



**Estimation de l'évapotranspiration par télédétection,
application au contrôle de l'irrigation**

Alain Vidal

USTL



ENGREF



CEMAGREF

I AV Hassan II



ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION PAR TÉLÉDÉTECTION, APPLICATION AU CONTRÔLE DE L'IRRIGATION

A. VIDAL

- ORMVAG** Office Régional de Mise en Valeur Agricole du Gharb, Centre de télédétection - BP 79 KENITRA, MAROC - Tél. : (212) 736 25 94 - Télécopie : (212) 736 42 86 - Télex : 92113 M
- IAV Hassan II** Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II, Département Equipement et Hydraulique - BP 6202 RABAT-INSTITUTS, MAROC - Tél. : (212) 777 43 51 - Télex : 31873 M
- ENGREF** Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts - BP 5093 34033 MONTPELLIER CEDEX 1, FRANCE- Tél. : (33) 67 54 46 96 - Télécopie : (33) 67 63 50 91
- USTL** Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Laboratoire d'Hydrologie Mathématique - Place Eugène Bataillon, 34060 MONTPELLIER CEDEX, FRANCE - Tél. : (33) 67 63 33 39 - Télécopie : (33) 67 52 28 29
- INRA** Institut National de la Recherche Agronomique, Département de Bioclimatologie - 78850 THIVERVAL-GRIGNON, FRANCE - Tél. : (33) 30 54 45 10 - Télex : 697388 F - Télécopie : (33) 30 54 31 31
- CEMAGREF** Centre National du Machinisme Agricole, du Génie Rural, des Eaux et des Forêts, Laboratoire Commun de Télédétection - BP 5095 F - 34033 MONTPELLIER CEDEX 1, FRANCE - Tél. : (33) 67 52 43 43 - Télécopie : (33) 67 63 57 95 - Télex : 490990 F

Collection *ETUDES*

Série Hydraulique Agricole

N° 1. Etude de la qualité des eaux de drainage, R. Belamie et B. Vollat ; **Diagnostic de risque de lessivage d'azote en fin de campagne culturale**, T. Guérin ; **La tranchée de drainage**, D. Zimmer ; **Une nouvelle expression de la hauteur équivalente**, G. Guyon ; **A propos des coefficients de forme de la nappe libre drainée**, B. Lesaffre.

N° 2. Hydraulique au voisinage du drain. Méthodologie et premiers résultats. Application au diagnostic du colmatage minéral des drains, Ch. Lennoz et K. Zaïdi.

N° 3. Drainage. Secteurs de références. Recueil des expérimentations, B. Vincent.

N° 4. Fonctionnement hydrologique et hydraulique du drainage souterrain des sols temporairement engorgés : débits de pointe et modèle SIDRA, B. Lesaffre.

N° 5. Transferts hydriques en sols drainés par tuyaux enterrés. Compréhension des débits de pointe et essai de typologie des schémas d'écoulement, D. Zimmer.

N° 6. Réseaux collectifs d'irrigation ramifiée sous pression. Calcul et fonctionnement, J. Béthery

N° 7. Géologie des barrages et des retenues de petites dimensions, D. Lautrin

Série Forêt

N° 1. Annales 1988 du département Forêt

N° 2. Le Massif Central Cristallin Analyse du milieu - Choix des essences, Alain Franc.

N° 3. Les stations forestières du Pays d'Othe, Denis Girault

N° 4. Cultures d'arbres à bois précieux en prairies paturées en Auvergne, J.-L. Guitton, G. Brethière, S. Saar.

A paraître :

Annales 1989 du département Forêt

Typologie forestière de la bordure Sud-Ouest du Massif Central, Thomas Curt

Série Ressources en eau

N° 1. Potentiel d'électrode de platine en épuration biologique, A. Héduit

N° 2. Le phosphore et l'azote dans les sédiments du fleuve Charente : variations saisonnières et mobilité potentielle, Marc Despreaux

Série Equipement des IAA

N° 1. Carbonisateur à pailles et herbes pour les pays en développement, Catherine Esnouf.

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE

Présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le diplôme de DOCTORAT

(Spécialité : Aménagement, Sciences de l'eau)

**ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION
PAR TELEDETECTION**

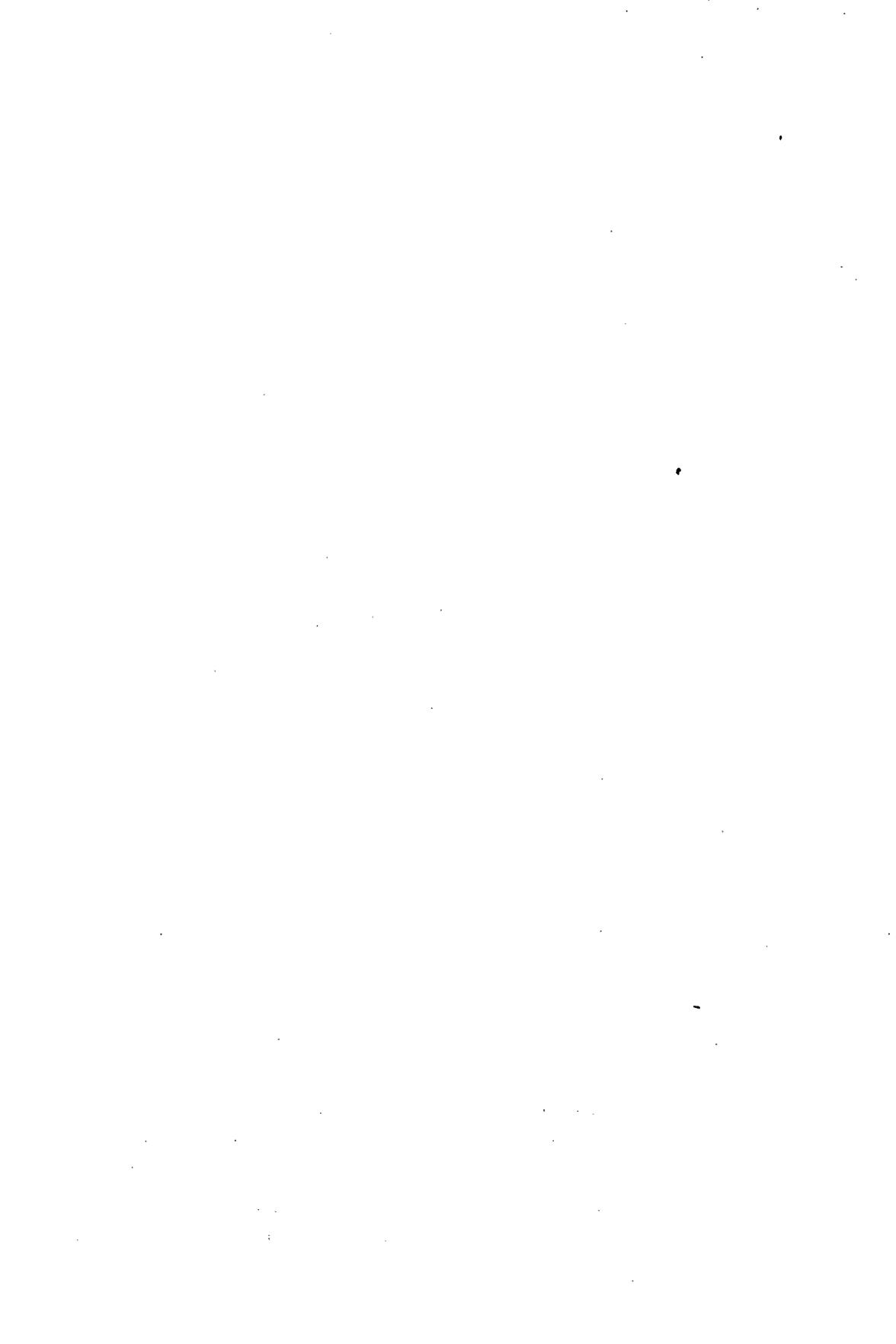
APPLICATION AU CONTROLE DE L'IRRIGATION

PAR

Alain VIDAL

Soutenue le 4 décembre 1989 devant le Jury composé de :

MM. Alain PERRIER, Professeur de Bioclimatologie INAPG, Président
François BECKER, Professeur Université de Strasbourg, Rapporteur
Bernard SEGUIN, Directeur de recherches INRA Avignon, Rapporteur
Claude BOCQUILLON, Professeur Université de Montpellier
Reinder FEDDES, Professeur Université de Wageningen
Benoît LESAFFRE, Chef du Département Hydraulique Agricole CEMAGREF



Le CEMAGREF est un organisme de recherches dans les domaines de l'eau, de l'équipement pour l'agriculture et l'agroalimentaire, de l'aménagement et de la mise en valeur du milieu rural et des ressources naturelles.

En contact permanent avec les agents économiques et les collectivités, il cherche à constituer des outils mieux adaptés dans différents secteurs d'activités :

- eau
- risques naturels et technologiques
- montagne et zones défavorisées
- forêts
- machinisme agricole
- équipement des industries agroalimentaires
- production et économie agricoles.

Le CEMAGREF est un Etablissement Public à caractère Scientifique et Technologique sous la tutelle des ministères de la Recherche et de l'Agriculture.

Il emploie 970 agents dont 420 scientifiques répartis en 10 groupements : Aix-en-Provence, Antony, Bordeaux, Clermont-Ferrand, Grenoble, Lyon, Montpellier, Nogent-sur-Vernisson, Outre-Mer (La Martinique), Rennes.

TABLE DES MATIERES

PREFACE D'OTHMANE LAHLOU, M'HAMED SEDRATI ET YVES LE BARS	13
REMERCIEMENTS	14
RESUME - ABSTRACT	16
INTRODUCTION	19
CHAPITRE I : DEFINITIONS ET BASES THEORIQUES	25
1 - ESTIMATION DE LA TEMPERATURE DE SURFACE PAR TELEDETECTION	28
1.1. LE RAYONNEMENT ELECTROMAGNETIQUE DANS L'INFRA-ROUGE THERMIQUE	28
1.1.1. Emission du corps noir	29
1.1.2. Absorption et transmission	31
1.1.3. Réflexion	32
1.2. SIGNAL RECU PAR UN CAPTEUR	33
1.2.1. Formulation générale	33
1.2.2. Cas des mesures de température de surface au sol	33
1.2.3. Cas des mesures de température de surface par satellite	35
1.2.3.1. Utilisation des données du capteur AVHRR du satellite NOAA 9	36
1.2.3.2. Corrections atmosphériques	37
1.2.3.3. Corrections d'émissivité	39
2 - BILAN D'ENERGIE ET EVAPORATION D'UNE SURFACE "MINCE"	41
2.1. RAYONNEMENT NET R_n	43
2.2. LE FLUX CONVECTIF H	45
2.3. LE FLUX CONDUCTIF G	47
2.4. LE FLUX DE CHALEUR LATENTE LE	47
2.5. TERMES D'EQUILIBRE T_s ET C_s (TEMPERATURE ET CONCENTRATION DE VAPEUR D'EAU A LA SURFACE)	49

CHAPITRE II : MODELISATION DES BILANS ENERGETIQUE ET HYDRIQUE	51
1 - BILAN D'ENERGIE ET EVAPORATION D'UN COUVERT DEVELOPPE	54
1.1. FLUX CONVECTIF H	56
1.2. FLUX DE CHALEUR LATENTE LE	57
2 - MODELE PHYSIQUES : BILAN D'ENERGIE - BILAN HYDRIQUE	58
2.1. DONNES D'ENTREE	58
2.1.1. Données météorologiques	58
2.1.2. Données du couvert végétal	59
2.1.3. Cas particulier des couverts développés	60
2.2. BILAN D'ENERGIE	61
2.2.1. Rayonnement net R_n	61
2.2.2. Flux convectif H	62
2.2.3. Température de surface T_s et évapotranspiration ETR	63
2.2.4. Flux conductif G	63
2.3. BILAN HYDRIQUE DU SOL	64
2.4. SYNTHESE : SCHEMA GENERAL DU MODELE	66
3 - MODELE SIMPLIFIE	67
3.1. PRESENTATION ET JUSTIFICATION THEORIQUE	67
3.2. INTERET	68
3.3. APPROCHE CHOISIE PAR RAPPORT AUX APPROCHES PRECEDENTES	69

CHAPITRE III : PROTOCOLE EXPERIMENTAL	71
1 - MESURE DE LA TEMPERATURE DE SURFACE AU SOL	73
1.1. OBJECTIFS	73
1.1.1. Correction des données satellitaires	73
1.1.2. Calage des modèles d'estimation de l'évapotranspiration	73
1.2. DESCRIPTION	74
1.2.1. Sites de mesures	74
1.2.2. Matériel et méthode	75
1.3. CORRECTION DES DONNEES MESUREES AU SOL (Cas où $\epsilon = 0,96$)	76
1.3.1. Mesures directes du rayonnement atmosphérique	77
1.3.2. Résultats et discussion	77
1.4. PREMIERES CONCLUSIONS - INCERTITUDE SUR LA MESURE	79
2 - MESURES DE BILAN HYDRIQUE SUR LA CANNE A SUCRE	80
2.1. OBJECTIFS	80
2.2. DESCRIPTION	80
2.3. INCERTITUDE SUR LA MESURE	81

CHAPITRE IV : ESTIMATION DE LA TEMPERATURE DE SURFACE PAR SATELLITE	83
1 - IMAGES UTILISEES	86
2 - CORRECTIONS ATMOSPHERIQUES	87
2.1. OBTENTION D'UNE EQUATION SPLIT-WINDOW DANS LA PLAINE DU GHARB	87
2.1.1. Obtention d'une équation split-window à partir des mesures au sol et des images NOAA	87
2.1.2. Obtention d'une équation split-window directement à partir des images NOAA	88
2.2. DISCUSSION : COMPARAISON AVEC LES EQUATIONS EXISTANTES	91
2.3. CONCLUSIONS	93
3 - CORRECTIONS D'EMISSIVITE	94
3.1. ESTIMATION DE LA DIFFERENCE ENTRE EMISSIVITES DANS LES CANAUX 4 ET 5 ($\epsilon_4 - \epsilon_5$) A PARTIR DES IMAGES NOAA	96
3.2. DISCUSSION	96
3.3. CONCLUSIONS	97
4 - CONCLUSION	98

CHAPITRE V : ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION ET SUIVI DU BILAN HYDRIQUE A PARTIR DE LA TEMPERATURE DE SURFACE	99
1 - CALAGE DU MODELE PHYSIQUE BILAN D'ENERGIE - BILAN HYDRIQUE	101
1.1. CALAGE DU MODELE SUR GAZON	102
1.2. CALAGE DU MODELE SUR CANNE A SUCRE	104
1.2.1. Méthode générale de calage	104
1.2.2. Conditions aux limites sur le flux dans le sol	104
1.2.3. Calage sur le bilan hydrique mesuré	109
1.2.4. Calage sur les températures de surfaces mesurées	110
2 - CALAGE ET VALIDATION DU MODELE SIMPLIFIE	115
2.1. ANALYSE STATISTIQUE	115
2.2. APPROCHE THEORIQUE	120
2.2.1. Analyse du terme A	120
2.2.2. Analyse du terme B	122
2.2.3. Extension de la relation simplifiée à l'ensemble de la période de mesures	124
2.3. CONCLUSIONS	127
3 - CONCLUSION	129

CHAPITRE VI : APPLICATION AU CONTROLE DE L'IRRIGATION	131
1 - DONNEES UTILISEES	134
1.1. DONNEES DE TERRAIN	134
1.1.1. Données agroclimatiques	134
1.1.1.1. Données permettant le calcul des paramètres du modèle simplifié	134
1.1.1.2. Données d'entrée du modèle simplifié	135
1.1.2. Estimation de l'évapotranspiration maximale ETM	135
1.2. DONNEES SATELLITAIRES	136
2 - TRAITEMENT DES DONNEES	137
2.1. CARTOGRAPHIE DE LA TEMPERATURE DE SURFACE	137
2.2. CARTOGRAPHIE DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE ETR	138
3 - CONTROLE DE L'IRRIGATION	141
3.1. CONTRAINTES	141
3.2. CONSEQUENCES METHODOLOGIQUES	143
3.3. METHODE PROPOSEE	143
3.4. MISE EN OEUVRE A PARTIR DES DONNEES SATELLITAIRES	145
3.5. CONCLUSIONS	149
4 - CONCLUSION	150
CONCLUSION ET PERSPECTIVES	155
BIBLIOGRAPHIE	161
TABLE DES FIGURES	171
TABLE DES TABLEAUX	175
TABLE DES SYMBOLES	176

PREFACE

La gestion des grands périmètres irrigués, qui représentent aujourd'hui environ 250 millions d'hectares irrigués, constitue un enjeu capital, à la fois pour l'économie de l'eau et la production agricole, en particulier dans les pays en développement. Cette gestion nécessite d'avoir une vision fréquente, globale et localisée des zones irriguées, que seule la télédétection spatiale est en mesure d'apporter.

La mise en commun, depuis 1985, des compétences et des efforts du Centre National du Machinisme Agricole, du Génie Rural, des Eaux et des Forêts, de l'Office Régional de Mise en Valeur Agricole du Gharb, et de l'Institut National Agronomique et Vétérinaire Hassan II, a permis de réaliser des progrès notables dans l'utilisation de la télédétection pour la gestion des grands périmètres irrigués.

