\zeta}(z)} \cdot dz = \frac{1}{k \cdot u_*} \cdot \int_{z_1}^{z_2} \frac{\phi_{\zeta}(z/L_{MO})}{(z-d)} \cdot dz \quad (1.12)$$

$$h_{\zeta}(z_1, z_2) = \frac{k^2 \cdot (\overline{u_a}(z_2) - \overline{u_a}(z_1))}{\left[\ln\left(\frac{z_2-d}{z_1-d}\right) - \Psi_m\left(\frac{z_2-d}{L_{MO}}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_1-d}{L_{MO}}\right) \right] \cdot \left[\ln\left(\frac{z_2-d}{z_1-d}\right) - \Psi_{\zeta}\left(\frac{z_2-d}{L_{MO}}\right) + \Psi_{\zeta}\left(\frac{z_1-d}{L_{MO}}\right) \right]} \quad (1.13)$$

ψ_ζ est la fonction de stabilité obtenue par intégration du facteur de correction de stabilité ϕ_ζ (ψ_m est la fonction de stabilité mécanique) :

$$\psi_\zeta\left(\frac{z}{L_{MO}}\right) = \int_0^z \frac{\phi_\zeta(z'/L_{MO})}{1-z'} \cdot dz' \quad (1.14)$$

Plusieurs expressions empiriques pour les fonctions de stabilité ψ_ζ existent dans la littérature. Cependant, diverses campagnes expérimentales ont plus ou moins conduit à un consensus sur leurs formes (Brutsaert, 1982).

- En conditions instables ($z/L_{MO} < 0$) :

$$\psi_\zeta\left(\frac{z}{L_{MO}}\right) = 2 \cdot \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \cdot \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad \text{si } \zeta = m \quad (1.15)$$

$$\psi_\zeta\left(\frac{z}{L_{MO}}\right) = 2 \cdot \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) \quad \text{si } \zeta \neq m \quad (1.16)$$

$$\text{avec } x = \phi_m^{-1} = \left(1 - 16 \times \frac{z}{L_{MO}}\right)^{-0.25} \quad (1.17)$$

- En conditions stables ($z/L_{MO} > 0$) :

$$\psi_\zeta\left(\frac{z}{L_{MO}}\right) = -5 \times \frac{z}{L_{MO}} \quad \forall \zeta \quad (1.18)$$

- En condition neutres, la longueur de Monin-Obukhov est infinie. Le facteur de correction est donc égal à 1, induisant la disparition des fonctions de correction dans l'équation 1.13.

Nous avons vu précédemment que les profils des grandeurs dans la sous-couche inertielle sont de types logarithmiques. Ces profils s'expriment à partir des fonctions de stabilité définies par l'équation 1.14 :

$$\overline{\zeta(z_2)} - \overline{\zeta(z_1)} = \frac{\zeta_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z_2-d}{z_1-d}\right) - \psi_\zeta\left(\frac{z_2-d}{L_{MO}}\right) + \psi_\zeta\left(\frac{z_1-d}{L_{MO}}\right) \right] \quad (1.19)$$

ζ_* est un paramètre d'échelle analogue à la vitesse de friction, défini par $F_\zeta = u_* \zeta_*$.

La détermination des flux au dessus d'une surface quelconque à partir de ce formalisme nécessite le choix des niveaux z_1 et z_2 . Le niveau z_2 est appelé niveau de référence atmosphérique, noté z_a . Il correspond en général à une hauteur de 2 m, selon les conventions météorologiques. Le niveau z_1 symbolise les conditions aux limites imposées par la surface. Sa détermination est plus délicate que celle du niveau z_2 , et nécessite une description aérodynamique de la surface. On distingue dans la littérature trois types d'approches pour caractériser cette variable : les modèles monocouches dans lesquels le sol et la végétation ne sont pas discernés ; les modèles bicouches dans lesquels sont différenciés le sol et la végétation et les modèles multicouches qui décomposent la végétation en plusieurs strates.

1.2.3.2 L'approche monocouche et le paramètre kB^{-1}

L'approche monocouche consiste à considérer le sol et la végétation comme une seule entité (Owen et Thomson, 1963 ; Chamberlain, 1966 ; Thom, 1972 ; Soer, 1980 ; Noilhan et Planton, 1989 ; Bastiaanssen, 1995 ; Courault et al., 1996). Le niveau z_1 est alors appelé longueur de rugosité et notée $z_{o\zeta}$. D'un point de vue mathématique, il s'agit d'une constante d'intégration, symbolisant l'altitude à laquelle la grandeur atmosphérique a la même valeur que la grandeur de surface. Les flux et profils sont alors donnés par les équations qui suivent.

L'équation 1.11 devient :

$$F_\zeta = h_\zeta(z_{o\zeta}, z_a) \cdot \left(\zeta(z_{o\zeta}) - \zeta(z_a) \right) \quad (1.20)$$

La fonction de stabilité en $z - d = z_{o\zeta}$ étant négligeable par rapport à la valeur qu'elle prend en $z = z_a$ (Bastiaanssen, 1995), l'équation 1.13 s'écrit généralement :

$$h_\zeta(z_{o\zeta}, z_a) = \frac{k^2 \cdot u(z_a)}{\left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{om}}\right) - \Psi_m\left(\frac{z_a - d}{L_{MO}}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{o\zeta}}\right) - \Psi_\zeta\left(\frac{z_a - d}{L_{MO}}\right) \right]} = \frac{1}{r_{a\zeta}(z_{o\zeta}, z_a)} \quad (1.21)$$

et l'équation 1.19 devient :

$$\zeta(z_a) - \zeta(z_{o\zeta}) = \frac{\zeta_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z_a - d}{z_{o\zeta}}\right) - \psi_\zeta\left(\frac{z_a - d}{L_{MO}}\right) \right] \quad (1.22)$$

La variable z_{om} est appelée longueur de rugosité mécanique. Elle correspond à la hauteur pour laquelle la vitesse du vent est nulle dans l'hypothèse où son profil est logarithmique jusqu'à la surface (figure 1.2). Cette variable est fonction du type de surface. La rugosité d'un sol nu est donnée par sa géométrie. Un couvert végétal, en revanche, est perméable à l'écoulement de l'air. Cela induit une rugosité fonction de sa structure, mais aussi des caractéristiques de l'écoulement (Seginer, 1974 ; Brutsaert, 1982, Raupach, 1994). Une valeur couramment utilisée est $0.13 \times$ la hauteur du couvert (Lagouarde, 1995b). D'autres valeurs ont été suggérées, généralement reliées à la hauteur des couverts végétaux (Wooding et al., 1973 ; Seginer, 1974 ; Brutsaert, 1982). Raupach (1994) a proposé une formulation à partir de la hauteur de la végétation, de la hauteur de déplacement, de la vitesse du vent, et de la vitesse de friction.

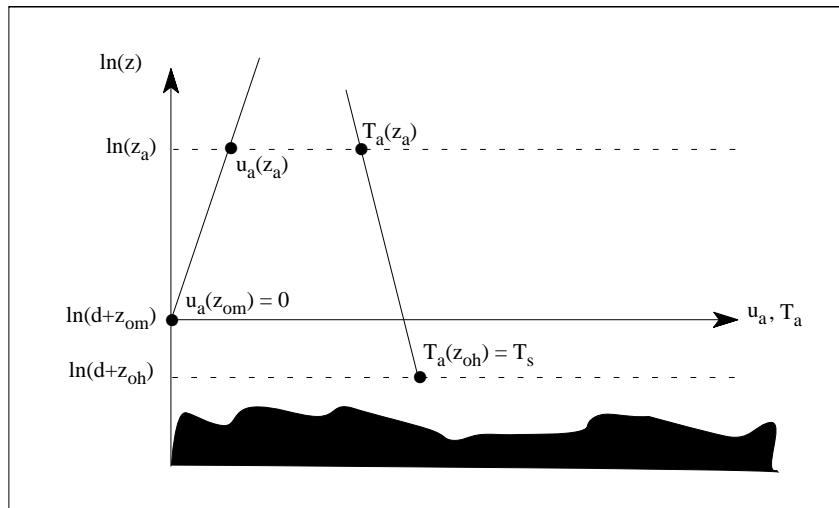


Figure 1.2 : illustration des longueurs de rugosité

z_a est le niveau de référence atmosphérique, z_{om} est la longueur de rugosité mécanique, z_{oh} est la longueur de rugosité thermique, et d la hauteur de déplacement.

Pour le flux de chaleur sensible et le profil en température, on parle de rugosité thermique z_{oh} . Cette variable correspond à la hauteur à laquelle la température de l'air est égale à la température de surface, nommée température aérodynamique (figure 1.2).

La signification physique de ces deux grandeurs est assez équivoque, plus particulièrement pour des surfaces naturelles ayant une forte hétérogénéité horizontale et verticale. La température aérodynamique est une grandeur effective symbolisant les sources de chaleur que constituent le sol et la végétation (McNaughton, 1988 ; Choudhury, 1989). La longueur de rugosité thermique est une hauteur fictive pour laquelle la température de l'air est égale à la température aérodynamique si le profil logarithmique est valide jusqu'à la surface.

Les longueurs de rugosité mécanique et thermique sont différentes, et cette différence symbolise la plus grande résistance que rencontrent les transferts de chaleur par rapport aux transferts de quantité de mouvement (Thom, 1972 ; Garatt, 1978). Elle est formalisée à l'aide du paramètre kB^{-1} (figure 1.3) :

$$kB^{-1} = \ln\left(\frac{z_{om}}{z_{oh}}\right) \quad (1.23)$$

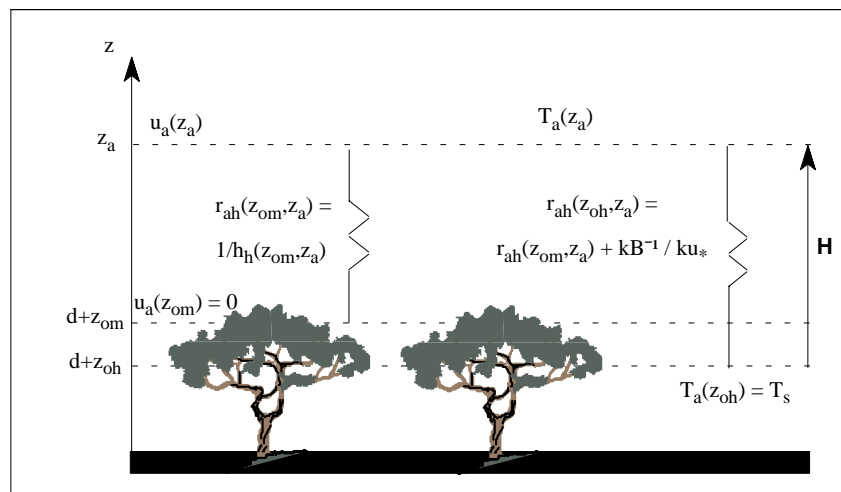


Figure 1.3 : illustration de l'approche monocouche, qui induit l'existence d'une résistance supplémentaire caractérisée par le paramètre kB^{-1}

La signification du paramètre kB^{-1} est fonction de la température injectée dans l'expression du flux de chaleur sensible. Ainsi, on parle de " kB^{-1} aérodynamique" lorsqu'il s'agit d'une température aérodynamique, et de " kB^{-1} radiométrique" lorsqu'il s'agit d'une température radiométrique⁴. Dans ce dernier cas le kB^{-1} devient une

⁴On appelle "température radiométrique" une température obtenue par la mesure du rayonnement

grandeur directionnelle, spectrale et spatiale dont la valeur dépend des conditions de mesure (position du soleil, angles de visée, intervalle spectral et trace au sol). Il est alors représentatif de la "longueur de rugosité thermique radiométrique" (Sugita et Brutsaert, 1990).

La quantification du kB^{-1} aérodynamique a fait l'objet de nombreuses études (Chamberlain, 1966 ; Garatt et Hicks, 1973 ; Thom, 1975 ; Garatt, 1978), mais les estimations proposées sont très variables et les incertitudes associées non négligeables (Seguin, 1989c ; Verhoef, 1995). Actuellement, les valeurs proposées sont proches de 2 (Thom, 1975 ; Garatt, 1978 ; Choudhury, 1989). Elle peuvent être cependant bien supérieures (Garatt et al., 1993), les variations étant fonction de la "perméabilité thermique" des surfaces considérées. L'utilisation du kB^{-1} aérodynamique semble néanmoins compromise par la difficulté d'estimation de la température correspondante (Huband et Monteith, 1986).

Les valeurs de kB^{-1} radiométrique mesurées varient de 0 à 40 (Stewart et al., 1994 ; Verhoef, 1995 ; Malhi, 1996 ; Troufleau, 1997). Cette variabilité plus importante est liée aux spécificités des mesures de température. Divers travaux visant à modéliser le kB^{-1} radiométrique ont été conduits. Kustas et al (1989) ont proposé une formulation semi-empirique à partir la vitesse du vent et de la différence entre la température radiométrique et la température de l'air. Néanmoins, le calage de cette formulation s'est avéré différent d'une expérimentation à une autre (Kustas et al., 1989 ; Kustas et al., 1994a ; Moran et al ; 1994a) et semble n'être valide que pour les valeurs de flux de chaleur sensible élevées (Troufleau et al., 1997a). Son application pour différents couverts végétaux ne semble donc pas envisageable (Kustas, 1990 ; Verhoef, 1995). Prévot et al. (1993a) ont proposé une formulation à partir du LAI (Leaf Area Index - surface de feuille par unité de surface de sol) et des températures radiométriques à 0 et 80 ° de visée. La relation a été obtenue à l'aide d'un modèle simulant les transferts radiatif et turbulent dans le couvert végétal, et induisait une très forte amélioration sur l'estimation du flux de chaleur sensible. Une validation à l'aide de mesures in-situ est cependant nécessaire. Lhomme et al. (1997) ont utilisé un modèle bicouche pour établir une formulation analytique du kB^{-1} et en vérifier la validité. Les conclusions étaient que le kB^{-1} radiométrique dépend des variables de structure du couvert végétal, des

qu'émet la surface dans un intervalle spectral appartenant au domaine [8 - 14] μm . Nous reviendrons ultérieurement sur la signification et la détermination de cette grandeur (§ 1.4).

conditions météorologiques et du stress hydrique. Cette multiple dépendance induit une très grande difficulté d'estimation qui enlève tout aspect opérationnel pour l'instant.

D'autres voies utilisant un modèle monocouche sans le paramètre kB^{-1} ont été explorées. Citons en exemple Troufleau et al. (1997a) qui proposent une relation linéaire entre les différences (température radiométrique - température de l'air) et (température radiométrique - température aérodynamique). Cette approche donne de meilleurs résultats que l'utilisation du kB^{-1} , mais reste à l'heure actuelle empirique.

1.2.3.3 Les approches bi et multicouches

Le manque de réalisme et les difficultés conceptuelles induits par les modèles monocouche ont conduit à s'orienter vers des modèles bi et multicouches (Waggoner et Reifsnnyder, 1968 ; Deardorff, 1978 ; Shuttleworth et Wallace, 1985 ; Taconet et al., 1986 ; Meyers et Paw U, 1987 ; van de Griend et van Boxel, 1989 ; Camillo, 1991 ; Olioso, 1992 ; Dolman, 1993 ; Lhomme et al., 1994 ; Braud et al., 1995 ; Norman et al., 1995).

Les approches multicouches stratifient la végétation en N couches représentant chacune une source potentielle de chaleur, et reliées les unes aux autres par un réseau de résistances. Selon cette approche, il n'est plus nécessaire de considérer une seule température de surface et donc une longueur de rugosité thermique. Les couverts végétaux ayant de fortes dynamiques verticales et horizontales sont alors mieux décrits.

Les modèles bicouches constituent la forme la plus simple de l'approche multicouche. Ils représentent un compromis entre une approche assez descriptive de l'interface SVA et une faisabilité d'exploitation envisageable. Les flux de chaleur latente et sensible sont scindés en deux composantes relatives au sol et à la végétation (figure 1.4) :

$$H = \rho \cdot C_p \cdot h_h(z_{om}, z_a) \cdot (T_a(d + z_{om}) - T_a(z_a)) \quad (1.24)$$

$$H = H_{veg} + H_{sol} = \rho \cdot C_p \cdot h_{h,veg} \cdot (T_{veg} - T_a(d+z_{om})) + \rho \cdot C_p \cdot h_{h,sol} \cdot (T_{sol} - T_a(d+z_{om})) \quad (1.25)$$

$$LE = \rho \cdot L \cdot h_l(z_{om}, z_a) \cdot (e_a(d+z_{om}) - e_a(z_a)) \quad (1.26)$$

$$LE = LE_{veg} + LE_{sol} = \rho \cdot C_p \cdot h_{l,veg} \cdot (e_{veg} - e_a(d+z_{om})) + \rho \cdot C_p \cdot h_{l,sol} \cdot (e_{sol} - e_a(d+z_{om})) \quad (1.27)$$

T_{sol} , e_{sol} , T_{veg} , et e_{veg} sont respectivement les températures et humidités du sol et de la végétation. $h_h(z_{om}, z_a)$ et $h_l(z_{om}, z_a)$ sont respectivement les coefficients d'échange turbulent pour les transferts de chaleur sensible et latente.

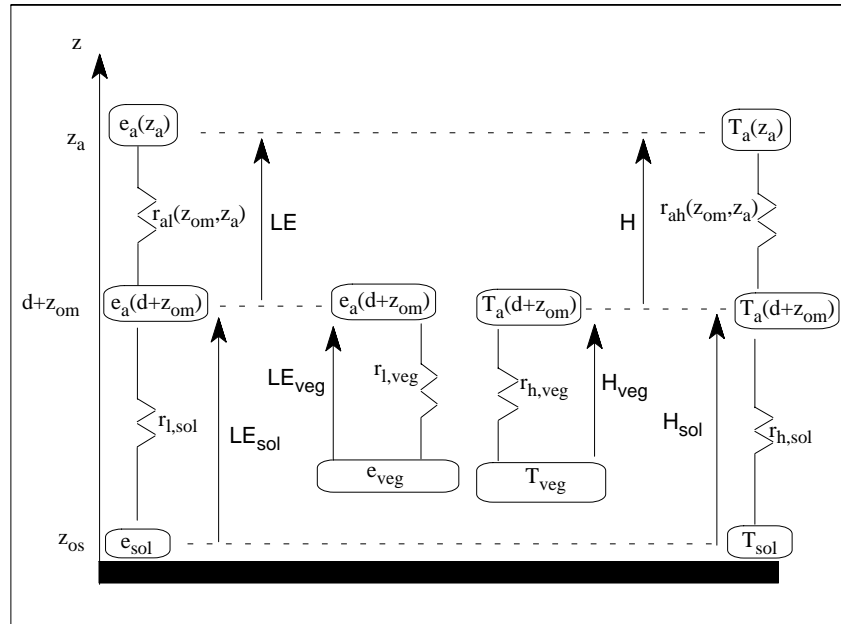


Figure 1.4 : schématisation du modèle bicouche

$$r_{l,veg} = 1 / h_{l,veg} ; r_{l,sol} = 1 / h_{l,sol} \quad r_{h,veg} = 1 / h_{h,veg} ; r_{h,sol} = 1 / h_{h,sol}$$

Les coefficients d'échange turbulent ($h_{h,veg}$, $h_{l,veg}$) et ($h_{h,sol}$, $h_{l,sol}$) à l'intérieur du couvert symbolisent respectivement l'ensemble des résistances de couche limite foliaire où l'écoulement est laminaire, et la résistance aérodynamique au transfert turbulent à l'intérieur du couvert. Diverses formulations ont été proposées à partir des profils du vent et de la diffusivité turbulente. Ces profils peuvent être de type sinus hyperbolique

(Cowan, 1968 ; van de Griend et Van Boxel, 1989) ou exponentiel (Inoue, 1963 ; Cionco, 1965).

Le formalisme de l'approche bicouche permet d'exprimer les flux convectifs à partir des températures et humidités du sol et de la végétation uniquement. Le flux de chaleur sensible, par exemple, s'exprime de la façon suivante :

$$H = \rho \cdot C_p \times \frac{h_{h,veg} \cdot (T_{veg} - T_a(z_a)) + h_{h,sol} \cdot (T_{sol} - T_a(z_a))}{1 + h_{h,veg}/h_h(z_{om}, z_a) + h_{h,sol}/h_h(z_{om}, z_a)} \quad (1.28)$$

Notons aussi que l'on en déduit une signification plus explicite de la température aérodynamique, celle-ci apparaissant être une pondération des températures du sol, de la végétation et de l'air :

$$T_a(z_{om}) = \frac{h_h(z_{om}, z_a) \cdot T_a(z_a) + h_{h,veg} \cdot T_{veg} + h_{h,sol} \cdot T_{sol}}{h_h(z_{om}, z_a) + h_{h,veg} + h_{h,sol}} \quad (1.29)$$

Ce type de modèle, destiné originellement à des surfaces naturelles hétérogènes (couverts épars), a été validé dans différentes situations (Choudhury et Monteith, 1988 ; Nichols, 1992 ; Lafleur et Rouse, 1990 ; Kustas et al., 1996). L'intérêt est que le réalisme est supérieur à celui de l'approche monocouche, et que la mise en oeuvre est plus facile que celle des approches multicouches (Choudhury, 1989 ; Lhomme et al. 1994). En outre, le découplage sol-végétation permet de séparer évaporation et transpiration, ce qui est nécessaire pour estimer le flux de CO₂ et donc la photosynthèse.

Néanmoins, plusieurs limitations existent. Du point de vue de la modélisation, des problèmes liés à l'utilisation de la théorie de la diffusivité turbulente à l'intérieur du couvert (flux à contre-gradient) induisent des validations peu concluantes (Kustas, 1990 ; Ham et Heilman, 1991). Une possibilité est alors d'utiliser la théorie lagrangienne (Dolman et Wallace, 1991). Du point de vue de la mesure, il est difficile de d'estimer les températures du sol et de la végétation. Des solutions ont été proposées en utilisant la température radiométrique⁵. Lhomme et al. (1994) proposent d'injecter cette température dans l'expression de H et d'introduire un terme correctif fonction des résistances aérodynamiques et des températures du sol et de la végétation. L'intérêt est

⁵On appelle "température radiométrique" une température obtenue par la mesure du rayonnement qu'émet la surface dans un intervalle spectral appartenant au domaine [8 - 14] μm. Nous reviendrons ultérieurement sur la signification et la détermination de cette grandeur (§ 1.4).

que ce terme correctif est linéairement relié à la différence entre la température radiométrique et la température de l'air. Dans la même optique, Norman et al. (1995) décomposent la température radiométrique en une composante sol et une composante végétation, toutes deux pondérées exponentiellement par le rapport entre le LAI et le cosinus de l'angle zénithal de visée. Les estimations des températures requièrent alors deux mesures directionnelles.

A l'heure actuelle, les conclusions de ces multiples travaux amènent à penser que l'approche bicouche conduit à de meilleures estimations des flux énergétiques de surface que l'approche monocouche, et ce principalement à cause des difficultés rencontrées pour estimer le paramètre kB^{-1} (Kustas et al., 1996). Cependant, les problèmes liés à la modélisation, ainsi que la difficulté d'estimation des températures du sol et de la végétation induisent que l'approche monocouche, qui de surcroît est plus facile à mettre en oeuvre, présente des atouts non négligeables.

1.2.4 Bilan d'énergie et déterminisme de la température de surface

D'après le § 1.2.3, le bilan d'énergie instantané d'une surface naturelle peut s'exprimer de plusieurs façons. Selon une approche monocouche, on a (figure 1.5) :

$$R_n = G_0 + H + LE \quad (1.30)$$

alors que selon une approche bicouche, il advient :

$$R_{n,veg} + R_{n,sol} = G_0 + H_{veg} + H_{sol} + LE_{veg} + LE_{sol} \quad (1.31)$$

La convention de signe adoptée considère positif le rayonnement net lorsqu'il est orienté vers la surface ; et positifs les flux de chaleur dans le sol, sensible et latente lorsqu'il sont orientés respectivement vers le sol et l'atmosphère. Ces grandeurs s'expriment en $W.m^{-2}$, représentant donc des densités de flux.

Considérons maintenant l'approche monocouche. La combinaison des équations 1.1, 1.5, 1.6.b, 1.11 et 1.30 permet d'écrire le bilan d'énergie sous la forme suivante :

$$(1-a_s).R_g + \varepsilon_s.(L_{a,\downarrow} - \sigma.T_{sh}^4) = h_s.(T_{sol} - T_g) + \rho.C_p.h_h(z_{om},z_a).(\overline{T_a(z_{om})} - \overline{T_a(z_a)}) + \rho.L.h_l(z_{ol},z_a).(\overline{e_a(z_{ol})} - \overline{e_a(z_a)}) \quad (1.32)$$

où z_{ol} est la longueur de rugosité pour les transferts de vapeur d'eau. En supposant que $T_{sh} = T_a(z_{om}) = T_{sol}$, et que l'on assimile ces trois grandeurs à la "température de surface" T_s , cette dernière apparaît être une variable d'équilibre, solution de l'équation du bilan d'énergie de surface à chaque instant (Lagouarde, 1995b). Sa valeur est donc fluctuante, pilotée par l'ensemble des variables de l'interface SVA : les conditions climatiques (profils en température et humidité de l'air, vitesse du vent, rayonnements solaire et atmosphérique), les caractéristiques du sol (humidité, propriétés radiatives, thermiques et hydriques) et de la végétation (teneur en eau, résistance stomatique, propriétés radiatives, pourcentage de couverture du sol, structure du couvert).

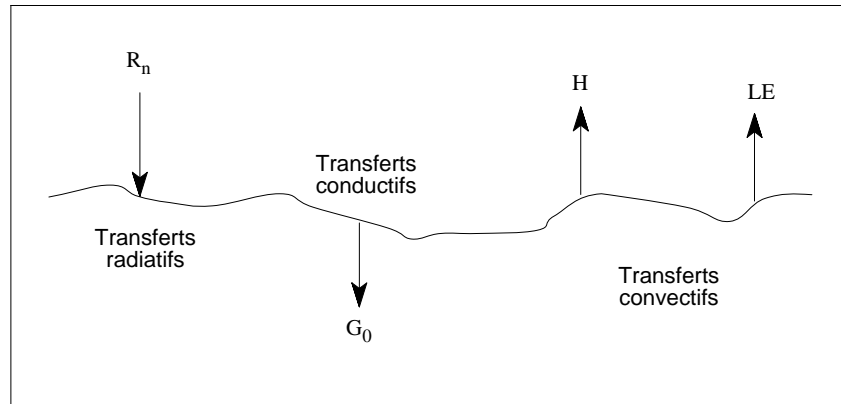


Figure 1.5 : les différentes composantes du bilan d'énergie selon l'approche monocouche.

R_n : rayonnement net (échanges radiatifs). G_0 : flux de chaleur dans le sol (échanges conductifs).
 H : flux de chaleur sensible (échanges convectifs). LE : flux de chaleur latente (échanges convectifs).

1.3 Utilisation de la télédétection pour estimer les variables de l'interface SVA et quantifier les flux

Nous nous sommes intéressés jusqu'ici aux formalismes permettant d'exprimer les flux énergétiques de surface, ainsi qu'aux différentes possibilités de modélisation des conditions de surface pour les flux convectifs. Diverses méthodes utilisent ces formalismes, mais selon des approches temporelles et spatiales différentes, en fonction des objectifs.

La quantification des flux énergétiques de surface par la caractérisation de l'interface Sol - Végétation - Atmosphère nécessite une description plus ou moins précise de cette dernière. A l'échelle locale, le problème ne se pose pas si des mesures de terrain sont disponibles. L'estimation à des échelles supérieures (spatialisation et agrégation ou extrapolation) est cependant difficile à mettre en oeuvre à cause de la variabilité spatiale des surfaces naturelles. Dans ces conditions, l'utilisation de la télédétection apparaît être un outil intéressant. Son attrait repose en effet sur la possibilité de cartographier certaines variables déduites des rayonnements mesurés.

Le domaine solaire correspond à l'intervalle spectral [0.3 - 3] μm , avec exclusion de certaines bandes pour lesquelles l'atmosphère est quasiment opaque (absorption par la vapeur d'eau et les gaz H_2O , O_3 , CO_2 ; diffusion par les aérosols). Dans ce domaine, on estime l'albédo ainsi que certaines variables biophysiques des couverts végétaux telles que le LAI (Baret et Guyot, 1991 ; Myneni et al., 1995), le pourcentage de couverture du sol (Carlson et Rippley, 1997), la fraction de rayonnement solaire absorbée pour la photosynthèse (Sellers, 1987), l'angle moyen d'inclinaison des feuilles ou encore la teneur en chlorophylle (Weiss, 1998).

Le domaine infrarouge thermique correspond à l'intervalle spectral [3 - 100] μm , néanmoins réduit à la gamme [3 - 14] μm , l'atmosphère étant opaque pour les longueurs d'onde supérieures à 14 μm . Dans ce domaine, on estime la température de surface (Kerr et al., 1992 ; Otlé et Vidal-Madjar, 1992).

Le domaine des micro-ondes (de 100 μm à quelques cm) présente l'avantage de ne pas être perturbé par l'atmosphère. Dans ce domaine, les variables d'intérêt sont la biomasse en eau (plus particulièrement pour les couverts forestiers - Dobson et al.,

1995), l'humidité du sol (Chanzy, 1991) et le contenu en eau de la végétation (Prévo et al., 1993b ; Wigneron et al., 1999).

Cette liste montre qu'il n'est cependant pas possible de cartographier directement toutes les variables de l'interface SVA recherchées. Ce fait a conduit la communauté à développer diverses méthodologies afin de palier à ce déficit d'information, soit en s'affranchissant de ces variables, soit en les estimant indirectement. Ces approches sont déterministes (forçage et calibration des modèles de Transfert Sol - Végétation - Atmosphère), semi-empiriques (relation simplifiée,...), ou intermédiaires (résolution du bilan d'énergie instantané). Notons aussi l'existence de modèles qui couplent les transferts surface-atmosphère et l'évolution de la couche limite atmosphérique, en considérant de grandes surfaces supposées homogènes (Brunet et al., 1991 ; Diak et al, 1994 ; Anderson et al., 1997). Nous allons maintenant nous intéresser aux approches déterministes, semi-empiriques et intermédiaires, c'est-à-dire à leurs avantages et à leurs limites. Cela nous conduira, pour finir, à introduire le modèle SEBAL : quelles sont ses caractéristiques et dans quels contextes expérimentaux a-t-il été validé?

1.3.1 Approches déterministes : forçage et calibration des modèles de Transfert Sol - Végétation - Atmosphère (TSVA)

Les modèles TSVA simulent les transferts d'énergie et de masse entre le sol, la végétation et l'atmosphère. La résolution temporelle est de l'ordre de l'heure, en accord avec la dynamique des processus atmosphériques et de surface. Ils décomposent le continuum SVA selon ses trois entités afin de décrire finement les transferts considérés. Parmi ces derniers, on trouve (Oliosio et al., 1999a) : les transferts radiatifs dans les domaines courtes et grandes longueurs d'onde à l'intérieur du couvert, le transfert turbulent au sein et au-dessus du couvert, les transferts hydriques et énergétiques dans le sol, les transferts hydriques entre le sol et l'atmosphère via la plante (description de la résistance stomatique et de l'extraction de l'eau du sol par le système racinaire), ainsi que les mécanismes de photosynthèse.

Une description fine de l'interface SVA nécessite une multitude d'informations telles que les propriétés électromagnétiques du sol et de la végétation dans les domaines solaire et thermique, les propriétés thermiques et hydrauliques du sol, les propriétés physiologiques de la végétation, la structure du couvert végétal et les conditions micrométéorologiques. De ce fait, un grand nombre de paramètres ou de variables sont requis.

Ces modèles pouvant simuler l'énergie radiative émergente à la surface par le biais de couplage avec des modèles de transferts radiatif, une partie de ces paramètres et variables est accessible indirectement par télédétection. Nous distinguons ici trois catégories de procédures :

- le forçage, qui consiste à injecter en entrée des modèles certains paramètres mesurés par télédétection ;
- le calage, qui consiste à ajuster des variables afin de minimiser la différence entre estimations par modèle et mesures par télédétection ;
- l'assimilation ou "réinitialisation", qui est similaire au calage mais qui possède un aspect temporel. En effet, la variable considérée n'est pas calée sur une mesure de télédétection, mais sur un jeu de données acquises au cours d'une période de plusieurs jours (Oliosio et al., 1999).

Les paramètres de forçage peuvent être des variables biophysiques du couvert tels que le LAI, l'albédo ou les conductance et photosynthèse maximales (Sellers et al., 1996 ; Randall et al., 1996) ; mais aussi la température de surface (Oliosio, 1992) ou encore l'état hydrique du sol (Bruckler et Winoto, 1989 ; Ragab, 1995 ; Calvet et al., 1998).

Diverses analyses de sensibilité des modèles SVAT ont montré que les variables les plus adéquates pour être estimées par calage sont les suivantes (Oliosio et al., 1999a) : la conductance stomatique, la conductance hydraulique entre le sol et la végétation, les résistance et humidité de surface. De nombreux travaux de calage à partir de mesures en température de surface ont été conduits (Soer, 1980 ; Camillo, 1991 ; Diak et Whipple, 1993 ; Kreis et Raffy, 1993 ; Ottlé et Vidal-Madjar, 1994, Oliosio et al., 1996a). Certains résultats ont mis en évidence les difficultés rencontrées pour valider les estimations de la résistance stomatique. Néanmoins, ils ont également montré la possibilité d'obtenir, à partir de mesures au midi solaire, des valeurs satisfaisantes pour l'évapotranspiration

instantanée et la photosynthèse au cours du cycle de la culture (Taconet et al., 1995 ; Oliosio et al., 1996b).

L'assimilation consiste à "réinitialiser" le modèle en ajustant une variable non pas à partir d'une mesure mais à partir d'un jeu de données (Moulin et al., 1998). Cette procédure a été utilisée avec succès pour effectuer un suivi de l'humidité de la zone racinaire (Calvet et al., 1998 ; Wigneron et al., 1999).

Enfin, une dernière approche, encore différente, a été proposée par différents auteurs (Carlson et al., 1995 ; Capehart, 1996 ; Gillies et al., 1997). Elle utilise le trapèze résultant de la corrélation spatiale entre indice de végétation et température de surface. Un modèle SVAT simulant la température et le NDVI⁶ est piloté de telle sorte que les simulations soient concordantes avec la corrélation observée, pour différentes conditions hydriques du sol. Cette approche a permis de cartographier non seulement les flux de surface mais aussi le contenu en eau de la surface (Gillies et al., 1997).

Les différentes procédures présentées ici constituent néanmoins des étapes complexes dont les résultats sont tributaires de problèmes mathématiques tels que l'unicité des minima (Delécolle et al., 1995).

Les modèles SVAT considèrent que la surface est homogène, i.e. les variables considérées sont uniformes, alors que les mesures acquises par télédétection sont relatives à des échelles allant de la centaine de mètres à quelques kilomètres. Selon la variabilité spatiale des surfaces observées, il n'est pas toujours possible de supposer l'homogénéité. On est alors amené à considérer des variables et paramètres effectifs, résultant de procédures de moyennage (Raupach, 1993 ; Blyth, 1995 ; Chehbouni et al., 1995 ; Noilhan et Lacarrère, 1995). Néanmoins, la non linéarité des modèles induit des erreurs dans les estimations de certaines variables de sortie. Des modèles spatialisés simulant la variabilité intra-pixellaire afin d'estimer les valeurs les plus probables ont donc été développés (Raffy, 1992 ; Raffy, 1994), et semblent constituer des approches prometteuses (Bouguerzaz et al., 1999).

Parmi toutes les méthodologies existantes pour caractériser l'interface SVA et quantifier les flux, les modèles SVAT constituent le degré de modélisation le plus élevé qui soit. Les avantages sont bien sur le réalisme qui permet d'obtenir de très bons

⁶le NDVI ou Normalized Difference Vegetation Index est un indice de végétation normalisé qui a la propriété d'augmenter en présence de végétation (Rouse et al., 1974 ; Tucker, 1986). Cf § 2.2.1.2.

résultats au niveau local, mais aussi la possibilité de simuler les processus à l'échelle de la journée à partir de mesures ponctuelles. L'inconvénient est le nombre de variables d'entrée qu'il est nécessaire de connaître. Les méthodes de forçage et de calibration à partir des mesures de télédétection développées ces dernières années ont pour but d'en estimer une partie. Cependant le très grand nombre de variables recherchées rend impossible à l'heure actuelle la spatialisation ou l'extrapolation spatiale de chacune d'entre elles. De ce fait, certaines ont des valeurs empiriques obtenues dans des contextes expérimentaux donnés, et l'extrapolation à d'autres situations est légitimement sujette à caution.

1.3.2 Approches semi-empiriques

Les méthodes semi-empiriques expriment les flux convectifs par le biais de formulations simples. Ces méthodes ont été développées pour la détermination de l'évapotranspiration instantanée (équivalente au flux de chaleur latente) ou journalière (obtenue par intégration).

La plus connue est la relation simplifiée, qui a pour objectif d'estimer l'évapotranspiration journalière E_j . Dans cette optique, Jackson et al. (1977) ont proposé d'utiliser la différence entre la température de l'air T_a et la température de surface T_s mesurées autour du midi solaire (nécessitant également une mesure du rayonnement net journalier R_{nj}) :

$$E_j - R_{nj} = A - B(T_s - T_a) \quad (1.33)$$

où A et B sont les coefficients de la relation linéaire. L'intérêt de cette formulation est de contourner trois problèmes : l'estimation des longueurs de rugosité, l'absence de mesure en continu de la température de surface, et l'estimation du flux de chaleur dans le sol qui est négligeable à l'échelle journalière. Les hypothèses sont d'une part, qu'une valeur instantanée du flux de chaleur sensible est suffisamment représentative sur plusieurs jours du flux journalier et d'autre part, que le coefficient d'échange turbulent est assimilable sur plusieurs jours à une constante B (Seguin et al., 1982). La principale difficulté réside dans l'estimation de cette constante, celle-ci étant fonction des caractéristiques de l'interface SVA.

Seguin et al. (1982) et Steinmetz et al. (1989) ont mis en évidence le bien fondé de l'approche au niveau local (précision de 10 à 15 %), mais aussi la forte variabilité des coefficients A et B d'une expérimentation à une autre (de l'ordre de 40 % sur B). Plusieurs travaux ont montré la dépendance de ces coefficients vis-à-vis des variables de surface et des conditions micrométéorologiques (rugosité mécanique, vitesse du vent, stratification thermique). Diverses formulations ont alors été proposées (Seguin et Itier, 1983 ; Riou et al., 1988 ; Lagouarde et Brunet, 1989 ; Vidal et Perrier, 1989 ; Lagouarde, 1991 ; Lagouarde et Brunet, 1991 ; Lagouarde et McAneney, 1992).

L'application de cette relation à l'échelle régionale pose plusieurs problèmes :

- la différence de représentativité spatiale entre température de l'air mesurée localement et température de surface relative à un pixel dont la taille peut être de l'ordre du kilomètre ;
- l'impact de l'hétérogénéité spatiale sur l'estimation des coefficients A et B et sur la signification de la température de surface mesurée.

La précision est alors de 20 à 30 %, soit $\pm 1.5 \text{ mm.jour}^{-1}$ (Seguin et al., 1991 ; Kanemasu et al., 1992 ; Courault et al., 1994 ; Brasa-Ramos et al., 1998). En vue d'améliorer cette précision, Carlson et Buffum (1989) suggèrent de porter le terme $(T_s - T_a)$ à la puissance n en prenant la température de l'air à 50 m (à cette hauteur, la température de l'air est supposée constante au niveau régional). Carlson et al. (1995) expriment ensuite les coefficients B et n en fonction du NDVI, afin d'intégrer d'autres informations issues de la télédétection.

Plusieurs autres approches semi-empiriques ont été proposées. Nieuwenhuis et al. (1985), et Thuinnissen et Nieuwenhuis (1990) utilisent une relation différentielle entre la température du site considéré et la température d'une parcelle de référence (parcelle bien irriguée évaporant au régime maximum). Carlson et Buffum (1989) partent du principe que l'évolution de la température de surface est principalement pilotée par son humidité et donc par l'évapotranspiration. Ils quantifient alors cette dernière au niveau de la journée à partir de la variation temporelle de la température au cours de la matinée, ce qui n'est faisable qu'avec des satellites géostationnaires. Chanzy et Bruckler (1993) et Chanzy et al. (1995) relient l'évapotranspiration journalière des sols nus avec l'humidité des 5 premiers cm mesurée à midi. Enfin, Moran et al. (1994b) exploitent les dimensions du trapèze résultant de la corrélation entre les indices de

végétation et la température de surface, mettant en avant les potentialités de cette démarche pour l'estimation de l'évapotranspiration.

Certaines de ces méthodologies ont été utilisées pour des applications à l'échelle régionale ou nationale : cartographie de l'évapotranspiration journalière (Brasa-Ramos et al., 1998) ou des sécheresses (Courault et al., 1994). Néanmoins, leurs limitations au niveau de la caractérisation de la surface (approches statistiques n'incluant pas de modélisation) et au niveau temporel (estimations journalières à partir de mesures ponctuelles) leur confèrent une précision de l'ordre de $\pm 1.5 \text{ mm.jour}^{-1}$. Cette précision est malheureusement insuffisante pour des applications telles que celles présentées dans le paragraphe 1.1.

1.3.3 Approches intermédiaires : résolution du bilan d'énergie instantané

A mi-chemin entre les modèles SVAT très réalistes mais pour lesquelles des résultats opérationnels nécessitent des mesures de terrain complémentaires, et les approches semi-empiriques faciles à mettre en oeuvre mais limitées au niveau de la modélisation, on peut distinguer une troisième catégorie de modèles, que nous nommons "approches intermédiaires". Ces modèles prennent en considération les phénomènes physiques lorsque cela ne nécessite pas la connaissance d'un grand nombre de variables, et font appel à des relations empiriques ou semi-empiriques dans le cas contraire.

L'existence de ce type de modèle résulte de la volonté d'utiliser exclusivement les informations issues de la télédétection. Les variables radiatives estimées sont injectées dans des relations physiques, semi-empiriques ou purement empiriques pour estimer le rayonnement net, le flux de chaleur dans le sol et le flux de chaleur sensible. Le flux de chaleur latente est calculé comme la résultante du bilan d'énergie.

Les estimations du rayonnement net, et dans une moindre mesure, du flux de chaleur dans le sol ne posent pas de difficultés majeures en comparaison avec l'estimation du flux de chaleur sensible. Pour ce dernier, en effet, il s'avère impossible dans la plupart des cas de s'affranchir de certaines variables de l'interface SVA

difficilement accessibles par télédétection. Ce sont principalement des variables météorologiques telles que la température de l'air ou la vitesse du vent (Price, 1980 ; Price, 1982b ; Gurney et al., 1983 ; Moran et al., 1989 ; Kustas et al., 1990 ; Humes et al., 1994 ; Moran et al., 1994a ; Kustas et al., 1994a), ainsi que des variables de structures du couvert végétal (hauteur, longueur de rugosité mécanique). Divers modèles ont donc été développés afin d'extrapoler les mesures météorologiques issues des réseaux existants, et les mesures locales caractéristiques des couverts végétaux.

Jackson (1985) a mis au point une méthode de cartographie locale des flux énergétiques de surface à partir de mesures micrométéorologiques et de données spatiales ou aéroportées. Cette approche a donné des résultats satisfaisants (Reginato et al., 1985 ; Jackson et al., 1987 ; Moran et al., 1989). Néanmoins, une cartographie plus étendue est confrontée à la représentativité des mesures, celle-ci étant fonction des conditions météorologiques et de la variabilité des surfaces.

En supposant que la variabilité des mesures micrométéorologiques est négligeable par rapport à celles des autres variables du bilan d'énergie, Gash (1987) a proposé une formulation différentielle au premier ordre pour effectuer des cartographies en flux de chaleur latente. Pour cela, il conjugue des mesures de référence avec les variations spatiales en albédo et température. Kustas et al., (1990) ont étendu cette formulation à l'ensemble des composantes du bilan d'énergie, en supposant que la résistance aérodynamique pour le flux de chaleur sensible est uniforme. Une erreur de l'ordre de 100 W.m^{-2} sur le flux de chaleur sensible a été constatée pour des couverts épars. Des résultats satisfaisants ont cependant été obtenus sur l'expérimentation Monsoon' 90 (Kustas et al., 1994a) : la précision sur le flux de chaleur latente atteignait 50 à 60 W.m^{-2} , expliquée par une rugosité de surface peu importante (Humes et al., 1994) ; et le coefficient de corrélation entre les simulations et les mesures de la fraction évaporative journalière était de 0.96 (Kustas et al., 1994a) (la fraction évaporative est le rapport entre le flux de chaleur latente et les flux convectifs). Kustas et Humes (1997) ont amélioré le modèle en proposant une formulation différentielle pour la résistance aérodynamique. La comparaison a montré une amélioration de 10% sur la précision du flux de chaleur sensible (Humes et al., 1997 ; Kustas et Humes, 1997).

Une autre possibilité est d'agréger des données de télédétection. Dans ce cas, les variables du bilan d'énergie sont reformulées de telle sorte qu'elles aient la même représentativité spatiale que les données. Kustas et al. (1994b) ont ainsi exprimé la

résistance aérodynamique à l'échelle du kilomètre en fonction de coefficients statistiques. La comparaison, sur zones semi-arides, entre les résultats obtenus et l'agrégation des mesures terrain est de l'ordre de 20 %, correspondant à la précision des mesures terrain.

L'utilisation exclusive de mesures de télédétection ne permet pas d'accéder directement soit aux longueurs de rugosité mécanique et thermique, soit aux variables intervenant dans l'expression du flux de chaleur dans le sol. Diverses relations empiriques ou semi-empiriques ont alors été proposées. En ce qui concerne la rugosité mécanique, Hatfield (1988) a proposé une relation empirique à partir du NDVI (§ 2.2.4.1). Une autre approche très prometteuse a été testée sur l'expérimentation Monsoon '90. Des mesures par télédétection laser ont en effet montré la potentialité de ce type d'observation, par le biais de l'écart type sur la hauteur du couvert (Menenti et Ritchie, 1994). En ce qui concerne le flux de chaleur dans le sol, nous nous y intéresserons ultérieurement (§ 2.2.3).

Les modèles présentés ici permettent d'estimer les flux énergétiques de surface instantanés, ou plus exactement sur l'intervalle de temps pendant lequel les mesures de télédétection sont acquises. Une estimation journalière requiert une extrapolation temporelle. Celle-ci est en général effectuée par le biais de la fraction évaporative qui présente une forte stabilité temporelle quelque soit le type de surface ou les conditions météorologiques (Shuttleworth et al., 1989 ; Brutsaert et Sugita, 1992 ; Sene, 1994 ; Nichols et Cuenca, 1993 ; Gash et al., 1997). Cette stabilité a été quantifiée par Shuttleworth et al. (1989) qui ont observé une différence de 1.5 % entre la valeur instantanée au midi solaire et la valeur moyenne sur la journée.

1.3.4 Résolution du bilan d'énergie instantané à l'aide de la variabilité spatiale : le modèle SEBAL

Les méthodes présentées dans les paragraphes 1.3.1, 1.3.2 et 1.3.3 sont confrontées à un obstacle majeur : la prise en compte de la variabilité spatiale de certaines variables, sans avoir recours à des mesures de terrain. Le modèle SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land - Baastiaanssen, 1995 ; Bastiaanssen et

al., 1998a) a été développé afin de surmonter cet obstacle. Sa vocation est d'exploiter cette variabilité afin de cartographier certaines variables du bilan d'énergie. Son indépendance vis-à-vis des mesures terrain, l'absence de simulations numériques lourdes et la possibilité de l'utiliser avec des données satellites quelque soit la résolution spatiale lui confèrent un aspect opérationnel.

SEBAL, que nous considérons comme un modèle de la catégorie "approches intermédiaire", conjugue la résolution du bilan d'énergie instantané avec une approche spatiale supposant l'existence de sites en conditions hydriques extrêmes. Les propriétés de ces sites totalement secs ou humides sont exploitées pour déterminer certaines variables de l'interface SVA non accessibles par télédétection. Les autres variables sont estimées à partir de mesures de télédétection via des relations empiriques ou semi-empiriques. Le modèle est alimenté par des données de télédétection multispectrales Visible - Proche InfraRouge - InfraRouge Thermique, dont il déduit dans un premier temps des cartographies de NDVI, d'albédo et de température de brillance de surface⁷ ; puis dans un second temps les variables de l'interface SVA, et enfin les cartographies de flux énergétiques de surface. Ses caractéristiques, les hypothèses sur lesquelles il se base et les différentes étapes permettant d'effectuer les cartographies recherchées sont discutées dans le chapitre 2. Nous nous intéressons ici aux différentes validations effectuées jusqu'à présent.

Dans le cadre de la campagne EFEDA (Bolle et al., 1993) située en Espagne sur des zones agricoles sèches et irriguées ainsi que des zones agricoles montagneuses, les résultats obtenus à partir de données Landsat Thematic Mapper sont comparés aux mesures terrain via des indicateurs hydriques (résistance de surface, fraction d'évaporation, coefficients de Priestley et Taylor, rapport de Bowen). Les conclusions sont que le modèle donne des résultats similaires aux mesures de terrain, les différences rencontrées étant inférieures à l'incertitude de ces dernières (Pelgrum and Bastiaanssen, 1996 ; Bastiaanssen et al., 1997 ; Bastiaanssen et al., 1998b). L'agrégation de ces résultats pour des estimations régionales a été comparée à deux méthodes. Dans un premier temps, les résultats sont confrontés à ceux obtenus par une classification non supervisée sur le NDVI, la température et l'albédo de surface. Les différences obtenues sont de l'ordre de 20 % (Pelgrum and Bastiaanssen, 1996). Dans un second temps, une

⁷La température de brillance de surface est une température fictive déduite du rayonnement émergent de la surface, en supposant que cette dernière se comporte comme un corps noir (cf § 1.4.2.1).

procédure de validation multi-échelle est effectuée. Celle-ci est basée sur l'utilisation de données haute résolution spatiale (Daedalus AAD1268 aéroporté - résolution de 18.5 m), résolution spatiale moyenne (Landsat TM - 120 m) et basse résolution spatiale (METEOSAT - 5 km). Les estimations obtenues d'après les mesures Daedalus AAD1268 et Landsat TM sont agrégées soit arithmétiquement, soit selon une procédure de pondération (Schuepp et al., 1990), et comparées aux mesures terrains. Les estimations obtenues d'après METEOSAT sont comparées avec des mesures aéroportées selon la méthode des corrélations turbulentes. Les différences obtenues dans les deux cas sont comprises entre 10 et 20 % (Bastiaanssen et al., 1998b).

Afin d'évaluer l'impact résultant du forçage d'un modèle de prévision météorologique par le biais de l'humidité de surface, les simulations du modèle ont été validées sur la campagne EFEDA-II (Bolle et al., 1993). Les comparaisons sur la fraction évaporative obtenue d'après des données METEOSAT présentent des différences de l'ordre de 20 % (Van den Hurk et al., 1997). Ces résultats sont considérés comme acceptables compte tenu de la représentativité spatiale des simulations issues du modèle (pixels de 5 km²) et de celle des mesures terrain (de l'ordre de 1 km²).

Le modèle a aussi été testé sur le jeu de données HAPEX-Sahel (Goutorbe et al., 1994) acquis sur la brousse sahélienne, et le jeu de données HEIFE (Mitsuta, 1994) acquis sur le bassin de la rivière Heihe en Chine, constitué de déserts et d'oasis. La précision des résultats obtenus à partir de Landsat TM est de l'ordre de 20 % sur la fraction évaporative (HAPEX), et de 10 % sur le flux de chaleur latente (HEIFE), (Bastiaanssen et al., 1998b).

Enfin, des confrontations avec des modèles hydrologiques ont également été effectuées. Sur la dépression du Qattara en Egypte, les simulations SEBAL à partir de données Landsat TM ont été comparées à deux modèles hydrologiques par le biais de l'évapotranspiration journalière, supposée égale à l'écoulement de la nappe phréatique. Sur le Delta du Nil, les résultats issus des données METEOSAT sont comparés avec le modèle SIWARE (Abdel Gawad et al., 1991) par le biais de l'évapotranspiration journalière. Les différences obtenues dans les deux cas sont de l'ordre de 10 % (Bastiaanssen et al., 1998b).

A l'heure actuelle, SEBAL est utilisé au SC-DLO (The Winand Staring Center for Integrated Land, Soil and Water Research, Wageningen, The Netherland) afin de cartographier la fraction évaporative à partir des données NOAA/AVHRR (Su et al.,

1998). Cette grandeur est utilisée pour piloter le modèle de prévision météorologique RACMO par le biais d'une correction sur l'humidité de surface (Van den Hurk et al., 1997).

L'ensemble des validations présentées ici ont été effectuées ponctuellement, sur des zones arides et semi-arides. Les hypothèses concernant la variabilité spatiale, de même que les performances du modèle ont été vérifiées dans des contextes similaires. Par ailleurs, le modèle était alimenté avec des données monodirectionnelles, limitées pour caractériser les propriétés radiatives de surface. A la vue de ces conclusions, il apparaissait intéressant de valider SEBAL à partir des données acquises au cours de l'expérimentation ReSeDA. En effet, celle-ci avait lieu sur une zone agricole méditerranéenne, et permettait, par sa durée d'un an, de couvrir plusieurs cycles culturaux. En outre, les mesures de télédétection étaient multidirectionnelles, et possédaient une résolution spatiale de 20 m. De plus, les mesures de terrain acquises en plusieurs points du site expérimental permettaient de vérifier non seulement les estimations en flux énergétiques de surface, mais aussi les estimations des variables intermédiaires, caractéristiques de l'interface SVA.

1.4 La télédétection InfraRouge Thermique (IRT) : cartographie de la température de surface, une variable essentielle du bilan d'énergie

La notion de température joue un rôle primordial dans l'état énergétique des surfaces naturelles. Elle apparaît en effet dans toutes les composantes du bilan d'énergie. Il s'agit plus exactement de grandeurs différentes, et supposer qu'elles sont équivalentes peut générer des erreurs conséquentes sur l'estimation des flux (Huband et Monteith, 1986 ; Hall et al., 1992).

Dans l'expression du rayonnement net (équation 1.1), la température de surface correspond à la température radiométrique hémisphérique T_{sh} appelée également température radiative, c'est-à-dire à une température représentative de l'énergie émise par la surface dans le demi-espace supérieur et sur l'intervalle spectral [3 - 100] μm (Norman et Becker, 1995) :

$$T_{sh}^4 = \frac{1}{\varepsilon_s \cdot \sigma} \int_{3\mu\text{m}}^{100\mu\text{m}} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L(\lambda, \theta, \phi) \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta \cdot d\theta \cdot d\phi \cdot d\lambda \quad (1.34)$$

$L(\lambda, \theta, \phi)$ est la luminance spectrale directionnelle émise par la surface dans la direction (θ, ϕ) où θ est l'angle zénithal et ϕ l'angle azimutal. L'émissivité hémisphérique de la surface ε_s est définie comme une valeur pondérée de l'émissivité spectrale directionnelle $\varepsilon(\lambda, \theta, \phi)$:

$$\varepsilon_s = \frac{1}{\sigma \cdot T_h^4} \int_{3\mu\text{m}}^{100\mu\text{m}} L_{BB}(\lambda, T_h) \cdot \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \varepsilon(\lambda, \theta, \phi) \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta \cdot d\theta \cdot d\phi \cdot d\lambda \quad (1.35)$$

La température de surface intervenant dans l'expression du flux de chaleur dans le sol correspond à la température de la couche supérieure en contact avec l'atmosphère. Elle symbolise une température thermodynamique, nommée aussi température cinétique.

La température de surface intervenant dans l'expression du flux de chaleur sensible a plusieurs aspects (§ 1.2.3). Dans l'approche monocouche, elle est assimilée à la température aérodynamique ou bien à la température radiométrique, le paramètre d'ajustement étant le kB^{-1} . En revanche, dans l'approche bicouche, on considère deux températures relatives au sol et à la végétation.

Enfin, la formulation du flux de chaleur latente par le biais de la résistance stomatique fait intervenir la température de la végétation.

La télédétection IRT fournit des mesures de température de brillance du système surface-atmosphère dans une direction donnée et sur l'intervalle spectral du capteur considéré (intervalle appartenant au domaine [8 - 14] μm). L'énergie incidente est la somme de trois composantes énoncées ci dessous (figure 1.6).

1. L'émission de surface. Elle résulte de la propagation à l'intérieur de la cible du rayonnement émis par ses propres éléments (tiges, feuilles, branches et troncs à l'intérieur d'un couvert végétal). Cette composante est atténuée par l'absorption dans la couche d'atmosphère comprise entre la cible et le capteur, absorption caractérisée par la transmittance atmosphérique.
2. La réflexion de surface. Elle résulte de la propagation à l'intérieur de la cible du rayonnement atmosphérique incident. Cette composante est aussi atténuée par la couche d'atmosphère.
3. L'émission atmosphérique. Elle résulte de la propagation vers le capteur du rayonnement émis par les composants de l'atmosphère.

Une fraction de cette énergie incidente est ensuite détectée par le capteur, et convertie en température de brillance.

Le défi est de quantifier à partir de cette température de brillance les grandeurs de surface précitées (température radiative, température aérodynamique, température radiométrique, température du sol et de la végétation). On peut distinguer deux axes : d'une part, l'estimation précise d'une température de surface (c'est-à-dire corrigée des effets instrumentaux et atmosphériques) ; et d'autre part, l'interprétation au niveau spectral, directionnel et spatial de cette température afin d'en déduire les variables recherchées. Nous allons maintenant nous intéresser à ces deux thématiques, qui ne sont

d'ailleurs pas indépendantes, puisque la prise en compte des effets atmosphériques nécessite la connaissance des comportements spectral et angulaire de la cible.

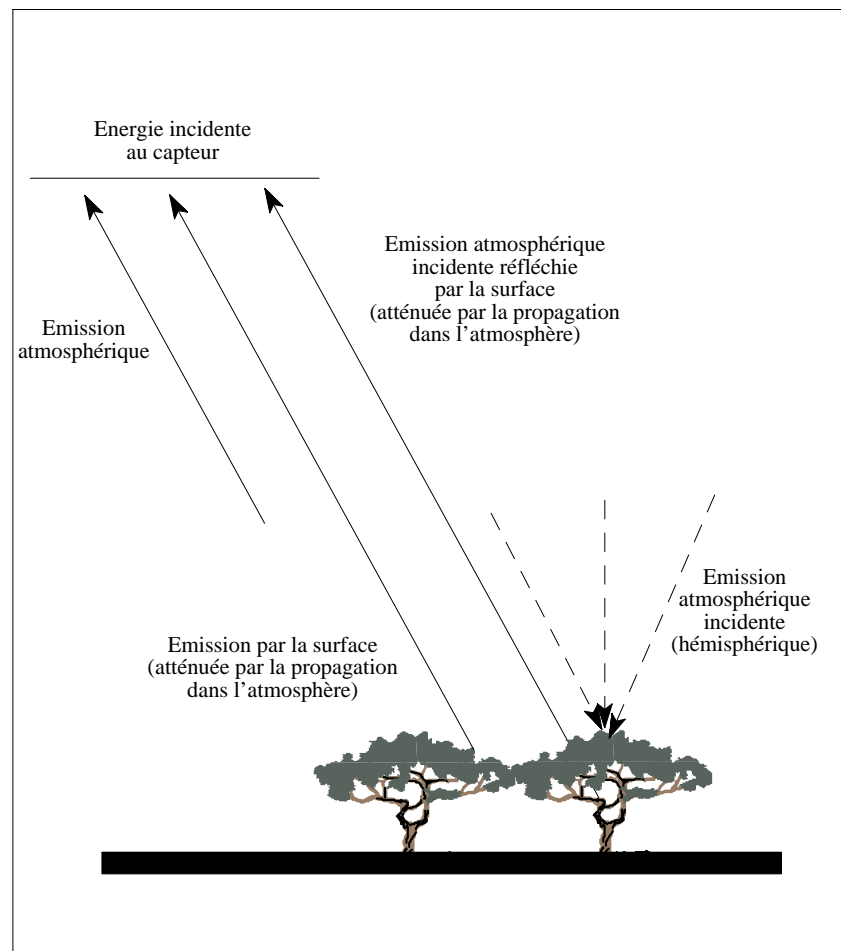


Figure 1.6 : les trois composantes énergétiques incidentes au capteur IRT.

1.4.1 De la mesure à l'estimation de la température de surface

La cartographie de la température de surface par télédétection IRT aéroportée ou satellitaire nécessite de prendre en considération les perturbations générées par l'instrument (de natures radiométrique et géométrique), de même que celles générées par l'atmosphère (de nature radiométrique). Les corrections appliquées permettent d'accéder à deux sortes de température de surface. L'hypothèse d'une cible se comportant comme un corps noir (émissivité égale à 1 et réflectivité égale à 0) conduit à une estimation de la température de brillance. La prise en compte de l'émissivité de

surface (réflectivité différente de 0) conduit à une estimation de la température radiométrique, c'est-à-dire corrigée des effets de réflexion.

1.4.1.1 Aspects instrumentaux

D'un point de vue radiométrique, la mesure est influencée par le comportement thermique de l'optique (absorption et émission), par la sensibilité du détecteur, et par l'électronique assurant le traitement du signal (Slater, 1983). Ces perturbations étant généralement non linéaires, on utilise une gamme de plusieurs températures de référence. Par ailleurs, les systèmes embarqués présentant une évolution durant la vie orbitale, il est nécessaire d'effectuer des étalonnages au cours de la mission. On peut pour cela utiliser des corps noirs embarqués ou bien le rayonnement de l'espace. Un tel système a été retenu pour le capteur MODIS⁸, avec une précision d'étalonnage de l'ordre de 1 % en luminance (Wan et Li, 1997). Une autre possibilité est d'utiliser des surfaces terrestres homogènes comme cibles de référence. Cette méthode possède cependant de fortes contraintes. En effet, une précision de l'ordre de 0.5 °C demande plusieurs conditions : une température in-situ connue à 0.2 °C, une faible vitesse du vent, une précision sur les profils atmosphériques d'humidité et de température respectivement de 30 % et 2 °C (Wan et al., 1999). Une troisième solution est l'inter-étalonnage des capteurs. Les limitations sont alors l'équivalence spectrale, directionnelle, temporelle et spatiale des mesures considérées. Stoll et al. (1993) ont étalonné TIMS⁹ à l'aide de PRT5¹⁰, annonçant une précision de 1 °C.

Un autre aspect radiométrique à considérer est l'influence sur la mesure des filtres utilisés. Ces derniers, qui permettent de sélectionner des intervalles spectraux, sont caractérisés par leur bande passante. La mesure est alors une énergie moyenne pondérée par la sensibilité spectrale du filtre utilisé. De même, les grandeurs correspondantes (transmittance atmosphérique, émissivité de surface,...) sont des valeurs moyennes elles aussi pondérées et nommées grandeurs spectrales équivalentes (Labeled, 1990 ; Leroy, 1990).

Un dernier point important est la diminution des contrastes. La dynamique spatiale de la scène observée est en effet atténuée par la réponse impulsionnelle de

⁸MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (Justice et al., 1998).

⁹Thermal Infrared Multispectral Scanner (Palluconi et Meeks, 1985)

¹⁰Barnes PTR5 (NASA, 1986)

l'instrument. Celle-ci n'étant pas une Dirac, une mesure est la moyenne pondérée d'un point et de son voisinage. La conséquence est que les hautes fréquences spatiales (correspondant aux détails de la scène) sont atténuées. Cette atténuation des contrastes est caractérisée par la FTM (Fonction de Transfert de Modulation), qui correspond à la transformée de Fourier de la réponse impulsionnelle. Ce phénomène peut induire des erreurs de l'ordre de 0.5 °C pour une FTM de 0.2 (Seguin et al., 1997).

D'un point de vue géométrique, les déformations des images sont engendrées par l'optique de l'instrument et l'attitude du vecteur (satellite ou avion). Ces distorsions peuvent être corrigées en caractérisant l'optique dans le premier cas et en utilisant les paramètres d'attitude du vecteur dans le second cas. Néanmoins, des erreurs subsistent, entraînant des problèmes de coregistration pour l'exploitation de mesures multitemporelles (Li et Becker, 1993) ou multispectrales (Seguin et al., 1997).

1.4.1.2 Aspects atmosphériques

La prise en compte des perturbations atmosphériques consistent à corriger le rayonnement mesuré des effets de réflexion, d'absorption et d'émission engendrés par la couche d'atmosphère entre la cible et le capteur. Ces perturbations sont principalement dues à la présence de vapeur d'eau, de dioxyde de carbone, et d'ozone (Lenoble, 1993). Elles peuvent générer des différences en température supérieures à 10 °C (Cooper et Asrar, 1989 ; Wukelic et al., 1989). Diverses méthodes ont été développées durant ces deux dernières décennies afin de corriger les conséquences de ces perturbations. On peut les distinguer selon trois catégories.

Ces corrections peuvent être effectuées à l'aide d'un code de transfert radiatif atmosphérique qui simule la propagation de l'énergie électromagnétique émise par la surface et l'atmosphère (Price, 1983 ; Susskind et al., 1984 ; Chédin et al., 1985). Cette approche nécessite la connaissance de l'état de l'atmosphère, donné généralement par radiosondages. Les résultats obtenus sont satisfaisants lorsque ces radiosondages coïncident spatialement et temporellement (Cooper et Asrar, 1989), ce qui n'est malheureusement pas toujours le cas. Une autre possibilité est alors d'utiliser des sondages de l'atmosphère effectués par capteurs TOVS ou ATRS-M (Smith et al., 1985 ; Ottlé et Vidal-Madjar, 1992 ; Arbelo et al., 1996). Ces derniers présentent cependant

des limitations quant à la caractérisation des basses couches de l'atmosphère qui jouent un rôle très important dans le transfert radiatif.

L'utilisation de mesures multi-angulaires, appelée méthode de la sécante, permet de déterminer par différence de chemin optique la transmittance atmosphérique (Saunders et Chédin, 1967 ; McMillin, 1975 ; Chédin et al., 1981 ; Malkevich et Gorodetsky, 1988). En supposant que la composante réflexion par la surface est négligeable et en linéarisant le terme de transmission atmosphérique, la luminance émergente de la surface s'exprime à partir des températures de brillance mesurées et des angles zénithaux de visée correspondants. Cette méthode a connu un certain succès pour l'estimation de la température de surface de la mer (Chédin et al., 1985 ; François et Ottlé, 1994). Néanmoins, son utilisation sur des terres émergées est sujette à erreur, à cause de la forte variation angulaire que présente la luminance émise par de telles surfaces.

La méthode dite "split window" est la plus notoire. Elle consiste à exprimer la température de surface selon une combinaison linéaire de mesures multispectrales en température de brillance (Prabhakara et al., 1974 ; Deschamps et Phulpin, 1980). En général, on considère deux canaux :

$$T_s = a_1.T_{b1} + a_2.T_{b2} + a_3$$

Cette relation est obtenue par linéarisation de l'équation du transfert radiatif atmosphérique pour les deux canaux, puis élimination des termes d'absorption et d'émission. La détermination des coefficients a_1 , a_2 et a_3 a fait l'objet de nombreuses investigations.

A partir de régressions sur diverses banques de données, différentes valeurs de coefficients selon les capteurs considérés ont été proposées (Deschamps et Phulpin, 1980 ; McClain et al., 1983 ; Price, 1984 ; Singh, 1984). Ces résultats sont néanmoins confrontés à la variabilité spatiale de l'atmosphère (François et Ottlé, 1996) et à la connaissance de l'émissivité (Becker, 1987).

Pour prendre en compte la variabilité spatiale de l'atmosphère, François et Ottlé (1996) ont proposé d'exprimer les coefficients comme des fonctions quadratiques du contenu atmosphérique en eau. Sans connaître l'émissivité, la précision annoncée est de 0.4 °C si le contenu en eau est connu à 0.5 g.cm⁻² près. Ce dernier est accessible à partir de mesures micro-ondes coïncidentes (Eymard et al., 1996), ou bien à partir de la

variance-covariance du rapport des températures de brillance dans les deux canaux considérés (Split Window Variance Ratio - Kleespies and McMillin, 1990 ; Sobrino et al., 1994). Les deux méthodes ont une précision de l'ordre de 0.4 g.cm^{-2} .

Becker (1987) a formulé l'erreur induite par la non prise en compte de l'émissivité, très variable sur les terres émergées (contrairement à la mer où elle est proche de l'unité). Les conclusions de cette étude sont que l'erreur induite peut être significative. Par suite, Becker et Li (1990a) ont utilisé une approche théorique pour inclure cette grandeur dans les expressions des coefficients. Les hypothèses considérées conduisent à des coefficients dépendant de l'émissivité dans les deux canaux, mais pas des conditions atmosphériques (d'où l'appellation "split window locale"). Une amélioration a ensuite été apportée en considérant la teneur atmosphérique en vapeur d'eau (Becker et Li., 1995).

La prise en compte des caractéristiques de la surface a été approfondie par Kerr et al. (1992) qui considèrent les températures du sol et de la végétation obtenues par leur split window respectives. Ces composantes sont ensuite pondérées par le pourcentage de couverture du sol (calculé à partir du NDVI), afin de déterminer une température de surface. Les effets d'ombre et d'éclairement sont également pris en compte. La précision obtenue est alors de $1.5 \text{ }^\circ\text{C}$, mais certains aspects empiriques de la méthode (estimation des coefficients split window et des effets d'ombre) nécessitent d'autres investigations.

Sobrino et al. (1994), par le biais de la méthode Split Window Variance Ratio, ont proposé une formulation des coefficients à partir de l'émissivité et du rapport des transmittances atmosphériques dans les deux canaux considérés. La précision annoncée est de $0.4 \text{ }^\circ\text{C}$ si l'émissivité est connue.

Les trois méthodes présentées ici, à savoir l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif atmosphérique, la méthode de la sécante, et la méthode "split window", ont chacune leurs limitations. L'utilisation de modèles de transfert radiatif atmosphérique est fortement tributaire de la représentativité spatiale et temporelle des radiosondages. Ce handicap pourrait disparaître dans l'avenir si des progrès significatifs sont faits dans le sondage de l'atmosphère par télédétection. Les variations angulaires de l'énergie radiative émise par les surfaces naturelles entraînent que la méthode de la sécante est très imprécise. La méthode Split-Window semble à l'heure actuelle la plus robuste, mais

la non connaissance de l'émissivité de surface limite sa précision, actuellement de l'ordre de 2 °C (Caselles et al., 1997a).

1.4.2 Impact des caractéristiques de surface sur l'estimation en température

Les corrections présentées au paragraphe précédent permettent d'accéder soit à une température radiométrique, soit à une température de brillance au niveau de la surface, selon la prise en compte de l'émissivité ou non. La grandeur estimée est la résultante du transfert radiatif au sein des couverts vus par l'instrument. De ce fait, elle est fonction de l'intervalle spectral utilisé, de l'angle de visée et de la trace au sol. Ces trois aspects sont intimement liés. Par exemple, l'émissivité est fonction de l'angle de visée puisque ce dernier influe sur les proportions de sol et de végétation vus (les émissivité du sol et de la végétation sont très différentes). De même, elle est fonction de la trace au sol dont dépend l'hétérogénéité, et donc le comportement spectral et directionnel de l'ensemble constituant la cible.

1.4.2.1 Aspect spectral

D'un point de vue spectral, les travaux portent sur l'estimation de l'émissivité pour les intervalles considérés. Cette grandeur permet de retrouver la température radiométrique, correspondant à la température thermodynamique d'un corps équivalent émettant la même énergie que la cible. En effet, la notion de température thermodynamique pour un couvert végétal n'a pas de sens à cause de l'hétérogénéité verticale et horizontale (Stoll, 1993 ; Becker et Li, 1995 ; Norman et Becker, 1995). L'estimation de la température radiométrique est néanmoins primordiale pour plusieurs raisons. D'une part, les différences avec la température de brillance peuvent atteindre 8 °C (Oliosio, 1995a), d'autre part, des corrections atmosphériques précises nécessitent la connaissance de l'émissivité.

Le problème de la détermination de l'émissivité est que si l'on dispose de N mesures multispectrales, il y a $N+1$ inconnues (N valeurs d'émissivité relatives aux N canaux et la température radiométrique). Les solutions sont alors soit d'éliminer une inconnue ou d'ajouter une équation, soit d'identifier des corrélations entre l'émissivité et des variables accessibles par télédétection.

Afin de s'affranchir de l'inconnue supplémentaire, diverses méthodes ont été proposées, dont certaines sont présentées ici. Pour une liste exhaustive, se reporter à Becker et Li (1995) et Caselles et al. (1997b). Une possibilité est de faire des hypothèses sur le comportement spectral des surfaces naturelles. Kahle et Goetz (1983) proposent de fixer une valeur d'émissivité dans un canal donné. Le canal choisi est tel que l'émissivité soit proche de 1 et presque constante sur le site d'étude. Une autre possibilité est l'utilisation de mesures jour / nuit permettant d'obtenir un système de $2N$ équations pour $N+2$ inconnues : N valeurs d'émissivité et les températures radiométriques diurnes et nocturnes (Kenneth et al., 1990 ; Watson et al., 1992). Il est également possible de considérer que la température de brillance maximale observée sur les différents canaux est assimilable à la température de la cible (Realmuto, 1990) ou relative à une émissivité effective autour de 0.96 - 0.97 (Gillepsie, 1986 ; Warner et Levandowski, 1990).

Becker et Li (1990b) ont utilisé l'approximation de Slater (1980) pour introduire le concept de TISI (Temperature Independant Spectral Indices). Considérons deux températures de brillance dans deux canaux donnés. En les portant à des exposants choisis, leur rapport, appelé TISI, est indépendant de la température de surface. L'intérêt est qu'il permet de caractériser les variations relatives d'émissivité. A partir du concept des TISI, Becker et Li (1993) proposent de conjuguer les données jour et nuit dans les canaux 3 ($3.7 \mu\text{m}$), 4 ($10.8 \mu\text{m}$) et 5 ($11.9 \mu\text{m}$) de NOAA/AVHRR pour déterminer l'émissivité dans le canal 3, dont on peut ensuite déduire l'émissivité dans les deux autres canaux.

Une autre approche de nature différente des précédentes a été proposée par Van de Griend et Owe (1993). Il s'agit d'une formulation empirique de l'émissivité sur la bande $[8 - 14] \mu\text{m}$ à partir du NDVI. Cette relation a été obtenue sur un jeu de données relatif à des surfaces naturelles au Bostwana. Oliosio (1995b) a cependant montré que l'émissivité n'est pas fonction uniquement du NDVI, et qu'il y a une forte sensibilité

aux variables de structure du couvert, à l'émissivité des feuilles et du sol ou encore à la position du soleil. Valor et Caselles (1996) ont montré par une approche théorique que la relation proposée par Van de Griend et Owe est fonction du type de surface, et ne peut donc être appliquée qu'à des paysages similaires à ceux utilisés pour caler la relation. Ils ont alors approfondi cette corrélation entre NDVI et émissivité en scindant cette dernière selon trois composantes, respectivement relatives à l'émission directe par le sol, l'émission directe par la végétation, ainsi que les réflexions entre les éléments de la surface (Caselles et Sobrino, 1989). Cette scission est aussi appliquée au NDVI, ce qui permet de relier les deux variables par une relation linéaire. La précision obtenue varie de 0.5 à 2 %.

Les méthodes présentées ici ont chacune leurs hypothèses qui leur confèrent une validité plus ou moins grande. Deux d'entre elles semblent prometteuses aujourd'hui.

L'utilisation de données jour / nuit avec les TISIs a été retenue pour le capteur MODIS, et améliorée (Snyder et al., 1997 ; Wan et Li, 1997 ; Wan et al., 1999). A partir de mesures dans 7 canaux entre 3 et 14 μm , un système de 14 équations non linéaires permet de déterminer 14 inconnues : les émissivités de surface dans les 7 canaux, les températures de surface et de l'air diurnes et nocturnes, les contenus atmosphériques en eau le jour et la nuit, ainsi qu'un facteur d'anisotropie relatif à la FDRB (Fonction de Distribution de Réflectance Bidirectionnelle) sur la bande [3.4 - 4.2] μm . La précision annoncée est de l'ordre de 1 °C.

L'utilisation du NDVI proposée par Valor et Caselles (1996) a été préconisée dans le cadre d'une étude sur la sélection des bandes thermiques du futur capteur européen PRISM (Caselles et al., 1997b).