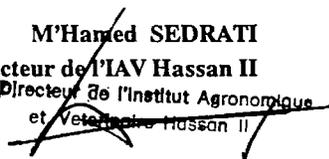
La thèse d'Alain VIDAL, réalisée en collaboration avec l'Institut National de la Recherche Agronomique (France), constitue une contribution importante à ces progrès, et un exemple original de recherche débouchant sur une application opérationnelle au service du gestionnaire.

Nous remercions Benoît LESAFFRE, Chef du Département Hydraulique Agricole du CEMAGREF, et Alain PERRIER, Chef du Département Bioclimatologie et Télédétection de l'INRA (France), d'avoir bien voulu accepté de relire ce document, version modifiée de la thèse originale.

Othmane LAHLOU
Directeur de l'ORMVAG



M'Hamed SEDRATI
Directeur de l'IAV Hassan II
Le Directeur de l'Institut Agronomique
et Vétérinaire Hassan II



Yves LE BARS
Directeur Général du CEMAGREF



Signé | Dr. M'Hamed SEDRATI



REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier Alain PERRIER, qui, il y a quatre ans, a accepté de diriger mes recherches, et qui a toujours été disponible, même durant mon séjour au Maroc, pour m'aider à mener à bien ce travail.

Je remercie également Bernard SEGUIN et Jean-Pierre LAGOUARDE, qui ont encadré mon Diplôme d'Etudes Approfondies, et m'ont inoculé le "virus" de l'infrarouge thermique, dont j'ai tenté de montrer par ce travail que toutes les ressources n'étaient pas épuisées.

Je tiens aussi à remercier Emmanuel CHOISNEL : c'est sur la base de son modèle EARTH que j'ai réalisé ma modélisation, et nous avons eu souvent l'occasion d'en discuter tout au long de ce travail. Merci aussi aux spécialistes de l'irrigation qui m'ont aidé à voir ce que la télédétection pouvait apporter d'opérationnel dans ce domaine : je pense en particulier à Robert HLAVEK, Léopold RIEUL et Jean-Robert TIERCELIN.

Ce travail est aussi un travail d'équipe, et je voudrais remercier tous ceux qui y ont participé, en donnant de leur temps et de leur énergie. Je pense ici à mes collègues de l'ORMVAG, MM. EL HAKMY, BEL BACHIR et BEN MOUMEN, qui m'ont aidé à réaliser les mesures de terrain, sans oublier Ahmed BAQRI, qui continue d'approfondir ces recherches et qui a accepté de me décharger du suivi du projet Gharb durant la phase finale de ce travail. Je pense aussi à Kamal BEL ABBES, et à mes collègues du CEMAGREF et de l'ENGREF : Hervé PIATON, Pierre MAUREL, Alex POLO, et particulièrement Jacques CHABAS, Albert OLIOSSO et Christian PUECH qui ont accepté de relire ce document, et m'ont souvent éclairé de leurs conseils.

Je remercie, enfin, tous ceux qui ont contribué à la réalisation de ce document, ainsi que MM. BOCQUILLON, BECKER, FEDDES et LESAFFRE, qui ont accepté de faire partie du jury.

A Pascale,

Alexandrine et Céline

A mes parents

RESUME

Dans le cadre d'un projet de coopération franco-marocain, on cherche à cartographier l'évapotranspiration réelle de la canne à sucre à partir des données infra-rouge thermique du satellite NOAA-AVHRR. L'objectif en est le contrôle des irrigations de la canne à sucre dans le périmètre irrigué du Gharb (Maroc).

La température de surface d'un couvert peut être estimée par télédétection rapprochée ou satellitaire. On présente les méthodes d'estimation utilisées, qui incluent les corrections atmosphériques et les corrections d'émissivité. L'erreur sur la température de surface mesurée par satellite est de 3 K.

La formulation des bilans énergétique et hydrique d'un couvert développé permet de relier sa température de surface à son évapotranspiration réelle. Le modèle agrométéorologique utilisé dans ce but est calé sur des mesures de terrain de température de surface et de bilan hydrique. Il permet ensuite de proposer un modèle simplifié, dont les paramètres et les variables d'entrée peuvent être obtenus à partir de données agrométéorologiques facilement mesurables. On estime ainsi l'évapotranspiration journalière de la canne à sucre à 1 mm près.

On réalise ainsi des cartes d'évapotranspiration réelle, qui, rapportées à l'évapotranspiration maximale de la culture, mesurée sur parcelles de référence, permettent de contrôler les irrigations et de prévoir les baisses de rendement.

Mots-clés : télédétection, évapotranspiration, irrigation, température de surface, infra-rouge thermique, NOAA-AVHRR, atmosphère, canne à sucre

ABSTRACT

Within the framework of a co-operative project between France and Morocco, evapotranspiration of sugar cane is mapped using thermal infra-red data from NOAA-AVHRR satellite. The objective is to monitor irrigated sugar cane of the irrigation project of Gharb (Morocco).

The crop surface temperature may be estimated by ground or satellite remote sensing. The methods used, including atmospheric and emissivity corrections, are presented. The error on satellite remote sensed surface temperature is 3 K.

Derivation of energy and water balance of a developed crop results in a relation between its surface temperature and its evapotranspiration. The agrometeorological model used for this purpose is fitted to ground measurements of surface temperature and of water balance. It then leads to a simplified model, whose parameters and inputs may be obtained from agrometeorological data easy to measure. Daily evapotranspiration of sugar cane is estimated with an error of 1 mm.

Maps of evapotranspiration are carried out and then compared to the maximal evapotranspiration of the crop, measured on reference plots, which results in irrigation monitoring and yield loss forecasting.

Key-words : remote sensing, evapotranspiration, irrigation, surface temperature, thermal infra-red, NOAA-AVHRR, atmosphere, sugar cane .

QUESTION

1. The following table shows the number of people who visited the National Gallery in London in each year from 1990 to 2000. The number of people is given in thousands.

Year	Number of people (in thousands)
1990	120
1991	125
1992	130
1993	135
1994	140
1995	145
1996	150
1997	155
1998	160
1999	165
2000	170

2. The following table shows the number of people who visited the British Museum in each year from 1990 to 2000. The number of people is given in thousands.

Year	Number of people (in thousands)
1990	100
1991	105
1992	110
1993	115
1994	120
1995	125
1996	130
1997	135
1998	140
1999	145
2000	150

3. The following table shows the number of people who visited the Tate Gallery in each year from 1990 to 2000. The number of people is given in thousands.

Year	Number of people (in thousands)
1990	80
1991	85
1992	90
1993	95
1994	100
1995	105
1996	110
1997	115
1998	120
1999	125
2000	130

4. The following table shows the number of people who visited the Victoria and Albert Museum in each year from 1990 to 2000. The number of people is given in thousands.

Year	Number of people (in thousands)
1990	60
1991	65
1992	70
1993	75
1994	80
1995	85
1996	90
1997	95
1998	100
1999	105
2000	110

5. The following table shows the number of people who visited the Natural History Museum in each year from 1990 to 2000. The number of people is given in thousands.

Year	Number of people (in thousands)
1990	40
1991	45
1992	50
1993	55
1994	60
1995	65
1996	70
1997	75
1998	80
1999	85
2000	90

INTRODUCTION

Depuis une douzaine d'années, plusieurs équipes de recherche dans le monde ont cherché à estimer l'évapotranspiration réelle d'un couvert végétal en utilisant des mesures de températures de surface par télédétection rapprochée ou aérospatiale.

Un certain nombre de méthodes de détection du stress hydrique ou de mesure de l'évapotranspiration réelle, basées sur une mesure du bilan hydrique ou de la teneur en eau du sol, ont été développées (humidimétrie neutronique, tensiométrie au champ, mesures de bilan dans des cases lysimétriques), mais nécessitent une connaissance précise des caractéristiques physiques du sol. C'est la raison pour laquelle sont apparues des méthodes cherchant à estimer le stress ou les flux liés directement à la plante, telles que la mesure du diamètre des tiges et des fruits et la mesure de la température de surface ou des flux énergétiques au dessus du couvert végétal. L'intérêt de la température de surface est qu'elle peut être mesurée, non seulement à la parcelle, mais aussi depuis un vecteur permettant de suivre des étendues plus vastes, vecteur tel qu'un avion ou un satellite.

La mesure de la température de surface par télédétection rapprochée est réalisée en utilisant des radiothermomètres dont le coût est désormais raisonnable (de dix à quarante mille francs français), et est surtout utilisée comme outil de détection de stress ou de pilotage des irrigations à la parcelle, compte tenu de la faible superficie pouvant être couverte par un opérateur muni d'un tel appareil. La télédétection spatiale, en revanche, permet à la fois une vision globale (image) et localisée (pixel) de la zone à laquelle on s'intéresse, mais la présence de l'atmosphère entre la surface observée et le capteur (surtout dans le cas d'un capteur embarqué sur un satellite) et les caractéristiques propres de la surface (émissivité en particulier) modifient notablement l'information, et les données doivent en général être corrigées (DESCHAMPS & PHULPIN, 1980 ; BECKER, 1987).

Une fois la température de surface estimée, de nombreux auteurs ont cherché à en déduire les termes de flux du bilan énergétique de la surface observée (voir en particulier la synthèse de BECKER & SEGUIN, 1985), et en particulier l'évapotranspiration réelle (SEGUIN, 1984 ; JACKSON, 1984). Ils ont utilisé pour ce faire soit des modèles physiques, comme, par exemple, SOER (1980), soit des modèles simplifiés, comme, entre autres, JACKSON et al. (1977). Ces approches ont conduit à réaliser des cartes d'évapotranspiration réelle à partir de données satellitaires (VIDAL et al., 1987).

Plus récemment, en 1985, l'ORMVAG (Office Régional de Mise en Valeur Agricole du Gharb), Kenitra, Maroc, l'IAV Hassan II (Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II), Rabat, Maroc, et le Laboratoire de Télédétection du CEMAGREF (Centre National du Machinisme Agricole, du Génie Rural, des Eaux et des Forêts), Montpellier, France, ont mis en place dans le périmètre irrigué du Gharb (100 000 hectares irrigués), un projet intitulé (VIDAL, 1989) :

Apport de la télédétection spatiale appliquée à la gestion et au contrôle des grands périmètres irrigués.

Les trois partenaires ont notamment décidé de poursuivre, d'approfondir et de rendre opérationnels les travaux réalisés précédemment en matière d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection satellitaire dans l'infra-rouge thermique, et d'évaluer l'apport de cette technique dans la gestion et le contrôle des irrigations.

La culture retenue a été la canne à sucre, compte tenu de sa place dans le périmètre, où elle occupe 20% de la superficie irriguée et où elle produit 70% de la récolte nationale. Ce choix a introduit dès le départ un certain handicap, car, si la biologie de la canne à sucre a fait l'objet de nombreux travaux, la bibliographie concernant la bioclimatologie de la canne à sucre est peu abondante, probablement à cause des difficultés de mesures et de modélisation d'un couvert aussi développé en hauteur.

Ce travail fait l'objet de la présente démarche de recherche, qui se veut donc résolument tournée vers une application opérationnelle. C'est pourquoi nous avons toujours tenté de simplifier les modèles utilisés de manière à les rendre utilisables par le gestionnaire de terrain de façon souple et répétitive, ainsi que robustes, donc reproductibles dans d'autres conditions.

Cet ouvrage est découpé en six chapitres.

Le **CHAPITRE I** présente tout d'abord les définitions et les bases théoriques permettant l'estimation de la température de surface par télédétection, et la formulation théorique du bilan d'énergie d'une surface mince.

Dans le **CHAPITRE II**, nous proposons un modèle pour étendre cette formulation à un couvert développé tel que la canne à sucre. Nous présentons ensuite le modèle physique utilisé pour mettre au point le modèle simplifié, qui permettra ensuite l'estimation de l'évapotranspiration par télédétection.

Nous décrivons ensuite dans le **CHAPITRE III** l'expérimentation mise en place dans le périmètre du Gharb pour corriger les données satellitaires et caler les modèles utilisés pour estimer l'évapotranspiration.

Nous présentons au **CHAPITRE IV** la méthode d'estimation de la température de surface à partir des données du satellite NOAA, et en particulier une méthode originale de correction des effets de l'atmosphère et de l'émissivité du couvert.

Dans le **CHAPITRE V**, nous verrons comment les mesures expérimentales nous ont permis de caler les modèles utilisés, et de valider le modèle simplifié proposé.

Enfin, le **CHAPITRE VI** présente le processus suivi pour cartographier l'évapotranspiration de la canne à sucre, et l'utilisation qui peut être faite d'une telle cartographie pour contrôler les irrigations de la canne à sucre dans le périmètre.



CHAPITRE I

DEFINITIONS ET BASES THEORIQUES

La télédétection est un ensemble de techniques permettant d'acquérir à distance et de traiter des données obtenues en mesurant un rayonnement dans différentes longueurs d'onde, en vue d'obtenir des informations utiles, entre autres, à la gestion de l'espace rural et des ressources naturelles.

Le rayonnement électromagnétique mesuré dans les différentes longueurs d'onde n'a pas le même intérêt. Pour un couvert végétal, les diverses plages de rayonnement permettent d'apprécier, respectivement :

- le visible, sa couleur et son activité chlorophyllienne ;
- le proche infra-rouge, la turgescence des feuilles ;
- le moyen infra-rouge, le contenu en eau du couvert et de la surface du sol ;
- l'infra-rouge thermique, l'émission propre du couvert, liée à sa température de surface.

Par ailleurs, la description du bilan énergétique d'une surface met en évidence le rôle de la température de surface comme facteur d'équilibre fondamental de ce bilan. Enfin on sait que la consommation en eau du couvert végétal, son évaporation, est un terme important de ce bilan énergétique. C'est pourquoi l'estimation de la température de surface tient une place importante en télédétection.

Dans ce chapitre, nous présenterons tout d'abord les bases théoriques du rayonnement électromagnétique, en particulier dans l'infra-rouge thermique, ainsi que les problèmes posés par l'estimation de la température de surface, dans le cas de mesures au sol et par satellite.

Nous présenterons ensuite l'expression du bilan énergétique et de l'évaporation d'une surface mince telle qu'une feuille ou un gazon.

1 - ESTIMATION DE LA TEMPERATURE DE SURFACE PAR TELEDETECTION

Nous allons examiner ici les fondements théoriques de la température de surface et les moyens de la mesurer, en nous inspirant de BECKER (1978), CASSANET (1984) et GAUSSORGUES (1984).

1.1. LE RAYONNEMENT ELECTROMAGNETIQUE DANS L'INFRA-ROUGE THERMIQUE

La matière émet et absorbe en permanence du rayonnement électromagnétique, caractérisé par une longueur d'onde. La propagation des ondes électromagnétiques peut être perturbée par plusieurs phénomènes, dus aux interactions rayonnement-objets.

L'ensemble de ces interactions définit un système (figure I-1), où le capteur recueille un certain nombre de rayonnements.

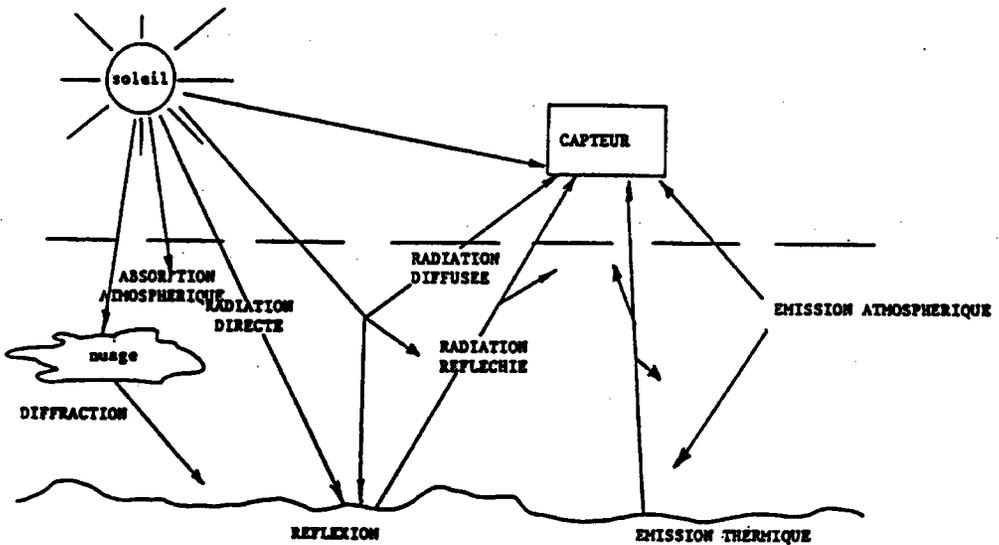


Figure I-1 : Le système de rayonnement

Nous allons envisager tout d'abord les principaux phénomènes intervenant dans le domaine de l'infra-rouge thermique.

1.1.1. Emission du corps noir

Toute matière émet un rayonnement électromagnétique, et possède un spectre continu d'émission propre caractéristique de sa température et de ses propriétés. L'analyse de l'émission se fait en référence à un "corps noir", objet capable d'absorber totalement tout rayonnement incident, quelle que soit sa longueur d'onde.

La luminance spectrale (ou radiance) est définie comme "l'intensité énergétique émise par un élément de surface normalement à cette surface". Elle s'exprime, pour le corps noir, à une température T, par la loi de Planck, en fonction de la longueur d'onde du rayonnement :

$$L_o(\lambda(T)) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(\exp \frac{hc}{\lambda kT} - 1 \right)} \quad (\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}) \quad (\text{I-1})$$

où : h = constante de Planck ($6,6256 \cdot 10^{-34}$ J.s)

c = célérité de la lumière ($2,998 \cdot 10^8$ m.s⁻¹)

k = constante de Boltzmann ($1,3805 \cdot 10^{-23}$ J.K⁻¹)

T = température absolue du corps noir (K)

λ = longueur d'onde du rayonnement considéré (μm)

Chaque courbe $L_o(\lambda(T))$, paramétrée en T (Figure I-2), passe par un maximum pour $\lambda_{max} = 2898/T$ (en μm) : c'est la loi de Wien. Ce maximum vaut $10 \mu\text{m}$, pour la Terre assimilée à un corps noir à $289,7 \text{ K}$: le rayonnement propre de la terre se situe donc dans le domaine de l'infra-rouge thermique.

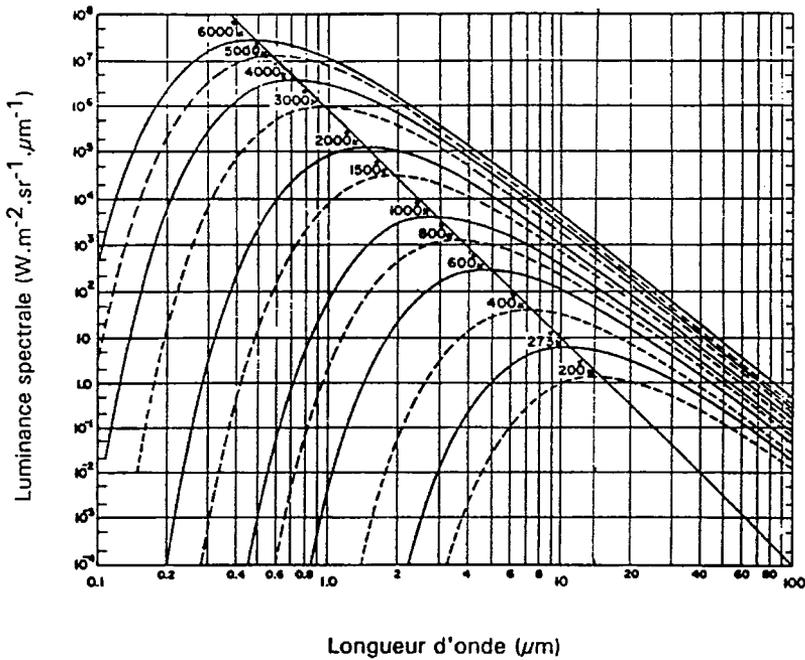


Figure I-2 - Luminance spectrale d'un corps noir à différentes températures (la droite des maxima exprime la loi de Wien) (d'après BECKER, 1978)

En fait, la terre, ainsi que tout couvert végétal, ne peuvent être considérés comme des corps noirs parfaits, et leur luminance spectrale $L_s(\lambda(T))$, à température égale, est inférieure à celle du corps noir. On définit alors l'émissivité spectrale comme le rapport entre les luminances spectrales réelle et théorique :

$$\varepsilon(\lambda) = L_s(\lambda(T)) / L_o(\lambda(T)) \quad (0 \leq \varepsilon \leq 1) \quad (\text{I-2})$$

Notons enfin que, sur l'ensemble du spectre et en absence d'atmosphère, la loi de Stefan Boltzmann permet de représenter les effets de l'émissivité ; cette loi est une intégration de (I-1) à tout le spectre et s'écrit, compte tenu de (I-2) :

$$L_s = \varepsilon \sigma T^4 \quad (\text{I-3})$$

où : L_s = luminance totale propre de la surface (W.m^{-2})
 σ = Constante de Stefan-Boltzmann = $5,67.10^{-8} \text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$
 ε = émissivité moyenne sur l'ensemble du spectre

1.1.2. Absorption et transmission

Un milieu soumis à un rayonnement électromagnétique absorbe en général une partie de l'énergie que lui apporte ce rayonnement. Dans l'atmosphère, ce phénomène modifie les rayonnements qu'elle transmet, ne laissant passer que certaines longueurs d'onde par des "fenêtres atmosphériques" (figure I-3). On définit ainsi la **transmission** de l'atmosphère, correspondant à la partie non absorbée du rayonnement.

Trois phénomènes interviennent dans l'absorption du rayonnement par l'atmosphère, et ne doivent pas être négligés en télédétection :

- l'absorption du rayonnement par les molécules de gaz (H_2O , O_3) ;
- la diffusion par les aérosols et les molécules (N_2 , O_2) ;
- la réfraction.

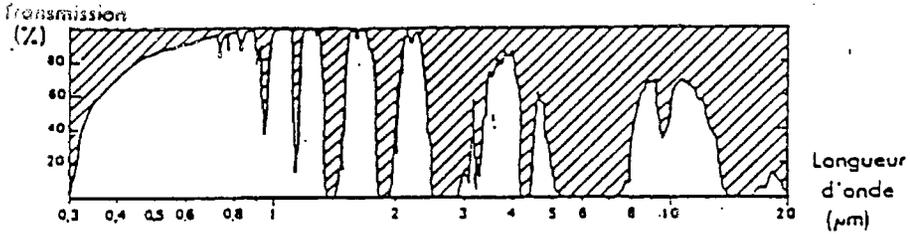


Figure I-3 - Transmission d'une atmosphère standard pour des longueurs d'ondes comprises entre 0,3 et 20 μm (d'après CASSANET, 1984)

1.1.3. Réflexion

La réflexion se produit à l'interface de deux milieux de propagation différents. Sur les corps naturels (sol ou couvert végétal en particulier), il y a en général réflexion diffuse.

Dans le visible, la part de rayonnement incident réfléchi par une surface est appelée albédo. En infra-rouge thermique, et pour un corps opaque (cas d'un couvert végétal), la part des rayonnements incidents de longueur d'onde λ réfléchi par une surface correspond à $1 - \epsilon(\lambda)$.

1.2. SIGNAL RECU PAR UN CAPTEUR

1.2.1. Formulation générale

L'estimation de la température de surface par télédétection se fait au moyen d'un capteur, qui mesure la luminance issue de la surface dans une gamme de longueur d'onde donnée, modifiée par la traversée de l'atmosphère. D'une manière générale, la luminance mesurée par le capteur s'exprime par la relation suivante :

$$L(\lambda) = \tau(\lambda) [L_s(\lambda) + (1 - \varepsilon(\lambda)) L_{a\downarrow}(\lambda)] + L_{a\uparrow}(\lambda) \quad (\text{I-4})$$

- où :
- $L_s \downarrow(\lambda)$ = luminance spectrale propre de la surface,
 - $L_{a\downarrow}(\lambda)$ = luminance propre de l'atmosphère reçue par la surface, encore appelée rayonnement atmosphérique
 - $\varepsilon(\lambda)$ = émissivité spectrale de la surface,
 - $\tau(\lambda)$ = coefficient de transmission atmosphérique intégrant les phénomènes décrits précédemment, _
 - $L_{a\uparrow}(\lambda)$ = luminance propre de l'atmosphère directement reçue par le capteur.

En combinant (I-1), (I-2) et (I-4), on obtient :

$$L(\lambda) = \tau(\lambda) \left[\frac{2hc^2 \varepsilon(\lambda)}{\lambda^5 \left(\exp \frac{hc}{\lambda kT} - 1 \right)} + (1 - \varepsilon(\lambda)) L_{a\downarrow}(\lambda) \right] + L_{a\uparrow}(\lambda) \quad (\text{I-5})$$

Il est donc nécessaire, pour estimer la température de surface d'un couvert végétal, de connaître l'émissivité spectrale de cette surface, la transmissivité et la luminance de l'atmosphère, et ce, pour la ou les gammes de longueur d'onde du capteur considéré.

1.2.2. Cas des mesures de température de surface au sol

Dans le cas de mesures au sol, la relation (I-5) se simplifie en :

$$L(\lambda) = \frac{2hc^2 \varepsilon(\lambda)}{\lambda^5 \left(\exp \frac{hc}{\lambda kT} - 1 \right)} + (1 - \varepsilon(\lambda)) L_{a\downarrow}(\lambda) \quad (\text{I-6})$$

En pratique, la luminance reçue par le capteur est intégrée sur une bande de longueur d'onde (8-14 μ m le plus souvent), et la relation (I-6) peut être réécrite en utilisant une généralisation de l'équation (I-3), soit :

$$L_s = \epsilon \sigma T_s^n + (1-\epsilon) L_{a\downarrow r} \quad (I-7)$$

où : L_s = luminance mesurée par le radiothermomètre ($W.m^{-2}$)
 T_s = température de la surface (K)
 $L_{a\downarrow r}$ = Luminance atmosphérique réelle ($W.m^{-2}$)
 n est compris entre 4 et 5.

Dans le cas de mesures au sol, il est donc a priori nécessaire de prendre en compte l'émissivité du couvert, mais aussi le rayonnement atmosphérique.

L'émissivité du couvert est en réalité rarement mesurée, et l'on doit souvent se contenter de valeurs existant dans la littérature, ce qui a conduit certains auteurs à mettre au point des mesures relativement simples (CASELLES et al., 1988).

D'autre part, les travaux d'IDSO (1981) faisant suite aux travaux antérieurs de BRUNT (1932), ANGSTROM (1915, 1936) et BRUTSAERT (1975), ont permis de relier le rayonnement atmosphérique R_a du ciel clair dans la gamme 8-14 μ m à la température et à l'humidité de l'air à 2 m. Le caractère général et synthétique du travail réalisé par IDSO nous a incités à utiliser sa formule de préférence aux précédentes. De plus, IDSO a défini des équations, non seulement pour tout le spectre électromagnétique, mais aussi pour les fenêtres atmosphériques sur lesquelles nous estimons le rayonnement.

D'après IDSO (1981), on a :

$$L_{a\downarrow} = (0,24 + 2,98.10^{-8} e_a^2 e^{3000/T_a}) \sigma T_a^4 \quad (I-8)$$

où $L_{a\downarrow}$ = luminance atmosphérique incidente ($W.m^{-2}$), dans la gamme 8-14 μ m
 e_a = humidité de l'air à 2 m (millibars)
 T_a = température de l'air à 2 m (K)

Nous analyserons ultérieurement l'opportunité de corriger de ces effets les températures de surface mesurées au sol.

1.2.3. Cas des mesures de température de surface par satellite

Plusieurs capteurs satellitaires possèdent un ou plusieurs canaux dans l'infra-rouge thermique, correspondant en général aux fenêtres atmosphériques décrites à la figure I-3, la plus importante se situant entre 10,5 et 12,5 μ m.

Ces capteurs possèdent soit une faible résolution, mais une forte répétitivité avec au moins une image en milieu de journée, où la température est stable, soit une forte résolution mais une faible répétitivité difficilement conciliable avec le suivi de la végétation (Tableau I.1).

SATELLITE	CAPTEUR	RESOLUTION AU NADIR	NB CANAUX THERMIQUES	REPETITIVITE
METEOSAT	IRT	5 km	1	30 mn
NOAA 7 NOAA 9 NOAA 11	AVHRR 2	1,1 km	2	12 h
LANDSAT 4 LANDSAT 5	THEMATIC MAPPER	120 m (en thermique)	1	8 j

Tableau I-1 - Satellites et capteurs possédant un ou des canaux dans l'infra-rouge thermique, et principales caractéristiques

Il semble donc qu'à l'heure actuelle, le satellite NOAA soit le plus adapté au suivi thermique de la végétation (voir aussi KERR, 1986) :

- forte répétitivité (1 image par jour proche du maximum de température de surface vers 14h30 solaires) ;
- 2 canaux thermiques qui permettent, des corrections des effets de l'atmosphère et de l'émissivité, et donc une estimation plus fine de la température de surface.

En revanche, nous verrons que l'estimation de la température de surface sur un pixel de 1,1 km de côté pose des problèmes en termes de définition et d'utilisation opérationnelle.

1.2.3.1. Utilisation des données du capteur AVHRR du satellite NOAA 9

Le satellite NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) est un satellite météorologique à défilement décrivant une orbite quasi-polaire à 852 km d'altitude.

Les satellites NOAA impairs (7, 9 et 11) effectuent deux passages par jour sur une même région (2h30 et 14h30 solaires au début de leur existence). Ils possèdent notamment un capteur appelé AVHRR 2 (Advanced Very High Resolution Radiometer), capteur imageur à balayage à 5 canaux dont deux dans l'infra-rouge thermique : les canaux 4 (10,3 - 11,3 μm) et 5 (11,5 - 12,5 μm). La résolution au sol est de 1,1 km au nadir, et se dégrade en se rapprochant du bord de la bande observée par le capteur (2700 km de large).

Dans ce travail, nous utiliserons les images de NOAA 9, dont l'heure de passage a varié de façon notable entre l'année du lancement (1985) et l'année de notre campagne de mesure au sol (1987), ce dont nous devons tenir compte dans la suite.

L'heure de passage du satellite s'est en effet décalée de 25 minutes par an (GUILLOT et al., 1988), passant de 14h22 \pm 0h45 (heure solaire) en 1985 à 16h00 \pm 0h45 en 1988. Notons enfin qu'en toute rigueur, il faudrait tenir compte du fait que l'heure solaire n'est pas la même sur toute la bande d'observation. Nous y reviendrons.

Ces images, codées en comptes numériques CN allant de 0 à 1023, sont ensuite transformées en radiance selon la formule (BRUNEL et al., 1987) :

$$L = \alpha \text{ CN} + \beta \text{ (mW.m}^{-2}\text{.sr}^{-1}\text{.cm)} \quad (\text{I-9})$$

où : L = radiance reçue par le capteur
 α et β sont des coefficients donnés en en-tête de la bande image,

puis en température du corps noir équivalent T dans les canaux 4 et 5 par l'équation (I-10), qui correspond à une intégration suivie d'une inversion de la formule (I-1) sur chaque bande spectrale du capteur (BRUNEL et al., 1987) :

$$T = \frac{C_2 \nu}{\ln \left[1 + \frac{C_1 \nu^3}{L} \right]} \quad (\text{I-10})$$

où : ν = nombre d'onde central du canal considéré (cm^{-1}) ; pour $275 \leq T \leq 320\text{K}$ (plage où nous travaillons), on a, respectivement pour les canaux 4 et 5 de NOAA9, $\nu = 929,46 \text{ cm}^{-1}$ et $\nu = 845,19 \text{ cm}^{-1}$

$$C_1 = 1,191.10^{-5} \text{ mW.m}^{-2}\text{.sr}^{-1}\text{.cm}^4$$

$$C_2 = 1,439 \text{ cm.K}$$

Compte tenu de la nécessité de prendre en compte les paramètres atmosphériques et l'émissivité spectrale du couvert, cette température T doit être corrigée : c'est l'objet des paragraphes suivants.

1.2.3.2. Corrections atmosphériques

Les radiances obtenues dans les canaux 4 ($10.3 - 11.3 \mu\text{m}$) et 5 ($11.5 - 12.5 \mu\text{m}$) de NOAA 9 AVHRR donnent, par l'équation (I-10), deux températures de corps noir que nous noterons T_4 et T_5 , et qui sont différentes, compte tenu des effets différents de l'atmosphère dans les deux canaux.

La méthode la plus courante de correction atmosphérique consiste à combiner ces températures selon une technique appelée "split-window" (PRABHAKARA et al., 1975), qui donne une température de surface du corps noir équivalent affranchie des effets atmosphériques, vapeur d'eau en particulier (DESCHAMPS et PHULPIN, 1980). Cette méthode repose sur le fait que l'émission et l'absorption atmosphériques ne

présentent pas les mêmes caractéristiques dans les deux canaux considérés : on s'affranchit ainsi de la connaissance des termes τ et $La \uparrow$ introduits dans l'équation (I-3). L'équation décrivant cette méthode est la suivante :

$$TCN = a T_4 + b T_5 + c \quad (I-11)$$

où : TCN = température de surface du corps noir équivalent corrigée des effets atmosphériques (K)
 a, b, c = coefficients.

Selon les auteurs, ces coefficients ont été obtenus par deux types de méthodes, par l'utilisation soit de modèles de transfert radiatif, soit directement des images NOAA.

a) Utilisation de modèles de transfert radiatif :

Cette approche conduit aux équations suivantes (sauf indication contraire, les températures sont en Kelvin) :

$$TCN = T_4 + 2,6 (T_4 - T_5) - 2,2 \quad (\text{DESCHAMPS \& PHULPIN, 1980}) \quad (I-12)$$

$$TCN = T_4 + 2,68 (T_4 - T_5) - 0,5 \quad (\text{LI et Mc DONNELL, 1988}) \quad (I-13)$$

$$TCN = T_4 + 3,17 (T_4 - T_5) + 0,076 (T_4 - 30,5) \text{ (}^\circ\text{C)} \quad (\text{Mc CLAIN et al., 1983}) \quad (I-14)$$

Ces équations ont été établies sur la mer, c'est-à-dire avec des températures plus faibles, et il semble que l'équation (I-12) obtenue en modélisant de nombreux types d'atmosphères standards, soit la plus utilisée, du moins en France. Ces équations, utilisant des atmosphères standards, se veulent donc de portée générale.

b) Utilisation directe des images NOAA :

Elle est basée surtout sur l'analyse de l'image des différences $T_4 - T_5$, qui permet d'évaluer les effets différentiels de l'atmosphère sur les canaux 4 et 5 de NOAA :

$$TCN = T_4 + 3,03 (T_4 - T_5) \quad (\text{PRICE, 1984}) \quad (I-15)$$

Cette approche est évidemment plus adaptée au site d'étude, puisqu'elle s'appuie sur des images réellement acquises.