1.4.2.2 Aspect directionnel

Les variations angulaires de la température de surface (température radiométrique ou température de brillance) sont la conséquence de plusieurs facteurs. Dans le cas des sols nus agricoles, le micro-relief peut générer des différences de 6 °C en température de brillance pour des angles zénithaux de visée entre 0 et 60 ° (Verbrugge et Cierniewski, 1998). Dans le cas des surfaces cultivées et pour la même gamme d'angle, des variations de l'ordre 4 °C ont été observées (Lagouarde et al., 1995c). La structure du couvert, dont dépendent les proportions de sol nu et de

végétation vus, a de fortes conséquence sur ces variations angulaires (la différence entre les températures du sol et de la végétation peut atteindre 5 à 10 °C selon les conditions d'ensoleillement, le sol nu étant plus chaud). Ainsi, un couvert bien développé présentera des variations angulaires en température faibles car la proportion de sol vu varie peu avec l'angle zénithal de visée. En revanche, un couvert épars ou une culture en rang présentera de fortes variations. La position du soleil est aussi un facteur important, qui induit en effet un phénomène de Hot-Spot similaire à celui observé dans le visible. L'instrument, lorsqu'il est placé entre la cible et le soleil, ne perçoit que des éléments éclairés et donc plus chauds. Cela entraîne un pic de température.

Ces variations angulaires et leur interprétations sont primordiales si l'on se réfère au § 1.2.3. L'utilisation de la température radiométrique directionnelle avec une approche monocouche confère des propriétés complexes au paramètre kB^{-1} radiométrique telle que celles présentées au § 1.2.3.2 Par ailleurs, cette variation directionnelle peut être considérée comme une source d'information sur les températures des composants des couverts végétaux, ce qui constitue une approche intéressante pour la résolution du bilan d'énergie selon l'approche bicouche. Celle-ci nécessite en effet la connaissance des températures du sol et de la végétation (§ 1.2.3.3).

Divers modèles simulant la luminance émergente d'un couvert végétal ont été développés. Ces modèles s'appuient sur des approches géométriques (Sutherland et Bartholic, 1977 ; Kimes et Kichner, 1983), turbides (Uchijima, 1961 ; Budagovsky et al., 1968), ou probabilistes (Kimes et al, 1981 ; Prévot, 1985). Les objectifs de ces modèles sont multiples. Il s'agit de comprendre les mécanismes mis en jeu pour identifier les principaux, mais aussi de définir des configurations de visée optimales pour les futurs capteurs (Kimes et Kichner, 1983 ; Prévot et al., 1993a). Dans cette optique, François et al. (1997) suggèrent de découpler les températures du sol et de la végétation à partir de mesures directionnelles à 0 et 55 °. La méthode nécessite une précision sur l'estimation du LAI meilleure que 10 %. Des résultats probants ont été obtenus à partir d'un modèle de transfert radiatif (Prévot, 1985), et une validation est maintenant nécessaire. Dans la même optique, Menenti et al. (1999) ont proposé une méthode d'inversion qui ajuste le NDVI et les températures du sol et de la végétation pour retrouver les luminances mesurés par ATSR dans deux longueurs d'onde et selon des angles zénithaux de visée de 0 et 50 °. Les résultats obtenus sur le désert de Gobi en Chine au cours de l'expérimentation HEIFE ont montré la validité de l'approche. Notons qu'en ce qui concerne le découplage des températures du sol et de la végétation,

d'autres possibilités existent. Troufleau et al. (1997b) par exemple, ont mis en avant la synergie des mesures IRT et micro-ondes pour effectuer ce découplage par le biais de l'humidité du sol. Les résultats obtenus sur l'expérimentation Walnut Gulch' 92 sont très prometteurs (RMSE de 35 W.m^{-2} sur H), d'autant plus que le site était composé de végétation éparse, type de surface qui présente le plus de difficultés pour estimer le flux de chaleur sensible.

L'aspect directionnel revêt donc une importance primordiale, pour deux raisons. D'une part, l'utilisation d'une température directionnelle n'est absolument pas représentative à la vue des variations existantes. D'autre part, ces variations angulaires constituent une source réelle d'information pour dissocier les températures du sol et de la végétation, qu'il est nécessaire de connaître dans le cadre des approches bicouche.

1.4.2.3 Aspect spatial

Les mesures acquises par télédétection IRT sont relatives à des pixels dont la taille varie de 120 m (Landsat TM) à 5 km (METEOSAT). De ce fait, les grandeurs estimées sont des grandeurs effectives représentatives d'un milieu homogène et isotherme ne correspondant pas à la réalité (Labeled, 1990). Cet aspect a de grandes conséquences. Contrairement au domaine Vis-PIR, les processus mis en jeu ne sont pas linéaires, ce qui induit que la température effective n'est pas la moyenne des températures des éléments à l'intérieur du pixel. Cette température effective est donnée par la luminance incidente, qui est une moyenne des luminances émises par les éléments du pixel, chacune d'entre elles étant pondérée par l'angle solide dans lequel est vu l'élément (Becker et Raffy, 1987). On peut néanmoins assimiler la température mesurée à une moyenne classique, lorsque la dynamique spatiale à l'intérieur du pixel est faible (Becker et Li., 1995). Ce cas de figure n'est malheureusement pas fréquent.

Nous nous sommes intéressés, au cours des trois paragraphes précédents, à l'influence des caractéristiques de surface sur l'estimation de la température par télédétection IRT. Notons aussi que les facteurs climatiques et physiologiques influent sur les températures des éléments du couvert et donc sur la mesure (§ 1.2.4). L'ensemble de ces effets confère une signification physique très complexe à la

température mesurée, ce qui nécessite actuellement l'avènement de nouvelles techniques d'observation telles que, entre autres, celle présentée ci-après.

1.4.3 Intérêt de la télédétection IRT à Haute Résolution Spatiale

L'un des facteurs limitant est donc la taille des pixels pour laquelle l'hétérogénéité des surface observées est généralement très forte. Une solution est de disposer d'une échelle permettant de définir des paramètres relatifs à des unités de paysage, une unité de paysage étant par définition représentative d'une zone pour laquelle l'hypothèse d'homogénéité est plus réaliste (parcelle agricole par exemple). Cette unité varie bien évidemment selon les régions et les pays. Ainsi, les pays de l'ex-URSS ou les Etats-Unis présentent des surfaces homogènes pour lesquels les capteurs existants ont des résolutions adéquates. Ce n'est cependant pas le cas en général, la taille d'une unité de paysage variant de 10 à 100 m. Cela induit la nécessité d'utiliser une résolution spatiale de l'ordre de 40 à 60 m, nommée Haute Résolution Spatiale (HRS). Une telle résolution a fait l'objet d'études qui ont amené la communauté française à proposer le concept d'un minisatellite baptisé IRSUTE (Durpaire et al., 1995 ; Becker et al., 1996 ; Phulpin et al., 1996 ; Seguin et al., 1999). Dans la même optique, les capteurs européen PRISM et américain ASTER ont des résolutions respectives de 50 m et 90 m. L'objectif est alors d'atteindre une précision sur la température de surface de l'ordre de 1 °C.

Disposer de mesures HRS dans le domaine de l'IRT semble donc nécessaire pour une meilleure compréhension de la signification des grandeurs estimées. En outre, ce type d'observations, que ce soit pour l'IRT ou pour le VIS - PIR est indispensable pour la compréhension des processus d'agrégation. En effet, les modèles de bilan d'énergie ou les modèles SVAT quantifient les variables et les paramètres à des résolutions données par les capteurs considérés. Dans quelle mesure les concepts utilisés, basés sur l'hypothèse d'homogénéité, sont-ils alors valables ? Les formulations sur lesquelles se basent les modèles sont-elles adéquates ou faut-il les reconsidérer ? En ce qui concerne la rugosité mécanique par exemple, divers auteurs ont montré que les formulations à l'échelle régionale sont différentes, et ont proposé différents processus

d'agrégation (Mason, 1988 ; Noilhan et Lacarrère, 1995). Il semble nécessaire aujourd'hui d'effectuer de telles études sur l'ensemble des variables de l'interface SVA.

D'une façon générale, une estimation plus précise des variables estimées à des résolutions telles que celles existantes requière la connaissance de la contribution de chaque unité de paysage, i.e. comment passer de quantités relatives à des pixels homogènes à des grandeurs équivalentes. Le dispositif expérimental du programme ReSeDA permet de répondre à ce problème. Il inclut en effet l'acquisition de mesures aéroportées HRS et satellitaires permettant de se pencher sur les différentes méthodes de spatialisation existantes (Oliosio et al., 1999b).

1.5 Plan de l'étude

Cette étude bibliographique nous a permis d'effectuer un état des lieux sur deux aspects de l'estimation des flux d'énergie de surface, i.e. la modélisation et la télédétection IRT.

Trois types de méthodes permettent de quantifier les flux d'énergie de surface en caractérisant l'interface SVA à l'aide de la télédétection. Le degré de modélisation peut être très fin comme c'est le cas des modèles SVAT, ou très grossier dans le cas des méthodes semi-empiriques. Les approches intermédiaires ont pour vocation d'exploiter principalement des mesures de télédétection, conjuguées avec des formulations les plus physiques possible. L'ensemble de ces méthodologies est cependant confronté à la variabilité spatiale des surfaces naturelles, rendant difficile l'extrapolation spatiale. Dans ce contexte, le modèle SEBAL, que l'on peut intégrer dans la catégorie "approches intermédiaires", présente l'intéressante particularité d'exploiter cette variabilité pour cartographier les flux. Les contextes expérimentaux dans lesquels il a été validé amènent certaines questions quant à la robustesse de ses hypothèses, et quant à ses performances vis-à-vis des données utilisées, d'un point de vue spatial et directionnel.

La télédétection IRT présente la potentialité de cartographier la température de surface, grandeur essentielle intervenant dans toutes les composantes du bilan d'énergie de surface. Son utilisation présente cependant plusieurs limitations relatives

- aux performances des méthodes de correction atmosphérique ;
- à l'estimation de l'émissivité de surface et de la température radiométrique ;
- à la variation angulaire de la température de surface fonction des caractéristiques de la cible ;
- et enfin à la variabilité spatiale induisant des pixels hétérogènes pour lesquels on ne peut parler que de grandeurs effectives.

Diverses méthodes ont été développées pour résoudre ces problèmes, à l'exception des aspects directionnels et spatiaux pour lesquels peu de jeux de données existent.

De ces conclusions découlent l'existence de ce travail. Nous disposons d'outils intéressants sur ces deux aspects. Du point de vue de la mesure, la phase expérimentale

du programme ReSeDA a permis d'acquérir des mesures de télédétection à haute résolution spatiale et multidirectionnelles, conjointement avec des mesures de terrain caractéristiques de l'interface SVA, et ce durant une période permettant de couvrir les cycles de plusieurs cultures. Du point de vue de la modélisation, le modèle SEBAL présente l'atout d'exploiter la variabilité spatiale pour cartographier les flux énergétiques de surface. Nous avons donc la possibilité de valider ce modèle dans des conditions autres que celles où il l'a été, et à l'aide de données de télédétection permettant de mieux caractériser les propriétés radiatives des surfaces considérées.

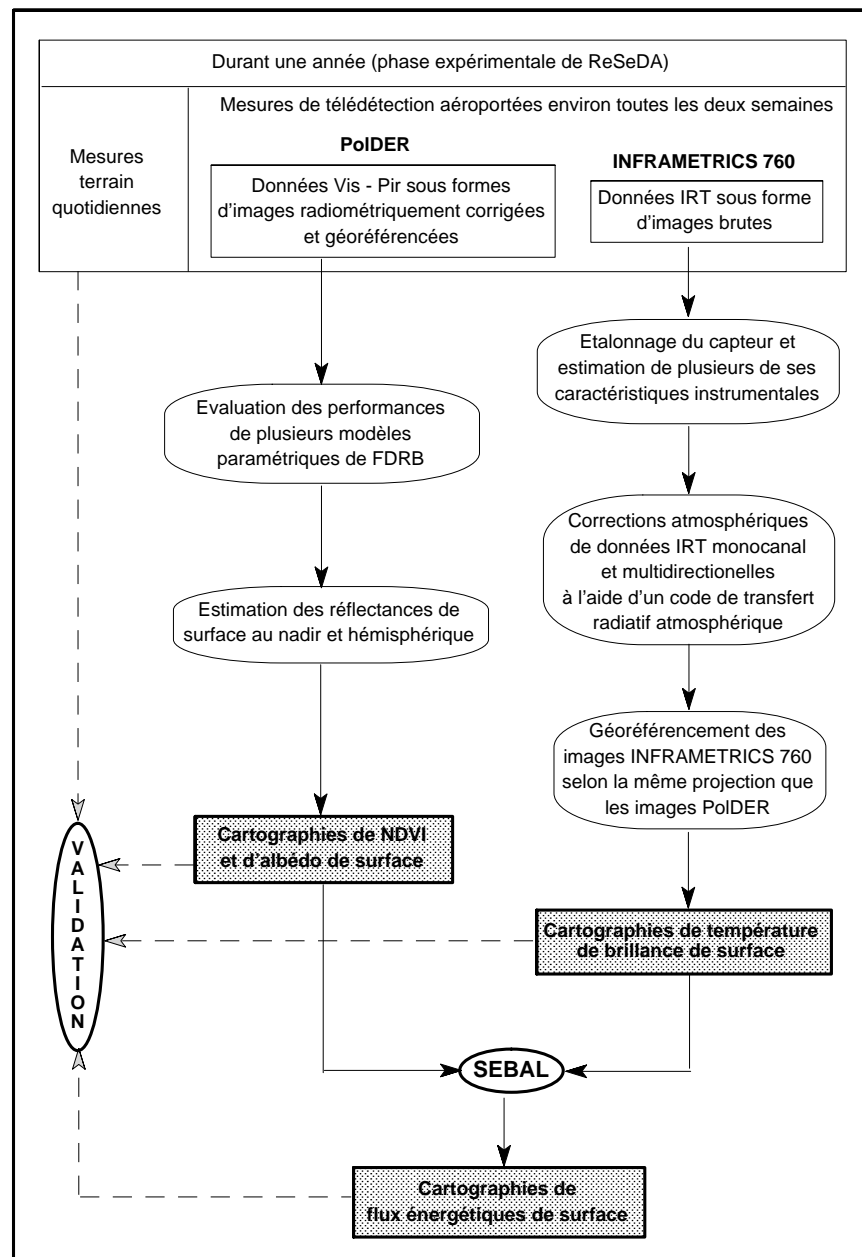


Figure 1.7 : organigramme général du travail.

La structure générale du travail (figure 1.7) est donc de cartographier trois variables radiatives de surfaces (NDVI, albédo et température de brillance) à l'aide de mesures Vis-PIR-IRT multidirectionnelles et à haute résolution spatiale, pour ensuite obtenir des cartographies en flux énergétiques de surface, que l'on valide à l'aide de mesures de terrain selon différentes conditions environnementales (conditions de surface, conditions météorologiques).

Pour atteindre cet objectif, plusieurs étapes ont été nécessaires. Les hypothèses du modèle et les formulations sur lesquelles il s'appuie sont discutées au **chapitre 2**, de même que ses limitations. Le dispositif expérimental permettant l'acquisition des mesures de télédétection et des mesures de terrain est présenté **au chapitre 3**.

Le traitement des données VIS-PIR acquises avec POLDER a été effectué par le CESBIO. Les produits délivrés constituaient des Fonctions de Distribution de Réflectance Bidirectionnelle (FDRB) échantillonnées, sur lesquelles nous avons calé des modèles paramétriques permettant de reconstituer des FRDB complètes. Nous en avons déduit les réflectances au nadir et hémisphérique, à partir desquelles nous avons cartographié respectivement le NDVI et l'albédo (**chapitre 4**).

L'intégralité du traitement des données IRT, qui faisait partie de ce travail, se décomposait en trois phases. La première consistait en la détermination des caractéristiques instrumentales du capteur IRT nécessaires pour le traitement des données (localisation du centre optique, caractérisation des déformations géométriques dues à l'utilisation d'un objectif "grand champ" pour acquérir des données multidirectionnelles, estimation de l'angle zénithal de visée pour chaque mesure) ; ainsi qu'à étalonner l'instrument (**chapitre 5**). La seconde phase consistait en la correction des perturbations atmosphériques pour un instrument multidirectionnel monocanal, à l'aide d'un code de transfert radiatif atmosphérique. Les conditions expérimentales ont alors été prises en considération pour quantifier la précision des corrections effectuées. Ces points sont présentés au **chapitre 6**. La troisième étape avait pour objet le géoréférencement des images afin de les rendre superposables à une carte de référence, ce qui nous a permis de caractériser des indicatrices en température de brillance et d'obtenir les cartographies désirées (**chapitre 7**).

A ce stade, nous disposons de cartographies de NDVI, d'albédo et de température de brillance de surface permettant d'alimenter le modèle SEBAL. Dans un

premier temps, nous avons comparé ces cartographies avec les mesures de terrain, pour ensuite vérifier les hypothèses du modèle vis-à-vis de la variabilité spatiale. La validation de ce dernier, tant sur certaines variables intermédiaires intervenant dans le bilan d'énergie de surface que sur les flux résultants, a pu être effectuée selon les différentes conditions environnementales rencontrées au cours de l'expérimentation Alpilles-ReSeDA. Les résultats obtenus ont montré le réalisme des simulations. Afin de nous assurer de la validité des cartographies, obtenues à la même résolution spatiale que les données de télédétection, nous avons évalué l'impact de la résolution sur les résultats du modèle. L'ensemble de ces points constituent le **chapitre 8**.

2.1 Schéma général

La vocation de SEBAL est d'exploiter la variabilité spatiale en rapport avec les conditions hydriques, afin de cartographier les flux énergétiques de surface en s'affranchissant au maximum des mesures de terrain. Exploiter la variabilité spatiale en rapport avec les conditions hydriques signifie ici utiliser les propriétés de sites totalement secs ou humides, pour estimer certaines variables de l'interface Sol - Végétation - Atmosphère non accessibles par télédétection. L'estimation des flux de surface consiste en une cartographie de valeurs instantanées obtenues par la résolution du bilan d'énergie, le flux de chaleur latente étant considéré comme la résultante. L'organigramme général du modèle est présenté sur la figure 2.1.

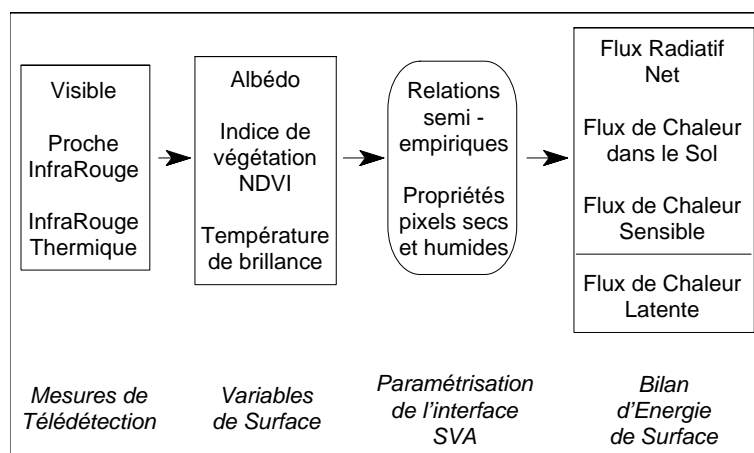


Figure 2.1 : organigramme de l'algorithme SEBAL.

SEBAL est alimenté par des données de télédétection multispectrales (visible, proche infrarouge et infrarouge thermique). Dans un premier temps, trois variables radiatives de surface sont estimées à partir de ces données : l'albédo, le NDVI et la température de brillance. Dans un second temps, la détermination des autres grandeurs intervenant dans les transferts énergétiques a deux aspects.

1. D'une part, trois d'entre elles (l'émissivité, la longueur de rugosité mécanique et le flux de chaleur dans le sol) sont calculées à partir des variables radiatives précitées, par le biais de relations semi-empiriques.

2. D'autre part, la variabilité spatiale en rapport avec les conditions hydriques permet, par le biais d'hypothèses, de quantifier deux variables caractéristiques du flux de chaleur sensible. Il s'agit de la différence entre la température de surface et la température de l'air, et de la vitesse du vent qui intervient dans l'expression de la résistance aérodynamique. Ce deuxième aspect constitue l'originalité du modèle.

Précisons enfin que SEBAL est un modèle monocouche décrivant l'écoulement atmosphérique selon la théorie de Monin-Obukhov (Brutsaert, 1982 ; Arya, 1989).

On peut distinguer deux types d'hypothèses : celles relatives à la cartographie des trois variables radiatives de surface précitées, et celles concernant l'estimation des autres grandeurs. La cartographie des variables radiatives de surface suppose que les surfaces observées sont lambertiennes. Cette hypothèse est très forte, et dans le contexte de notre étude, nous utiliserons une autre approche, basée sur l'exploitation des mesures Vis-PIR-IRT multidirectionnelles. En revanche, les hypothèses concernant l'estimation des autres variables de l'interface SVA constituent les spécificités du modèle :

- la zone d'étude présente des sites totalement secs (flux de chaleur latente négligeable) et totalement humides (flux de chaleur sensible négligeable) ;
- ces surfaces en conditions hydriques extrêmes sont discernables à l'aide de la corrélation spatiale entre la température et l'albédo de surface ;
- selon le concept de hauteur de mélange, les paramètres atmosphériques sont homogénéisés à une altitude donnée ; cette homogénéisation résulte du transport horizontal dans la Couche Limite Atmosphérique (CLA) ;
- l'émissivité et la rugosité mécanique sont reliées au NDVI par des relations empiriques, respectivement logarithmique et exponentielle ;
- le flux de chaleur dans le sol est exprimé à l'aide d'une relation semi-empirique fonction du NDVI, de la température de brillance et de l'albédo de surface ;
- la température de l'air est linéairement reliée à la température de surface ;

L'ensemble de ces hypothèses permet d'estimer la vitesse du vent et la température de l'air au niveau de référence atmosphérique, dont on déduit ensuite le flux de chaleur sensible.

L'estimation de la vitesse du vent est basée sur une procédure faisant appel au concept de hauteur de mélange, ainsi qu'aux propriétés des zones pour lesquels l'évapotranspiration est négligeable.

Les coefficients de la relation linéaire entre la température de l'air et la température de surface sont déterminés à l'aide des propriétés des pixels secs (flux de chaleur latente nul) et humides (flux de chaleur sensible nul).

Nous allons maintenant reprendre plus en détail ces hypothèses, ce qui nous conduira, pour le concept de hauteur de mélange, à présenter la modélisation de l'écoulement dans la couche limite atmosphérique.

2.1.1 Identification des conditions hydriques extrêmes à partir de la dynamique spatiale

La détection des surfaces en conditions hydriques extrêmes est basée sur les liens existants entre les processus radiatifs ou évaporatifs, l'albédo a_s et la température T_s (température de brillance ou température radiométrique) (figure 2.2). L'existence de ces liens a été observée pour différents paysages et sous différents climats (Becker et Seguin, 1985 ; Seguin et al., 1989b ; Menenti et al., 1989a ; Feddes et al., 1989 ; Rosema et Fiselier, 1990 ; Van den Hurk, 1997 ; Bastiaanssen, 1998a).

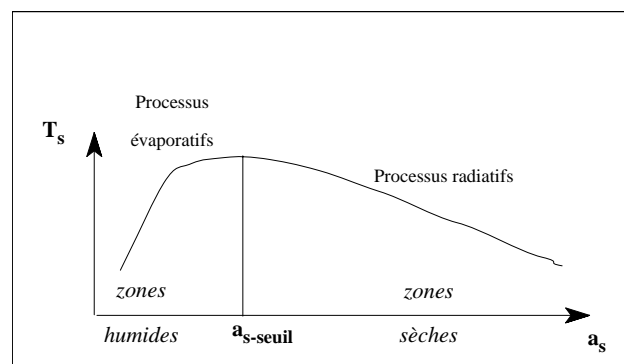


Figure 2.2 : variation de la température de surface T_s en fonction de l'albédo de surface a_s .

Pour des surfaces humides, une augmentation de l'albédo coïncide avec une diminution de la teneur en eau (sols nus), ou avec une diminution de la surface foliaire (couverts végétaux). Ces diminutions correspondent à une évapotranspiration moindre, et donc une à augmentation de la température.

Pour des surfaces sèches (teneur en eau nulle ou faible), une augmentation de l'albédo induit une diminution de l'énergie absorbée par la surface et donc une température moindre, puisque la régulation par le flux de chaleur latente n'est plus possible.

L'existence, pour une zone d'étude donnée, de la corrélation entre température de surface et albédo a plusieurs conséquences. Elle confirme la présence simultanée de site en conditions hydriques extrêmes, c'est-à-dire de sites pour lesquelles l'évapotranspiration est maximale ou nulle (Bastiaanssen, 1995). L'évapotranspiration maximale correspond à des valeurs d'albédo autour de 0.1, ou encore aux valeurs de température de surface les plus faibles. L'évapotranspiration minimale correspond à des valeurs d'albédo pour lesquels la fonction $T_s(a_s)$ est linéaire, avec une pente négative (figure 2.2).

Dans ce dernier cas, deux hypothèses sont possibles. D'une part, l'évapotranspiration est négligeable et d'autre part, sa variation avec la température est également négligeable. Ces deux hypothèses permettent alors d'estimer, dans une certaine mesure, une résistance aérodynamique effective représentative de la zone d'étude, dont est ensuite déduite la vitesse du vent. Les sites considérés correspondent à des valeurs d'albédo supérieures à une valeur seuil $a_{s\text{-seuil}}$, cette dernière étant définie par $\partial T_s / \partial a_s = 0$. Elle est généralement comprise entre 0.2 et 0.3.

2.1.2 Modélisation de l'écoulement dans la couche limite atmosphérique : hypothèse d'homogénéisation horizontale avec l'altitude

L'interface SVA est décrite selon une approche monocouche. En ce qui concerne la couche limite atmosphérique, elle est scindée en 2 strates délimitées par 3 niveaux (figure 2.3).

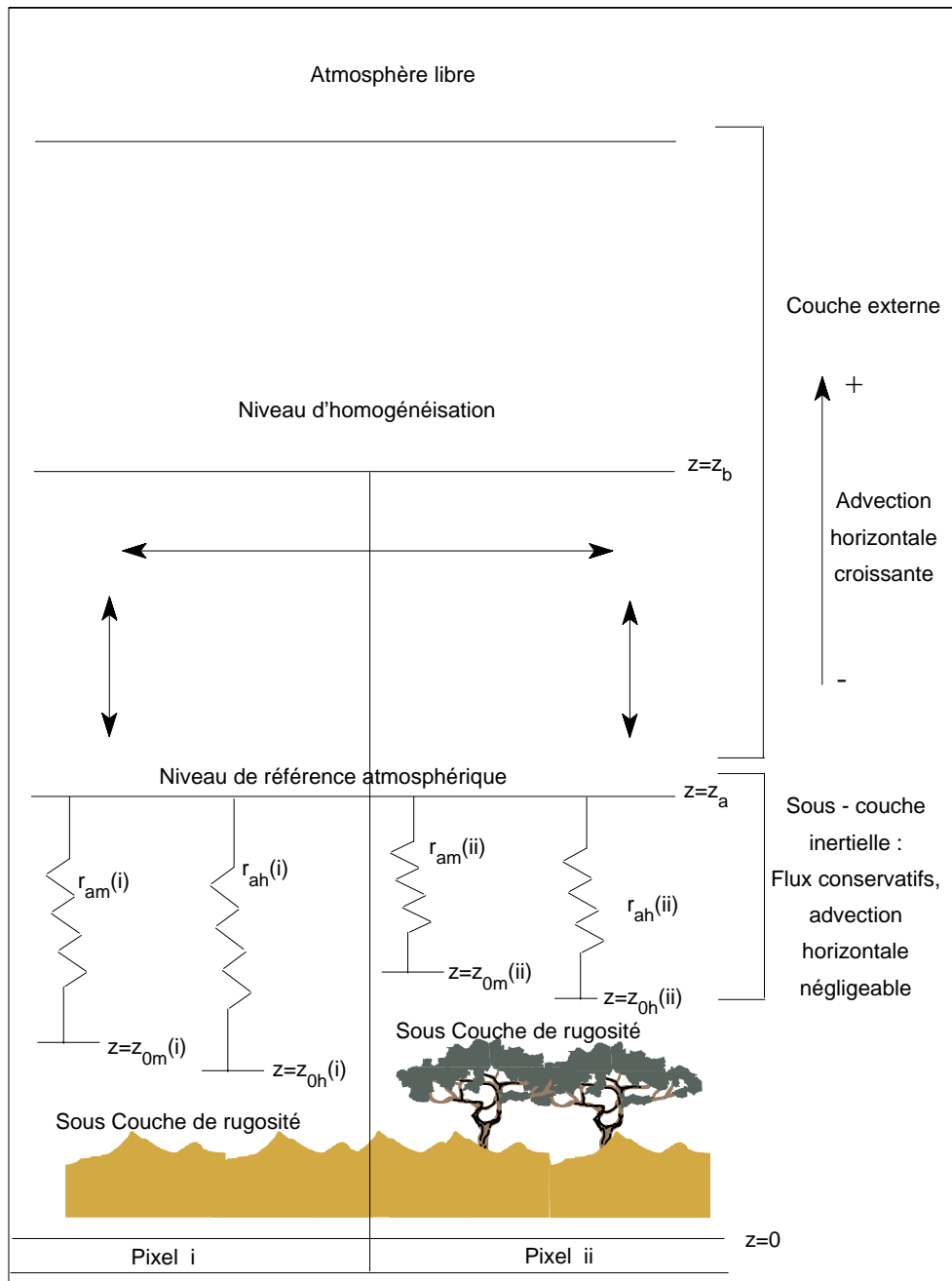


Figure 2.3 : schématisation de l'écoulement dans la couche limite atmosphérique selon SEBAL (les échelles de grandeur ne sont pas réelles). z_{0m} et z_{0h} sont respectivement les longueurs de rugosité mécanique et thermique. r_{am} et r_{ah} sont respectivement les résistances aérodynamiques aux transports de quantité de mouvement et de chaleur

Les deux strates sont les suivantes.

1. La sous-couche inertielle, dont les caractéristiques ont été présentées antérieurement (§ 1.2.3.1). Rappelons seulement que les profils verticaux des variables atmosphériques (vitesse du vent, température, humidité) sont supposés

logarithmiques, et que les flux sont supposés conservatifs (pas de transport horizontal : les pixels sont isolés).

2. La base de la Couche Externe. Les transports horizontaux y existant entraînent l'homogénéisation de variables atmosphériques telles que la vitesse du vent, la température et l'humidité de l'air. Cette homogénéisation apparaît à la hauteur de mélange (Mason, 1988 ; Claussen, 1990), soit une altitude comprise entre 50 et 200 m.

Les trois niveaux sont les suivants.

1. Un niveau symbolisant les conditions aux limites de surface, caractérisé par les longueurs de rugosité mécanique et thermique z_{om} et z_{oh} , selon les transferts considérés.
2. Le niveau de référence atmosphérique z_a , correspondant au niveau où sont estimées les variables atmosphériques. Classiquement, ce niveau est de 2 m (correspondant aux normes météorologiques). L'auteur du modèle suggère de prendre une hauteur correspondant à 5 % de la taille du pixel (Bastiaanssen, 1995).
3. Le niveau d'homogénéisation des paramètres de l'atmosphère z_b correspondant à la hauteur de mélange.

Ce découpage en 2 strates permet d'appréhender l'interface SVA de deux façons différentes.

1. La première, classique, permet de paramétrer l'écoulement dans la sous-couche inertielle (figure 2.3). Elle est utilisée pour la détermination du flux de chaleur sensible au niveau de chaque pixel.
2. La seconde, dont le but est de déterminer la vitesse du vent en z_a , considère une interface SVA effective dont les caractéristiques (flux de chaleur sensible, variables aérodynamiques de surface et variables atmosphériques) sont définies par les propriétés des pixels secs selon un processus d'agrégation (figure 2.4). Son extension verticale est comprise entre la surface et la hauteur de mélange.

Ces deux approches expriment les flux selon la loi d'Ohm (eq. 1.11).

Nous venons d'énumérer les caractéristiques générales du modèle. Nous allons maintenant voir point par point comment sont estimées les variables radiatives et aérodynamiques de surface, quelle est la procédure d'agrégation des paramètres de

surface pour la caractérisation de l'interface SVA effective et la détermination de la vitesse du vent, de quelle manière est déterminée la relation linéaire entre la température de l'air et la température de surface, et enfin comment sont estimés les flux d'énergie de surface.

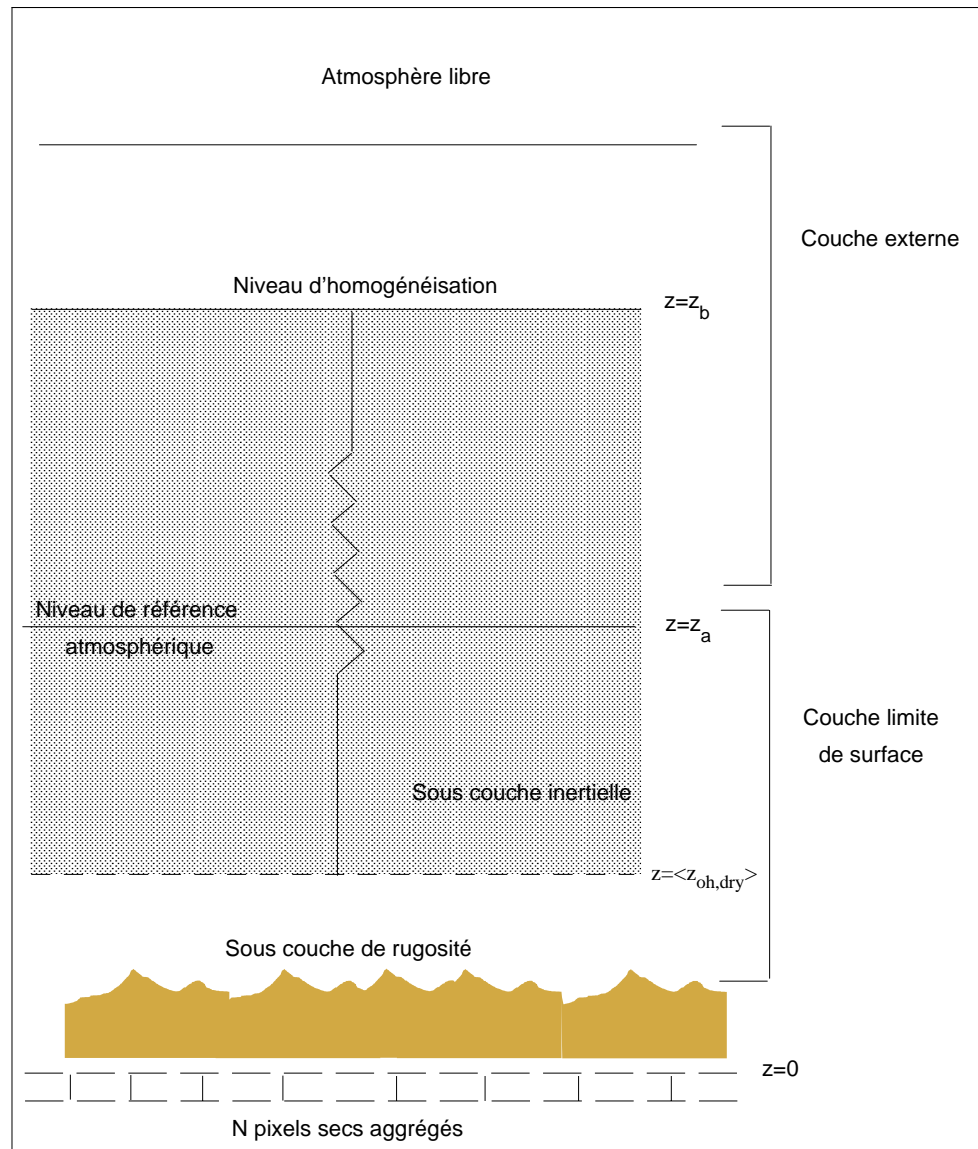


Figure 2.4 : schématisation de l'interface SVA effective (en grisée) obtenue par agrégation des pixels secs et utilisée pour l'estimation de la vitesse du vent.

$\langle z_{oh,dry} \rangle$ est la longueur de rugosité thermique effective.

2.2 Description du modèle

2.2.1 Caractérisation de propriétés radiatives de surface

2.2.1.1 L'albédo

La détermination de l'albédo de surface se fait en trois étapes. Ces trois étapes consistent à estimer respectivement la réflectance hémisphérique planétaire (planétaire : relatif au système terre - atmosphère), l'albédo planétaire et enfin l'albédo de surface.

- *La réflectance hémisphérique planétaire*

Pour un pixel de coordonnées (x,y), la mesure de la luminance solaire réfléchi par le système terre - atmosphère dans le canal k du capteur considéré s'écrit :

$$R_{s,toa,\uparrow}(k)(x,y) = \int_{\lambda_k - b_k/2}^{\lambda_k + b_k/2} R_{s,toa,\uparrow}(\lambda)(x,y) \cdot S(\lambda) d\lambda \quad (2.1)$$

$R_{s,toa,\uparrow}(\lambda)(x,y)$ est la luminance spectrale incidente au capteur, $S(\lambda)$ est la sensibilité spectrale, b_k et λ_k sont respectivement la largeur et la longueur d'onde centrale du canal. La version originale de l'algorithme est relative aux données LANDSAT Thematic Mapper, et donne pour expression de la luminance solaire réfléchi (Markham et Barker, 1987) :

$$R_{s,toa,\uparrow}(k)(x,y) = \alpha_k + \frac{\beta_k - \alpha_k}{255} * CN(x,y) \quad (2.2)$$

CN est le compte numérique, α_k et β_k sont les coefficients d'étalonnage pour le canal k. La connaissance du jour et de l'heure auxquels sont effectuées les mesures, ainsi que des latitude et longitude du site considéré permet d'évaluer l'angle zénithal solaire θ_s , et le flux d'énergie solaire incident au sommet de l'atmosphère dans la direction de propagation $R_{s,toa,\perp}(k)$. Le flux d'énergie solaire pénétrant dans l'atmosphère est alors donné par (figure 2.5) :

$$R_{s,toa,\downarrow}(k)(x,y) = R_{s,toa,\perp}(k) \cdot \cos(\theta_s(x,y)) \quad (2.3)$$

En supposant que le système terre - atmosphère est un réflecteur lambertien, la réflectance hémisphérique planétaire dans le canal k est définie par :

$$\rho_p(k)(x,y) = \frac{\pi \cdot R_{s,toa,\uparrow}(k)(x,y)}{R_{s,toa,\downarrow}(k)(x,y)} \quad (2.4)$$

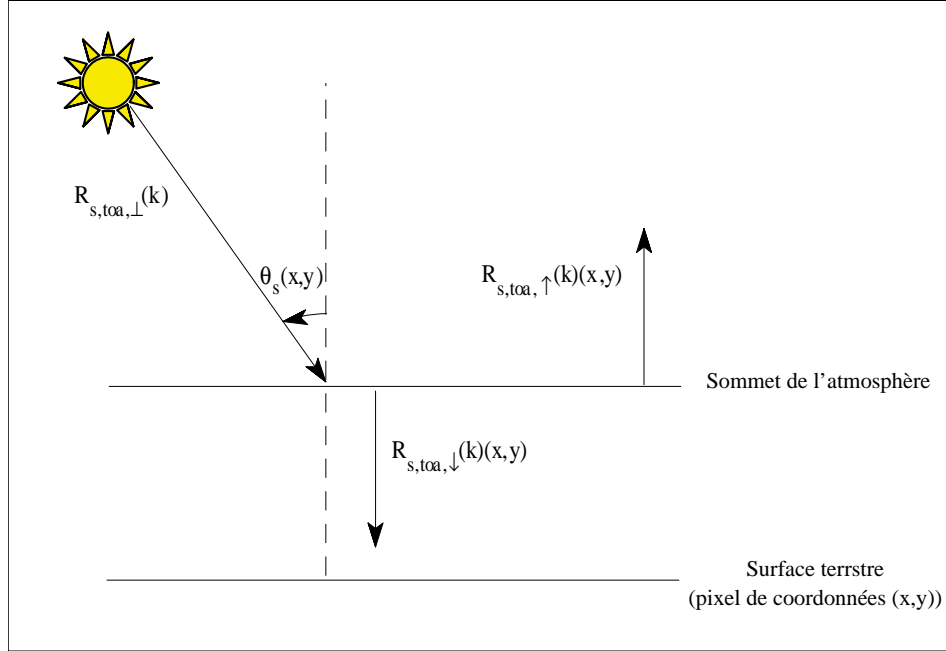


Figure 2.5 : Illustration des composantes énergétiques solaires au sommet de l'atmosphère.

- *L'albédo planétaire*

L'albédo planétaire est l'intégration sur le domaine spectral solaire [0.3 - 3] μm de la réflectance hémisphérique planétaire.

$$a_p(x,y) = \int_{0.3\mu\text{m}}^{3\mu\text{m}} \rho_p(\lambda)(x,y) \cdot \frac{R_{s,toa,\downarrow}(\lambda)(x,y)}{\int_{0.3\mu\text{m}}^{3\mu\text{m}} R_{s,toa,\downarrow}(\lambda)(x,y) \cdot d\lambda} \cdot d\lambda \quad (2.5.a)$$

Si le capteur possède m canaux entre 0.3 et 3 μm , alors l'albédo planétaire sur l'intervalle [0.3 - 3] μm peut s'approximer à l'aide de la relation suivante :

$$a_p(x,y) = \sum_{k=1}^m \rho_p(k)(x,y) \cdot c_k \quad (2.5.b)$$

avec c_k coefficient de pondération.

$$c_k = \frac{R_{s,toa,\downarrow}(k)}{m} \quad (2.6)$$

$$\sum_{k=1} R_{s,toa,\downarrow}(k)$$

• *L'albédo de surface*

En l'absence de radiation diffusée par le ciel et de réflexion spéculaire de la lumière solaire, l'albédo de surface et l'albédo planétaire sont linéairement reliés (Ahern et al., 1977; Koepke et al., 1985) :

$$a_s(x,y) = a_p(x,y) \times \frac{1}{\tau_{sw}^2} - \frac{\alpha_a}{\tau_{sw}^2} \quad (2.7)$$

a_s est l'albédo de surface, α_a est l'albédo atmosphérique pour les radiations diffuses et τ_{sw} est la transmittance atmosphérique dans les courtes longueurs d'onde pour un ciel clair. L'exposant symbolise la double trajectoire (ascendante et descendante) de la radiation solaire dans l'atmosphère. Des mesures in situ d'albédo de surface permettent ensuite de déterminer par régression linéaire les coefficients de la relation 2.7 (Menenti et al., 1989b).

2.2.1.2 L'indice de végétation Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)

Le NDVI est déterminé à partir des réflectances planétaires dans les canaux rouge (autour de 0.45 μ m) et proche infrarouge (autour de 0.65 μ m) (Rouse et al., 1974 ; Tucker, 1986) :

$$NDVI(x,y) = \frac{\rho_p(\text{infrarouge})(x,y) - \rho_p(\text{rouge})(x,y)}{\rho_p(\text{infrarouge})(x,y) + \rho_p(\text{rouge})(x,y)} \quad (2.8)$$

Le NDVI présente la particularité d'augmenter en présence de végétation. Cette particularité trouve son origine dans la forme des spectres de réflectance du sol et de la végétation.

D'autres indices plus élaborés que le NDVI ont été développés. Afin de minimiser les effets de sol et d'ombre, Huete (1988, 1992) a introduit un facteur

d'ajustement empirique (Soil Adjusted Vegetation Index). Ce facteur a ensuite été formulé en fonction de la proportion de sol vu (Modified Soil Adjusted Vegetation Index) (Qi et al., 1994a). En vue de s'affranchir des effets directionnels sur les surfaces semi-arides, Chehbouni et al. (1994) ont développé un indice semi-empirique en intégrant une normalisation par rapport aux angles de visée et d'éclairement. L'intérêt de cette approche est que l'indice de végétation devient indépendant des conditions d'observation. Néanmoins, la détermination empirique des coefficients nécessite d'autres investigations.

2.2.1.3 L'émissivité et la température radiométrique

L'émissivité est déterminée à l'aide de la relation empirique proposée par Van de Griend et Owe (§ 1.4.2.1). Sa valeur moyenne sur le domaine 8-14 μm est reliée au NDVI par une formulation logarithmique.

$$\varepsilon_s(x,y) = 1.009 + 0.047 \cdot \ln(\text{NDVI}(x,y)) \quad (2.9)$$

Cette relation n'est valide que pour des valeurs de NDVI comprises entre 0.15 et 0.85. De plus, elle n'est pas applicable sur des surfaces d'eau ayant un faible NDVI et une émissivité très élevée.

La température de brillance est estimée à partir des mesures de la luminance émise par le système terre - atmosphère. Les luminances émergentes à la surface et incidente au capteur sont reliées par l'équation du transfert radiatif (Chandrasekhar, 1960) :

$$L_{c,\uparrow}(x,y) = \tau_a \cdot L_{s,\uparrow}(x,y) + L_{a,\uparrow} \quad (2.10)$$

$L_{c,\uparrow}(x,y)$ est la luminance mesurée par le capteur dans le canal considéré ; $L_{s,\uparrow}(x,y)$ est la luminance émergente de la surface ; $L_{a,\uparrow}$ est la luminance émise par l'atmosphère vers le capteur et τ_a est la transmittance atmosphérique. Les termes de cette équation sont obtenus par régression linéaire à partir de mesures terrain en température et émissivité dans le même canal que celui du capteur. Cette approche a été proposée pour le canal 6 de Landsat TM avec les mesures in-situ acquises au cours d'HAPEX-SAHÉL et de HEIFE (Bastiaanssen, 1995).

La température radiométrique est assimilée à la température de surface. Elle est déduite de la luminance émergente de la surface $L_{s,\uparrow}(x,y)$:

$$L_{BB}(T_s(x,y)) = \left(L_{s,\uparrow}(x,y) - (1 - \epsilon_s(x,y)) \cdot L_{a,\downarrow} \right) \cdot \frac{1}{\epsilon_s(x,y)} \quad (2.11)$$

$L_{a,\downarrow}$ est la luminance émise par l'atmosphère vers la surface sur l'intervalle [3 - 100] μm . Cette grandeur est donnée par la loi de Stephan - Boltzmann en considérant deux variables : une température effective $T_{a,\text{eff}}$ déduite d'enregistrements climatiques et une émissivité effective $\epsilon_{a,\text{eff}}$ déduite de la transmittance atmosphérique dans les courtes longueurs d'onde τ_{sw} (Bastiaanssen et al., 1988) :

$$L_{a,\downarrow} = \epsilon_{a,\text{eff}} \cdot \sigma \cdot T_{a,\text{eff}}^4 = -1.08 \cdot (\ln \tau_{\text{sw}})^{0.265} \cdot \sigma \cdot T_{a,\text{eff}}^4 \quad (2.12)$$

2.2.2 Estimation du rayonnement net

Toutes les composantes permettant d'estimer le rayonnement net sont maintenant connues. Le rayonnement solaire incident à la surface est obtenu à partir du flux incident au sommet de l'atmosphère $R_{s,\text{toa},\downarrow}(k)(x,y)$ (équation 2.3) et de la transmittance atmosphérique sur le domaine spectral [0.3 - 3] μm (déterminée par la régression linéaire sur l'équation 2.7). Cette formulation suppose cependant que l'échantillonnage du rayonnement solaire incident $R_{s,\text{toa},\downarrow}(k)$ selon les m canaux de l'instrument est représentatif de l'ensemble du spectre solaire. L'expression du rayonnement net est alors :

$$R_n(x,y) = \left(1 - a_s(x,y) \right) \cdot \tau_{\text{sw}} \cdot \sum_{k=1}^m R_{s,\text{toa},\downarrow}(k)(x,y) + \epsilon_s(x,y) \cdot \sigma \cdot \left[\epsilon_{a,\text{eff}} T_{a,\text{eff}}^4 - T_s^4(x,y) \right] \quad (2.13)$$

2.2.3 Estimation du flux de chaleur dans le sol

Nous avons expliqué dans l'étude bibliographique, que les modèles à mi-chemin entre les relations semi-empiriques et les modèles TSVA constituaient une catégorie que nous avons nommé "approche intermédiaire". Ces modèles proposent en général des

méthodes de résolution de bilan d'énergie instantané ayant pour vocation d'utiliser exclusivement des données de télédétection (§ 1.3.3). Dans cette optique, des formulations empiriques ou semi-empiriques ont été proposées afin de quantifier le flux de chaleur dans le sol à partir des propriétés radiatives de surface accessibles par télédétection.

Clothier et al. (1986), Choudhury et al. (1987) et Kustas et al. (1990) ont observé expérimentalement que le rapport G_0 / R_n est relativement constant autour du midi solaire. Cette hypothèse est confrontée au phénomène d'hysteresis temporel (Moran et al., 1994a), et à l'influence de l'humidité du sol (Brutsaert, 1982), mais Kustas et al. (1994a) ont montré que ces effets sont du second ordre. Par ailleurs, le rapport G_0 / R_n varie essentiellement avec le pourcentage de couverture du sol, induisant une forte corrélation avec le NDVI.

Moran et al. (1989) ont exprimé le rapport G_0 / R_n à l'aide du NDVI selon une relation exponentielle. Kustas et Daughtry (1990) ont proposé une relation linéaire entre les rapports G_0 / R_n et $\rho_{hd}(\text{Proche InfraRouge}) / \rho_{hd}(\text{Rouge})$ où ρ_{hd} est la réflectance mesurée. Pour l'ensemble de ces formulations, les coefficients sont déterminés empiriquement. Les résultats sont en général satisfaisants, mais de fortes dispersions ont été observées.

SEBAL utilise une relation plus approfondie, essayant de prendre en considération plus finement les facteurs qui influent sur le flux de chaleur dans le sol. Une relation semi - empirique est proposée, de la forme suivante :

$$\frac{G_0(x,y)}{R_n(x,y)} = \text{Coef1}(x,y) \times \text{Coef2}(x,y) \quad (2.14)$$

Coef1 représente la proportionnalité entre le flux de chaleur dans le sol et le rayonnement net pour un sol nu. D'après les expressions de G_0 et R_n , les rapports G_0 / R_n et T_s / a_s sont équivalents à un facteur près. Cette hypothèse a été vérifiée par des mesures acquises sur la dépression du Qattara en Egypte durant l'été 1988 et l'automne 1989 (Bastiaanssen, 1995). En outre, sachant que l'humidité conditionne le transfert de chaleur dans le sol et qu'elle est fortement corrélée à l'albédo, le facteur de proportionnalité entre les rapports G_0 / R_n et T_s / a_s est défini comme une fonction de l'albédo moyen sur la journée \bar{a}_s . Il résulte de ces observations l'expression suivante :

$$\text{Coef1}(x,y) = \frac{T_s(x,y)}{a_s(x,y)} \left(0.0032 \overline{a_s(x,y)} + 0.0062 \left(\overline{a_s(x,y)} \right)^2 \right) \quad (2.15)$$

Pour des surfaces végétales, il faut prendre en compte l'extinction par le couvert du rayonnement incident. D'après des mesures effectuées sur de la luzerne (Clothier et al., 1986), du blé (Choudhury et al., 1987), de la luzerne et du coton (Kustas et Daughtry, 1990) ainsi que sur du soja (Van Oevelen, 1991), une régression entre le coefficient d'extinction par le couvert et le NDVI a été effectuée. La formulation résultante est :

$$\text{Coef2}(x,y) = 1 - 0.978 \text{NDVI}(x,y)^4 \quad (2.16)$$

La précision annoncée de cette formulation pour le flux de chaleur dans le sol est de $0.04 \times R_n$, soit une incertitude maximale de l'ordre de 40 W.m^{-2} .

2.2.4 Estimation du flux de chaleur sensible

C'est à ce stade qu'apparaissent les points clés du modèle, i.e. les estimations de la vitesse du vent et de la température de l'air à l'aide de la variabilité spatiale. Dans un premier temps, il est nécessaire d'estimer les longueurs de rugosité mécanique et thermique. Les variables de surface radiatives et aérodynamiques des pixels secs sont ensuite agrégées pour caractériser l'interface SVA effective, et en déduire la vitesse du vent. S'ensuivent l'estimation de la température de l'air et du flux de chaleur sensible.

2.2.4.1 Les longueurs de rugosités mécaniques et thermiques

Afin de quantifier la rugosité mécanique à partir de données de télédétection uniquement, Hatfield (1988) a proposé d'après une expérimentation sur un champ de coton, une relation exponentielle entre la rugosité mécanique et le NDVI. Cette approche a ensuite été confirmée par Moran (1990) sur une culture de luzerne. SEBAL suppose que cette relation est aussi valable sur des surfaces hétérogènes :

$$z_{\text{om}}(x,y) = \exp(\alpha + \beta \cdot \text{NDVI}(x,y)) \quad (2.17)$$

avec cependant la nécessité de mesures de terrain permettant l'évaluation des paramètres α et β pour des valeurs de NDVI extrêmes (environ 0.2 correspondant à un

sol nu et 0.8 correspondant à un couvert végétal bien développé). Dans la version actuelle de l'algorithme, des valeurs génériques pour α et β sont proposées, respectivement de -6.665 et 6.38.

La longueur de rugosité thermique est déduite de la rugosité mécanique à l'aide du paramètre kB^{-1} posé à 2.3 (Choudhury, 1989) :

$$z_{oh}(x,y) = z_{om}(x,y) / \exp(kB^{-1}) \quad (2.18)$$

2.2.4.2 La vitesse du vent au niveau de référence atmosphérique

Nous avons vu au paragraphe 2.1.2 que l'interface SVA effective est obtenue par agrégation des pixels secs, son extension verticale étant comprise entre la surface et la hauteur de mélange. La vitesse du vent au niveau de référence atmosphérique est ensuite calculée à l'aide des variables caractéristiques de cette interface. Cette approche est basée sur l'hypothèse que l'on peut utiliser, au niveau de référence atmosphérique, une vitesse du vent moyenne pour définir une longueur de rugosité effective conduisant à une estimation régionale de la vitesse de friction (Fiedler et Panofsky, 1972).

Les variables caractéristiques de l'interface SVA effective (figure 2.6) sont obtenues par agrégation des variables relatives aux N pixels secs, pixels détectés selon le processus présenté en 2.1.1. Précisons que ces pixels ne sont généralement pas localisés au même endroit, mais répartis sur la zone d'étude selon l'occupation du sol.

Le flux de chaleur sensible entre la surface et la hauteur de mélange s'écrit :

$$\langle H_{dry} \rangle = \sum_{i=1}^N H_i(x,y) = \sum_{i=1}^N R_{ni}(x,y) - G_{0i}(x,y) \quad (2.19)$$

La résistance aérodynamique est ensuite donnée par la loi d'Ohm :

$$\langle r_{ah,dry}(z_b) \rangle = \rho_a \cdot c_p \frac{\langle T_{s,dry} \rangle - \langle T_a(z_b) \rangle}{\langle H_{dry} \rangle} \quad (2.20)$$

La température moyenne de l'air au niveau z_b , $\langle T_a(z_b) \rangle$ est donnée par radiosondage, la mesure étant supposée représentative de toute la zone d'après le concept de hauteur de mélange. La température de surface moyenne est obtenue selon le moyennage suivant :

$$\langle T_{s,dry} \rangle = \left[\frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \epsilon_{si} \cdot T_{si}^4}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \epsilon_{si}} \right]^{1/4} \quad (2.21)$$

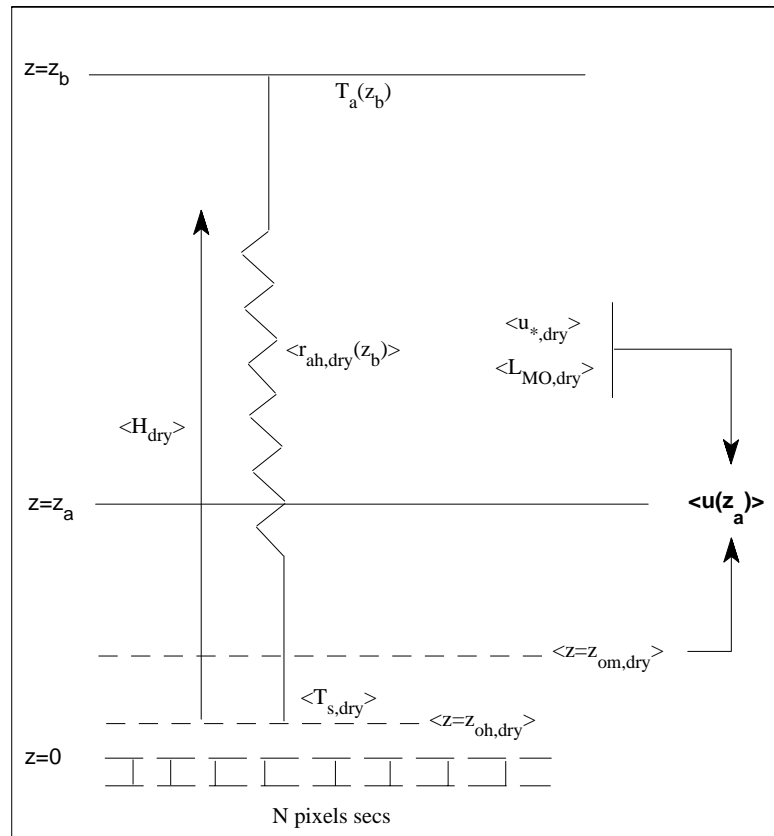


Figure 2.6 : Estimation de la vitesse du vent moyenne $\langle u(z_a) \rangle$ à partir des paramètres de l'interface SVA effective.

La vitesse de friction $\langle u_{*,dry} \rangle$ et la longueur de Monin - Obukhov $\langle L_{MO,dry} \rangle$ sont estimées à l'aide des paramètres effectifs $\langle z_{oh,dry} \rangle$, $\langle T_{s,dry} \rangle$, $\langle T_p(z_b) \rangle$, $\langle H_{dry} \rangle$, $\langle r_{ah,dry} \rangle$

Ces derniers sont obtenues par agrégation des pixels secs.

Les paramètres aérodynamiques sont agrégés selon un processus logarithmique (Noilhan et Lacarrère, 1995). Une pondération en température tient compte de la contribution de chaque pixel au flux de chaleur sensible moyen.

$$\langle z_{oh/m} \rangle = \exp \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{T_{si}(x,y)}{\langle T_{s,dry} \rangle} * \ln \left(z_{oh/m,i}(x,y) \right) \right\} \quad (2.22)$$

Cette approche aboutit à un système de deux équations à deux inconnues qui sont la longueur de Monin Obukhov effective et la vitesse de friction effective (la température de la couche d'atmosphère entre la surface et la hauteur de mélange est définie comme la moyenne des températures à ces deux niveaux) :

$$\begin{cases} \langle L_{MO,dry} \rangle = - \frac{\rho_a \cdot C_p \cdot \left(\langle u_{*,dry} \rangle \right)^3}{kg \langle H_{dry} \rangle} \left\{ \frac{\langle T_{s,dry} \rangle + \langle T_a(z_b) \rangle}{2} \right\} \\ \langle u_{*,dry} \rangle = \frac{1}{k \cdot \langle r_{ah,dry}(z_b) \rangle} \cdot \left[\ln \left(\frac{z_b}{\langle z_{oh,dry} \rangle} \right) - \Psi_h \left(z_b, \langle L_{MO,dry} \rangle \right) \right] \end{cases} \quad (2.23)$$

La détermination de ces deux variables par résolution du système permet ensuite d'estimer la vitesse du vent au niveau de référence z_a :

$$\langle u(z_a) \rangle = \frac{\langle u_{*,dry} \rangle}{k} \left\{ \ln \left(\frac{z_a}{\langle z_{om,dry} \rangle} \right) - \Psi_m \left(z_a, \langle L_{MO,dry} \rangle \right) \right\} \quad (2.24)$$

La fonction de stabilité Ψ_m est donnée par les équations 1.15 et 1.18. La vitesse du vent au niveau z_a ainsi déterminée est supposée représentative sur l'intégralité de la zone considérée.

2.2.4.3 La température de l'air au niveau de référence atmosphérique

Le flux de chaleur sensible pour chaque pixel est donné par la relation suivante :

$$H(x,y) = \rho_a \cdot c_p * \frac{\left(T_s - T_a(z_a) \right) (x,y)}{r_{ah}(z_a)(x,y)} \quad (2.25)$$

Il y a donc trois inconnues : le flux $H(x,y)$; le gradient $T_s-T_a(z_a)(x,y)$; et la résistance aérodynamique au transport de chaleur $r_{ah}(z_a)(x,y)$.

Plusieurs expérimentations ont permis de remarquer que le gradient $T_s-T_a(z_a)$ est plus ou moins linéairement relié à la température de surface (Chen et al., 1983 ; Davis and Tarpley, 1983 ; Horiguchi et al., 1992 ; Bastiaanssen, 1995). De ce fait, SEBAL suppose que la différence $T_s-T_a(z_a)$ est une fonction linéaire de la température de surface T_s , les coefficients de cette fonction étant déterminés à l'aide des propriétés des pixels secs et humides.

Pour les pixels humides, on suppose que le flux de chaleur sensible nul, ce qui permet d'écrire

$$T_{s,wet} - T_{a,wet}(z_a) = 0 \quad (2.26)$$

Pour les pixels secs, on suppose que le flux de chaleur latente est nul, ce qui induit

$$T_{s,dry} - T_{a,dry}(z_a) = \left(\frac{\left(R_n - G_o \right) \cdot r_{ah}(z_a)}{\rho_a \cdot c_p} \right)_{dry} \quad (2.27)$$

Pour un pixel quelconque, le gradient $T_s - T_a(z_a)$ est alors donné par

$$\left(T_s - T_a(z_a) \right) (x,y) = \left(\frac{\left(R_n - G_o \right) \cdot r_{ah}(z_a)}{\rho_a \cdot c_p} \right)_{dry} * \frac{T_s(x,y) - T_{s,wet}}{T_{s,dry} - T_{s,wet}} \quad (2.28)$$

Ainsi le gradient $T_s - T_a(z_a)$ s'exprime en fonction de la résistance aérodynamique, ce qui permet de s'affranchir d'une inconnue. En effet, il n'en subsiste que deux dans l'expression du flux de chaleur sensible , qui sont le flux lui-même et la résistance aérodynamique.

2.2.4.4 La résistance aérodynamique et le flux de chaleur sensible

La résistance aérodynamique s'exprime en fonction de deux variables, la vitesse de friction et la longueur de Monin - Obukhov :

$$r_{ah}(z_a)(x,y) = \frac{1}{k \cdot u_*(x,y)} * \left[\ln\left(\frac{z_a}{z_{oh}(x,y)}\right) - \psi_h\left(z_a, L_{MO}(x,y)\right) \right] \quad (2.29)$$

La fonction de stabilité ψ_h est donnée par les équations 1.16 et 1.18. La vitesse de friction est définie à l'aide de la vitesse du vent :

$$u_*(x,y) = \frac{k \cdot u_a(z_a)(x,y)}{\ln\left(\frac{z_a}{z_{om}(x,y)}\right) - \psi_m\left(z_a, L_{MO}(x,y)\right)} \quad (2.30)$$

et la longueur de Monin - Obukhov est exprimée en considérant une température moyenne entre l'air et la surface :

$$L_{MO}(x,y) = -\frac{\rho_a \cdot c_p \cdot u_*^3(x,y)}{kgH(x,y)} \left(\frac{T_s(x,y) + T_a(z_a)}{2} \right) \quad (2.31)$$

Il en résulte de ceci un système de trois équations à trois inconnues issues de (2.25), (2.30) et (2.31), dont la résolution fournit une estimation du flux de chaleur sensible :

$$\begin{cases} \mathbf{H} = f_1\left(\mathbf{u}_*, L_{MO}, z_{oh}, z_a, T_{s,wet}, T_{s,dry}, T_s, \rho_a, c_p\right) \\ L_{MO} = f_2\left(\mathbf{u}_*, \mathbf{H}, T_s, g, k, T_a(z_a), \rho_a, c_p\right) \\ \mathbf{u}_* = f_3\left(L_{MO}, u(z_a), z_{om}, z_a\right) \end{cases} \quad (2.32)$$

2.2.5 Estimation du flux de chaleur latente

Par résolution de l'équation du bilan d'énergie, le flux de chaleur latente est estimé pour chaque pixel.

$$\lambda E(x,y) = R_n(x,y) - G_o(x,y) - H(x,y) \quad (2.33)$$

2.3 Limitations du modèle.

Le modèle SEBAL présente donc l'intéressante particularité d'exploiter la variabilité spatiale pour cartographier les flux d'énergie de surface. Plusieurs limitations existent cependant, relatives aux hypothèses et formulations présentées au long de ce chapitre.

L'hypothèse concernant la variabilité spatiale suppose que le site d'étude présente **simultanément des zones totalement sèches ou humides**. Il est fort probable que ce cas de figure ne se rencontre pas systématiquement, pendant et après des périodes pluvieuses par exemple.

La caractérisation de la végétation à l'aide d'une **approche monocouche** est tributaire du **paramètre kB^{-1}** , dont l'estimation est très difficile (§ 1.2.3.2). En ce qui concerne le concept de **hauteur de mélange**, la définition d'une valeur pour cette hauteur est très variable, pouvant aller de 50 à 200 m.

Les estimations du NDVI, de l'albédo et de la température de surface sont critiquables sur deux points. Les **surfaces observées** sont **supposées lambertiennes** alors que de nombreux travaux ont montré que ce n'est pas le cas (Qi et al., 1994b ; Lagouarde et al., 1995c ; Verbrugge et Cierniewski, 1998). De plus, les **corrections atmosphériques** sont effectuées à l'aide de **mesures de terrain**, ce qui rend ces corrections tributaires des concordances temporelle, spatiale, spectrale et directionnelle entre les mesures de terrain et les données de télédétection. Dans le cadre de cette étude, ces aspects sont sans conséquence, puisque cette étape est entièrement modifiée, c'est-à-dire effectuée à l'aide de méthodes exploitant l'information multidirectionnelle acquise au cours de ReSeDA.

L'estimation de la température radiométrique est litigieuse sur deux points. La **relation empirique** permettant **d'obtenir l'émissivité** est très controversée (§ 1.4.2.1). D'ailleurs, la version actuelle de SEBAL au SC-DLO utilise la formulation proposée par Valor et Caselles (§ 1.4.2.1). En outre, l'utilisation du **rayonnement atmosphérique incident entre 3 et 100 μm** pour déterminer la température radiométrique sur l'intervalle [8 -14] μm peut générer de fortes erreurs (Olios, 1995a).

Les **formulations empiriques** ou **semi-empiriques** utilisées pour estimer le **flux de chaleur dans le sol** ainsi que les **longueurs de rugosité mécanique** et **thermique** doivent probablement être calibrées d'une expérimentation à une autre. En

ce qui concerne l'estimation du flux de chaleur dans le sol, on peut supposer que la formulation proposée est assez robuste, étant donné qu'elle a été calée sur plusieurs jeux de données. En revanche, de fortes réserves doivent être émises vis-à-vis de la formulation pour la longueur de **rugosité mécanique**. En effet, la corrélation entre cette dernière et le **NDVI** n'est pas systématique. Considérons par exemple le cas du blé. Il présente au cours de son évolution une augmentation du NDVI et de la rugosité. En phase de sénescence cependant, la rugosité reste forte alors que le NDVI chute. Par ailleurs, le NDVI est surtout fonction du taux de couverture du sol, tandis que la rugosité dépend surtout de la hauteur du couvert. De ce fait, certaines cultures basses mais très couvrantes (luzerne par exemple), sont caractérisées d'après cette relation par une rugosité élevée, ce qui n'est pas réaliste.

L'estimation de la vitesse du vent au niveau de référence atmosphérique est basée sur un processus d'agrégation des pixels secs permettant de définir une interface SVA effective. Le flux de chaleur sensible pour cette interface est donnée par la loi d'Ohm entre la surface et la hauteur de mélange. Or cette formulation suppose que le flux est conservatif entre les deux niveaux considérés. L'hypothèse de flux conservatif est valide dans la sous-couche inertielle, c'est à dire entre la surface et quelques mètres au-dessus, mais pas jusque la hauteur de mélange.

L'estimation de la température de l'air, supposée linéairement reliée à la température de surface est une hypothèse forte. Néanmoins, elle constitue un atout en ce sens où la plupart des modèles se basent sur des mesures terrain en considérant que cette variable est uniforme.

Pour finir, notons que le concept de hauteur de mélange permet de déterminer la vitesse du vent à cette hauteur, et non pas au niveau de référence atmosphérique. Une amélioration a été apportée à ce niveau, dans la version utilisée par le SC-DLO (Su et al., 1998). Le processus d'agrégation conduit à une estimation de la vitesse du vent en z_b . On en déduit alors la valeur au niveau z_a en considérant les variables de surface locales (T_s , rugosité mécanique et un flux de chaleur sensible égale à $\langle H_{dry} \rangle / 2$).

Nous avons la possibilité, à partir de l'expérimentation ReSeDA, d'évaluer l'ensemble des atouts et des limitations du modèle, tant au niveau de la validation des flux énergétiques de surface, qu'au niveau des variables intermédiaires caractérisant l'interface SVA. Nous allons maintenant nous intéresser à l'ensemble des mesures acquises au cours de cette expérimentation, présentées dans le chapitre suivant.

3.1 Introduction

Le projet ReSeDA a pour objectif de développer les techniques d'utilisation conjointe de données de télédétection multispectrales, multidirectionnelles et multitemporelles pour le suivi du fonctionnement de la végétation. La phase expérimentale s'est déroulée de décembre 1996 à décembre 1997. Elle consistait à acquérir, sur une période couvrant les cycles de plusieurs cultures, un ensemble de mesures à partir desquelles on puisse passer d'estimations au niveau de la parcelle à des estimations régionales. Dans cette optique, des mesures in-situ de rayonnements (visible, proche et moyen infrarouge, infrarouge thermique) et de flux de surface (rayonnement net, flux de chaleur sensible et latente, flux d'eau et de chaleur dans le sol) ont été effectués, ainsi que des mesures relatives aux caractéristiques de la végétation et du sol. Diverses données de télédétection aéroportées ont également été acquises, à des fréquences d'observation variant selon les objectifs. Enfin, l'un des buts de ce projet étant d'améliorer l'utilisation de mesures spatiales, l'ensemble des données satellitaires disponibles selon les orbites des capteurs considérés ont été recueillies (SPOT, ERS, NOAA, RADARSAT entre autres).

Dans le cadre de ce projet, la contribution de notre travail de thèse est de cartographier, à partir de données de télédétection à haute résolution spatiale et multidirectionnelles, trois variables radiatives de surface (NDVI, albédo et température de brillance), pour en déduire des cartographies de flux énergétiques de surface par le biais du modèle SEBAL. L'ensemble des variables considérées, i.e. les variables d'entrée du modèle, les variables de sortie ainsi que certaines variables intermédiaires sont ensuite comparées avec des mesures in-situ.

Ce chapitre présente donc les caractéristiques du site d'étude (occupation du sol et évolution temporelle), les instruments utilisés et les protocoles de mesure afin d'une part, d'effectuer les cartographies en variables radiatives de surface, et d'autre part, de valider ces cartographies et celles générées par le modèle. L'étalonnage des différents instruments est également présenté, à l'exception de celui concernant le capteur InfraRouge Thermique, dont la caractérisation est un élément important de ce travail, et fait donc l'objet d'un chapitre particulier (Chapitre 5).

3.2 Présentation du site expérimental

Le site expérimental Alpilles-ReSeDA est situé près d'Avignon, dans le département des Bouches-du-Rhône, au nord de la chaîne des Alpilles. Ses coordonnées géographiques sont : N 43°47' ; E 4°45' (figure 3.1), avec une altitude moyenne de l'ordre de 10 m au dessus du niveau de la mer. C'est une zone de culture intensive, dont les dimensions sont approximativement de 5×5 km². Le relief est très peu prononcé. Les parcelles ont des tailles voisines de 200×200 m², et certaines sont équipées de systèmes d'irrigation. Les sols sont bruns calcaires profonds.

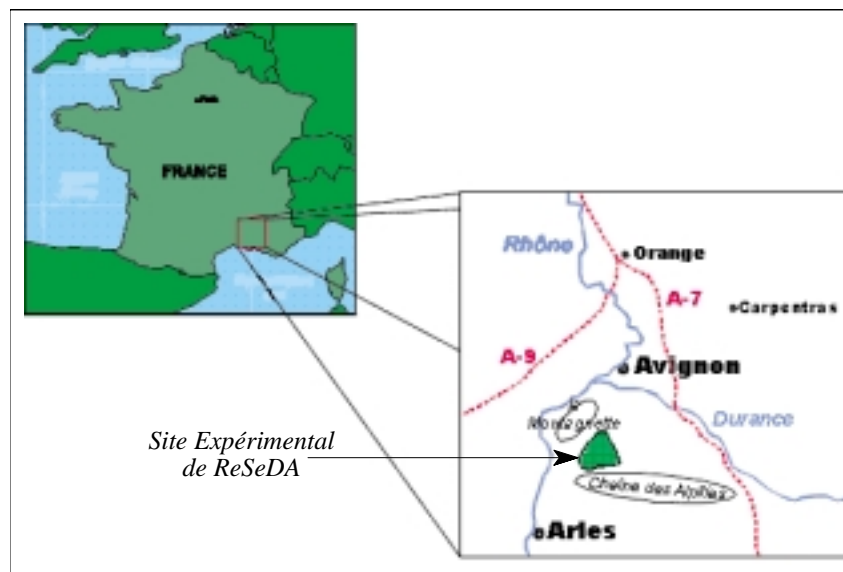


Figure 3.1 : Localisation du site d'expérimentation Alpilles-ReSeDA.

Les mesures ont été effectuées sur des cultures d'hiver (blé), d'été (maïs, tournesol) ou encore pluriannuelles (luzerne). Ces cultures correspondaient à des cycles très contrastés, induisant des conditions de couverture du sol variées tout au long de l'expérimentation.

Le dispositif expérimental distinguait quatre catégories de parcelles. Un site météorologique regroupait les mesures de référence (rayonnement solaire, rayonnement atmosphérique, précipitation, vitesse du vent, température et humidité de l'air à deux mètres...). Ces données étaient acquises selon un pas de temps compatible avec les normes météorologiques. Pour les cultures de blé et de tournesol, les mesures

caractéristiques de l'interface Sol - Végétation - Atmosphère étaient recueillies sur trois types de parcelle (figure 3.2 et tableau 3.1) :

- parcelles de référence pour le calage des algorithmes, très instrumentées afin de caractériser la végétation, les conditions atmosphériques, le bilan énergétique de la surface, le bilan hydrique du sol, et certaines propriétés radiatives de surface ;
- parcelles pour la validation des algorithmes, relativement instrumentées ;
- parcelles de "télédétection" pour une validation plus globale, peu instrumentées.

Pour la luzerne, les données étaient acquises sur une parcelle de référence et une parcelle de télédétection. Pour le maïs, seule une parcelle de télédétection a été considérée.



Figure 3.2 : Plan d'occupation du site expérimental Alpilles-ReSeDA en terme de parcelles agricoles (C : parcelle de Calibration ou de référence, V : parcelle de Validation ou test, T : parcelle "Télédétection").

Numéro de parcelle	Catégorie expérimentale	Culture	Evolution temporelle
101	Calibration ou référence	Blé d'hiver	Semis le 07/11/96. Récolte le 01/07/97.
203	Calibration ou référence	Luzerne	Coupes les 23/04/97, 09/06/97, 16/07/97 et 19/08/97
102	Calibration ou référence	Tournesol	Semis le 10/05/97. Sénescence à partir du 04/08/97. Récolte les 03 et 04/10/97.
120	Validation ou test	Blé d'hiver	Semis le 18/11/96. Récolte le 01/07/97.
214	Validation ou test	Blé de printemps	Semis le 12/02/97. Levée le 27/02/97. Récolte le 16/07/97.
121	Validation ou test	Tournesol	Semis les 09, 10 et 11/05/97. Sénescence à partir du 12/08/97. Récolte le 22/09/97.
501	Validation ou test	Tournesol	Semis le 22/03/97. Sénescence à partir du 15/07/97. Récolte le 29/08/97.
103	Téledétection	Blé	ND(*)
208	Téledétection	Blé d'hiver	Semis le 23/10/96. Récolte le 01/07/97.
210	Téledétection	Blé d'hiver	Semis les 29 et 31/10/96. Récolte le 13/06/97.
300	Téledétection	Blé d'hiver	Semis le 09 et 10/11/96. Récolte le 23/06/97.
104	Téledétection	Maïs	ND(*)
112	Téledétection	Maïs	ND(*)
500	Téledétection	Maïs	ND(*)
301	Téledétection	Prairie	ND(*)
304	Téledétection	Tournesol	Semis le 19/03/97. Sénescence à partir du 27/08/97. Récolte du 25/08/97 au 29/08/97.

Tableau 3.1 : Caractéristiques des parcelles :
catégorie expérimentale, culture présente et évolution temporelle. (*) ND : Non Disponible.