De nombreuses applications utilisant de telles températures de surface ont été développées en agriculture. Citons par exemple :

- des cartes d'évapotranspiration (SEGUIN, 1984 ; NIEUWENHUIS et al., 1985 ; VIDAL et al., 1987);
- des cartes de gelées radiatives (CASELLES et al., 1988).

Néanmoins, ces études ont montré la difficulté d'obtenir une température de surface représentative du couvert étudié. LAGOUARDE et al (1985) ont démontré une sous-estimation systématique de 3 à 4K de la température de surface estimée par satellite en utilisant l'équation "split-window" (I-12) obtenue par DESCHAMPS et PHULPIN (1980).

Il faut considérer que la plupart des équations "split-window" ont été calées sur la surface de la mer, où l'atmosphère et la gamme de températures mesurées sont a priori différentes de celles correspondant aux surfaces agricoles (DESCHAMPS et PHULPIN, 1980 ; Mc CLAIN et al., 1983). PRICE (1984) a démontré que les conditions différentes d'atmosphère et de température des surfaces agricoles entraînaient une erreur du même ordre de grandeur et du même signe que celles observées par LAGOUARDE et al. (1985).

Nous verrons au CHAPITRE IV comment il est possible d'obtenir une équation split-window adaptée aux conditions locales, d'une part à partir de mesures du sol, d'autre part à partir des images NOAA elles-mêmes.

1.2.3.3. Corrections d'émissivité

Il faut également considérer que, faute d'une connaissance exacte de l'émissivité des surfaces agricoles observées, on a souvent supposé que l'émissivité du couvert était égale à 1,00.

Or, nous avons vu que ce n'était, en général, pas le cas, et BECKER (1987), en comparant les températures de surface obtenues par la méthode "split-window" avec et sans tenir compte de l'émissivité, et pour une large gamme de températures de couvert, a montré que :

$$T_s - T_{CN} = 50 \frac{1 - \bar{\epsilon}}{\bar{\epsilon}} \quad (I-16)$$

où : \bar{T}_s est la température de surface réelle,
 $\bar{\epsilon}$ est l'émissivité moyenne dans les canaux 4 et 5 de NOAA AVHRR.

Pour $\bar{\varepsilon} = 0,96$, on obtient :

$$T_s - T_{CN} = 2.08 \text{ K} \quad (\text{I-17})$$

ce qui correspond également aux résultats de LAGOUARDE et al. (1985), et illustre bien la grande sensibilité de l'estimation de la température à l'émissivité de la surface observée.

D'autre part, SALISBURY (1986) et SCHMUGGE (1988) ont montré que les émissivités dans les canaux 4 et 5 de NOAA AVHRR (notées respectivement ε_4 et ε_5) étaient différentes, et BECKER (1987), de la même manière que pour l'équation (I-16), a établi que, en moyenne :

$$T_s - T_{CN} = 50 \frac{1 - \bar{\varepsilon}}{\bar{\varepsilon}} - 300 \frac{\varepsilon_4 - \varepsilon_5}{\bar{\varepsilon}} \quad (\text{I-18})$$

Enfin, BECKER (1987) déduit de l'équation (I-18) que l'erreur sur la température de surface due à l'émissivité et à la différence $\varepsilon_4 - \varepsilon_5$ est égale à :

$$\delta T \approx 50 \frac{\delta \bar{\varepsilon}}{\bar{\varepsilon}^2} + 300 \frac{\delta (\varepsilon_4 - \varepsilon_5)}{\bar{\varepsilon}^2} \quad (\text{I-19})$$

On constate ainsi que la non-prise en compte de cette différence, pour $\delta (\varepsilon_4 - \varepsilon_5) = 10^{-2}$, entraîne une erreur de 3 K sur la température de surface. On a donc tout-à-fait intérêt à prendre en compte cette différence entre émissivités.

Nous verrons au CHAPITRE IV comment il est possible d'estimer $\varepsilon_4 - \varepsilon_5$ directement à partir des données NOAA.

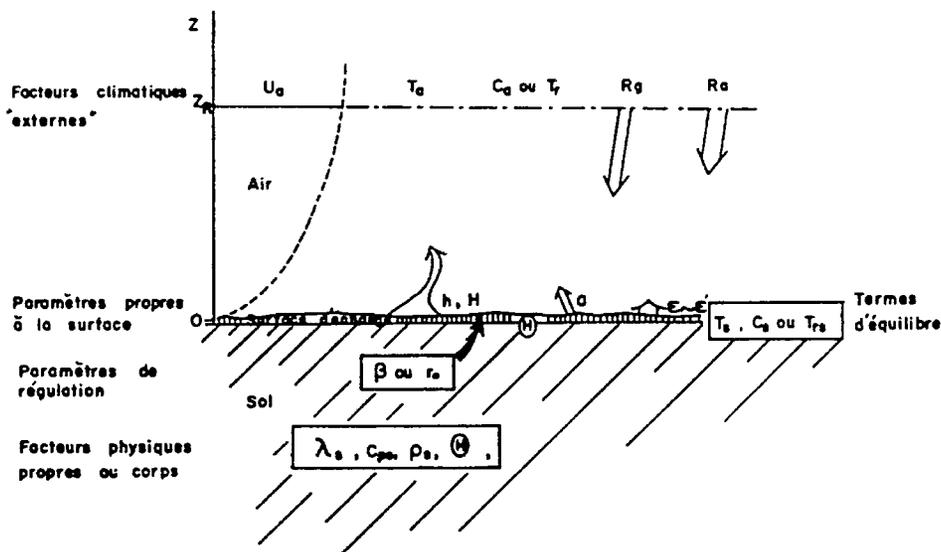
2 - BILAN D'ENERGIE ET EVAPORATION D'UNE SURFACE "MINCE"

Cette partie théorique reprend pour l'essentiel les travaux de PERRIER (1975) et de CHOISNEL (1977), concernant l'établissement du bilan énergétique d'une **surface mince**, que PERRIER définit comme une surface "où les échanges de masse et d'énergie restent situés au voisinage d'un même plan, feuille, surface d'un sol ou à la rigueur gazon". En pratique, on considèrera dans cette partie un couvert végétal de faible extension verticale (herbe ou gazon).

L'étude de l'évaporation d'une surface ou de l'évapotranspiration d'un couvert végétal conduit tout naturellement à l'analyse des échanges énergétiques au niveau de cette surface. En effet, l'évaporation d'un kilogramme d'eau par mètre carré (soit un millimètre d'eau) nécessite une énergie de $2,46 \cdot 10^6$ J, quantité que le soleil fournit au sol pendant une heure, soit 700 W/m^2 , en été normal sous latitude moyenne (PERRIER, 1975).

Si on considère un système présentant une certaine homogénéité horizontale, on peut le schématiser par 2 plans parallèles (d'après PERRIER, 1975) :

- une interface système-air ;
- une interface système-sol.



- Les facteurs climatiques « externes » : U_a , la vitesse du vent ; T_a , sa température ; C_a ou T_r , sa concentration en vapeur d'eau ou sa température de point de rosée ; R_g , le rayonnement global ; R_a , le rayonnement atmosphérique.
- Les paramètres propres à la surface : h et H , les coefficients d'échanges de chaleur et de masse entre la surface et le niveau z_R ; Θ_s , l'humidité pondérale d'équilibre à la surface ; a , l'albédo ; ϵ , l'émissivité et ϵ' , le facteur d'absorption du rayonnement atmosphérique.
- Les paramètres de régulation : ϵ , coefficient de rétention de l'eau à la surface ; r_s , résistance à la diffusion entre la profondeur et la surface.
- Les facteurs physiques propres au corps : λ_s , la conductivité thermique ; c_{ps} , la chaleur massique ; ρ_s , la masse spécifique ; Θ_s , l'humidité pondérale.
- Les termes d'équilibres : T_s , la température de surface ; C_s ou T_{rs} , la concentration en vapeur d'eau ou la température du point de rosée de l'air à la surface.

Figure I-4 - Schéma descriptif des éléments intervenant dans le bilan d'énergie d'une surface (d'après PERRIER, 1975).

On considère en général une hauteur de référence z_a , en général 2 m au-dessus du couvert, à laquelle sont faites les mesures météorologiques : les flux énergétiques et les flux de masse seront calculés entre cette hauteur et la surface.

Au niveau d'une surface ainsi définie, les flux reçus par la surface étant positifs, et exprimés, sauf indication contraire, en $W.m^{-2}$, le bilan d'énergie s'écrit (PERRIER, 1975) :

$$R_n + H + LE + G + A = dq/dt \quad (I-20)$$

où : R_n = rayonnement net,
 H = flux de chaleur sensible, correspondant à un transfert de chaleur dans l'air,
 LE = flux de chaleur latente, correspondant à l'évapotranspiration,
 G = flux de chaleur échangée par conduction dans le sol,
 A = quantité d'énergie consommée ou dégagée par les organismes biologiques présents à la surface, généralement faible, et que nous négligerons dans la suite,
 dq/dt = variation d'énergie du système considéré, nulle en régime permanent, et pratiquement nulle en régime transitoire, compte tenu de la faible capacité calorifique de la surface "mince" considérée.

Dans tout le reste de cette partie, le bilan d'énergie s'exprimera donc, en négligeant A et dq/dt :

$$R_n + H + LE + G = 0 \quad (I-21)$$

Notons que, contrairement aux estimations habituelles du bilan d'énergie, qui s'appliquent à un couvert végétal d'extension verticale moyenne à importante et totalement couvrant (c'est-à-dire où le sol ne reçoit aucun rayonnement), le flux conductif du sol n'est pas négligeable dans les conditions définies précédemment.

Passons maintenant en revue les différents termes de ce bilan.

2.1. RAYONNEMENT NET R_n

Le rayonnement net est le bilan des énergies radiatives reçues effectivement par le couvert. Il est la résultante de plusieurs types de rayonnements (CHOISNEL, 1977) :

- le rayonnement solaire global R_g , rayonnement incident issu de la chromosphère solaire qui se comporte comme un corps noir à 5800 K, dans des longueurs d'onde comprises entre 0,28 et 5 μm ; il peut être estimé à partir de la

fraction d'insolation, rapport de la durée d'insolation à la durée astronomique du jour, et le calcul du rayonnement solaire global extraterrestre ; une partie de ce rayonnement est réfléchi, fonction de l'albédo a de la surface, égale à $a.R_g$;

- le rayonnement atmosphérique descendant $L_a \downarrow$, rayonnement infra-rouge dû à l'émission de l'atmosphère, dont seule une partie ϵ' ; $L_a \downarrow$ est absorbée par la surface, ϵ' étant le facteur d'absorption de ce rayonnement (PERRIER, 1975) ; Il peut être estimé par la méthode de PERRIN DE BRICHAMBAUT (1976), comme somme du rayonnement du corps noir "ciel clair", dont on estime l'émissivité apparente (BRUNT, 1932), et du rayonnement infra-rouge atmosphérique d'un ciel nuageux, pondéré par la fraction de nébulosité (CHOISNEL, 1977) ;
- le rayonnement propre de la surface, rayonnement infra-rouge maximal pour une longueur d'onde de $10 \mu\text{m}$ donné par la formule de Stefan-Boltzmann (I-3).

On obtient donc :

$$R_n = (1 - a)R_g + \epsilon (R_a - \sigma T_s^4) \quad (\text{I-22})$$

R_n étant fonction de T_s , terme d'équilibre du bilan d'énergie, on définit un terme de rayonnement net "climatique" R_n^* , indépendant de la température de surface, soit :

$$R_n^* = (1 - a)R_g + \epsilon (R_a - \sigma T_a^4) \quad (\text{I-23})$$

où : T_a = température de l'air (K) à la hauteur z_a

On a donc :

$$R_n = R_n^* + \epsilon \sigma (T_a^4 - T_s^4) \quad (\text{I-24})$$

d'où l'on tire, en supposant T_a proche de T_s :

$$R_n \approx R_n^* - \rho C_p h_r (T_s - T_a) \quad (\text{I-25})$$

où : ρ = masse volumique de l'air (kg.m^{-3})

C_p = chaleur massique de l'air ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)

$h_r = 4 (\epsilon \sigma / \rho C_p) ((T_a + T_s)/2)^3$,

coefficient d'échange radiatif (m.s^{-1}) (I-26)

Cette approximation introduit une erreur sur R_n qui augmente avec l'écart entre T_s et T_a , puisqu'une augmentation de T_s de 1 degré diminue R_n de 5 à 6 W/m^2 .

2.2. LE FLUX CONVECTIF H

Les échanges d'énergie par convection sont de deux types :

- convection forcée : les mouvements de l'air sont liés à la ventilation entraînant des échanges turbulents ;
- convection libre : les mouvements de l'air sont induits par le gradient de température sol-végétation-air.

En règle générale, ces deux types de convection interviennent en proportions variées, pour donner ce qu'on dénomme la convection mixte.

Le flux convectif s'écrit :

$$H = \rho C_p h (T_a - T_s) \quad (I-27)$$

où h = coefficient d'échange convectif ($m \cdot s^{-1}$) ; h est essentiellement fonction du vent, de la rugosité du couvert et du type de convection, lui-même fonction de $T_s - T_a$.

Dans le cas général (convection mixte), l'analyse dimensionnelle conduit à introduire dans la représentation du régime turbulent une variable adimensionnelle (BRUNET, 1984) :

$$\xi = \frac{z}{L} \quad (I-28)$$

où : z = hauteur (m),
 L = longueur de Monin-Obukhov (MONIN & OBUKHOV, 1954), qui permet d'introduire la variable adimensionnelle ξ , et s'écrit :

$$L = \frac{\rho C_p T_a u^{*3}}{k g H} \quad (I-29)$$

où : k = constante de Von Karman = 0,4,
 g = accélération de la pesanteur = $9,81 m \cdot s^{-2}$,
 u^* = vitesse de frottement ($m \cdot s^{-1}$),
 H est donné par (I-27).

L'intégration des profils de vitesse conduit à deux fonctions de similitude ψ_M et ψ_H explicitées par PAULSON (1970), paramétrées par le régime des échanges convectifs :

- En régime instable ($H < 0$; $T_a < T_s$; $\xi < 0$) :

$$\text{avec } x = (1 - 16 \xi)^{1/4} \quad (\text{I-30})$$

$$\psi_M(\xi) = 2 \ln \frac{1+x}{2} + \ln \frac{1+x^2}{2} - 2 \operatorname{Arctg} x + \frac{\pi}{2} \quad (\text{I-31})$$

$$\psi_H(\xi) = 2 \ln \frac{1+x^2}{2}$$

- En régime neutre à stable (H légèrement positif ou nul ; T_a légèrement supérieur à T_s ; $0 < \xi < 1$) :

$$\psi_M(\xi) = \psi_H(\xi) = -5 \xi \quad (\text{I-32})$$

- En régime très stable ($H > 0$; $T_a < T_s$; $\xi > 1$) :

$$\psi_M(\xi) = \psi_H(\xi) = -5 (1 + \ln \xi) \quad (\text{I-33})$$

On a alors :

$$u^* = k v / (\ln(z_a/z_o) - \psi_M(z_a/L) + \psi_M(z_o/L)) \quad (\text{I-34})$$

$$h = k u^* / (\ln(z_a/z_o) - \psi_H(z_a/L) + \psi_H(z_o/L)) \quad (\text{I-35})$$

où : v = vitesse du vent à la hauteur z_a (m.s^{-1})
 z_o = hauteur de rugosité du couvert (m)

Dans le cas particulier de la convection forcée, on a $\xi = 0$, d'où les expressions classiques :

$$u^* = k v / \ln(z_a/z_o) \quad (\text{I-36})$$

$$h = k u^* / \ln(z_a/z_o) \quad (\text{I-37})$$

Dans le cas de la convection libre, où la vitesse du vent est très faible, nous conserverons les équations du cas général en bloquant u^* à $0,02 \text{ m.s}^{-1}$ (BRUNET, 1984).

2.3. LE FLUX CONDUCTIF G

Le flux conductif correspond au transfert de chaleur dans le sol par conduction. Il est négatif pendant la journée, et correspond à un réchauffement du sol sous l'effet de l'apport énergétique du rayonnement solaire. Au contraire, la nuit, il est dirigé de la profondeur vers la surface, donc positif, et correspond à une restitution de la chaleur accumulée dans le sol pendant le jour.

Le flux est relié au gradient de température dT/dz dans le sol par la relation :

$$G = -k \, dT/dz \quad (I-38)$$

où : k = conductivité thermique (en $W.m^{-2}.K^{-1}$),
 z = profondeur.

2.4. LE FLUX DE CHALEUR LATENTE "LE"

Le flux de chaleur latente est l'énergie consommée par la vaporisation de l'eau, c'est-à-dire l'évapotranspiration. Soit une variable d'état caractéristique de l'état hydrique du système, telle que la concentration de vapeur d'eau à la surface C_s , ou la tension de vapeur d'eau de surface P_s . Le flux de chaleur latente LE est le trait d'union entre le bilan énergétique, puisque c'est un flux, et le bilan hydrique, par l'intermédiaire de la variable d'état C_s .

On exprime donc LE de la façon suivante en fonction de C_s :

$$LE = Lh'(C_a - C_s) \quad (I-39)$$

où : L = chaleur latente de vaporisation de l'eau, fonction de la température (en $J.kg^{-1}$),
 h' = coefficient d'échange de masse, supposé égal à h , en $m.s^{-1}$ (PERRIER, 1975) ;
 C_a = concentration de vapeur d'eau à la hauteur z_a (en $kg.m^{-3}$).

Ici se pose le problème du lien entre les deux termes d'équilibre T_s et C_s , lien qui dépend en particulier de la nature du couvert et de ses facteurs de régulation biologique (PERRIER, 1975).

La relation la plus naturelle est bien sûr $C_s = P(T_s)$: la température de surface T_s est alors définie comme une température d'équilibre de surface égale à T_{so} , elle même égale à la température de rosée de l'air à la surface T_{rs} . La température T_{so} apparaît

comme la valeur maximale prise par T_{rs} et la valeur minimale prise par T_s . Elle fournit la valeur maximale de C_s pour une température T_s , et conduit donc à la valeur maximale de $|LE|$, qu'on définit comme étant l'évapotranspiration potentielle (ETP_o) du couvert ($ETP_o = -LE$).

Ces conditions correspondent donc à la saturation de l'ensemble des surfaces d'échange, définition en fait théorique, car de telles conditions sont rarement atteintes dans la réalité (PERRIER, 1975, I). On a alors :

$$ETP_o = -LE = h_o [P(T_{so}) - P(T_r)] \quad (I-40)$$

- où :
- P = pression de vapeur saturante de l'air (à z_a),
 - T_r = température de rosée de l'air (à z_a),
 - h_o = coefficient d'échange égal à $h'LM/RT$,
 - M = masse molaire de l'eau (18.10^{-3} kg.mol⁻¹),
 - R = constante des gaz parfaits (8,32).

Dans le cas général, deux phénomènes physiques importants vont se combiner (PERRIER, 1975, II) :

- **un frein à la diffusion**, qui correspond à une zone de diffusion au niveau de la surface entre l'air et le niveau de vaporisation à saturation : couche cuticulostomatique des feuilles (avec régulation biologique de l'ouverture des stomates) ou couche de sol sec en surface, apparaissant sous forme d'un terme de résistance r_s (s.m⁻¹) ;
- **une rétention due au potentiel de surface** lié à l'humidité de la surface :

$$e = P(T_s)/P(T_{rs}) \quad (I-41)$$

Dans ces conditions, la concentration de surface C_s est inférieure à la concentration correspondant à l'ETP, ce qui conduit à un nouvel équilibre où T_s est supérieure à T_{so} . L'opposé du flux de chaleur latente est alors défini comme l'évapotranspiration réelle du couvert, notée ETR.

C'est ainsi que PERRIER (1975) obtient, dans un premier temps :

$$ETP_o = \frac{P'(Rn^* + G) + (\gamma + \gamma_r) E_a}{P' + \gamma + \gamma_r} \quad (I-42)$$

où : P' = dérivée de $P(T)$ pour $(T_s + T_a)/2$ (Pa.K^{-1})
 γ = constante psychrométrique (Pa.K^{-1})

$$\gamma_r = \frac{h_r}{h_0} \quad (\text{Pa} \cdot \text{K}^{-1}) \quad (\text{I-43})$$

$$E_a = h_0 P' (T_a - T_r) \quad (\text{W} \cdot \text{m}^{-2}) \quad (\text{I-44})$$

L'introduction d'un frein à la diffusion r_s et d'un terme de rétention due au potentiel de surface e conduit à définir :

$$A' = \frac{1 - e}{e} \quad (\text{I-45})$$

$$B' = h r_s \quad (\text{I-46})$$

$$\text{Et si } \alpha = \frac{\gamma + \gamma_r}{P' + \gamma + \gamma_r} \quad (\text{I-47})$$

On a alors (PERRIER, 1975, II) :

$$\text{ETR} = \frac{\text{ETP}_0 - \alpha A' h_0 P (T_r)}{1 + \alpha (A' + B'/e)} \quad (\text{I-48})$$

Notons enfin que, si $e = 1$, alors $\text{ETR} = \text{ETP}_0$.

2.5. TERMES D'EQUILIBRE T_s ET C_s (TEMPERATURE ET CONCENTRATION DE VAPEUR D'EAU A LA SURFACE)

La résolution du bilan énergétique donne donc l'expression de l'ETR dans le cas général d'une surface mince. On peut, de la même manière exprimer T_s et C_s (PERRIER, 1975, II) :

$$T_s = T_r + \frac{(T_{so} - T_r) \frac{B' + 1}{e} - \alpha A' \frac{P(T_r)}{\gamma + \gamma_r}}{1 + \alpha (A' + B'/e)} \quad (\text{I-50})$$

$$C_s = \frac{M}{RT} [P(T_{so}) - (\gamma + \gamma_r) (T_s - T_{so})] \quad (\text{I-51})$$

T_s et C_s sont donc les 2 termes-clés d'équilibre des bilans énergétiques et hydrique. De plus, il ressort de ce qui précède, ainsi que des travaux de JACKSON (1981), que les variations des facteurs atmosphériques et des conditions du sol et d'alimentation en eau du couvert se traduisent instantanément au niveau de T_s et C_s . En particulier, en cas de stress hydrique, l'évapotranspiration réelle diminue (notamment par fermeture des stomates et augmentation de la rétention), C_s également, tandis que T_s augmente.

Nous allons voir maintenant comment nous avons pu modéliser ce bilan d'énergie couplé au bilan hydrique du sol, en commençant par l'adaptation de ce bilan d'énergie à un couvert à fort développement vertical, puisque nous nous sommes principalement intéressés à la canne à sucre.

CHAPITRE II

MODELISATION DES BILANS

ENERGETIQUE ET HYDRIQUE D'UN

COUVERT DEVELOPPE

L'estimation de l'évapotranspiration réelle ETR et le suivi du bilan hydrique à partir des données satellitaires de l'infra-rouge thermique ont fait l'objet de nombreuses études méthodologiques ces dernières années (voir par exemple la revue de synthèse de SEGUIN, 1984). Les travaux développés en particulier à la Station de Bioclimatologie INRA d'Avignon et au Laboratoire Commun de Télédétection CEMAGREF-ENGREF ont permis de définir une méthodologie simplifiée de cartographie de l'ETR journalière à partir des températures de surface mesurées par les satellites météorologiques en milieu de journée.

Cette approche est basée sur la possibilité d'estimer l'évapotranspiration à partir de la valeur instantanée de la différence $T_s - T_a$ (respectivement température de surface et température de l'air) en milieu de journée, selon une relation simplifiée linéaire établie statistiquement et justifiée théoriquement (JACKSON et al., 1977 ; SEGUIN et al., 1982 ; SEGUIN et ITIER, 1983 ; NIEUWENHUIS et al., 1985 ; RAMBAL et al., 1985) :

$$ETR - R_n = A - B (T_s - T_a) \quad (II-1)$$

où : T_s et T_a ont été obtenues à des heures différentes selon les auteurs (heure de passage du satellite pour T_s , valeur simultanée ou maximale pour T_a) ;

ETR et R_n sont l'évapotranspiration et le rayonnement net journaliers.

Cependant, cette approche est limitée par deux contraintes importantes :

- elle ne peut être appliquée que dans le cas de journées claires bien ensoleillées : son utilisation pour le suivi du bilan hydrique suppose la mise au point de méthodes d'interpolation temporelle utilisant des modèles agrométéorologiques plus complets (TACONET et al., 1986 ; VIDAL et al., 1987) ;
- la mise au point de cette méthodologie nécessite des mesures au sol relativement contraignantes, et la dispersion des données mesurées est importante (SEGUIN et ITIER, 1983).

Nous avons donc tenté d'adapter le modèle de CHOISNEL (1977, 1984) utilisé par VIDAL et al. (1987), aux conditions de la plaine du Gharb au Maroc, en particulier à la canne à sucre, afin de l'utiliser, après calage sur des mesures de terrain, pour mettre au point une relation simplifiée telle que (II-1).

Dans ce chapitre, nous présentons tout d'abord l'extension de la formulation théorique du bilan d'énergie d'une surface mince, présentée au CHAPITRE I, à un couvert développé.

Nous présenterons ensuite le modèle agrométéorologique et le modèle simplifié utilisé, ainsi que leurs extensions à la canne à sucre.

1 - BILAN D'ÉNERGIE ET ÉVAPORATION D'UN COUVERT DÉVELOPPÉ

La plupart des couverts végétaux présentant un développement vertical assez important, il est nécessaire d'envisager des modifications aux formulations décrites précédemment.

Le bilan d'énergie d'un couvert développé résulte de l'équilibre des bilans d'énergie de toutes les surfaces présentes : feuilles, tiges, surface du sol. Cela est vrai de tous les termes de flux du bilan, et l'on est en général amené à modéliser l'ensemble sol-plante-atmosphère. Le couvert peut alors être modélisé comme une couche homogène (SMITH et al., 1988 ; VIDAL & PERRIER, 1989, A ; KUSTAS et al., 1989), ou comme une superposition de couches échangeant de l'énergie entre elles.

D'autre part, de nombreux travaux ont montré la difficulté de relier la température de surface d'un couvert végétal, mesurée par télédétection (satellitaire ou au sol), à une température aérodynamique telle que celle apparaissant dans le bilan d'énergie (voir par exemple LECKIE et al., 1981 ; SEGUIN, 1984). Cependant, si la végétation recouvre complètement le sol, la température de surface mesurée par télédétection est la résultante des températures de surface des différentes feuilles vues par le capteur, qui sont les termes d'équilibre des bilans d'énergie de ces feuilles.

Nous avons donc été amenés, dans notre étude, à considérer le couvert végétal comme un ensemble homogène sur le plan des échanges gazeux, dont toutes les surfaces de feuilles sont à la même température T_s , celle-là même qui peut être estimée par télédétection. Ce postulat a pu être vérifié sur la canne à sucre, qui, en milieu de journée et lorsque le LAI (Leaf Area Index ou Indice foliaire, défini comme la surface de feuilles par unité de surface de sol) n'évolue plus ($LAI = 6$) - ce qui correspond à la période d'irrigation au Maroc - présente un profil de température de surface quasi constant du sol au sommet du couvert. On constate en effet expérimentalement que la température de surface mesurée par radiothermomètre (Cf. CHAPITRE I - 1.2.2.) varie en moyenne dans un intervalle de 2 à 3 K.

Le couvert végétal ainsi modélisé est représenté à la figure II-1.

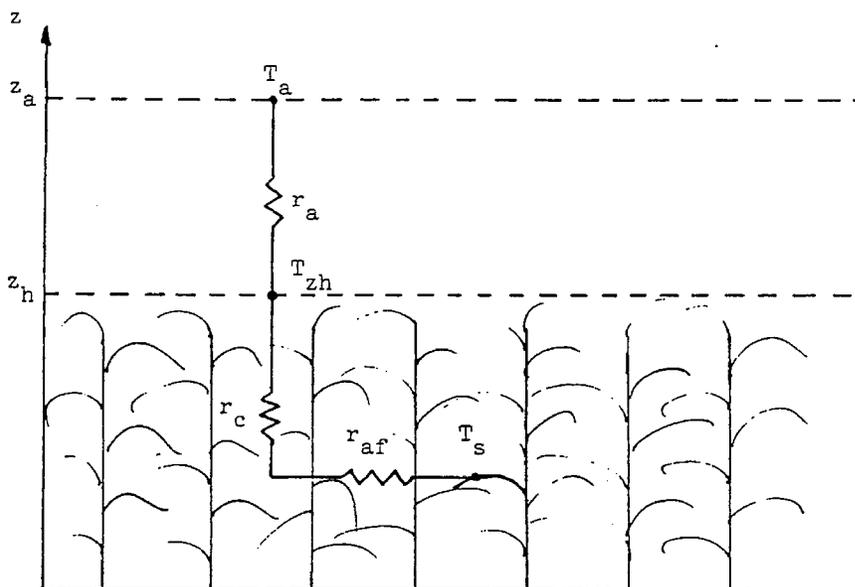


Figure II-1 : Le modèle de végétation unicouche utilisé, et les différentes températures et résistances aux échanges convectifs (se référer au texte pour les définitions).

Les échanges convectifs entre les feuilles et l'atmosphère sont contrôlés par 3 facteurs :

- r_{af} = résistance aérodynamique des feuilles dans le couvert ($s.m^{-1}$),
- r_c = résistance de structure due à la stratification des feuilles dans le couvert ($s.m^{-1}$),
- r_a = résistance aérodynamique entre le sommet du couvert (à la hauteur z_h) et le niveau de référence z_a ($s.m^{-1}$).

Avec les notations du CHAPITRE I - 2.2., on a :

$$r_a = 1/h \tag{II-2}$$

Cette représentation faisant intervenir plusieurs résistances en série est relativement classique (THOM, 1975 ; SMITH et al., 1988 ; KUSTAS et al., 1989), l'originalité de celle-ci résidant dans l'introduction d'une température de l'air au sommet du couvert T_{zh} .

Nous allons voir maintenant comment s'expriment les flux énergétiques avec ce modèle. Les formulations du rayonnement (I-22) et du flux de chaleur dans le sol G (I-38) sont inchangées.

En toute rigueur, il faudrait introduire un terme dq/dt (équation (I-20)) correspondant au stockage ou au déstockage d'énergie dans le couvert. D'après THOM (1975), on peut négliger le terme de stockage par la masse d'air contenue dans le couvert, et le stockage dans le couvert s'écrit :

$$|S| = 0,8 m_{\text{vég}} |\delta T| \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (\text{II-3})$$

où : δT = variation horaire de température du couvert,
 $m_{\text{vég}}$ = biomasse par m^2 (kg.m^{-2})

Pour la canne à sucre dans le Gharb, on a en moyenne $m_{\text{vég}} = 6 \text{ kg.m}^{-2}$ et $|\delta T| = 2\text{K}$ par heure au cours de la journée soit $|S| = 10 \text{ W.m}^{-2}$, ce qui est négligeable devant les autres flux.

1.1. FLUX CONVECTIF H

Si T_{zh} est la température de l'air au sommet du couvert, le flux de chaleur sensible s'écrit, d'après (I-27) :

$$H = \frac{\rho C_p}{r_a} (T_a - T_{\text{zh}}) = \frac{\rho C_p}{r_c + r_{\text{af}}} (T_{\text{zh}} - T_s) \quad (\text{II-4})$$

Il vient alors :

$$H = \frac{-\rho C_p}{r_a + (r_c + r_{\text{af}})} (T_s - T_a) \quad (\text{II-5})$$

Soit, en notant

$$r_o = r_c + r_{\text{af}} \quad (\text{II-6})$$

où r_o est la résistance globale du couvert :

$$H = \frac{-\rho C_p}{r_a + r_o} (T_s - T_a) \quad (\text{II-7})$$

On retrouve l'équation (I-27) pour un couvert mince où $r_o = 0$.

En outre, comme r_a est la résistance aérodynamique entre z_h et z_a (Cf. figure II-1), les expressions (I-34) et (I-35) sont modifiées comme suit :

$$u^* = kv / [\ln \left(\frac{z_a - z_h}{z_o} \right) - \psi M \left(\frac{z_a - z_h}{L} \right) + \psi M \left(\frac{z_o}{L} \right)] \quad (\text{II-8})$$

$$h = ku^* / [\ln \left(\frac{z_a - z_h}{z_o} \right) - \psi H \left(\frac{z_a - z_h}{L} \right) + \psi H \left(\frac{z_o}{L} \right)] \quad (\text{II-9})$$

Enfin, l'expression de la hauteur de rugosité z_o , qui dépend de la hauteur du couvert z_h , doit tenir compte de l'hétérogénéité du couvert liée à l'évolution du taux de recouvrement ou Leaf Area Index (LAI).

A l'expression classique (TANNER et PELTON, 1960) :

$$z_o = 0,13 z_h \quad (\text{II-10})$$

nous avons préféré celle de PERRIER (1982), validée expérimentalement (op. cit.) qui tient mieux compte de l'effet du LAI sur la rugosité du couvert. En effet, la fermeture du couvert, lors de l'augmentation du LAI, tend à diminuer la rugosité :

$$z_o = (1 - e^{-LAI/2}) e^{-LAI/2} z_h \quad (\text{II-11})$$

1.2. FLUX DE CHALEUR LATENTE LE

De la même manière, l'expression de LE, ou plutôt de l'ETR, est modifiée en réécrivant h_o et B' (équations (I-40) et (I-46)) sous la forme :

$$h_o = \frac{LM}{RT} \frac{1}{r_a + r_o} \quad (\text{II-12})$$

$$B' = \frac{r_s}{r_a + r_o} \quad (\text{II-13})$$

Après ces modifications, les expressions (I-45) de T_s et (I-46) de C_s sont également modifiées.

2 - MODELE PHYSIQUE : BILAN D'ENERGIE - BILAN HYDRIQUE

Le modèle réalisé par CHOISNEL (1977, 1984), de la Météorologie Nationale, simule les transferts couplés d'eau et de chaleur entre le sol et l'atmosphère, en effectuant les calculs au pas de temps horaire.