3.3 Les mesures de terrain : acquisition de données pour la caractérisation locale de l'interface SVA

Les mesures de terrain du dispositif ReSeDA permettaient un suivi journalier de la majeure partie des variables de l'interface Sol - Végétation - Atmosphère, à l'échelle des saisons culturales. Il s'agissait de variables caractéristiques de l'atmosphère (variables radiatives, thermodynamiques, mécaniques), de la végétation (variables de structure, variables radiatives et physiologiques) et du sol (variables thermodynamiques et hydrauliques). Les flux énergétiques de surface étaient également mesurés, de même que certaines variables de télédétection telles que l'albédo et la température de brillance. Occasionnellement, nous avons effectué simultanément aux observations IRT aéroportées, des mesures de température de brillance ayant des caractéristiques spatiales et temporelles différentes des mesures de routine.

3.3.1 Mesures de variables atmosphériques standard : rayonnements global et atmosphérique, température de l'air et vitesse du vent

Le rayonnement solaire sur le domaine $[0.3 - 3] \mu\text{m}$ a été mesuré par trois pyranomètres Kipp & Zonen répartis sur la zone expérimentale (site météorologique, parcelles 101 et 121). Ces capteurs ont été inter-étalonnés sur le site météorologique de l'INRA d'Avignon avant et après la campagne expérimentale, en utilisant pour référence un pyranomètre Eppley lui-même étalonné au centre météorologique de Carpentras. L'erreur quadratique moyenne était de l'ordre de 5 W.m^{-2} pour les trois instruments. Les données acquises sur les trois parcelles au cours de l'expérimentation ont montré l'uniformité du rayonnement global sur le site. Les différences qui sont apparues pouvaient en effet s'expliquer par des incertitudes expérimentales, i.e. incertitudes dues à l'étalonnage ou à l'horizontalité des capteurs.

Le rayonnement atmosphérique sur le domaine $[3 - 100] \mu\text{m}$ a été mesuré sur le site météorologique avec un pyr géomètre Eppley. L'étalonnage de l'instrument, effectué par le constructeur en novembre 1996, avait une précision de l'ordre de 5%.

La température et l'humidité de l'air, ainsi que la vitesse du vent ont été mesurées sur le site météorologique à une hauteur de 2 m, respectivement à l'aide d'une sonde capacitive Vaisala HMP35D et d'un anémomètre développé par l'INRA. L'étalonnage de la sonde capacitive, effectuée par le constructeur, avait une précision de 0.3 °C. L'anémomètre a été inter-étalonné avec deux anémomètres de référence avant et après la campagne de mesure. Des différences sont apparues seulement pour des vitesses de vent inférieures à 1 m.s⁻¹, expliquée par le seuil de démarrage des instruments.

Ces mesures météorologiques, moyennées sur des intervalles de temps de 20 minutes, étaient collectées à l'aide de centrales Campbell.

3.3.2 Mesures d'albédo

L'albédo est donné par le rapport entre les rayonnements réfléchi et incident sur le domaine [0.3 - 3] μm. Le rayonnement incident était celui mesuré sur la parcelle météorologique. Le rayonnement réfléchi était mesuré sur les parcelles de calibration et de validation à des hauteurs de 3.25 et 5.75 m, puis moyennées sur des intervalles de 20 minutes. Deux types d'instruments ont été utilisés : des thermopiles Kipp sur les parcelles 101, 121, 203 et des capteurs silicium Skye sur les parcelles 102, 120, 214, 501. Ces capteurs sont conçus pour mesurer le rayonnement solaire. Ils ont donc été inter-étalonnés avec ceux utilisés à cet effet, avant et après l'expérimentation. Les erreurs quadratiques moyennes étaient comprises entre 5 et 15 W.m⁻².

Les capteurs Kipp et Skye diffèrent par leur intervalle de sensibilité spectrale. Ainsi, les Kipp mesurent le rayonnement sur l'intervalle [0.4 - 3] μm, et les Skye sur l'intervalle [0.4 - 1.1] μm. Les réponses des instruments sont très corrélées lorsque l'on s'intéresse au rayonnement solaire incident. Cependant, la mesure du rayonnement réfléchi par les Skye nécessite de prendre en considération le comportement spectral des surfaces considérées sur l'intervalle [1.1 - 3] μm. Pour cela, une correction a été proposée par C. François (CETP - Paris) et A. Olioso (INRA Bioclimatologie - Avignon). La réponse des Skye a été simulée, de même que l'albédo, à l'aide du modèle de transfert radiatif SAIL (Verhoef, 1984). Les variables d'entrée de SAIL étaient des spectres de feuilles et de sol standards, des mesures de LAI et d'angle moyen

d'inclinaison des feuilles, ainsi que des mesures de rayonnement solaire global et diffus relevées sur la parcelle météorologique. Une relation linéaire entre l'albédo réel et celui donné par les Skye a ensuite été proposée, avec une erreur résiduelle de 3×10^{-3} :

$$\text{Albédo réel} = 0.781 \times \text{Albédo Skye} + 0.022 \quad (3.1)$$

3.3.3 Mesures de température de brillance de surface

3.3.3.1 Mesures ponctuelles

Nous avons effectué des mesures de température de brillance simultanément avec les observations IRT aéroportées au cours de la journée les 07/07/97, 04/09/97, 09/09/97, 18/09/97. Le 08/07/97, les acquisitions étaient diurnes et nocturnes (celles-ci étaient temporellement synchronisées avec le capteur MAIS¹).

Nous avons utilisé un radiothermomètre infrarouge portable "Everest Interscience Agri-Therm 112ALCS", ayant une précision de ± 0.5 °C (données constructeur) sur la gamme $[-30 +100]$ °C. Chaque mesure, obtenue par moyennage de 10 valeurs instantanées sur 5 secondes, correspondait à une température de brillance sur l'intervalle $[8 - 14]$ μm . L'objectif de l'instrument avait un angle d'ouverture de ± 2 °, induisant pour une mesure au nadir à 1 m de hauteur, une trace au sol circulaire de diamètre 12 cm (surface : 10^{-2} m²). Afin de prendre en compte la dynamique spatiale, nous avons effectué, sur chaque parcelle considérée, une centaine de mesures selon un maillage de 20 m.

Les parcelles considérées constituaient des surfaces "chaudes" (sol nu ou végétation peu couvrante) et des surfaces "froides" (végétation très couvrante). Les mesures ont été effectuées au nadir pour de la végétation dense (luzerne par exemple) et pour les sols nus. Elles ont été effectuées à la verticale des éléments (feuilles, sol) pour de la végétation éparse (tournesol par exemple). Leurs spécificités sont présentées dans le tableau 3.2.

¹MAIS est un radiomètre imageur multispectral VIS - PIR - IRT développé par l'"Institute of Remote Sensing Applications", Pékin, Chine.

Date	Culture	Parcelle n°	Spécificités des mesures
08 / 07 / 97	Luzerne en début de floraison.	203	Couvert intégré.
	Tournesol en fin de floraison.	501	Sol nu et végétation à l'ombre et au soleil.
09 / 07 / 97	Luzerne en début de floraison.	203	Couvert intégré. Mesures Nocturnes et Diurnes.
	Tournesol en fin de floraison.	501	Sol nu et végétation à l'ombre et au soleil. Mesures Nocturnes et Diurnes.
04 / 09 / 97	Tournesol en début de sénescence.	121	Sol nu et végétation à l'ombre et au soleil.
	Sol nu.	202	
	Luzerne avant floraison.	203	Couvert intégré.
09 / 09 / 97	Tournesol en cours de sénescence.	121	Sol nu et végétation à l'ombre et au soleil.
	Luzerne avant floraison.	203	Couvert intégré.
18 / 09 / 97	Tournesol en sénescence avancée.	121	Sol nu et végétation à l'ombre et au soleil.
	Prairie coupée et non coupée	301	Couvert intégré.

Tableau 3.2 : Spécificités des mesures effectuées avec le radiothermomètre portable IRT.

Verbrugghe et Guyot (1992) ont suggéré, dans le cadre de mesures de terrain avec des radiothermomètres IRT, d'effectuer l'étalonnage de l'instrument dans les mêmes conditions environnementales que l'acquisition des mesures. Nous avons suivi cette recommandation, en effectuant une mesure d'étalonnage toutes les 25 acquisitions. La correction était ensuite calculée à partir du jeu recueilli au cours de la manipulation, ce qui nous amenait à effectuer un étalonnage pour chaque jour de mesure. La réponse instrumentale étant supposée linéaire, les cibles de référence étaient deux surfaces d'eau, l'une froide et l'autre chaude. Les températures de référence, environ 20 °C et 40 °C, étaient mesurées avec un thermomètre électronique.

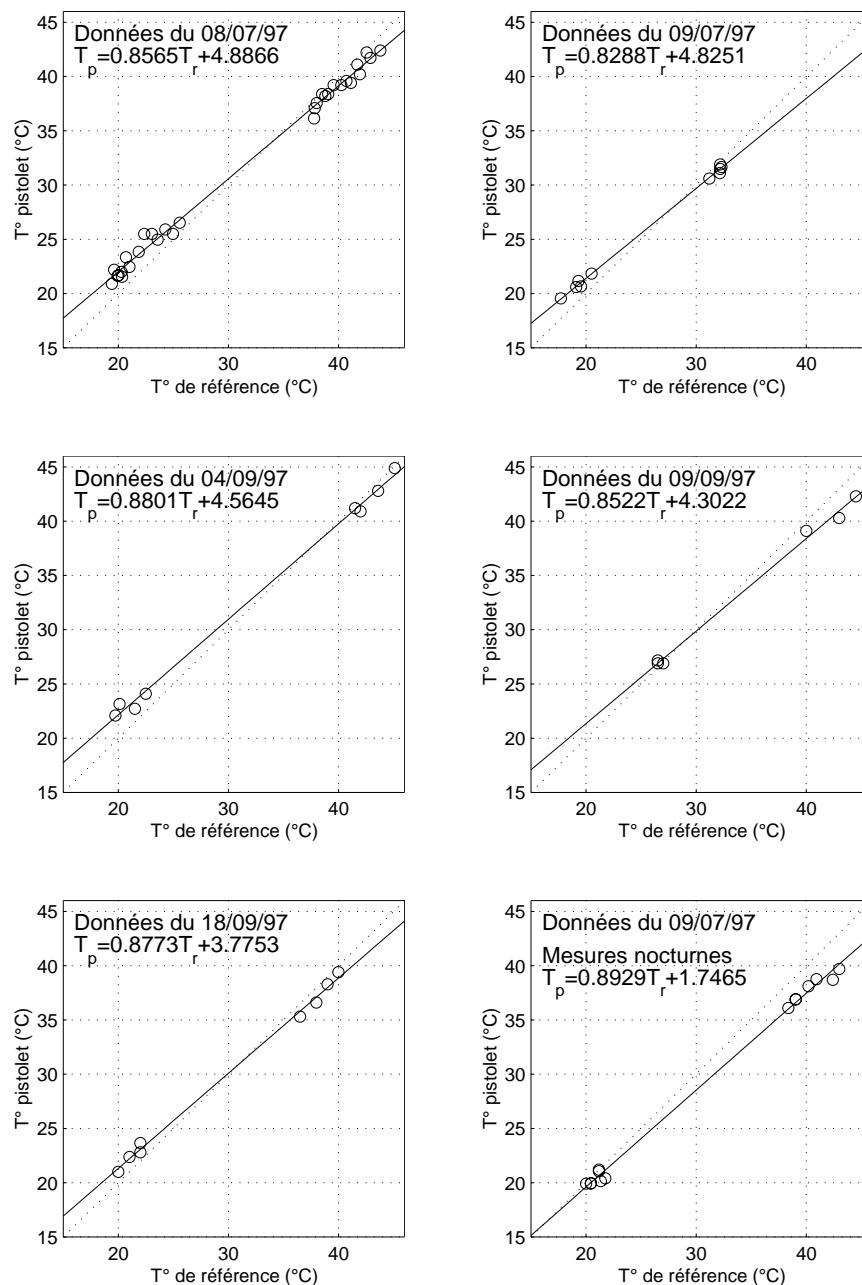


Figure 3.3 : Etalonnage du radiothermomètre IRT : évolution de la température de référence en fonction de la température estimée par le pistolet. 5 jeux de données diurnes et un jeu de données nocturnes.

o : mesures brutes ; - : estimations par régressions linéaires ; .. : droite $y=x$

L'hypothèse d'une réponse instrumentale linéaire a été confirmée par les données d'étalonnage (figure 3.3). Celles-ci ont également mis en évidence une surestimation des basses températures et une sous-estimation des hautes températures, expliquées par le comportement thermique de l'objectif (mécanisme d'absorption et d'émission). Verbrugge et Guyot (1992) ont remarqué que la réponse des

radiothermomètres infrarouge portables variait d'une journée à une autre, ou plus exactement d'un contexte expérimental à un autre. Dans notre cas, nous avons observé pour les mesures diurnes des variations de pente de 0.83 à 0.89, et des variations d'offset de 3.77 à 4.88. Le point le plus remarquable était le changement d'offset pour l'étalonnage nocturne, avec une valeur de 1.74. Ces variations de réponse instrumentale, et plus particulièrement le contraste entre résultats diurnes et nocturnes, étaient probablement liés aux conditions environnementales telles que la température de l'air ou le rayonnement solaire. Les tentatives de corrélation n'ont pas mis en avant une relation évidente, ce qui peut s'expliquer par le nombre de jour de mesures (5 seulement), et les gammes de température de l'air et de rayonnement solaire peu prononcées.

D'après ces résultats, la procédure de correction suivante a été adoptée. La température de la cible était donnée par

$$T_{\text{cible}} = a.T_{\text{pistolet}} + b \quad (3.2)$$

où les coefficients a et b étaient définis pour chaque jour de mesure à l'aide d'une régression linéaire sur les données d'étalonnage. L'incertitude de cet étalonnage a été estimé par l'erreur quadratique moyenne entre la régression linéaire et les données, soit 0.6 °C. Le nombre de ces données pouvait sembler dans certains cas assez faible, cependant les dynamiques de températures étaient bien prononcées.

3.3.3.2 Mesures de routine

Six radiothermomètres (2 Heimann KT15 et 4 Heimann KT17) effectuaient simultanément sur différentes parcelles (tableau 3.3), des mesures de température de brillance sur l'intervalle spectral 8-14 µm.

L'angle d'ouverture, déterminé à partir des données constructeur, était de l'ordre de 16 °. Les instruments étaient placés aux sommets des mâts de mesures météorologiques. Afin de ne pas perturber la mesure par la présence des mâts, les radiothermomètres étaient inclinés à 18.5 ° par rapport à la verticale, induisant une mesure entre 2.5 et 34.5 °. La lentille se trouvait à 40 cm au dessous du sommet, soit à une hauteur de 5.6 m au dessus des cultures de tournesol (parcelles 102, 121, 501) et une hauteur de 3.1 m au dessus des cultures de blé et de luzerne (parcelles 101, 120,

214, 203). Dans ces conditions, la trace au sol était une ellipse de surface 8.6 m² (respectivement 2.6 m²) pour une hauteur de 5.6 m (respectivement 3.1 m).

L'étalonnage des instruments a été effectué avant et après l'expérimentation, en chambre climatisée. Cinq températures ambiantes T_a (11.5 °C, 15 °C, 23 °C, 31 °C, 38 °C) furent croisées avec trois températures de référence (température d'un corps noir stabilisée par un bain thermostaté $T_{cn} = T_a, T_a+7 \text{ °C}, T_a-7 \text{ °C}$). Il s'agissait de définir les coefficients a, b, c de la correction d'étalonnage suivante :

$$T_{\text{cible}} = a.T_{\text{radiothermo}} + b.T_a + c \quad (3.3)$$

Avec T_{cible} température de brillance de la cible, et $T_{\text{radiothermo}}$ température mesurée par le radiothermomètre. Les résultats des 2 séances étant très similaires, les coefficients furent calculés sur l'ensemble des données. L'erreur résiduelle a été caractérisée par l'écart-type entre régression et données. Elle variait d'un instrument à l'autre, apparaissant fiable pour les KT 17 (de l'ordre de 0.16 °C) et variable pour les KT 15 (comprise entre 0.3 °C et 0.8 °C).

3.3.4 Mesures du rayonnement net

Sur les parcelles de calibration et de validation, des pyrromètres différentiels Campbell Q-7.1, Campbell Q-6 et Crouzet-INRA mesuraient simultanément les bilans des rayonnements incident, et émis ou réfléchis par la surface, sur le domaine spectral [0.3 - 100] μm , à des hauteurs de 3.25 et 5.75 m, et selon un pas de temps de 20 minutes. Les mesures Campbell Q-7.1 étaient de très bonne qualité (erreur quadratique moyenne lors de leur inter-étalonnage de 2.2 W.m^{-2}), et ont servi de référence pour étalonner les autres instruments, les écarts quadratiques moyens obtenus étant compris entre 6 et 9 W.m^{-2} .

3.3.5 Mesures du flux de chaleur dans le sol

Les difficultés d'estimation de la conductivité thermique du sol et des gradients de température conduisent à utiliser non pas l'équation de Fourier (équation 1.6.b), mais l'équation de la conservation de l'énergie calorifique :

$$\frac{\partial G(z,t)}{\partial z} = -C(z) \times \frac{\partial T(z,t)}{\partial t} \quad (3.4)$$

$C(z)$ représente la capacité calorifique, z la profondeur et t le temps. L'intégration de l'équation 3.3 entre un niveau de référence z_r et la surface ($z=0$) conduit à une estimation du flux de chaleur dans le sol selon l'équation suivante.

$$G(0,t) = G(z_r,t) - \int_{z_r}^0 C(z) \times \frac{\partial T(z,t)}{\partial t} \times dz \quad (3.5)$$

Durant l'expérimentation ReSeDA, le niveau de référence z_r était fixé à 5 cm. A cette profondeur, le flux $G(z_r)$ était mesuré à l'aide de plaques REBS HFT-1 et HFT 3.1. Celles-ci avaient été étalonnées par le constructeur dans un milieu ayant une conductivité thermique ($0.906 \text{ W.m}^{-1}.\text{C}^{-1}$) proche de celles rencontrées au cours de l'expérimentation (entre $0.76 \text{ W.m}^{-1}.\text{C}^{-1}$ et $1.3 \text{ W.m}^{-1}.\text{C}^{-1}$). La variation temporelle de la température était estimée au niveau $z_r/2$, à l'aide de deux sondes placées de part et d'autre. La capacité calorifique du milieu était déterminée à partir des capacités calorifiques massiques du sol (755 J.kg^{-1}) et de l'eau (4180 J.kg^{-1}), pondérées respectivement par des mesures de densité de sol sec et d'humidité. Les mesures du flux $G(z_r)$ et de la variation temporelle $\partial T / \partial z$, étaient moyennées sur des intervalles de temps de 20 minutes, et collectées à l'aide de centrales Campbell. Pour chaque parcelle, quatre dispositifs étaient uniformément répartis à 5 m de distance des mâts de mesures.

Un tel protocole rendait difficile l'estimation d'une erreur sur le flux de chaleur dans le sol. En effet, à la vue des mesures effectuées, les sources d'erreur étaient multiples : précisions sur la localisation exacte des plaques et sur les mesures associées, précisions sur la localisation des sondes de température et sur les mesures associées, précision sur la mesure d'humidité, représentativité de l'estimation de la densité de sol sec. Ne disposant pas de ces informations, nous avons proposés de fixer la précision d'après des valeurs données dans la littérature, et relatives à un protocole similaire. Stannard et al (1994) avaient estimé que la précision des mesures de flux de chaleur dans le sol au cours de Monsoon '90 était comprise entre 30 et 40 W.m^{-2} .

3.3.6 Mesures du flux de chaleur sensible

Deux méthodes permettant d'estimer le flux de chaleur sensible ont été mises en oeuvre : la méthode aérodynamique et la méthode des fluctuations.

3.3.6.1 Méthode des fluctuations

Celle-ci est aussi appelée méthode des corrélations turbulentes. Elle est basée sur l'équation 1.8.a que l'on peut réécrire à l'aide de la covariance $\text{cov}(w, T_a)$ entre la vitesse verticale et la température :

$$H = \rho_a \cdot C_p \cdot \overline{w' \cdot T_a'} = \rho_a \cdot C_p \cdot \text{cov}(w, T_a) \quad (3.6)$$

La fréquence d'échantillonnage des mesures de fluctuations doit être suffisamment élevée pour considérer les composantes hautes fréquences, et le temps d'intégration suffisamment long pour considérer les composantes basses fréquences (Brunet et al., 1995).

Les dispositifs "fluctuations" étaient placés à certaines périodes sur les parcelles de blé (101, 120, 214) ainsi que sur une parcelle de tournesol (102), à des hauteurs comprises entre 1.20 et 2 m au dessus des couverts sous-jacents. La composante verticale du vent a été mesurée au moyen d'anémomètres soniques Campbell 1D selon une fréquence de 10 Hz. La température a été mesurée avec des thermocouples chromel-constantan très fins. Le calcul de la covariance était réalisé par pas de 5 minutes avec une centrale d'acquisition Campbell 21X, et moyennée sur 20 minutes. La précision des mesures a été estimée à 20 W.m^{-2} (A. Olioso, communication personnelle).

3.3.6.2 Méthode aérodynamique

Les équations 1.10, 1.11 et 1.13, en posant $\bar{\zeta} = \rho_a \cdot C_p \cdot \bar{T}_a$, conduisent à un système de 3 équations à 3 inconnues, dont la résolution permet de déterminer le flux de chaleur sensible. Cette méthode nécessite des mesures de la température de l'air et de la vitesse du vent à deux niveaux, ainsi que la hauteur de la végétation pour estimer la hauteur de déplacement (§ 1.2.3.1). Les hypothèses considérées impliquent néanmoins

que les mesures soient effectuées suffisamment loin de toute discontinuité (donc en milieu de parcelle) et selon des échelles de temps de l'ordre de la dizaine de minute.

Ces mesures ont été effectués sur les parcelles de calibration et de validation, tout au long de l'expérimentation, à des hauteurs de l'ordre de 2 à 3 fois la hauteur des couverts sous-jacents. Les températures de l'air étaient mesurées à l'aide de sondes Vaisala HMP35D ayant des précisions constructeur de 0.3 °C, et la vitesse du vent à l'aide d'anémomètres Vector A100L2, Cimel et INRA. Les anémomètres Vector A100L2 étaient de très bonne qualité (erreur quadratique moyenne de 0.05 m.s⁻¹ lors de leur inter-étalonnage), et ont servi de référence pour étalonner les autres instruments. Les écart quadratiques moyens obtenus étaient compris entre 0.15 et 0.22 m.s⁻¹. Dans ces conditions, la précision sur le flux de chaleur sensible a été estimée à 50 W.m⁻².

3.3.7 Mesures des flux de chaleur sensible et latente par la méthode du rapport de Bowen

La mesure des flux de chaleur sensible et latente par le rapport de Bowen est basée sur l'hypothèse que les résistances aérodynamiques aux transferts de chaleur et de vapeur d'eau sont équivalentes. Le rapport entre flux de chaleur sensible et flux de chaleur latente, appelé aussi rapport de Bowen, s'obtient alors à l'aide des mesures de température et d'humidité à deux niveaux (le niveau 1 est le niveau le plus proche de la surface) :

$$\beta = \frac{H}{LE} \approx \frac{C_p(\overline{T_a(z_1)} - \overline{T_a(z_2)})}{L(\overline{e_a(z_1)} - \overline{e_a(z_2)})} \approx \gamma \frac{\overline{\Delta T}}{\Delta e} \quad (3.7)$$

où γ est la constante psychrométrique :

$$\gamma = \frac{\rho_a \cdot C_p \cdot R \cdot T_a}{L \cdot M_{H_2O}} \quad (3.8)$$

R est la constante des gaz parfaits, M_{H_2O} est la masse molaire de l'eau. Connaissant le rayonnement net et le flux de chaleur dans le sol, les flux turbulents s'écrivent alors :

$$H = \frac{\beta(R_n - G_0)}{1 + \beta} \quad (3.9.a) \quad LE = \frac{(R_n - G_0)}{1 + \beta} \quad (3.9.b)$$

Des mesures de flux de chaleur sensible et latente par la méthode du rapport de Bowen ont été effectuées sur toutes les parcelles de calibration et de validation, tout au long de l'expérimentation. Les niveaux 1 et 2 étaient respectivement de l'ordre de 2 à 3 fois la hauteur des couverts sous-jacents. La température et l'humidité à ces deux niveaux ont été mesurées à l'aide de sondes Vaisala HMP35D ayant des précisions constructeur de 0.3 °C sur la température et 2% sur l'humidité relative (en valeur absolue). Les données représentaient des valeurs moyennes sur 20 minutes.

Diverses corrections ont dues être effectuées, principalement à cause des erreurs de mesures. Ces corrections ont été effectuées par A. Olioso et O. Marloie (INRA Bioclimatologie - Avignon). Trois types de filtre ont été appliqués.

Le premier filtre concernait les valeurs de β proches de -1. Dans ce cas de figure, une faible erreur sur les mesures de gradient induit une grande imprécision sur l'estimation des flux. Toutes les données qui vérifiaient $-1.2 < \beta < -0.8$ ont donc été rejetées.

Le second filtre concernait la précision des mesures de R_n et G_0 . Sous certaines conditions, les erreurs de mesure sur ces deux grandeurs provoquent une incohérence entre les flux convectifs et les gradients correspondants (flux et gradients ne sont pas orientés selon les conventions). Les mesures ont donc été rejetées lorsque le critère suivant était vérifié.

$$\frac{\Delta e + \gamma \Delta T}{R_n + G_0} > 0 \quad (3.10)$$

Le troisième filtre concernait l'erreur globale sur l'estimation des flux à partir des erreurs de chacune des variables intervenant dans cette estimation :

$$\frac{d(H)}{H} = \frac{d(R_n) + d(G_0)}{R_n - G_0} + \frac{1}{1 + \beta} \times \frac{d(\beta)}{\beta} \quad (3.11.a)$$

$$\frac{d(LE)}{LE} = \frac{d(R_n) + d(G_0)}{R_n + G_0} + \frac{1}{1 + \beta} \times \frac{d(\beta)}{\beta} \quad (3.11.b)$$

avec

$$\frac{d(\beta)}{\beta} = \frac{d(\overline{\Delta T})}{\overline{\Delta T}} + \frac{d(\overline{\Delta e})}{\overline{\Delta e}} \quad (3.11.c)$$

avec $d(\Delta \bar{T}) = 0.06 \text{ °C}$, $d(\Delta \bar{e}) / \Delta \bar{e} = 2\%$, $d(R_n) = 5 \text{ W.m}^{-2}$ et $d(G_0) = 1 \text{ W.m}^{-2}$ (valeur théorique). Les mesures pour lesquelles le bilan d'erreur était supérieur à un certain seuil (50 W.m^{-2} par exemple) étaient éliminées. Généralement, les erreurs importantes correspondaient à des gradients d'humidité faibles.

L'ensemble des mesures terrain présentées au cours de ce paragraphe ont été utilisées pour les comparer avec les cartographies d'albédo et de température de brillance dans un premier temps, puis avec les cartographies générées par le modèle SEBAL (rugosité mécanique par le biais de la hauteur du couvert, température de l'air, flux énergétiques de surface) dans un second temps. Les cartographies d'albédo, de NDVI et de température de brillance ont été obtenues par le biais des mesures de télédétection aéroportées auxquelles nous allons maintenant nous intéresser.

3.4 Les mesures de télédétection aéroportées : acquisition de données pour la cartographie de propriétés radiatives de surface

Deux instruments aéroportés ont acquis en simultané des données de télédétection Vis-PIR et IRT pendant la phase expérimentale de ReSeDA : le capteur Polder et la caméra Infrarouge Thermique INFRAMETRICS 760. Le premier instrument effectuait des mesures dans différents canaux spectraux compris entre 0.3 et 3 μm (domaine solaire), le second dans le canal [7.25 - 13.25] μm (domaine infrarouge thermique). Ces instruments aéroportés présentaient en outre l'intérêt d'effectuer des mesures multidirectionnelles à des résolutions spatiales de l'ordre de la dizaine de mètres.

3.4.1 Les instruments utilisés : le radiomètre POLDER et la caméra InfraRouge Thermique INFRAMETRICS 760

L'instrument POLDER aéroporté est un radiomètre imageur à grand champ de vue (Deschamps et al., 1994). Il est destiné à mesurer les caractéristiques spectrales, directionnelles et polarisées de l'énergie solaire réfléchie par le système terre-atmosphère. Le capteur est une caméra composée d'une matrice de détecteurs CCD (288×384 pixels), d'une optique télécentrique à grand champ et d'une roue porte filtres. La rotation de cette roue permet l'acquisition d'images selon plusieurs bandes spectrales et différentes directions de polarisation.

Les bandes spectrales utilisées durant ReSeDA étaient centrées sur 443 nm (3 directions de polarisation), 550 nm, 670 nm, 865 nm (3 directions de polarisation), et 910 nm ; avec des largeurs de 10 ou 20 nm. Un dixième filtre mesurait le courant d'obscurité. La fréquence d'acquisition était de 0.1 Hz (un cycle de roue en 3 secondes, répété toutes les 10 secondes). Les caractéristiques d'observation étaient de $\pm 43^\circ$ le long de la trace de vol et de $\pm 51^\circ$ perpendiculairement à celle-ci. Le signal en sortie de

POLDER était stocké sous format numérique, sans dégradation de la fréquence d'acquisition.

La caméra INFRAMETRICS 760 est une caméra vidéo (ou radiomètre imageur) InfraRouge Thermique (Technical Writing / Consulting & Photography, 1991). Le système est composé de deux éléments : le capteur contenant le système d'observation proprement dit (optique et détecteur), et un boîtier électronique qui gère diverses caractéristiques et options instrumentales. La cible est balayée par la conjonction de deux miroirs oscillants qui projettent le faisceau incident sur un détecteur HgCdTe refroidi à 77 °K (figure 3.4). L'image résultante est une image numérique de 256×256 pixels. Selon les données constructeur, le bruit instrumental (Noise Equivalent ΔT) est inférieur à 0.2 °C.

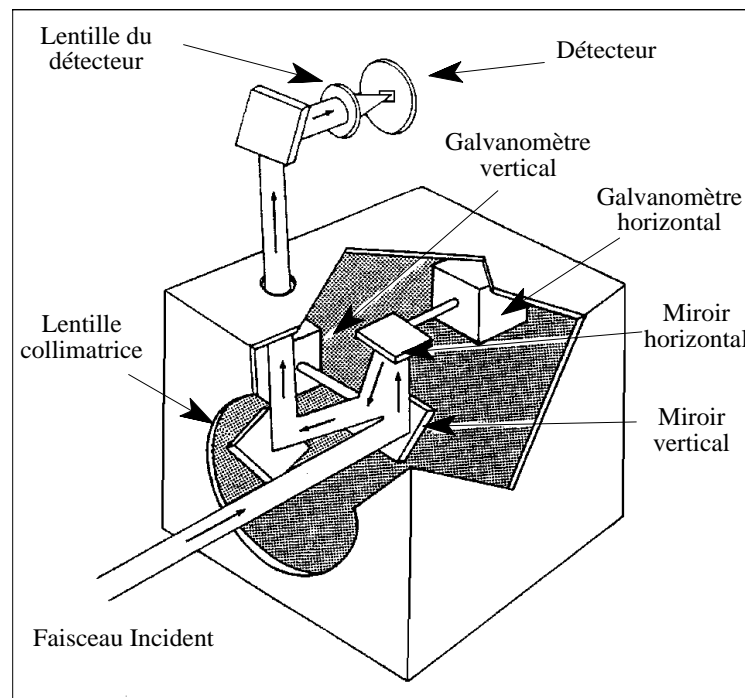


Figure 3.4 : Principe de balayage d'une cible par l'INFRAMETRICS 760.

Conjonction de deux miroirs oscillant.

Afin de minimiser le bruit radiométrique, l'instrument a été utilisé sans filtre, ce qui correspondait à la bande spectrale $[7.25 - 13.25] \mu\text{m}$. La réponse spectrale du capteur dans ces conditions de fonctionnement est illustrée par la figure 3.5. Les observations multidirectionnelles ont été possibles grâce à l'emploi d'un objectif "grand

champ" ayant un angle d'ouverture d'environ $\pm 40^\circ$. Les gammes de température choisies pour l'acquisition des données étaient de 20°C et 50°C , induisant des résolutions radiométriques respectivement de 0.2°C et de 0.4°C . L'émissivité de la cible étant supposée égale à l'unité, la luminance détectée était convertie en température de brillance sur l'intervalle $[7.25 - 13.25] \mu\text{m}$. Le signal numérique en sortie de l'INFRAMETRICS 760 était enregistré sur bande vidéo à une fréquence de 25 Hz, puis numérisé à une fréquence de 1 Hz selon un format d'image de 288×384 pixels.

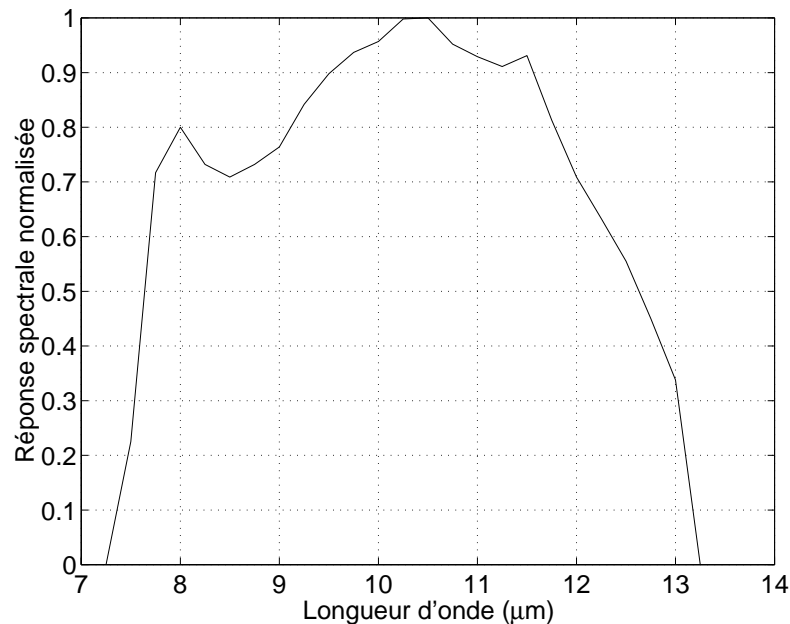


Figure 3.5 : Sensibilité spectrale de l'INFRAMETRICS 760 sans filtre.

3.4.2 Protocole d'acquisition des mesures

Les instruments étaient montés sur un avion PIPER Aztec ayant une vitesse de croisière de 230 km/h. Les vols avaient lieu approximativement une à deux fois par mois du 12/01/97 au 18/09/97 (tableau 3.3), par ciel clair, à des altitudes de 1500 et 3000 m au dessus du niveau de la mer, qui induisaient des résolutions spatiales au nadir respectivement de 10 et 20 m. Pour chaque altitude de vol, plusieurs passages étaient effectués (figure 3.6) :

- Altitude de 3000 m : 4 axes dans le plan solaire (A0 - A1 ; A2 - A0 ; A0 - A3 ; A4 - A0) et un axe perpendiculairement au plan solaire : B0 - B1. Cette configuration était typique d'un vol POLDER (Deuzé et al., 1993).
- Altitude de 1500 m : 3 axes avec une direction proche de l'axe nord - sud. Ces trois axes permettaient de recouvrir l'intégralité de la zone expérimentale en trois étapes : l'ouest du site (W), le centre (C), ou l'est (E).

DATE	POLDER	INFRAMETRICS 760	DATE	POLDER	INFRAMETRICS 760
30 / 01 / 97	3000 m	3000 m	22 / 05 / 97	3000 m	3000 m et 1500 m
27 / 02 / 97	3000 m	3000 m	09 / 06 / 97	3000 m	3000 m et 1500 m
07 / 03 / 97		3000 m et 1200 m	12 / 06 / 97		1500 m
12 / 03 / 97	3000 m	3000 m	24 / 06 / 97	3000 m	3000 m et 1500 m
26 / 03 / 97	3000 m	3000 m et 1500 m	08 / 07 / 97	3000 m	3000 m et 1500 m
10 / 04 / 97	3000 m	3000 m et 1500 m	28 / 07 / 97		1500 m
16 / 04 / 97	3000 m	3000 m et 1500 m	29 / 07 / 97	3000 m	3000 m et 1500 m
18 / 04 / 97		1500 m	04 / 09 / 97	3000 m	3000 m et 1500 m
01 / 05 / 97		1500 m	09 / 09 / 97		1500 m
02 / 05 / 97	3000 m	3000 m	18 / 09 / 97	3000 m	3000 m et 1500 m
15 / 05 / 97		1500 m	24 / 10 / 97	3000 m	

Tableau 3.3 : Dates et altitudes de vol du Capteur POLDER et de l'INFRAMETRICS 760.

L'acquisition de l'ensemble des données aéroportées durait environ 90 minutes (45 à 60 minutes environ pour les vols à 3000 m), centrées autour du midi solaire. L'acquisition des données POLDER était synchronisée avec une centrale inertielle et un GPS (Global Positionning System) non différentiel. Ces deux appareils permettaient de connaître l'ensemble des paramètres suivants : l'attitude de l'avion (cap, roulis, tangage, assiette) avec une précision de 0.1 °, l'altitude à 30 m près, la latitude et la longitude avec une incertitude de 100 m, et l'heure T.U.

L'ensemble de ce protocole a été mis en oeuvre par O. Hautecoeur (CESBIO, Toulouse) et J-F. Hanocq (INRA Bioclimatologie - Avignon), assurant respectivement le fonctionnement de PoIDER et de l'INFRAMETRICS 760.

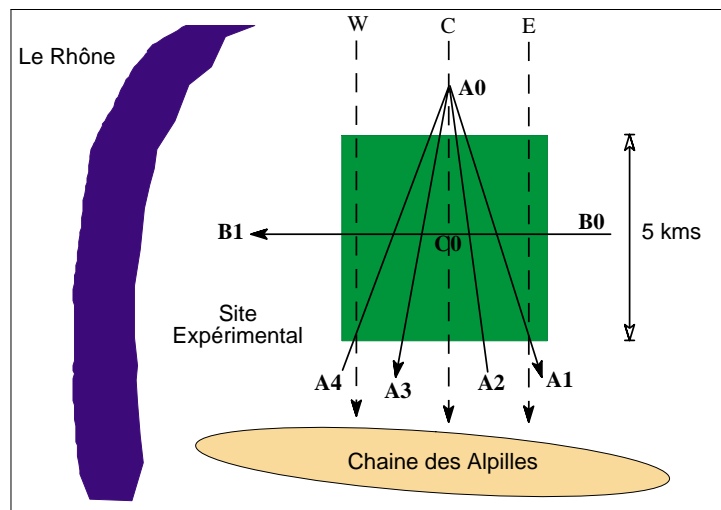


Figure 3.6 : Illustration du protocole d'observation du site à partir des capteurs aéroportés PoIDER et INFRAMETRICS 760.

3.5 Acquisition de profils atmosphériques

Afin de caractériser l'atmosphère, des radiosondes ont relevé les profils en pression, température et humidité. Ils étaient lancés autour du midi solaire depuis la station de METEO-FRANCE située à l'aéroport de Nîmes. Cette station était localisée à 30 km à l'ouest du site expérimental Alpilles-ReSeDA, et son altitude était de 60 m au dessus du niveau de la mer.

Les radiosondages résultants fournissaient des profils atmosphériques en pression, température et humidité. Selon les normes météorologiques, les mesures retenues correspondaient à une décroissance de pression de 250 mbar entre deux niveaux successifs, ainsi qu'à des points caractéristiques représentant une inversion en température ou humidité. Ce filtrage sur les données conduisait à environ 30 niveaux de mesures entre 0 et 10 km d'altitude.

De plus, des radiosondages in-situ ont été effectués par l'équipe de METEO-FRANCE Toulouse pour trois jours (16/04/97, 18/04/97, 12/06/97).

3.6 Conclusion

L'ensemble du dispositif expérimental présenté ici possédait divers atouts. D'un point de vue temporel, l'ensemble des mesures acquises permettait de couvrir plusieurs cycles culturels et des modes d'occupation du sol très variés. En outre, les mesures de télédétection aéroportées étaient multidirectionnelles et avaient une haute résolution spatiale. Dans l'avenir, l'ensemble de ces données permettront à la communauté d'aborder les problèmes majeurs pour l'estimation des flux de surface par télédétection :

- L'aspect multi-angulaire, i.e. la caractérisation des surfaces naturelles par mesure multidirectionnelles afin de mieux estimer certaines variables de l'interface SVA.
- L'aspect multitemporel, i.e. l'utilisation de mesures instantanées pour des estimations de l'ordre de plusieurs jours soit par le biais d'extrapolations, soit par le biais de modèles dynamiques.
- L'aspect multispectral, i.e. l'utilisation conjointe de mesures dans des domaines spectraux différents afin de mieux caractériser l'interface SVA.
- L'aspect multi-échelle, i.e. les problèmes de définition de variables relatives à des unités de paysage, et les problèmes d'agrégation de ces variables.

Dans le cadre de notre étude, les mesures aéroportées nous ont permis d'obtenir des cartographies de flux énergétiques de surface, et de les comparer aux valeurs mesurées sur le terrain. Ces données, qu'elles soient aéroportées ou in-situ, avaient cependant des limitations, dues au contexte expérimental ou à la nature même des mesures.

En ce qui concerne les mesures de télédétection aéroportées, l'utilisation d'un canal très large pour les mesures IRT induisait une imprécision significative sur la température radiométrique. En effet, l'émissivité spectrale est généralement très variable pour les surfaces naturelles, en particulier pour les sols nus. De plus, les données acquises par cet instrument ont été enregistrées sur bande vidéo et numérisées. L'ensemble de ce traitement, avec transformation numérique-analogique puis analogique-numérique, a bien évidemment généré une dégradation du signal tant au niveau radiométrique qu'au niveau spatial (problème de FTM).

Un autre aspect, caractéristique de toute mesure de télédétection, est le déplacement du vecteur (satellite ou avion) au cours de la mesure. On parle d'effet de filé (ou "smearing effect"), ce qui signifie que le capteur "voit" la cible se déplacer au cours de l'acquisition d'une image. Dans le cadre de ReSeDA, la vitesse de l'avion était de 60 m.s^{-1} , induisant des effets de filé de 2 mètres par image pour l'INFRAMETRICS 760 (une image en 40 ms) et de 7.8 mètres par image pour POLDER (une image en 130 ms). Les conséquences de ces effets variaient selon les surfaces observées. Elles étaient plus importantes pour les zones présentant de fortes variations spatiales (contours de parcelles par exemple).

Pour finir, notons que l'ensemble de ces mesures aéroportées étaient perturbées par les effets de FTM, induisant une diminution des contrastes due à un effet de lissage. Ces perturbations sont, d'une façon générale, significatives pour les mesures IRT.

Les mesures in-situ de flux énergétiques de surface ont été utilisés comme référence pour tester le modèle SEBAL. Cependant, ces mesures ont en général des représentativités spatiales différentes. L'estimation du rayonnement net correspond à une trace au sol circulaire ayant un diamètre de 60 m environ, soit $2 \times 10^{-3} \text{ km}^2$, alors qu'une mesure du flux de chaleur dans le sol a une étendue spatiale de l'ordre de 10^{-8} m^2 (Stannard, 1994). En revanche, les mesures de flux convectifs sont représentatives d'une zone dont l'étendue dépend de la vitesse du vent, de l'ordre de 0.5 km^2 (Stannard, 1994). Ces dernières sont influencées non seulement par l'intensité du vent, mais aussi par sa direction. En effet, selon celle-ci, les caractéristiques des masses d'air s'écoulant au dessus de la zone de mesure sont différentes.

Pour finir notons qu'outre ce problème de représentativité spatiale, les mesures de terrain utilisées comme référence n'étaient pas systématiquement en adéquation avec les mesures aéroportées d'un point de vue temporel. De plus, pour les mesures radiométriques, l'adéquation au niveau spectral et directionnelle n'était pas systématiquement vérifiée.

L'ensemble de ces constatations montre que la validation de mesures de télédétection ou de modèles de bilan d'énergie à l'aide de mesures de terrain n'est pas une étape aisée, et qu'elle nécessite la mise en oeuvre de méthodes intégrant les caractéristiques de chacune des mesures.

4.1 Introduction

Afin d'obtenir les cartographies de NDVI et d'albédo de surface permettant d'alimenter le modèle SEBAL, nous avons exploité les mesures POLDER. Celles-ci étaient multidirectionnelles (angle zénithal de visée entre 0 et 50 °), multispectrales (4 canaux : bleu, vert, rouge, proche infrarouge) et polarisées pour les canaux 443 nm (bleu) et 865 nm (proche infrarouge) (§ 3.4.1). Dans le cas des mesures polarisées, celles-ci ont été moyennées.

Avant de présenter l'ensemble des travaux aboutissant aux cartographies désirées, nous donnerons, au cours de cette introduction, un aperçu général de ces travaux. Cela nous conduira à définir l'ensemble des grandeurs que nous avons considérées, i.e. de la mesure POLDER aux variables de surface que nous en avons déduit.

Après corrections instrumentales et atmosphériques, la donnée POLDER est une mesure de l'énergie solaire incidente réfléchiée par la surface terrestre dans la direction de visée donnée par l'angle zénithal θ_v , et l'angle azimutal ϕ_v :

$$\rho(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v) = \frac{\rho_{hd}(\theta_v, \phi_v) \cdot L_d + \rho_{dd}(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v) \cdot L_s(\theta_s, \phi_s) \cdot \cos\theta_s \cdot \Delta\omega_s}{\pi \cdot L_d + L_s(\theta_s, \phi_s) \cdot \cos\theta_s \cdot \Delta\omega_s} \quad (4.1)$$

La réflectance hémisphérique-directionnelle $\rho_{hd}(\theta_v, \phi_v)$ représente la fraction de l'énergie solaire incidente L_d (composante diffuse), réfléchiée dans la direction (θ_v, ϕ_v) . La réflectance bidirectionnelle $\rho_{dd}(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v)$ représente la fraction de l'énergie solaire incidente L_s dans la direction (θ_s, ϕ_s) (composante directe), réfléchiée dans la direction (θ_v, ϕ_v) . $\Delta\omega_s$ est l'angle solide dans lequel est vu le soleil.

Le rapport $\rho(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v)$ est couramment nommé réflectance bidirectionnelle car il dépend à la fois des angles de visée et des angles d'éclairement (ou angles solaires). Une autre grandeur souvent rencontrée dans la littérature est le facteur de réflectance, qui représente le rapport entre l'énergie réfléchiée par la surface et celle réfléchiée par une surface lambertienne de référence. Facteur de réflectance et réflectance bidirectionnelle sont égaux à un facteur π près.

Dans le cadre de notre étude, l'utilisation des réflectances bidirectionnelles mesurées par POLDER nécessitait plusieurs prétraitements afin de corriger les données des diverses perturbations radiométriques ayant affecté la mesure (perturbations instrumentales et atmosphériques). Ensuite, le géoréférencement des images permettait de rendre les images superposables entre elles. A l'issue de ces traitements, nous disposons pour un pixel quelconque de N données directionnelles qui constituaient un échantillonnage de la FDRB (Fonction de Distribution de Réflectance Bidirectionnelle).

Pour reconstituer l'intégralité de la FDRB à partir d'un échantillonnage de N mesures directionnelles, nous pouvions soit inverser un modèle de transfert radiatif (Bicheron, 1997 ; Estève, 1998), soit inverser des modèles paramétriques (Weiss, 1998). L'inversion d'un modèle de transfert radiatif fait appel à des techniques d'optimisation coûteuses en temps de calcul, et qui présentent certains inconvénients : problème de la solution initiale, problème des minima locaux, problème de l'ambiguïté des variables (Pragnère et al. 1999). L'inversion des modèles paramétriques ne rencontre pas ce type de problèmes, le nombre de variables considérées étant bien moins important. De ce fait, elle présente l'avantage d'être facile à mettre en oeuvre, et donne des résultats fiables (Strahler et al., 1996). Nous avons donc eu recours à cette solution, qui consiste à caler les coefficients d'un modèle à partir des mesures, pour ensuite reconstituer la FDRB sur tout le demi-espace supérieur. Nous nous sommes alors intéressés à trois modèles paramétriques, et les avons comparés en terme de restitution des FDRB observées par POLDER.

La reconstitution de la FRDB intégrale nous a ensuite permis de calculer les réflectances au nadir dans les canaux rouge et proche infrarouge, à partir desquelles est généralement déduite le NDVI (Rouse et al., 1974 ; Asrar et al., 1984 ; Tucker, 1986). La réflectance au nadir est déduite de la FDRB en posant l'angle zénithal à 0 :

$$\rho_{\text{nadir}}(\lambda, \theta_s, \phi_s) = \rho(\theta_s, \phi_s, \theta_v = 0, \phi_v) \quad (4.2)$$

L'intégration de la FDRB sur le demi-espace supérieur conduisait à une estimation de la réflectance hémisphérique (ou albédo spectral) :

$$\rho_{\text{hémis}}(\lambda, \theta_s, \phi_s) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \rho(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v) \cdot \cos(\theta) \cdot \sin(\theta_v) \cdot d\theta_v \cdot d\phi_v \quad (4.3)$$

Cette grandeur représente la fraction d'énergie solaire réfléchie dans le demi-espace supérieur, pour le canal considéré. L'albédo étant par définition la fraction de l'énergie solaire incidente réfléchie sur le domaine spectral [0.3 - 3] mm, nous devons effectuer une extrapolation des estimations dont nous disposons. Les méthodes proposées dans la littérature suggéraient en général l'utilisation de relations linéaires exprimant l'albédo en fonction des estimations spectrales (Song et Gao, 1999). Nous avons utilisé une méthode de ce type, proposée par Weiss et al (1999).

Nous allons maintenant reprendre en détail l'ensemble des étapes mentionnées ici, dont la finalité était de cartographier le NDVI et l'albédo de surface.

4.2 Traitements radiométriques et géoréférencement des données POLDER

Afin d'effectuer les corrections instrumentales, l'étalonnage de l'instrument a été effectué par le Laboratoire d'Optique Atmosphérique (Lille) pendant la phase expérimentale de ReSeDA, environ tous les 3 mois. Le protocole prenait en considération l'influence de la température ambiante, le courant d'obscurité et l'inter-étalonnage entre les détecteurs de la matrice CCD. La correction obtenue permettait de définir une relation entre compte numérique et luminance incidente, cette correction ayant une précision estimée à 5%.

Le traitement des perturbations atmosphériques et le géoréférencement des images ont été effectués au CESBIO à Toulouse, au sein de l'équipe de M. Leroy, par O. Hautecoeur.

Les effets atmosphériques ont été corrigés à l'aide de l'algorithme SMAC¹ (Rahman et Dedieu, 1994), basé sur l'inversion du modèle de transfert radiatif atmosphérique 6S². Les paramètres de l'inversion étaient les contenus atmosphériques en ozone et en vapeur d'eau (ces deux composants atmosphériques absorbent une partie du rayonnement solaire), ainsi que l'épaisseur optique des aérosols (les aérosols diffusent une partie du rayonnement solaire). Les données climatiques TOMS daily data (NASA / GSFC³) ont permis d'estimer la concentration atmosphérique en ozone. Celles de la vapeur d'eau et des aérosols ont été déduites de mesures photométriques effectuées sur le site météorologique de ReSeDA. Ces données étaient acquises à l'aide d'un photomètre CIMEL qui mesurait le rayonnement solaire incident dans des canaux spectraux centrés sur 550 nm et 941 nm.

La précision de l'ensemble de ces corrections atmosphériques était assez difficile à évaluer. Une estimation de l'ordre de 5×10^{-3} a été proposée (Marc Leroy, communication personnelle), à l'exception du canal bleu pour lequel la diffusion par les aérosols était importante.

¹Simplified Method for Atmospheric Corrections (Rahman et Dedieu, 1994)

²Second Simulation of the Signal Satellite in the Solar Spectrum (Vermote et al., 1997).

³National Aeronautics and Space Administration / Goddard Space Flight Center

Les paramètres d'attitude de l'avion (position, tangage, roulis, cap) délivrés par le système GPS et la centrale inertielle permettaient de géoréférencer les images délivrées par l'instrument. Cependant, des incertitudes résiduelles ont nécessité des corrections additionnelles à l'aide d'une carte IGN. Les images étaient alors géoréférencées selon une projection Lambert II étendue (figure 4.1), avec une précision de localisation d'environ 40 m.

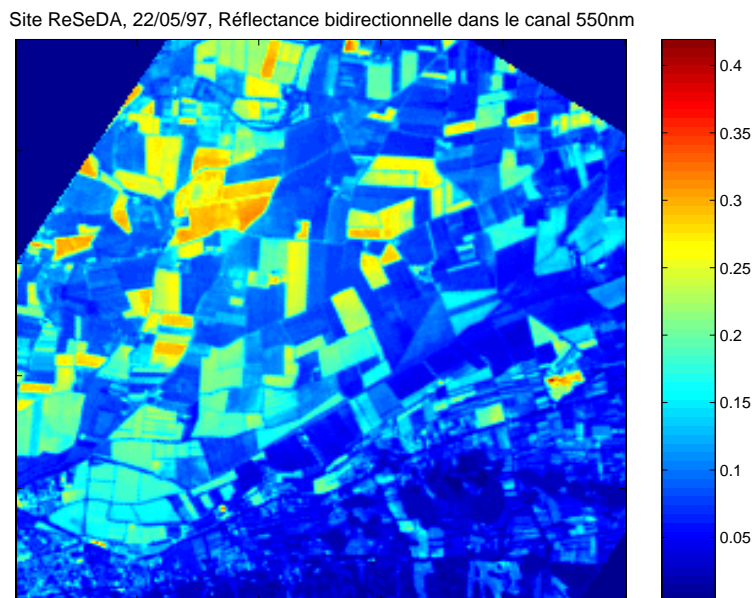


Figure 4.1 : image PolDER du site ReSeDA à 550 nm acquise le 22/05/97, corrigée radiométriquement et géoréférencée.

Le GPS fournissant pour chacune des images les coordonnées du capteur, nous étions en mesure de calculer les angles de visée pour chaque pixel selon la convention suivante (figure 4.2) :

- l'origine azimutale était le nord géographique, l'azimut étant orienté selon le sens trigonométrique inverse
- l'origine zénithale était la verticale locale.

De cette convention découlaient les formulations des angles zénithaux et azimutaux de visée :

$$\theta_v = \arctan \left(\sqrt{\frac{((X_{pix} - X_{cap})^2 + (Y_{pix} - Y_{cap})^2)}{H}} \right) \quad (4.4.a)$$

$$\phi_v = \arctan \left(- \frac{X_{pix} - X_{cap}}{Y_{pix} - Y_{cap}} \right) \quad (4.4.b)$$

où X_{pix} et Y_{pix} étaient les coordonnées Lambert II du pixel, X_{cap} , Y_{cap} et H étaient respectivement les coordonnées Lambert II et l'altitude du capteur. Enfin l'heure d'acquisition de l'image, donnée par le GPS, ainsi que les latitude et longitude du site expérimental permettaient de calculer l'angle d'éclairement selon la même convention (figure 4.2). Nous avons alors estimé les imprécisions sur les angles de visée, résultant des incertitudes sur la position de l'avion. Les données GPS étaient précises à 100 m en X et Y, et nous avons constaté que l'altitude fluctuait de ± 100 m autour de la valeur nominale (fluctuations dues aux turbulences atmosphériques). Les angles zénithaux et azimutaux de visée était alors respectivement connus à 3° et 2° près.

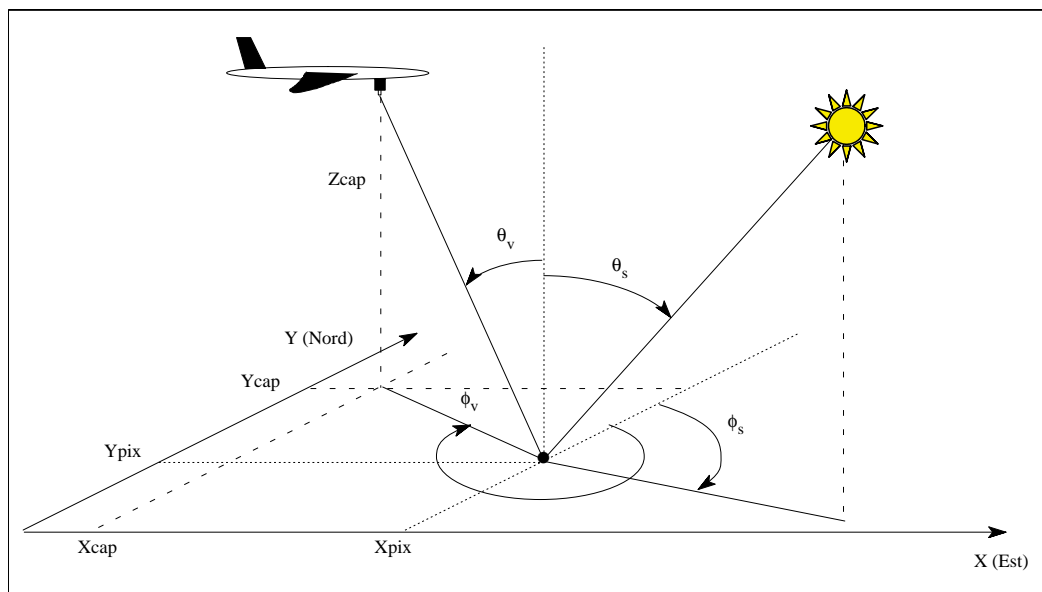


Figure 4.2 : Convention adoptée pour la détermination des angles d'observation et d'éclairement.

La projection Lambert II étendue utilisée pour le géoréférencement conduisait à un échantillonnage spatial du site expérimental ReSeDA selon un quadrillage de 250×250 pixels, correspondant à une résolution de 20 m. A ce stade, nous disposons pour chaque pixel des mesures de réflectance bidirectionnelle, ainsi que des angles de visée

et d'éclairage correspondants. Le nombre et la distribution angulaire des mesures variaient selon la localisation du pixel sur le site. Ainsi, l'échantillonnage directionnel était moindre pour les extrémités du site (figure 4.3.a) que pour la zone centrale (figure 4.3.b).

L'ensemble de ces traitements et les informations obtenues ont fourni des FDRB échantillonnées pour l'ensemble des pixels. La figure 4.4 illustre les résultats obtenus sur la parcelle 203 (luzerne) le 04/09/97 (figure 4.5). Le pic de réflectance observé pour des angles de visée proches de l'angle d'éclairage correspond au phénomène de hot spot (Kuusk, 1985). Dans cette configuration d'observation, pour laquelle le soleil et le capteur sont dans la même direction, l'instrument ne voit que des éléments de surface éclairés, ce qui explique ce pic de réflectance.

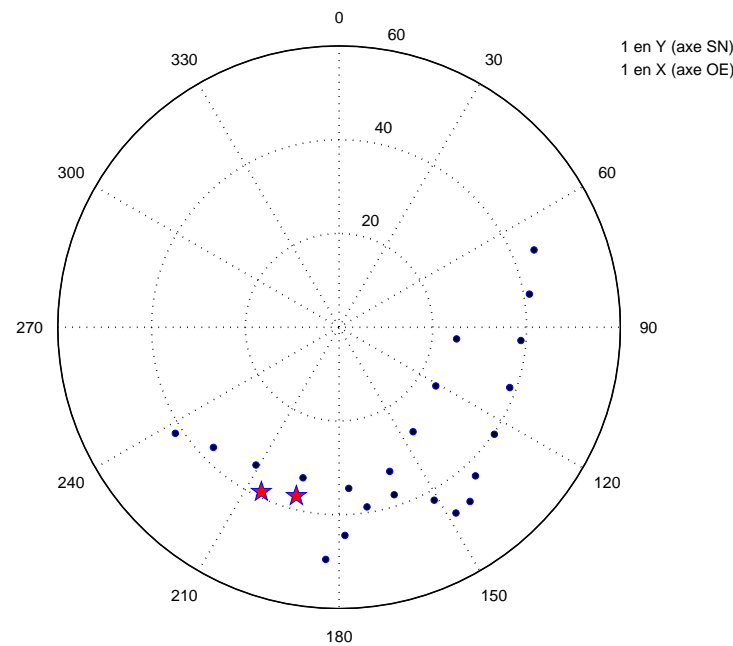


Figure 4.3.a : diagramme polaire de l'échantillonnage directionnel par POLDER pour le pixel à l'extrémité supérieure gauche du site expérimental de ReSeDA le 04/09/97. Les étoiles indiquent la position du soleil au début et à la fin de la séance d'acquisition.

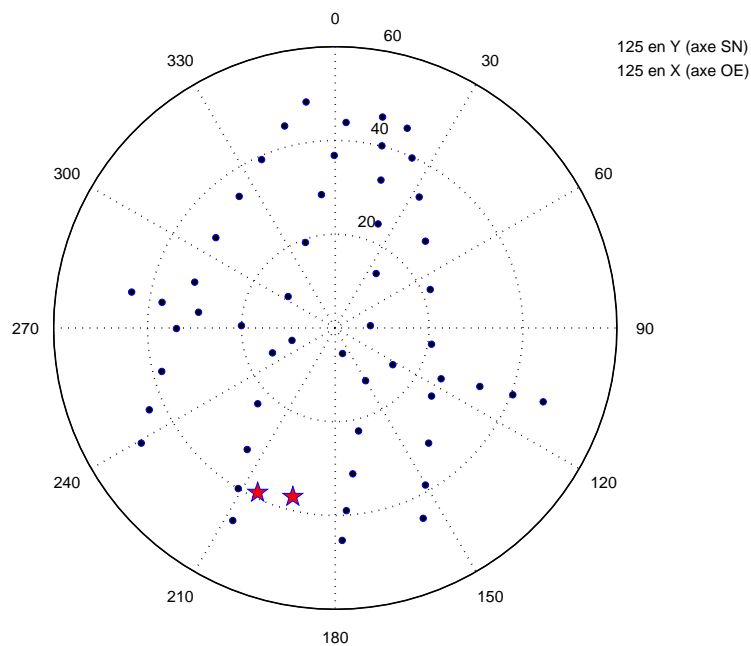


Figure 4.3.b : diagramme polaire de l'échantillonnage directionnel par POLDER pour le pixel central du site expérimental de ReSeDA le 04/09/97.

Les étoiles indiquent la position du soleil au début et à la fin de la séance d'acquisition.

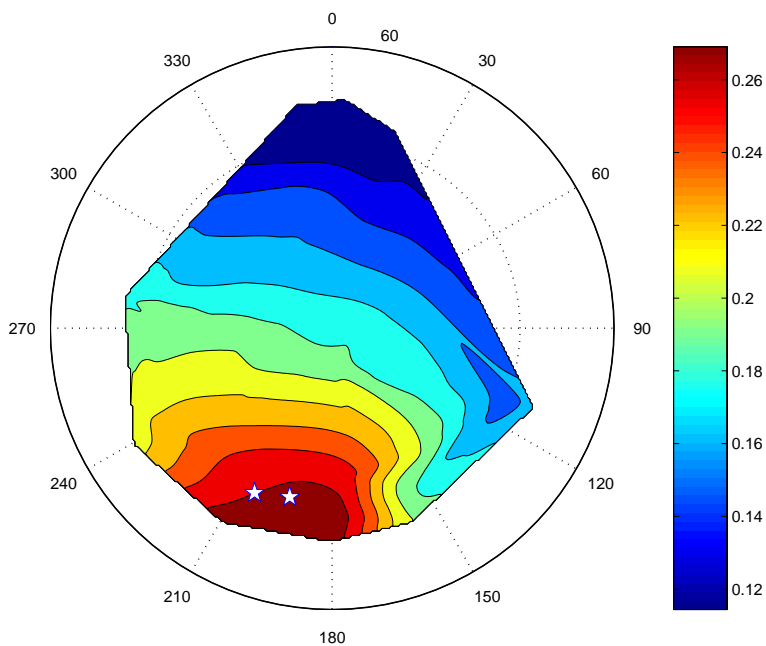


Figure 4.4 : Illustration d'une FDRB échantillonnée obtenue par interpolation des données POLDER sur la parcelle 203 (luzerne) dans le canal proche infra rouge (550 nm) le 04/09/97.

Les deux étoiles indiquent la position du soleil en début et en fin d'expérimentation.



Figure 4.5 : Photographie de la parcelle de luzerne le 04/09/97.

4.3 La Fonction de Distribution de Réflectance Bidirectionnelle (FDRB) dans les canaux POLDER

Les modèles paramétriques de FDRB permettent de reconstituer l'intégralité de la FDRB d'une surface considérée. Une première étape consiste à caler le modèle (phase d'inversion), afin d'en déterminer les coefficients. Le calage est effectué à l'aide de l'échantillonnage que fournissent les mesures multidirectionnelles.

Nous allons voir maintenant les caractéristiques principales de ces modèles, pour ensuite nous focaliser sur les trois qui ont été testés au cours de cette étude. Après avoir présenté leur caractéristiques, nous nous intéresserons à leur performances sur le site ReSeDA, c'est-à-dire leur capacités à restituer la FDRB mesurée par POLDER.

4.3.1 Paramétrisation de la FDRB

Un modèle paramétrique exprime la FDRB sous la forme d'une combinaison linéaire de n noyaux N_i . Un noyau est une fonction des variables caractéristiques de la mesure, i.e. des angles d'observation et d'éclairement (Weiss et al., 1999) :

$$\rho_{\lambda}(\theta_s, \theta_v, \phi_v - \phi_s) = \sum_{i=1}^n a_{\lambda}^i(\theta_s, \phi_s) \cdot N_i(\theta_s, \theta_v, \phi_v - \phi_s) \quad (4.5)$$

où θ_s est l'angle zénithal solaire, ϕ_s est l'angle azimutal solaire, θ_v est l'angle zénithal de visée et ϕ_v est l'angle azimutal de visée. Une FDRB échantillonnée par m mesures directionnelles est donc caractérisée par le système suivant :

$$\begin{bmatrix} \rho_{\lambda}^1(\theta_s, \theta_v^1, \phi_v^1 - \phi_s) \\ \vdots \\ \rho_{\lambda}^m(\theta_s, \theta_v^m, \phi_v^m - \phi_s) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} N_1(\theta_s, \theta_v^1, \phi_v^1 - \phi_s) \dots N_n(\theta_s, \theta_v^1, \phi_v^1 - \phi_s) \\ \vdots \\ N_1(\theta_s, \theta_v^m, \phi_v^m - \phi_s) \dots N_n(\theta_s, \theta_v^m, \phi_v^m - \phi_s) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_{\lambda}^1(\theta_s, \phi_s) \\ \vdots \\ a_{\lambda}^n(\theta_s, \phi_s) \end{bmatrix}$$

soit

$$[\rho] = [N] [a] \quad (4.6)$$

L'inversion de ce système à m équations permet de déterminer les valeurs des coefficients. Généralement, le nombre de mesures m est supérieur au nombre de noyaux n , et donc au nombre de coefficients n à déterminer (de l'ordre de 3). De ce fait, le système se résout par la méthode des moindres carrés.

De nombreux modèles paramétriques existent dans la littérature (Shibayama et Wiegand, 1985 ; Walthall et al., 1985 ; Nilson et Kuusk, 1989 ; Roujean et al., 1992 ; Engelsen et al., 1996 ; Strahler et al., 1996). Strahler et al. (1996) ont testé une vingtaine de ces modèles dans le cadre d'une étude concernant le spectro-imageur MODIS. Les conclusions de cette étude étaient que selon les types de couverts considérés (forêt, savane, cultures), certains modèles étaient plus précis que d'autres. Une étude de Baret et al. (1997) sur un nombre de modèles plus restreint, a corroboré ces résultats et a retenu trois modèles pour leur fiabilité, que nous avons choisi de tester : le modèle de Walthall (Walthall et al., 1985), le modèle de Roujean (Roujean et al., 1992) et le modèle MRPV (Engelsen et al., 1996).

4.3.2 Le modèle de Walthall

Le modèle de Walthall est inspiré de la similitude entre la forme globale de la FDRB et le limaçon de Pascal. Ce modèle exprime la FDRB selon une combinaison linéaire de trois noyaux :

$$\rho_{\lambda}(\theta_s, \theta_v, \phi_v - \phi_s) = a_{\lambda}^1(\theta_s, \phi_s) + a_{\lambda}^2(\theta_s, \phi_s) \cdot [\theta_v \cdot \cos(\phi_v - \phi_s)] + a_{\lambda}^3(\theta_s, \phi_s) \cdot [\theta_v^2] \quad (4.7)$$

La réflectance au nadir est donnée par le premier coefficient ($\theta_v=0$). L'intégration de la FDRB sur le demi-espace supérieur, effectué analytiquement, conduit à une estimation de la réflectance hémisphérique (équation 4.3). Réflectance au nadir et réflectance hémisphérique sont respectivement données par les formulations suivantes.

$$\rho_{0\lambda}(\theta_s, \phi_s) = a_{\lambda}^1(\theta_s, \phi_s) \quad (4.8)$$

$$\rho_{h\lambda}(\theta_s, \phi_s) = a_{\lambda}^1(\theta_s, \phi_s) + a_{\lambda}^3(\theta_s, \phi_s) \cdot \frac{\pi^2 - 4}{8} \quad (4.9)$$

Le modèle de Walthall est un modèle empirique qui présente deux fortes limitations : 1) le principe de réciprocité n'est pas vérifié, i.e. les positions du capteur et du soleil ne peuvent pas être interverties ; et 2) le phénomène de hot spot n'est pas pris en considération. Cependant, il présente une robustesse intéressante pour des études sur des couverts diversifiés. En effet, Strahler et al. (1996) ont remarqué qu'il n'était pas le modèle le plus précis à l'échelle locale, mais qu'il le devenait pour des études globales considérant la multitude de couverts végétaux existant à l'échelle planétaire.

4.3.3 Le modèle de Roujean

Le modèle de Roujean a été conçu afin de mieux caractériser la FDRB des surfaces hétérogènes (Roujean et al., 1992). La réflectance est alors considérée comme la superposition de 2 processus : une composante relative à la réflexion diffuse prenant en compte la structure géométrique des réflecteurs ainsi que les effets d'ombre, et une composante relative à la diffusion de volume. Le modèle prend en considération le phénomène de hot spot, et il obéit au principe de réciprocité (les coefficients a_{λ}^i sont donc indépendants de l'angle d'éclairement). Il a été validé sur des vergers, des labours, des cultures de blés, des prairies et du soja (Roujean et al., 1992). Il a aussi été testé sur le site expérimental HAPEX-Sahel avec POLDER aéroporté (Roujean et al., 1997).

Ce modèle exprime la FDRB selon une combinaison linéaire de trois noyaux :

$$\rho_{\lambda}(\theta_s, \theta_v, \phi_v - \phi_s) = a_{\lambda}^0 + a_{\lambda}^1 \cdot f_1(\theta_s, \theta_v, \phi_v - \phi_s) + a_{\lambda}^2 \cdot f_2(\theta_s, \theta_v, \phi_v - \phi_s) \quad (4.10)$$

La fonction f_1 est relative à la réflexion diffuse. Elle décrit la végétation comme une composition de protrusions lambertiennes isolées ayant la même réflectance, et placées au dessus d'une surface plane. Le coefficient a_{λ}^1 symbolise donc un paramètre de rugosité de surface. La fonction f_2 est relative à la diffusion de volume et considère une distribution aléatoire de feuilles sur une couche horizontale infinie. Le coefficient a_{λ}^2 est donc caractéristique de la diffusion de volume.

La réflectance au nadir est obtenue après détermination des coefficients en posant l'angle zénithal de visée nul. La réflectance hémisphérique est obtenue par

intégrations des fonctions f_1 et f_2 . Les résultats de ces intégrations sont données par Roujean et al. (1992), et sont des polynômes d'ordre 3 en $\text{tg}\theta_s$.

4.3.4 Le modèle MRPV

Le modèle MRPV (Modified Rahman Pinty Verstraete model) est un modèle semi-linéaire, dérivé du modèle de Rahman (Rahman et al., 1993). De même que pour le modèle de Roujean, le phénomène de hot spot et le principe de réciprocité sont pris en compte. La réflectance bidirectionnelle est considérée comme le produit de trois noyaux décrivant respectivement la forme générale de la réflectance de surface, la modulation des contributions en diffusion avant et arrière, et le phénomène de hot spot :

$$\rho_\lambda(\theta_s, \theta_v, \phi_v - \phi_s) = a_\lambda^1 \cdot M(\theta_s, \theta_v, a_\lambda^2) \cdot F_r(\xi, a_\lambda^3) \cdot H_r(\langle \rho_\lambda \rangle, \theta_s, \theta_v, \phi_v - \phi_s) \quad (4.11)$$

où ξ est l'angle de phase i.e. l'angle entre les directions de visée et d'éclairement. La valeur $\langle \rho_\lambda \rangle$ représente la réflectance moyenne mesurée.

La linéarisation de ce produit conduit à l'expression suivante :

$$\ln \left(\frac{\rho_\lambda(\theta_s, \theta_v, \phi_v - \phi_s)}{H_r(\langle \rho_\lambda \rangle, \theta_s, \theta_v, \phi_v - \phi_s)} \right) = \ln a_\lambda^1 + (a_\lambda^2 - 1) \cdot \ln \left[\cos \theta_s \cos \theta_v (\cos \theta_s + \cos \theta_v) \right] - a_\lambda^3 \cdot \cos \xi \quad (4.12)$$

La réflectance au nadir est déterminée de la même façon que pour le modèle de Roujean. Néanmoins, le calcul analytique de la réflectance hémisphérique étant très complexe, une intégration numérique avec une quadrature de Gauss selon 24 angles zénithaux et 24 angles azimutaux (Weiss, 1998) a été utilisée.

4.3.5 Performances des modèles

Nous avons testé la validité de chacun de ces modèles en calculant, pour chaque pixel, l'erreur quadratique moyenne relative entre la FDRB restituée et celle observée par POLDER. Il s'est avéré que cette erreur était importante pour les zones à forts gradients, les cartographies faisant ressortir les contours des parcelles (figure 4.6), ainsi que la zone montagneuse. Cette observation s'expliquait par l'imprécision sur la localisation des pixels après corrections géométriques. En effet, sur des zones à forts gradients, une erreur de localisation de quelques mètres induisait de fortes variations de la réflectance mesurée. Cette imprécision conduisait à des FDRB fortement bruitées sur les contours de parcelles (figure 4.7). La FTM de l'instrument pouvait aussi expliquer ces observations, mais dans une moindre mesure. En effet, l'épaisseur des contours apparaissant sur la figure 4.6 pouvait atteindre 5 pixels, alors que la FTM était estimée à 2 pixels.

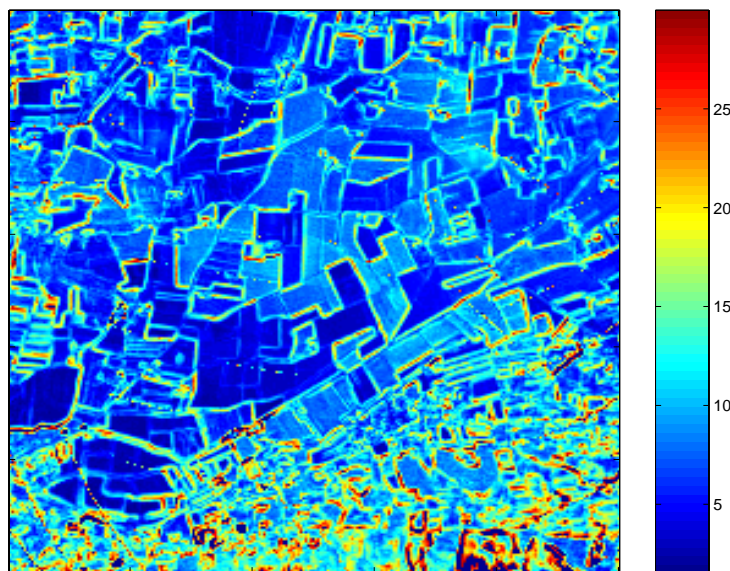


Figure 4.6 : Cartographie de l'erreur quadratique moyenne relative (%) entre FDRB observée par POLDER et reconstituée par le modèle MRPV pour le canal rouge (670 nm) à partir des données acquises le 12/03/97.