Nous l'avons dans un premier temps adapté au système sol-plante-atmosphère pour un couvert ras de type gazon, en introduisant les formulations présentées au CHAPITRE I - 2 (VIDAL et al., 1987). Nous l'avons ensuite adapté aux conditions de la plaine du Gharb au Maroc et aux couverts développés, en utilisant notamment les formulations présentées au CHAPITRE II -1.

Nous allons maintenant décrire le modèle dans cette forme définitive.

2.1. DONNEES D'ENTREE

Afin de permettre son utilisation opérationnelle, les données d'entrée sont en général mesurées en routine dans la plupart des stations météorologiques : c'était le cas pour la station du Centre Technique de la Canne à Sucre dans le Gharb. Il faut y rajouter des données sur l'évolution du couvert végétal, qui peuvent être soit recueillies sur le terrain comme dans notre cas, soit modélisées.

2.1.1. Données météorologiques

*** Durée d'insolation**

- Elle est mesurée ici par un héliographe CAMPBELL-STOKES, dont le principe est le brûlage d'une réglette graduée en heures par les rayons solaires concentrés par une sphère de verre. L'inclinaison du soleil variant avec la saison, trois types de réglottes doivent être utilisées : des retards dans leur changement ont d'ailleurs provoqué la perte de données en septembre 1987.
- La mesure de cette durée, rapportée à la durée théorique du jour, permet d'obtenir une fraction d'insolation I et d'estimer le rayonnement solaire direct global sur une journée. Pour passer au pas de temps horaire, le modèle suppose que la nébulosité sur la journée est constante.

*** Température et humidité de l'air**

- Le modèle utilise les températures et humidités de l'air maximale et minimale journalières à 2 m.
- L'évolution horaire est ensuite reconstituée, en tenant compte de l'effet saisonnier sur la durée du jour (CHOISNEL, 1984 ; HALLAIRE, 1950).
- Nous avons adopté la reconstitution faite par CHOISNEL (1984) en tenant compte d'une évolution différente de la longueur du jour au Maroc.

*** Pluie**

- La pluie journalière mesurée au sol, additionnée des irrigations éventuelles, est répartie sur les 24 heures de la journée, afin de permettre au couvert d'évaporer en continu les faibles précipitations.

*** Vitesse du vent**

- La station météorologique disponible dans notre étude indique un vent moyen journalier. Afin de tenir compte d'une baisse de la vitesse du vent la nuit, nous avons analysé les vitesses quadrihoraires pour les années 1986 et 1987.
- L'analyse statistique du rapport r entre la vitesse du vent diurne et celle du vent nocturne nous a conduits à différencier deux saisons significativement différentes (coefficient de confiance 90%) :
 - d'avril à octobre inclus : $r \cong 3$;
 - de novembre à mars inclus : $r \cong 1,8$.
- Le modèle utilise donc deux vitesses de vent selon l'heure du jour, calculées à partir du vent moyen mesuré.

2.1.2. Données du couvert végétal

*** Hauteur du couvert**

- Nous avons vu le rôle que jouait la hauteur du couvert végétal dans l'expression du bilan d'énergie. Nous avons donc mesuré son évolution en cours d'année, que nous avons reportée en entrée du modèle.

*** LAI (cas de la canne à sucre)**

- Dans un premier temps, nous avons réalisé une étude sur la relation entre longueur et surface des feuilles, pour la canne à sucre, en planimétrant et mesurant 24 feuilles de canne. La relation obtenue est illustrée par la figure II.2 :

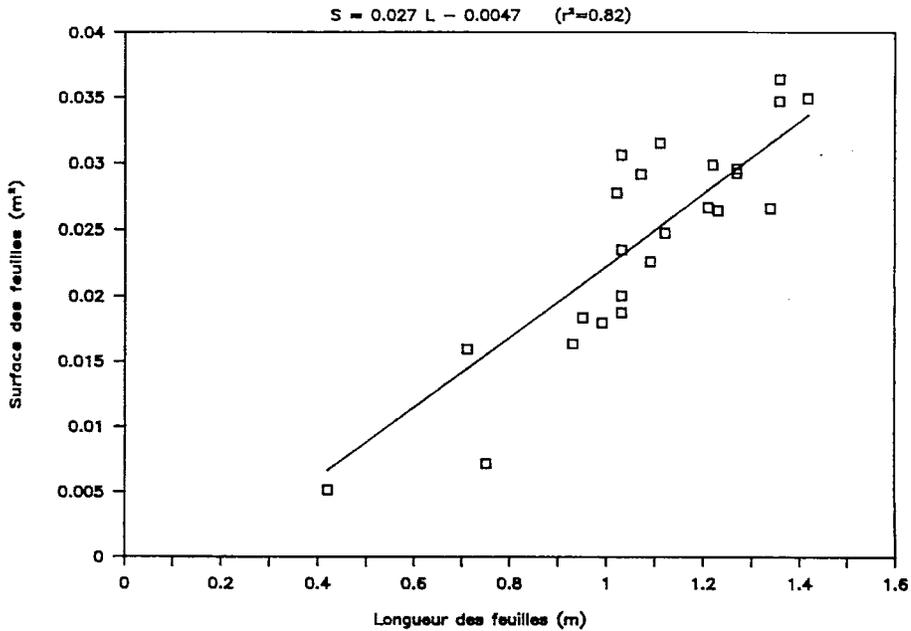


Figure II-2 - Relation surface S - longueur L des feuilles de canne à sucre.

$$S = 0,027 L - 0,0047 \quad (r^2 = 0,82) \quad \text{(II-14)}$$

où : S = surface de la feuille (m^2)
 L = longueur de la feuille (m)

Par la suite, on procède chaque semaine à la mesure de la longueur moyenne des feuilles et au comptage du nombre de feuilles par mètre carré, qui permettent d'obtenir le LAI.

2.1.3. Cas particulier des couverts développés

En toute rigueur, le niveau de référence z_a doit toujours être à environ 2 m au-dessus du couvert. Les données météorologiques étant recueillies à 2 m, nous avons donc été amenés à reconstituer les températures et humidités de l'air et la vitesse du vent à $z_a = z_h + 2$.

Pour ce faire, nous avons simulé le fonctionnement du gazon du parc météorologique avec le modèle décrit ici, afin d'obtenir les température de surface T_s et température de rosée de surface T_{rs} du gazon au pas de temps horaire.

En supposant que les profils de vent, de température et d'humidité de l'air sont logarithmiques, on a, si $z_m = 2m$ est le niveau de mesure de la station météorologique, et si on écrit v , T_a et T_r comme des fonctions de la hauteur :

$$v(z_a) = v(z_m) \frac{\ln(z_a/z_0)}{\ln(z_m/z_0)} \quad (\text{II-15})$$

$$T_a(z_a) = T_s - [T_s - T_a(z_m)] \frac{\ln(z_a/z_0)}{\ln(z_m/z_0)} \quad (\text{II-16})$$

$$T_r(z_a) = T_{rs} - [T_{rs} - T_r(z_m)] \frac{\ln(z_a/z_0)}{\ln(z_m/z_0)} \quad (\text{II-17})$$

On recalcule ainsi v , T_a et T_r au niveau z_a au pas de temps horaire, afin de les introduire en entrée du modèle de simulation d'un couvert développé.

2.2. BILAN D'ENERGIE

2.2.1. Rayonnement net R_n

Nous ne détaillerons pas ici les différentes expressions saisonnières des différentes composantes de rayonnement net utilisés par CHOISNEL (1977, 1984).

Les principales modifications portent sur les expressions du rayonnement global incident R_g en fonction du rayonnement extra-terrestre R_{ga} et de la fraction d'insolation I , et celle du rayonnement diffus R_d qui s'ajoute au rayonnement direct dans R_g . Ces expressions dépendent de la saison et sont en général linéaires. A partir des travaux de CALVET (1976) au Maroc, proposant une expression polynômiale, nous avons réécrit ces relations selon la période de l'année :

$$\text{Janvier :} \quad R_g = R_{ga} (0,19 + 0,82 I - 0,30 I^2) \quad (\text{II-18})$$

$$\text{Février-avril :} \quad R_g = R_{ga} (0,21 + 0,80 I - 0,25 I^2) \quad (\text{II-19})$$

$$\text{Mai-juillet :} \quad R_g = R_{ga} (0,23 + 0,75 I - 0,26 I^2) \quad (\text{II-20})$$

$$\text{Août-septembre :} \quad R_g = R_{ga} (0,20 + 0,71 I - 0,23 I^2) \quad (\text{II-21})$$

$$\text{Octobre-décembre :} \quad R_g = R_{ga} (0,17 + 0,71 I - 0,25 I^2) \quad (\text{II-22})$$

Et pour le rayonnement diffus :

$$R_d = R_g (0,98 - 1,23 I + 0,45 I^2) \quad (\text{II-23})$$

Le rayonnement atmosphérique est calculé comme la somme des rayonnements du ciel clair et de la fraction nébuleuse du ciel. Le rayonnement du ciel clair sur l'ensemble du spectre peut être estimé par la formule d'IDSO (1981) :

$$L_{aC} = (0,70 - 5,95 \cdot 10^{-5} e_a e^{1500/T_a}) \sigma T_a^4 \quad (\text{II-24})$$

où : L_{aC} = rayonnement atmosphérique du ciel clair (W.m^{-2})
 e_a = humidité de l'air à 2m (mb)
 T_a = température de l'air à 2m ($^{\circ}\text{K}$)

Cette formule a été choisie en raison du caractère général et synthétique des travaux qui ont permis de l'établir.

Le rayonnement complémentaire d'un ciel totalement couvert peut être estimé à 150 W.m^{-2} (PERRIER, comm. pers., 1987), compte tenu de la différence habituelle entre le rayonnement d'un ciel clair et d'un ciel couvert, et on écrit donc :

$$L_{aN} = 150 F_{\text{néb.}} \quad (\text{II-25})$$

où : L_{aN} = rayonnement atmosphérique des nuages (W.m^{-2})
 $F_{\text{néb.}}$ = fraction de nébulosité du ciel, approximativement égale au complément à 1 de la fraction d'insolation, et calculée dans le modèle (CHOISNEL, 1977).

Le rayonnement atmosphérique est ensuite calculé par :

$$L_a = L_{aC} + L_{aN} \quad (\text{II-26})$$

2.2.2. Flux convectif H

Le flux convectif est calculé au pas de temps horaire à partir des équations présentées au CHAPITRE I-2. et au CHAPITRE 1.1.

Le calcul de r_a , résistance aérodynamique au-dessus du couvert, faisant intervenir H lui-même dans la longueur de Monin-Obukhov (équation (I-29)), on est amené à introduire un processus itératif convergeant à la fois sur H et sur T_s calculé à partir de (I-49).

L'estimation de la résistance globale du couvert r_0 introduite en II-6 étant difficile, nous avons été amenés à l'exprimer en fonction de son maximum $r_{0\max}$ et, du LAI et du LAI maximal observé (LAI_{\max}) de la manière suivante :

$$r_0 = r_{0\max} \frac{LAI}{LAI_{\max}} \quad (II-27)$$

En effet, cette résistance est essentiellement liée à l'épaisseur de feuillage traversé par le flux convectif, et il est donc logique de supposer qu'elle est une fonction linéaire du LAI.

Pour la canne à sucre, nous avons pris (PERRIER, comm. pers., 1988) $r_{0\max} = 40 \text{ s.m}^{-1}$. Nous avons par ailleurs mesuré $LAI_{\max} = 6$, ce qui rejoint les résultats de VERMA & YADAV (1986). Compte tenu des valeurs usuelles de la résistance aérodynamique r_a (entre 20 et 100 s.m^{-1}), r_0 peut donc être du même ordre de grandeur, et son introduction modifie donc notablement les valeurs calculées des flux H et LE.

2.2.3. Température de surface T_s et évapotranspiration ETR

La température de surface T_s et l'évapotranspiration ETR sont calculées au pas de temps horaire à partir des équations (I-50) et (I-51).

Le frein à la diffusion r_s est supposé constant dans un premier temps. Nous verrons que nous serons amenés à le faire varier pour la canne à sucre, de façon à caler le modèle : il sera alors introduit comme donnée d'entrée du modèle.

Le terme de rétention due au potentiel de l'eau dans la plante et le sol, e , est exprimé en fonction de l'état de la réserve en eau du sol à l'heure précédente, dont la gestion fait l'objet du paragraphe 2.3.

2.2.4. Flux conductif G

Comme nous ne disposons pas du matériel nécessaire à la mesure du flux conductif, et que les résistances entre les feuilles du couvert et le sol n'étaient pas connues, nous avons calculé le flux conductif G en résiduelle du bilan d'énergie. G cumule ainsi également les erreurs dues au modèle sur les autres flux.

L'expérience (PERRIER, 1975 ; THOM, 1975) montre cependant que le cumul journalier de G doit être proche de zéro, et nous utiliserons cette propriété pour caler le paramètre de frein à la diffusion r_s pour la période antérieure à la campagne de mesures, et ce, d'autant plus que cela minimisera les erreurs cumulatives sur les flux.

2.3. BILAN HYDRIQUE DU SOL

La modélisation du bilan hydrique du sol a pour but d'estimer l'eau disponible pour le couvert, et de définir le terme de rétention e . La profondeur utile de sol est fixée au départ à 1 m, et on suppose que le sol ne présente pas de problèmes structuraux, même temporaires.

Le sol y est représenté par un système à deux réservoirs, représenté à la figure II.3, qui comprend :

- un **réservoir profond** dimensionné par la profondeur utile du sol (produit de la réserve utile unitaire, définie pour chaque type de sol, par la profondeur de sol), correspondant au stockage hivernal de l'eau ;
- un **réservoir superficiel** de dimensions variables correspondant à la réalimentation du sol, sous l'effet de pluies par exemple.

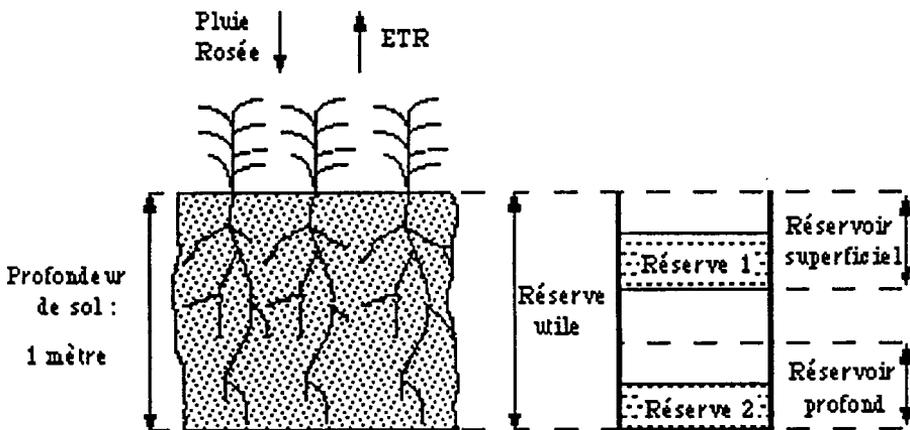


Figure II.3 - Modélisation de la réserve en eau du sol (d'après CHOISNEL, 1984).

Au 1er janvier de l'année considérée, on initialise le réservoir superficiel en fonction du bilan hydrique mensuel des derniers mois, la pluie commençant à tomber en octobre-novembre dans le Gharb.

On introduit également un terme de Réserve Facilement Utilisable ou RFU, qui correspond à la proportion d'eau du sol que la plante peut puiser sans réduction de l'ETR.

De manière analogue à la modélisation classique du rapport ETR/ETM (où ETM = évapotranspiration maximale du couvert) en fonction de la réserve en eau du sol (voir par exemple VIDAL & BAQRI, 1988), nous avons représenté l'évolution de e en fonction de la réserve en eau R du sol de la façon suivante (figure II-4) :

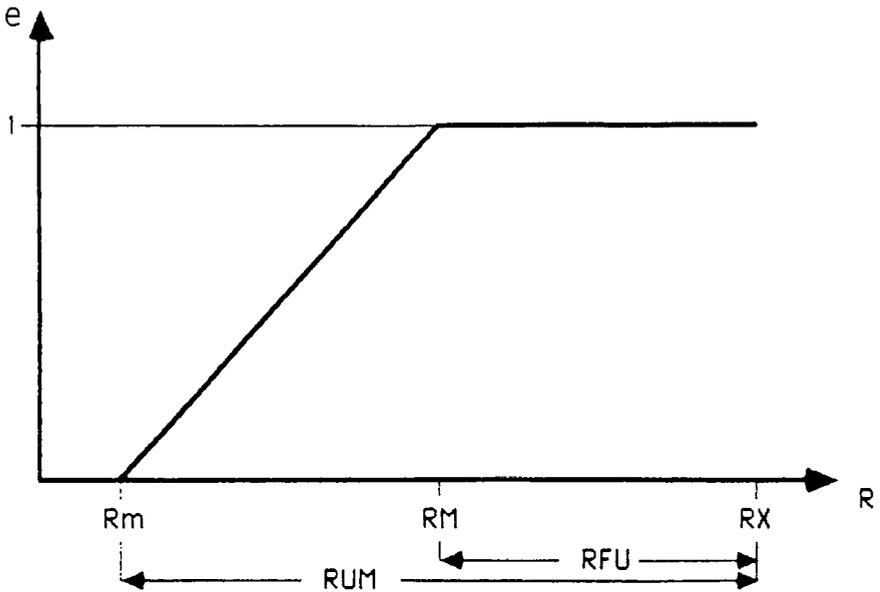


Figure II-4 - Relation entre le paramètre de rétention e et la réserve en eau du sol R

RFU = réserve facilement utilisable = $R_X - R_M$
 RUM = réserve utile maximale = $R_X - R_m$
 e = 1 pour $R \geq R_M$
 e = $(R - R_m) / (R - R_M)$ pour $R_m \leq R \leq R_M$
 e = 0 pour $R \leq R_m$

Ce modèle conduit à définir trois valeurs particulières de R :

- R_X qui correspond à la capacité au champ,
- R_M qui correspond au niveau en-dessous duquel il y a réduction de l'ETR,
- R_m qui correspond au niveau en-dessous duquel l'ETR est nulle

R_m peut être estimé par mesures de la teneur en eau du sol après dessèchement complet par la plante, ce que nous n'avons pu matériellement réaliser sur la canne à sucre. Nous avons donc pris, pour la canne à sucre et le gazon $R_m = 0$ pour l'humidité du sol correspondant au $pF = 4,2$.

En fait, la réserve d'un sol dépend de la profondeur d'enracinement, variable dans le temps. Compte tenu des informations disponibles sur les sols du Gharb, nous avons pris un réserve utile maximale fixe, soit $RUM = 100 \text{ mm}$ pour une profondeur de sol de 1 m. Le modèle est en réalité assez peu sensible aux variations de RUM, en revanche, RFU sera un des termes de calage du modèle, permettant ainsi de prendre partiellement en compte les variations de réserve du sol liées à la profondeur d'enracinement.

2.4. SYNTHESE : SCHEMA GENERAL DU MODELE

La figure II-5 décrit le schéma général du modèle physique.

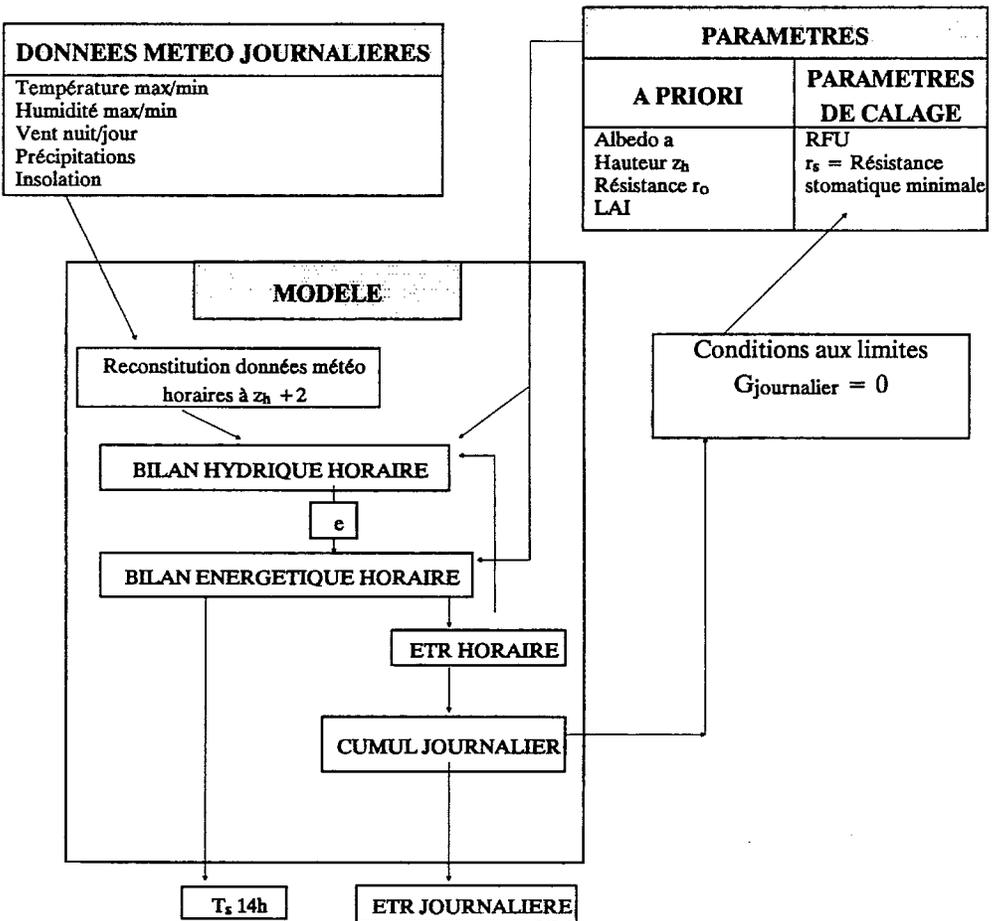


Figure II-5 : Schéma général du modèle agrométéorologique.

3 - MODELE SIMPLIFIE

3.1. PRESENTATION ET JUSTIFICATION THEORIQUE

Le modèle simplifié repose essentiellement sur l'équation (II-1), rappelée ici pour mémoire :

$$\text{ETR} - R_n = A - B (T_s - T_a) \quad (\text{II-1})$$

où : T_s et T_a = températures de surface et de l'air à l'heure de passage du satellite,
ETR et R_n = évapotranspiration et rayonnement net journaliers, en mm d'eau.

La justification théorique de ce modèle a été décrite par SEGUIN & ITIER (1983) pour un couvert mince, et par VIDAL & PERRIER (1989, A) pour un couvert développé. En voici le résumé, i et j étant respectivement les indices affectés aux grandeurs instantanées et journalières.

Si on néglige le flux conductif journalier dans le sol, on a, d'après (I-21) :

$$\text{ETR}_j = R_{nj} + H_j \quad (\text{II-28})$$

Définissons un terme de passage D_i (VIDAL & PERRIER, 1989, A) entre le pas de temps instantané où sont mesurées les températures et le pas de temps journalier où est estimée ETR :

$$D_i = H_j / R_{nj} - H_i / R_{ni} \quad (\text{II-29})$$

On doit considérer que, a priori, $D_i \neq 0$, alors que SEGUIN & ITIER (1983) supposaient $D_i = 0$ suite aux travaux d'ITIER & RIOU (1982), qui mesuraient des flux journaliers et instantanés sur de la betterave et des chaumes de blé. Nous verrons laquelle de ces hypothèses est vérifiée dans notre cas.

Il vient :

$$\text{ETR}_j - R_{nj} = D_i R_{nj} + (R_{nj} / R_{ni}) H_i \quad (\text{II-30})$$

Soit, en utilisant (II-7) :

$$ETR_j - R_{nj} = D_i R_{nj} - \frac{R_{nj}}{R_{ni}} \cdot \frac{\rho C_p}{(r_a + r_{oi})} (T_s - T_a) \quad (\text{II-31})$$

On peut alors poser :

$$A_i = D_i R_{nj} \quad (\text{II-32})$$

et

$$B_i = \frac{R_{nj}}{R_{ni}} \cdot \frac{\rho C_p}{(r_a + r_{oi})} \quad (\text{II-33})$$

On voit ainsi que, si les expressions de A_i et B_i varient peu dans le temps, elles peuvent être considérées comme constantes, A et B étant alors les moyennes respectives de A_i et B_i dans le temps. On retrouve alors l'équation (II-1).

3.2. INTERET

Si cette relation (II-1) est suffisamment stable au cours d'une période donnée, et peut être facilement établie, son intérêt en télédétection est évident :

- R_n peut être estimé à partir de la durée d'insolation et d'une estimation du rayonnement atmosphérique ;
- T_a est mesurée en routine par les stations météorologiques ;
- T_s est obtenue par satellite.

On estime donc facilement ETR pour un couvert donné dont les paramètres A et B sont connus.

Nous verrons au CHAPITRE V comment A et B peuvent être obtenus.

3.3. COMPARAISON DE L'APPROCHE CHOISIE AUX PRECEDENTES

D'autres approches théoriques de ce modèle simplifié ont été proposées, notamment par SEGUIN & ITIER (1983), et plus récemment par LAGOUARDE et BRUNET (1988). Ces approches s'appuient sur une modélisation du couvert développée différente de celle proposée au CHAPITRE II - 1 (cf. figure II-1), où seule la résistance aérodynamique r_a intervient entre le couvert, supposé à la température T_s , et la masse d'air à la température T_a . T_s est alors une température dite "aérodynamique", qui correspond en fait à la température de l'air dans la partie supérieure du couvert végétal. Dans ces approches, le terme B dépend donc essentiellement de la rugosité du couvert, et ces auteurs ont montré que B augmente en fonction de cette rugosité.

Notre approche, qui introduit une résistance globale du couvert r_o , définie par (II-6), permet de tenir compte du fait que la température de surface réelle du couvert est différente de la température de surface "aérodynamique" (LECKIE et al., 1981), en raison des résistances au sein du couvert qu'on peut effectivement observer (PERRIER, 1975, III). Dans cette approche, le terme B dépend donc également de la résistance du couvert, elle-même fonction du LAI. Nous verrons que cela limite considérablement les variations de B dans le temps, puisque, au fur et à mesure que le couvert se développe, sa résistance aérodynamique, liée à sa rugosité, diminue, tandis que sa résistance globale augmente : l'équation (II-33) montre qu'il y a alors une compensation dans le terme B (VIDAL & PERRIER, 1989, A).

CHAPITRE III

PROTOCOLE EXPERIMENTAL

1 - MESURE DE LA TEMPERATURE DE SURFACE AU SOL

1.1. OBJECTIFS

En 1987, nous avons réalisé dans la plaine du GHARB, au MAROC, des mesures de températures de surface répondant à deux objectifs :

- correction des données satellitaires par acquisition simultanée de données au sol et par satellite ;
- calage et validation des modèles utilisés pour l'estimation de l'évapotranspiration, décrits au chapitre précédents.

1.1.1. Correction des données satellitaires

Compte tenu de la résolution spatiale du capteur satellitaire utilisé (AVHRR de NOAA, 1,1 km de résolution au nadir, cf. CHAPITRE I - 1.2.3.1.), il était nécessaire de choisir des sites à la fois étendus et occupés par le même couvert végétal. En outre, il était intéressant de pouvoir mesurer des températures suffisamment variées pour corriger les températures mesurées par satellite sur une gamme de valeurs suffisamment étendue.

Cela explique que nous ayons choisi la canne à sucre et les céréales d'hiver à l'état de chaumes lors des mesures.

1.1.2. Calage des modèles d'estimation de l'évapotranspiration

Nous avons également effectué des mesures de température de surface sur des parcelles expérimentales en canne à sucre, dont nous avons suivi le bilan hydrique, et sur des cases lysimétriques recouvertes de gazon. Nous exposerons ici le principe de ces mesures et les corrections effectuées. Leur utilisation sera développée au CHAPITRE V.

1.2. DESCRIPTION

1.2.1. Sites de mesures

Pour les mesures de températures de surface au sol servant à corriger les données satellitaires, 2 sites ont été choisis (voir carte de la plaine à la figure III-1) :

Site 1 : Zone de 112 ha de canne à sucre irriguée d'un seul tenant, faisant partie du Centre Technique de la Canne à Sucre (Blocs 20, 21, 23, 24, 26 et 27), centre d'expérimentations de l'ORMVAG (Office Régional de Mise en Valeur Agricole du Gharb) : dans cette zone ont été réalisées des mesures de température de surface sur 18 zones de 1 ha réparties uniformément.

Site 2 : Zone de 900 ha de chaumes de céréales (Sud de Dar el Gueddari) où les mêmes mesures ont été effectuées sur 4 zones de 4 ha chacune.

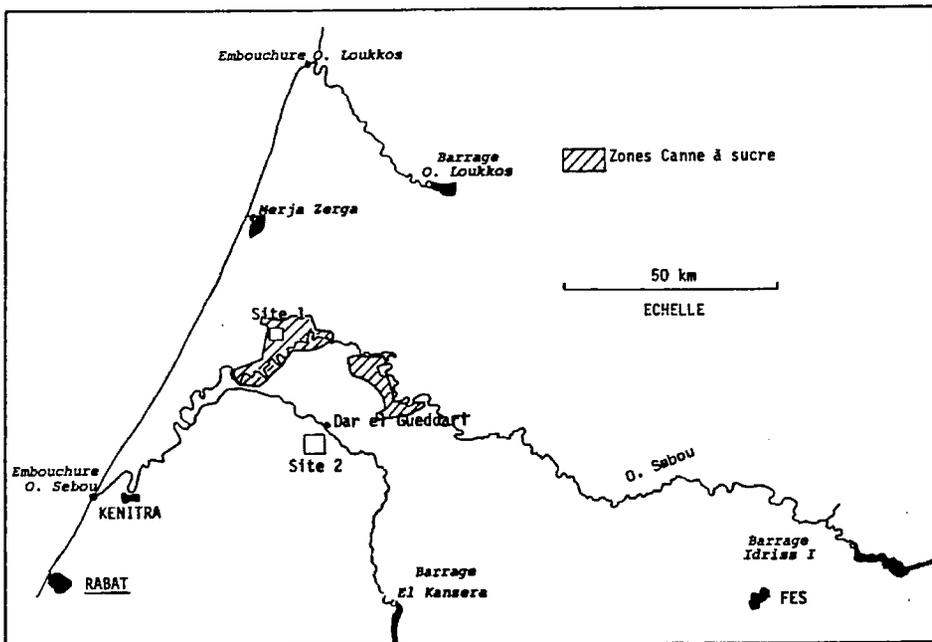


Figure III-1 - Carte de la zone d'étude (Plaine du Gharb) au Maroc. Les points de contrôle utilisés pour la correction géométrique des images satellitaires sont indiqués en italique.

L'homogénéité de ces sites et la représentativité des placettes ont été testées au moyen de mesures au sol : les températures de surface mesurées au sol étaient en moyenne comprises dans un intervalle de 2,8°C pour la canne à sucre (pour une température moyenne allant de 31,4 à 42,6°C) et de 6,2°C pour les chaumes de céréales (pour une température moyenne allant de 44,2°C à 57,6°C), ce qui n'est pas excessif dans cette gamme de températures.

D'autre part, une analyse visuelle des données Spot a permis de vérifier l'homogénéité de l'occupation du sol sur ces sites ; celle des données infra-rouge thermiques de Landsat Thematic Mapper a mis en évidence la grande homogénéité thermique de ces zones à 9h30 (heure de passage de Landsat).

Les mesures servant au calage des modèles utilisés ont été effectuées :

- sur le gazon des 2 cases lysimétriques de 0,5 m² implantées dans le parc météorologique du Centre Technique de la Canne à Sucre,
- sur canne à sucre, au sein d'une parcelle expérimentale divisée en 6 traitements d'irrigation décrits ultérieurement, de 90 x 90 m chacun : on réalise une mesure par balayage d'une placette de 36 x 36 m au centre de chaque traitement.

1.2.2. Matériel et méthode

Les mesures ont été réalisées avec un radiothermomètre AGEMA Thermopoint 80, qui mesure la luminance issue de la surface visée, dans la bande 8-14 μm, avec un angle d'ouverture de 2°. Sa précision absolue est de l'ordre du degré Kelvin.

La luminance mesurée est transformée en température de surface, après introduction par l'opérateur de l'émissivité du couvert et éventuellement du rayonnement atmosphérique, en utilisant l'équation (I-7) avec $n = 4$. L'appareil affiche cette température, ainsi que la moyenne, le maximum et le minimum des températures mesurées toutes les 0,5 s, durant un balayage de la zone observée. La mesure de cette température pose plusieurs problèmes que nous allons détailler maintenant.

Comme on souhaite relier cette température à la température mesurée par le satellite, on doit chercher à se rapprocher d'une observation à la verticale. La canne étant généralement haute, une mesure avec une inclinaison par rapport à la verticale de moins de 45° est difficile à réaliser. En fait, les températures mesurées dans les deux cas sont les mêmes, à condition que la canne soit suffisamment couvrante pour que le sol, en général plus chaud, soit invisible en visée verticale. En effet, le sol n'est généralement pas visible en visée à 45°, et s'il est visible en visée verticale, les températures mesurées seront alors différentes.

En revanche, une inclinaison supérieure peut modifier l'émissivité et les propriétés de la surface (l'appareil ne vise plus les mêmes parties du couvert), et intégrer un rayonnement atmosphérique parasite.

Nous avons pu constater lors d'une mesure d'essai sur chaque placette que, dans le cas de la canne à sucre, ces modifications de la température étaient assez limitées, et nous avons admis qu'il était possible d'obtenir une bonne estimation de la température de surface, à condition de vérifier à chaque mesure :

- que la canne soit suffisamment couvrante pour que le sol soit invisible en visée verticale,
- que l'indication de la température de surface ne diminue pas de plus de 1°C quand l'inclinaison dépasse 45°.

Ces problèmes ne se posent pas sur gazon ou sur chaumes de céréales, où la mesure est réalisée verticalement.

Pour les mesures sur les sites 1 et 2, dont l'objectif est la correction des données satellitaires, l'émissivité introduite est 1,00 : on mesure ainsi la température du corps noir équivalent, et il n'est alors pas nécessaire de prendre en compte l'émissivité du couvert pour corriger les données satellitaires des effets atmosphériques.