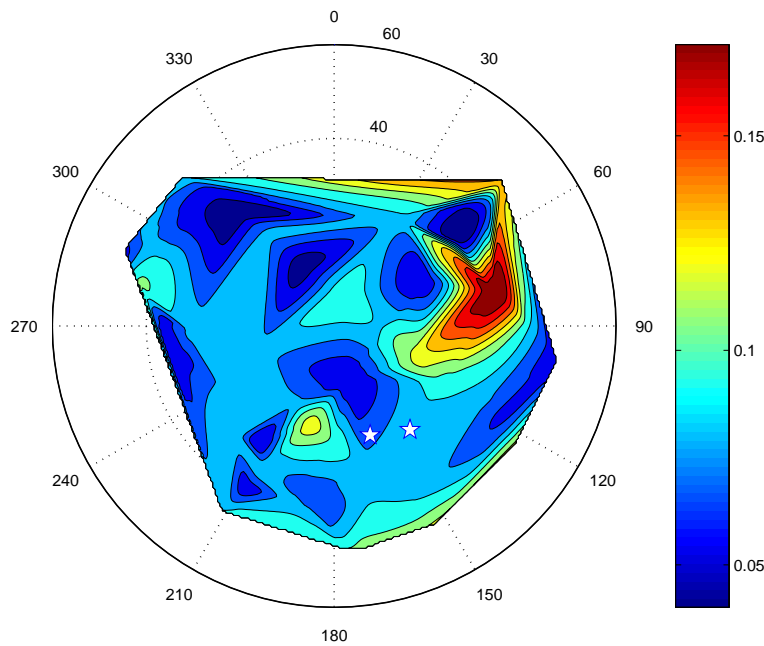


Figure 4.7 : Illustration de la FDRB observée par POLDER dans canal rouge (670 nm) le 22/05/97 pour un pixel localisé sur une zone de gradient (contour de parcelle).

Les deux étoiles indiquent la position du soleil en début et en fin d'expérimentation.

Nous avons proposé deux solutions pour minimiser ces perturbations.

- 1 La première était de poser une valeur seuil sur l'erreur quadratique moyenne relative entre FDRB mesurée et reconstituée afin de d'éliminer les pixels bruités. Une valeur seuil égale à l'erreur quadratique moyenne relative sur l'ensemble du site semblait exclure la majeure partie des contours, et ce quelque soit le canal (figure 4.8). Ce filtrage induisait une perte d'environ 20 % de pixels, principalement localisés sur la zone de relief.
- 2 La seconde solution était de dégrader la résolution pour atténuer le bruit. Néanmoins, une dégradation de la résolution nous amenait à chercher un compromis entre minimiser suffisamment le bruit et conserver une résolution intéressante. Nous avons choisi de dégrader à 40 m (figure 4.9).

Les deux solutions proposées, i.e. conserver une résolution de 20 m et éliminer les pixels bruités, ou bien dégrader la résolution à 40 m, ont été évaluées en termes

d'impact sur les simulations du modèle SEBAL. Les résultats seront présentés au chapitre 8.

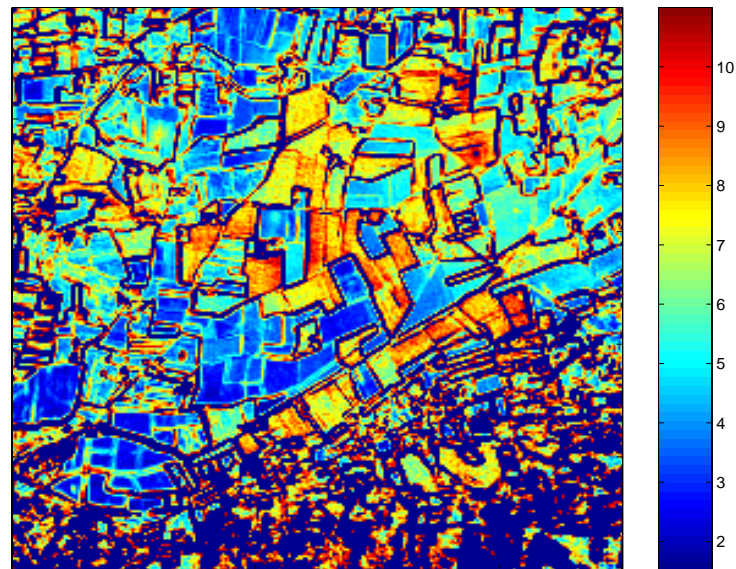


Figure 4.8 : Cartographie de l'erreur quadratique moyenne relative (%) entre FDRB observée par POLDER et reconstituée par le modèle MRPV pour le canal rouge (670 nm), à partir des données acquises le 12/03/97, et après exclusion des pixels ayant une erreur quadratique moyenne relative supérieure 11 %.

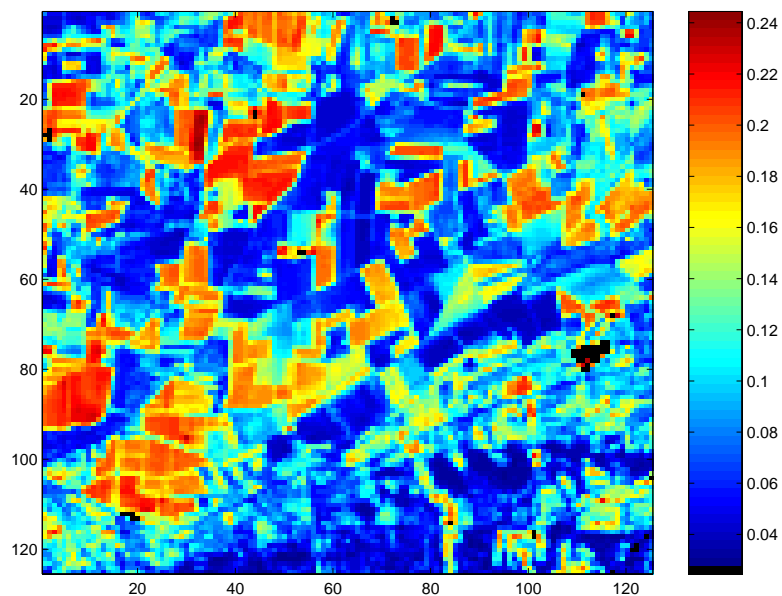


Figure 4.9 : Cartographie de la réflectance au nadir dans le canal rouge (670 nm) le 10/04/97, obtenue par le modèle MRPV et dégradée à 40 m.

Pour les trois modèles paramétriques considérés, nous avons estimé une erreur quadratique moyenne relative globale sur l'ensemble du site, en considérant les données à 20 m de résolution et sans appliquer de filtrage. Les résultats obtenus ont montré la robustesse du modèle MRPV par rapport aux deux autres (figure 4.10). Par ailleurs, l'erreur est apparue beaucoup plus importante pour le canal bleu (443 nm). Nous n'avons pas été en mesure d'identifier les perturbations à l'origine de ce résultat, perturbations auxquelles le modèle MRPV semblait nettement plus sensible. Des bruits de nature instrumentale constituent la seule explication avancée pour l'instant.

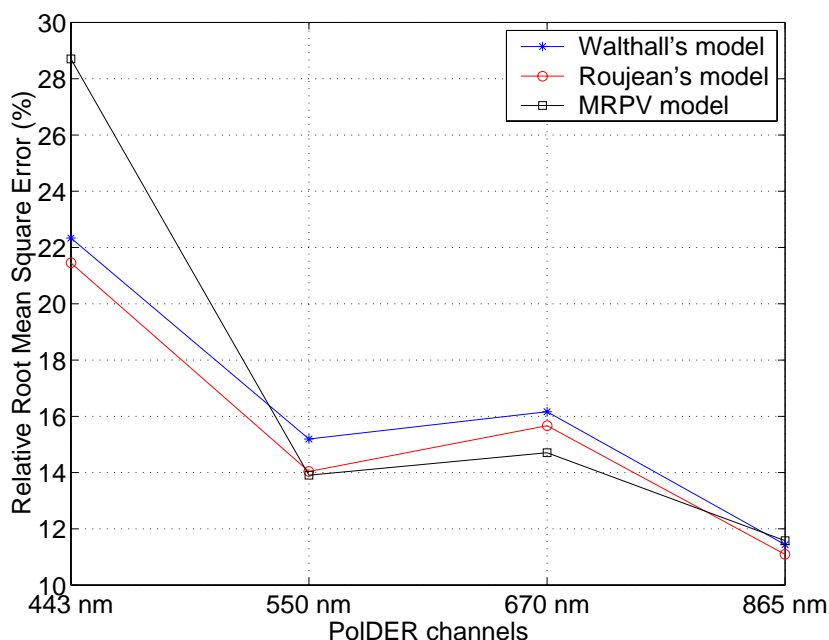


Figure 4.10 : erreur quadratique moyenne relative sur l'ensemble du site entre FDRB observée par PolDER et reconstituée par les modèles à partir des données du 10/04/97.

Suite à ces observations, nous avons été amenés à penser que le modèle le plus adéquat était le modèle MRPV, et que les données à 443 nm étaient à considérer avec réserve. Les trois modèles discutés ici ont été également comparés avec des mesures de terrain par le biais de l'albédo (chapitre 8). Enfin, rappelons que la qualité de l'échantillonnage directionnel (nombre d'observations et répartition angulaire) variait selon la position sur le site. Les extrémités étant mal échantillonnées, il est fort probable que les modèles paramétriques ont mieux ajusté la FDRB sur les observations, mais ont

été confrontés à des problèmes d'extrapolation angulaire. Les résultats obtenus dans ces cas devaient donc être considérés avec prudence.

A ce stade de l'étude, les calages des modèles paramétriques de FDRB étant effectués, nous étions en mesure de cartographier les réflectances au nadir et hémisphérique, et d'en déduire par la suite le NDVI et l'albédo.

4.4 Cartographies du NDVI et de l'albédo de surface

4.4.1 La réflectance au nadir et le NDVI

Nous avons vu dans l'introduction de ce chapitre que le NDVI a été estimé à l'aide des réflectances au nadir dans les canaux rouge et proche infrarouge. Les cartographies obtenues pour ces canaux présentaient localement des valeurs irréalistes, i.e. inférieures à 0 ou supérieures à 1. Ces valeurs apparaissaient principalement sur les zones accidentées de la chaîne des Alpilles. Dans ce cas de figure, le relief induisait des angles d'observation⁴ élevés pour lesquels les modèles paramétriques ne semblaient pas robustes. Les pixels concernés ont alors été exclus. Les cartographies en NDVI ont ensuite été générées à l'aide des réflectances au nadir dans les canaux 670 et 865 nm, selon l'équation 2.8 (figure 4.11). Suite aux conclusions du paragraphe précédent, nous avons considéré des résolutions spatiales de 20 et 40 m pour ces cartographies.

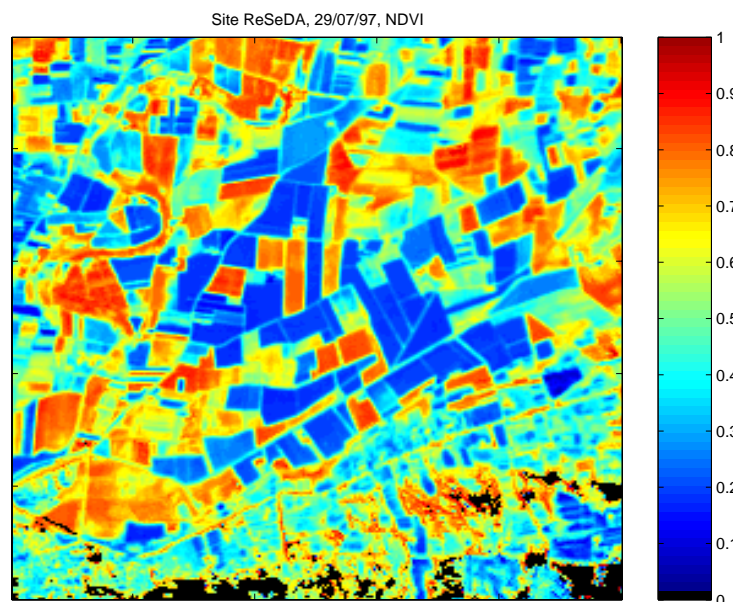


Figure 4.11 : Exemple de cartographie du NDVI à partir du modèle MRPV pour le 29/07/97.

Image à 20 m de résolution sans filtre sur les pixels bruités.

⁴L'angle d'observation est l'angle entre la normale à la surface et la direction de visée. Il est donc différent de l'angle zénithal de visée, qui est l'angle entre la verticale locale et la direction de visée.

4.4.2 La réflectance hémisphérique et l'albédo de surface

L'intégration des FDRB reconstituées à l'aide des modèles paramétriques nous a fourni des cartographies de réflectances hémisphériques, dans les quatre canaux POLDER (bleu, vert, rouge et proche infrarouge). De même que pour les réflectances au nadir, nous avons été amené à éliminer certaines valeurs irréalistes sur les zones de relief.

Afin d'extrapoler à l'ensemble du spectre [0.3 - 3] μm , nous avons utilisé l'approche proposée par Weiss et al (1999). Ces derniers supposent que la réflectance pour une longueur d'onde quelconque $\rho_h(\lambda_l) \in [0.3 \text{ } 3] \mu\text{m}$ est une combinaison linéaire des p réflectances mesurées $\rho_h(\lambda_i)$ ⁵. L'albédo étant une intégration des réflectances hémisphériques $\rho_h(\lambda_l)$, il peut aussi s'exprimer comme une sommation de L réflectances hémisphériques $\rho_h(\lambda_l)$, et donc comme une combinaison linéaire des p réflectances mesurées $\rho_h(\lambda_i)$:

$$\begin{aligned}
 a &= \sum_{l=1}^L \rho_h(\lambda_l) \frac{E(\lambda_l)}{\sum_{l=1}^L E(\lambda_l)} = \sum_{l=1}^L \sum_{i=1}^p \rho_h(\lambda_i) \cdot \alpha(\lambda_i, \lambda_l) \frac{E(\lambda_l)}{\sum_{i=1}^p E(\lambda_i)} \\
 a &= \sum_{i=1}^p \rho_h(\lambda_i) \sum_{l=1}^L \alpha(\lambda_i, \lambda_l) \frac{E(\lambda_l)}{\sum_{i=1}^p E(\lambda_i)} = \sum_{i=1}^p \rho_h(\lambda_i) \cdot \alpha(\lambda_i) \quad (4.13)
 \end{aligned}$$

Pour valider cette approche, Weiss et al. (1999) ont utilisé le code de transfert radiatif DISORD développé par Myneni et al. (1992). En posant $L = 40$ longueurs d'onde entre 400 et 2500 nm, ils ont proposé des jeux de coefficients pour plusieurs combinaisons de bandes similaires à celle des capteurs existants (tableau 4.1). La précision absolue annoncée était inférieure à 1×10^{-2} . Nous avons utilisé ces jeux de

⁵Les réflectances mesurées $\rho_h(\lambda_i)$ sont donc sensées représenter une base de vecteurs propres à partir de laquelle toute réflectance $\rho_h(\lambda_l)$ peut être exprimée.

coefficients pour cartographier l'albédo à partir des réflectances hémisphériques dans les canaux POLDER.

	BLEU (443 nm)	VERT (560 nm)	ROUGE (665 nm)	PIR (865 nm)
NOAA			0.57	0.46
MSG		0.68	0.08	0.35
MERIS	0.06	0.69	0.001	0.35

Tableau 4.1 : Jeux de coefficients affectés aux réflectances hémisphériques pour l'estimation de l'albédo par extrapolation.

Ces cartographies présentaient une dynamique comprise majoritairement entre 0.05 et 0.4, ce qui correspondait à des valeurs classiques d'albédo pour des surfaces naturelles (Bastiaanssen, 1995). Des valeurs supérieures ont été observées sur les Alpilles, ainsi que sur les sites urbains et industriels. La figure 4.12 illustre la cartographie en albédo obtenue pour la journée du 29/07/97.

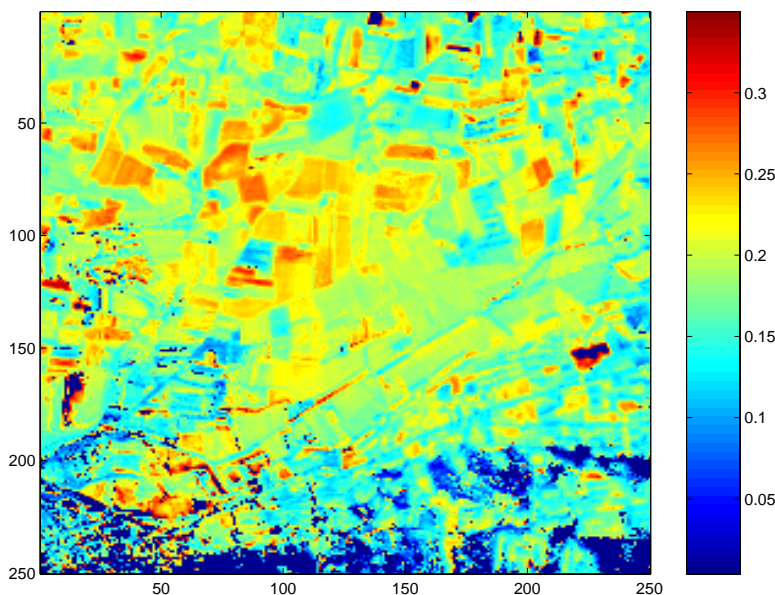


Figure 4.12 : Exemple de cartographie de l'albédo pour le 29/07/97, à partir de la combinaison linéaire des réflectances hémisphériques dans les 4 canaux POLDER obtenues par le modèle MRPV. Image à 20 m de résolution sans filtrage des pixels bruités. Afin de mettre en avant la dynamique spatiale, les valeurs supérieures à 0.35 ont été retirées.

4.5 Conclusion

Nous avons, au travers de ce chapitre, présenté les traitements effectués sur les données PolDER pour cartographier le NDVI et l'albédo de surface à partir de mesures multidirectionnelles. Les résultats obtenus ont mis en avant le réalisme des outils utilisés, mais certains aspects des traitements effectués étaient source d'erreurs.

Des perturbations, que nous avons supposées principalement d'origine instrumentales, ont induit de fortes erreurs sur la reconstitution par les modèles paramétriques de la FDRB dans le canal bleu (443 nm). Nous n'avons malheureusement pas été en mesure de fournir d'explication plus approfondie, et avons seulement conclu que les mesures dans ce canal devaient être considérées avec prudence.

Les modèles paramétriques de FDRB constituaient des outils fiables et faciles à mettre en oeuvre. Ils ont semblé cependant peu robustes pour des angles d'observation élevés, induisant des estimations irréalistes de la réflectance au nadir et de la réflectance hémisphérique sur les zones de relief prononcé. Par ailleurs, les estimations obtenues sur les bords du site expérimental étaient probablement erronées, en raison d'un échantillonnage directionnel par PolDER de mauvaise qualité tant par le nombre de données que par leurs répartitions angulaires.

La relation linéaire utilisée pour extrapoler l'albédo à partir des réflectances hémisphériques dans les canaux PolDER était limitée sur plusieurs points. Les simulations à l'aide du modèle de transfert radiatif ont été effectuées entre 400 et 2500 nm alors que l'albédo est relatif à l'intervalle $[0.3 - 3] \mu\text{m}$. Par ailleurs, les réflectances simulées étaient monochromatiques alors que les canaux PolDER étaient centrés sur des longueurs d'ondes différentes, et avait une largeur de 10 ou 20 nm. Berthelot et Dedieu (1999) ont remarqué que la largeur de la bande spectrale a un impact significatif sur la réflectance mesurée au sommet de l'atmosphère. Les effets atmosphériques expliquaient en grande partie ces résultats, mais il est probable que le comportement spectral des surfaces, qui peut avoir une forte dynamique, était aussi un facteur non négligeable.

L'impact global de ces incertitudes sera évalué lors d'une validation sur les albédos à partir de mesures de terrain (chapitre 8). Rappelons aussi que les deux méthodes proposées pour effectuer des cartographies, i.e. l'agrégation des données à

une résolution de 40 m ou l'exclusion de pixels fortement bruités seront comparées par l'impact qu'elles peuvent avoir sur les simulations du modèle SEBAL.

5.1 Introduction

Afin d'obtenir des cartographies de température de brillance de surface permettant d'alimenter le modèle SEBAL, nous avons traité et exploité les mesures acquises à l'aide de l'INFRAMETRICS 760 (§ 3.4.1). L'obtention de ces cartographies nécessitait plusieurs étapes, allant de la correction radiométrique (corrections instrumentales et atmosphériques) au géoréférencement des images.

Ce chapitre présente les corrections instrumentales. Dans un premier temps, nous avons caractérisé le capteur pour l'obtention d'informations nécessaires au traitement des données : la localisation du centre optique, la caractérisation de la sensibilité radiométrique directionnelle, l'estimation de l'angle zénithal de visée en chaque pixel d'une image. Ces informations ont été utilisées ultérieurement pour les corrections atmosphériques et le géoréférencement des images. Dans un second temps, nous avons effectué un étalonnage permettant de corriger les données des perturbations radiométriques générées par l'instrument.

De ce fait, le chapitre se décompose en deux parties correspondant respectivement à l'obtention d'informations instrumentales (caractérisation du capteur) et à la correction radiométrique des effets instrumentaux (étalonnage du capteur).

5.2 Caractérisation de l'INFRAMETRICS 760

Cette phase expérimentale s'est déroulée dans le cadre d'une collaboration avec l'équipe de J.-P. Lagouarde (INRA Bioclimatologie - Bordeaux). Les investigations portaient sur les points suivants : la caractérisation des déformations géométriques engendrées par l'objectif "grand champ" ; la localisation du centre optique de l'instrument ; la caractérisation de la sensibilité radiométrique directionnelle ; ainsi que l'évaluation de l'angle zénithal de visée en chaque pixel de l'image. De même que pour l'acquisition des données sur le site expérimental de ReSeDA, les mesures ont été enregistrées sur bande vidéo, puis numérisées.



Figure 5.1 : Image en température de brillance délivrée par l'INFRAMETRICS 760.

Cette image est composée d'une prise de vue en température de brillance, et d'une mire permettant de relier les comptes numériques aux températures mesurées.

5.2.1 Conversion des comptes numériques en température de brillance

Chaque image générée par l'instrument était constituée de la prise de vue et d'une mire (figure 5.1). Les bornes de la mire correspondaient à des températures de

brillance, permettant de caractériser la relation linéaire entre Compte Numérique (CN) et la quantité d'énergie détectée. L'énergie détectée était donnée par :

$$E = \int_{7.25\mu\text{m}}^{13.25\mu\text{m}} L_{\text{BB}}(\lambda, T_b) S(\lambda) d\lambda \quad (5.1.a)$$

λ est la longueur d'onde, T_b est la température de brillance mesurée par l'instrument, L_{BB} est la luminance spectrale donnée par la loi de Planck et $S(\lambda)$ est la sensibilité spectrale de l'instrument.

Nous avons cependant choisi d'exprimer cette énergie en Luminance Spectrale Equivalente (LSE), reliée à la température de brillance T_b selon la formulation suivante (Leroy, 1990 ; Barducci et Pippi, 1996) :

$$LSE(T_b) = \frac{\int_{7.25\mu\text{m}}^{13.25\mu\text{m}} L_{\text{BB}}(\lambda, T_b) S(\lambda) d\lambda}{\int_{7.25\mu\text{m}}^{13.25\mu\text{m}} S(\lambda) d\lambda} \quad (5.1.b)$$

Le choix d'exprimer l'énergie détectée à l'aide de la LSE se justifie par le fait que si la variation de la luminance en fonction de la longueur d'onde est lente entre les bornes de l'intégration, alors une imprécision du premier ordre sur la sensibilité spectrale se traduit par une imprécision du second ordre sur la LSE (Leroy, 1990).

Le fait de travailler sur un intervalle large induisait que nous ne pouvions utiliser la relation de Planck pour relier la température de brillance et la LSE. Une solution consistait en l'utilisation d'une régression polynomiale entre ces deux grandeurs. De ce fait, pour une température de brillance donnée, nous avons calculé la LSE correspondante à l'aide d'une intégration numérique de la relation 5.1.b selon une résolution de 0.25 μm , correspondant à la résolution avec laquelle était connue la sensibilité spectrale de l'instrument. Cette étape a été effectuée pour une gamme de

température allant de $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ à $60\text{ }^{\circ}\text{C}$ par pas de $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ¹. Nous avons ensuite calé la régression polynomiale entre LSE et T_b , pour laquelle nous avons choisi un ordre 3 (figure 5.2).

L'erreur résiduelle entre la température "réelle" et celle donnée par la régression était de $1 \times 10^{-2}\text{ }^{\circ}\text{C}$. Une autre possibilité était d'utiliser la relation de Planck en considérant les grandeurs spectrales équivalentes, i.e. longueur d'onde et LSE (Barducci et Pippi, 1996). Cette approche, bien que plus physique, s'est cependant avérée moins précise (environ $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$).

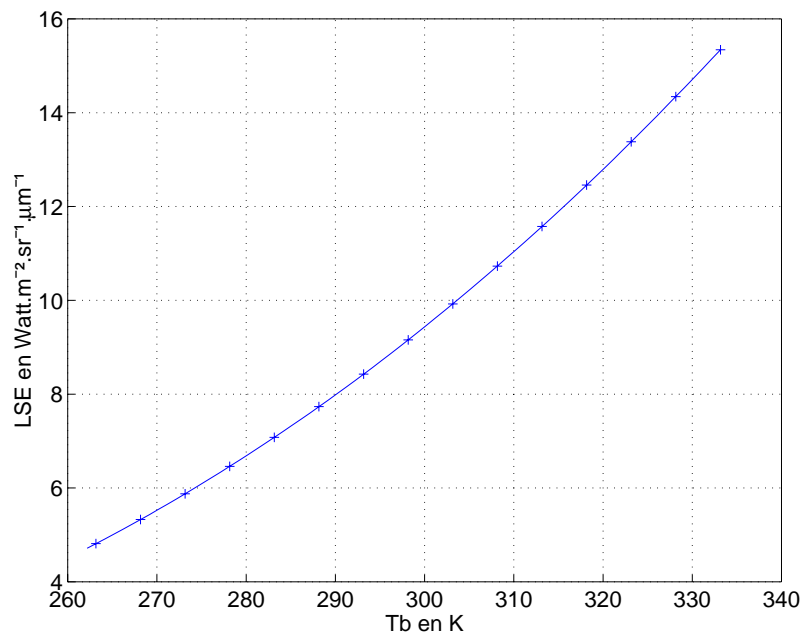


Figure 5.2 : Conversion entre Luminance Spectrale Equivalente et température de brillance
 + : valeurs obtenues par la relation 5.1 - : valeurs calculées par la régression d'ordre 3.

5.2.2 Localisation du centre optique et caractérisation des déformations géométriques

L'acquisition de mesures multidirectionnelles a été possible grâce à l'emploi d'un objectif "grand champ". L'utilisation d'un tel objectif entraînait cependant

¹Le choix de cette gamme s'explique par le fait que nous avons à traiter des données acquises en été et en hiver.

l'apparition de fortes déformations sur l'image (figure 5.3), que l'on nomme couramment "effet barillet". Les conséquences étaient bien sûr de nature géométrique (caractérisation des effets directionnels de surface), mais aussi radiométrique. En effet, l'angle zénithal de visée d'un pixel donné était différent selon que l'on considère ces déformations ou non. Or nous verrons ultérieurement (chapitre 6) que les corrections atmosphériques variaient avec cet angle, et qu'il était donc nécessaire de le connaître avec exactitude.

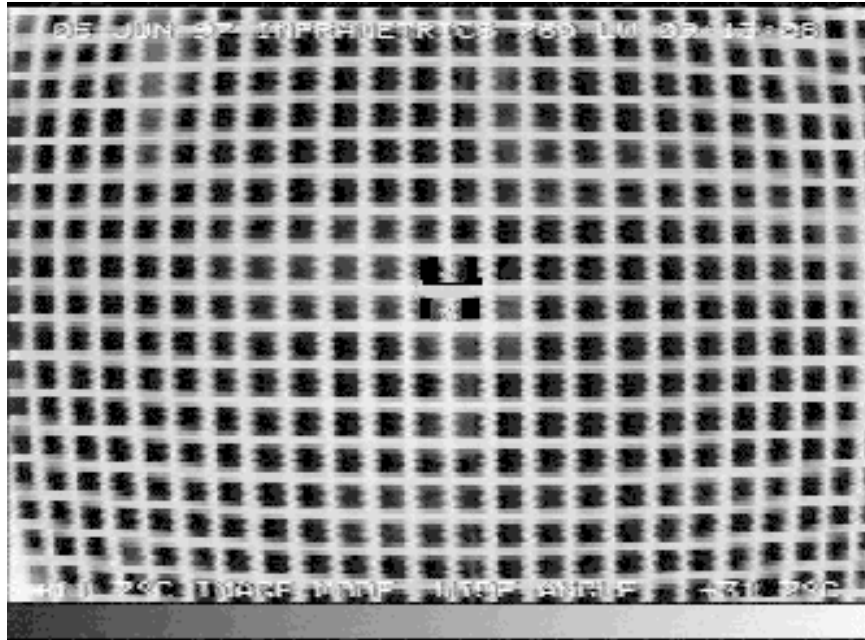


Figure 5.3 : Image délivrée par la caméra en visant une grille régulière.

Ces déformations géométriques ont été corrigées à l'aide d'un polynôme de déformation. Ce dernier reliait la position d'un pixel donné sur une image déformée à sa position réelle sur l'image non déformée (figure 5.4). Ce polynôme a été déterminé en s'appuyant sur des points d'amer, i.e. des points de correspondance entre les deux images. Afin de disposer de ces deux images, nous avons effectué l'expérimentation suivante. L'INFRAMETRICS 760 visait une grille métallique dont le maillage était régulier. Cette grille, qui avait une température proche de la température ambiante, était placée au dessus de pains de glace constituant un arrière plan "froid" afin d'avoir un contraste prononcé. Elle était posée à l'horizontale, de même que l'objectif de la caméra. Nous avons alors recueilli cinq échantillons tels que celui de la figure 5.3.

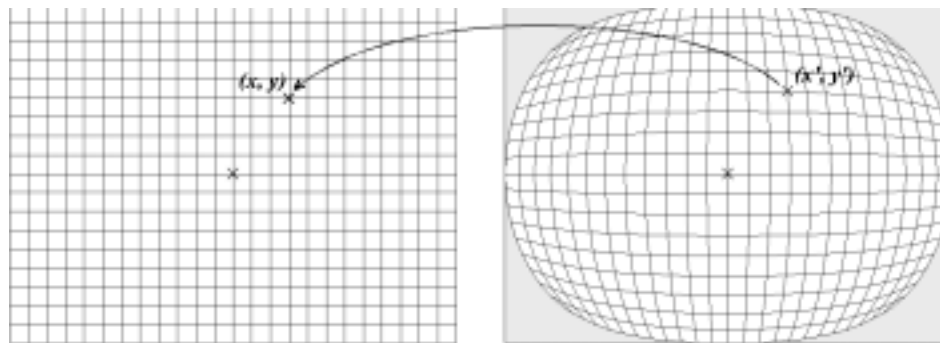


Figure 5.4 : Principe de la déformation barillet générée par l'objectif "grand angle".

A gauche : image non déformée (coordonnées x,y) ; à droite : image déformée (coordonnées x',y').

Dans un premier temps, nous avons localisé le centre optique à l'aide de ces 5 échantillons. Cette étape était nécessaire non seulement pour la caractérisation des déformations géométriques, mais aussi pour la détermination des angles d'ouverture de l'objectif dont nous parlerons ultérieurement. Le centre optique, caractérisé par l'absence de déformations géométriques, a donc été localisé visuellement à partir des 5 échantillons. Les résultats ont montré qu'il ne coïncidait pas avec le centre de l'image numérisée. Le décalage était de 10 pixels vers la droite et 7 vers le haut, avec des précisions respectives de 1.45 et 2.33 pixels (précisions données par l'erreur quadratique moyenne sur les 5 échantillons).

Afin de déterminer le polynôme de correction, un échantillon a été "squelettisé" à l'aide d'outils de morphologie mathématique (seuillage, thinning et pruning), ce qui a permis de sélectionner 300 points d'amer (figure 5.5). Les 300 points correspondants sur l'image non déformée ont été localisés par reconstitution du maillage, dont le pas était donné autour du centre optique sur l'image déformée (absence de déformations au voisinage du centre optique). Nous pouvions alors déterminer les coefficients du polynôme permettant de relier les coordonnées (x,y) d'un pixel sur l'image non déformée aux coordonnées (x',y') du pixel correspondant sur l'image déformée :

$$\begin{aligned}
 x &= a_1.x'^3 + a_2.y'^3 + a_3.x'^2.y' + a_4.x'.y'^2 + a_5.x'^2 + a_6.y'^2 + a_7.x'.y' + a_8.x' + a_9.y' + a_{10} \\
 y &= b_1.x'^3 + b_2.y'^3 + b_3.x'^2.y' + b_4.x'.y'^2 + b_5.x'^2 + b_6.y'^2 + b_7.x'.y' + b_8.x' + b_9.y' + b_{10}
 \end{aligned}
 \tag{5.2}$$

Ces coefficients (a_i , b_i) ont été obtenus en résolvant par la méthode des moindres carrés le système de 300 équations à 20 inconnues.

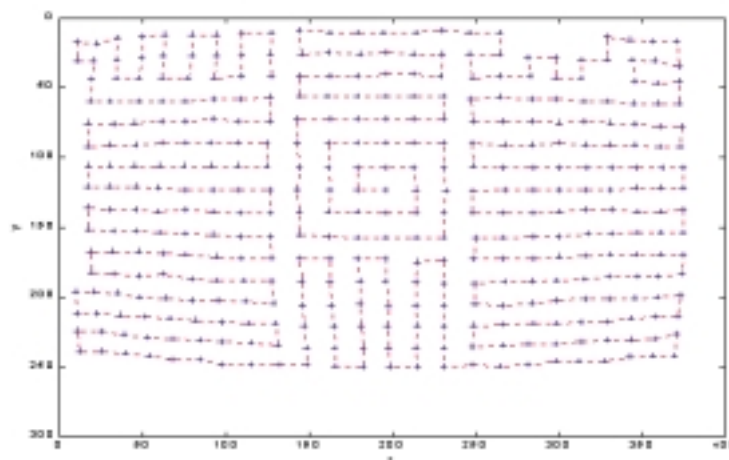


Figure 5.5 : Obtention de points d'amer après traitement d'un échantillon à l'aide d'outils de morphologie mathématique.

L'écart quadratique moyen entre les positions des points sur la grille corrigée et celles des points sur la grille de référence était de 1.4 pixel. Néanmoins, la méthodologie utilisée entraînait une imprécision. En effet, l'image non déformée a été reconstituée en considérant un maillage régulier, dont le pas était donné autour du centre optique sur l'image déformée. Or l'instrument voyait une grille dont le pas était variable (variation de la section apparente en $\cos\theta$, où θ était l'angle zénithal de visée). En conséquence, les points d'amer le long des axes optiques ne coïncidaient pas. Le polynôme de correction, calé sur ces points, appliquait donc des déformations le long de ces axes, déformations qui par définition n'avaient pas lieu d'être. Nous verrons au paragraphe 5.2.4 que les erreurs induites n'avaient cependant pas de conséquence significative sur les résultats.

5.2.3 Caractérisation de la sensibilité radiométrique directionnelle

Pour une même température de cible, l'estimation de la température de brillance par l'instrument pouvait varier avec l'angle zénithal de visée. Ces variations étaient dues au comportement angulaire de l'objectif. Ainsi, l'image d'une cible parfaitement homogène et lambertienne n'était pas uniforme.

Afin de quantifier la variation angulaire de la réponse radiométrique, nous avons effectué une seconde expérimentation. L'instrument visait une surface d'eau, le tout étant isolé à l'aide d'un film en aluminium pour éviter la contribution radiative de l'environnement. L'acquisition des mesures commençait lorsque l'ensemble était en équilibre thermique avec l'environnement. D'après les travaux de Rees et James (1992), l'émissivité de l'eau a une variation angulaire très faible, de l'ordre de 1.6×10^{-2} entre 0 et 40 °. La surface d'eau homogène en température ne devait donc pas présenter de variation en température de brillance. Dans ces conditions, il était possible de considérer que la variation angulaire de la température mesurée par l'INFRAMETRICS 760 était indépendante des phénomènes de surface, et donc purement instrumentale.

Nous avons acquis quatre séquences d'une vingtaine de secondes, qui différaient par l'emploi ou non d'un moyennage temporel (option instrumentale) et par l'emploi ou non d'un agitateur pour homogénéiser la cible. Pour chaque séquence, les 20 images ont été moyennées. Les quatre échantillons obtenus présentaient de fortes corrélations, mais sont apparus très bruités sur les bords. Le produit final, résultant d'un moyennage de ces quatre échantillons, présentait plusieurs caractéristiques :

- la présence d'un bruit sur l'ensemble de l'image, de l'ordre de 0.1 °C ;
- une évolution modérée et régulière de la température mesurée depuis le centre optique vers les bords de l'image, probablement due à un effet de vignettage généré par l'objectif ;
- des zones de sous estimation et un pic de surestimation important, restées inexplicables à l'heure actuelle.

Cette image finale illustre la variation angulaire de la réponse radiométrique de l'instrument. Sa caractérisation à l'aide d'un polynôme ayant donné des résultats médiocres, nous avons décidé d'utiliser une image en différence de température (figure 5.6). Pour cela, nous avons considéré sur l'échantillon final un carré de 10×10 pixels autour du centre optique, dont la valeur moyenne a été soustraite à chaque pixel de

l'image. Enfin, les bords des quatre échantillons correspondant aux quatre séquences étant apparus très bruités, nous avons conclu qu'il était préférable de les éliminer, sur une largeur d'environ 10 pixels. A ce stade, la dynamique de la sensibilité radiométrique directionnelle de l'instrument était de l'ordre de 0.8 °C.

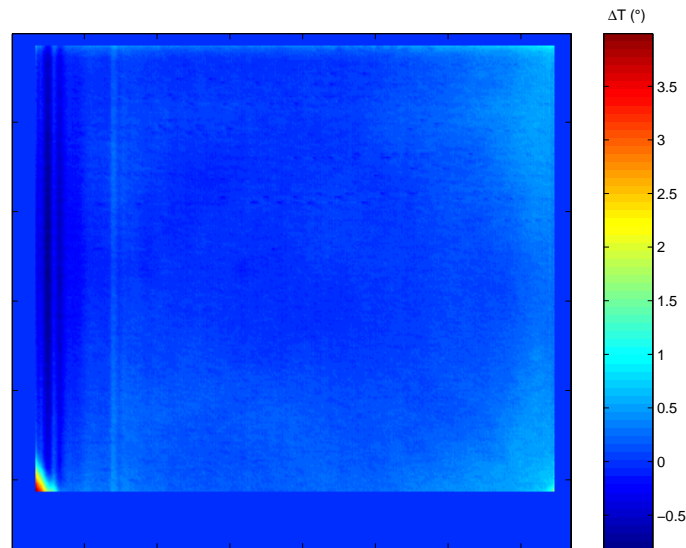


Figure 5.6 : Image en différence de température de brillance :
température mesurée au pixel considéré - température mesurée au centre optique.

5.2.4 Evaluation des angles d'ouverture de l'objectif "grand champ" et de l'angle de visée en chaque point de l'image

Nous verrons ultérieurement (chapitre 6) que les corrections atmosphériques nécessitent la connaissance de l'angle zénithal de visée en chaque pixel d'une image. Afin de calculer cet angle, nous devons dans un premier temps déterminer les angles d'ouverture de l'objectif "grand champ".

Cette première étape était basée sur deux expérimentations. La première consistait à viser la grille régulière utilisée pour caractériser les déformations géométriques, selon plusieurs hauteurs h_j comprises entre 20 et 30 cm (les bornes étaient imposées par des facteurs limitant tels que l'aliasing²). Ces observations à

²L'aliasing est une perturbation due à un conflit entre la résolution spatiale de l'instrument et la

différentes hauteurs ont permis de déterminer par régression linéaire la différentielle suivante (cf figure 5.7) :

$$\frac{\partial h_j}{\partial l_{ij}} = \frac{1}{\tan(\alpha_i)} \quad (5.3)$$

où h_j était la distance cible-capteur, et l_{ij} la distance entre le centre optique et le bord de l'image correspondant à l'angle d'ouverture α_i . La gamme de variation de la distance h_j était cependant faible (10 cm).

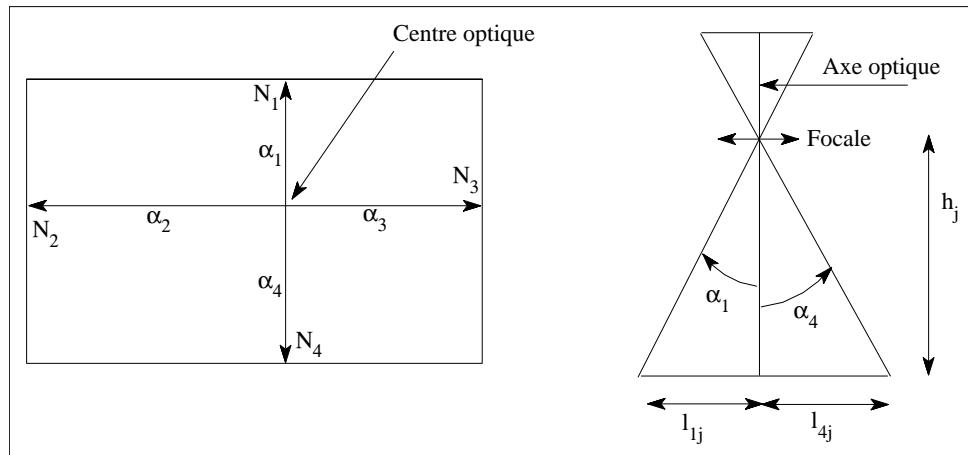


Figure 5.7 : Détermination des angles d'ouverture de l'objectif "grand champ".

A gauche : localisation des quatre angle d'ouverture sur l'image numérisée.

A droite : schéma descriptif de l'observation d'une cible à différentes hauteurs.

Afin de s'assurer de la validité des résultats obtenus, nous avons mené une seconde expérimentation. La caméra visait une cible constituée de pains de glace dont les dimensions étaient variables et ajustées de telle sorte qu'elles coïncident avec la prise de vue sur l'image numérisée. Nous avons acquis cinq échantillons, correspondant à cinq distances cible - capteur h_j allant de 77 à 244 cm. Les résultats issus de ces deux expérimentations étaient très similaires. Ils sont présentés dans le tableau 5.1, avec une précision de l'ordre de 2 °, donnée par l'erreur quadratique moyenne entre la régression linéaire et les couples de valeurs expérimentales (h_j , l_{ij}).

Direction par rapport au centre optique	Angle
Haut (α_1)	26.00
Gauche (α_2)	37.94
Droite (α_3)	33.52
Bas (α_4)	29.26

Tableau 5.1 : Valeurs des angles d'ouverture de l'objectif grand champ.

Pour déterminer l'angle zénithal de visée en chaque pixel de l'image numérisée, nous avons considéré pour chacun de ces pixels son symétrique par rapport au centre optique, localisé dans le plan objet (figure 5.8.a). L'image a été découpée en quatre zones correspondant aux quatre angles d'ouverture. L'angle zénithal de visée du pixel de coordonnées (x',y') et appartenant à la zone de l'image correspondant aux angles d'ouverture α_k et α_l était défini par :

$$\theta(x',y') = \arctan \left(\sqrt{\left(x' \cdot \frac{\tan(\alpha_k)}{N_k}\right)^2 + \left(y' \cdot \frac{\tan(\alpha_l)}{N_l}\right)^2} \right)$$

où N_k et N_l représentent le nombre de pixels sur l'axe optique pour les angles respectifs α_k , α_l (figure 5.7). La méthode utilisée supposait que les plans objet et image étaient symétriques par rapport au centre optique. Or les déformations géométriques dues à l'effet barillet rendaient invalide cette hypothèse. Afin de tenir compte de ces déformations, nous avons recalculé, à l'aide du polynôme correspondant, la position réelle de chaque pixel dans le plan objet (figure 5.8.b). La comparaison entre les angles zénithaux de visée estimés avant et après avoir considéré l'effet barillet a montré des différences pouvant atteindre 6° pour les incidences élevées (figure 5.9). Ce résultat soulignait la nécessité de prendre en compte les déformations dues à cet effet.

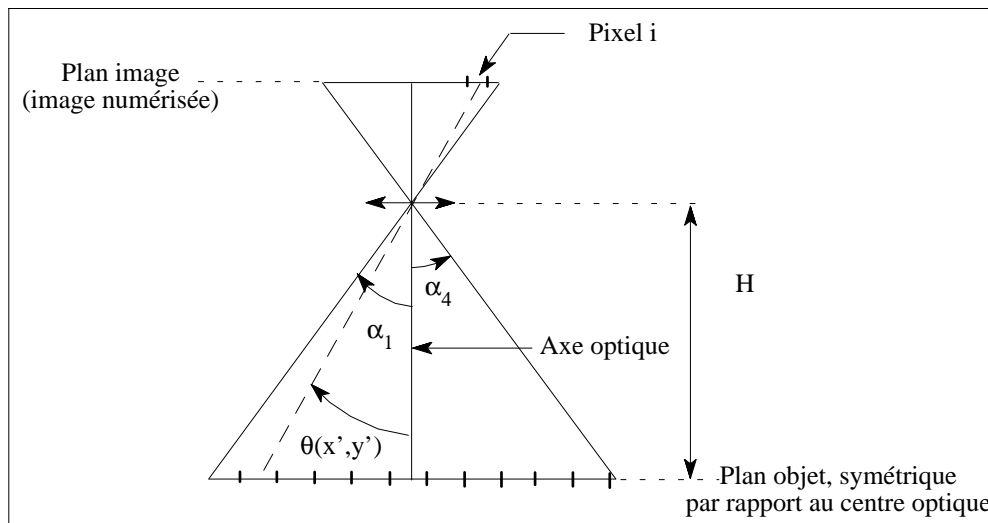


Figure 5.8.a : Détermination de l'angle zénithal de visée θ pour un pixel de l'image de coordonnées (x', y') .

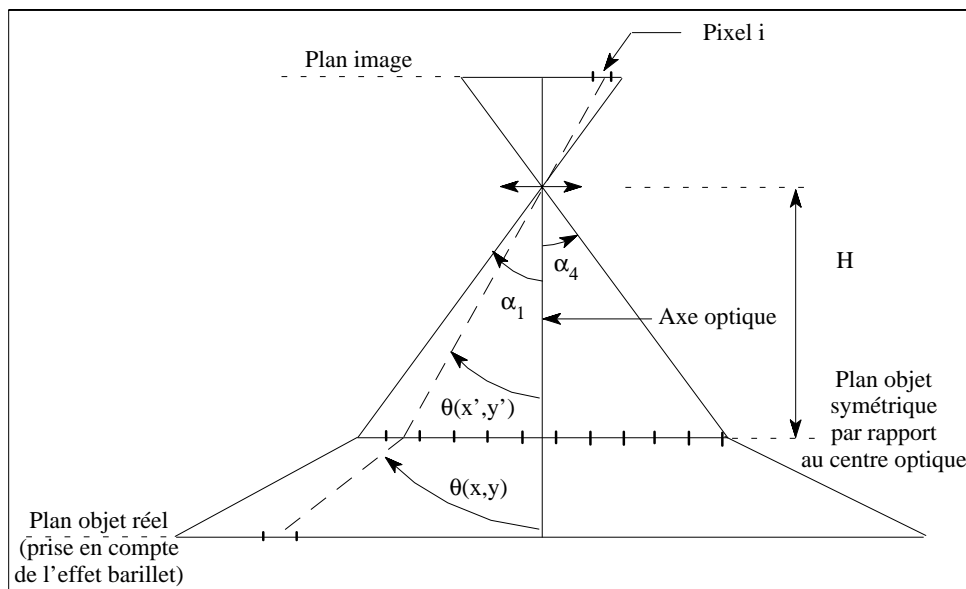


Figure 5.8.b : Prise en compte des déformations géométriques générées par l'objectif "grand champ" pour la détermination de l'angle zénithal de visée.

$\theta(x', y')$ est l'angle de visée estimé sans prise en compte de la déformation géométrique.

$\theta(x, y)$ est l'angle de visée estimé avec prise en compte de la déformation géométrique.

Nous avons constaté qu'une imprécision dans la caractérisation des déformations géométriques avait induit l'existence de corrections résultantes le long des axes optiques (§ 5.2.2). L'image en différence d'angle zénithal de visée nous a permis

de quantifier l'erreur correspondante (figure 5.9). Celle-ci était d'environ 2° au maximum, soit du même ordre de grandeur que l'imprécision sur les angles d'ouverture de l'objectif. Nous avons donc conclu que ces corrections, bien que non conformes à la réalité, n'avaient pas de conséquence significative.

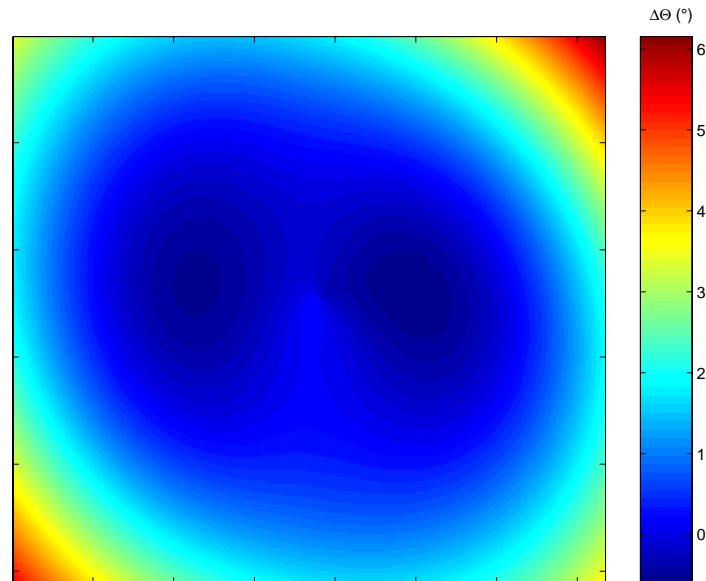


Figure 5.9 : Image en différence d'angle zénithal de visée

$\Delta\theta = \theta$ (estimation avec la déformation barillet) - θ (estimation sans la déformation barillet).

Après extraction de la zone utile sur l'image, (exclusion des informations instrumentales en surimpression et des zones bruitées dont nous avons parlé dans le paragraphe précédent), les valeurs des angles calculées ont été arrondies à 0.1° . La valeur maximale, située sur le côté inférieur gauche, était alors de 43° (figure 5.10).

A ce stade, nous avons défini l'ensemble des caractéristiques instrumentales qu'il était nécessaire de connaître pour traiter les données. Du point de vue instrumental, le dernier point qu'il nous restait à considérer était l'étalonnage de l'instrument.

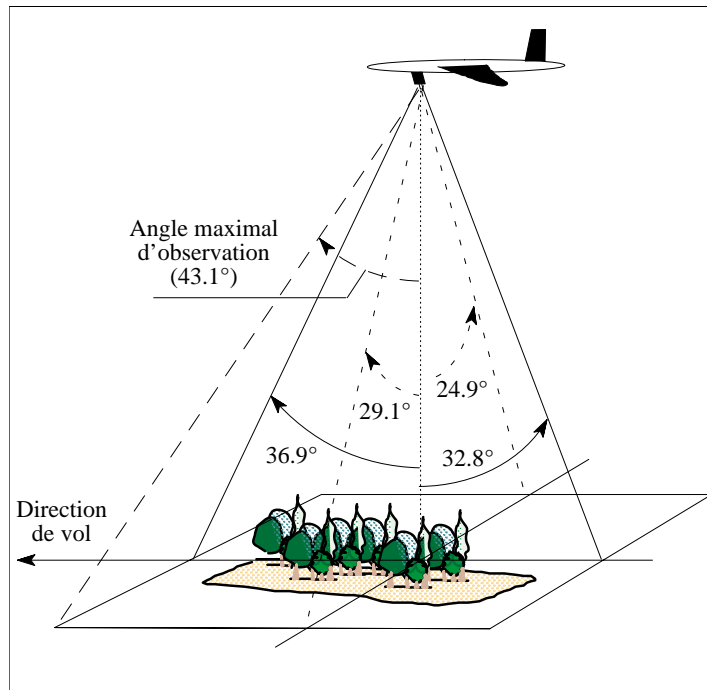


Figure 5.10 : Illustration des caractéristiques d'observations durant l'acquisition des données.

5.3 Etalonnage de l'INFRAMETRICS 760

5.3.1 Protocole expérimental

Cette étape avait pour but de développer une méthode de correction des perturbations radiométriques engendrées par l'instrument, mais aussi par la procédure de stockage des données. Il s'agissait donc de relier la "température numérisée" à une température de référence connue, c'est à dire une température mesurée par l'instrument si ce dernier était parfait. Les données acquises pour l'étalonnage ont donc été enregistrées sur bandes vidéo, numérisées, puis converties en température de brillance. L'étalonnage s'est déroulé au sein de l'unité de bioclimatologie de l'INRA d'Avignon, en collaboration avec J.-F. Hanocq et N. Tallet. Il a été élaboré pour rendre compte des conditions expérimentales sur le site ReSeDA. Notre attention s'est alors portée sur deux facteurs instrumentaux, i.e. l'évolution temporelle de la réponse de l'instrument et l'influence de la température ambiante.

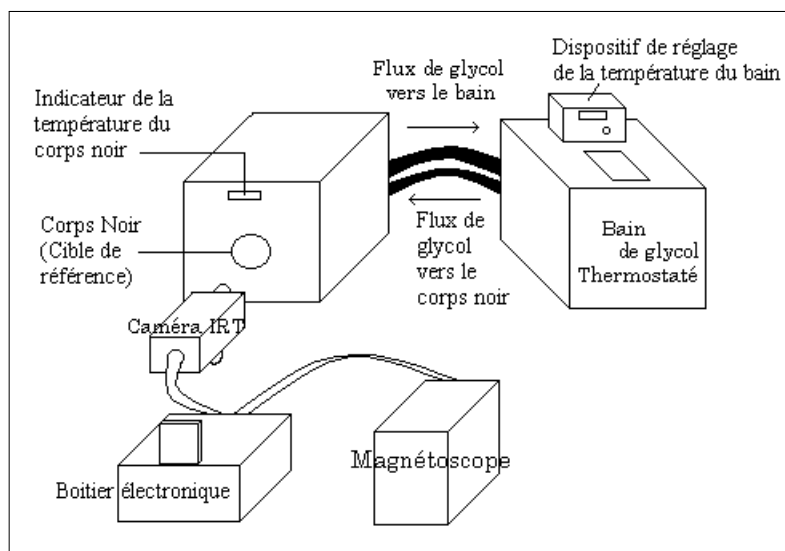


Figure 5.11 : Dispositif d'étalonnage.

Le protocole était le suivant : sur une durée de trois heures, la caméra visait un corps noir dans une chambre climatisée (figure 5.11). Le corps noir et la chambre avaient des températures connues et constantes, qui faisaient office respectivement de

température de référence et de température ambiante. Quinze couples (température du corps noir - température de la chambre climatisée) ont été retenus, correspondant à cinq températures de référence (15 °C, 25 °C, 35 °C, 45 °C, 55 °C) et à trois températures ambiantes (15 °C, 25 °C, 35 °C). L'INFRAMETRICS 760 était mise sous tension en début de manipulation, c'est-à-dire lorsque chaque élément du dispositif était à l'équilibre thermique.

La zone retenue sur l'image pour représenter la mesure (ou température numérisée) était un carré de 10×10 pixels autour du centre optique. Nous avons choisi une distance entre la cible et l'instrument de façon à éviter les perturbations thermiques provenant de la cible, et les perturbations dues aux effets de bord. En effet, cette distance devait être assez grande pour que la température de l'objectif ne soit pas influencée par celle de la cible, et assez petite pour que la zone de mesure soit confinée dans l'image du corps noir (figure 5.12). Des travaux expérimentaux antérieurs effectués avec un objectif ayant une ouverture de 20 ° avaient permis d'estimer la largeur de la réponse impulsionnelle à environ 10 pixels (note interne, INRA, 1992). Nous avons donc posé une distance minimale de 15 pixels entre la limite de la zone de mesure et la limite de l'image du corps noir (figure 5.12).

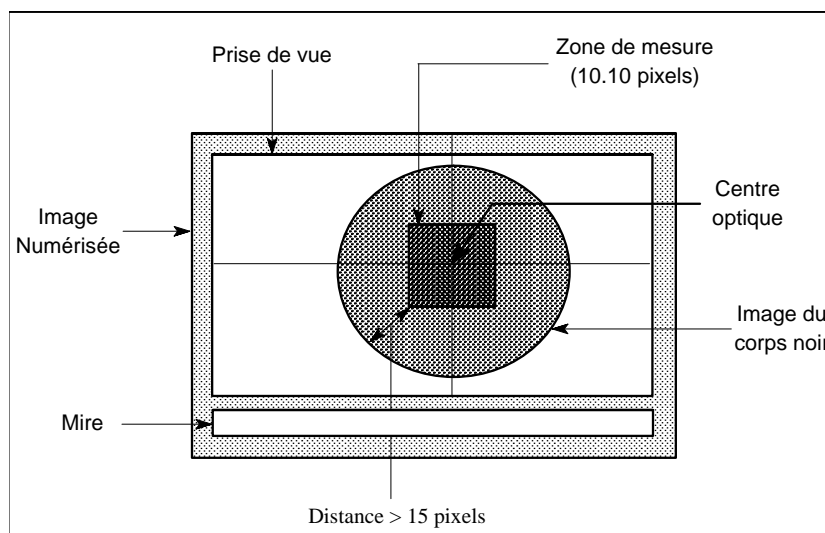


Figure 5.12 : Observation du corps noir pour l'étalonnage.

Afin de corriger les perturbations radiométriques dues non seulement à l'instrument, mais aussi à la procédure de stockage des données, ces mesures

d'étalonnage ont été enregistrées sur bande vidéo à 25 Hz et numérisées à 1 Hz, c'est à dire selon le protocole d'acquisition sur le site ReSeDA.

L'objectif était de disposer de données permettant de caractériser l'évolution temporelle de la réponse radiométrique de l'instrument, ainsi que l'influence de la température ambiante. Nous avons donc enregistré, au cours de l'expérimentation, toutes les 20 secondes, les données suivantes :

- le temps ;
- la température moyenne estimée par la caméra (température numérisée) ;
- la température du corps noir (température de référence) ;
- la température de la pièce climatisée (température ambiante) ;
- la température interne au capteur (système optique + détecteur) ;
- la température à l'intérieur du boîtier électronique.

5.3.2 Résultats et mise au point d'une correction

Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés aux évolutions des températures internes du capteur (système optique + détecteur) et du boîtier électronique. Pour l'ensemble des séances, ces températures étaient proches de la température ambiante en début de manipulation, et augmentaient au cours du temps selon une loi exponentielle, avec un temps de relaxation de l'ordre de 120 minutes et des dynamiques respectives de 6 °C et 16 °C (figures 5.13.a et 5.13.b). Ces résultats nous ont amené à conclure que les éléments de l'INFRAMETRICS 760 se réchauffaient au cours de l'expérimentation pour atteindre l'équilibre 2 à 3 heures après l'allumage.

Dans un second temps, les données de la température mesurée par l'INFRAMETRICS 760 ont montré que cette dernière suivait une évolution temporelle similaire à celles des températures internes, et qu'elle augmentait avec la température ambiante (figure 5.14). Deux explications étaient possibles. La première concernait l'influence de la température du boîtier électronique sur le traitement électronique du signal. La seconde s'appuyait sur l'influence thermique de l'ensemble (optique + détecteur), par le biais de l'objectif. En effet, ce dernier émettait un rayonnement fonction de sa température, et absorbait une partie du rayonnement provenant de la

cible. Il nous a semblé que l'influence de l'objectif était le facteur dominant, ce phénomène étant courant en thermographie infrarouge.

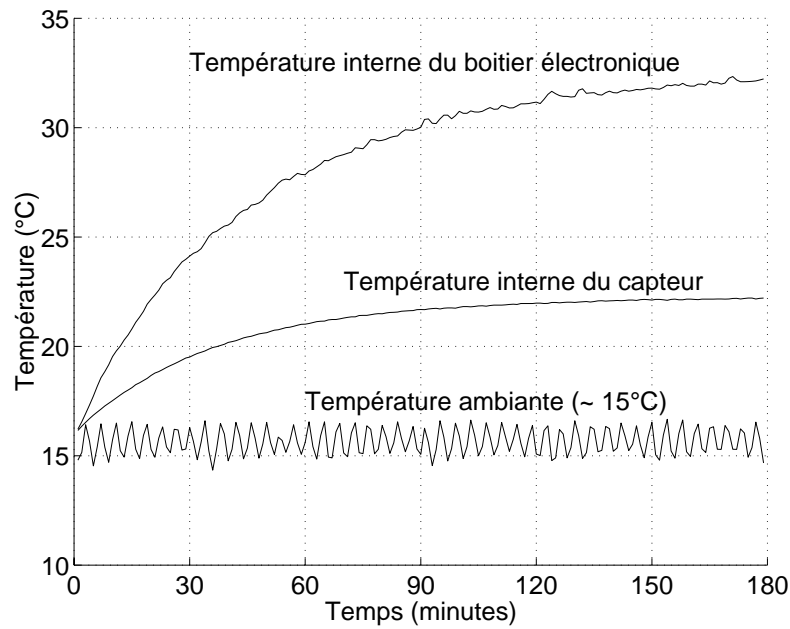


Figure 5.13.a : Evolutions temporelles des températures enregistrées pour une température de chambre climatique réglée à 15 °C.

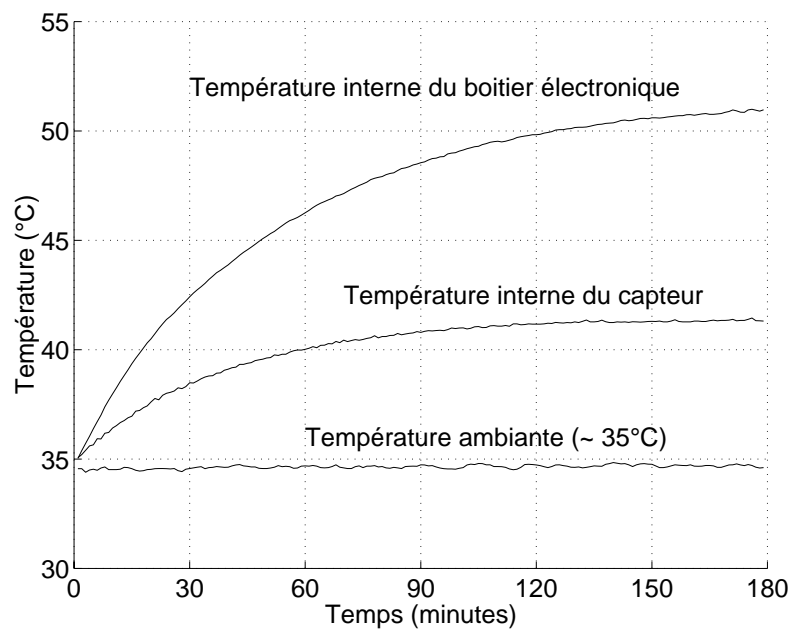


Figure 5.13.b : Evolutions temporelles des températures enregistrées pour une température de chambre climatique réglée à 35 °C.

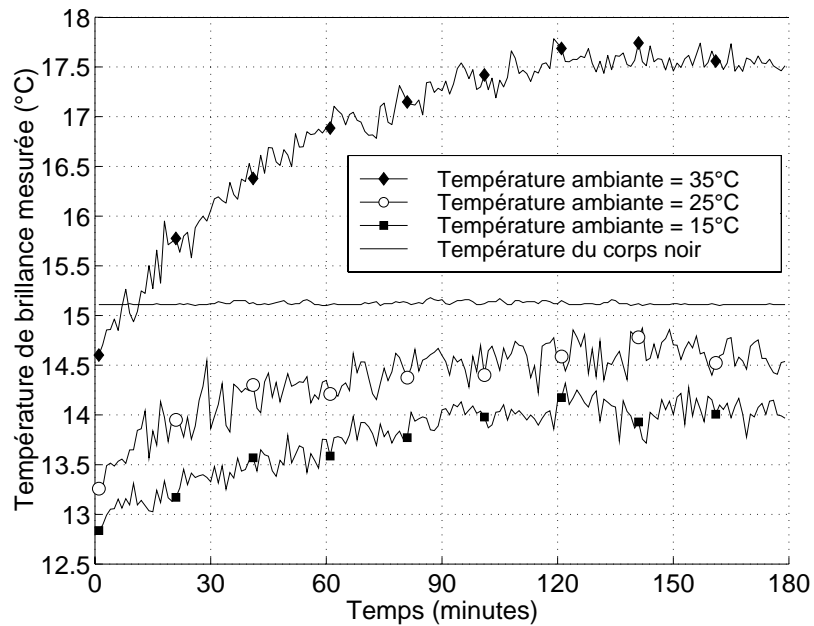


Figure 5.14 : Evolutions temporelle de la température numérisée pour trois températures ambiantes et une température de corps noir de 15 °C. Les fluctuations sur la mesure par l'instrument sont la conséquence soit du phénomène d'ergodicité, soit de bruits instrumentaux.

Une information instrumentale, nommée "SCNR temperature" (ou "SCanNer temperature"), délivrait toutes les 24 secondes une mesure de température effectuée à la base de l'objectif. Le comportement temporel de cette grandeur était fortement similaire à celui de la température interne du système (optique + détecteur) : temps de relaxation de l'ordre de 120 minutes et dynamique de l'ordre de 6 °C (figure 5.15). Ce résultat nous a amené à conclure que la température de la base de l'objectif était fortement influencée par celle du système (optique + détecteur).

En définitive, les températures numérisée et SCNR étaient influencées par la température interne du système optique + détecteur, et donc fortement corrélées. Ces observations expliquaient alors l'impact de la température ambiante, mais aussi la dérive temporelle des mesures INFRAMETRICS 760. Ces deux facteurs pouvaient être simultanément pris en compte par le biais de la température SCNR, qui de surcroît était une information disponible au cours de l'acquisition des données sur ReSeDA. Nous avons donc utilisé ce paramètre instrumental pour effectuer les corrections d'étalonnage.

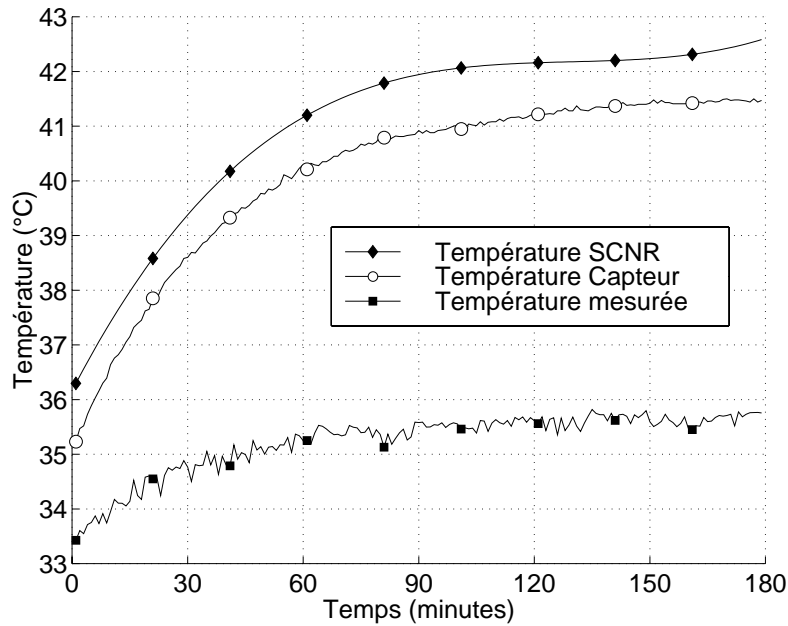


Figure 5.15 : Evolutions temporelles des températures du capteur (optique + détecteur), SCNR et numérisée pour des températures ambiantes et de corps noir égales à 35 °C.

Ces corrections ont été appliquées par le biais d'un polynôme d'ordre 3 calé sur les données d'étalonnage. Ce polynôme était fonction de trois variables, i.e. la température de la cible $T_{b_{cib}}$, la température mesurée $T_{b_{mes}}$, et la température SCNR T_{sc} .

$$T_{b_{cib}} = a.T_{sc}^3 + b.T_{b_{mes}}^3 + c.T_{sc}^2.T_{b_{mes}} + d.T_{sc}.T_{b_{mes}}^2 + e.T_{sc}^2 + f.T_{b_{mes}}^2 + g.T_{sc}.T_{b_{mes}} + h.T_{sc} + i.T_{b_{mes}} + j$$

La distribution des résidus d'étalonnage (différence entre les températures mesurée et de référence) avait une forme gaussienne d'écart-type 0.23 °C (figure 5.16). La précision des données issues de L'INFRAMETRICS 760 après correction d'étalonnage a donc été estimée à 0.5 °C.

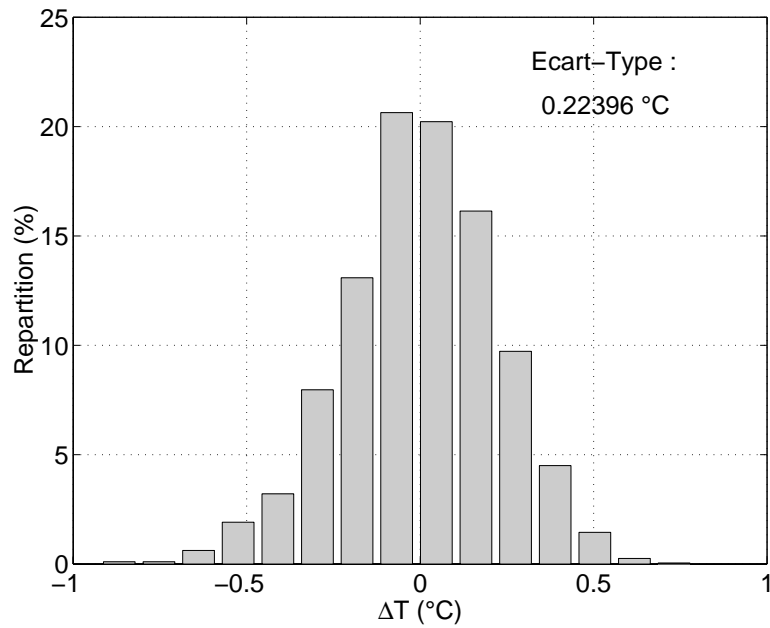


Figure 5.16 : Histogramme des différences entre température corrigées par l'étalonnage et températures de référence, et ce à partir du jeu de données d'étalonnage.

Précisons pour finir que nous disposions après numérisation d'une image par seconde, alors que la température SCNR était délivrée toutes les 24 secondes. Nous avons alors utilisé une interpolation linéaire afin d'avoir une estimation à chaque seconde pour le traitement des données ReSeDA.

5.4 Conclusion

La phase instrumentale présentée dans ce chapitre nous a permis d'une part, d'évaluer plusieurs caractéristiques instrumentales de l'INFRAMETRICS 760, et d'autre part d'étalonner l'instrument. La caractérisation de l'instrument nous a permis de disposer d'informations instrumentales, utilisées ensuite pour les corrections atmosphériques et le géoréférencement des images. L'étalonnage nous a permis de corriger les mesures des effets instrumentaux. L'ensemble de ces travaux possédait cependant plusieurs limites.

- 1) La sensibilité radiométrique directionnelle a été caractérisée pour une température de cible et une température ambiante données, alors qu'elle était probablement fonction de ces deux paramètres. Une expérimentation devrait donc être à nouveau menée afin d'approfondir cet aspect, c'est-à-dire en considérant plusieurs températures.
- 2) Le protocole d'étalonnage considérait des températures ambiantes comprises entre 15 °C et 35 °C, et des températures de brillance de cible comprises entre 15 °C et 55 °C. Cependant, le contexte expérimental lors de l'acquisition des mesures sur le site ReSeDA pouvait induire des températures en dehors de ces gammes, pour lesquelles la validité de la correction n'était pas assurée. Néanmoins, dans l'état actuel du traitement des données, nous pensons que de telles situations étaient très rares.
- 3) Le modèle de correction proposé est mathématique. Une approche plus physique, avec une caractérisation du comportement thermique de l'objectif par le biais de la transmittance et de l'émission, aurait peut-être donné de moins bons résultats sur les données d'étalonnage, mais aurait bénéficié d'une meilleure portabilité. Enfin, cet étalonnage n'a été effectué qu'une fois, alors que sa réalisation avant et après l'expérimentation aurait permis de s'assurer de la stabilité temporelle des résultats. Cependant, l'obtention d'une erreur résiduelle de 0.5 °C après correction, alors que le protocole prenait en considération un grand nombre de situations (15 au total), souligne le bien fondé et la robustesse de la démarche.

6.1 Introduction

Après avoir présenté au cours du chapitre précédent les travaux permettant d'effectuer les corrections instrumentales, nous allons maintenant nous intéresser à ceux concernant les corrections atmosphériques.

Diverses approches, fonctions des caractéristiques des capteurs, permettent de corriger les mesures des perturbations atmosphériques (§ 1.4.1.2). Dans le contexte de l'expérimentation ReSeDA, nous étions amenés à effectuer des corrections atmosphériques pour un capteur IRT monocanal et multidirectionnel. Deux méthodes étaient envisageables. La première consistait à utiliser les mesures multi-angulaires (méthode de la sécante). Elle n'a cependant pas été retenue car la variation angulaire de l'énergie radiative émise par les surfaces naturelles est importante. La seconde méthode consistait à utiliser un code de transfert radiatif tel que MODTRAN 3.5, conjointement avec des radiosondages.

Le nombre important d'images à traiter (de l'ordre de 15000), conjugué avec la nécessité de mettre en oeuvre une procédure d'inversion de MODTRAN 3.5, nous a amené à effectuer les corrections par le biais de tables de correspondance atmosphériques. Par ailleurs, les caractéristiques des mesures, i.e. des observations multidirectionnelles estivales et hivernales, constituaient un jeu de données composé de multiples situations. Afin de limiter les temps de calcul pour générer les tables de correspondance, nous avons développé une formulation simple permettant d'exprimer la température de brillance au niveau de l'instrument en fonction de la température de brillance de surface et de l'angle zénithal de visée. Cette formulation a été calibrée sur les simulations MODTRAN 3.5, et utilisée pour générer rapidement les tables de correspondance atmosphériques (figure 6.1).

De plus, nous avons à prendre en considération plusieurs aspects du contexte expérimental. L'impact de la variabilité spatiale sur la représentativité des radiosondages, l'influence de certains paramètres atmosphériques posés à des valeurs standard, ainsi que les conséquences des fluctuations autour de la valeur nominale de l'altitude de l'avion ont été quantifiées à l'aide de simulations MODTRAN 3.5. L'ensemble de ces aspects a ensuite été considéré afin de proposer un bilan d'erreur sur le traitement radiométrique des données IRT.

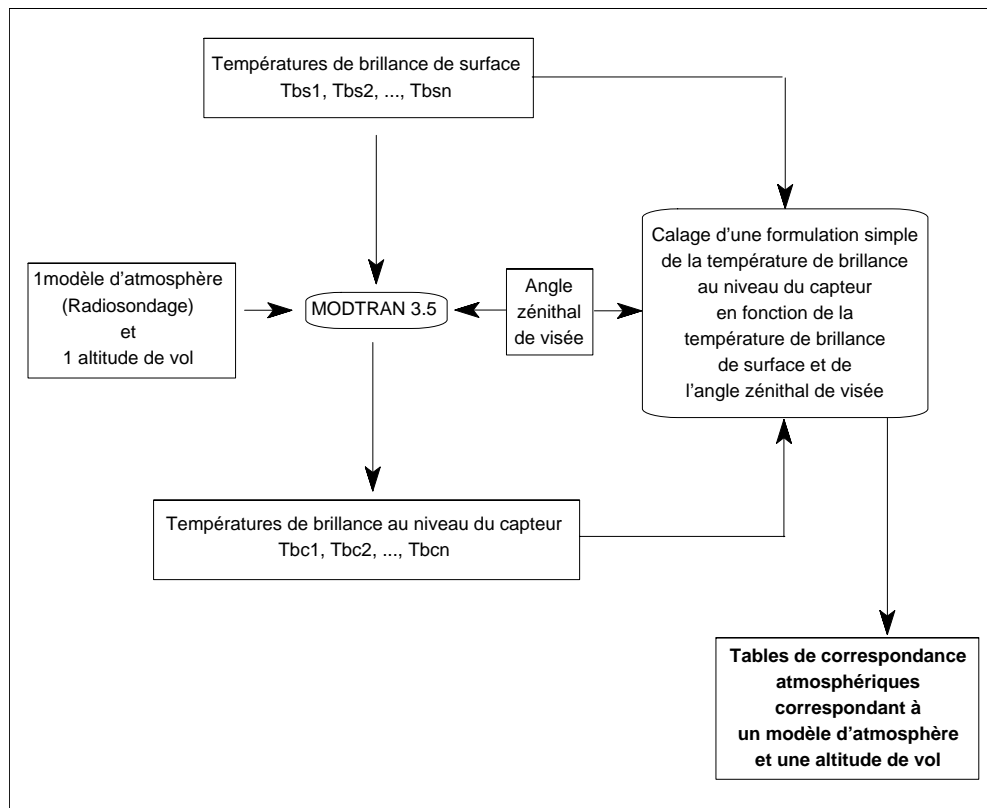


Figure 6.1 : Organigramme de la méthode proposée pour effectuer les corrections atmosphériques.

En conséquence, ce chapitre est structuré de la façon suivante. Dans un premier temps, nous présenterons les caractéristiques des simulations MODTRAN 3.5 et les estimations résultantes, ainsi que le formalisme du transfert radiatif atmosphérique. Ensuite, nous mettrons en évidence les différents effets atmosphériques induits par le contexte expérimental. Puis nous nous intéresserons à la formulation simple de la température de brillance au niveau du capteur, qui a permis de générer rapidement les tables de correspondance atmosphériques. La dernière partie présentera l'implémentation du traitement des données, et l'estimation du bilan d'erreur associé, bilan d'erreur qui tient compte des effets mis en évidence auparavant.

6.2 Le modèle de transfert radiatif atmosphérique MODTRAN 3.5

6.2.1 Présentation du modèle et caractéristiques des simulations

Le modèle de transfert radiatif que nous avons utilisé pour simuler l'influence de l'atmosphère sur les mesures INFRAMETRICS 760 est MODTRAN 3.5. Les codes de transfert radiatif de la famille MODTRAN (Berk et al., 1989) sont en effet couramment utilisés à cet effet. MODTRAN 3.5 est un modèle direct : à partir de paramètres caractérisant la surface, l'atmosphère et les conditions d'observation, il estime certaines variables spectrales caractérisant la propagation des ondes électromagnétiques dans l'atmosphère et ce pour des intervalles spectraux définis par l'utilisateur, allant de 0,2 μm à l'infini. Le degré de connaissance des paramètres nécessaires aux simulations est variable : si l'utilisateur ne dispose pas d'information sur une grandeur quelconque, le code utilise sa propre banque de données statistiques.

Les radiosondages utilisés pour effectuer les corrections nous étaient fournis par la station METEO-FRANCE de Nîmes (§ 3.5). Ils ont permis de caractériser les profils atmosphériques de pression, de température et d'humidité à l'aide d'environ 30 mesures réparties entre 0 et 10 km. Pour simuler le transfert radiatif, MODTRAN 3.5 effectuait des interpolations entre ces 30 niveaux, l'atmosphère étant stratifiée en 16 couches. A l'exception de ces profils, nous ne disposions d'aucune autre information pour caractériser l'état atmosphérique. Nous avons donc eu recours à la banque de données climatiques du modèle, le rapport de mélange en CO_2 étant fixé à 360 ppmv et l'épaisseur optique des aérosols dans la couche limite à 23 km.

La sensibilité spectrale de l'INFRAMETRICS 760 entre 7.25 μm et 13.25 μm était connue avec une résolution de 0.25 μm , soit une résolution de 14 cm^{-1} pour une longueur d'onde de 14 μm . MODTRAN 3.5 calculant les grandeurs spectrales considérées tous les cm^{-1} , nous avons effectué les simulations de telle sorte que le code dégrade les résultats à 14 cm^{-1} . La dégradation était effectuée par le biais d'une fonction de lissage triangulaire ayant une largeur de 15 cm^{-1} , largeur choisie de telle sorte que la

théorie de l'échantillonnage soit respectée. Une autre possibilité était de conserver une résolution de 1 cm^{-1} , en extrapolant la sensibilité de l'instrument. La comparaison des deux procédures a conduit à des écarts de l'ordre de 0.025 °C . Ce résultat pouvait s'expliquer par la largeur de l'intervalle utilisé, l'intégration minimisant fortement les différences existantes au niveau spectral. De ce fait, nous avons choisi de considérer la première solution, celle-ci étant beaucoup plus économique en temps de calcul.

Nous avons choisi de poser l'émissivité de la surface égale à l'unité, ce qui conduisait à estimer une température de brillance sur l'intervalle $[7.25 - 13.25] \mu\text{m}$. Nous avons fait ce choix pour deux raisons.

1. L'émissivité des surfaces naturelles sur l'intervalle $[7.25 - 13.25] \mu\text{m}$ était difficile à caractériser. De plus, le site expérimental de ReSeDA était constitué de sols nus et de couverts végétaux, ce qui induisait une forte variabilité spatiale de l'émissivité.
2. Le modèle SEBAL effectuait lui-même la conversion de la température de brillance en température radiométrique, selon la relation empirique entre NDVI et émissivité proposée par Van de Griend et Owe (1993).

Les caractéristiques des simulations MODTRAN 3.5 dans leur ensemble sont présentées dans le tableau 6.1. Ces simulations nous permettaient d'estimer, pour une température de brillance donnée, un angle zénithal de visée donné et un modèle d'atmosphère, la température de brillance au niveau du capteur. Afin d'alléger les notations, **nous parlerons** dans ce chapitre, **de température de surface** pour la température de brillance de surface, **d'angle de visée** pour l'angle zénithal de visée, **et de température mesurée** pour la température de brillance au niveau du capteur.

Les observations hivernales et estivales induisaient une très large gamme de température de surface. De plus, ces observations étaient multidirectionnelles, l'angle de visée étant compris entre 0 et 40 ° . Afin de limiter les simulations MODTRAN 3.5, nous avons utilisé ce dernier pour caler une régression exprimant la température mesurée en fonction de la température de surface et de l'angle de visée. De ce fait, pour un jeu de mesures caractérisé par un modèle d'atmosphère et une altitude de vol, la température mesurée était simulée selon une gamme de température de surface allant de -10 °C à

+60 °C avec un pas de 10 °C, et une gamme d'angle de visée allant de 0 ° à 50 ° avec un pas de 5 °.

Diffusions multiples.	Oui.
Stratification atmosphérique pour les diffusions multiples.	16 couches.
Profils atmosphériques de Pression, Température, Humidité.	Définis par radiosondages.
Profils atmosphériques de : <ul style="list-style-type: none"> • O3, CH4, N2O, CO, CO2, O2, NO, SO2, NO2, NH3, HNO3. • molécules lourdes (ClONO2, HNO4, CHCl2F, CCl4, N2O5) • molécules CFC (8 espèces). 	Définis par la banque de données climatiques du modèle. Climat considéré relatif aux moyennes latitudes, saisons hivernales et estivales.
Rapport de mélange atmosphérique en CO2.	360 ppmv.
Modèle d'extinction par les aérosols dans la couche limite atmosphérique.	Extinction rurale. Visibilité météorologique égale à 23 km.
Profils d'aérosols stratosphériques et troposphériques.	Définis par la banque de données du climatiques du modèles. Saisons printemps - été ou automne-hiver.
Présence de nuages.	Non.
Présence de précipitations.	Non.
Albédo de surface.	Egal à 0. La température de surface est donc une température de brillance.
Rayon terrestre à la latitude considérée.	Définis par la banque de données du logiciel. Valeur par défaut : 6371,23 km

Tableau 6.1 : Caractéristiques des simulations effectuées avec MODTRAN 3.5.

6.2.2 Obtention de la température de la brillance au niveau du capteur à partir des luminances spectrale simulées

Pour une altitude de vol H et un angle de visée θ donnés, nous avons combiné les luminances spectrales incidentes au capteur estimées par MODTRAN 3.5, avec la sensibilité spectrale de l'INFRAMETRICS 760, et ce afin de calculer l'énergie détectée par l'instrument. Cette énergie, fonction de variables radiatives atmosphériques telles que la transmittance et l'émission, est donnée par l'équation du transfert radiatif atmosphérique (Chandrasekhar, 1960), dans l'hypothèse d'une atmosphère isotrope en azimut.

$$\int_{7.25\mu\text{m}}^{13.25\mu\text{m}} L_{\text{BB}}(\lambda, \text{Tb}_{\text{cap}}(\theta, z_s \sim H)) \cdot S(\lambda) \cdot d\lambda = \int_{7.25\mu\text{m}}^{13.25\mu\text{m}} \tau_a(\lambda, \theta, z_s \sim H) \cdot L_{\text{BB}}(\lambda, \text{Tb}_{\text{surf}}) \cdot S(\lambda) \cdot d\lambda + \int_{7.25\mu\text{m}}^{13.25\mu\text{m}} L_{\text{BB}}(\lambda, \text{Tb}_{\text{atm}}(\theta, z_s \sim H)) \cdot S(\lambda) \cdot d\lambda \quad (6.1)$$

L_{BB} est la luminance spectrale donnée par la loi de Planck pour la longueur d'onde λ . Tb_{cap} est la température de brillance correspondant à l'énergie détectée par l'instrument, et assimilée à la température mesurée (température de brillance au niveau du capteur). Tb_{surf} est la température de brillance correspondante à l'énergie émise par la surface, et assimilée à la température de surface (température de brillance de surface). Tb_{atm} est la température de brillance correspondant à l'énergie émise par l'atmosphère au niveau du capteur, et assimilée à la température de brillance de l'atmosphère. $S(\lambda)$ est la sensibilité spectrale de l'instrument, z_s est l'altitude de la surface et $\tau_a(\lambda, \theta, z_s \sim H)$ la transmittance atmosphérique spectrale entre la surface et le capteur. La transmittance et l'émission spectrales atmosphériques sont respectivement données par :

$$\tau_a(\lambda, \theta, z_s \sim H) = \exp\left(\frac{K(\lambda, z_s \sim H)}{\cos \theta}\right) \quad \text{avec} \quad K(\lambda, z_s \sim H) = - \int_{z_s}^H c(z) \cdot \sigma_{\text{eff}}(\lambda, z) dz \quad (6.2)$$

$$\begin{aligned}
L_{BB}(\lambda, Tb_{atm}(\theta, z_s \sim H)) &= \int_{z_s}^H L_{BB}(\lambda, Tb(z)) \cdot \frac{\partial \tau_a(\lambda, \theta, z \sim H)}{\partial z} \cdot dz = \\
&= \int_{z_s}^H L_{BB}(\lambda, Tb(z)) \cdot \exp\left(\frac{K(\lambda, z \sim H)}{\cos \theta}\right) \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{K(\lambda, z \sim H)}{\cos \theta}\right) \cdot dz \quad (6.3)
\end{aligned}$$

où $c(z)$ est la concentration en vapeur d'eau à l'altitude z , $\sigma_{eff}(\lambda, z)$ est la section efficace d'absorption de la vapeur d'eau pour la longueur λ d'onde considérée, et $Tb(z)$ est la température de brillance de la couche d'atmosphère comprise entre z et $z+dz$.

Nous avons ensuite normalisé l'équation (6.1) par le terme d'intégration sur la sensibilité spectrale, conduisant à des grandeurs spectrales équivalentes, i.e. luminance spectrale équivalente LSE et transmittance atmosphérique spectrale équivalente τSE :

$$LSE(Tb_{cap}(\theta, z_s \sim H)) = \tau SE(Tb_{surf}, \theta, z_s \sim H) \cdot LSE(Tb_{surf}) + LSE(Tb_{atm}(\theta, z_s \sim H)) \quad (6.4)$$

Les LSE étaient données par l'équation 5.1.b, la τSE par :

$$\tau SE(Tb_{surf}, \theta, H) = \frac{\int_{7.25\mu m}^{13.25\mu m} L_{BB}(\lambda, Tb_{surf}) \cdot \tau_a(\lambda, \theta, z_s \sim H) \cdot S(\lambda) \cdot d\lambda}{\int_{7.25\mu m}^{13.25\mu m} L_{BB}(\lambda, Tb_{surf}) \cdot S(\lambda) \cdot d\lambda} \quad (6.5)$$

Enfin, les LSE étaient converties en température de brillance à l'aide de la régression polynomiale présentée au paragraphe 5.1.1.

6.3 Analyses d'effets atmosphériques avec MODTRAN 3.5 pour les données INFRAMETRICS 760

Afin d'évaluer la précision des corrections atmosphériques effectuées, nous nous sommes intéressés à différents aspects du contexte expérimental : l'impact de la variabilité spatiale de l'atmosphère sur la représentativité des radiosondages (ces derniers étaient lancés depuis la station METEO-FRANCE Nîmes située à 30 km à l'ouest du site expérimental), ainsi que l'influence des fluctuations autour de la valeur nominale de l'altitude de vol. De plus, certains paramètres atmosphériques n'étant pas disponibles au niveau local, nous avons utilisé la banque de données climatiques du modèle. De ce fait, nous avons évalué l'influence du rapport de mélange en CO₂ et de l'épaisseur optique des aérosols dans la couche limite atmosphérique.

Les effets atmosphériques sont en grande partie influencés par la température et le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère entre la surface et le capteur. De ce fait, l'interprétation des résultats nécessitait la connaissance de ces grandeurs. La température de l'atmosphère pouvait, dans une certaine mesure, être caractérisée par la température de l'air à 2 m T_a. Le contenu atmosphérique en eau W a été calculé à l'aide des profils de température et d'humidité donnés par les radiosondages, selon la relation suivante (exprimé en g.cm⁻²) :

$$W = \int_0^z \rho_v(z) \cdot dz = 0.0622 \times \frac{M_a}{R} \times \int_0^z \frac{h_r(z) \cdot E_{sat}(z)}{T(z)} dz \quad (6.6)$$

$\rho_v(z)$ est la densité de vapeur d'eau à l'altitude z (Kg.m⁻³), $T(z)$ est la température de l'atmosphère (°K), $h_r(z)$ est l'humidité relative (%), M_a est la masse molaire de l'air sec (Kg.mol⁻¹), R est la constante des gaz parfaits (JK⁻¹.mol⁻¹) et dz est l'épaisseur de la couche considérée, correspondant à la différence d'altitude entre deux mesures successives données par le radiosondage. $E_{sat}(z)$ est la pression de vapeur à saturation donnée empiriquement par (en mbar) :

$$E_{\text{sat}}(z) = 6,107 \left[1 + \sqrt{2} \cdot \sin(\pi \cdot T(z) / 540) \right]^{8,827} \quad (6.7)$$

Dans ce qui suit, nous allons nous intéresser aux effets atmosphériques pour un capteur monocanal multidirectionnel tel que l'INFRAMETRICS 760. Les conséquences du contexte expérimental ont été quantifiées à l'aide de simulations MODTRAN 3.5, en terme de différence sur la température mesurée i.e., en terme de différence sur la température de brillance au niveau du capteur.

6.3.1 Evolution de la température de brillance au niveau du capteur en fonction de la température de brillance de surface et de l'angle de visée

Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés à la variation de la température mesurée en fonction de la température de surface, d'après les simulations MODTRAN 3.5 à partir des radiosondages de METEO-FRANCE Nîmes. La figure 6.2 illustre les résultats obtenus pour une visée au nadir dans deux cas extrêmes : une atmosphère très humide (W égal à 2.39 g.cm^{-2}) et une atmosphère très sèche (W égal à 0.62 g.cm^{-2}). Ces résultats ont montré que la différence entre la température mesurée et la température de surface était fonction de cette dernière, du contenu atmosphérique en eau W et de la température de l'atmosphère caractérisée par la température de l'air à 2 m T_a . En effet, selon l'équation 6.4, l'énergie incidente au niveau du capteur résultait du bilan entre l'absorption (caractérisée par la transmittance de l'atmosphère) et l'émission. Le terme d'absorption, pondéré par la température de surface au travers de la LSE, était dominant pour les surfaces chaudes, induisant une sous estimation de la température de surface. Inversement, le terme d'émission était dominant pour les surfaces froides, induisant une surestimation. Ces effets atmosphériques disparaissaient au point neutre, les termes d'absorption et d'émission étant égaux. La valeur de la température au point neutre dépendait des profils de température et de vapeur d'eau.

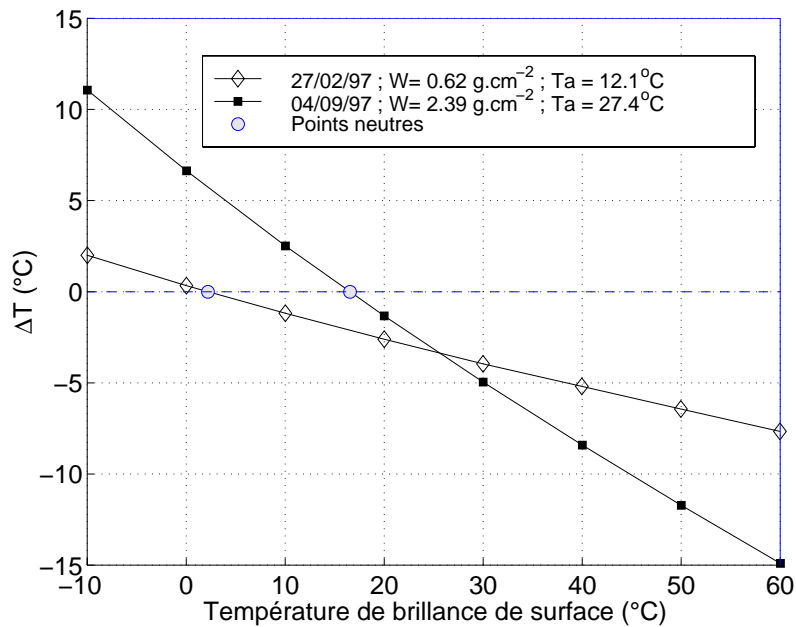


Figure 6.2 : Evolution de la différence ΔT entre la température de brillance au capteur et la température de brillance de surface, en fonction de la température de brillance de surface. 2 modèles d'atmosphère (27/02/97 et 04/09/97). Altitude de 3000 mètres. Angles de visée de 0° .

Dans un second temps, nous nous sommes intéressés à la variation de la température mesurée en fonction de l'angle de visée, d'après les simulations MODTRAN 3.5 à partir des radiosondages de METEO-FRANCE Nîmes. Les résultats ont montré que la variation angulaire était fonction de la température de surface (figure 6.3.a et 6.3.b). Selon les équations 6.2 et 6.3, la variation avec l'angle de visée s'expliquait par l'accroissement de l'épaisseur optique. Selon l'équation 6.4, la dépendance de la variation angulaire vis-à-vis de la température de surface s'expliquait par le fait que les variations du terme d'absorption étaient pondérées par la température de surface.

La variation angulaire de la température mesurée dépendait de la température de surface, mais également des profils atmosphériques de température et d'humidité. Ainsi, l'atmosphère la plus humide (04/09/97) induisait des effets angulaires compris entre $+0.7^\circ\text{C}$ et -4.5°C pour des températures de surface respectivement de -10°C et 60°C . L'importance de ces effets justifiait les efforts entrepris pour déterminer l'angle de visée en chaque pixel des images délivrées par l'INFRAMETRICS 760 (§ 5.2.4).

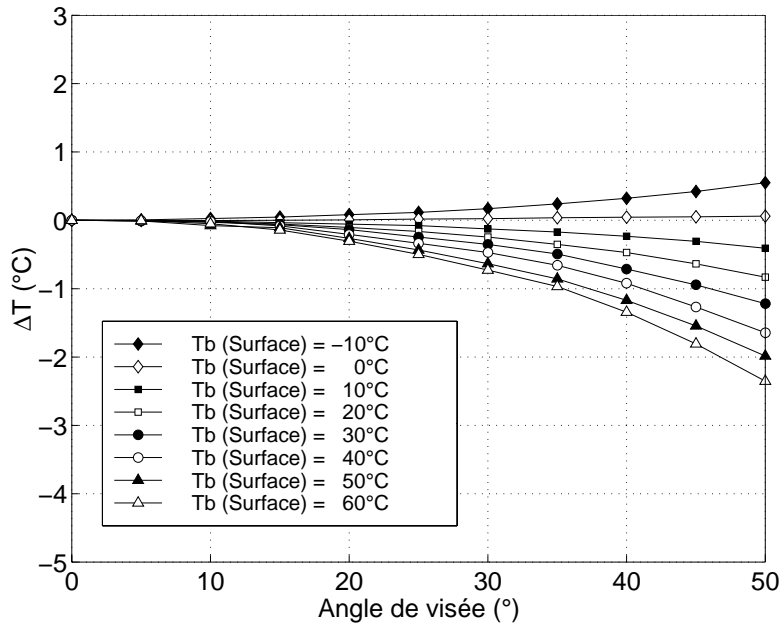


Figure 6.3.a : Evolution de la différence ΔT entre la température de brillance au capteur pour un angle de visée θ et pour l'angle de visée $\theta = 0$ (nadir).

Altitude de 3000 mètres. Modèle d'atmosphère du 12/03/97 ($W = 0.94 \text{ g.cm}^{-2}$; $T_a = 16 \text{ °C}$).

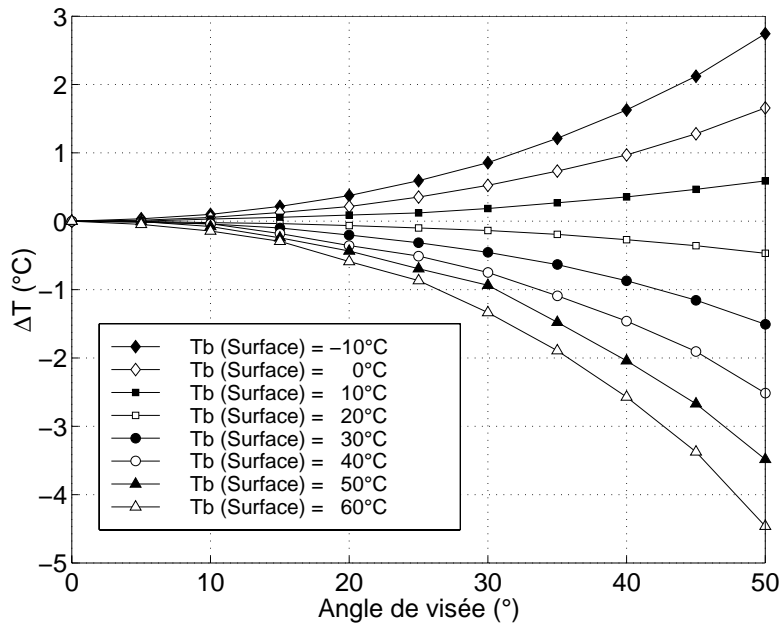


Figure 6.3.b : Evolution de la différence ΔT entre la température de brillance au capteur pour un angle de visée θ et pour l'angle de visée $\theta = 0$ (nadir).

Altitude de 3000 mètres. Modèle d'atmosphère du 04/09/97 ($W = 2.32 \text{ g.cm}^{-2}$; $T_a = 27.4 \text{ °C}$).

La valeur du point neutre dépendait des profils de température et de vapeur d'eau, mais s'est avéré indépendante de l'angle de visée (figure 6.4). Cette observation s'expliquait par le fait que pour cette température spécifique, l'accroissement de l'épaisseur optique avec l'angle de visée augmentait l'absorption et l'émission dans les mêmes proportions.

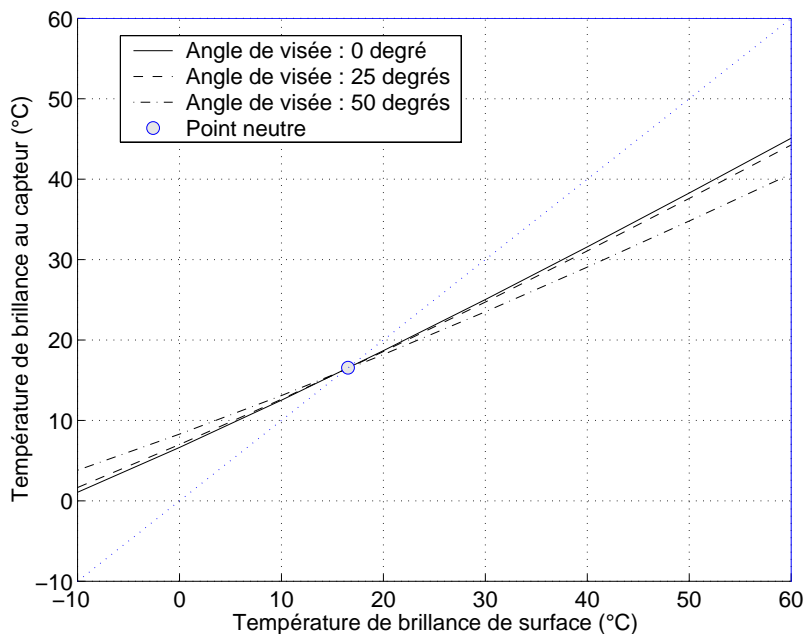


Figure 6.4 : Evolution de la température de brillance au capteur en fonction de la température de brillance de surface.

Modèle d'atmosphère du 04/09/97. Altitude de 3000 mètres. Trois angles de visée : 0, 25 et 50 degrés.

6.3.2 Influence de la représentativité verticale du radiosondage : impact du relief

Nous avons vu précédemment que l'altitude du site expérimental était de 10 m au dessus du niveau de la mer alors que celle de la station METEO-FRANCE de Nîmes était de 60 m. Le premier niveau de mesure des radiosondes était donc à 60 m. Dans quelle mesure cette différence d'altitude a-t-elle altéré la représentativité des radiosondages? La réponse à cette question était difficile. En effet, les radiosondages n'étaient pas représentatifs de l'atmosphère située au dessus de la zone de lancement

des radiosondes, car il se déplaçaient selon les courants atmosphériques. De plus, la variabilité spatiale de l'atmosphère induisait des effets se conjuguant avec ceux correspondant au relief. Afin de donner un élément de réponse, nous avons donc considéré deux hypothèses très fortes permettant de se placer dans le cas de figure le plus simple qui soit. La première consistait à supposer que les radiosondages étaient représentatifs de l'atmosphère au dessus de la zone de lancement des radiosondes. La seconde hypothèse, souvent rencontrée dans la littérature (Masson, 1988 ; Claussen, 1990 ; Courault, 1996) supposait qu'à une hauteur de 100 mètres au dessus de la surface, l'atmosphère était homogénéisée par les transport horizontaux.

Dans ces conditions, nous avons comparé les simulations à partir de deux types de radiosondages, i.e. les radiosondages délivrés par METEO-FRANCE Nîmes (que nous avons nommés radiosondages bruts), et des radiosondages "hybrides" constitués d'après les hypothèses présentées ci dessus (figure 6.5) :

- entre 12 et 160 m (100 m au dessus de la station METEO-FRANCE Nîmes), les caractéristiques de l'atmosphère étaient déduites des mesures de pression, de température et d'humidité effectuées à 2 m au dessus de la surface, sur le site météorologique d'Alpilles-ReSeDA (soit 12 m au dessus du niveau de la mer) ;
- au dessus de 160 m, l'atmosphère était décrite par les radiosondages de METEO-FRANCE Nîmes.

Pour constituer les radiosondages "hybrides", nous avons donc remplacé, dans les radiosondages bruts, les mesures entre 60 et 160 m (fortement influencées par la surface) par les données du site météorologique d'Alpilles-ReSeDA (12 m). Les radiosondages "hybrides" différaient donc des radiosondages bruts par l'ajout d'une couche d'atmosphère entre 60 et 12 m (figure 6.6), et par l'insertion de mesure in-situ.

Les différences les plus importantes entre les estimations de la température mesurée d'après les deux types de radiosondages correspondaient à la journée du 15/05/97 et à une altitude de vol de 1500 m (figure 6.7.a). Nous avons proposé deux explications pour cette observation :

- l'ajout d'une couche d'atmosphère était plus conséquent pour le transfert radiatif entre la surface et l'instrument lorsque ce dernier avait une altitude de 1500 m ;
- le modèle d'atmosphère du 15/05/97 correspondait au cas où l'ajout d'une couche d'atmosphère induisait la plus importante variation du contenu atmosphérique en eau W (10 %), combinée avec une température de l'air élevée (de l'ordre de 27 °C).

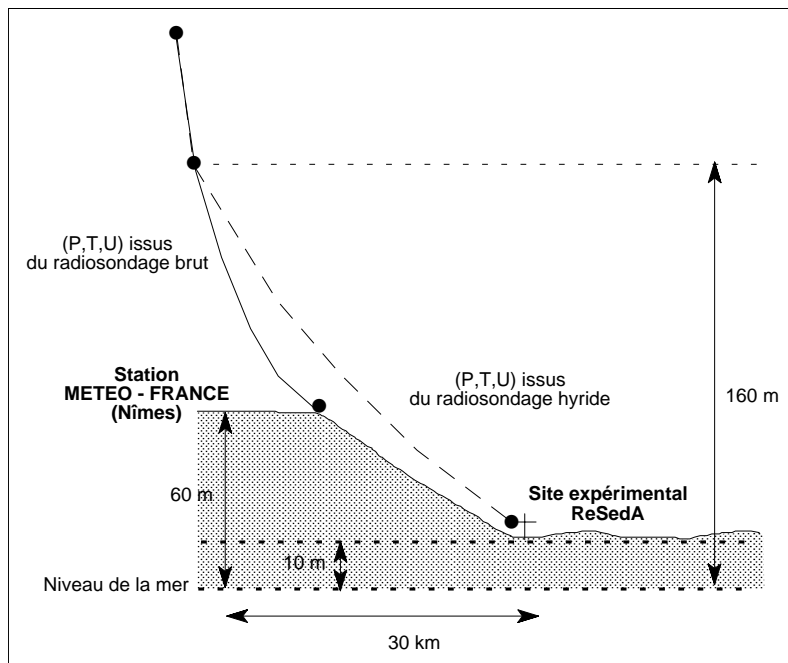


Figure 6.5 : Illustration de l'approche utilisée pour générer les radiosondages hybrides.

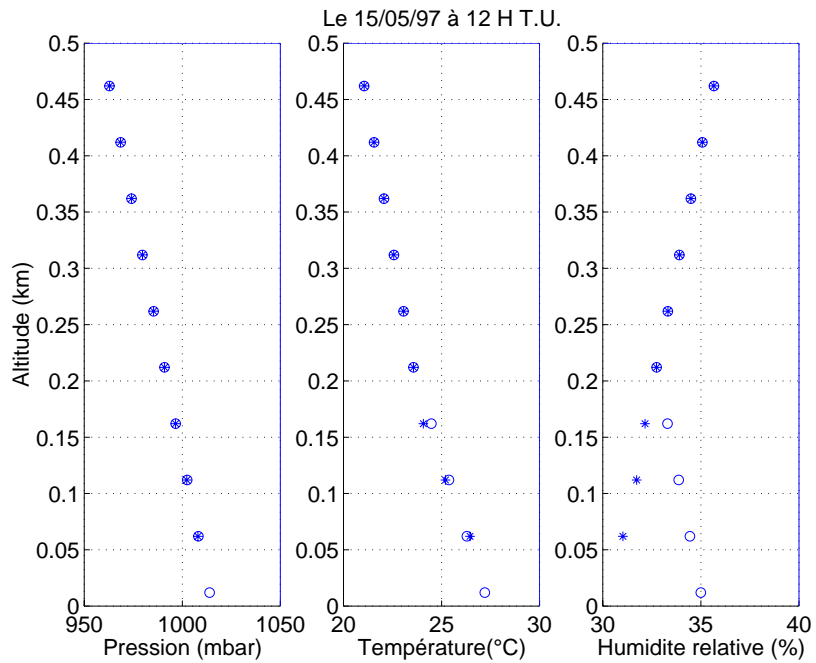


Figure 6.6 : Illustration des différences de profils en pression, température et humidité entre les radiosondages bruts (*) et "hybrides" (o). Journée du 15/05/97.

Les résultats obtenus ont montré que pour des surfaces froides, les estimations de la température mesurée à partir des radiosondages "hybrides" étaient supérieures à celles obtenues à partir des radiosondages bruts (figure 6.7.a). La tendance inverse a été observée pour des surfaces chaudes. Ces résultats ont pu être expliqués en considérant les observations antérieures (figure 6.2). D'une façon générale, l'atmosphère induit des surestimations ou des sous-estimations, respectivement pour les basses et hautes températures. Cette tendance a été accrue par l'ajout d'une couche atmosphérique, comme c'était le cas des radiosondages "hybrides".

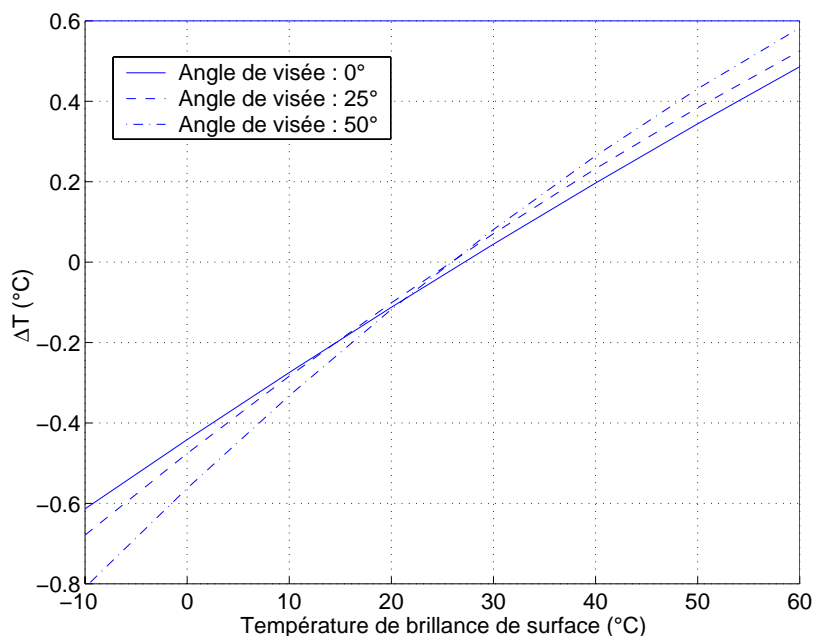


Figure 6.7.a : Variation en fonction de la température de brillance de surface de la différence $\Delta T =$ température de brillance au niveau du capteur simulé à partir du radiosondage brut - température de brillance au niveau du capteur simulée à partir du radiosondage "hybride".
Modèle d'atmosphère du 15/05/97. Altitude de 1500 m.

Les différences observées étaient dues aux variations d'émission et d'absorption. Pour le cas que nous avons présenté, la variation la plus importante correspondait à celle de l'émission (figure 6.7.b). Elle était en effet comprise entre 2.1 °C (angle de visée de 0 °) et 3.1 °C (angle de visée de 50 °) ; alors que la variation d'absorption était comprise entre -0.6 °C (température de surface de -10 °C et angle de visée de 0 °) et -2 °C (température de surface de 60 °C et angle de visée de 50 °).

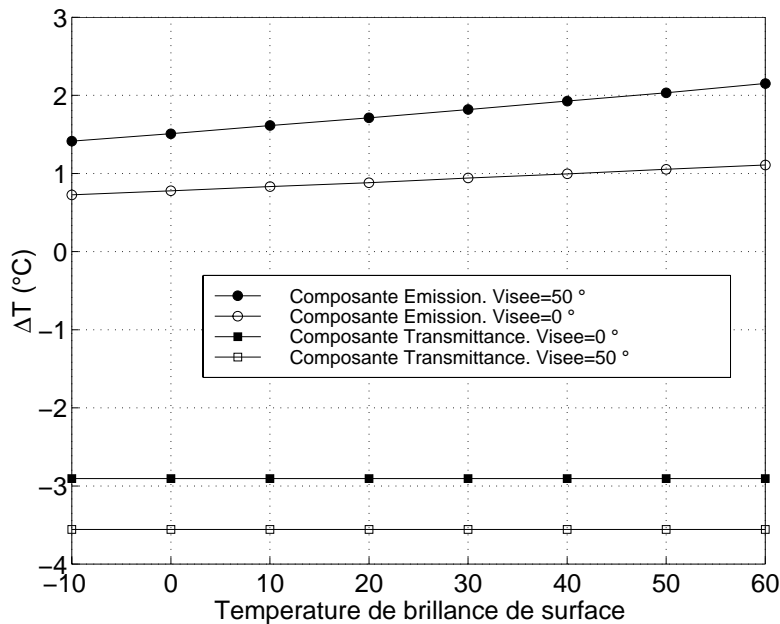


Figure 6.7.b : Illustration des différences en émission et absorption atmosphériques entre les simulations à partir des deux types de radiosondages (différence exprimée en température).
Modèle d'atmosphère du 15/05/97. Altitude de 1500 m.

L'intégralité des comparaisons présentait les mêmes tendances, plus ou moins prononcées selon la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère W . En considérant l'intégralité des simulations sur l'ensemble de l'expérimentation, l'écart quadratique moyen entre les estimations de la température mesurée selon les deux types de radiosondages était de 0.25 °C . Ces résultats nous ont amenés à conclure que le relief, caractérisé dans le cadre de cette étude par l'ajout d'une couche d'atmosphère, avait une influence significative sur la représentativité des radiosondages.

Cependant, nous avons généré les radiosondages "hybrides" en supposant que l'atmosphère était homogénéisée à une hauteur de 100 m au dessus de la surface. Cette hypothèse, bien que couramment utilisée (Mason, 1988 ; Claussen, 1990 ; Courault, 1996), n'est probablement pas valide en général, particulièrement pour des régions de relief important. Par ailleurs, cette approche supposait que les profils donnés par les radiosondages étaient représentatifs de l'atmosphère au dessus de la zone de lancement des radiosondes, alors que généralement, ces derniers se déplacent selon les courants atmosphériques. En définitive, cette analyse, basée sur des hypothèses très

simplificatrices, avait pour vocation de mettre en évidence l'importance du relief sur la représentativité des radiosondages et des corrections atmosphériques qui en découlait, sans toutefois prétendre estimer avec exactitude les conséquences des phénomènes considérés, tant ces derniers étaient très complexes.

6.3.3 Influence de la représentativité horizontale du radiosondage : impact de la variabilité spatiale

Pour trois jours au cours de l'expérimentation ReSeDA (les 16/04/97, le 18/04/97 et le 12/06/97), des radiosondes ont été lancées depuis le site expérimental à 12 heure T.U. Afin de quantifier l'impact de la variabilité spatiale de l'atmosphère, nous avons comparé les estimations de la température mesurée à partir des radiosondages lancés depuis la station METEO-FRANCE Nîmes (radiosondage bruts) et des radiosondages in-situ. Les résultats obtenus étaient très différents : l'écart quadratique moyen était faible pour les jours 16/04 et 18/04 (de l'ordre de 0.15 °C), alors qu'il atteignait la valeur de 0.7 °C pour le 12/06. La plus grande différence (figure 6.8) correspondait à la plus importante variation du contenu atmosphérique en eau W (12%), combinée avec une température de l'air élevée (27°C).

La variabilité spatiale de l'atmosphère avait des conséquences analogues aux résultats obtenus au paragraphe précédent. L'atmosphère la moins humide (celle décrite par le radiosondage de Nîmes) induisait, en comparaison à l'atmosphère la plus humide (celle décrite par le radiosondage local), des estimations de la température mesurée inférieures pour les surfaces froides et supérieures pour les surfaces chaudes.

Le faible nombre de radiosondages in-situ ne nous permettait pas de dresser une conclusion générale. Nous pouvions seulement dire que la variabilité spatiale de l'atmosphère pouvait entraîner, dans certains cas, des différences significatives sur la température simulée au niveau du capteur.

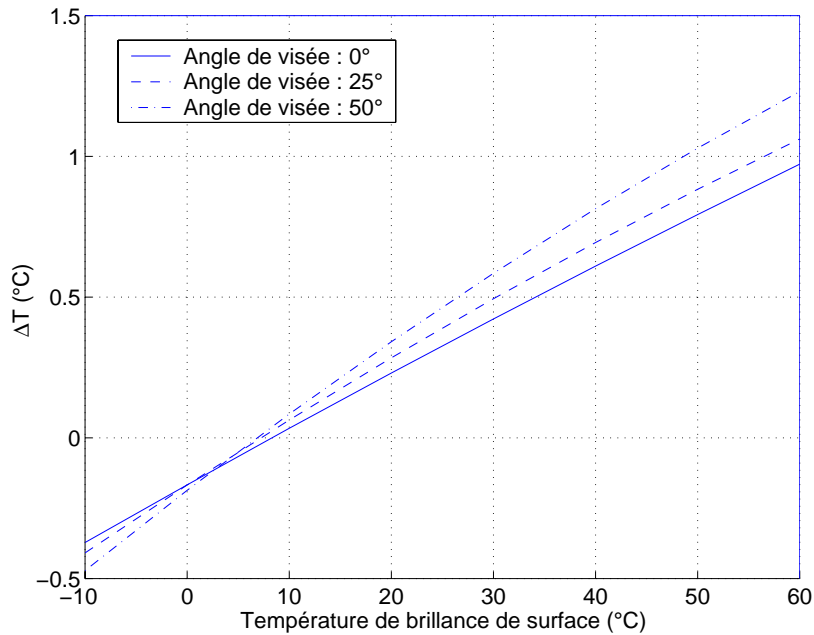


Figure 6.8 : Variation en fonction de la température de brillance de surface de la différence ΔT = température de brillance au niveau du capteur simulée à partir du radiosondage de Nîmes - température de brillance au niveau du capteur simulée à partir du radiosondage local. Modèle d'atmosphère du 12/06/97. Altitude de 1500 m.

6.3.4 Influence du rapport de mélange en CO_2 et de l'épaisseur optique des aérosols dans la couche limite

Afin de quantifier l'impact du rapport de mélange en CO_2 et celui de l'épaisseur optique des aérosols dans la couche limite, nous avons effectué des simulations en les faisant varier selon les gammes suivantes :

- rapport de mélange de CO_2 compris entre 345 et 370 ppmv (symétrique par rapport à la valeur standard proposée par la banque de données climatiques de MODTRAN 3.5, i.e. 360 ppmv) ;
- épaisseur optique des aérosols dans la couche limite comprise entre 10 et 30 km (la valeur standard proposée étant 23 km).

Les résultats obtenus ont montré que les estimations de la température mesurée n'étaient pas affectées par ces variations. Nous en avons déduit que le rôle joué par ces deux

composants dans le transfert radiatif atmosphérique sur le domaine spectral de l'infrarouge thermique était négligeable, en comparaison aux autres constituants de l'atmosphère. En conséquence, les simulations effectuées pour appliquer les corrections atmosphériques l'ont donc été en considérant les valeurs standards données ci-dessus.

6.3.5 Influence des fluctuations de l'altitude du capteur

L'altitude de vol était contrôlée pendant l'acquisition des mesures sur le site ReSeDA à l'aide d'un GPS. Cependant, les turbulences atmosphériques induisaient des fluctuations autour de la valeur nominale. Afin d'évaluer l'impact de ces fluctuations sur la mesure, nous avons simulé la température mesurée à plusieurs altitudes, à l'aide de MODTRAN 3.5, et conjointement avec les radiosondages de METEO-FRANCE Nîmes.

La variation avec l'altitude s'est avérée dépendre de l'angle de visée mais aussi de la température de surface (figure 6.9). Ces résultats s'expliquaient par la variation, en fonction de l'altitude, du bilan entre absorption et émission atmosphériques, en accord avec les observations de Perry et Moran (1994). Ces observations étaient les suivantes :

- La transmittance atmosphérique (corrélée à l'absorption) diminue avec l'altitude (dérivée négative) sur l'intervalle 0 - 10 km (au dessus de 10 km, la vapeur d'eau est inexistante).
- L'émission atmosphérique augmente avec l'altitude (dérivée positive) sur les 3 premiers km environ, et reste constante au dessus.

Considérons alors la dérivée par rapport à l'altitude de l'équation du transfert radiatif atmosphérique (dérivation de l'équation 6.4).

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial H} \left(\text{LSE} \left(T_{b_{\text{cap}}}(\theta, H) \right) \right) &= \text{LSE} \left(T_{b_{\text{surf}}} \right) \cdot \frac{\partial}{\partial H} \left(\tau_{\text{SE}} \left(T_{b_{\text{surf}}}, \theta, H \right) \right) \\ &+ \frac{\partial}{\partial H} \left(\text{LSE} \left(T_{b_{\text{atm}}}(\theta, H) \right) \right) \quad (6.8) \end{aligned}$$

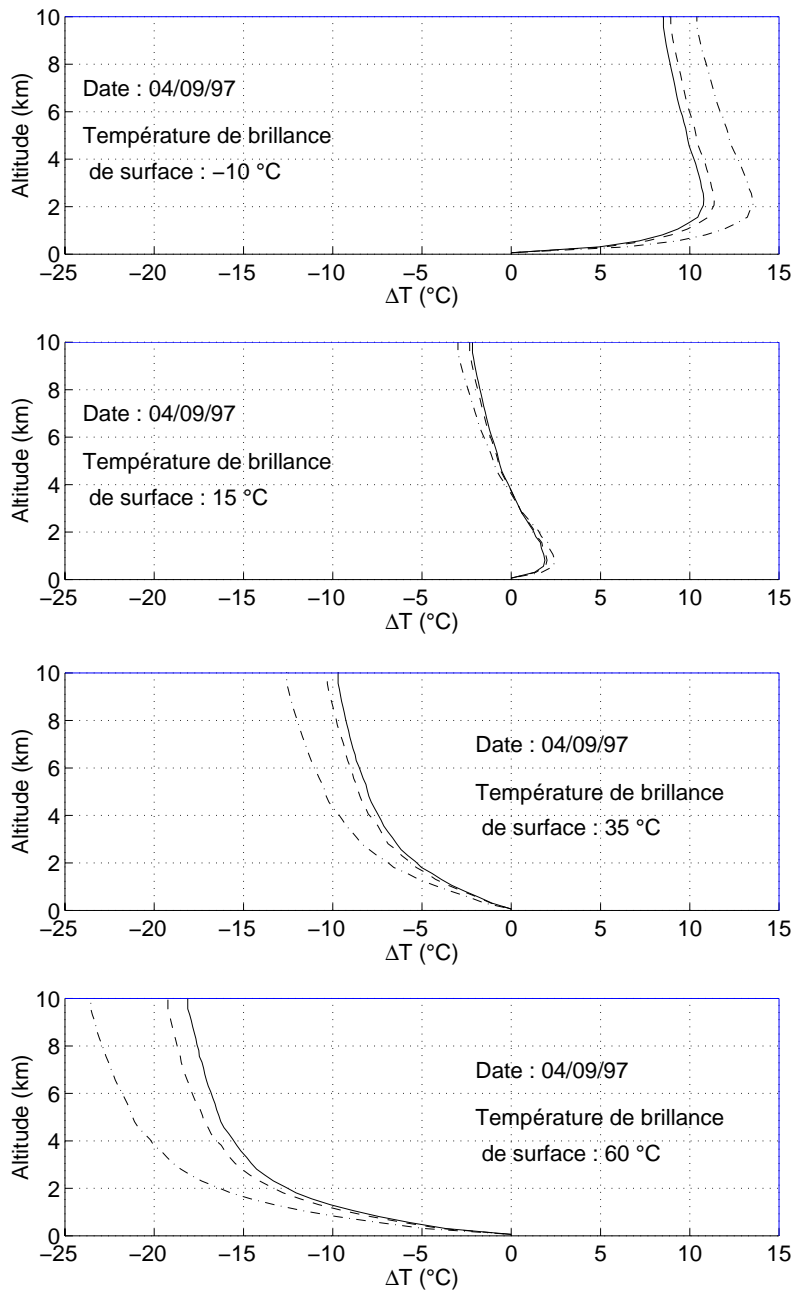


Figure 6.9 : Evolution de la différence entre la température de brillance au niveau du capteur et la température de brillance de surface en fonction de l'altitude. Modèle d'atmosphère du 04/09/97. Température de brillance de surface : -10°C , 15°C , 35°C et 60°C . Visées de 0° , 25° et 50° .

Pour un modèle d'atmosphère donné, l'équation 6.8 montre que la dérivée de la transmittance spectrale équivalente avec l'altitude est pondérée par la température de surface au travers de la LSE. Ainsi deux cas de figure se présentaient :

- les faibles températures de surface favorisant le terme d'émission atmosphérique, la température mesurée augmentait avec l'altitude sur l'intervalle 0 - 3 km, et diminuait ensuite ;
- les hautes températures de surface favorisant le terme d'absorption atmosphérique, la température mesurée diminuait avec l'altitude ;

En définitive, la dérivée $\partial LSE(T_{b_{cap}}) / \partial H$ pouvait être négative ou positive selon l'altitude et la température de surface. En effet, la décroissance avec l'altitude de la température mesurée était plus importante pour des températures de surface élevées. Ces tendances étaient en outre accentuées pour des angles de visée élevés, associés à une épaisseur optique plus importante.

Les variations étaient elles-mêmes fonction de l'altitude, l'addition d'une couche d'atmosphère étant relativement plus importante pour les faibles altitudes. Elles pouvaient ainsi atteindre 0.25 °C / 100 m à une altitude de 1500 m, pour un angle de visée de 50 ° et une température de surface de 60 °C. Ces résultats étaient très importants, en ce sens que les données du GPS ont montré que les fluctuations autour de l'altitude nominale de vol étaient de ± 100 m.

L'ensemble des travaux présentés au cours de ces paragraphes ont permis de mettre en évidence l'importance des effets atmosphériques induits par le contexte expérimental dans lequel ont été acquises les données IRT aéroportées, monocanal et multidirectionnelles. Les traitements atmosphériques des données ReSeDA ont été effectués avec les radiosondages délivrés par METEO-FRANCE Nîmes. Nous devons donc considérer l'ensemble de ces effets (l'impact du relief, l'influence de la variabilité spatiale et les conséquences des fluctuations de l'altitude autour de la valeur nominale) pour estimer la précision de ces traitements. Rappelons que ces derniers ont été effectués à l'aide de tables de correspondance, elles-mêmes générées par le biais d'une formulation simple de la température mesurée en fonction de l'angle de visée et de la température de surface. Le paragraphe suivant présente l'obtention de cette formulation.

6.4 Etablissement d'une formulation simple de la température de brillance au niveau du capteur à partir des simulations MODTRAN 3.5 pour la mise en oeuvre de corrections atmosphériques de routine

Les observations multidirectionnelles étant effectuées en hiver et en été, nous avons à considérer un grand nombre de situations incluant les variations en température de surface et en angle de visée. Il s'avérait très coûteux en temps de calcul de générer des simulations MODTRAN 3.5 pour l'ensemble de ces situations. De ce fait, nous avons développé une formulation simple de la température mesurée. Celle-ci a permis de générer rapidement les tables de correspondance atmosphériques utilisées pour les traitements en routine. Cette formulation, basée sur la linéarisation des termes intervenant dans l'équation du transfert radiatif atmosphérique (transmission et émission), exprimait la température mesurée à partir de la température de surface et de l'angle de visée. Elle a été calibrée pour chaque modèle d'atmosphère et chaque altitude de vol, à l'aide des simulations MODTRAN 3.5 obtenues selon le protocole décrit au paragraphe 6.2.

Les Luminances Spectrales Equivalente (LSE) émergente de la surface et incidente au capteur étaient linéairement reliées par l'équation du transfert radiatif atmosphérique (eq 6.4). Cependant, l'équation 6.5 faisait apparaître la transmittance spectrale équivalente de l'atmosphère comme une fonction de la LSE au niveau de surface. Cela nous a amenés à penser qu'il serait plus adéquat d'utiliser une régression polynomiale d'ordre 2. Bien que la linéarité entre les LSE soit très prononcée (figure 6.10), les résultats ont confirmé cette intuition. En effet, les écarts quadratiques moyens, après conversion en température, étaient respectivement de 0.2 °C et de 0.025 °C pour les régressions polynomiales d'ordre 1 et 2. Nous en avons conclu que la largeur de la bande spectrale ([7.25 - 13.25] μm) altérait la linéarité entre les LSE émergente à la surface et incidente au capteur. Au regard de ces résultats, notre choix s'est porté sur la régression d'ordre 2 :

$$\text{LSE}\left(\text{Tb}_{\text{cap}}(\theta, z_s \sim H)\right) = \alpha(\theta, z_s \sim H) \cdot \left(\text{LSE}(\text{Tb}_{\text{surf}})\right)^2 + \beta(\theta, z_s \sim H) \cdot \text{LSE}(\text{Tb}_{\text{surf}}) + \gamma(\theta, z_s \sim H) \quad (6.9)$$

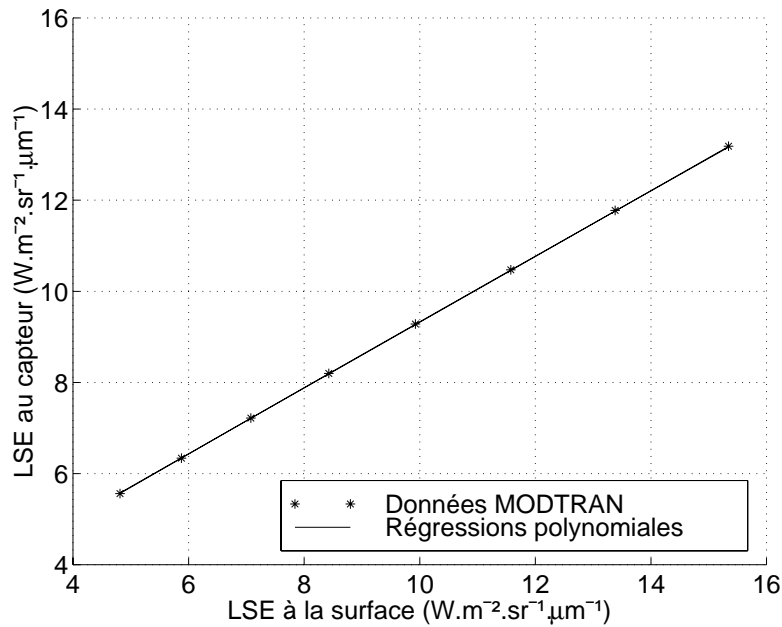


Figure 6.10 : Evolution de la LSE au niveau du capteur en fonction de la LSE émergente à la surface.
 Modèle d'atmosphère du 24/06/97, altitude de 1500 mètres, angle de visée de 45 °.
 Température de brillance de surface comprise entre -10 °C et 60 °C par pas de 10 °C.

Le coefficient $\alpha(\theta, z_s \sim H)$ symbolisait principalement le couplage entre les effets de surface, les effets atmosphériques et les effets instrumentaux. Conséquent, il n'était pas aisé de caractériser ses variations angulaires (figure 6.11). Nous avons donc choisi d'utiliser une valeur moyenne sur l'intervalle $[0 - 50]^\circ$ $\bar{\alpha}(\theta, z_s \sim H)$.

Le coefficient $\beta(\theta, z_s \sim H)$ correspondait principalement à la transmittance spectrale équivalente de la couche atmosphérique comprise entre la surface et le capteur. La linéarisation de l'équation 6.2 (développement au premier ordre en $1/\cos\theta$) et son injection dans l'équation 6.5 conduisait à la formulation suivante :

$$\beta(\theta, z_s \sim H) \Leftrightarrow \tau SE \left(Tb_{\text{surf}}, \theta, z_s \sim H \right) \approx \frac{\int_{7.25\mu\text{m}}^{13.25\mu\text{m}} L_{\text{BB}} \left(\lambda, Tb_{\text{surf}} \right) \cdot \left(1 + \frac{K(\lambda, z_s \sim H)}{\cos \theta} \right) \cdot S(\lambda) d\lambda}{\int_{7.25\mu\text{m}}^{13.25\mu\text{m}} L_{\text{BB}} \left(\lambda, Tb_{\text{surf}} \right) \cdot S(\lambda) d\lambda} \quad (6.10)$$

Le coefficient $\gamma(\theta, z_s \sim H)$ correspondait à l'émission de la couche incidente au capteur. La linéarisation de l'équation 6.3 (développement au premier ordre en $1/\cos\theta$) et son injection dans l'équation 5.1.b conduisait à la formulation suivante :

$$\gamma(\theta, z_s \sim H) \Leftrightarrow LSE \left(Tb_{\text{atm}}(\theta, z_s \sim H) \right) \approx \frac{\int_{7.25\mu\text{m}}^{13.25\mu\text{m}} \frac{1}{\cos \theta} \int_{z_s}^H L_{\text{BB}} \left(\lambda, Tb(z) \right) \cdot \frac{\partial K(\lambda, z, H)}{\partial z} \cdot dz \cdot S(\lambda) \cdot d\lambda}{\int_{7.25\mu\text{m}}^{13.25\mu\text{m}} S(\lambda) d\lambda} \quad (6.12)$$

Nous avons alors exprimé les coefficients $\beta(\theta, z_s \sim H)$ et $\gamma(\theta, z_s \sim H)$ de la façon suivante :

$$\beta(\theta, z_s \sim H) = \frac{D_1(z_s \sim H)}{\cos \theta} + D_2(z_s \sim H) \quad (6.13.a)$$

$$\gamma(\theta, z_s \sim H) = \frac{E_1(z_s \sim H)}{\cos \theta} + E_2(z_s \sim H) \quad (6.13.b)$$

Les coefficients $\bar{\alpha}$, D_1 , D_2 , E_1 , E_2 , étaient calés sur les simulations MODTRAN 3.5 (rappelons que les simulations étaient effectuées par pas de 5°). L'erreur la plus importante obtenue par cette approche correspondait au modèle d'atmosphère ayant le plus important contenu atmosphérique en eau (04/09/97, $W = 2.39 \text{ g.cm}^{-2}$). Ce résultat était conforme aux observations de Ho et al. (1986), qui avaient conclu que la précision d'une linéarisation de la transmittance atmosphérique diminuait avec l'augmentation du contenu atmosphérique en eau. Pour le cas de figure considéré, les écarts quadratiques moyens sur la linéarisation des coefficients étaient de 16 % sur α , 0.4 % sur β , et 1.4 % sur γ (figure 6.11). La forte dispersion apparaissant sur le coefficient α n'avait que peu d'incidence sur l'erreur d'estimation en température. En effet, sa contribution au signal

était faible, de l'ordre de 0.5 % sur les basses températures et de 1.5 % pour les hautes températures (Figure 6.12).

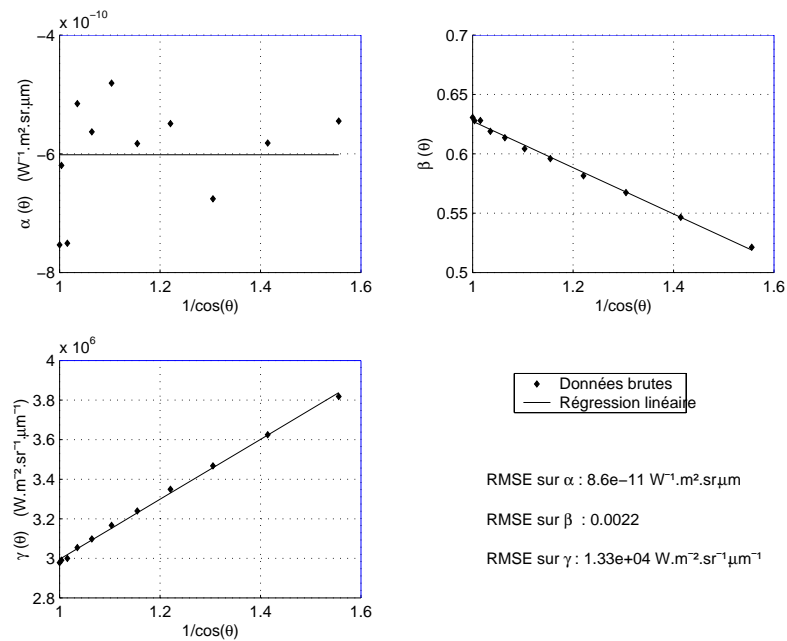


Figure 6.11 : Variations des coefficients polynomiaux α , β et γ en fonction de l'angle de visée.

Modèle d'atmosphère du 04/09/97. Altitude de 3000 mètres.

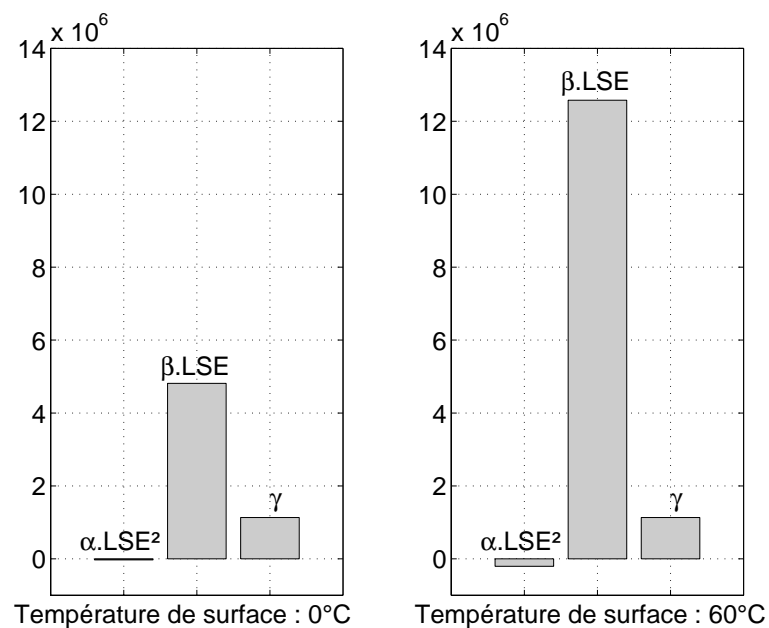


Figure 6.12 : Contribution des coefficients α , β et γ à la LSE incidente au capteur.

Modèle d'atmosphère du 04/09/97. Altitude de 3000 mètres. Angle de visée de 45 °.

En définitive, nous avons exprimé la LSE incidente au capteur en fonction de la LSE émergente à la surface et de l'angle de visée, selon la formulation suivante :

$$\begin{aligned} \text{LSE}\left(\text{Tb}_{\text{cap}}(\theta, z_s \sim H)\right) &= \bar{\alpha} \cdot \left(\text{LSE}\left(\text{Tb}_{\text{surf}}\right)\right)^2 \\ &+ \left(\frac{D_1(z_s \sim H)}{\cos \theta} + D_2(z_s \sim H)\right) \cdot \text{LSE}\left(\text{Tb}_{\text{surf}}\right) \\ &+ \left(\frac{E_1(z_s \sim H)}{\cos \theta} + E_2(z_s \sim H)\right) \end{aligned} \quad (6.14)$$

Afin d'évaluer la précision de cette approche, nous avons effectuées 3000 simulations basées sur des valeurs de températures de surface et d'angle de visée tirées aléatoirement dans leur intervalles respectifs $[-10 - +60] \text{ } ^\circ\text{C}$ et $[0 50] \text{ } ^\circ$. La distribution des différences entre les estimations de la température mesurée selon les simulations MODTRAN 3.5 et la régression proposée avait une forme gaussienne d'écart-type $0.025 \text{ } ^\circ\text{C}$ (figure 6.13).

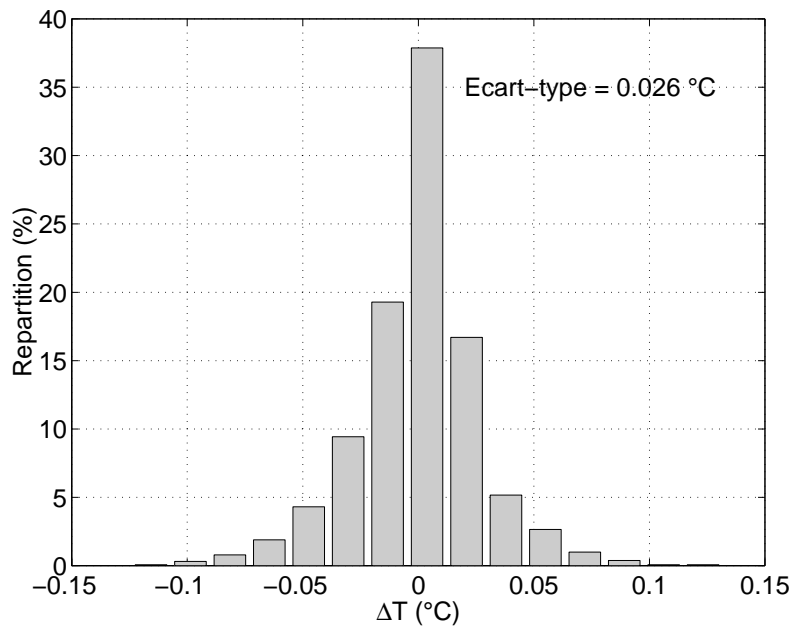


Figure 6.13 : Histogramme des écarts en température de brillance au niveau du capteur entre les simulations MODTRAN 3.5 et la régression linéaire proposée.

Ces résultats ont montré qu'il était possible, dans le cadre de corrections atmosphériques de données IRT monocanal et multidirectionnelles à l'aide d'un modèle de transfert radiatif atmosphérique, d'éviter de multiples simulations, en utilisant une relation simple entre les luminances émergente à la surface et incidente au capteur (économie de temps de l'ordre de 1×10^3). La relation proposée s'est en effet avérée être très précise. Elle a donc été utilisée pour générer les tables de correspondance, afin d'effectuer les corrections atmosphériques pour les traitements en routine des données INFRAMETRICS 760 acquises sur le site expérimental de ReSeDA. Nous allons maintenant présenter l'ensemble de ces traitements, ainsi que le bilan d'erreur associé.

6.5 Implémentation opérationnelle des corrections radiométriques et évaluation du bilan d'erreur

6.5.1 Implémentation de la procédure

Les données INFRAMETRICS 760 étaient acquises sur bandes vidéo, puis numérisées selon une fréquence de 1 Hz (§ 3.4). Les données numérisées étaient linéairement reliées à la LSE incidente au capteur (§ 5.2.1). Ensuite, les corrections d'étalonnage et de sensibilité radiométrique directionnelle conduisaient à la température mesurée par l'instrument.

La procédure développée pour relier les LSE incidente au capteur et émergente à la surface a été utilisée pour générer des tables de correspondance atmosphériques, selon une résolution en angle de visée de 0.1 °, et une résolution en température de 0.1 °C. Chaque table de correspondance correspondait à un modèle d'atmosphère et à une altitude de vol. Pour chaque élément d'une table de correspondance, nous avons estimé la température de surface à partir de la température mesurée en résolvant l'équation 6.9 dans laquelle étaient injectées les équations 6.13.a et 6.13.b :

$$\alpha(\theta, z_s \sim H) \times \left(\text{LSE}(\text{Tb}_{\text{surf}}) \right)^2 + \left(\frac{D_1(z_s \sim H)}{\cos \theta} + D_2(z_s \sim H) \right) \cdot \text{LSE}(\text{Tb}_{\text{surf}}) + \left(\frac{E_1(z_s \sim H)}{\cos \theta} + E_2(z_s \sim H) \right) - \text{LSE}(\text{Tb}_{\text{cap}}(\theta, H)) = 0 \quad (6.15)$$

La fonction $f(\text{LSE}(\text{Tb}_{\text{surf}}))$ de l'équation 6.15 était concave. La LSE incidente au capteur augmentant avec la LSE émergente à la surface, la solution retenue pour la température de surface était est la plus petite. L'ensemble de la procédure pour générer les tables de correspondance, illustrée par la figure 6.14, a été effectuée en utilisant les radiosondages délivrés par la station METEO-FRANCE Nîmes.

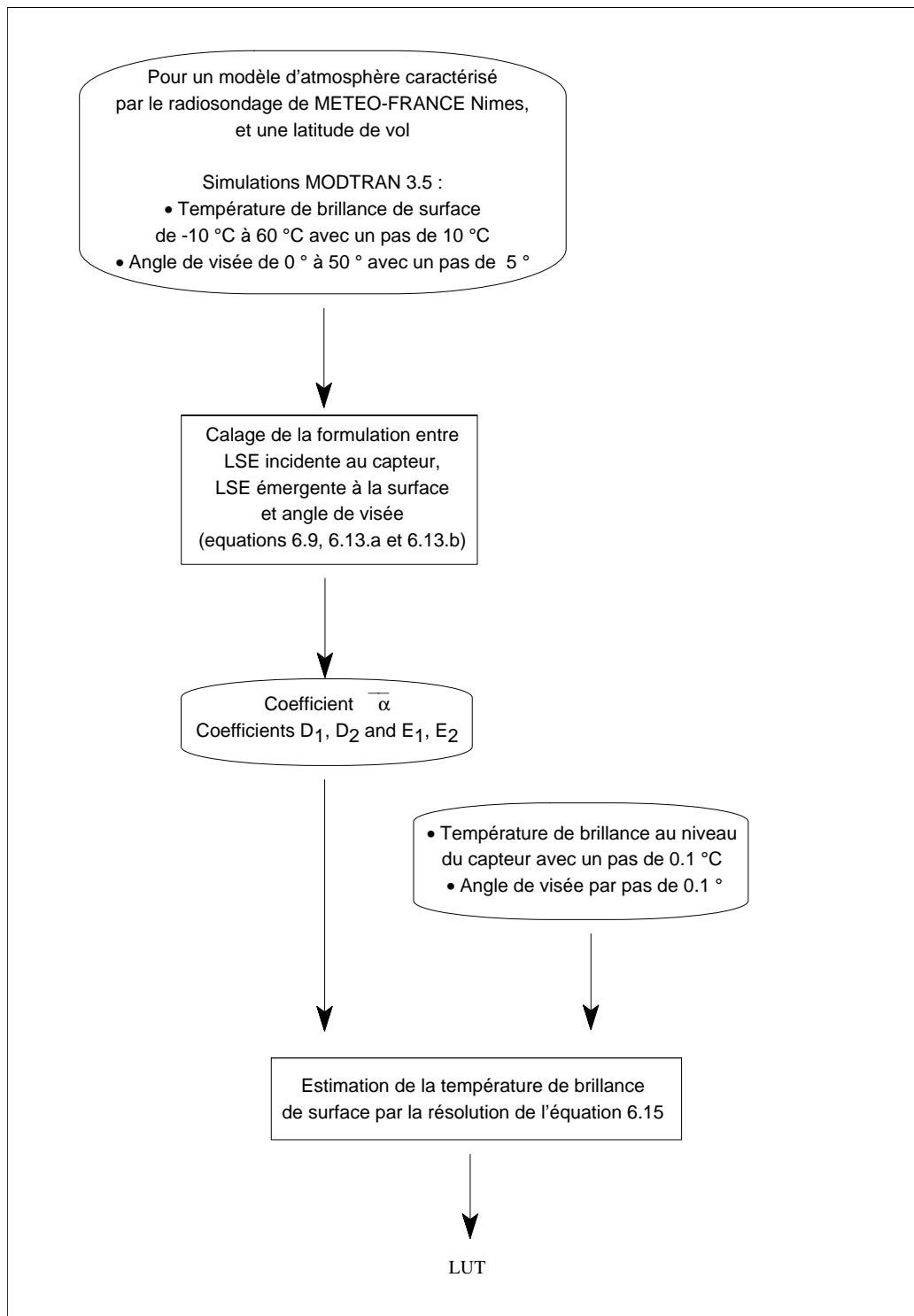


Figure 6.14 : Organigramme de la méthode proposée pour générer les tables de correspondance atmosphériques à l'aide de MODTRAN 3.5 et de la formulation simple que nous avons proposée.

Pour effectuer les traitements atmosphériques, ces tables de correspondance ont été utilisées conjointement avec la matrice des angles de visée de l'instrument, matrice déterminée antérieurement (§ 5.2.4). Ces traitements atmosphériques étaient effectués sur des images déjà corrigées instrumentalement, le résultat étant un ensemble d'images corrigées radiométriquement (figure 6.15).

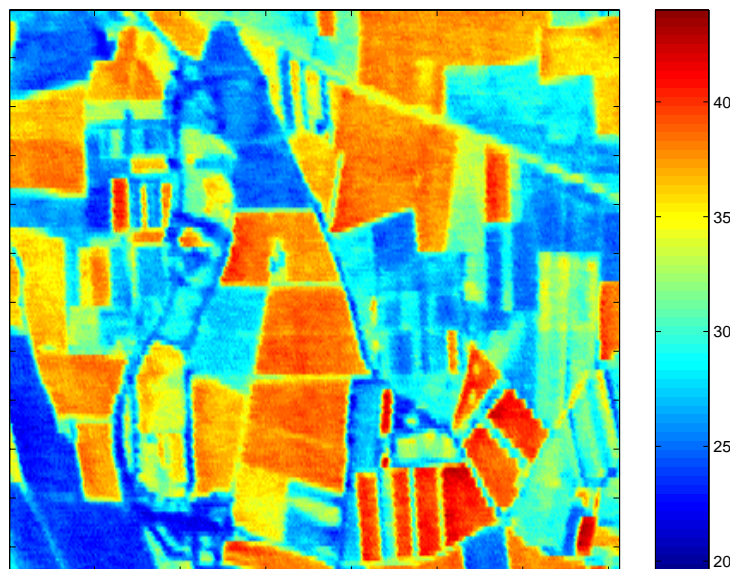


Figure 6.15 : Données corrigées : image en température de brillance de surface acquise le 10/04/97.

6.5.2 Bilan d'erreur sur le traitement en routine

L'estimation de la précision de l'ensemble des traitements a été évaluée en considérant l'erreur associée à chaque étape du traitement. En ce qui concerne les corrections atmosphériques, l'impact de chacun des effets analysés précédemment a été quantifié.

L'étalonnage de l'INFRAMETRICS 760 présenté au chapitre précédent avait une précision de 0.5 °C, donnée par l'erreur résiduelle entre les températures mesurées par l'instrument et les températures de référence.

L'impact de chacun des effets atmosphériques relatifs au contexte expérimental sur la précision des tables de correspondance atmosphériques a été estimé à partir de l'équation 6.15 (figure 6.16). En effet, les différences observées précédemment étaient des différences en température mesurée, alors que nous avons à évaluer l'impact de ces effets en différence de températures de surface estimées d'après les mesures.

Pour un aspect considéré (le relief, la variabilité spatiale ou bien les fluctuations autour de l'altitude nominale de vol), nous avons considéré les situations correspondantes (respectivement les radiosondages délivrés par METEO-FRANCE et les radiosondages "hybrides", les radiosondages délivrés par METEO-FRANCE et les radiosondages in-situ, des valeurs d'altitude de ± 100 m autour des valeurs nominales de vols). Pour chaque situation, nous avons alors calculés les coefficients α , β , γ , de la relation 6.15. Ensuite, nous avons tiré aléatoirement des valeurs de températures mesurées et des valeurs d'angle de visée dans leurs intervalles respectifs, puis nous en avons déduit les températures de surface correspondantes par résolution de l'équation 6.15. Enfin, nous avons calculé l'écart quadratique moyen entre les températures de surface obtenues selon les situations considérées (figure 6.16).

Les imprécisions résultantes étaient de 0.4 °C pour les effets de relief, de 0.4 °C pour l'impact des fluctuations autour de la valeur nominale de l'altitude de vol, et de 0.6 °C pour l'influence de la variabilité spatiale. Dans les deux premiers cas, nous avons été en mesure de calculer cette erreur pour chaque jour de l'expérimentation. Cependant, cette considération n'a pas été possible pour le troisième et dernier point, étant donné que nous ne disposions de radiosondages in-situ que pour trois journées, alors que cette aspect est apparu non négligeable. En conséquence, l'incertitude globale proposée doit être considérée avec prudence. Celle-ci a été déterminée selon une sommation quadratique des imprécisions pour chaque source d'incertitude. Nous avons alors obtenu une valeur de 1 °C.

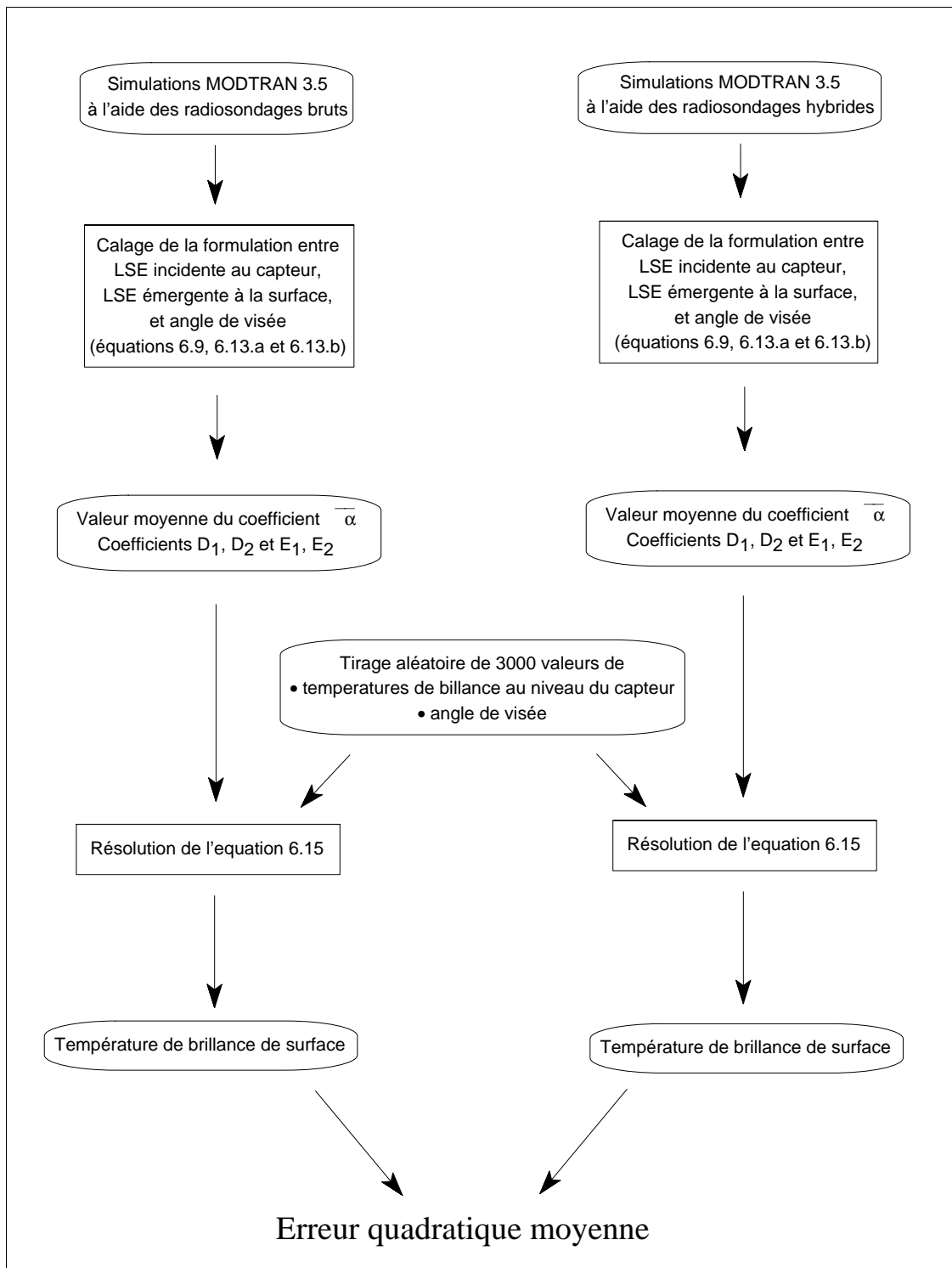


Figure 6.16 : Organigramme de la méthode proposée pour déterminer l'incertitude sur les corrections atmosphériques dues aux effets engendrés par le contexte expérimental.

Le cas présenté est l'incertitude due au relief, quantifiée par la comparaison entre les radiosondages "bruts" et "hybrides".

6.6 Conclusion

Les travaux présentés au cours de ce chapitre avaient pour objectif de corriger, à l'aide du modèle de transfert radiatif atmosphérique MODTRAN 3.5, les perturbations atmosphériques sur les données IRT aéroportées monocanal et multidirectionnelles acquises à l'aide de l'INFRAMETRICS 760.

Ces travaux ont conduit à l'élaboration de tables de correspondance atmosphériques, outil adéquat pour la quantité de données que nous avons à traiter. Ces tables de correspondance ont été élaborées à l'aide d'une formulation simple de la température de brillance au niveau du capteur, calée sur les simulations MODTRAN 3.5. Cette formulation simple nous permettait en effet d'éviter de multiples simulations devant prendre en considération les conditions d'acquisitions des données. Elle s'est avérée très précise, de l'ordre de 0.1 °C, en comparaison aux simulations MODTRAN 3.5. Néanmoins, la précision est assurée sur le domaine de calage, c'est-à-dire de -10 °C à +60 °C, et nous n'excluons pas que des situations en dehors de cet intervalle puissent être rencontrées, dans une infime mesure cependant.

La précision de la méthode proposée a été estimée en considérant différents points caractéristiques du contexte expérimental.

Les résultats ont montré que la topographie, conduisant à une différence d'altitude entre le site expérimental et le site de lancement des radiosondages, induisait une différence de 0.4 °C sur la détermination de la température de brillance de surface. Néanmoins, l'approche utilisée pour déterminer cette incertitude était basée sur des hypothèses très simplificatrices au regard de la complexité des phénomènes considérés. Ainsi, nous avons supposé que les radiosondages étaient représentatifs de l'état atmosphérique au dessus de la zone de lancement, et que l'atmosphère était homogénéisée à une hauteur de 100 m au dessus de la surface. La première hypothèse est très forte, car les radiosondages se déplaçaient selon les courants atmosphériques. La seconde hypothèse, bien que couramment utilisée (Masson, 1988 ; Courault, 1998 ; Bastiaanssen, 1998a), n'est probablement pas systématiquement valide, particulièrement sur des zones de relief important.

L'impact de la variabilité spatiale de l'atmosphère entre le site expérimental et le site de lancement des radiosondages utilisés pour les corrections, a également été considéré. Les résultats ont montré que cette variabilité engendrait une erreur quadratique moyenne sur la détermination de la température de brillance de surface atteignant 0.6 °C.

L'influence des fluctuations de l'altitude de l'avion autour de la valeur nominale de vol a aussi été considérée. Ces fluctuations, estimées à ± 100 m d'après les données du GPS, induisaient des erreurs dans l'estimation de la température de brillance de surface de l'ordre de 0.4 °C.

Enfin, nous avons constaté que l'épaisseur optique des aérosols dans la couche limite et le rapport de mélange de CO₂ avait des influences négligeables sur le transfert radiatif atmosphérique, pour le domaine spectral de l'infrarouge thermique.

Cette étude de sensibilité a permis de mettre en avant l'influence de plusieurs facteurs sur la détermination de la température de brillance. Bien que très poussée, elle n'a cependant pas pris en considération l'aspect temporel, qui pouvait être significatif, le temps d'acquisitions des données étant de l'ordre de 90 minutes autour du midi solaire. De même, nous n'avons pas eu la possibilité de quantifier l'importance des effets dus à l'ozone, dont la concentration a été fixée à des valeurs standard faute de données expérimentales. Il serait intéressant d'effectuer une analyse de sensibilité en faisant varier les profils standards utilisé par MODTRAN 3.5 afin de quantifier l'influence de ce constituant atmosphérique. Enfin, précisons que dans cette étude, MODTRAN 3.5 était considéré comme une référence, alors que ses propres hypothèses étaient probablement sources d'erreurs.

La précision du traitement radiométrique intégrant les corrections instrumentales et atmosphériques a été estimée par le biais d'une erreur quadratique moyenne de l'ensemble des incertitudes estimées. Cette erreur était de l'ordre de 1 °C. Cette valeur doit être considérée avec réserve, les données expérimentales ne nous ayant pas permis de quantifier l'incertitude de tous les paramètres à considérer. Nous verrons cependant dans le dernier chapitre que la comparaison entre les mesures aéroportées corrigées et les mesures de terrain ponctuelles corroborait cette valeur.

7.1 Introduction

Les travaux présentés dans les deux chapitres précédents conduisaient à l'obtention d'images INFRAMETRICS 760 corrigées radiométriquement. La troisième et dernière étape du traitement était le géoréférencement de ces images. Il s'agissait d'effectuer des corrections géométriques afin de rendre ces dernières superposables à une carte géoréférencée.

Rappelons que le traitement des données INFRAMETRICS 760 avait pour objectif d'obtenir des cartographies de température de brillance. Ces dernières ont été utilisées conjointement avec des cartographies de NDVI et d'albédo issues de données POLDER, pour alimenter le modèle SEBAL. De ce fait, les données POLDER ayant été acquises à une altitude de 3000 m, nous ne nous intéresserons dans ce chapitre qu'aux données INFRAMETRICS 760 acquises à la même altitude, et correspondant à une résolution de 20 m.

La correction géométrique d'une image INFRAMETRICS 760 consistait à déformer celle-ci avec un modèle mathématique, pour la rendre superposable à une carte de référence (carte IGN ou autre image géoréférencée). Cette correction comportait deux étapes. Dans un premier temps, il s'agissait d'établir le modèle de déformation. Nous avons pour cela utilisé un polynôme en s'appuyant sur des points d'amer, i.e. des points de correspondance entre l'image à corriger et l'image de référence. En outre, le nombre important d'images à traiter nous a amenés à automatiser la détection des points d'amer à l'aide d'un processus d'autocorrélation. Dans un second temps, l'image à corriger était rééchantillonnée. Nous avons alors utilisé la méthode du plus proche voisin, pour conserver au maximum la signification physique des mesures.

Les images ainsi géoréférencées nous permettaient d'exploiter l'information multidirectionnelle. Cependant, contrairement au domaine Vis-PIR, établir des indicatrices en température de brillance à l'aide des données IRT nécessitait de prendre en compte l'évolution temporelle (Lagouarde et al., 1995c). Cela a été possible sur les parcelles instrumentées pour lesquelles nous disposions de données in-situ, mais pas pour l'ensemble du site Alpilles-ReSeDA. De ce fait, pour effectuer les cartographies

désirées, nous avons décidé de ne considérer que les mesures autour du nadir, et les valeurs moyennes correspondantes.

7.2 Géoréférencement des données INFRAMETRICS 760

Deux possibilités existaient pour déterminer le polynôme de déformation de chaque image : l'utilisation des données auxiliaires (paramètres de localisation et d'attitude de l'avion, délivrés par le GPS et la centrale inertielle), ou bien l'utilisation de points d'amer à l'aide d'une carte de référence.

L'acquisition des mesures INFRAMETRICS 760 n'était pas synchronisée assez précisément avec l'enregistrement des données auxiliaires pour utiliser ces dernières. En effet, la vitesse de l'avion étant de 60 m.s^{-1} , une erreur de synchronisation de 1 s aurait entraîné un décalage de l'ordre de 3 pixels du fait de la résolution spatiale (20 m).

En conséquence, la seconde possibilité, qui semblait plus précise dans ce contexte, était la prise de points d'amer à l'aide d'une carte de référence. Cette dernière était une carte Spot géoréférencée selon la même projection que celle utilisée pour les images POLDER (Lambert II étendue). De plus, le nombre important d'images à traiter (de l'ordre de 15000) ne nous permettait pas d'effectuer cette prise de points d'amer pour chaque image. Nous avons donc eu recours à une détection automatique de ces points, basée sur un processus d'autocorrélation. Ce module, présenté ci-dessous, a été développé en collaboration avec J. Pequignot et A. Bokoye (INRA Bioclimatologie - Avignon). Précisons également que l'ensemble de ces traitements a été effectué sur des images préalablement corrigées des déformations géométriques dues à l'objectif "grand champ" (§ 5.2.2). Cette précaution nous permettait d'appliquer des polynômes de déformation d'ordre 1, plus robustes vis-à-vis des imprécisions sur la localisation des points d'amer.

Pour les vols à 3000 m, le protocole d'acquisition et de stockage des données nous amenait à disposer d'environ 5 séquences d'images (1 séquence par axe, sachant qu'il y avait 4 axes dans le plan solaire et un axe dans le plan principal). Chaque séquence était constituée d'une centaine d'images. Le module d'automatisation effectuait les corrections géométriques séquence par séquence.

Dans un premier temps, l'image recouvrant au mieux le site Alpilles-ReSeDA, et correspondant en général à l'image centrale de la séquence, était géoréférencée par

rapport à l'image SPOT. Le polynôme de déformation était calculé à l'aide de points d'amer repérés manuellement (figure 7.1). Dans ce cas, le choix des points d'amer était définitif lorsque les erreurs résiduelles de la correction étaient inférieures à 2 pixels.

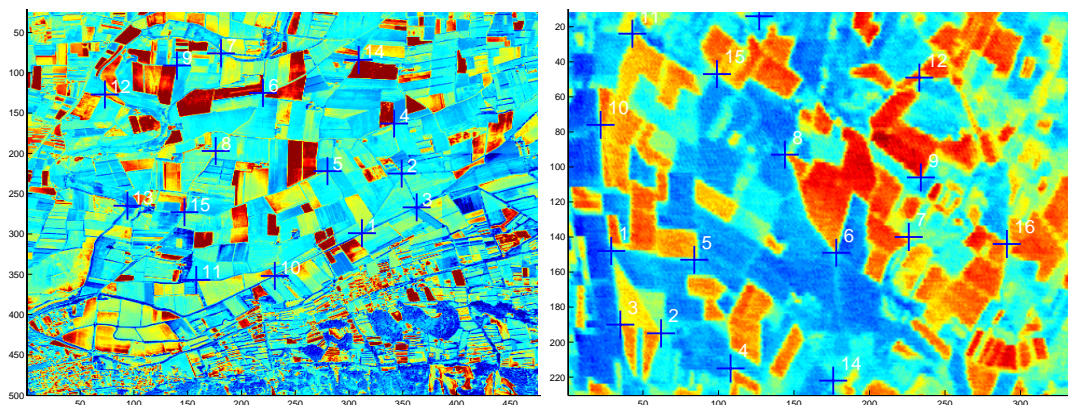


Figure 7.1 : Localisation des points d'amer sur l'image de référence (image SPOT) et sur l'image à corriger.

Dans un second temps, toutes les images de la séquence étaient référencées les unes par rapport aux autres (figure 7.2.a). Considérons une image (I). Sur celle-ci, 64 points étaient arbitrairement repérés selon un maillage régulier. Le processus d'autocorrélation détectait alors ces 64 points sur l'image (I+1), permettant de calculer le polynôme de déformation entre les deux images. La procédure était ensuite appliquée aux images (I+1) et (I+2) : 64 nouveaux points étaient repérés sur l'image (I+1), puis détectés sur l'image (I+2).

Dans un troisième temps, chaque image de la séquence était géoréférencée, en appliquant les polynômes de déformations successifs permettant de passer d'une image (I) quelconque à l'image centrale (K), puis à l'image SPOT (figure 7.2.b).

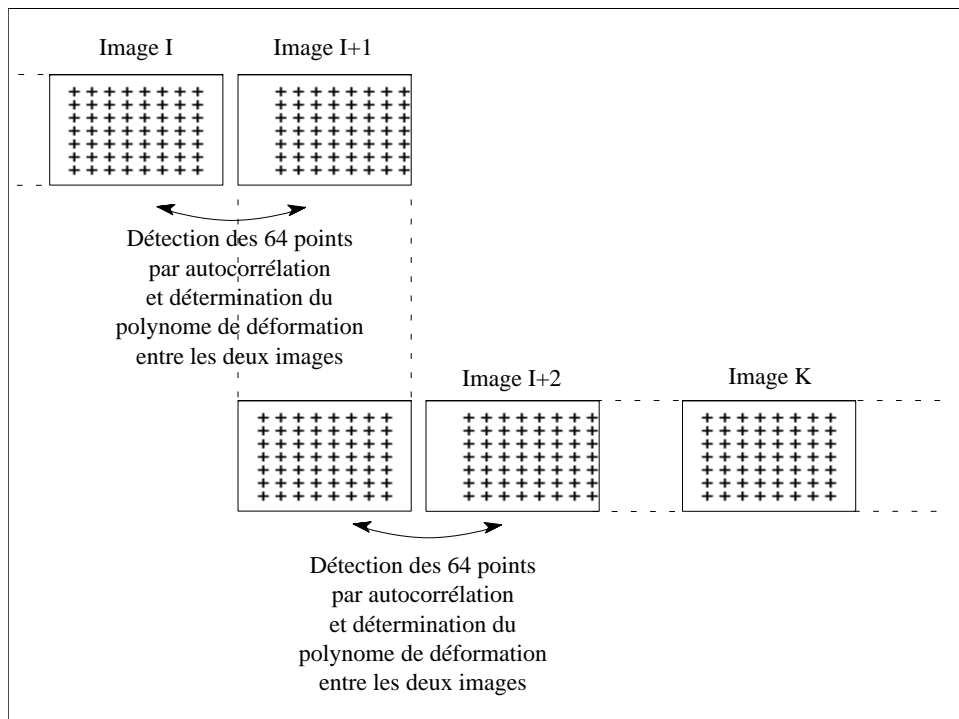


Figure 7.2.a : Détection des points d'amer sur les images successives d'une même séquence par processus d'autocorrélation.

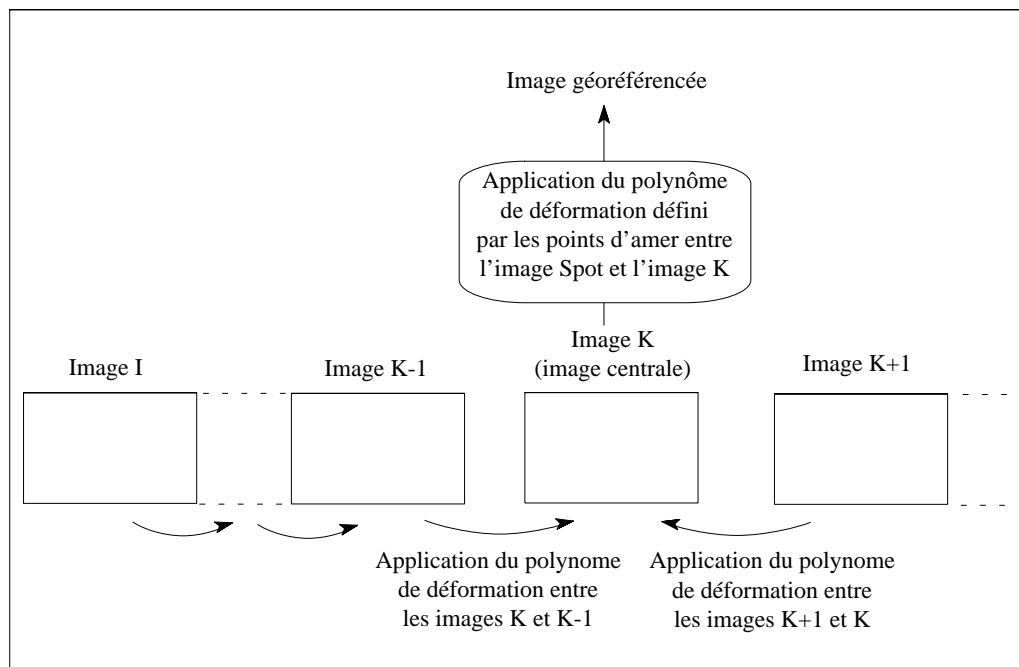


Figure 7.2.b : Géoréférencement des images INFRAMETRICS 760 par rapport à l'image de référence (carte IGN).

Un exemple d'image géoréférencée est donnée par la figure 7.3.

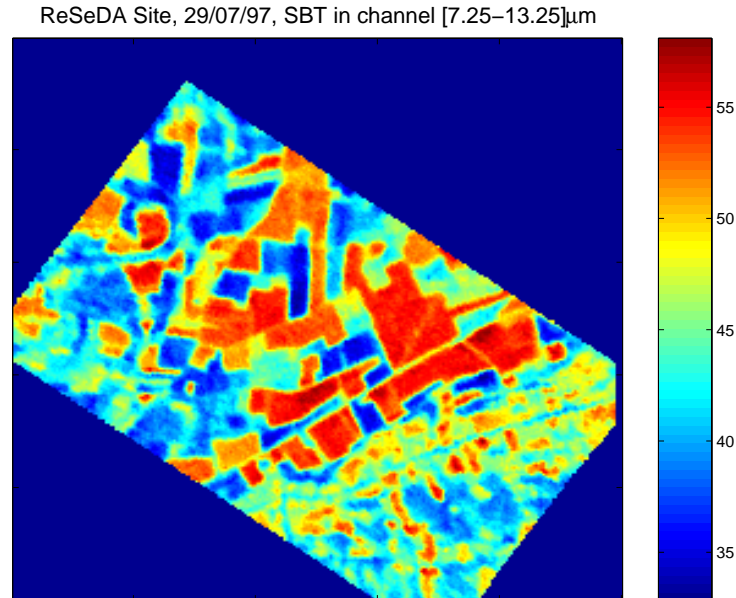


Figure 7.3 : Illustration d'une image géoréférencée acquise le 29/07/97.

Extraire l'information directionnelle des images ainsi géoréférencées nécessitait de connaître pour chaque mesure, les angles de visée correspondants. Dans le cas des images POLDER, nous avons estimé ces angles à partir de la position du capteur sur le site, donnée en coordonnées Lambert par le GPS (§ 4.2). Pour les images INFRAMETRICS 760, cependant, les données GPS n'étaient pas utilisables. Nous avons donc supposé que la localisation du capteur, correspondant à la visée au nadir, était donnée par celle du centre optique après géoréférencement (figure 7.4).

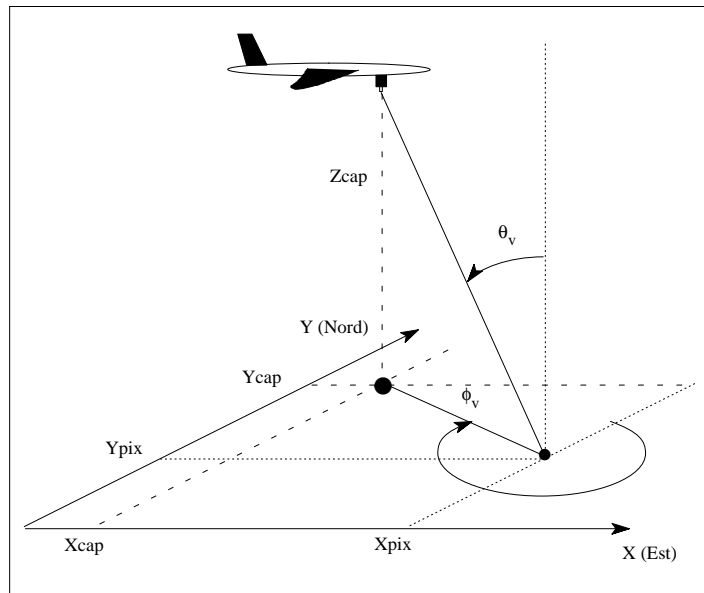


Figure 7.4 : Localisation du capteur (X_{cap} et Y_{cap}) à partir de la visée au nadir, supposée correspondre au centre optique.

L'hypothèse utilisée était très forte, puisqu'elle supposait que la visée au nadir correspondait au centre optique. De plus, l'attitude de l'avion, caractérisée par le tangage et le roulis, avait pour conséquence que la visée au nadir n'était pas localisée sur un même pixel d'une image à l'autre. Nous devons donc vérifier la validité de la démarche proposée. Pour cela, nous avons comparé les localisations de l'avion selon les données du GPS et selon la méthode proposée pour les images INFRAMETRICS 760. Les résultats ont montré le bien fondé de cette dernière (figure 7.5.a et 7.5.b), les différences apparues étant de l'ordre de 100 m, correspondant à la précision des données du GPS.

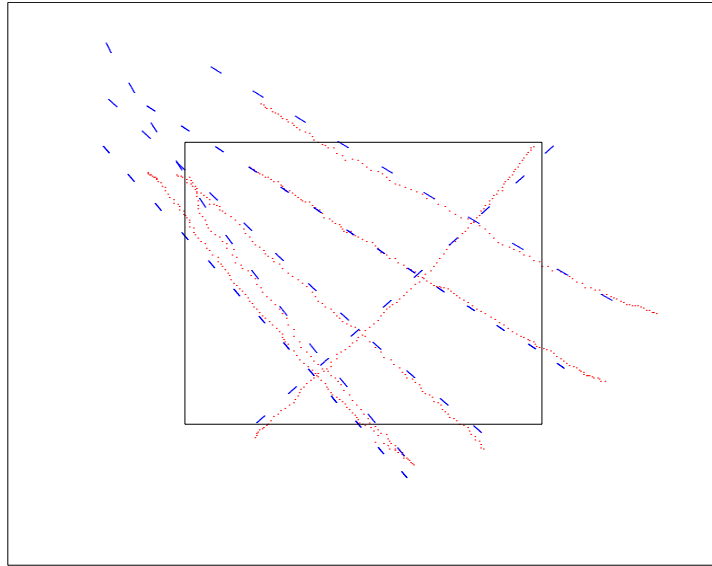


Figure 7.5.a : Comparaison des traces au sol de l'avion d'après la méthode proposée pour les données INFRAMETRICS 760 (en pointillés rouge) et d'après les données du GPS (en traits bleu). Donnés du 22/05/97. Le rectangle central délimite le site Alpillles-ReSeDA.

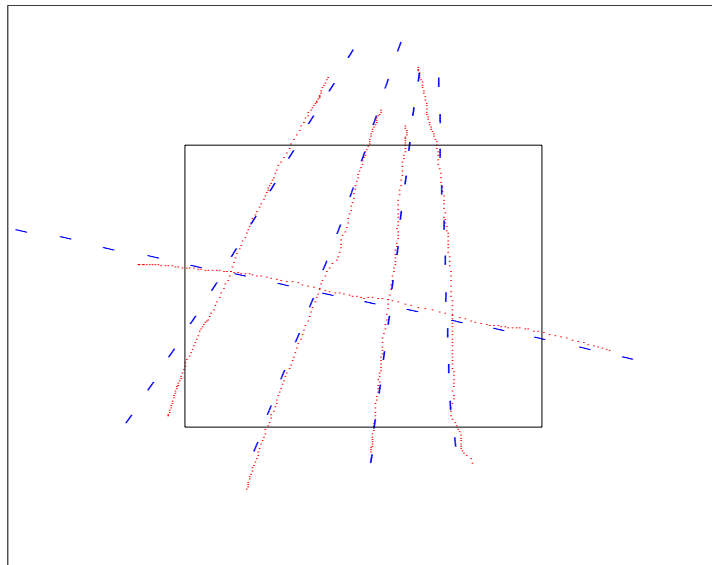


Figure 7.5.b : Comparaison des traces au sol de l'avion d'après la méthode proposée pour les données INFRAMETRICS 760 (en pointillés rouge) et d'après les données du GPS (en traits bleu). Donnés du 29/07/97. Le rectangle central délimite le site Alpillles-ReSeDA.

7.3 Obtention d'indicatrices de température de brillance

Les angles de visée et d'éclairement ont été calculés selon la même convention que celle proposée pour les données POLDER (figure 4.2, § 4.2). Rappelons que les incertitudes sur les angles zénithaux et azimutaux de visée étaient respectivement de 3 ° et 2 °.

A ce stade, nous avons la possibilité de quantifier une imprécision due à la méthodologie proposée pour les corrections atmosphériques. En effet, les angles zénithaux de visée avaient été déterminés à partir des caractéristiques instrumentales, ce qui revenait à supposer que l'INFRAMETRICS 760 était parfaitement horizontale au cours de l'acquisition des données, et que le nadir correspondait au centre optique.

Pour éviter d'utiliser ces hypothèses fortes, nous aurions pu géoréférencer les images avant traitement radiométriques, et en déduire les angles de visée réels. Cependant, les corrections géométriques dégradent, d'une façon générale, la signification de la mesure. Il était donc hasardeux d'effectuer le géoréférencement avant les corrections atmosphériques. Une autre solution était d'estimer les angles de visée en considérant le géoréférencement de chaque image. Néanmoins, cette démarche était extrêmement difficile à mettre en oeuvre d'un point de vue ressources informatiques.

Nous n'avons donc pas la possibilité de mettre en oeuvre une méthodologie autre que celle proposée. Les conséquences des incertitudes sur les angles zénithaux de visée étaient doubles. En effet, elles induisaient des erreurs sur la caractérisation des indicatrices de température ; mais aussi et surtout, elles conduisaient à des imprécisions sur les corrections atmosphériques, dont nous avons souligné les effets angulaires importants au chapitre précédent. Afin de nous assurer de la validité des angles zénithaux estimés, nous avons comparés ces derniers avant et après géoréférencement. Le résultat était un écart-type de l'ordre de 2 °, mais pouvant atteindre 5 ° pour des angles de visée élevés.

La connaissance des angles d'observation permettait alors de caractériser des indicatrices en température de brillance analogues à la FDRB dans le visible - proche infrarouge. Cependant, nous devons prendre en compte l'évolution temporelle de la

température de surface pour découpler les effets directionnels et les effets temporels. Cela était possible pour les parcelles instrumentées, sur lesquelles était mesurée la température de brillance moyenne sur 20 minutes. Une normalisation temporelle a ainsi été proposée par Q. Liu (INRA - Bioclimatologie, Avignon), pour la parcelle 214 (chaume), les données in-situ ayant montré une évolution de 2 °C sur un intervalle de temps de 60 minutes. La normalisation était basée sur le caractère sinusoïdal de l'évolution temporelle de la température.

Les données ainsi corrigées ont montré l'importance des effets directionnels (figure 7.6), de l'ordre de 5 °C sur la parcelle précitée. Nous avons observé un phénomène de hot-spot similaire à celui existant dans le visible - proche infrarouge. Ce phénomène correspondait à un pic de température lorsque le soleil et le capteur étaient dans la même direction, puisque ce dernier ne voyait que des éléments éclairés, et donc plus chauds.

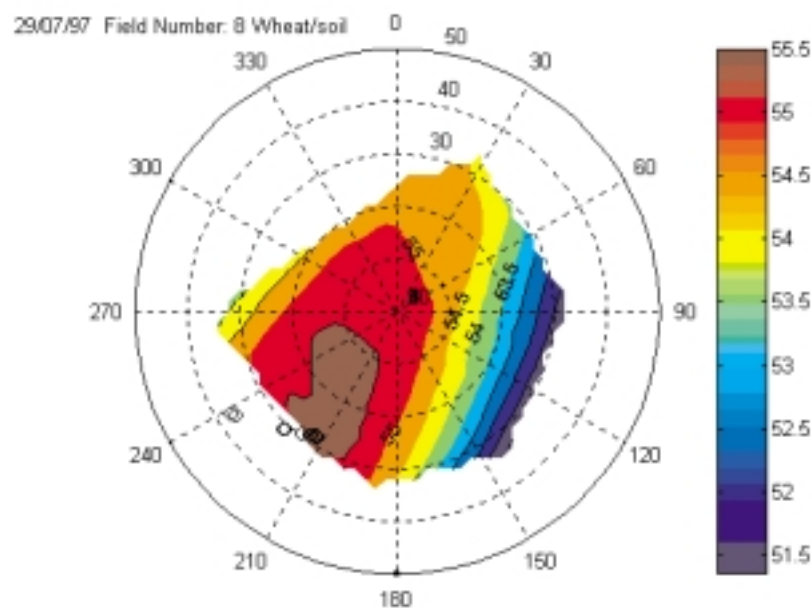


Figure 7.6 : Illustration d'une indicatrice en température de brillance obtenue sur la parcelle 214 (chaume) le 29/07/97.

7.4 Obtention de cartographies de température de brillance

Dans un premier temps, nous avons pensé caractériser l'indicatrice en température de brillance de chaque pixel afin de cartographier la température de brillance hémisphérique, qui aurait présenté l'avantage de prendre en considération les variations angulaires. Afin de tenir compte de l'évolution temporelle, une possibilité était d'utiliser les mesures in-situ sur les 7 parcelles instrumentées pour normaliser l'ensemble des mesures aéroportées. Cependant, l'évolution de la température d'une culture de luzerne ou de maïs n'était probablement pas identique à celle d'une culture de tournesol ou de blé. De plus l'évolution temporelle d'une culture en général était probablement très différente de celle d'un sol nu. Ces considérations nous ont amenés à penser que la normalisation temporelle des mesures aéroportées par les mesures in-situ pouvait constituer une source d'erreur importante.

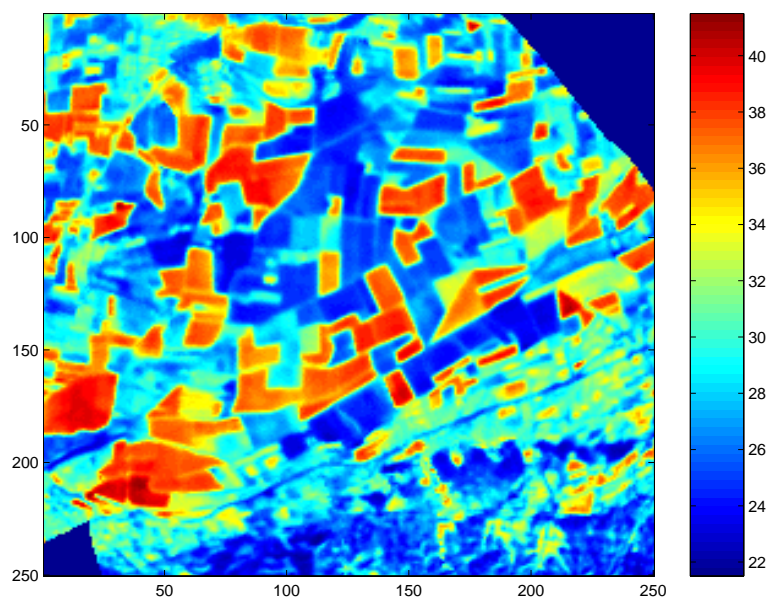


Figure 7.7 : Cartographie de la température de brillance moyenne à partir des données acquises sur 60 minutes, et selon un angle zénithal de visée compris entre 0 et 20 °. Journée du 10/04/97.

De ce fait, nous avons choisi de considérer les températures autour du nadir. Les cartographies correspondaient alors à la valeur moyenne des mesures acquises au cours

des 60 minutes que duraient les observations à 3000 m, selon un angle zénithal de visée inférieur à 20 ° (figure 7.7). L'exploitation des données POLDER (§ 4.3.1) nous avait amenés à constater que les incertitudes sur le géoréférencement induisait des FDRB bruitées pour les zones de fort gradient, c'est-à-dire les contours de parcelles et la zone de relief. Un effet similaire a été observé pour les données thermiques au travers d'une cartographie de l'écart-type sur les données considérées (figure 7.8). Pour minimiser ces effets, nous avons choisi deux solutions, en rapport avec celles proposées pour les cartographies du NDVI et de l'albédo au chapitre 4. La première était d'éliminer les pixels pour lesquels l'écart-type était supérieur à 2 °C. Cette valeur seuil semblait en effet adéquate pour l'élimination des contours (figure 7.9). La seconde solution consistait à dégrader la résolution spatiale à 40 m (figure 7.10).

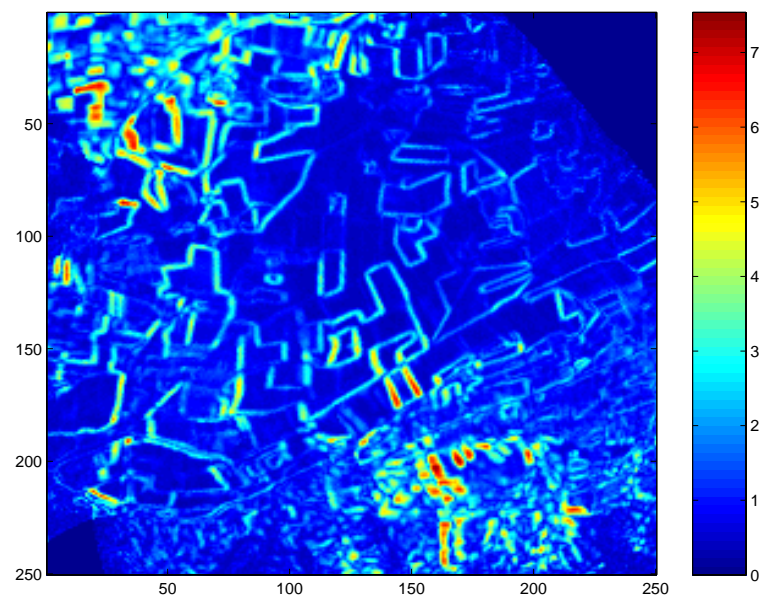


Figure 7.8 : Cartographie de l'écart-type sur les données sélectionnées pour cartographier la température de brillance moyenne. Journée du 10/04/97.

Une troisième possibilité aurait été, pour s'affranchir des effets temporels, de considérer les 5 axes séparément. Cependant, l'objectif étant de cartographier les flux énergétiques de surface sur l'ensemble du site, nous aurions été amenés à assembler des cartographies différentes d'un point de vue temporel.

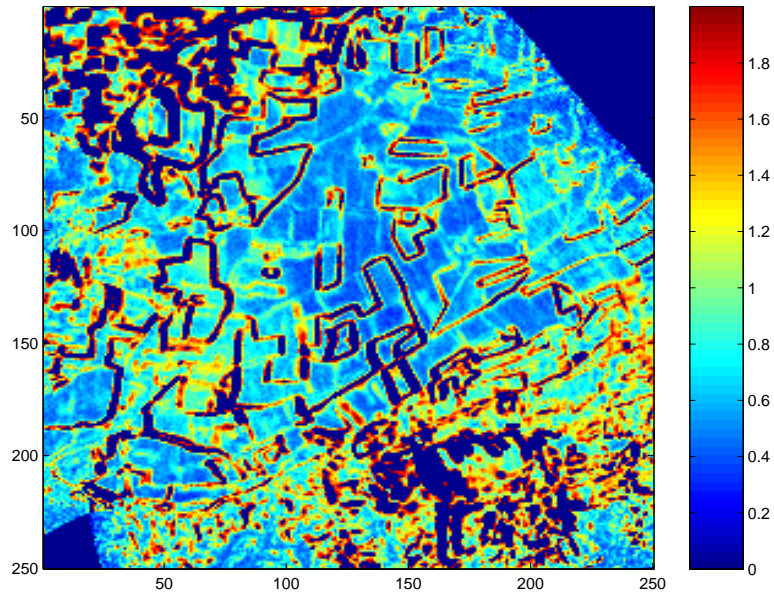


Figure 7.9 : Cartographie de l'écart-type sur les données considérées pour cartographier la température de brillance moyenne, après filtrage en éliminant les pixels dont l'écart-type était supérieur à 2 °C. Journée du 10/04/97

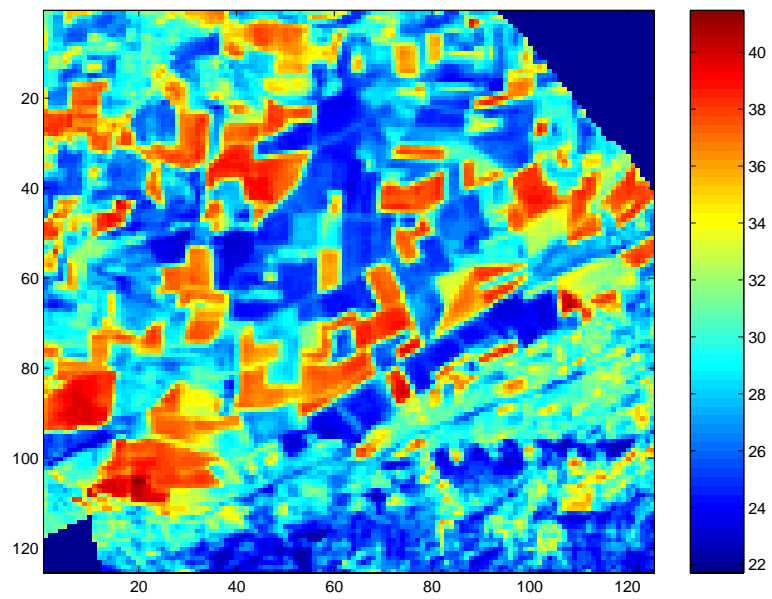


Figure 7.10 : Cartographie de la température de brillance moyenne à partir des données acquises sur 60 minutes selon un angle de visée compris entre 0 et 20 °, et après dégradation de la résolution spatiale à 40 m. Journée du 10/04/97

7.5 Conclusion

Les travaux présentés dans ce chapitre avaient pour vocation de géoréférencer les images INFRAMETRICS 760, et d'en déduire des indicatrices et des cartographies de température de brillance. Cependant, nous avons été confrontés aux problèmes de l'évolution temporelle qui nécessitait de normaliser les données aéroportées.

Cette normalisation était possible pour les parcelles instrumentées, i.e. les parcelles pour lesquelles des mesures in-situ étaient disponibles. Nous n'avons donc pu caractériser des indicatrices de température que dans ces cas précis. Les résultats ont illustré un phénomène de hot spot similaire à celui existant dans le visible, et des variations angulaires importantes, de l'ordre de 5 °C.

La normalisation temporelle était en outre nécessaire pour effectuer des cartographies. L'utilisation des mesures in-situ à cet effet nous a semblé constituer une source d'erreur, l'évolution en température des parcelles instrumentées n'étant pas forcément représentatives de l'ensemble du site. Nous avons donc décidé, dans un premier temps, de moyenniser les mesures au nadir, i.e. les mesures acquises sur une période de 45 à 60 minutes selon un angle de visée inférieur à 20 °. Pour tenir compte de l'évolution temporelle, une possibilité serait de considérer chronologiquement l'ensemble des mesures pour un pixel donné, et d'essayer un découplage entre les effets directionnels (hautes fréquences), et les effets temporels, (basses fréquences).

Le problème de la précision de localisation des pixels rencontré lors de l'exploitation des données POLDER a également été observé pour les données INFRAMETRICS 760. En effet, les cartographies d'écart-type ont fait ressortir les contours des parcelles et les zones de relief. Nous avons alors décidé soit de filtrer les cartographies en éliminant les pixels pour lesquels l'écart-type était supérieur à 2 °C, soit de dégrader la résolution spatiale à 40 m. Des procédures similaires ayant été effectuées pour les cartographies du NDVI et de l'albédo à partir des données POLDER, nous avons eu la possibilité d'en quantifier les conséquences sur les simulations du modèle SEBAL. Les résultats sont présentés au chapitre suivant, qui traite de la

validation des cartographies de température et d'albédo, mais aussi et surtout de la validation des flux énergétiques de surface estimés par SEBAL.

8.1 Introduction

L'ensemble des travaux effectués jusqu'alors a permis de disposer de trois types de cartographies correspondant à trois variables d'entrée de SEBAL : le NDVI, l'albédo et la température de brillance de surface. Les rayonnements solaire et atmosphérique ont été déterminés non pas à partir des relations semi-empiriques initialement proposées par le modèle (§ 2.2.1.3 et § 2.2.2), mais à partir de mesures de terrain (§ 3.3.1). La température de l'air à la hauteur de mélange (§ 2.2.4.2) était issue des radiosondages délivrés par METEO-FRANCE Nîmes. Le modèle calculait alors diverses variables de l'interface SVA, et surtout cartographiait les flux énergétiques de surface (figure 8.1).

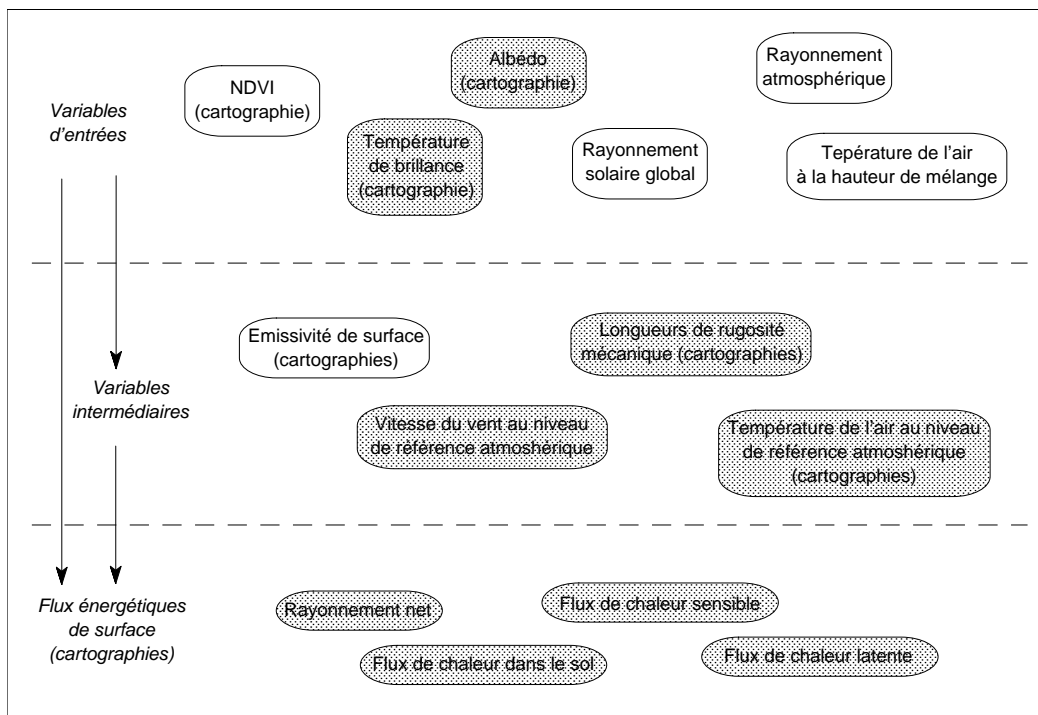


Figure 8.1 : les différentes variables de l'interface SVA considérées par SEBAL.

Les variables grisées sont celles pour lesquelles ont été effectuées les validations.

La validation que nous pouvions effectuer était intéressante sur plusieurs aspects. D'une part, le modèle était alimenté avec des données de télédétection à haute résolution spatiale. D'autre part, les mesures in-situ offraient la possibilité d'évaluer les points originaux de SEBAL, c'est-à-dire l'estimation de la vitesse du vent et de la

température de l'air. Enfin, nous disposons d'un jeu de données très conséquent, s'étalant sur une année, et permettant d'évaluer l'ensemble des composantes du bilan d'énergie.

Dans un premier temps, nous avons comparé les mesures in-situ et les estimations par télédétection pour deux variables d'entrée de SEBAL : l'albédo et la température de brillance de surface, de façon à vérifier l'une des hypothèses fondamentales du modèle, à savoir l'existence d'une corrélation spatiale entre ces deux variables, dont découle la détection des sites totalement secs et humides.

Dans un second temps, nous avons comparé les mesures in-situ et les estimations du modèle pour trois variables intermédiaires (la longueur de rugosité mécanique, la température de l'air et la vitesse du vent), et pour les quatre composantes du bilan d'énergie de surface.

Enfin, nous nous sommes intéressés à l'impact de la résolution spatiale à laquelle étaient effectuées les simulations, afin de s'assurer de la validité des cartographies générées à la résolution d'acquisition des mesures de télédétection aéroportées.

8.2 Propriétés radiatives de surface en entrée de SEBAL

8.2.1 L'albédo

L'albédo (§ 4.4.2) a été estimé en considérant trois modèles paramétriques de FDRB (les modèles de Walthall, de Roujean et MRPV), ainsi que trois combinaisons linéaires d'albédos spectraux pour extrapoler sur l'intervalle $[0.3 \text{ } 3] \mu\text{m}$. Ces choix nous ont donc conduit à comparer chaque mesure in-situ avec 9 situations pour les estimations aéroportées. Ces dernières étaient obtenues par moyennage des valeurs à l'intérieur d'une fenêtre de 3×3 pixels centrée autour du point de mesure. Afin de nous assurer de la représentativité spatiale des données sélectionnées, nous avons calculé dans chaque cas l'écart type sur les estimations à l'intérieur d'une fenêtre de 5×5 pixels. Les résultats, de l'ordre de 1.5 %, ont mis en évidence l'homogénéité spatiale de l'albédo pour les parcelles considérées, et donc le bien-fondé de notre démarche.

Les 9 estimations proposées étaient très proches les unes des autres, l'erreur quadratique moyenne entre ces dernières et les mesures in-situ variant de 0.031 (16 %) à 0.053 (26 %). L'erreur maximale correspondait à la combinaison linéaire des deux albédos spectraux rouge et proche infrarouge estimés par le biais du modèle de Roujean. L'erreur minimale correspondait à la combinaison linéaire des quatre albédos spectraux estimés par le biais du modèle MRPV (figure 8.2). Ce résultat pouvait sembler surprenant, en ce sens où nous avons remarqué antérieurement que le canal bleu était bruité et que le modèle MRPV était sensible à ces bruits (§ 4.3.5). Une explication possible était l'atténuation par l'erreur résultante de la surestimation observée dans tous les cas de figure. En effet, quelques soient le modèle paramétrique et la combinaison linéaire choisis, les estimations aéroportées reflétaient une surestimation par rapport aux mesures in-situ.

Plusieurs facteurs étaient susceptibles d'expliquer ce biais, que ce soit au niveau des mesures in-situ, des mesures PoLDER, ou de la méthode utilisée pour estimer l'albédo à partir de ces dernières.

Nous nous sommes tout d'abord assuré de la validité des corrections effectuées sur les mesures des capteurs SKYE (§ 3.3.2). Pour cela, les résultats par type de

capteurs ont été considérés séparément, et comparés avec les estimations aéroportées. Dans les deux cas, le biais était le même, et les erreurs quadratiques moyennes étaient très similaires. Les corrections appliquées semblaient donc adéquates.

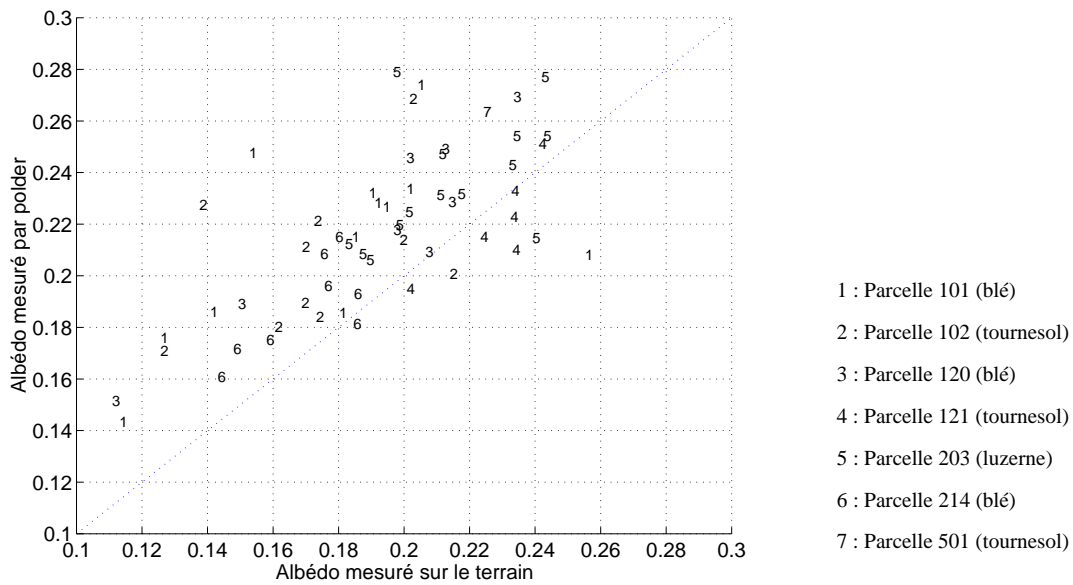


Figure 8.2 : Comparaison entre les mesures in-situ d'albédo et les estimations par télédétection (estimations obtenues par la combinaison linéaire des albédos spectraux dans les 4 canaux POLDER, eux-mêmes calculés par le biais du modèle MRPV).

Au niveau des mesures de terrain, la comparaison des rayonnements incidents mesurés en trois points a montré la validité des estimations (§ 3.3.1). De même, les protocoles d'étalonnage avaient mis en évidence la fiabilité des instruments. Les mesures in-situ semblaient donc *a priori* correctes. Dans la même optique, l'étalonnage de POLDER étant effectué tous les trois mois au cours de l'expérimentation ReSeDA, il était peu probable que ses données soient de mauvaise qualité.

La principale source d'erreur résidait alors dans la méthodologie employée pour estimer l'albédo à partir des mesures POLDER. L'inversion des modèles de FDRB avait été testée en considérant pour chaque pixel l'erreur quadratique moyenne relative entre FDRB observée et reconstituée. Pour une résolution spatiale de 20 m, après exclusion des pixels bruités par les imprécisions sur les corrections géométriques (§ 4.4.2), l'erreur quadratique moyenne relative était de l'ordre de 5 %. L'inversion des modèles paramétriques n'engendrait donc pas d'imprécision significative.

En fait, l'incertitude majeure résidait dans l'extrapolation spectrale au domaine [0.3 3] μm des mesures dans les canaux POLDER. Plus particulièrement, la procédure proposée pour déterminer les coefficients de la combinaison linéaire (eq 4.13), et surtout les hypothèses et simplifications considérées, expliquaient en partie la surestimation observée. Rappelons que ces coefficients étaient déterminés à l'aide du modèle de transfert radiatif DISORD (§ 4.3.5) sur l'intervalle spectral [400 - 2500] nm, en considérant des longueurs d'ondes similaires à celles de capteurs existants (NOAA, MSG et MERIS). De ce fait, les bandes spectrales de POLDER étaient sensiblement différentes, et correspondaient non pas à des longueurs d'onde, mais à des canaux de largeur 10 ou 20 nm. De plus, les simulations ne considéraient pas les intervalles [300 - 400] nm et [2450 - 3000] nm, ce qui induisait une sous estimation du rayonnement incident et donc une surestimation de l'albédo (le rayonnement réfléchi sur ces intervalles est quasiment nul). Des simulations à l'aide du modèle SAIL (§ 3.3.2) ont montré que cette dernière pouvait être de l'ordre de 6 à 8 %. Enfin, Weiss et al (1999) ont remarqué que la prise en compte d'un canal dans le moyen infrarouge améliorait la précision d'estimation. Or, le moyen infrarouge est caractéristique d'une bande d'absorption par l'eau autour de 1300 nm. De ce fait, la détermination de l'albédo par télédétection sans disposer de mesures dans le moyen infrarouge pouvait induire des valeurs supérieures à la réalité. Toutefois, l'imprécision étant de l'ordre de 15 %, les données aéroportées ont été utilisées telles quelles. Nous verrons ultérieurement les conséquences sur le rayonnement net (§ 8.4.2).

8.2.2 La température de brillance

Nous avons eu la possibilité de comparer les estimations aéroportées de température de brillance avec deux types de mesures in-situ, à savoir les mesures de routine et les mesures ponctuelles (§ 3.3.3). Ces dernières avaient des précisions comprises entre 0.3 et 0.8 °C (précisions données par les résidus d'étalonnage).

8.2.2.1 Comparaison avec les mesures ponctuelles

Les mesures ponctuelles étaient acquises à l'aide d'un radiomètre IRT portable, selon un protocole permettant d'effectuer un étalonnage journalier précis, et prenant en considération la variabilité spatiale de la température pour les surfaces considérées. Afin que les comparaisons soient effectuées à partir de mesures équivalentes au niveau temporel et directionnel, les données aéroportées sélectionnées correspondaient à des observations au nadir et synchronisées avec celles acquises sur le terrain (§ 3.3.3.1). De ce fait, seules quatre situations offraient la possibilité d'effectuer des comparaisons. Ces quatre situations étaient les suivantes :

- des mesures in-situ acquises sur deux parcelles présentant des températures de surface élevées (parcelle 121, tournesol sénescents et parcelle 202, sol nu), conjointement avec des données aéroportées acquises à des altitudes de 3000 m ;
- des mesures in-situ acquises sur deux parcelles présentant des températures de surface moindres (parcelle 203, luzerne et parcelle 301, prairie), conjointement avec des données aéroportées acquises à des altitudes de 1500 m.

Afin de s'affranchir des perturbations dues aux effets de bord, les mesures aéroportées sélectionnées étaient localisées au centre des parcelles, et correspondaient à des fenêtres de 5×5 pixels pour les données à 3000 m (résolution spatiale de 20 m), et des fenêtres de 10×10 pixels pour les données à 1500 m (résolution spatiale de 10 m).

Le 04/09/97, la parcelle 121 était une culture de tournesol en phase de sénescence. Nous avons expliqué au chapitre 3 que dans ce cas, les mesures de terrain étaient effectuées à la verticale des éléments composant le couvert végétal, et que les éléments ensoleillés et ombrés étaient différenciés. Ces données présentaient donc une variabilité importante (figure 8.3). Les mesures aéroportées, en revanche, ne semblaient refléter que les composantes ensoleillées. Cela pouvait s'expliquer par l'aspect des plants de tournesol sénescents qui induisait peu d'effet d'ombre, le capteur voyant en très grande majorité du sol nu ensoleillé. En ne considérant que les hautes températures, la comparaison entre les mesures de terrain et les estimations aéroportées après corrections radiométriques montraient la validité de ces dernières. Une validation plus rigoureuse serait de considérer par le biais des données Vis-PIR le pourcentage de couverture du sol, et de pondérer en conséquence les mesures in-situ relatives au sol et à la végétation.

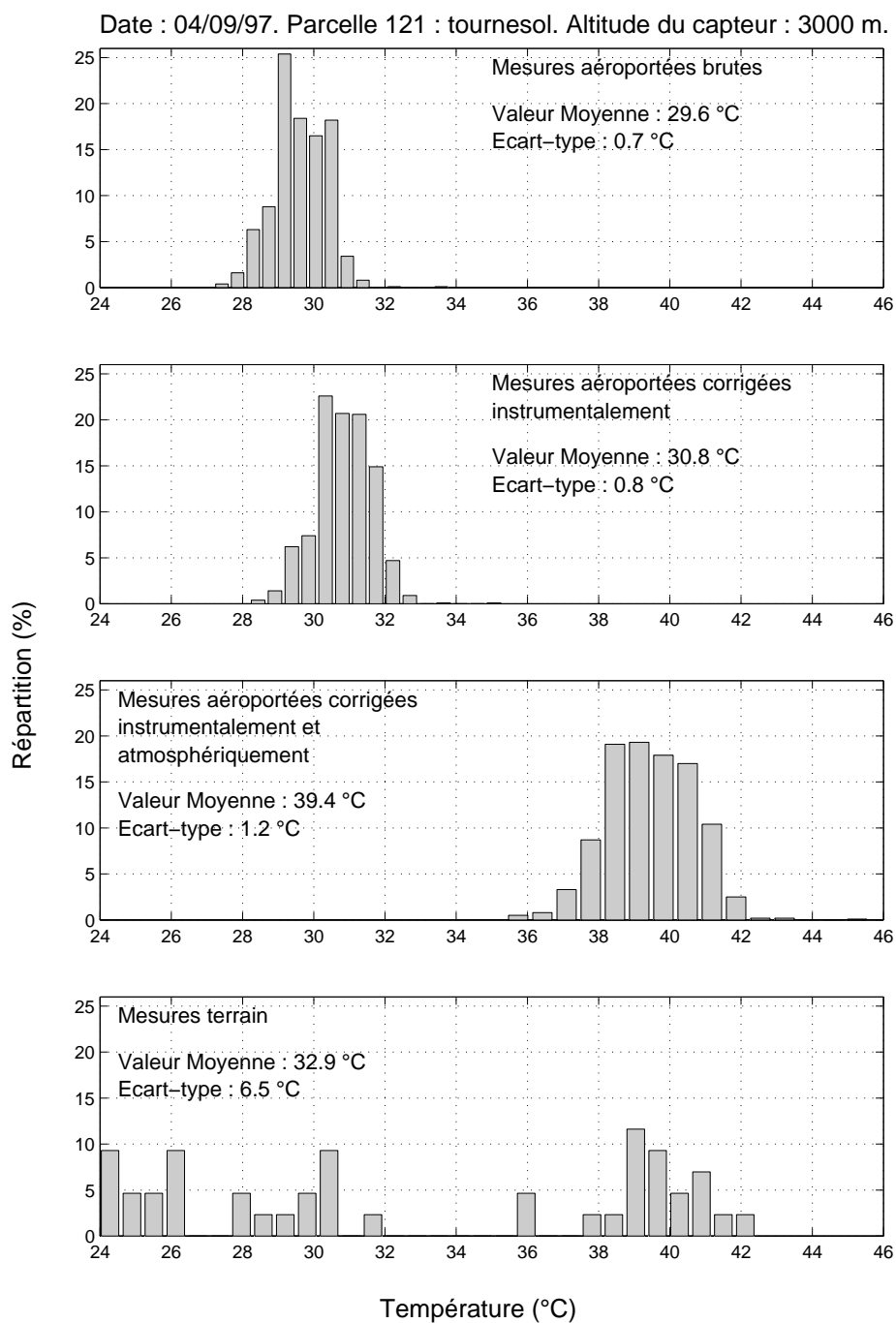


Figure 8.3 : histogramme des mesures aéroportées (brutes et à deux niveaux de corrections) et des mesures de terrain acquises avec le radiothermomètre IRT portable.

Parcelle de tournesol sénescant, le 04/09/97.

Ce même jour, la parcelle 202 était un sol nu. La dynamique spatiale des mesures de terrain s'est avérée très importante, de l'ordre de 5 °C (figure 8.4). Nous l'avons expliqué par le micro-relief qui entraînait des effets d'ombre, les mesures ayant

une trace au sol de l'ordre de la dizaine de cm. Leur comparaison avec les données aéroportées après corrections radiométriques a montré que ces dernières étaient de bonne qualité : l'écart entre les valeurs moyennes était de 1.4 °C.

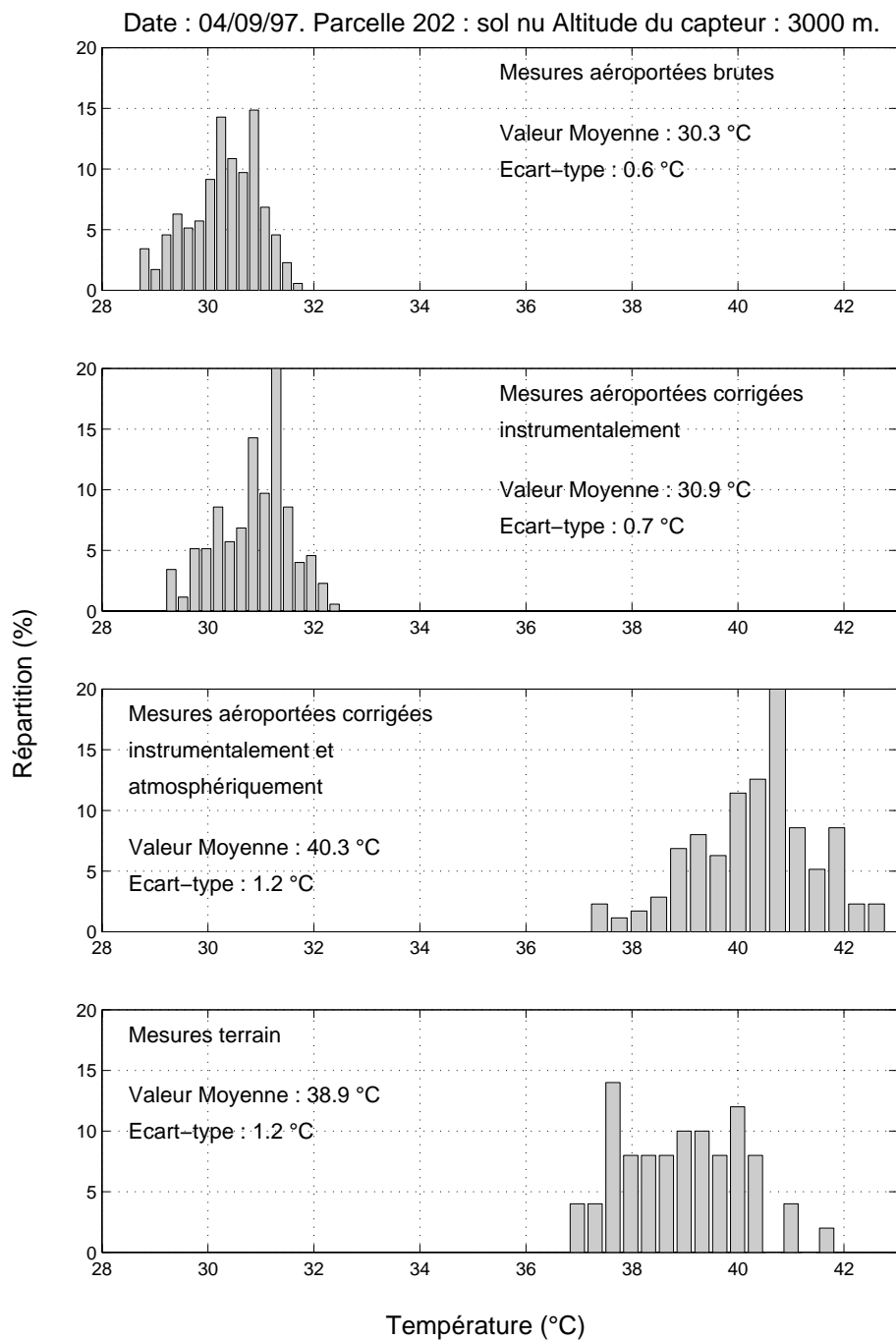


Figure 8.4 : histogramme des mesures aéroportées (brutes et à deux niveaux de corrections) et des mesures de terrain acquises avec le radiothermomètre IRT portable. Parcelle de sol nu, le 04/09/97.

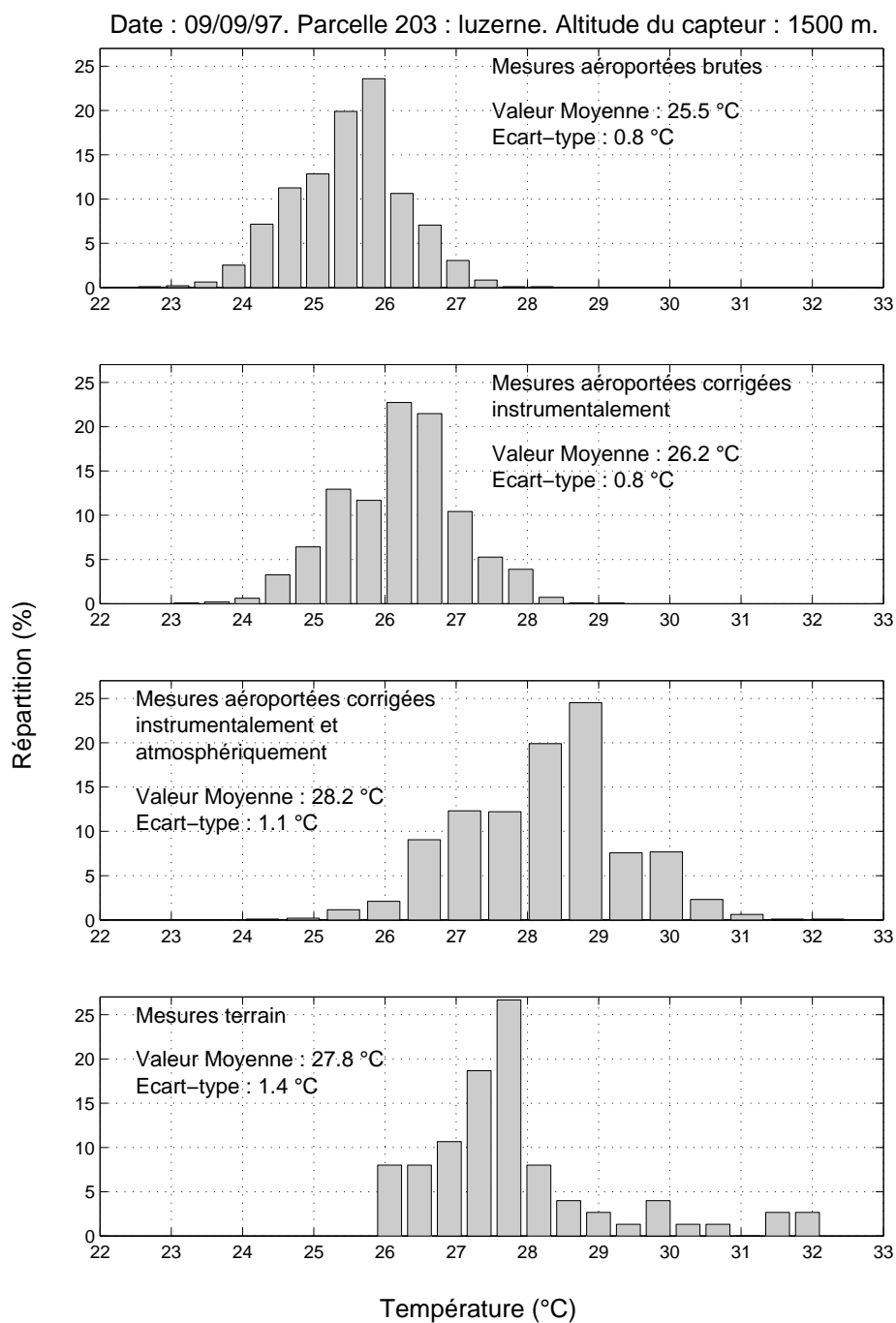


Figure 8.5 : histogramme des mesures aéroportées (brutes et à deux niveaux de corrections) et des mesures de terrain acquises avec le radiothermomètre IRT portable.

Parcelle de luzerne, le 09/09/97.

Le 09/09/97, la parcelle 203, correspondant à une culture de luzerne, exhibait un couvert peu couvrant (coupe effectuée trois semaines auparavant). Nous avons également constaté dans ce cas une forte variabilité spatiale des mesures in-situ, de

l'ordre de 6 °C (figure 8.5), expliquée par la variabilité du taux de couverture. En effet, l'instrument percevait des proportions de sol ou de végétation très variables, ce qui induisait des estimations très différentes. La validation était très satisfaisante, l'écart entre les valeurs moyennes étant de l'ordre de 0.4 °C.

Le 18/09/97, la prairie présentait une caractéristique intéressante : une partie était coupée, induisant un contraste en température de brillance important. Les histogrammes des mesures in-situ et des estimations aéroportées présentaient deux modes distants de 4 °C, et correspondant à la partie coupée (températures plus élevées) et à celle non coupée (figure 8.6). La comparaison entre les deux types de mesures a montré une différence de l'ordre de 1 °C.

Ces comparaisons entre les estimations aéroportées et les mesures in-situ ont mis en évidence, pour les cas de figure considérés, la qualité des données aéroportées. Cependant, nous avons souligné au chapitre 6, l'importance de la variabilité spatiale de l'atmosphère sur la représentativité des radiosondages et donc sur la précision des corrections atmosphériques. Ainsi, il était fort probable que les cas de figure permettant des comparaisons correspondaient à des situations météorologiques n'induisant pas de fortes variations spatiales des caractéristiques atmosphériques. Néanmoins, des situations contraires ayant été rencontrées au cours de l'expérimentation (§ 6.3.3), il n'était pas possible, à partir de ces quatre validations, de dresser une conclusion générale.

En outre, nous avons pu constaté l'importance des corrections atmosphériques pour les températures de surface élevées, conformes aux observations relatées dans le chapitre 6. En effet, les deux premiers exemples présentés ci-dessus ont illustré l'amplitude de ces corrections, de l'ordre de 10 °C. Notons à ce sujet que le jour considéré pour ces deux cas (04/09/97) correspondait à une atmosphère très humide, que les données aéroportées étaient acquises à une altitude de 3000 m, et que les températures de brillance des parcelles de validation étaient élevées. Ces trois facteurs réunis expliquaient l'amplitude des corrections atmosphériques, conduisant à des estimations proches des mesures in-situ dans un intervalle d'environ 1 °C.

Enfin, un dernier point intéressant est la similitude des variabilités spatiales reflétées par les deux modes d'observation. Cependant, il serait très hasardeux de conclure que les données aéroportées à des résolutions de 10 et 20 m reflétaient la variabilité des mesures in-situ. En effet, les représentativités spatiales étaient très différentes : les mesures de terrain avaient une trace au sol circulaire de l'ordre de 10

cm de diamètre, tandis que les estimations aéroportées étaient des pixels de 10 à 20 m de côtés.

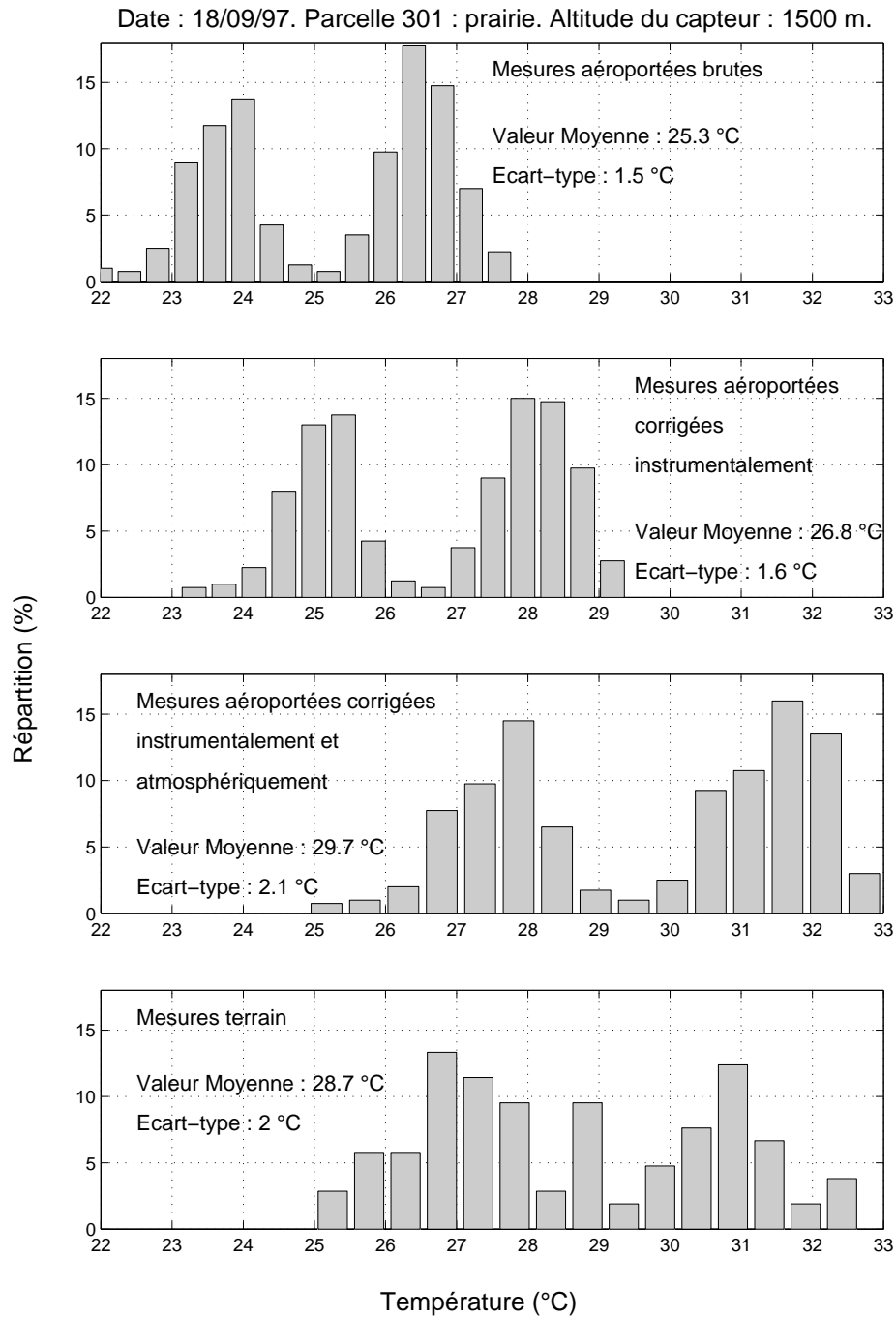


Figure 8.6 : histogramme des mesures aéroportées (brutes et à deux niveaux de corrections) et des mesures de terrain acquises avec le radiothermomètre IRT portable.
 Prairie coupée et non coupée, le 18/09/97.

8.2.2.2 Comparaison avec les mesures de routine

Les mesures de routine présentait un intérêt tout particulier. Elle permettaient en effet d'effectuer des comparaisons pour tous les jours d'acquisition de mesures aéroportées, ce qui rendait possible une validation globale et l'estimation d'une précision pour l'ensemble du jeu de données INFRAMETRICS 760 acquis au cours de l'expérimentation ReSeDA. Cependant, elles correspondaient à une intégration directionnelle allant de 0 à 40 ° environ (§ 3.3.3.2). Il semblait difficile, dans ce contexte, de sélectionner des données aéroportées en adéquation du point de vue directionnel. De ce fait, nous avons choisi dans un premier temps d'utiliser les cartographies au nadir dont l'obtention a été présentée au chapitre 7 (figure 7.7). Précisons avant tout que les mesures in-situ acquises sur la parcelle 203 n'ont pas été retenues, étant donné qu'elles se sont avérées erronées.

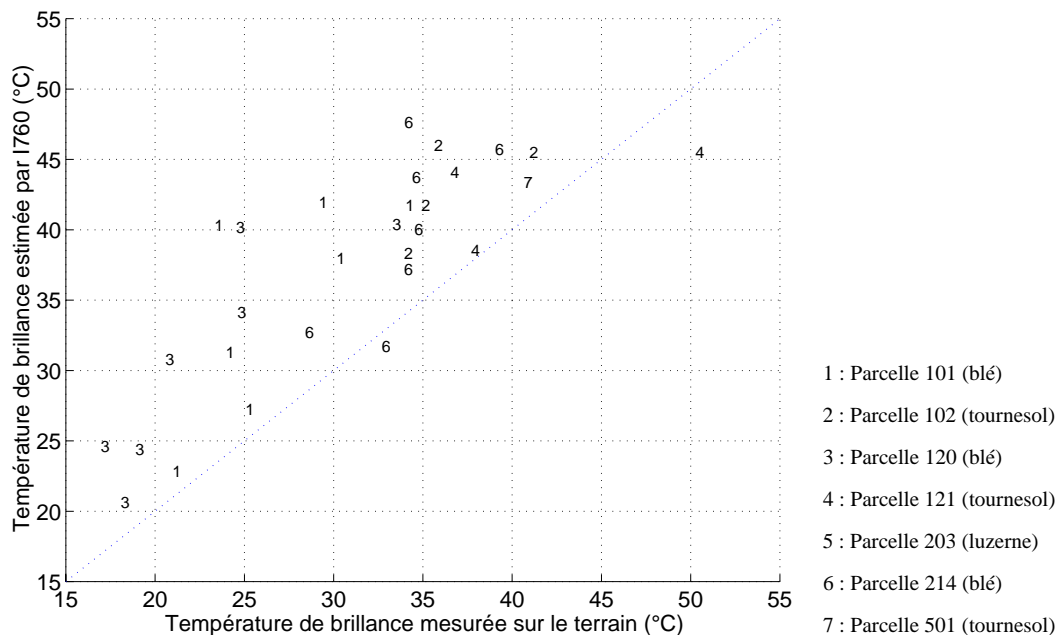


Figure 8.7 : comparaison, pour l'ensemble de l'expérimentation ReSeDA, des estimations INFRAMETRICS 760 avec les mesures in-situ acquises en routine à l'aide de radiothermomètre IRT.

Les résultats de la comparaison entre les estimations INFRAMETRICS 760 et les mesures in-situ n'étaient pas satisfaisantes (figure 8.7). Ils faisaient en effet apparaître un biais de l'ordre de 8 °C. Ce dernier pouvait en partie être dû aux différences de représentativité spatiale, spectrale, temporelle et directionnelle. De

même, les mesures de routine avaient des traces au sol de l'ordre de 8 m², alors que certaines parcelles présentaient une très forte variabilité spatiale, en particulier les parcelles de tournesol. Enfin, les conséquences de la variabilité spatiale de l'atmosphère mises en évidence précédemment (§ 6.3.3) pouvaient induire des corrections atmosphériques très imprécises pour certaines journées. Cependant, le biais observé, de l'ordre de 8 °C, révélait des problèmes majeurs du point de vue instrumental, soit au niveau de l'INFRAMETRICS 760, soit au niveau des radiothermomètres de terrain. Les données aéroportées ayant été validées pour la journée du 04/09/97 à l'aide des mesures ponctuelles (§ 8.2.2.1), une comparaison a été effectuée pour cette journée. Dans ce cas, les mesures de routine étaient disponibles pour les parcelles 102 et 121. Celles de la parcelle 121 sont apparues satisfaisantes, mais celles de la parcelle 102 étaient trop faibles. Il n'était donc pas possible de conclure sur la fiabilité de tel ou tel jeu de données. Nous nous sommes assurés de la validité des mesures aéroportées à l'aide des mesures ponctuelles pour les 04, 09 et 18/09/97, mais rien ne nous permettait d'extrapoler aux autres journées.

8.2.2.3 Conclusion

Les mesures in-situ de température de brillance acquises sur le site expérimental Alpilles-ReSeDA devaient permettre d'effectuer deux types de validation dont la complémentarité était très intéressante. Les mesures ponctuelles, qui avaient les mêmes caractéristiques directionnelles que avec les mesures aéroportées, offraient en outre la possibilité de considérer la variabilité spatiale intra-parcellaire, et de la comparer, dans une certaine mesure, avec celle reflétée par les données INFRAMETRICS 760. Les mesures de routine devaient assurer une validation globale sur l'ensemble de l'expérimentation. Malheureusement, les problèmes rencontrés, principalement d'ordre instrumental, ne nous ont pas permis de dresser une conclusion globale et d'annoncer une précision pour les mesures aéroportées. La validité des mesures de routine ayant été remise en cause, il a été décidé de conserver les données INFRAMETRICS 760 telles quelles.

8.3 Vérification des hypothèses du modèle relatives à la relation entre la température de surface et l'albédo

Nous étions en mesure, après l'obtention des cartographies d'albédo et de température de brillance, de vérifier l'une des hypothèses fondamentales de SEBAL, à savoir la corrélation spatiale entre ces deux variables, dont découle la détection des pixels secs et humides (§ 2.1.1).

La vérification a été effectuée pour tous les jours de l'expérimentation, et pour les résolutions spatiales de 20 et 40 m. Dans cette optique, nous avons considéré les pixels par classe d'albédo, selon un pas de 0.01. Pour une classe d'albédo correspondant à l'intervalle $[a_s - a_s + 0.01]$, la valeur moyenne de la température de brillance et l'écart type correspondant ont été calculés.

Sur l'ensemble de l'expérimentation, l'hypothèse était valide, avec cependant des écarts type sur la température de brillance conséquents (jusqu'à 7 °C). Ces derniers pouvaient avoir plusieurs raisons. D'une part, la variabilité des surface naturelles en température de brillance à l'intérieur d'une classe d'albédo. Bastiaanssen (1995) avait observé des variations pouvant atteindre 10 à 15 °C. D'autre part, l'imprécision sur les mesures aéroportées constituait une explication possible. En effet, la classification des pixels était précise à 0.03, cette valeur correspondant à l'incertitude sur l'albédo ; alors que la précision sur la température de brillance était au mieux de 1 °C et au pire de 8 °C. Enfin, les incertitudes sur le géoréférencement, induisant que les cartographies n'étaient pas exactement superposables, constituaient également une source d'erreur.

Les figures 8.8 et 8.9 illustrent deux cas de figure représentatifs, à savoir une journée pour laquelle la corrélation était bien prononcée (12/03/97), et une journée pour laquelle elle l'était nettement moins (09/06/97). Le second cas pouvait s'expliquer par les fortes précipitations de la veille (33 mm) induisant une homogénéisation des caractéristiques de surface, et donc un contraste moins prononcé.

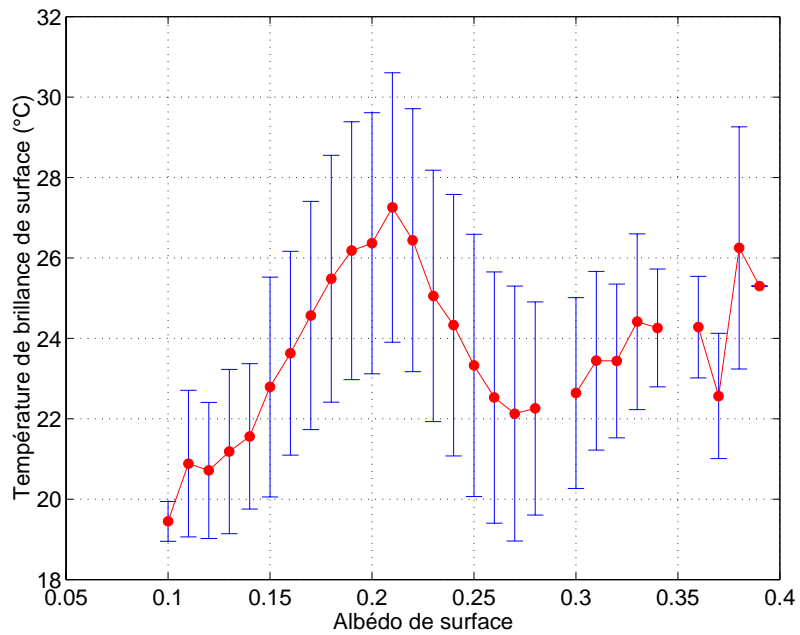


Figure 8.8 : Distribution de la température de brillance de surface en fonction de l'albédo (12/03/97).

Les points représentent les valeurs moyennes, les segments représentent les écarts type.

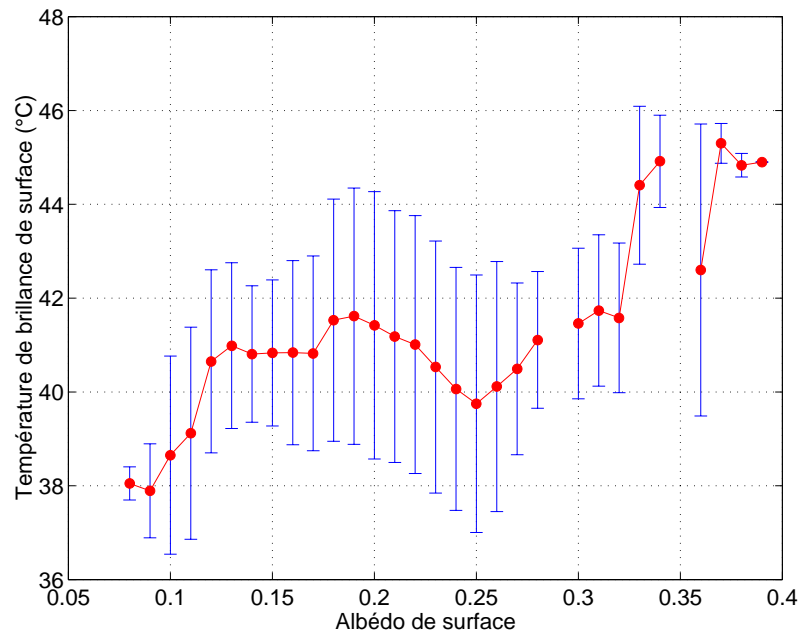


Figure 8.9 : Distribution de la température de brillance de surface en fonction de l'albédo (09/06/97).

Les points représentent les valeurs moyennes, les segments représentent les écarts type.

Le domaine de validité de cette corrélation correspondait globalement à l'intervalle d'albédo [0.05 0.35], avec des variations pour les valeurs limites d'une

journée à une autre. Ces résultats étaient réalistes, en ce sens où l'hypothèse de corrélation entre température et albédo concerne les surfaces naturelles, dont l'albédo est généralement inférieur à 0.4. Les valeurs supérieures rencontrées correspondaient soit à des sites urbains ou industriels, soit à la zone de relief (chaîne de montagnes des Alpilles). Les variations des bornes de l'intervalle d'albédo pour lequel était pleinement vérifiée l'hypothèse nous ont amené à sélectionner ces valeurs limites quotidiennement. Les résultats présentés ici, obtenus avec des cartographies à 20 m de résolution, étaient quasiment les mêmes avec les cartographies à 40 m.

L'hypothèse fondamentale de SEBAL concernant la variabilité spatiale en relation avec les conditions hydriques s'est donc révélée valide pour l'ensemble des jours de l'expérimentation ReSeDA. Ce résultat était pour le moins très important en ce sens ou les atouts majeurs du modèle, à savoir la détermination de la vitesse du vent et de la température de l'air à partir des sites en conditions hydriques extrêmes, repose sur l'existence d'une telle situation. Concluons ici en précisant que ces résultats étaient très encourageants, puisque l'hypothèse était également vérifiée pour une journée précédée de fortes précipitations, ce qui *à priori* pouvait ne pas être le cas.

8.4 Comparaison entre les sorties SEBAL et les mesures de terrain

La comparaison entre les résultats du modèle et les mesures in-situ constituaient le but de ce travail. Rappelons tout d'abord au travers d'une énumération, l'ensemble des variables d'entrée du modèle, ainsi que de leur obtention dans le cadre de notre étude.

Le NDVI, l'albédo et la température de brillance de surface, ont été cartographiés à l'aide des données aéroportées POLDER et INFRAMETRICS 760. Plusieurs filtres ont été appliqués pour éliminer les valeurs irréalistes de réflectance au nadir, de réflectance hémisphérique, de NDVI et d'albédo, ainsi que les valeurs d'albédo hors de l'intervalle vérifiant l'hypothèse de corrélation avec la température. Pour les simulations effectuées à 20 m de résolution, les pixels bruités ont été filtrés, soit par le biais d'une valeur seuil sur l'erreur quadratique moyenne entre FDRB observée par POLDER et reconstituée par le modèle paramétrique (§ 4.3.5), soit par le biais d'une valeur seuil sur l'écart type des températures au nadir sélectionnées (§ 7.4). Enfin, la relation exprimant l'émissivité de surface en fonction du NDVI n'est valable que pour des valeurs de ce dernier comprises entre 0.15 et 0.85. Cependant, l'exclusion des pixels en dehors de cet intervalle était contradictoire avec la philosophie du modèle. En effet, les valeurs de NDVI supérieures à 0.15 (respectivement 0.85) correspondaient à des sols nus (respectivement des couverts végétaux très développés et donc évaporant), c'est-à-dire à des pixels en conditions hydriques extrêmes. Nous avons alors préféré, pour ces cas de figure, calculer l'émissivité en injectant dans la formulation les valeurs limites précitées.

La température de l'air à 100 m au dessus de la surface, était donnée par les radiosondages METEO-FRANCE Nîmes. Cela correspondait à une hauteur de 160 m au dessus du site expérimental Alpilles-ReSeDA (figure 6.5 - chapitre 6).

Les rayonnements solaire et atmosphérique étaient mesurés sur le site météorologique selon un pas de temps de 20 minutes. Nous avons moyenné les valeurs enregistrées au cours de la période d'acquisition des mesures aéroportées, c'est-à-dire sur une période d'environ une heure (l'écart type correspondant était de l'ordre de 0.5 % sur le rayonnement atmosphérique et de 3 % sur le rayonnement solaire). L'atmosphère

étant supposée être uniforme, ces rayonnements étaient considérés représentatifs de toute la zone. Cette hypothèse avait été vérifiée au préalable (§ 3.3.1).

Enfin, la hauteur des mesures in-situ variant selon les parcelles et selon les périodes au cours de l'expérimentation, nous avons choisi une valeur générique pour ce niveau de 2 m. Nous avons constaté, au travers de simulations, que les flux convectifs calculés par le modèle étaient peu sensibles à des variations entre 2 et 5 m (10 W.m^{-2}).

Ce qui suit est donc une tentative de "validation" du modèle SEBAL sur le site Alpilles-ReSeDA, c'est-à-dire une comparaison entre les estimations de ce dernier et les mesures in-situ. Nous allons d'abord nous intéresser aux variables intermédiaires, i.e. à certaines variables de l'interface SVA, puis ensuite aux flux énergétiques de surface. Précisons avant de présenter les résultats que les valeurs estimées par le modèle ont été obtenues par moyennage à l'intérieur de fenêtres de 3×3 pixels centrées autour des points de mesures in-situ. Afin de s'assurer de la validité de cette démarche, nous avons au préalable calculé, pour l'ensemble des variables considérées, l'écart type des valeurs à l'intérieur de fenêtres de 5×5 pixels. Les résultats ont montré le bien-fondé de cette approche, les écarts type constatés pour l'ensemble des variables étant compris entre 1 et 5 %. Enfin, précisons que les estimations in-situ étaient des moyennes de valeurs enregistrées sur la période d'acquisition des mesures aéroportées.

8.4.1 Les variables intermédiaires ou variables de l'interface SVA

Les variables intermédiaires que nous avons pu considérer sont la rugosité mécanique, la vitesse du vent et la température de l'air à 2 m.

SEBAL calcule la rugosité mécanique à partir du NDVI par le biais d'une relation empirique de forme exponentielle (eq 2.17). Les estimations in-situ ont été obtenues par le biais de mesures de hauteur de la végétation, en considérant que la rugosité mécanique était égale à 0.13 fois la hauteur des couverts considérés (§ 1.2.3.2). La comparaison a montré une forte dispersion (figure 8.10). Nous avons également remarqué une nette surestimation par le modèle pour la parcelle 203 (luzerne). Enfin, la relation utilisée par SEBAL pouvait donner, pour un même type de couvert, des

estimations nettement supérieures aux mesures in-situ (parcelle 120, blé) ou nettement inférieures (parcelle 101, blé). Il semblait donc nécessaire de reconsidérer les valeurs des coefficients empiriques pour chaque parcelle, c'est-à-dire d'effectuer un calage sur chacune d'entre elles et selon les périodes.

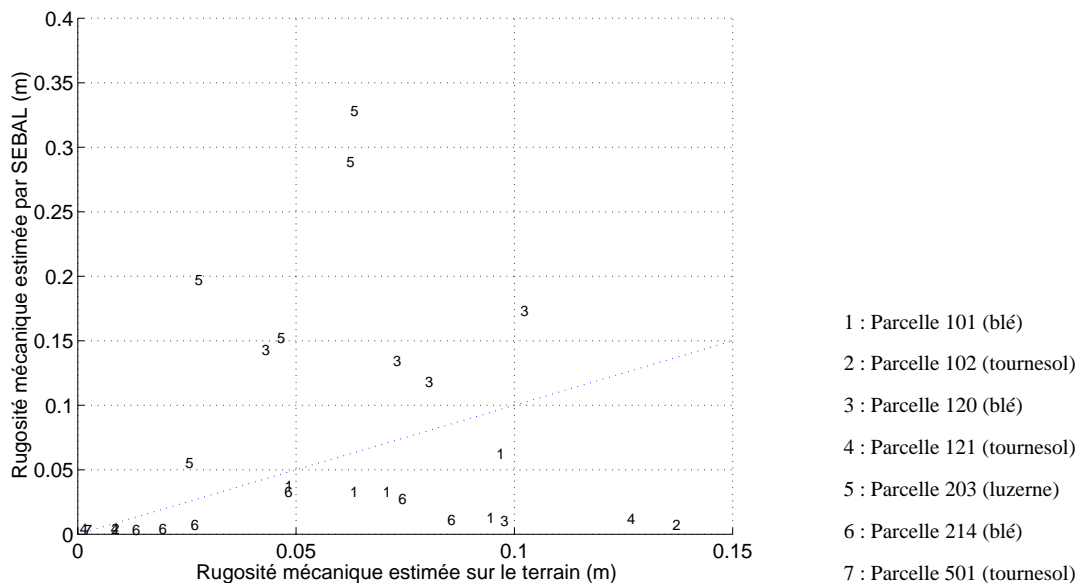


Figure 8.10 : Comparaison, pour la longueur de rugosité mécanique, entre les mesures in-situ et les estimations selon la relation empirique utilisée par SEBAL.

La ligne en pointillés représente la droite 1:1.

D'une façon générale, nous ne pouvons conclure sur la validité des mesures in-situ ou sur celle de la relation proposée. En effet, la rugosité mécanique n'est ni fonction uniquement de la hauteur du couvert, ni fonction uniquement de la surface foliaire (prise en compte dans la relation empirique par le biais du NDVI). Considérer uniquement la hauteur (cas des mesures in-situ) ne tient pas compte de la résistance foliaire qui devient dominante pour des couverts épars. En outre, ne considérer que l'influence de la surface foliaire (cas de la relation utilisée par SEBAL), même pour des couverts épars, est hasardeux : deux couverts de maïs et de blé ayant un faible LAI n'auront pas la même hauteur, et donc pas la même rugosité mécanique. En définitive, les seules conclusions que nous pouvons tirer sont que l'aspect empirique de la relation utilisée par SEBAL ne lui confère aucun aspect opérationnel. En effet, ne prendre en compte qu'une variable conduit à devoir recalculer les coefficients de la relation pour

des situations différentes (situations structurelles, c'est-à-dire selon les couverts observés, ou situations micrométéorologiques).

D'une façon générale, la détermination de la rugosité mécanique est très difficile, car cette dernière résulte de multiple processus : la résistance de la plante à l'écoulement de l'air, qui dépend de la vitesse du vent ; la résistance de la culture (effet de groupe), qui dans ce cas est corrélée à la direction du vent (un couvert en rang a une rugosité mécanique moindre lorsque la direction du vent est parallèle aux rangs). Il s'agit donc d'un point crucial, car la rugosité mécanique est une variable primordiale dans l'expression du flux de chaleur latente.

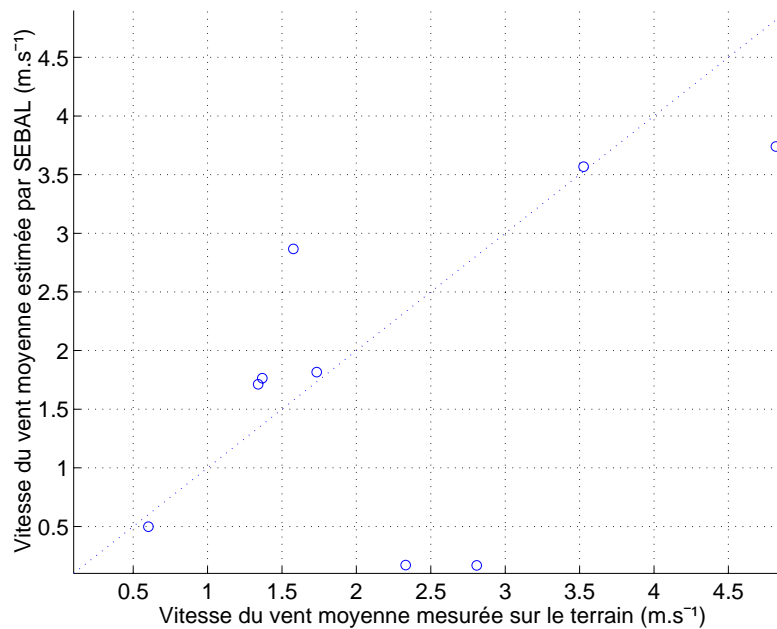


Figure 8.11 : Comparaison entre la valeur moyenne de la vitesse du vent in-situ (d'après les 7 points de mesures du site Alpilles-ReSeDA), et la valeur moyenne estimée par SEBAL.

La ligne en pointillés représente la droite 1:1.

SEBAL calcule la vitesse du vent moyenne d'après les variables de l'interface SVA obtenues par agrégation des pixels secs. Afin de la comparer avec les mesures in-situ, nous avons moyenné ces dernières en considérant simultanément l'écart type afin de caractériser la variabilité spatiale. La comparaison a montré le bien fondé de l'approche (figure 8.11). Cependant, plusieurs points suggéraient la plus grande réserve vis-à-vis de ces résultats. Tout d'abord, l'écart type entre les vitesses du vent relevées sur les 7 points de mesures in-situ variait entre 50 et 80 % (rapport entre l'écart

quadratique moyen et la valeur moyenne) selon les journées, ce qui soulignait la grande variabilité spatiale, et donc le fait que considérer une valeur moyenne était une hypothèse très forte. Ensuite, bien que la comparaison ait montré l'existence d'une corrélation entre les deux estimations, la dispersion, quantifiée par le biais de l'erreur quadratique moyenne, était de l'ordre de 1.3 ms^{-1} , soit environ 60 %. Enfin, notons deux cas de figure pour lesquels les simulations donnaient une nette sous-estimation. Dans ces cas, nous avons dû fixer des valeurs limites sur la vitesse de frottement pour éviter que le processus itératif résolvant le système d'équation (2.23) diverge. De ce fait, ces estimations nous ont semblé erronées car les conditions d'obtention étaient sujettes à des problèmes d'instabilité dans les résolutions numériques.

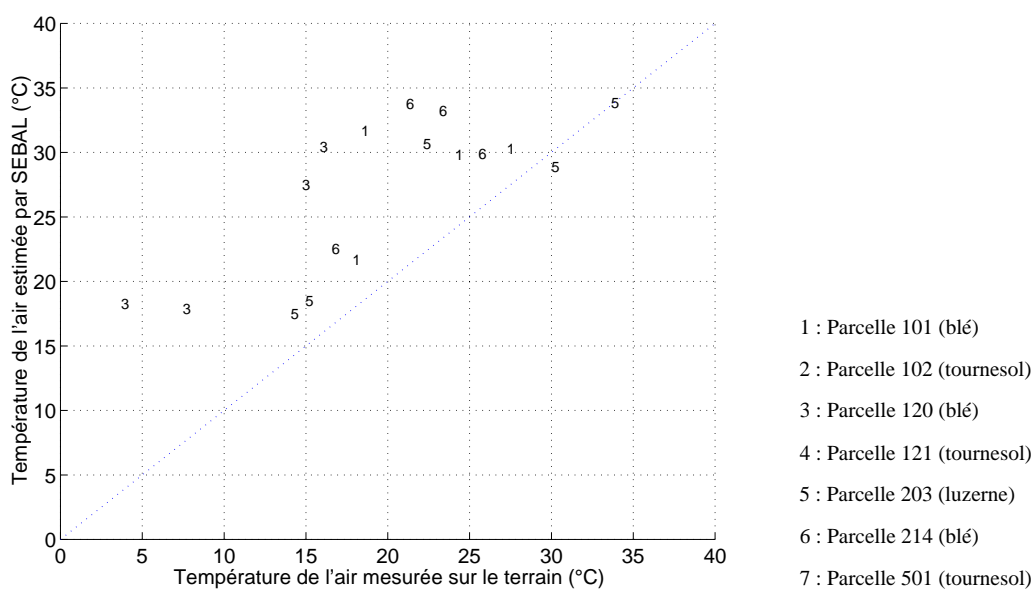


Figure 8.12 : Comparaison entre la température de l'air mesurée sur le terrain et celle calculée par SEBAL. La ligne en pointillés représente la droite 1:1.

SEBAL détermine la température de l'air T_a en supposant que la différence $T_s - T_a$ est linéairement reliée à la température de surface T_s . Les estimations par le modèle de la température de l'air étaient très différentes des mesures in-situ (figure 8.12). Nous avons observé un biais de l'ordre de 9 °C , dont les origines pouvaient être de nature instrumentale (problèmes des mesures de l'INFRAMETRICS 760) ou méthodologique. Cependant, le flux de chaleur sensible étant proportionnel à la différence $T_s - T_a$, nous avons ensuite effectué une validation sur cette dernière. La corrélation était alors nettement plus prononcée (figure 8.13). L'écart quadratique moyen était tout de même

non négligeable, de l'ordre de 3 °C, et pouvait résulter de l'approximation que constituait l'hypothèse de linéarité entre T_s et T_a . Toutefois, l'obtention d'une corrélation nettement meilleure soulignait le fait que l'estimation de T_a en linéarisant la différence $T_s - T_a$ comme une fonction de T_s constitue un atout du modèle. En effet, cette approche est apparue peu sensible à l'incertitude sur la détermination de la température de surface.

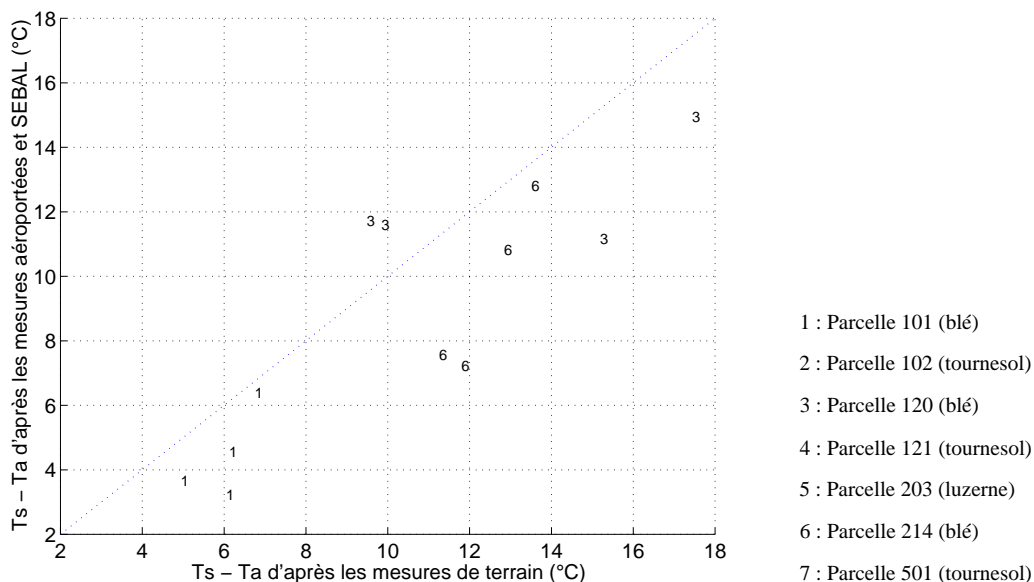


Figure 8.13 : Comparaison des différences entre la température de surface et la température de l'air $T_s - T_a$ mesurée sur le terrain et calculée par le modèle. La ligne en pointillés représente la droite 1:1.

Les confrontations entre les estimations par le modèle et les mesures in-situ pour les variables intermédiaires ont mis en avant trois choses. La rugosité mécanique, qui est une grandeur primordiale pour l'estimation du flux de chaleur sensible, constitue un point crucial. En effet, la multiplicité des phénomènes dont elle dépend induit de grandes difficultés pour obtenir une estimation précise. En revanche, les deux points originaux de SEBAL, à savoir les procédures utilisées pour déterminer la vitesse du vent et la température de l'air, ont donné des estimations relativement réalistes, ce qui constitue un point très positif.

8.4.2 Les flux énergétiques de surface

La confrontation entre les mesures in-situ et les estimations par SEBAL pour le rayonnement net a montré la validité de ces dernières (figure 8.14). L'écart quadratique moyen était en effet de 60 W.m^{-2} , correspondant à environ 11 % en valeur relative. Ce résultat était similaire à ceux rencontrés dans la littérature (Kustas et al., 1994 ; Moran et al., 1994 ; Humes et al., 1994). L'hypothétique erreur sur l'estimation de la température de surface n'avait donc que peu d'influence, ce qui s'expliquait par la prépondérance du domaine solaire dans le bilan radiatif des surfaces naturelles considérées. L'accent mis sur l'estimation de l'albédo expliquait donc en partie ce résultat satisfaisant, de même que l'estimation du rayonnement atmosphérique incident à partir de mesures de terrain précises. Notons enfin que la surestimation de l'albédo et de la température de brillance par les données aéroportées induisait des valeurs de rayonnement net calculées par le modèle inférieures à celles mesurées sur le terrain.

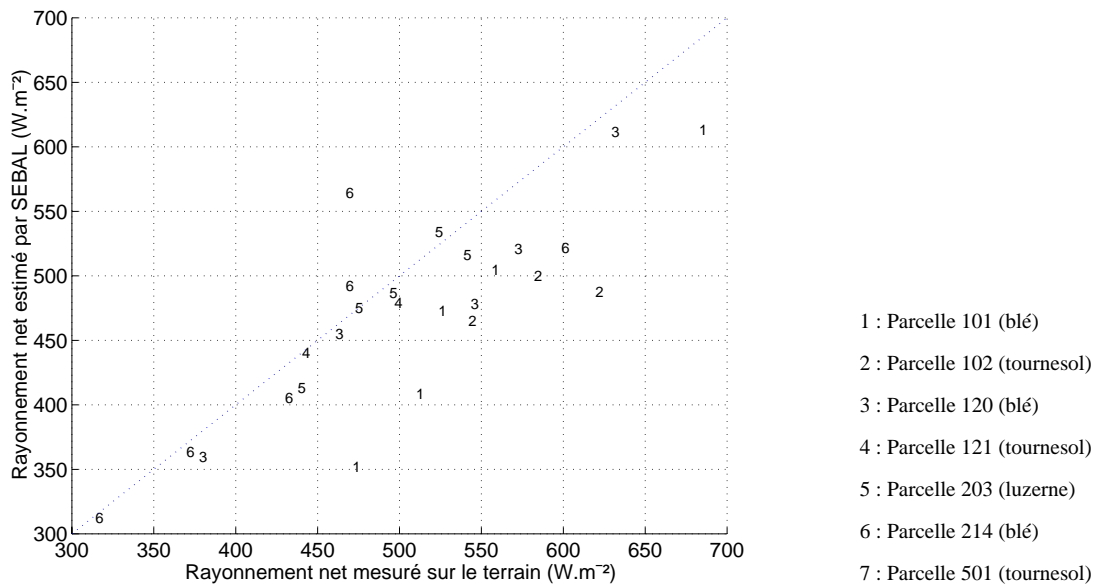


Figure 8.14 : Comparaison entre le rayonnement net mesuré sur le terrain et calculé par le modèle SEBAL. La ligne en pointillés représente la droite 1:1.

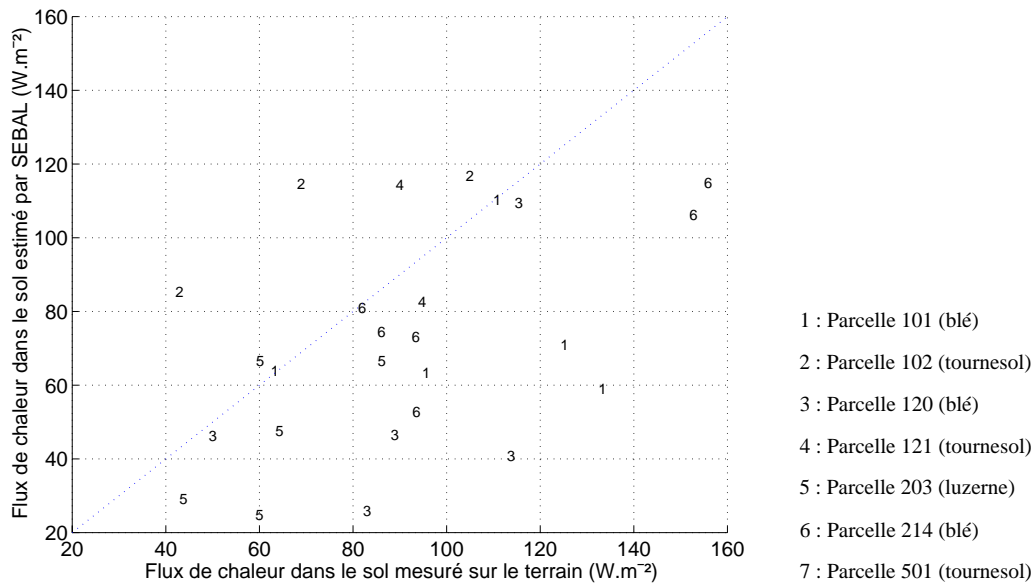


Figure 8.15 : Comparaison entre le flux de chaleur dans le sol mesuré sur le terrain et calculé par le modèle SEBAL. La ligne en pointillés représente la droite 1:1.

La formulation utilisée pour quantifier le flux de chaleur dans le sol a donné des résultats peu concluants, la comparaison avec les mesures de terrain conduisant à une forte dispersion, et une tendance à la sous-estimation (figure 8.15). Ce résultat n’était pas conforme à nos attentes, en ce sens où l’expression utilisée (eq 2.15) nous semblait devoir induire des valeurs supérieures. En effet, les valeurs de G_0 devaient suivre les évolutions de la température de surface et de l’albédo, deux variables surestimées par les observations aéroportées. Une explication possible était alors les valeurs des coefficients de la relation semi-empirique (eq 2.15). Pour finir, notons tout de même que l’écart quadratique moyen entre les valeurs estimées et les valeurs mesurées était de 35 W.m^{-2} , c’est-à-dire du même ordre de grandeur que la précision des mesures de terrain (§ 3.3.5), et que la précision annoncée pour la relation semi-empirique (§ 2.2.3). Nous ne pouvons donc pas conclure sur la validité de la méthode utilisée par SEBAL ou sur celle des mesures in-situ, ce qui soulignait une fois de plus les difficultés rencontrées en général pour estimer cette grandeur.

Effectuer une validation sur les flux de chaleur sensible et latente supposait d’abord une discussion sur les mesures de terrain. Dans cette optique, nous avons comparé les résultats obtenus selon les méthodes aérodynamique et du rapport de Bowen. Nous avons alors observé une dispersion entre les deux méthodes de l’ordre de

110 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, tant sur le flux de chaleur sensible que sur le flux de chaleur latente (figures 8.16 et 8.17). Les mesures de terrain devaient donc être considérées avec la plus grande réserve. La comparaison entre les simulations SEBAL et ces estimations in-situ reflétaient bien évidemment de fortes dispersions (figures 8.18 et 8.19). De ce fait, il était difficile de tirer des conclusions quant à la validité des simulations du modèle.

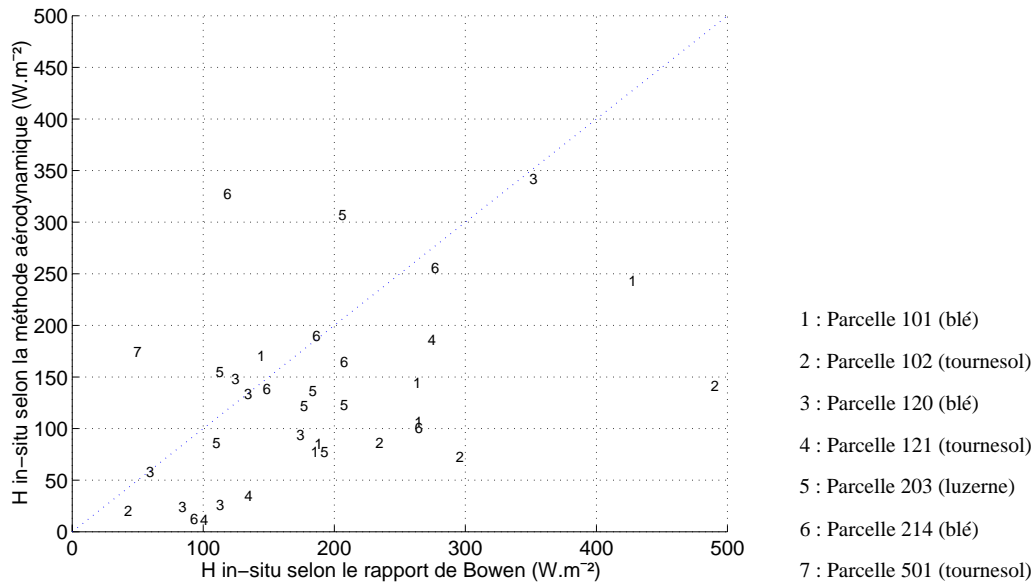


Figure 8.16 : Comparaison entre les estimations de flux de chaleur sensible in-situ selon les méthodes aérodynamique et du rapport de Bowen. La ligne en pointillés représente la droite 1:1.

Une autre solution consistait alors à effectuer la comparaison avec les estimations in-situ obtenues par le biais de la méthode des corrélations turbulentes. Les résultats ont montré le réalisme des simulations (figures 8.18 et 8.19). L'erreur quadratique moyenne entre les simulations et les mesures in-situ était de $45 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (soit 25 %) pour le flux de chaleur sensible et de $56 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (soit 25 %) pour le flux de chaleur latente.

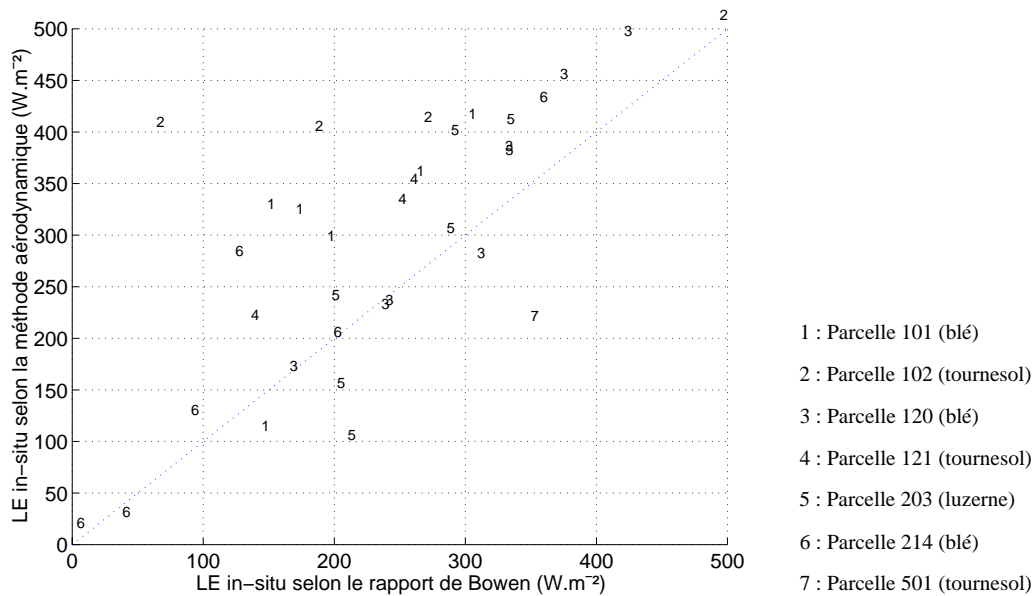


Figure 8.17 : Comparaison entre les estimations de flux de chaleur latente in-situ selon les méthodes aérodynamique et du rapport de Bowen. La ligne en pointillés représente la droite 1:1.

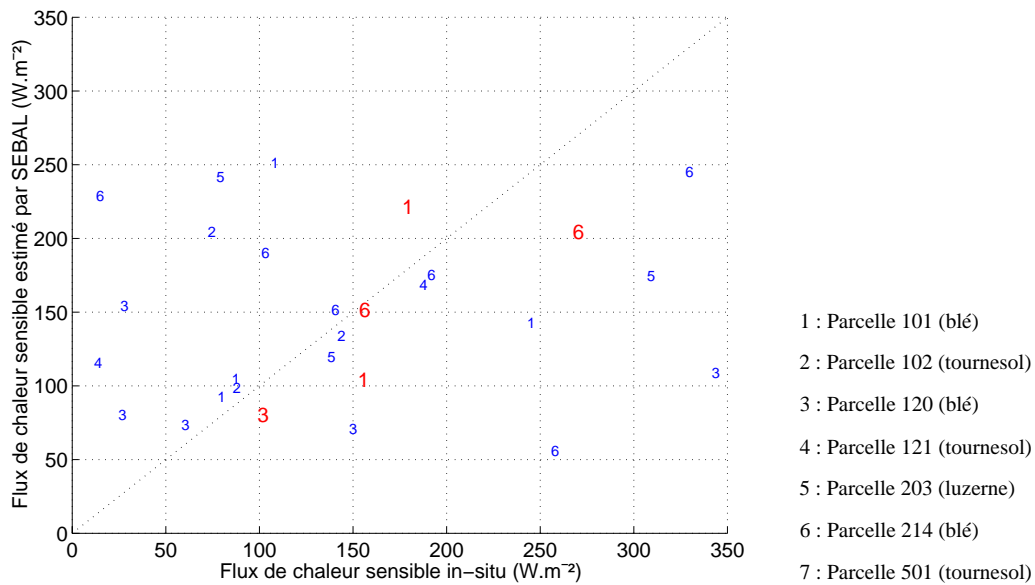


Figure 8.18 : Comparaison entre les estimations de flux de chaleur sensible in-situ et les estimations issues du modèle. Les chiffres en bleu (respectivement rouge) représentent les comparaisons avec les mesures aérodynamique (respectivement les mesures par la méthode des fluctuations)

Signalons ici un problème très important auquel nous avons été confrontés, à savoir que les résultats pour les valeurs de flux de chaleur sensible élevées étaient extrêmement sensibles à la valeur maximale d'albédo choisie pour effectuer les

simulations. En fait, la stabilité des processus itératif permettant de résoudre le système d'équation (2.32) était fortement tributaire de cette valeur maximale, induisant probablement des variations conséquentes dans l'estimation des flux. Nous n'avons pas été en mesure, jusqu'à présent, d'expliquer cette grande sensibilité.

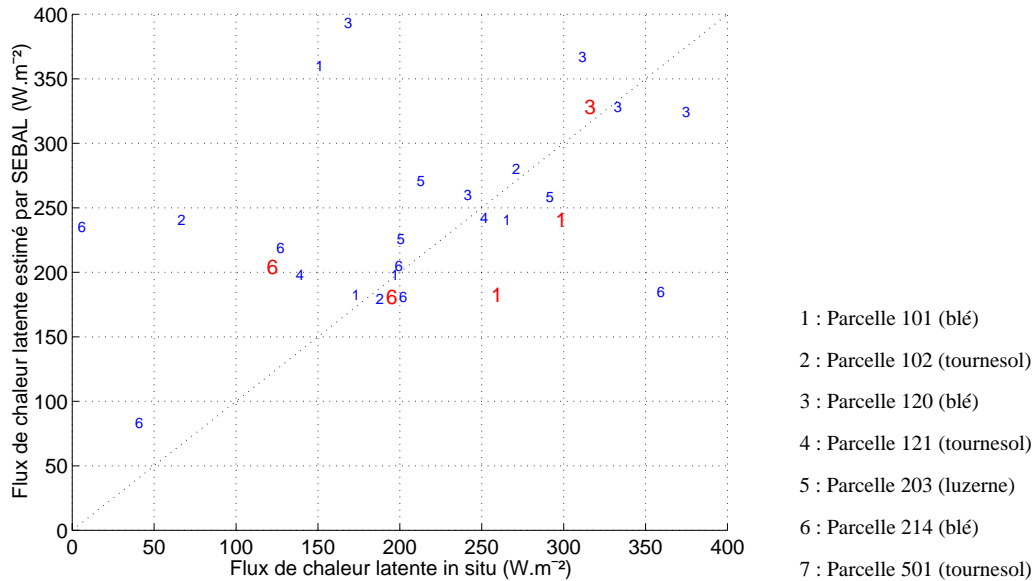


Figure 8.19 : Comparaison entre les estimations de flux de chaleur latente in-situ et les estimations issues du modèle. Les chiffres en bleu (respectivement rouge) représentent les comparaisons avec les mesures aérodynamique (respectivement les mesures par la méthode des fluctuations)

Comme nous l'avons précisé avant de présenter l'ensemble de ces résultats au cours de cette validation, les comparaisons ont été effectuées en considérant les résultats du modèle d'après des valeurs moyennes à l'intérieur de fenêtres de 3×3 pixels, en s'assurant au préalable de la validité de cette procédure. Cependant, considérer une fenêtre de 3×3 pixels n'était pas adéquat dans l'absolu. En effet, les estimations in-situ étaient représentatives des masses d'air s'écoulant au cours des mesures (20 mn). Afin de prendre en considération ce phénomène, il aurait été plus rigoureux d'utiliser la procédure préconisée par Schuepp et al. (1990), et qui consiste à pondérer les estimations en chaque pixel en fonction de la distance au point de mesure, cette pondération tenant compte de la vitesse de frottement et de la vitesse du vent moyenne entre la surface et le niveau de mesure.

En définitive, les résultats obtenus illustraient plusieurs choses. L'estimation du rayonnement net ne pose en général pas de problème particulier, une précision de l'ordre de 10 % étant généralement accessible. Cependant, les résultats obtenus ne montrent pas de progrès significatif par rapport à des travaux antérieurs (Kustas et al., 1994 ; Moran et al., 1994 ; Humes et al, 1994). Les résultats obtenus pour le flux de chaleur dans le sol illustraient la difficulté d'évaluation de cette grandeur, tant par le biais des mesures de télédétection que par le biais de mesures in-situ. Une précision meilleure que 25 à 30 % ne semble pas accessible à l'heure actuelle. L'estimation des flux convectif est, en général, beaucoup plus délicat. SEBAL possédait un atout majeur par rapport aux autres modèles existant à ce niveau, i.e. l'estimation de la vitesse du vent et de la température de l'air. Nous n'avons malheureusement pas été en mesure de valider ses potentialités aux travers des flux convectifs, à cause du contexte expérimental et plus particulièrement à cause de la fiabilité des mesures in-situ.

8.5 Comparaison de cartographies à des résolutions spatiales de 20 et 40 m

Les résultats présentés au paragraphe précédent nous ont permis, à défaut d'effectuer une validation en bonne et due forme du modèle, d'illustrer le réalisme des simulations. Ces dernières présentaient un intérêt tout particulier, en ce sens que l'approche proposée par le modèle permet de cartographier une majeure partie des variables de l'interface Sol - Végétation - Atmosphère intervenant dans le bilan énergétique des surfaces, ainsi que les flux résultant. Les cartographies obtenues ont reflété la dynamique spatiale du site expérimental Alpilles-ReSeDA dans le cas des variables considérées : la température de l'air (figure 8.20), et les flux énergétiques de surface (figures 8.21.a, b, c et d). Plus particulièrement, et c'est le point le plus important, ces cartographies ont permis de souligner la variabilité spatiale des flux énergétiques à l'intérieur même des parcelles.

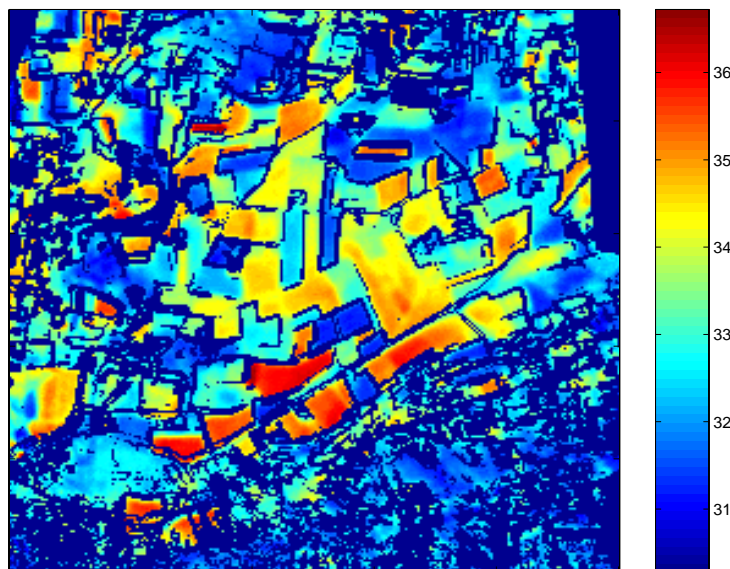


Figure 8.20 : Cartographie à 20 m de résolution de la température de l'air à 2 m (°C)
d'après SEBAL. Journée du 04/09/97.

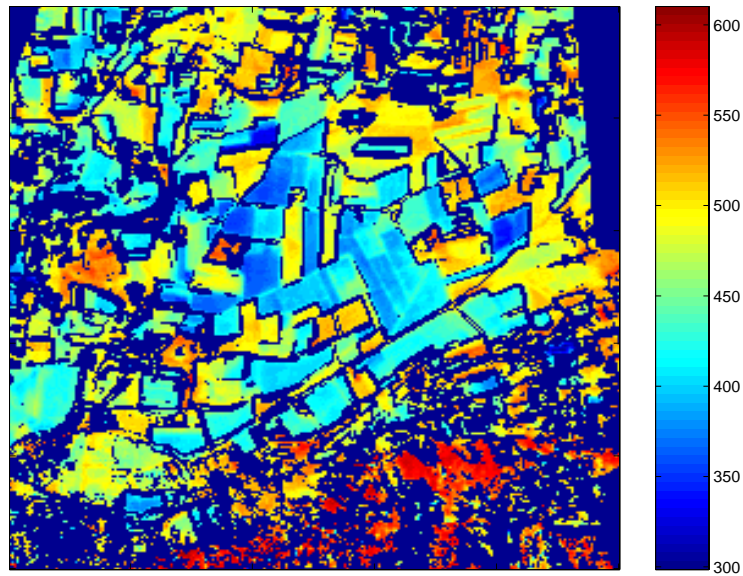


Figure 8.21.a : Cartographie à 20 m de résolution du rayonnement net ($W.m^{-2}$)
d'après SEBAL. Journée du 04/09/97.

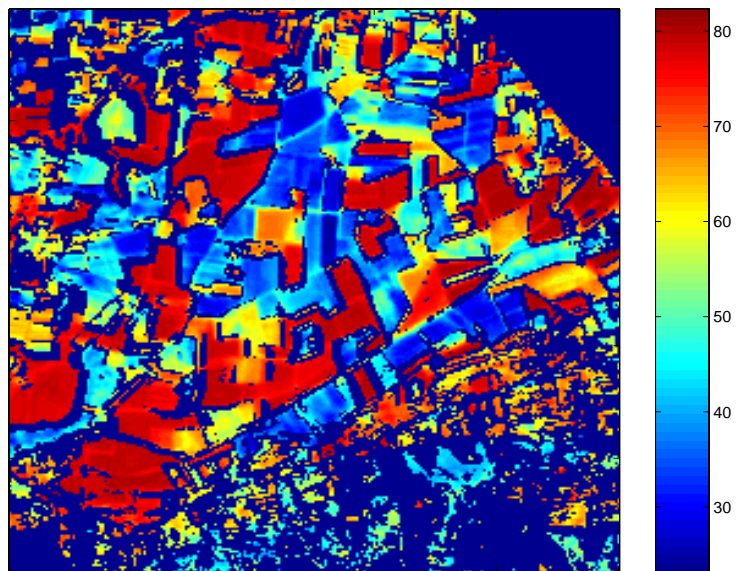


Figure 8.21.b : Cartographie à 20 m de résolution du flux de chaleur dans le sol ($W.m^{-2}$)
d'après SEBAL. Journée du 10/04/97.

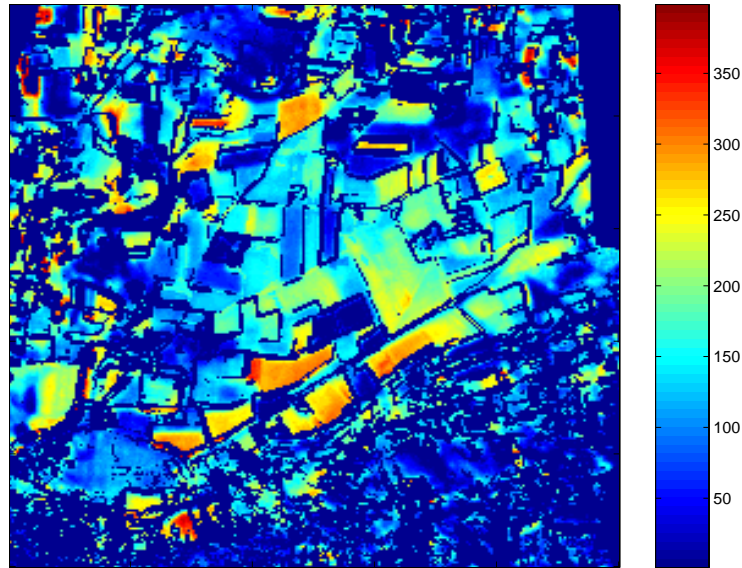


Figure 8.21.c : Cartographie à 20 m de résolution du flux de chaleur sensible ($W.m^{-2}$)
d'après SEBAL. Journée du 04/09/97.

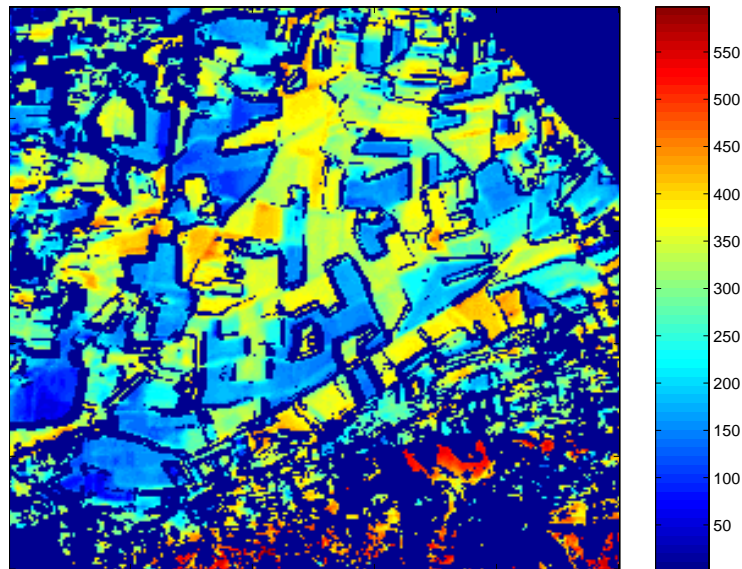


Figure 8.21.d : Cartographie à 20 m de résolution du flux de chaleur latente ($W.m^{-2}$)
d'après SEBAL. Journée du 10/04/97.

Cependant, effectuer des cartographies selon la résolution spatiale à laquelle avaient été acquises les données de télédétection était hasardeux, et ce pour des problèmes de signification de la mesure après géoréférencement. En terme de variables

radiatives de surface, ces données avaient en effet peu de signification. Cependant, leur utilisation au sein de ce travail résidait dans l'information spatiale fournie au modèle pour cartographier les flux énergétiques de surface. Afin de nous assurer de leur fiabilité sous cet angle de vue, nous avons comparé les simulations obtenues à 20 m de résolution avec des cartographies à 40 m. Rappelons ici que les cartographies des 3 variables radiatives de surface à 20 m de résolution étaient générées en appliquant des filtres sur les pixels bruités (bruits dus à des erreurs de géoréférencement), alors que les cartographies à 40 m étaient générées sans application de ce type de filtre. Ces dernières reflétaient bien évidemment moins la variabilité spatiale (figure 8.22.a et b), ce qui constituait en soi une perte d'information.

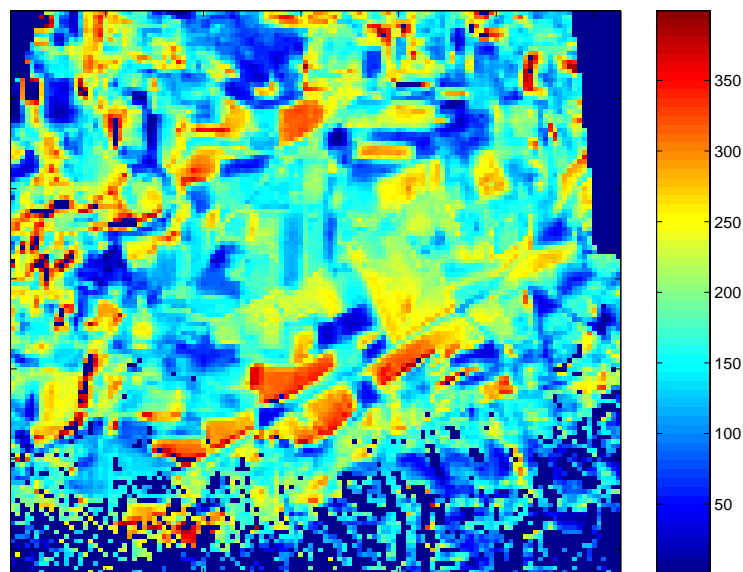


Figure 8.22.a : Cartographie à 40 m de résolution du flux de chaleur sensible (W.m^{-2})
d'après SEBAL. Journée du 04/09/97.

L'impact de la résolution spatiale a été estimé en calculant l'écart quadratique moyen entre d'une part les simulations du modèle à 20 m et dégradées à 40 m, et d'autre part, les simulations obtenues à partir de données Vis-PIR-IRT dégradées à 40 m (tableau 8.1). Nous pouvons conclure que dans le contexte de la précision généralement recherchée (de l'ordre de 10 à 20 %), la résolution spatiale n'influe pas de manière significative sur les estimations obtenues. Cependant, le problème était plus complexe. Autant les variations étaient minimales pour les variables intermédiaires (émissivité, rugosité mécanique et température de l'air) ainsi que pour le rayonnement net et le flux

de chaleur dans le sol, autant elles pouvaient être conséquentes pour les flux convectifs. En effet, si d'une manière générale les simulations aux différentes résolutions considérées étaient très proches (de l'ordre de 15 % de différence sur le flux de chaleur sensible et de 8 % sur le flux de chaleur latente en moyenne), il s'est avéré que les différences variaient beaucoup d'une journée à une autre, à savoir de 6.22 % à 28.12 % pour le flux de chaleur sensible, et de 2.81 % à 14.91 % pour le flux de chaleur latente.

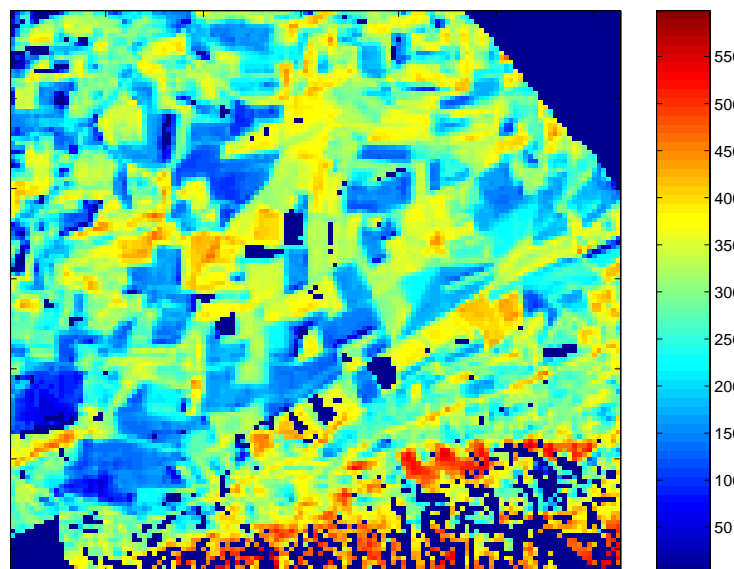


Figure 8.22.b : Cartographie à 40 m de résolution du flux de chaleur latente ($W.m^{-2}$) d'après SEBAL. Journée du 10/04/97.

Les différences entre les deux schémas d'agrégation avaient plusieurs sources. D'une part, des erreurs au niveau du géoréférencement induisaient la présence de pixels fortement bruités dans les cartographies à 40 m de résolution (rappelons que ces pixels ont été exclus pour les cartographies à 20 m). Cependant les problèmes de géoréférencement ne devaient pas être conséquents puisque les différences obtenues pour les variables intermédiaires, le rayonnement net et le flux de chaleur dans le sol n'étaient pas significatives. En revanche, le processus d'agrégation induit la considération de pixels mixtes, c'est-à-dire de pixels à l'intérieur desquels il existe une variabilité spatiale plus importante. La présence de tels pixels sur les cartographies à 40 m, conjugués avec les processus non linéaires intervenant dans l'estimation du flux de chaleur sensible pouvait expliquer en grande partie ces différences. En effet, Bouguerzaz (1997) a montré que ces processus non linéaires étaient très conséquents, en

raison des variations sur la rugosité mécanique. Ce problème est très délicat à analyser, et d'une façon général il varie certainement selon les situations environnementales et selon les formulations utilisées.

Jour	Emis- sivité	Longueur de rugosité	Tempéra- ture de l'air	Rayonne- ment net	Flux de chaleur dans le sol	Flux de chaleur sensible	Flux de chaleur latente
12 / 03 / 97	0.0006 0.066 %	0.0016 m 3.637 %	0.264 °C 1.221 %	2.04 W.m ⁻² 0.57 %	0.17 W.m ⁻² 0.40 %	15.15 W.m ⁻² 11.48 %	15.45 W.m ⁻² 8.52 %
26 / 03 / 97	0.0007 0.074 %	0.0023 m 3.728 %	0.497 °C 1.445 %	2.42 W.m ⁻² 0.64 %	0.32 W.m ⁻² 0.53 %	17.04 W.m ⁻² 19.93 %	22.18 W.m ⁻² 8.95 %
10 / 04 / 97	0.0006 0.061 %	0.0025 m 3.354 %	0.577 °C 2.170 %	2.41 W.m ⁻² 0.52 %	0.29 W.m ⁻² 0.48 %	9.32 W.m ⁻² 7.23 %	9.85 W.m ⁻² 3.60 %
16 / 04 / 97	0.0010 0.103 %	0.0026 m 3.860 %	0.153 °C 0.598 %	2.86 W.m ⁻² 0.56 %	0.36 W.m ⁻² 0.54 %	10.58 W.m ⁻² 6.40 %	11.36 W.m ⁻² 3.99 %
02 / 05 / 97	0.0005 0.049 %	0.0036 m 2.950 %	0.511 °C 1.456 %	2.47 W.m ⁻² 0.59 %	0.39 W.m ⁻² 0.66 %	31.92 W.m ⁻² 28.12 %	36.99 W.m ⁻² 13.99 %
22 / 05 / 97	0.0005 0.053 %	0.0021 m 3.501 %	0.488 °C 1.312 %	2.95 W.m ⁻² 0.54 %	0.43 W.m ⁻² 0.46 %	26.38 W.m ⁻² 16.11 %	26.65 W.m ⁻² 9.32 %
09 / 06 / 97	0.0005 0.052 %	0.0017 m 4.357 %	0.465 °C 1.319 %	2.80 W.m ⁻² 0.48 %	0.35 W.m ⁻² 0.34 %	18.31 W.m ⁻² 11.39 %	18.75 W.m ⁻² 5.88 %
29 / 07 / 97	0.0005 0.052 %	0.0028 m 3.995 %	0.285 °C 0.684 %	2.75 W.m ⁻² 0.57 %	0.44 W.m ⁻² 0.49 %	7.14 W.m ⁻² 6.22 %	7.84 W.m ⁻² 2.81 %
04 / 09 / 97	0.0006 0.062 %	0.0020 m 3.850 %	0.416 °C 1.205 %	2.37 W.m ⁻² 0.51 %	0.29 W.m ⁻² 0.38 %	33.03 W.m ⁻² 20.14 %	33.06 W.m ⁻² 14.91 %

Tableau 8.1 : différences obtenues entre les simulations à 20 m de résolution et dégradées à 40 m, et les simulations obtenues à partir des données aéroportées dégradées à 40 m.

Ces observations offraient l'intéressante possibilité de considérer les cartographies à 20 m de résolution, qui reflétaient une forte variabilité spatiale sur le site expérimental. Pour les flux convectifs, cette dernière pouvait atteindre 50 W.m⁻² à l'intérieur des parcelles, et de 400 à 500 W.m⁻² pour l'ensemble de la zone. Nous

verrons dans la conclusion finale les intérêts que présentent les cartographies obtenues selon les deux résolutions.

8.6 Conclusion

Ce chapitre relate l'ensemble des validations effectuées sur les données VIS-PIR-IRT aéroportées acquises au cours de l'expérimentation ReSeDA, ainsi que les simulations du modèle SEBAL.

La détermination de l'albédo par le biais de modèles paramétriques de FDRB dans les canaux POLDER et d'une combinaison linéaire pour l'extrapolation au domaine $[0.3 - 3] \mu\text{m}$ s'est avérée satisfaisante. Les modèles paramétriques proposés se sont révélés robustes, une précision de l'ordre de 5 % sur l'albédo spectral semblant accessible. En revanche la détermination des coefficients de la combinaison linéaire utilisée pour l'extrapolation spectrale demande d'autres investigations. De même, il est probable que des mesures à $1.3 \mu\text{m}$ soient nécessaires pour une évaluation plus précise. Ces investigations sont indispensables pour arriver à la précision recherchée sur l'albédo, à savoir 5 % en général (Weiss et al., 1999), alors que celle obtenue dans le cadre de ce travail était de 15 %.

Les comparaisons entre les données de température de brillance INFRAMETRICS 760 et les mesures in-situ ne nous permettaient pas de conclure, ou plus particulièrement d'annoncer une précision sur les mesures aéroportées, l'objectif étant une précision de l'ordre de $1 \text{ }^\circ\text{C}$. Nous avons obtenu de très bons résultats à partir des mesures ponctuelles, et de très mauvais avec les mesures de routine dont nous n'étions d'ailleurs pas sûrs. Toutefois, un point intéressant est que les mesures aéroportées reflétaient une variabilité spatiale intra-parcellaire comparable à celle des mesures ponctuelles.

L'obtention de cartographies de température de brillance et d'albédo nous ont permis de vérifier la validité de l'une des hypothèses fondamentales du modèle SEBAL, à savoir l'existence d'une corrélation spatiale entre ces deux variables, permettant de détecter les zones en conditions hydriques extrêmes sur le site d'étude. Cette dynamique spatiale a été observée tout au long de l'expérimentation Alpilles-ReSeDA, ce qui constitue un résultat très encourageant.

La validation de certaines variables de l'interface SVA intervenant dans le bilan d'énergie de surface a mis en évidence trois aspects. La détermination de la longueur de

rugosité mécanique par le biais d'une fonction exponentielle du NDVI s'est avérée ne pas être appropriée. En effet, elle nous a semblé nécessiter un calage non pas pour chaque type de culture, mais pour chaque parcelle considérée, ce qui lui enlève tout aspect opérationnel pour l'instant. La détermination de la vitesse du vent par le biais d'une interface SVA effective obtenue par agrégation des pixels secs a donné des résultats réalistes, mais la variabilité spatiale des mesures in-situ tend à considérer avec réserve l'utilisation d'une valeur moyenne. En revanche, la caractérisation de la différence entre la température de l'air et la température de surface comme une fonction linéaire de cette dernière s'est avérée constituer un atout majeur du modèle. En effet, alors que les comparaisons avec les mesures in-situ des données INFRAMETRICS 760 et des estimations de la température de l'air par SEBAL donnaient de très mauvais résultats, la validation de la différence $T_s - T_a$ était nettement meilleure. Ce résultat est très important en ce sens que cette différence intervient directement dans l'expression du flux de chaleur sensible. En définitive, nous avons pu constater que les deux points originaux de SEBAL, c'est-à-dire les procédures utilisées pour estimer la vitesse du vent et la température de l'air donnaient des résultats réalistes.

La validation sur le rayonnement net et sur le flux de chaleur dans le sol a donné des résultats acceptables. Dans le premier cas, la précision obtenue, de l'ordre de 10 %, est celle rencontrée en générale dans la littérature. Dans le second cas, malgré une dispersion prononcée, la précision obtenue correspondait à celle des mesures in-situ.

La validation des flux convectifs était très difficile, car les mesures de terrain par le biais de la méthode du rapport de Bowen et de la méthode aérodynamique étaient de très mauvaise qualité. Quelques points de validation à l'aide de la méthode des fluctuations nous ont permis de confirmer le réalisme des simulations, à savoir une précision de 25 % sur les flux de chaleur sensible et latente. Néanmoins, le peu de données fiables dont nous disposions ne nous ont permis ni de valider, ni d'invalider le modèle au travers des flux d'énergie.

Enfin, les validations ont été effectuées à l'aide de cartographies selon une résolution de 20 m, correspondant à la résolution d'acquisition des données de télédétection. La fiabilité de ces cartographies a été vérifiée par le biais d'une dégradation à 40 m, suivi d'une comparaison. Les différences observées étaient en effet de l'ordre de 15 % sur le flux de chaleur et 8 % sur le flux de chaleur latente.

L'ensemble de ce travail consistait à évaluer les potentialités du modèle SEBAL à partir du jeu de données acquis au cours de l'expérimentation Alpilles-ReSeDA. Nous disposons de ce fait d'un modèle ayant pour vocation d'exploiter la variabilité spatiale afin de cartographier les flux énergétiques de surface, que nous pouvions alimenter avec des données de télédétection aéroportées Vis-PIR-IRT à haute résolution spatiale et multidirectionnelles. L'utilisation de mesures multi-angulaires permettaient de mieux caractériser les surfaces naturelles au travers des variables radiatives considérées, alors que la haute résolution offrait la possibilité d'accéder à la caractérisation de l'échelle parcellaire.

Les données Vis-PIR acquises à l'aide du radiomètre imageur POLDER ont été utilisées pour cartographier le NDVI et l'albédo par le biais de modèles paramétriques de FDRB. Ces derniers se sont avérés robustes pour la détermination de la FDRB intégrale à partir de l'échantillonnage fourni par les mesures multidirectionnelles, la précision étant de l'ordre de 5 %. En revanche, l'extrapolation spectrale permettant de passer des estimations dans les canaux POLDER à une valeur d'albédo intégrée sur le domaine spectral [0.3 - 3] μm par le biais d'une combinaison linéaire, a semblé imprécise. La validation a en effet montré une différence de l'ordre de 15 % entre les estimations aéroportées et les mesures in-situ, avec un biais expliqué par les caractéristiques de la méthode proposée pour déterminer les coefficients de la combinaison linéaire. Des investigations dans cette direction sont nécessaires, que ce soit pour améliorer la méthodologie employée (prise en considération de l'ensemble du domaine solaire dans les simulations et considération des bandes spectrales POLDER), ou bien pour en utiliser d'autres, telles que celle suggérée par Song et Gao (1999), et qui consiste à utiliser les caractéristiques de la surface par le biais du NDVI pour déterminer les coefficients. Une autre possibilité serait de déterminer ces coefficients à partir du jeu de mesures in-situ. Pour cela, nous pourrions par exemple considérer quatre journées sur l'ensemble de l'expérimentation (correspondant aux quatre saisons par exemple), et ensuite valider sur les autres journées.

Les données IRT acquises à l'aide de la caméra vidéo INFRAMETRICS 760 ont été utilisées pour cartographier la température de brillance de surface. Cette étape se décomposait en trois points.

Le premier point consistait à étalonner l'instrument et à déterminer certaines de ses caractéristiques pour traiter les données. La précision de l'étalonnage a été estimée à 0.5 °C.

Le second point consistait à effectuer les corrections atmosphériques. Le capteur étant monocal, le code de transfert radiatif MODTRAN 3.5 a été utilisé conjointement avec des radiosondages acquis à 30 km à l'ouest du site expérimental. Nous nous sommes attachés à quantifier les imprécisions résultantes du contexte expérimental. Ainsi, nous avons mis en évidence des incertitudes due à la différence d'altitude entre le site expérimental et le site de lancement des radiosondages, à la variabilité spatiale de l'atmosphère, et aux fluctuations de l'altitude de vol autour de la valeur nominale. Une difficulté liée à l'utilisation d'un code de transfert radiatif est que les radiosondages ne coïncident spatialement et temporellement pas avec l'acquisition des données. Il a d'ailleurs été impossible d'évaluer une précision globale sur l'ensemble de l'expérimentation, car nous ne disposons que de trois radiosondages in-situ pour quantifier l'impact de la variabilité spatiale de l'atmosphère. D'après les résultats disponibles, un ordre de grandeur de 1 °C peut être avancé pour l'incertitude théorique, en tenant compte des corrections instrumentales et atmosphériques.

Le troisième point concernait le géoréférencement des images selon une projection Lambert II, pour ensuite établir des indicatrices de température de brillance, et générer les cartographies désirées. Cependant, l'obtention d'indicatrices a nécessité le découplage des effets directionnels et temporels. Une normalisation temporelle était possible sur les parcelles instrumentées. Nous avons alors observé des variations angulaires de 5 °C avec un phénomène de hot-spot similaire à celui rencontrés dans le visible, ce qui confirmait la potentialité des mesures multidirectionnelles. Malheureusement, cette normalisation n'était pas envisageable pour l'ensemble du site, ce qui nous a contraint à ne considérer que les mesures au nadir pour effectuer les cartographies en température de brillance. Il semble nécessaire à présent d'approfondir cet aspect. Pour cela, il serait possible tout d'abord de comparer l'évolution temporelle des mesures in-situ, afin d'évaluer la possibilité de les utiliser pour effectuer une normalisation sur l'ensemble du site expérimental. Cependant il est fort probable que l'évolution temporelle était différente d'un type de culture à un autre, et plus encore entre un couvert végétal et un sol nu. Une autre possibilité serait alors de considérer chronologiquement l'ensemble des mesures aéroportées acquises en un point, et de

tenter un découplage entre les effets directionnels (hautes fréquences) et les effets temporels (basses fréquences).

La validation des données INFRAMETRICS 760 était possible avec deux types de mesures in-situ dont la complémentarité semblait très intéressante. Les mesures ponctuelles, en adéquation avec les mesures aéroportées des points de vue temporel et directionnel, avaient la potentialité de caractériser la variabilité spatiale intraparcellaire. La comparaison a montré la qualité des mesures INFRAMETRICS 760 pour les cas de figure considérés, c'est-à-dire trois jours au cours de l'expérimentation. Par ailleurs, les deux types d'observation montraient des variabilités spatiales similaires. Les mesures de routine auraient pu permettre d'effectuer une validation globale sur l'ensemble du jeu de données INFRAMETRICS 760. Cependant, la comparaison a fait ressortir d'importants problèmes au niveau instrumental qui nous ont conduit à émettre une grande réserve à la fois pour les données INFRAMETRICS 760, et pour les mesures de routine. A l'heure actuelle, nous ne pouvons donc pas dresser de conclusion générale, alors qu'il s'avère nécessaire de reconsidérer l'ensemble de ces données pour en vérifier la fiabilité au cas par cas, et ce en s'appuyant sur des mesures in-situ de température du sol dans les couches supérieures lorsque cela est possible (couverts très peu développés).

Nous avons vérifié la validité de l'une des hypothèses fondamentales du modèle SEBAL, à savoir l'existence d'une corrélation spatiale entre la température et l'albédo de surface, dont découle la détection des sites en conditions hydriques extrêmes. Cette hypothèse était valide pour l'ensemble des jours de l'expérimentation, ce qui constitue un résultat très encourageant. En effet, la présence de tels sites et leur détection est une condition sine qua non pour l'utilisation du modèle. Dans les cas contraires, il faudrait recourir à des méthodes supposant l'uniformité spatiale de certaines variables, telle que celle proposée par Humes et Kustas (1997). La complémentarité entre SEBAL et de telles approches serait alors envisageable selon les situations rencontrées au niveau de la variabilité spatiale.

La tentative de validation des estimations du modèle pour les variables de l'interface SVA a mis en évidence certaines de ses limites et potentialités. La relation empirique exponentielle à partir du NDVI utilisée pour calculer la longueur de rugosité mécanique s'est avérée devoir être calée non pas pour chaque type de culture, mais pour chaque parcelle, ce qui lui enlève tout aspect opérationnel pour l'instant. Des approches plus robustes existent, telle que l'exploitation de mesures LASER préconisée par

Menenti et Ritchie (1994), mais ne sont pas envisageable ici. La détermination de la vitesse du vent à partir des caractéristiques d'une interface Sol - Végétation - Atmosphère obtenue par agrégation des pixels secs a donné des résultats réalistes, mais la forte variabilité conduit à douter de la validité de l'emploi d'une valeur moyenne. Enfin, l'estimation de la différence $T_s - T_a$ est apparue être un atout du modèle, car peu influencée par les erreurs sur la détermination de T_s .

La validation des rayonnements net et flux de chaleur dans le sol était acceptable, les différences observées étant respectivement celle rencontrées dans la littérature, et celle des mesures de terrain. En revanche, la qualité des estimations in-situ pour les flux convectifs ne nous a pas permis de conclure sur la précision des sorties du modèle. Les données disponibles par la méthode des corrélations turbulentes nous ont permis de constater que les simulations étaient réalistes, avec des différences de l'ordre de 25 W.m^{-2} . Nous avons à ce stade constaté une grande sensibilité du flux de chaleur sensible vis-à-vis de l'intervalle d'albédo sélectionné pour les simulations. Celle-ci n'a pas pu être expliquée jusqu'à présent, et nécessite des investigations complémentaires.

Enfin des comparaisons de cartographies à différentes résolutions spatiales nous ont permis de constater qu'il était possible d'atteindre la résolution de 20 m. Cependant leur obtention a employé un filtrage sur les pixels bruités par les imprécisions des corrections géométriques. De telles cartographies peuvent être utilisés pour des études à l'échelle parcellaire, car elle reflètent la variabilité spatiale interparcellaire. En revanche, l'exclusion des contours pouvant entraîner l'élimination de pixels importants dans les processus d'échange entre la surface et l'atmosphère (chemins et canaux d'irrigation par exemple), il semble plus approprié de considérer une résolution de 40 m sans filtrage de pixels bruités pour des études à l'échelle régionale.

Les résultats obtenus ne permettent pas d'affirmer que nous avons atteint les objectifs généraux de la thématique dans laquelle se situait ce travail, à savoir l'estimation de la température de surface avec une précision inférieure à $1 \text{ }^\circ\text{C}$, et estimation des flux énergétiques de surface avec une précision de 50 W.m^{-2} . Cependant, les données de télédétection utilisées ont montré le grand intérêt de disposer de mesures à haute résolution spatiale et multidirectionnelles.

Dans le domaine Vis-PIR, l'utilisation de mesures multi-angulaires fait d'ores et déjà l'objet de multiples études. En revanche, ce n'est pas le cas dans le domaine IRT,

alors que les résultats ont montré que les surfaces naturelles présentaient de grandes variations angulaires. Ce point est capital au niveau de la modélisation. Selon l'approche monocouche, le paramètre kB^{-1} radiométrique a lui aussi des propriétés directionnelles qu'il semble important de caractériser afin d'évaluer son impact de l'estimation du flux de chaleur sensible. Il pourrait être intéressant de rechercher les corrélations entre les variations angulaires de ce paramètre et celles observées dans le visible, bien que cette démarche puissent être rendue difficile par le nombre important de variables de l'interface SVA dont dépend le kB^{-1} (conditions météorologiques, conditions hydriques et paramètres de structure du couvert végétal). Selon l'approche bicouche, ces mesures multi-angulaires peuvent servir à estimer les températures du sol et de la végétation avec une précision plus importante que celle obtenue avec des données bi-angulaires comme c'est le cas d'ATSR. Dans cette optique, la transformation de SEBAL en un modèle bicouche en s'inspirant de la méthode proposée par Norman et Kustas (1995) semble une voie prometteuse.

Enfin, les cartographies obtenues à des résolutions de 20 et 40 m peuvent servir, dans l'avenir, d'outils pour l'étude des changements d'échelles permettant de passer aux résolutions kilométriques abordées avec les satellites NOAA et METEOSAT.

- ABDEL GAWAD S.T., ABDEL KHALEK M.A., BOELS D., EL QUOSY D.E., ROEST C.W.J., RIJTEMA P.E., and SMITH M.F.R., 1991. Analysis of water management in the Eastern Nile Delta. *Reuse Report 30. DLO Winand Staring Center, Wageningen, The Netherlands*, 245 pp.
- AHERN F.J., GOODENOUGH D.G., JAIN S.C., RAO V.R., and ROCHON G., 1977. Use of clear lakes as standard reflectors for atmospheric measurements. *In Proceedings of the 11th International Symposium on Remote Sensing of the Environment*, 731-755.
- ANDERSON M.C., NORMAN J.M., DIAK G.R., KUSTAS W.P., and MECIKALSKI J.R., 1997. A two-source time integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *In Remote Sensing of Environment*, 60, 195-216.
- ANDRE J.C., and BLONDIN C., 1986. On the effective roughness length for use in numerical three-dimension models. *Boundary Layer Meteorology*, 35, 231-245.
- ANDRE J.C., GOUTORBE J.P., and PERRIER A., 1986. A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evapotranspiration flux at climatic state. *Bulletin of the Merican Meteorological Society*, 67, 134-144.
- ARBELO M., HERRERA F., EXPOSITO F.J., CASELLES V., and COLL C., 1996. Determination of sea surface temperature using combined TOVS and AVHRR data. Application to the Canary Islands area, Spain. *International Journal of Remote Sensing*, 17, 359-371.
- ARYA S.P., 1989. Introduction to micrometeorology. *International Geophysic Series, Academic Press, San Diego*, 273pp.
- ASRAR G., FUCHS M., KANEMASU E., and HATFIELD J., 1984. Estimating absorbed photosynthetically radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat. *Agronomy Journal*, 76, 300-306.
- AVASTE O., MOLDAU H., and SHIFRIN K.S., 1962. Distribution spectrale des rayonnements directs et diffus. *Akas. Navk. Est. S.S.R. Inst. Phys. Astron.*, 3, 44-57.
- BARDUCCI A., and PIPPI Y., 1996. Temperature and emissivity retrieval from remotely sensed images using the "Grey Body Emissivity" method. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34, 681-695.
- BARET F., and GUYOT G., 1991. Potentials and limits of vegetation indices for LAI and fAPAR assessment. *Remote Sensing of Environment*, 35, 161-173.
- BARET F., WEISS M., LEROY M., HAUTECOEUR O., SANTER R., and BEGUE A., 1997. Impact of surface anisotropies on the observation of optical imaging sensors, Final Report. *ESA contract 11341/95/NL/CN*, ESA, ESTEC, Netherlands.
- BASTIAANSEN W.G.M., 1988. Diurnal variation of bare soil reflectance, *ICW note 1954*, DLO Winand Staring Center, Wageningen, the Netherlands, 73 pp.
- BASTIAANSEN W.G.M., 1995. Regionalization of surface fluxes densities and moisture indicators in composite terrain, Ph.D. Thesis, Agricultural University Wageningen, 273 p.
- BASTIAANSEN W.G.M., PELGRUM H., DROOGERS P., deBRUIN H.A.R., and MENENTI M., 1997. Area-averaged estimates of evaporation, wetness indicators and top soil moisture during two golden days in EFEDA. *Agricultural and Forest Meteorology*, 87, 119-137.
- BASTIAANSEN W.G.M., MENENTI M., FEDDES R.A. and HOLTSLAG A.A.M., 1998a. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). I : Formulation. *Journal of Hydrology*, 212-213, 198-212.
- BASTIAANSEN W.G.M., PELGRUM H., WANG J. MA Y., MORENO J.F., ROERINK G.J. and van der WAL T., 1998b. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). II : Validation. *Journal of Hydrology*, 212-213, 213-292.

- BECKER F., 1978. Physique fondamentale de la télédétection. In *Principes physiques et mathématiques de la télédétection*. CNES, 1-107.
- BECKER F. and SEGUIN B., 1985. Determination of surface parameters and fluxes for climate studies from space observation. Methods, results, and problems. *Advances in Space Research*, **5**, 299-317.
- BECKER F., NERRY F., RAMANANTSIHENA P., and STOLL M.P., 1986. Mesure d'émissivité angulaire par réflexion dans l'infrarouge thermique. Implication pour la télédétection. *International Journal of Remote Sensing*, **7**, 1751-1762.
- BECKER F., 1987. The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. *International Journal of Remote Sensing*, **8**, 1509-1522.
- BECKER F., and RAFFY M., 1987. Problems related to the determination of land surface parameters and fluxes over heterogeneous media from satellite data. *Advances in Space Research*, **7**, 45-57.
- BECKER F. and LI Z.L., 1990a. Toward a local split window method over land surfaces. *International Journal of remote sensing*, **11**, 369-393.
- BECKER F. and LI Z.L., 1990b. Temperature - independent spectral indices in thermal infrared bands. *Remote Sensing Environment*, **32**, 17-33.
- BECKER et LI, 1993. Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*, **43**, 67-85.
- BECKER F. and LI Z.-L., 1995. Surface temperature and emissivity at various scale : definition, measurement and related problem. *Remote Sensing Reviews*, **12**, 225-253.
- BECKER F., SEGUIN B., PHULPIN T., and DURPAIRE J.P., 1996. IRSUTE, a small satellite for water budget estimate with high resolution infrared imagery. *Acta Astronautica*, **39**, 883-897.
- BERK A., BERNSTEIN L.S. and ROBERTSON D., 1989. MODTRAN : A moderate resolution model for LOWTRAN-7. Phillips Laboratory.
- BICHERON P., 1997. Apport des données multidirectionnelles de l'instrument POLDER pour le suivi de la végétation terrestre. *Thèse de doctorat*, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- BLYTH E.M., 1995. Using a simple SVAT scheme to describe the effect of scale on aggregation. *Boundary Layer Meteorology*, **72**, 267-285.
- BOLLE H.J., et al., 1993. EFEDA : EUROPEAN field in desertification-threatened area. *Annale geophysicae*, **11** 173-189.
- BOUGUERZAZ F.A., OLIOSSO A., and RAFFY M., 1999. Modelling radiative and energy balance on heterogeneous areas from remotely sensed radiances. *Canadian Journal of Remote Sensing* (in press).
- BRASA-RAMOS A., DE SANTA OLALLA F.M., CASELLES V. and JOCHUM A.M. 1998. Comparison of evapotranspiration estimates by NOAA - AVHRR images and aircraft flux measurements in a semiarid region of Spain. *Journal of agricultural engineering research*, **70**, 285-294.
- BRAUD I., DANTAS ANTONINO A.C, VAUCLIN M., THONY J.L. and RUELLE P., 1995. A Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology*, **166**, 213-250.
- BRUCKLER L., and WINOTO H., 1989. Use of remotely sensed soil moisture content as boundary layer conditions in soil atmosphere water transport modelling. 2. Estimating soil water balance. *Water Resources Research*, **25**, 2437-2447.
- BRUNET Y., NUNEZ M. and LAGOUARDE J.P., 1991. A simple method for estimating regional evapotranspiration from infrared surface temperature data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **46**, 311-327.

- BRUNET Y., PRADEL E. and CAMENEN L., 1995. La mesure des flux turbulents. *Acte de l'école chercheur INRA en Bioclimatologie*, édité par le département de Bioclimatologie INRA, 441-459.
- BRUNET Y., PAW U K.T., and PREVOT L., 1991. Using the radiative surface temperature in energy budget studies over plants canopies. In *Proceedings of the 5th Symposium on Physical measurements and Signatures in Remote Sensing*, 14-18 January, Courchevel, France, ESA SP-319.
- BRUTSAERT W., 1982. Evaporation into the atmosphere. *Reidel Ed.*, 299 p.
- BRUTSAERT W., and SUGITA m., 1992. Application of self-preservation in the diurnal evolution of the surface energy budget to determine daily evaporation. *Journal of Geophysical Research*, **97**(D17), 18377-18382.
- BUDAGOVSKY A.I., ROSS J.K. and TOOMING H.G., 1968. In "*Actinometry and Atmospheric Optics*", Valgus, Tallin (Russie), 299-307.
- CALVET J.C., NOILHAN J., and BESSEMOULIN P., 1998. Retrieving the root-zone soil-moisture from surface soil moisture or temperature estimates : a feasibility study based on field measurements. *Journal of Applied Meteorology*, **37**, 371-386.
- CAMILLO P.J., 1991. Using one and two layer model for evaporation estimation with remotely sensed data. In *Land Surface Evaporation. Measurements and Parameterization*, Springer-Verlag (New York), pp 183-197.
- CAPEHART W.J., 1996. Issues regarding the remote sensing and modelling of soil moisture for meteorological applications. PhD thesis, PennState University, State College, PA, USA.
- CARLSON T.N. and BUFFUM M.J., 1989. On estimating total daily evapotranspiration from remote surface temperature measurements. *Remote Sensing of Environment*, **29**, 197-207.
- CARLSON T.N., CAPEHART W.J., GILLIES R.R., 1995 A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration, *Remote Sensing of Environment*, **54**, 161-167.
- CARLSON T., and RIPPLEY D., 1997. On the relation between NDVI, fractional vegetation cover and leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, **62**, 241-252.
- CASELLES V., SOBRINO J.A., 1989. Determination of frosts in orange groves from NOAA-9 AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*, **29**, 135-146.
- CASELLES V., COLL C., VALOR E., and RUBIO E., 1997a. Thermal band selection for the PRISM instrument. Part 2. Analysis and comparison of existing atmospheric and emissivity correction methods for land surface temperature recovery. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 19611-19627.
- CASELLES V., VALOR E., COLL C., and RUBIO E., 1997b. Thermal band selection for the PRISM instrument. Part 1. Analysis of emissivity-temperature separation algorithms. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 11145-11164.
- CHAMBERLAIN A.C., 1966. Transport of gazes to and from grass and grass-like surfaces. *Proc. Roy. Soc.*, 290, 236-263.
- CHANDRASEKHAR S., 1960. Radiative transfer. *Dover*, New York.
- CHANZY A., 1991. Modélisation simplifiée de l'évapotranspiration d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessible par télédétection. *Thèse de doctorat, INA Paris-Grignon*, 221 p.
- CHANZY A., and BRUCKLER L., 1993. Significance of soil moisture with respect to daily bare soil evaporation. *Water Resources Research*, **29**, 1113-1125.
- CHANZY A., BRUCKLER L., and PERRIER A., 1995. Soil evaporation monitoring : a possible synergism of microwave and infrared remote sensing, *Journal of Hydrology*, **165**, 235-259.

- CHEDIN A., SCOTT N.A., and BEROIR A., 1981. A single channel, double viewing angle method for sea surface temperature determination from coincident METEOSAT and TIROS-N radiometric measurements. *Journal of Applied Meteorology*, **21**, 613-618.
- CHEDIN A., SCOTT N.A., WAHICHE C. and MOULINIER P., 1985. The improved initialization inversion method : a high resolution physical method for temperature retrievals from the TIROS - N series. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **24**, 124-143.
- CHEHBOUNI A., KERR Y., QI J., HUETE A.R., and SOROOSHIAN S., 1994. Toward the development of a multidirectional vegetation index. *Water Resources Research*, **30**, 1281-1286.
- CHEHBOUNI A., NJOKU E.G., LHOMME J.-P., and KERR Y.H., 1995. Approaches for averaging surface parameters and fluxes over heterogeneous terrain. *Journal of Climate*, **8**, 1386-1393.
- CHEN E., ALLEN L.H., BARTHOLIC J.F., and GERBER J.F., 1983. Comparison of winter-nocturnal geostationary satellite infrared surface temperature with shelter-height temperature in Florida. *Remote Sensing of Environment*, **13**, 313-327.
- CHOUDHURY B.J., IDSO S.B., and REGINATO R.J., 1987. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. *Agricultural and Forest Meteorology*, **39**, 283-297.
- CHOUDHURY B.J., and MONTEITH J.L., 1988. A four layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. **114**, 373-398.
- CHOUDHURY B.J., 1989. Estimating evaporation and carbon assimilation using infrared temperature data : vistas in modelling. *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*, G. Asrar Editor, Wiley Interscience, 629-690.
- CHRISTENSEN J.H., and van MEIJGAARD, 1992. On the construction of a regional atmospheric climate model. *KNMI scientific report* No 147, 22 pp.
- CHRISTENSEN J.H., CHRISTENSEN O.B., LOPEZ P., van MEIJGAARD E., and BOTZET M., 1996. The HIRHAM4 Regional atmospheric climate model. *Scientific report*, 96-4, Danish Meteorological institute, Copenhagen, Denmark, 51 pp.
- CIONCO R.M., 1965. A mathematical model for air flow in a vegetative cover. *Journal of Applied Meteorology*, **4**, 517-522.
- CLAUSSEN M., 1990. Area-averaging of surface fluxes in a neutrally stratified, horizontally inhomogeneous atmospheric boundary layer. *Atmospheric Environment*, **24A**, 1349-1360.
- CLOTHIER B.E., CLAWSON K.L., PINTER P.J., MORAN M.S., REGINATO R.J., and JACKSON R.D., 1986. Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa, *Agricultural and Forest Meteorology*, **37**, 319-329.
- COOPER D.I., and ASRAR G., 1989, Evaluating atmospheric correction models for retrieving surface temperature from the AVHRR over a tall grass prairie. *Remote Sensing of Environment*, **27**, 93 102.
- COURAULT D., CLASTRE P., GUINOT J.P., and SEGUIN B., 1994. Analyse des sécheresses de 1988 à 1990 en France à partir de l'analyse combinée de données satellitaires NOAA - AVHRR et d'un modèle agrométéorologique. *Agronomie*, **14**, 41-56.
- COURAULT D., LAGOUARDE J.P., and ALOUI B., 1996. Evaporation for maritime catchment combining a meteorological model with vegetation information and airborne surface temperature. *Agricultural and forest meteorology*, **82**, 93-117.
- COWAN I.R., 1968. Mass, heat and momentum exchanges between stands of plants and their atmospheric environment. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **94**, 523-544.
- DAVIS P.A., and TARPLEY J.D., 1983. Estimation of shelter temperatures from operational satellite sounders data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**, 369-376.

- DEARDORFF J.W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, **83**, 1889-1903.
- DELECOLLE R., MAAS S.J., GUERIF M., and BARET F., 1992. Remote sensing and crop production model : present trends. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **47**, 145-161.
- DELECOLLE R., LOUBET B., and TCHAMITCHIAN M., 1995. Calibration, sensibilité, validation des modèles. *Actes de l'école chercheurs INRA en bioclimatologie, 3-7 avril 1995, Le Croisic, France*, INRA Ed., Tome 2, 285-303.
- DEQUE M., DREVETON C., BRAUN A., and CARIOLLE D., 1994. The ARPEGE/IFS atmosphere model : a contribution of the French community climate modelling. *Climate Dynamic*, **10**, 249-266.
- DESCHAMPS P.Y, and PHULPIN T. 1980. Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 μm . *Boundary Layer Meteorology*, **18**, 131-143.
- DESCHAMPS, P.Y, BREON, F.M., LEROY, M., PODAIRE, A., BRICAUD, BURIEZ, J.C., SEZE, G., 1994. The PoIDER mission : instrument characteristics and scientific objectives. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **32**, 598-615.
- DESJARDINS R.L., and McPHERSON J.I., 1991. Water vapor flux measurements from aircraft. *In Land surface evaporation. Measurements and parameterization. Schmugge and Andre Ed, Springer-Verlag*, 245-260.
- DEUZE J.L., BREON F.M., DESCHAMPS P.Y., DEVAUX C., HERMAN M., PODAIRE A., et ROUJEAN J.-L., 1993. Analysis of the PoIDER airborne instrument observations over land surfaces. *Remote Sensing of Environment*, **45**, 137-154.
- DIAK G.R., and WHIPPLE M.S., 1993. Improvement to models and methods for evaluating the land surface energy balance and 'effective' roughness using radiosonde reports and satellite-measured 'skin' temperature data. *Agricultural and Forest Meteorology*, **63**, 189-218.
- DIAK G.R., SCHEUER J., WHIPPLE M.S., and SMITH W.L., 1994. Remote sensing of land surface energy balance using data from the high resolution interferometer sounder (HIS) : a simulation study. *Remote Sensing of Environment*, **48**, 106-118.
- DOBSON M.C., ULABY F.T., PIERCE L.E., SHARIK T.L., BERGEN K.M., KELLNDORFER J., KENDRA J.R., LI E., LIN Y.C., NASHASHIBI A., KAMAL SARANDI P., and SIQUIERA P., 1995. Estimation of forest biophysical characteristics in northern Michigan with sir-C/X-SAR. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, **33**, 877-895.
- DOLMAN A.J., and WALLACE J.S., 1991. Lagrangian and K-theory approaches in modelling evaporation from sparse canopies. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **117**, 1325-1340.
- DOLMAN A.J., 1993. A multiple source land surface energy balance model for use in general circulation models. *Agricultural and Forest Meteorology*, **65**, 21-45.
- DURPAIRE J.-P., PHULPLIN T., and HOLLIER O., 1995. IRSUTE : a multispectral IR observation instrument on small satellite. In *Proceedings of the SPIE conference, 9-14 July 1995, San Diego*.
- ENGELSEN O., PINTY B., VERSTRAETE M., and MARTONCHIK J.V., 1996. Parametric bidirectional reflectance factor models : evaluation, improvements and applications. Report EUR16426EN, *European Commission, Joint Researches Center, Space Application Institute, ISPR*, Italy.
- ESTEVE P., 1998. Inversion du modèle de transfert radiatif DART. *Thèse de doctorat*, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- EYMARD L., TABARY L., and LeCORNEC A., 1996, The microwave radiometer aboard ATSR-ERS1. Part 2 : validation of the geophysical products. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, **34**, 291-303.

- FEDDES R.A., MENENTI M., and KABAT, 1989. Modelling the soil water and surface energy balance in relation to climate models. Proceedings of the *European Coordination Meeting in Land Surface Processes*. Barcelona, 12-15 March 1989.
- FIEDLER F., and PANOFSKY H.A., 1972. The geostrophic drag coefficient and the effective roughness length. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **98**, 213-220.
- FRANCOIS C., and OTTLE C., 1994. Comparison of different atmospheric correction algorithms with the ATSR/ERS-1 infrared radiometer. *Sixième symposium international Mesure Physiques et Signature en Télédétection. Val d'Isères, France, CNES*, 57-64.
- FRANCOIS C., and OTTLE C., 1996. Atmospheric corrections in the thermal infrared : global and water vapour dependant split-window algorithms. Applications to ATSR and AVHRR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**, 457-470.
- FRANCOIS C., OTTLE C., and PREVOT L., 1997. Analytical parameterization of canopy directional emissivity and directional radiance in the thermal infrared. Application on the retrieval of soil and foliage temperatures using two directional measurements. *International Journal of Remote Sensing*, **18**, 2587-2621.
- GARRAT J.R., and HICKS B.B., 1973. Momentum, heat and water vapor transfer to and from natural and artificial surfaces. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **99**, 680-687.
- GARRAT J.R., 1978. Transfer characteristics for a heterogeneous surface of large aerodynamic roughness. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **104**, 491-502.
- GARRAT J.R., 1993. Sensitivity of climate simulations to land-surface and atmospheric boundary layer treatments : A review. *Journal of Climate*, **6**, 419-449.
- GARRAT J.R., HICKS B.B., and VALIGURA A., 1993. Comments on the roughness length for heat and other vegetation parameters for a surface of short grass. *Journal of Applied Meteorology*, **23**, 1301-1303.
- GASH J.H.C., 1987. An analytical framework for extrapolating evaporation measurements by remote sensing surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, **8**, 1245-1249.
- GASH J.H.C., KABAT P., MONTENY B.A., AMADOU M., BESSEMOULIN P., BILLING H., BLYTH E.M., deBRUIN H.A.R., ELBERS J.A., FRIBORG T., HARRISON g., HOLWILL C.J., LLOYD C.R., LHOMME J.P., MONCRIEFF J.B., PUECH D., SOEGAARD H., TAUPIN J.D., TUZET A., and VERHOEF A., 1997. The variability of evaporation during the HAPEX-SAHEL intensive observation period. *Journal of Hydrology*, **188-189**, 385-399.
- GILLEPSIE, A.R., 1986. Lithologic mapping of silicate rocks using TIMS. *In The TIMS's data user workshop*. JPL Publication, 86-38, 29-44.
- GILLIES R.R., CARLSON T.N., CUI J., KUSTAS W.P., and HUMES K.S., 1997. Verification of the 'triangle' method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the Normalized Vegetation Index NDVI and surface radiant temperature. *International Journal of Remote Sensing*, **18**, 3145-3166.
- GIRARD G., 1974. Modèle global ORSTOM. Première application du modèle journalier à discrétisation spatiale sur le bassin versant de la crique Grégoire en Guyane. *Atelier hydrologique sur les modèles mathématiques, Orstom, Paris*.
- GOUTORBE J.P., et al., 1994. HAPEX-SAHEL : a large scale study of land-atmosphere interactions in the semiarid tropics. *Annales Geophysicae*, **12**, 53-64.
- GURNEY R.J., and HALL D.K., 1983. Satellite derived surface energy balance estimates in the Alaskan sub-arctic. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**, 115-125.
- GUYOT G., 1997. Climatologie de l'environnement. Masson, Paris, 505 pp.

- HALL F.G., HUENNRICH K.F., GOETZ S.J., SELLERS P.J., and NICKESON P.J., 1992. Satellite remote sensing of surface energy balance : success, failures and unresolved issues in FIFE. *Journal of geophysical research*, **97**, 19061-19089.
- HAM J.M., and HEILMAN J.L., 1991. Aerodynamic and surface resistances affecting energy transport in a sparse crop. *Agricultural and Forest Meteorology*, **53**, 267-284.
- HATFIELD J.L., 1988. Large scale evapotranspiration from remotely sensed surface temperature. In *Planning now for irrigation and drainage IR Div/ASCE, Lincoln, NE, July 18-21*, 502-509.
- HILL R.J., 1992. Review of optical scintillation methods of measuring the refractive-index spectrum, inner scale and surface fluxes. *Waves in Random Media*, **2**, 179-201.
- HO D., ASEM A., and DESCHAMPS P.Y., 1986. Atmospheric correction for sea surface temperature using NOAA-7 AVHRR and METEOSAT 2 infrared data. *International Journal of Remote Sensing*, **7**, 1323-1333.
- HORIGUCHI I., TANI H., and MOTOKI T., 1992. Accurate estimation of 1.5 m-height air temperature by GMS IR data. *Proceedings of the 24th International Symposium on Remote Sensing of Environment, Rio de Janeiro, May 1991*, 301-307.
- HUBAND N.D.S., and MONTEITH J.L., 1986. Radiative surface temperature and energy balance of a wheat canopy. Part I. Comparison of radiative and aerodynamic canopy temperature. *Boundary Layer Meteorology*, **36**, 1-17.
- HUETE A.R., 1988. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, **25**, 295-309.
- HUETE A.R., HUA G., QI J., CHEHBOUNI A., and Van LEEUWEN W.J.D., 1992. Normalization of multidirectional red and NIR reflectances with the SAVI. *Remote Sensing of Environment*, **41**, 143-154.
- HUMES K.S., KUSTAS W.P., and MORAN M.S., 1994. Use of remote sensing and reference site measurements to estimate instantaneous surface energy balance components over a semiarid rangeland watershed. *Water Resources Research*, **30**, 1363-1374.
- HUMES K.S., KUSTAS W.P., and GOODRICH D.C., 1997. Spatially distributed sensible heat flux over a semiarid watershed. Part I : use of radiometric surface temperatures and a spatially uniform resistance. *Journal of Applied Meteorology*, **36**, 281-292.
- INOUE E., 1963. On the turbulent structure of airflow within crop canopies. *Journal of Meteorological Society Japan*, **41**, 317-326.
- JACKSON R.D., REGINATO R.J. and IDSO S.B., 1977. Wheat canopy temperature : a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research*, **13**, 651-665.
- JACKSON R.D., 1985. Evaluating evapotranspiration at local and regional scale. *Proc IEEE*, **73**, 1086-1096.
- JACKSON R.D., MORAN M.S., GAY L.W., and RAYMOND L.H., 1987. Evaluating evaporation from fields crops using airborne radiometry and ground based meteorological data. *Irrigation Science*, **8**, 81-90.
- JUSTICE C.O., et al., 1998. The Moderate Imaging Spectroradiometer (MODIS) : land remote sensing for global change research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36**, 1228-1249.
- KAHLE A.B. and GOETZ A.F.H., 1983. Mineralogic information from a new airborne Thermal Infrared Multispectral Scanner. *Sciences*, **222**, 24-27.
- KALMA J.D. and JUPP D.L.B., 1990. Estimating evaporation from pasture using infrared thermometry : evaluation of a one layer resistance model. *Agricultural and Forest Meteorology*, **51**, 223-246.

- KANEMASU E.T., VERMA S.B., SMITH L.J., FRITSCHEN L.J., WESELY M., FIELD R.T., KUSTAS W.P., WEAVER H., STEWART J.B., GURNEY R., PANIN G. and MONCRIEFF J.B., 1992. Surface fluxes measurements in FIFE : an overview. *Journal of Geophysical Research*, **97**, D17, 18547-18558.
- KELLY R.D., SMITH E.A., and PEPHERSON J.I., 1992. A comparison of surface sensible and latent heat fluxes from aircraft and surface measurements in FIFE 1987. *Journal of Geophysical Research*, **97**, D17, 18445-18453.
- KENNETH W., KRUSE F.A., and SUZANNE H.M., 1990. Thermal infrared exploration in the Calin trend. *Geophysics*, **55**, 70-79.
- KERR Y.H., LAGOUARDE J.P., and IMBERNON J., 1992. Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with the use of an improved split - window algorithm. *Remote Sensing of Environment*, **41**, 197-209.
- KIMES D.S., 1980. Effects of vegetation canopy structure on remotely sensed canopy temperatures. *Remote Sensing Environment*, **10**, 165-174.
- KIMES D.S., SMITH J.A., and LINK L.E., 1981. Thermal exitance model of a plant canopy. *Applied Optics*, **20**, 623-632.
- KIMES D.S., and KICHNER J.A., 1983. Directional radiometric measurements of row - crop temperatures. *International Journal of Remote Sensing*, **4**, 299-311.
- KLEESPIES T.J., and McMILLIN, L.M., 1990. Retrieval of precipitable water from observations in the split-window over varying surface temperatures. *Journal of Applied Meteorology*, **29**, 851-862.
- KOEPKEP., KRIEBEL K.T., and DIETRICH B., 1985. The effect of surface reflection and of atmospheric parameters on the shortwave radiation budget. *Advances in Space Research*, **5**, 351-354.
- KREIS W., and RAFFY M., 1993. Milieu homogène équivalent pour l'étude des flux de chaleur sol-atmosphère par télédétection. In *Hiérarchies et Echelles en Ecologie*, Naturalia Publications, pp 285-298.
- KUSTAS W.P., CHOUDHURY B.J., MORAM M.S., REGINATO R.J., JACKSON R.D., GAY L.W., and WEAVER H.K., 1989. Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data. *Agricultural and Forest Meteorology*, **44**, 197-216.
- KUSTAS W.P., 1990. Estimates of evapotranspiration with a one -layer and two-layer model of heat transfer over partial canopy cover. *Journal of Applied Meteorology*, **29**, 704-715.
- KUSTAS W.P., and DAUGHTRY C.S.T., 1990. Estimation of the soil heat flux / net radiation ratio from spectral data. *Agricultural and Forest Meteorology*, **49**, 205-223.
- KUSTAS W.P., MORAN M.S., JACKSON R.D., GAY L.W., DUELL L.F.W., KUNKEL K.E., and MATTHIAS A.D., 1990. Instantaneous and daily values of the surface energy balance over agricultural fields using remote sensing and a reference field in a arid environment. *Remote Sensing of Environment*, **32**, 125-141.
- KUSTAS W.P., PERRY E.M., DORAISWAMY P.C., and MORAN M.S., 1994a. Using satellite remote sensing to extrapolate evapotranspiration estimates in time and space over a semiarid rangeland basin. *Remote sensing of environment*, **49**, 275-286.
- KUSTAS W.P., MORAN M.S., HUMES K.S., STANNARD D.I., PINTER P.J., HIPPS L.E., SWIATEK E., and GOODRICH D.C., 1994b. Surface energy balance estimates at local and regional scales using optical remote sensing from an aircraft platform and atmospheric data collected over semiarid rangelands. *Water Resources Research*, **30**, 1241-1259.
- KUSTAS W.P., HUMES K.S., NORMAN J.M. and MORAN M.S., 1996. Single and dual source modeling of surface energy fluxes with radiometric surface temperature. *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 110-121.

- KUSTAS W.P., and HUMES K.S., 1997. Spatially distributed sensible heat flux over a semiarid watershed. Part II : use of a variable resistance approach with radiometric surface temperatures. *Journal of Applied Meteorology*, 36, 293-301.
- LABED J., 1990. Approche expérimentale des problèmes liés à l'émissivité et à la température de surface, ainsi qu'à leur variabilité spatio-temporelle, dans le cadre de la télédétection infrarouge thermique. Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg I, 185 pp.
- LAFLEUR P.M., and ROUSSE W.R., 1990. Application of an energy combination model for evaporation from sparse canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 49, 135-153.
- LAGOUARDE J.-P., and BRUNET Y., 1989. Mapping of actual evapotranspiration in the South - West of France using NOAA - AVHRR Data. French - Indian symposium on Bioclimatology, February 1989, Mukteshwar, India, 16 p.
- LAGOUARDE J.-P., 1991. Use of NOAA - AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping. *International Journal of Remote Sensing*, 12, 1853-1864.
- LAGOUARDE J.-P., and BRUNET Y., 1991. Suivi de l'évapotranspiration réelle journalière à partir des données NOAA - AVHRR lors de la campagne HAPEX - Mobilhy. *Actes du V Colloque sur les mesures physiques et les signatures en télédétection, 18 - 14 janvier 1991, Courchevel, France* (Paris : ESA SP 319), 569 - 572.
- LAGOUARDE J.-P., and McANENEY K.J., 1992. Daily sensible heat flux estimation from a single measurement of surface temperature and maximum air temperature. *Boundary Layer Meteorology*, 59, 341-362.
- LAGOUARDE J.-P., McANENEY K.J., and GREEN A.E., 1995a. Détermination par la méthode de scintillométrie du flux de chaleur sensible moyen dans le cas d'une surface composite maïs/jachère. *Atelier de Modélisation de l'Atmosphère*, CNRM, Météo-France, Toulouse, 28-30 novembre 1995, 8p.
- LAGOUARDE J.-P., LOUSTAU D., COURAULT D., and TOURNEBIZE, R., 1995b. Le bilan d'énergie d'un couvert végétal. *Actes de l'école chercheurs INRA en bioclimatologie, 3-7 avril 1995, Le Croisic, France*, INRA Ed., 383-404.
- LAGOUARDE J.-P., KERR Y.H., and BRUNET Y., 1995c. An experiment study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 167-190.
- LAGOUARDE J.-P., McANENEY K.J., and GREEN A.E., 1996. Spatially-averaged measurements of sensible heat flux using scintillations : first results above an heterogeneous surface. *Atelier "Scaling up in hydrology using remote sensing"*, 10-12 juin 1996, Institut d'Hydrologie, Wallingford, Grande Bretagne, Wiley & sons Ed., 147-160.
- LEDOUX E., 1980. Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. Thèse de Docteur-Ingénieur, ENSMP et Université P.M. Curie, Paris.
- LENOBLE J., Atmospheric radiative transfer. *Editions Adarsh Deepak*, Hampton.
- LEROY M., 1990. Capteurs Imageurs Optiques. Cours du DEA "Methodes Physiques en télédétection", PARIS IV, Jussieu.
- LHOMME J.P., and KATERJI N., 1985. Une méthode de calcul de l'évapotranspiration réelle à partir de mesures ponctuelles de résistance stomatique et de température foliaire. *Agronomie*, 5(5), 397-403.
- LHOMME J.P., MONTENY B., CHEHBOUNI A., and TROUFLEAU D., 1994. Determination of sensible heat flux over Sahelian fallow savannah using infrared thermometry. *Agricultural and forest meteorology*, 68, 93-105.
- LHOMME J.P., TROUFLEAU D., MONTENY B., CHEHBOUNI A., and BAUDUIN S., 1997. Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation II. A model for the kB^{-1} parameter. *Journal of Hydrology*, 188-189, 839-854.

- LI Z.-L., and BECKER F., 1993. Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data. *Remote sensing of Environment*, **43**, 67-85.
- LUCOTTE M., and SAID F., 1996. Comparaison des mesures de flux de surface obtenues par avion ou par stations au sol au cours de l'expérience HAPEX-SAHEL. In *Atelier 'Expérimentation et instrumentation', 15-17 oct. 1996*, Météo-France, Toulouse, 4 p.
- MAHFOUF J.F., MANZI A.O., NOILHAN J., GIORDANI H. and DEQUE M., 1995. The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I. Implementation and preliminary results. *Journal of Climate*, **8**, 2039-2057.
- MALHI Y.S., 1996. The behavior of the roughness length for temperature over heterogeneous surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **122**, 1095-1125.
- MAUL G.A., 1983. Zenith angle effects in multichannel infrared sea surface remote sensing. *Remote Sensing Environment*, **13**, 439-451.
- MALKEVICH M.S. and GORODETSKY A.K., 1988. Determination of ocean surface temperature taking account of atmospheric effects by measurements of angular IR - radiation distribution of the "ocean - atmosphere" system made from the satellite 'Cosmos-1151'. *Remote Sensing Reviews*, **3**, 137-161.
- MARKHAM B.L., and BARKER J.L., 1987. Thematic Mapper band pass solar exoatmospherical irradiances. *International Journal of Remote Sensing*, **8**, 517-523.
- MASON P., 1988. The formation of areally averaged roughness lengths. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **114**, 399-420.
- McANENEY K.J., GREEN A.E. and ASTILL M.S., 1995. Large aperture scintillometry : the homogeneous case. *Agricultural and Forest Meteorology*, **76**, 149-162.
- McCLAIN E.P., PICHEL W.G., WALTON C.C., AHMAD Z., and SUTTON J., 1983. Multichannels improvements to satellite-derived global sea surface temperatures. *Advances in space research*, **2**, 43-47.
- McCLAIN E.P., PICHEL W.G. and WALTON C.C., 1985. Comparative performance of AVHRR based multichannel sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 11587-11601.
- McMILLIN M.L., 1975. Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with different absorptions. *Journal of Geophysical Research*. **80**, 5113-5117.
- McNAUGHTON K.G., 1988. Surface temperature and the surface energy balance - commentary. In *Flow and Transport in the Natural Environment : Advances and Applications*. W.L. Steffen and O.T. Denmead, Des, Springer - Verlag, Berlin, Heidelberg, 154-159.
- MENENTI M., BASTIAANSEN W.G.M., and van EICK D., 1989a. Determination of hemispherical reflectance with Thematic Mapper data., *Remote Sensing of Environment*, **28**, 327-337.
- MENENTI M., BASTIAANSEN W.G.M., van EICK D., ABD EL KARIM M.H., 1989b. Linear relationships between surface reflectance and temperature and their application to map actual evaporation of groundwater. *Advances in Space Research*, **9**, 165-176.
- MENENTI M., and RITCHIE J.C., 1994. Estimation of effective aerodynamic roughness of Walnut Gulch watershed with laser altimeter measurements. *Water Resources Research*, **30**, 1329-137.
- MENENTI M., DJEPA V. WANG J.M., 1999. Estimation of soil and vegetation temperatures with directional thermal infrared observations : a case study on the GOBI desert, China. In *Progress in Electromagnetic Research Symposium*, Taipei, Taiwan, 22-26 march.
- MEYERS T.P. and PAW U K.T., 1987. Modelling the plant canopy micrometeorology with high order closure principles. *Agricultural and Forest Meteorology*, **41**, 143-163.

- MITSUTA Y., 1994 (Ed), *Proceedings of International symposium HEIFE*. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kyoto, Japan. 722 pp.
- MONTEITH J.L., 1963. Gas exchanges in plant communities. *In Environment Control of Plant Growth*, L.T. Evans Ed. Academic Press, New York, 95-112.
- MOULIN S., BONDEAU A., and DELECOLLE R., 1998. Combining agricultural crop models and satellite observations : from field to regional scales. *International Journal of Remote Sensing*, **19**, 1021-1036.
- MORAN M.S., JACKSON R.D., RAYMOND L.H., GAY L.W., and SLATER P.N., 1989. Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground based meteorological data., *Remote Sensing of Environment*, **30**, 77-87.
- MORAN M.S., 1990. A satellite-based approach for evaluation of the spatial distribution of evapotranspiration from agricultural lands. *Ph.D. thesis, University of Arizona*, Tucson, USA.
- MORAN M.S., KUSTAS W.P., VIDAL A., STANNARD D.I., BLANFORD J.H., and NICHOLS W.D., 1994a. Use of ground-based remotely sensed data for surface energy balance evaluation of a semiarid rangeland. *Water Resources Research*, **30**, 1339-1349.
- MORAN M.S., CLARKE T.R., INOUE Y., and VIDAL A., 1994b. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, **49**, 246-263.
- MORAN M.S., CLARKE T.R., KUSTAS W.P., WELTZ M.A., and AMER S.A., 1994c. Evaluation of hydrologic parameters in a semi-arid rangeland using optical remotely sensed spectral data. *Water Resources Research*, **30**, 1287-1297.
- MUNLEY W.G., and HIPPS L.E., 1991. Estimation of regional evaporation for tallgrass prairie from measurements of properties of atmospheric boundary layer. *Water Resources Research*, **27**, 225-230.
- MYNENI R.B., ASRAR G., and HALL F.G., 1992. A three-dimensional radiative transfer method for optical remote sensing of vegetated land surfaces. *Remote Sensing of Environment*, **41**, 105-121.
- MYNENI R., HALL F., SELLERS P., and MARSHAK A., 1995. The interpretation of spectral vegetation indices. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **33**, 481-486.
- NIEUWENHUIS G.J.A., SMIDT E.H., THUINNISSSEN H.A.M., 1985. Estimation of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images., *International Journal of Remote Sensing*, **6**, 1319-1334,
- NICHOLS W.D., 1992. Energy budgets and resistances to energy transport in sparsely vegetated rangeland. *Agricultural and Forest Meteorology*, **60**, 221-247.
- NICHOLS W.E., and CUENCA R.H., 1993. Evaluation of the evaporative fraction for parameterization of the surface energy balance. *Water Resources Research*, **29**, 3681-3690.
- NILSON T., and KUUSK A., 1989. A reflectance model for the homogeneous plant canopy and its inversion. *Remote Sensing of Environment*, **27**, 157-167.
- NOILHAN J., and PLANTON S., 1989. A simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models, *Monthly weather review*, **117**, 536-549.
- NOILHAN J., and LACARRERE P., 1995. GCM grid-scale evaporation from mesocale modeling. *Journal of Climate*, **8**, 206-223.
- NORMAN J.M., KUSTAS, W.P. and HUMES K.S., 1995. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, **77**, 263-293.

- NORMAN J.M. and BECKER F. 1995. Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. *Remote Sensing Reviews*, **12**, 159-173.
- OLIOSO A., 1992. Simulation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal, dans le but de relier la transpiration et la photosynthèse aux mesures de réflectance et de température de surface. *Thèse de doctorat*, Université de Montpellier II.
- OLIOSO A., 1995a. Estimating the difference between brightness and surface temperatures for a vegetal canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, **72**, 237-242.
- OLIOSO A., 1995b. Simulating the relationship between thermal infrared emissivity and the Normalized Difference Vegetation Index., *International Journal of Remote Sensing*, **16**, 3211-3216.
- OLIOSO A., TACONET O., and Ben MEHREZ M., 1996a. Estimation of heat and mass fluxes from IR brightness temperature. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, **34**, 1184-1190.
- OLIOSO A., CARLSON T.N., and BRISSON N., 1996b. Simulation of diurnal transpiration and photosynthesis of a water stresses soybean crop. *International Journal of Remote Sensing*, **16**, 3211-3216.
- OLIOSO A., CHAUKI H., COURAULT D., WIGNERON J.P., 1999a. Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. *Remote Sensing of Environment*, **68**, 341-356.
- OLIOSO A., et al., 1999b. Spatial aspect in the Alpilles-ReSeDA project.
- OTTLE C. and VIDAL-MADJAR D., 1992. Estimation of land surface temperature with NOAA9 data. *Remote Sensing of Environment*, **40**, 27-41.
- OTTLE C. and VIDAL-MADJAR D., 1994. Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region. *Journal of Hydrology*, **158**, 241-264.
- OWEN P.R. and THOMSON W.R., 1963. Heat transfer across rough surfaces. *Journal of Fluid Mechanics*, **15**, 321-324.
- PALLUCONI F., and MEEKS G., 1985. Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) : an investigator's guide to TIMS data, JPL Publications 85-32.
- PELGRUM H. and BASTIAANSEN W.G.M., 1996. An intercomparison of techniques to determine the area-averaged latent heat flux from individual in situ observations : a remote sensing approach using the European Field Experiment in a Desertification-Threatened Area data. *Water Resources Research*, **32**, 2775-2786.
- PHULPIN T., SEGUIN B., and DURPAIRE J.P., 1996. IRSUTE : une mission sur petit satellite pour l'estimation du bilan hydrique de la végétation à l'échelle parcellaire. *3eme symposium international sur les petits satellites*, 24-28 Juin 1996, Annecy, France.
- PRABHAKARA C., DALU G., and KUNDE V.G., 1974. Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11-13 μm window region. *Journal of Geophysical Research*, **79**, 5039-5044.
- PRAGNERE A., BARET F., WEISS M., MYNENI R., KNYAZIKHIN Y., WANG L.B., 1999. Comparison of three radiative transfer model inversion techniques to estimate canopy biophysical variables from remote sensing data. In *Proceedings of IEEE 1999*, 28 June - 2 July 1999, Hamburg.
- PRATA A.J., 1993. Land surface temperature derived from the AVHRR and the ATSR. Part 1 : Theory. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 16689-16702.
- PREVOT L., 1985. Modélisation des échanges radiatifs au sein des couverts végétaux - Application à la télédétection - Validation sur un couvert de Maïs. *Thèse de doctorat*, Univ. Paris VI.
- PREVOT L., BRUNET Y., PAW U K.T. and SEGUIN B., 1993a. Canopy modelling for estimating sensible heat flux from thermal infrared measurements. In *Proceedings of Thermal Remote Sensing of the*

Energy Balance Over Vegetation in Conjunction with Other Sensor, La Londe les Maures, 20-23 Septembre 93, CEMAGREF ed., 17-30.

PREVOT L., CHAMPION I., GUYOT G., 1993b, Estimating surface soil moisture and leaf area index of a wheat canopy using a dual-frequency (C and X bands) scatterometer. *Remote Sensing of Environment*, **46**, 331-339.

PREVOT, L., BARET, F., CHANZY, A., OLIOSO, A, et al., 1998, Assimilation of multi-sensor and multi-temporal remote sensing data to monitor vegetation and soil : the Alpilles ReSeDA project. In *IGARSS'98, International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Ed. L. Tsang, Seattle.

PRICE J.C., 1980. The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation. *Water Resources Research*, **16**, 787-795.

PRICE J.C., 1982a. On the use of satellite data to infer surface fluxes at meteorological scale. *Journal of Applied Meteorology*, **21**, 1111-1122.

PRICE J.C., 1982b. Estimation of regional scale evapotranspiration through analysis of satellite thermal infrared data. *IEEE Transactions and Geoscience on Remote Sensing*, **20**, 286-292.

PRICE J.C., 1983. Estimation of surface temperatures from satellite thermal infrared data - a simple formulation for the atmospheric effect. *Remote Sensing of Environment*, **13**, 353-361.

PRICE J.C., 1984. Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA-7 Advanced Very High Resolution Radiometer. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 7231-7237.

QI J., CHEHBOUNI A., HUETE A.R., KERR Y.H., SOROOSHIAN S., 1994a. A modified soil adjusted vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, **48**, 119-126.

QI J., HUETE A.R., CABOT F., and CHEHBOUNI A., 1994b. Bidirectional properties and utilizations of high resolution spectra from a semiarid watershed. *Water Resources Research*, **30**, 1271-1279.

RAFFY M., 1992., Change of scale in models of remote sensing : a general method for spatialization of models. *Remote Sensing of Environment*, **40**, 101-112.

RAFFY M., 1994. Heterogeneity and change of scale in models of remote sensing. Spatialization of multispectral models. *International Journal of Remote Sensing*, **8**, 723-734.

RAGAB R., 1995. Toward a continuous operational system to estimate the root-zone soil moisture from intermittent remotely sensed surface moisture. *Journal of Hydrology*, **173**, 1-25.

RAHMAN H., PINTY B., and VERSTRAETE M.M., 1993. Coupled Surface-Atmosphere Reflectance (CSAR) Model. 2. Semi-empirical surface model usable with NOAA AVHRR data. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 20791-20801.

RAHMAN H., and DEDIEU G., 1994. SMAC : a Simplified Method for the Atmospheric Correction of satellite measurements in the solar spectrum. *International Journal of Remote Sensing*, **16**, 123-143.

RANDALL D.R., DAZLICH D.A., ZHANG C., DENNING A.S., SELLERS P.J., TUCKER C.J., BOUNOUA L., BERRY J.A., COLLATZ G.J., FIELD C.B., LOS S.O., JUSTICE C.O., and FUNG I., 1996. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part 3 : the greening of the Colorado State University general circulation model. *Journal of Climate*, **9**, 738-763.

RAUPACH M.R., 1993. The averaging of surface fluxes densities in heterogeneous landscape. In *Exchanges processes at the land surface for a range of space and time scales*. H.-J. Bolle, R.A. Feddes, and J.D. Kalma, Eds, IAHS Publication, n°212, pp 343-355.

RAUPACH, M.R., 1994. Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index. *Boundary Layer Meteorology*, **71**, 211-216.

REALMUTO V.J., 1990. Separating the effects of temperature and emissivity : emissivity spectral normalization. *Proceedings of the second TIMS workshop*, JPL Publication 90-55.

- REES W.G., and JAMES S.P., 1992. Angular variation of the infrared emissivity of ice and water surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, **13**, 2873-2886.
- REGINATO R.J., JACKSON R.D., and PINTER P.J., 1985. Evaporation calculated from remote multispectral and ground station meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, **18**, 75-89.
- RIOU C., ITIER B. and SEGUIN B., 1988. The influence of surface roughness on the simplified relationship between daily evaporation and surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, **9**, 1529-1533.
- ROUJEAN J.-L., LEROY M., and DESCHAMPS P.Y., 1992. A bidirectional reflectance model of the Earth's surface for the correction of remote sensing data. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 20455-20468.
- ROUJEAN J.-L., TANRE D., BREON F.-M., and DEUZE J.-L., 1997. Retrieval of land surface parameters from airborne POLDER bidirectional reflectance distribution function during HAPEX-Sahel. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 11210-11218.
- ROUSE J., HASS R., SCHELL J., DEERING D., AND HARLAN J., 1974. Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation. *Type III*, 371 pp, NASA/GSFC, Greenbelt MD.
- ROSEMA A., and FISELIER J.L., 1990. Meteosat-based evapotranspiration and thermal inertia mapping for monitoring transgression in the Lake Chad region and Niger Delta. *International Journal of Remote Sensing*, **11**, 741-752.
- SALISBURY J.W. and D'Aria D.M., 1992. Emissivity of terrestrial materials in the 8 -14 μm atmospheric window. *Remote Sensing Environment*, **42**, 83-106.
- SAUNDERS P.M., and CHEDIN A., 1967. Aerial measurements from the split window channels of the NOAA 7 advanced very high resolution radiometer. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 7231-7237.
- SCHUEPP P.H., LECLERC M.Y., MACKERSON J.I., and DESJARDINS R.I., 1990. Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary Layer Meteorology*, **50**, 355-373.
- SEGINER I., 1974. Aerodynamic roughness of vegetated surfaces, *Boundary Layer Meteorology*, **5**, 383-393.
- SEGUIN B., BAEZ S, MONGET J.M. and PETIT V., 1982. Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évapotranspiration régionale. I. - mise au point méthodologique sur le site de la Crau. *Agronomie*, **2**, 7-16.
- SEGUIN B., and ITIER B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, **4**, 371-383.
- SEGUIN B., LAGOUARDE J.P., STEINMETZ S., and VIDAL A., 1989a. Monitoring crop water use in irrigated areas with thermal infrared remote sensing data. In *Remote sensing evaluation and management of irrigation*, Editeur Massimo Menenti, BCRS.
- SEGUIN B., ASSAD E., FRETEAUD J.P., IMBERNON J., KERR Y., and LAGOUARDE J.P., 1989b. Use of meteorological satellites for water balance monitoring in Sahelian regions. *International journal of remote sensing*, **10**, 1101-1117.
- SEGUIN B., 1989c. Use of surface temperature in agrometeorology. In *Application of remote sensing to agrometeorology*, Edition F. Toselli, Kluwer, Dordrecht, 221-240.
- SEGUIN B., LAGOUARDE J.P., and SAVANE, M., 1991. The assessment of regional crop water conditions from meteorological satellite thermal infrared data. *Remote Sensing Environment*, **35**, 141-148.

- SEGUIN B., BECKER F., PHULPIN T., 1997. IRSUTE : un concept de minisatellite pour l'estimation des flux de surface échangés par la biosphère continentale à l'échelle de la parcelle locale. In *7th international symposium on physical measurements and signatures in remote sensing, Courchevel, 4-11 avril 1997*, Guyot G. and Phulpin T. Eds, Balkema Publications, Rotterdam, Netherlands.
- SEGUIN B., BECKER F., PHULPIN T., GU X.F., GUYOT G., KERR Y., KING C., LAGOUARDE J.P., OTTLE C., STOLL M.P., TABBAGH T., and VIDAL A., 1999. IRSUTE : A minisatellite project for land surface heat flux estimation from field to regional scale. *Remote Sensing Environment*, **68**, 357-369.
- SELLERS P., 1987. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International Journal of Remote Sensing*, **6**, 1335-1372.
- SELLERS P.J., and HALL F.G., 1992. Fife in 1992 : results, scientific gains and future research directions. *Journal of Geophysical Research*, **97(D17)**, 19091-19109.
- SELLERS P.J., LOS L.O., TUCKER C.J., JUSTICE C.O., DAZLICH D.A., COLLATZ G.J., and RANDALL D.A., 1996. A revised land - surface parametrization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part II : the generation of global field to terrestrial biophysical parameters from satellite data. *Journal of Climate*, **9**, 706-737.
- SENE K.J. 1994. Parameterization for energy transfers from a sparse vine crop. *Agricultural and Forest Meteorology*, **71**, 1-18.
- SHIBAYAMA M., and WIEGAND C.L., 1985. View azimuth and zenith and solar angle effects on wheat canopy reflectance. *Remote Sensing of Environment*, **18**, 91-103.
- SHUTTLEWORTH J.W., and WALLACE J.S., 1985. Evaporation for sparse crops - an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **11**, 839-855.
- SHUTTLEWORTH W.J., GURNEY R.J., HSU R.J., and ORMSBY J.P., 1989. FIFE : the variation in energy partitioning at surface flux sites. In *Remote sensing and large scale global processes proceedings, Baltimore symposium*, IAHS publications, **186**, 67-74.
- SINGH S.M., 1984. Removal of atmospheric effects on a pixel by pixel basis from the thermal infrared data from instruments on satellites AVHRR. *International Journal of Remote Sensing*, **5**, 161-183.
- SLATER P.N., 1980. Remote sensing, optics and optical systems. *Addison-Westley, Reading, MA*, 246-247.
- SLATER P.N., 1983. A review of some radiometric calibration problems and methods. In 2ème Colloque International Signature Spectrale d'Objets en Télédétection. Bordeaux, 12-16 septembre 1983, Les colloques de IINRA, Ed. INRA Publications.
- SMITH W.L., WOOLF h.M., HAYDEN C.M. and SCHREINER A.J., 1985. The simultaneous retrieval export package. *The technical proceedings of the II international TOVS study conference, held in igls, Austria, 18-22 february 1985*, Menzel E.P., Ed., MADison, University of Wisconsin, 224-253.
- SNYDER W.C., WAN Z., ZHANG Y., and FENG Y.-Z., 1997. Thermal infrared (3-14 μm) bidirectional reflectance measurements of sands and soil. *Remote Sensing of Environment*, **60**, 101-109.
- SOBRINO J.A., LI Z.-L., STOLL M.-P., and BECKER F., 1994. Improvements in the Split-Window technique for land surface temperature determination. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **32**, 243-253.
- SOER G.J.R, 1980. Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperature, *Remote Sensing of Environment*, **9**, 27-45.
- SONG J., and GAO W., 1999. An improved method to derive surface albedo from narrowband AVHRR satellite data : narrowband to broadband conversion. *Journal of Applied Meteorology*, **38**, 239-249.

- STANNARD D.I., BLANFORD J.H., KUSTAS W.P., NICHOLS W.D., AMER S.A., SCHMUGGE T.J., and WETLZ M.A., 1994. Interpretation of surface fluxes measurements in heterogeneous terrain during the Monsoon '90 experiment., *Water Resources Research*, **30**, 1227-1239.
- STEINMETZ S., LAGOUARDE J.P., DELECOLLE R., GUERIF M. and SEGUIN B., 1989. Evapotranspiration and water stress using thermal infrared measurements. A general review and a case study on winter durum wheat in Southern France. In *Proceedings ICARDA - INRA Symposium on Physiology - Breedings of Winter for Stressed Mediterranean Environments*, Montpellier, July 1989. INRA Montpellier Editions.
- STEWART J.B., KUSTAS W.P., HUMES K.S., NICHOLS W.D., MORAN M.S. and DE BRUIN H.A.R., 1994. Sensible heat flux - radiometric surface temperature relationship for eight semiarid areas. *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 1110-1117.
- STOLL M., PHULPIN T., and SCHMUGGE T., 1993. Intercalibration of two airborne thermal infrared radiometers : TIMS and PTR5. Application to land surface temperature retrieval. *International Journal of Remote Sensing*, **13**, 2463-2481.
- STOLL M., 1993. Restitution de la température de surface par télédétection aéroportée dans le cadre de Hapex-Mobilhy. *Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, France*.
- STRAHLER A.H., SCHAAF C.B., MULLER J.-P., WANNER W., BARNSLEY M.J., D'ENTREMONT R., HU B., LEWIS P., LI X., and RUISE DE LOPE E.V., 1996. MODIS BRDF / Albedo product : algorithm theoretical basis document. NASA EOS-MODIS Doc. Incl. Update, version 4.0, 252 pp.
- SU Z., MENENTI M., PELGRUM H., van den HURK B.J.J.M., and BASTIAANSEN W.G.M., 1998. Remote sensing of land surface fluxes for updating numerical weather predictions. In *Operational Remote Sensing for Sustainable Development*, Nieuwenhuis, Vaughan and Molenaar Eds, 1999 Balkema, Rotterdam.
- SUGITA M., and BRUTSAERT W., 1990. Regional surface fluxes from remotely sensed skin temperature and lower boundary layer measurements. *Water Resources Research*, **26**, 2937-2944.
- SUSSKIND J., ROSENFELD J., RENTER D. and CHAHINE M.T., 1984. Remote sensing of weather and climate parameters from HIRS2/MSu on TIROS - N. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 4677-4797.
- SUTHERLAND R.A. and BARTHOLIC J.F., 1977. Significance of vegetation in interpreting thermal radiation from a terrestrial surface. *Journal of Applied Meteorology*, **16**, 759-763.
- TACONET O., BERNARD R. and VIDAL-MADJAR D., 1986. Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux / temperature model based on NOAA/AVHRR data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25**, 284-307.
- TACONET O., OLIOSO O., BEN MEHREZ M., and BRISSON N., 1995. Seasonal estimation of evaporation and stomatal conductance over a soybean field using surface IR temperatures. *Agricultural and Forest Meteorology*, **73**, 321-337.
- Technical Writing / Consulting & Photography, 1991. INFRAMETRICS MODEL 760 operator's manual. *Inframetrics Incorporation*.
- THOM A.S., 1972. Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quarterly Journal of Royal Meteorological society*, **98**, 124-134.
- THOM A.S., 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In *"Vegetation and the atmosphere"*, Monteith J.L. ed., Academic, London, **1**, 57-109.
- THUINNISSEN H.A.M., and NIEUWENHUIS G.J.A., 1990. A simplified method to estimate regional 24-h evapotranspiration from thermal infrared data. *Remote Sensing of Environment*, **31**, 211-225.

- TROUFLEAU D., 1997. Estimation du flux de chaleur sensible sur couverts épars par télédétection infrarouge thermique et multicapteur. Application aux zones arides et semi-arides. *Thèse de doctorat, Cemagref-Engref*, 108 p.
- TROUFLEAU D., LHOMME J.P., MONTENY B., VIDAL A., 1997a. Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation. I. An Experimental analysis of the kB^{-1} parameter. *Journal of Hydrology*, **188-189**, 815-838.
- TROUFLEAU D., VIDAL A., DEAUDOUIN A., MORAN M.S., WELTZ M.A., GOODRICH D.C., WASHBURN J. and RAHMAN A.F., 1997b. Optical-Microwave synergy for estimating surface sensible heat flux over a semi-arid rangeland. *Remote Sensing Reviews*, **15**, 113-132.
- TUCKER C.J., 1986 (ed.). Monitoring the grasslands of semiarid Africa using NOAA AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing (special issue)*, **7-11**, 1383-1622.
- UCHIJIMA Z., 1961. On the characteristics of heat balance of water layer under paddy plant cover. *Bulletin National Inst. Agric. Sci. A.*, **8**, 243-265.
- VALOR E., and CASELLES V., 1996. Mapping land surface emissivity from NDVI : application to European, African and South American Areas. *Remote Sensing of Environment*, **57**, 167-184.
- van de GRIEND A.A. and van BOXEL J.H., 1989. Water and surface energy balance model with a multilayer canopy representation for remote sensing purposes. *Water Resources Research*, **25**, 949-971.
- van de GRIEND A.A. and OWE M., 1993. On the relationship between thermal infrared emissivity and the Normalized Difference Vegetation Index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, **14**, 1119-1131.
- van den HURK B.J.J.M., BASTIAANSEN W.G.M., PELGRUM H. and van MEIJGAARD E., 1997. A new methodology for assimilation of initial soil moisture fields in weather prediction models using METEOSAT and NOAA data. *Journal of Applied Meteorology*, **36**, 1271-1283.
- van OEVELEN P.J., 1991. Determination of the available energy for evapotranspiration with remote sensing. *M.Sc., Thesis, Agricultural University of Wageningen, The Netherlands*, 68 pp.
- VERBRUGGHE M., and GUYOT G., 1992. Notes sur l'étalonnage des radiomètres infrarouge portables. *Agronomie*, **12**, 79-83.
- VERBRUGGHE M., and CIERNIEWSKI J., 1998. Influence and modelling of view angles and microrelief on surface temperature measurements of bare agricultural soils. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **53**, 166-173.
- VERHOEF W., 1984. Light scattering by leaf layers with application to canopy reflectance modeling : the SAIL model. *Remote Sensing of Environment*, **16**, 125-141.
- VERHOEF A., 1995. Surface energy balance of shrub vegetation in the Sahel. *PhD Thesis, Department of Meteorology, Wageningen Agricultural University, Netherlands*, 247 pp.
- VIDAL A. and PERRIER A., 1989. Analysis of simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal infrared data. *International Journal of Remote Sensing*, **10**, 1327-1337.
- WAGGONER P.E. and REIFSNYDER W.E., 1968. Simulation of temperature, humidity and evaporation profiles in a leaf canopy. *Journal of Applied meteorology*, **7**, 400-409.
- WALTHALL C.L., NORMAN J.M., WELLES G., CAMPBELL G., and BLAD G.L., 1985. Simple equation to approximate the bidirectional reflectance from vegetative canopies and bare soil surfaces. *Applied Optics*, **24**, 383-387,
- WAN Z. and LI Z.-L., 1997, A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **35**, 980-996.

- WAN Z., ZHANG Y., Ma X., KING M.D., MYERS J.S., and LI X., 1999. Vicarious calibration of MODIS airborne simulator (MAS) thermal infrared channels. Submitted to Applied Optics.
- WARNER T.A., and LEVANDOWSKI, 1990. Optimum band selection for estimating emittance. In *Proceedings 2nd Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) workshop*. Abbott E.A., Ed., JPL Publication 90-55, 26-30.
- WATSON K., KRUSEF., and HUMMER-MILLER S., 1992. Thermal infrared exploration in the Carlin trend. *Geophysics*, **55**, 70-79.
- WEILL A., 1991. Indirect measurements of fluxes using Doppler Sodar. In *Land Surface Evaporation. Measurements and parameterization*. Schmugge et André Ed., Springer-Verlag, 310-311.
- WEISS M., 1998. Développement d'un algorithme de suivi de la végétation à large échelle. *Thèse de doctorat, Université de Nice - Sophia Antipolis*, 188 pp.
- WEISS M., BARET F., LEROY M., BEGUE A., HAUTECOEUR O., and SANTER R., 1999. Hemispherical reflectance and albedo estimates from the accumulation of across-track sun-synchronous satellite data. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 22221-22232.
- WIGNERON J.P., FERRAZZOLI P., OLIOSSO A., BERTUZZI P., CHANZY A., 1999. A simple approach to monitor crop biomass from C-band radar data. *Remote Sensing of Environment*, **69**, 179-188.
- WOODING, R.A., BRANDLEY, E.F., MARSHALL, J.K., 1973. Drag due to regular arrays of roughness elements of varying geometry. *Boundary Layer Meteorology*, **5**, 285-308.
- WUKELIC G.E., GIBBONS D.E., MARTUCCI L.M., and FOOTE H.P., 1989, Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper thermal band. *Remote Sensing of Environment*, **28**, 339-347.
- YAMAGUCHI Y., KAHLE A.B., TSU H., KAWAKAMI T. and PNIEL M., 1998. Overview of Advance Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36**, 1282-1289.

TITRE. Utilisation de la télédétection courtes longueurs d'onde et infrarouge thermique à haute résolution spatiale pour l'estimation des flux d'énergie à l'échelle de la parcelle agricole.

RESUME. La vocation de ce travail est de cartographier les flux énergétiques de surface à l'échelle de la parcelle agricole européenne en ayant recours à la télédétection. Dans cette optique, nous nous proposons d'utiliser deux outils originaux. Le premier est le modèle de bilan d'énergie SEBAL qui estime des variables non accessibles directement par télédétection (vitesse du vent et température de l'air) à partir de l'information contenue dans la variabilité spatiale. Le terme "variabilité spatiale" signifie ici l'existence de situations hydriques contrastées, ce qui suppose que le site d'étude inclut simultanément des zones sèches et humides. Le second est un jeu de données de télédétection Vis - PIR - IRT à haute résolution spatiale permettant d'effectuer des cartographies à l'échelle considérée. L'utilisation conjointe de ces deux outils originaux a été testée sur le site expérimental du programme européen ReSeDA.

L'exploitation des données de télédétection a permis de cartographier les trois variables d'entrée du modèle, i.e. l'indice de végétation NDVI, l'albédo et la température de brillance de surface. Les deux premières variables ont été estimées à partir des mesures multidirectionnelles Vis - PIR par le biais de modèles paramétriques de FDRB. L'obtention des cartographies de la température de brillance à partir des mesures IRT se décomposait en trois phases. 1) Une partie expérimentale permettant de définir diverses caractéristiques instrumentales nécessaires pour le traitement des données. 2) Une partie corrections atmosphériques de mesures aéroportées, monocanal, multidirectionnelles et multitemporelles. 3) Une partie géoréférencement des images pour l'obtention de cartographies.

Les mesures de terrain nous ont permis de valider le modèle sur plusieurs aspects et au cours des cycles de plusieurs cultures. Nous n'avons cependant pas été en mesure de dresser une conclusion définitive pour les flux convectifs, les estimations in-situ constituant un jeu de données trop peu conséquent. En revanche, nous avons pu vérifier que l'hypothèse de SEBAL concernant la variabilité spatiale était valide pour l'ensemble de l'expérimentation. De même, nous avons constaté que les points originaux du modèle (estimation de la vitesse du vent et de la température de l'air) donnaient des estimations réalistes.

MOTS - CLÉS. Cartographie des flux d'énergie, variabilité spatiale, télédétection VIS - PIR - IRT aéroportée multidirectionnelle, haute résolution spatiale, corrections radiométriques dans l'IRT, géoréférencement.

TITLE. Using high spatial resolution shortwave and thermal infrared remote sensing to estimate surface energy fluxes at the agricultural field scale.

ABSTRACT. The objective of this work is to map surface energy fluxes at the European agricultural field scale using remote sensing. In this way, we propose to use two original tools. The first one is the surface energy balance model SEBAL that computes variables not directly available from remote sensing (wind speed and air temperature) from the information contained in the spatial variability. The expression "spatial variability" means here the existence of contrasted hydrological situations, which assumes that the study site includes simultaneously partial areas dry and wet. The second one is a high spatial resolution Vis - NIR - TIR remote sensing data set, which allows to perform maps at the considered scale. The simultaneous use of these two original tools was tested on the European ReSeDA program experimental site.

Remotely sensed data were used to map the three input variables of the model, i.e. vegetation index NDVI, surface albedo and brightness temperature. The two first variables were computed from Vis - NIR multidirectional data using BRDF kernel-driven models. Mapping surface brightness temperature from TIR measurements required three steps. 1) An experimental part that allowed to define instrumental features for data processing. 2) A step focused on the atmospheric corrections of airborne, single channel, multidirectional and multitemporal data. 3) A image registration part for the obtaining of maps.

Field measurements have been used for the validation of the model on several aspects, and over cycles of several crops. However, we were not able to draw a general conclusion for the convective fluxes, since only few field measurements were available. On the other hand, we have verified that the hypothesis of SEBAL about the spatial variability was valid for each day of the experiment. Likewise, we have observed that the original points of the model provided realistic results.

KEY - WORDS. Mapping surface fluxes, spatial variability, Vis - NIR - TIR multidirectional airborne remote sensing, high spatial resolution, radiometric corrections of TIR data, images registration.

Notations et symboles utilisés.

- Variables énergétiques

$B(\lambda, T)$:	luminance spectrale émise par un corps à la température T pour la longueur d'onde λ
$LSE(T)$:	Luminance Spectrale Equivalente (LSE) pour une température T sur un intervalle spectral donné
λE :	flux de chaleur latente
R_n :	rayonnement net
G_o :	flux de chaleur dans le sol
H :	flux de chaleur sensible

- Variables de télédétection

Tb_{cap} :	température de brillance mesurée par le capteur
$VAR(b_k)$:	valeur de la variable VAR dans le canal k de largeur b_k du capteur
$S(\lambda)$:	sensibilité spectrale du capteur
θ :	angle de visée
H :	altitude du capteur (m)

- Variables de surface

T_s :	température de surface
Tr_s :	température radiative de surface
Tb_s :	température de brillance de surface
α_s :	albédo de surface moyenné sur le domaine spectral [0.3 3] μm
ρ_s :	réflectance directionnelle - hémisphérique de surface
ϵ_s :	émissivité de surface sur l'intégralité du domaine d'émission
$\epsilon_{s,8-14}$:	émissivité de surface sur le domaine [8 - 14] μm
$L_{s,\uparrow}$:	luminance émise par la surface
z_{om} :	longueur de rugosité mécanique
z_{oh} :	longueur de rugosité thermique
kB^{-1} :	logarithme du rapport des longueurs de rugosité mécanique et thermique
NDVI :	indice de végétation (Normalized Difference Vegetation Index)

- Variables atmosphériques

$\tau_a(\lambda, \theta, z_1, z_2)$:	transmittance atmosphérique spectrale relative à une tranche d'atmosphère comprise entre z_1 et z_2 ($z_1 < z_2$) et pour un angle de visée θ
τ_{SE} :	Transmittance Spectrale Equivalente de l'atmosphère pour un intervalle spectral donné
$W(z_1, z_2)$:	contenu atmosphérique en eau de la couche comprise entre z_1 et z_2 ($z_1 < z_2$)
W :	contenu atmosphérique en eau intégral
$T(z)$:	température de la couche atmosphérique au niveau z
$T_{b_{atm}}$:	température de brillance de l'atmosphère mesurée par le capteur
α_a :	albédo atmosphérique pour radiations diffuses moyenné sur l'intervalle $[0.3 \text{ } 3] \mu\text{m}$
$\tau_{a,sw}$:	transmittance atmosphérique moyennée sur l'intervalle $[0.3 \text{ } 3] \mu\text{m}$
$\tau_{a,lw}$:	transmittance atmosphérique moyennée sur l'intervalle $[8 \text{ } 14] \mu\text{m}$
$\epsilon_{a,eff}$:	émissivité effective de l'atmosphère sur tout le spectre d'émission
$T_{a,eff}$:	température effective de l'atmosphère
$L_{a,\uparrow}$:	luminance incidente au capteur émise par l'atmosphère
$L_{a,\downarrow}$:	luminance incidente à la surface émise par l'atmosphère
z_a :	niveau de référence atmosphérique
z_b :	hauteur d'homogénéisation atmosphérique
$r_{am}(z_a)$:	résistance aérodynamique au transfert d'impulsion entre la surface et la hauteur de référence z_a
$r_{ah}(z_a)$:	résistance aérodynamique au transfert de chaleur entre la surface et la hauteur de référence z_a
$r_{am}(z_b)$:	résistance aérodynamique au transfert d'impulsion entre la surface et la hauteur de mélange z_b
$r_{ah}(z_b)$:	résistance aérodynamique au transfert de chaleur entre la surface et la hauteur de mélange z_b
$T_a(z_a)$:	température de l'air au niveau de référence
$\rho_a c_p$:	capacité calorifique de l'air
k :	constante de Von Karman
u_* :	vitesse de friction
Ψ_m :	fonction de stabilité mécanique
Ψ_h :	fonction de stabilité thermique
L_{MO} :	longueur de Monin - Obukhov
$u(z_a)$:	vitesse du vent au niveau de référence atmosphérique

- Variables du système terre - atmosphère

α_p : albédo planétaire moyenné sur le domaine [0.3 3] μm
 $L_{\text{toa},\uparrow}$: Radiance émise par le système terre - atmosphère (par unité d'angle solide)

- Variables solaires

θ_s : angle zénithal solaire
 $R_{s,\text{toa},\perp}$: Radiance solaire incidente à la planète orthogonalement à la direction de propagation (par unité d'angle solide)
 $R_{s,\text{toa},\downarrow}$: Radiance solaire pénétrant le sommet de l'atmosphère (par unité d'angle solide)
 $R_{s,\text{toa},\uparrow}$: Radiance solaire réfléchi par le système terre - atmosphère (par unité d'angle solide)
 R_s : Radiance solaire incidente à la surface

- Autres

$\text{VAR}(x,y)$: valeur de la variable VAR pour un pixel en (x,y)
 $\langle \text{VAR}_{\text{dry}} \rangle$: valeur de la variable VAR de l'interface SVA caractérisée par les pixels secs
 VAR_{dry} : valeur de la variable VAR pour le pixel le plus sec de la zone étudiée
 VAR_{wet} : valeur de la variable VAR pour le pixel le plus humide de la zone étudiée

Corrections apportées au manuscrit

(des fautes d'orthographe ont été corrigées)

Note : AP signifie Ancienne Page
NP signifie Nouvelle Page

Résumé :

corrections sur le paragraphe concernant le dernier chapitre

AP 7 - NP 7 :

précision sur le fait que l'on a obtenu avec NOAA et METEOSAT des cartographies d'évapotranspiration.

AP 9 - NP 9 :

précision sur le fait que les données acquises au cours de ReSeDA permettront, dans le cadre du programme ReSeDA, d'utiliser des approches plus réalistes que les relations semi-empiriques, car cela fait partie des objectifs du programme

AP 10 - NP 10 :

corrections sur les objectifs du travail

AP 32 - NP 32 :

corrections sur la terminologie utilisée pour les techniques d'utilisation des données de télédétection dans les modèles TSVA.

AP 52 - NP 52 :

ajout d'une conclusions sur l'importance des effets directionnels

AP 53 - NP 53 :

corrections sur la définition d'une unité de surface homogène

AP 59 - NP 59 :

corrections sur les spécificités générales de SEBAL

AP 60 - NP 61 :

corrections sur les hypothèses de base de SEBAL

AP 60 - NP 60 :

corrections sur l'utilisation des hypothèses de SEBAL

AP - 62 - NP 62 :

ajout d'une référence sur le choix d'un niveau de référence atmosphérique

AP 67 - NP 68 :

précisions sur les hypothèses pour exprimer le rayonnement net

AP 132 - NP 133 :

ajout d'une comparaison entre deux méthodes pour le problème de la résolution spectrale concernant MODTRAN

AP 137 - NP 139 :

corrections sur l'explication des variations angulaires de la température de brillance au niveau du capteur

AP 164 - NP 166 :

précisions sur l'originalité de la validation proposée

AP 170 - NP 172 :

corrections sur l'explication des mauvais résultats obtenus lors de la validation à partir des mesures de routine.

AP 172 - NP 174 :

corrections sur les explications concernant les importants écarts type observés pour la relation T_s / a_s

AP 175 - NP 177 :

l'expression "ont été obtenues par moyennage des valeurs" remplacée par "étaient des moyennes de valeurs"

AP 176 - NP 177 :

corrections sur la validation de la rugosité mécanique

AP 176 - NP 178 :

précision sur la signification de l'écart - type en valeur relative pour les mesures de vitesse du vent in-situ

AP 177 - NP 179 :

ajout d'une conclusion sur la validation des variables intermédiaires

AP 177 - NP 180 :

ajout d'une comparaison entre la validation sur le rayonnement net et les résultats rencontrés dans la littérature

AP 177 - NP 180 :

ajout d'une conclusion sur la validation du flux de chaleur dans le sol

AP 179 - NP 182 :

ajout d'une conclusion sur la validation des flux énergétiques de surface

AP 181 - NP 184 :

corrections sur l'explication des différences observées entre les cartographies à 20 m et à 40 m

AP 182 - NP 188 :

proposition d'une méthode de calage pour améliorer les estimation d'albédo à partir des mesures aéroportées (en perspectives)

AP 182 - NP 185 :

correction du premier paragraphe de la conclusion. Ajout, dans cette conclusion, d'une confrontation entre les résultats obtenus et les précisions recherchées.