Pour les mesures sur parcelles expérimentales et cases lysimétriques, dont l'objectif est le calage des modèles présentés au CHAPITRE II, faute de mesures exactes de l'émissivité de la canne à sucre et du gazon, assez lourdes à mettre en oeuvre, une valeur moyenne de 0,96 a été prise (voir par exemple TAYLOR, 1979). Ceci implique l'introduction, dans le radiothermomètre, d'un rayonnement atmosphérique. Afin d'alléger les opérations préalables à la mesure, nous avons donc préféré introduire dans l'appareil un rayonnement atmosphérique, égal à la valeur minimale pouvant être introduite dans l'appareil, soit 244 W.m^{-2} (ordre de grandeur classique en été dans le Gharb), quitte à corriger ensuite la température de surface mesurée.

1.3. CORRECTION DES DONNEES MESUREES AU SOL (cas où $\epsilon = 0,96$)

L'introduction d'une valeur arbitraire de rayonnement atmosphérique nous oblige à corriger les données recueillies en estimant le rayonnement atmosphérique réel.

Pour ce faire, nous avons confronté les valeurs de rayonnement atmosphérique obtenues par :

- les formulations d'IDSO (1981), présentées au CHAPITRE I - 1.2.2 ;
- des mesures directes du rayonnement de la voûte céleste à l'aide du radiothermomètre (émissivité égale à 1), étant donnée l'absence d'appareil de mesure directe du rayonnement atmosphérique dans le Gharb.

1.3.1. Mesures directes du rayonnement atmosphérique

Le radiothermomètre permet de mesurer la température radiative du ciel clair Tr en chaque point. On effectue au total 18 mesures de Tr , selon deux demi-cercles perpendiculaires et verticaux, centrés sur le point de mesure, considérés comme représentatifs de la voûte céleste.

Si α est l'angle d'inclinaison du radiothermomètre par rapport à l'horizontale, $Tr(\alpha)$ la température radiative lue sur l'appareil à la position α (l'émissivité étant prise égale à 1), on a :

$$\overline{La} \downarrow = \frac{\Sigma [\sigma (Tr (\alpha))^4 \sin \alpha]}{\Sigma [\sin \alpha]} \quad (III-1)$$

1.3.2. Résultats et discussion

La confrontation sur 35 jours de mesures entre le 16 juin et le 19 novembre 1987 des rayonnements obtenus, présentée à la figure III-2, ne permet pas de relier de façon significative les mesures à l'équation (I-8) d'IDSO (1981).

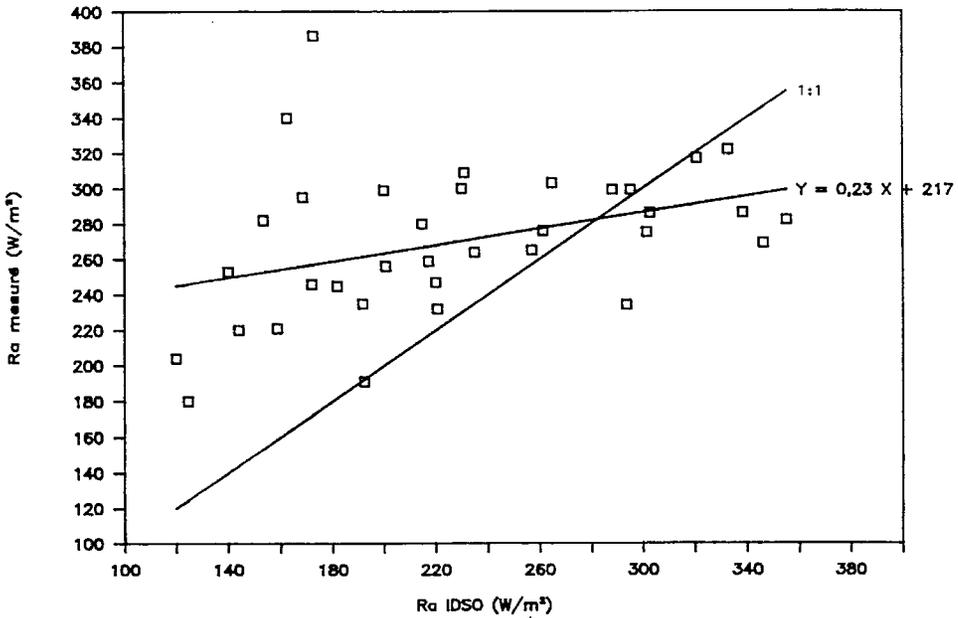


Figure III-2 - Comparaison des rayonnements atmosphériques par ciel clair dans la bande 8-14 μm , obtenus par mesure radiothermométrique et par la formule (I-8) d'IDSO (1981). La première bissectrice et la droite d'ajustement sont indiquées.

La principale raison en est, semble-t-il, les erreurs de mesure du radiothermomètre pour les basses températures (jusqu'à $-40^{\circ}C$) mesurées sur la voûte céleste (LAGOUARDE, 1988, Comm. pers.), qui sont en général surestimées. Ces erreurs peuvent être attribuées à trois causes :

- la mesure de températures très différentes de celle du capteur entraîne un flux de fuite dans le capteur qui peut entraîner une erreur de ce type ;
- l'équation (III-1) ne tient pas compte des variations d'émission de l'atmosphère en fonction de l'angle d'observation α , alors qu'IDSO effectuait des mesures avec un radiomètre à champ de visée hémisphérique ;
- la formule (I-8) d'IDSO n'est peut-être pas transposable en l'état au Maroc.

Cette surestimation entraîne une surestimation du rayonnement atmosphérique, ce que traduit l'abondance des points de la figure III-2 situés au-dessus de la première bissectrice. Il est donc difficile d'estimer avec précision le rayonnement atmosphérique

du ciel clair dans nos conditions. Néanmoins, on remarque que, pour la période de mesures :

$$120 \leq La \downarrow_{DSO} \leq 355 \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad \text{(III-2)}$$

Compte tenu de l'équation (I-7) (avec $n = 4$) et de l'introduction d'un rayonnement atmosphérique de 244 W.m^{-2} , l'erreur sur ce rayonnement ne dépasse pas 124 W.m^{-2} , ce qui, pour $\varepsilon = 0,96$, conduit à une erreur maximale sur la température de surface de $0,8\text{K}$, ce qui est inférieur aux seules erreurs dues à l'appareil.

Enfin, on peut également calculer l'erreur sur la température mesurée T_{sm} qui aurait été faite si l'on avait supposé $\varepsilon = 1,00$. De (I-7) (avec $n = 4$), on tire :

$$\sigma T_{sm}^4 = \varepsilon \sigma T_{sr}^4 + (1-\varepsilon) La \downarrow_r \quad \text{(III-3)}$$

Pour $\varepsilon = 0,96$, $T_{sm} = 30^\circ\text{C}$, et pour la plage de variation de $La \downarrow_r$ obtenue par (III-2), l'erreur sur T_s ne dépasse pas $0,8 \text{ K}$.

1.4. PREMIERES CONCLUSIONS - INCERTITUDE SUR LA MESURE

Il ne semble donc pas nécessaire, durant la période où nous avons réalisé les mesures, de corriger des effets du rayonnement atmosphérique les températures de surface obtenues.

Une autre solution consiste, pour de telles valeurs d'émissivité ($0,96$) à supposer $\varepsilon = 1,00$, ce qui évite de prendre en compte le rayonnement atmosphérique, qui reste difficile à estimer.

Dans les deux cas, l'erreur sur la température de surface, liée aux corrections, ne dépasse pas $0,8 \text{ K}$, auxquels il faut rajouter les erreurs de mesure, de l'ordre de 1 K .

Nous pouvons donc retenir que, de manière générale, les mesures de températures de surface réalisées au sol sur des couverts végétaux peuvent être faites en supposant l'émissivité du couvert égale à 1.

2 - MESURES DE BILAN HYDRIQUE SUR LA CANNE A SUCRE

2.1. OBJECTIFS

Parallèlement aux mesures de température de surface, nous avons pu bénéficier de mesures de bilan hydrique, nous permettant de mieux caler les modèles décrits au CHAPITRE II.

2.2. DESCRIPTION

Ces mesures ont fait l'objet d'un mémoire d'ingénieur de l'Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II (BEN MOUMEN, 1988), et n'ont été complètement menées durant la campagne que sur 4 des 6 parcelles expérimentales appelées 5/1, 5/2, 10/1, et 10/2, le premier chiffre correspondant à la durée de retour de l'irrigation (en jours) et le second au traitement (1 = satisfaction des besoins en eau théoriques ; 2 = réduction de 15% environ).

Chacune de ces 4 parcelles comportait 2 placettes orientées dans l'axe du vent pour tenir compte des hétérogénéités liées à l'aspersion, et équipées de :

- 1 tube en Duralex pour les mesures neutroniques (profondeur 70 cm) ;
- 2 batteries de 6 tensiomètres SEEHAUS à 10, 20, 30, 45, 60 et 75 cm de profondeur.

Les mesures de tension et d'humidité ont été réalisées quotidiennement jusqu'au 30 Avril puis trois fois par semaine, ensuite.

Les mesures de tension et d'humidité ont été réalisées :

- par humidimétrie neutronique (sonde NEA ; 2 répétitions par profondeur, comptage 30 secondes) ;
- par méthode gravimétrique par prélèvement proche du tube d'accès, en raison d'une panne de la sonde du 1er mai au 15 juillet.

2.3. INCERTITUDE SUR LES MESURES DE TENSION ET D'HUMIDITE

Les données disponibles pour calculer cette incertitude sont :

- lois de passage entre la mesure neutronique et la quantité d'eau dans le sol ;
- les mesures elles-mêmes d'ETR (estimé par bilan hydrique) et de remontées capillaires (estimées à partir des mesures tensiométriques) cumulées sur un pas de temps variant de 2 à 23 jours.

Le calcul d'erreur réalisé sur les lois utilisées par BEN MOUMEN (1988) pour estimer le stock d'eau dans le sol et les remontées capillaires q , donne les erreurs suivantes :

$$\begin{aligned}\delta q &= \pm 2,98 \text{ mm.j}^{-1} \\ \delta S &= \pm 6,32 \text{ mm.j}^{-1}\end{aligned}\tag{III-4}$$

Si la quantité d'eau distribuée en tête de parcelle dans le réseau est mesurée avec exactitude par des vannes volumétriques, l'efficacité, elle, a été évaluée à $75 \pm 10 \%$. Pour un apport d'eau journalier moyen de 6 mm, l'incertitude sur le terme I d'irrigation de la culture est donc environ :

$$\delta I = \pm 0,6 \text{ mm.j}^{-1}\tag{III-5}$$

L'incertitude totale sur l'ETR mesurée au sol est donc de :

$$\delta \text{ETR} \approx 9,9 \text{ mm.j}^{-1}\tag{III-6}$$

Cette incertitude est considérable. C'est la raison pour laquelle on travaille plutôt sur des sommes d'ETR sur plusieurs jours. En effet, si on suppose que les erreurs journalières sont des variables aléatoires indépendantes, l'incertitude sur la somme des ETR sur n jours est :

$$\delta(\Sigma \text{ETR}) = \sqrt{n} \delta \text{ETR} \approx 9,9 \sqrt{n} \text{ (mm)}\tag{III-7}$$

En fait, ces erreurs ne sont pas indépendantes et l'incertitude sur ΣETR est en général supérieure.

CHAPITRE IV

ESTIMATION DE LA TEMPERATURE DE SURFACE PAR SATELLITE

Nous avons présenté au CHAPITRE I - 1.2.3. les problèmes de corrections posés par l'estimation de la température de surface par satellite, et comment ces problèmes pouvaient être résolus.

Nous présenterons ici deux méthodes de correction atmosphérique, l'une basée sur le calage des données satellitaires sur les mesures de températures de surface au sol détaillées au chapitre précédent, l'autre basée sur l'utilisation des données satellitaires elles-même, analogue à celle proposée par PRICE (1984).

Nous présenterons ensuite une méthode originale de correction d'émissivité.

Dans chaque cas, nous discuterons de l'intérêt comparé de ces méthodes par rapport aux méthodes existantes présentées au CHAPITRE I - 1.2.3.

1 - IMAGES UTILISEES

Les images du satellite NOAA 9 ont été sélectionnées en fonction de leur nébulosité, malheureusement importante au Maroc en 1987 durant la campagne de mesures au sol (16 juin au 14 septembre). Les 5 images finalement sélectionnées sont présentées dans le tableau IV-1.

DATE	ORBITE	HNA (*)	LNA (**)
16-06-87	12924	14h29	11.56°E
19-06-87	12967	15h39	5.68°W
25-06-87	13051	14h33	10.86°E
27-07-87	13503	15h31	2.91°W
05-08-87	13630	15h35	3.58°W

(*) HNA : Heure du noeud ascendant (passage du satellite à l'équateur en temps universel)

(**) LNA : Longitude du noeud ascendant

Tableau IV-1 - Images NOAA 9 sélectionnées en 1987. La zone d'étude est comprise entre 9 et 11 minutes après l'heure du noeud ascendant. L'heure solaire de la zone d'étude valant temps universel - 24 mn, l'heure d'observation vaut donc environ HNA - 14 mn.

Ces images sont ensuite corrigées géométriquement par un polynôme du premier degré calculé à partir de 6 points d'amer entourant la zone d'étude et indiqués sur la figure I-4. L'erreur maximale sur ces points est de 1 km, ce qui est satisfaisant, compte tenu de la taille des sites de mesure.

2 - CORRECTIONS ATMOSPHERIQUES

2.1. OBTENTION D'UNE EQUATION SPLIT-WINDOW DANS LA PLAINE DU GHARB

2.1.1. Obtention d'une équation split-window à partir des mesures au sol et des images NOAA

Nous avons confronté les températures de corps noir équivalent TCN mesurées au sol aux températures de corps noir T₄ et T₅ obtenues dans les canaux 4 et 5 de NOAA 9 AVHRR, pour les 5 jours d'images disponibles et les 2 sites (Tableau IV-2).

DATE	SITE DE MESURE	DONNEES NOAA		MESURES AU SOL TCN
		T ₄	T ₅	
16-06-87	1	31.00	30.00	31.5
	2	36.75	34.75	41.9
19-06-87	1	26.50	24.75	29.5
	2	34.50	32.50	43.4
25-06-87	1	30.25	27.75	34.8
	2	34.75	32.00	51.2
27-07-87	1	35.50	35.00	40.4
	2	43.50	43.25	55.0
05-08-87	1	30.00	28.50	30.5
	2	37.50	35.50	46.9

Tableau IV-2 - Données utilisées pour établir l'équation "split-window" (IV-1). Les températures (°C) sont données pour le corps noir équivalent mesuré dans les canaux 4 et 5 de NOAA (T₄ et T₅), et mesurées au sol (TCN)

L'erreur moyenne sur les TCN mesurées, estimée à partir de la dispersion des mesures par rapport à la moyenne avec un coefficient de confiance de 90 %, est de :

$\delta TCN = \pm 0,9 \text{ K}$ pour le site 1.

$\delta TCN = \pm 2,4 \text{ K}$ pour le site 2.

Par régression linéaire multiple entre TCN, T4 et T5, on obtient :

$$TCN = 5,45 T4 - 3,58 T5 - 29,2 \text{ (}^\circ\text{C)} \quad (n = 10 ; r^2 = 0,89) \quad (\text{IV-1})$$

En appliquant le test du signe aux résidus de la régression linéaire, pour un coefficient de confiance de 89%, on obtient une erreur résiduelle due à la régression de 1,7 K.

L'équation (IV-1) peut être mise également sous une forme plus classique (PRICE, 1984) :

$$TCN = T4 + 3,58 (T4 - T5) + 0,87 (T4 - 33,6) \text{ (}^\circ\text{C)} \quad (\text{IV-2})$$

2.1.2. Obtention d'une équation "split-window" directement à partir des images NOAA

L'analyse de l'image NOAA du 16 juin 1987 montre une forte variation de la différence (T4-T5) sur les surfaces agricoles qu'on peut attribuer à un fort gradient d'humidité atmosphérique. Ce phénomène est illustré par la figure IV-1, obtenue par différence (T4 - T5) entre les températures de corps noir des canaux 4 et 5 de NOAA : l'humidité atmosphérique semble décroître de la mer vers l'intérieur des terres, ce qui est habituel dans cette région.

D'autre part, l'équation (IV-1) donne, à cette date, une image en température de corps noir TCN (figure IV-2). Nous avons cherché des transects où TCN et ϵ sont quasiment constantes (même occupation du sol), et où T4 - T5, donc l'humidité atmosphérique, varient.

Sur de tels transects, les différences T4 - T5 seront a priori seulement dues aux effets atmosphériques.

Nous avons ainsi trouvé 2 transects indiqués sur les figures IV-1 et IV-2, où T_{CN} ne varie que dans un intervalle de 2K, et où, compte tenu d'un couvert très uniforme (chaumes de céréales), on peut supposer que l'émissivité est constante. On suppose donc que, sur ces transects, T_{CN} est constante.

PRICE (1984) a montré que $T_i - T_{CN}$ ($i = 4,5$) peut s'écrire comme le produit d'une fonction de la quantité de gaz absorbants dans l'atmosphère U_T (indépendante de la longueur d'onde) et d'une fonction de la longueur d'onde $C(\lambda_i)$ ($i = 4,5$), soit :

$$T_i - T_{CN} = -C(\lambda_i) U_T \quad (i = 4,5) \quad (IV-3)$$

On introduit alors, pour éliminer U_T , un terme R tel que :

$$R = \frac{C(\lambda_5)}{C(\lambda_4)} = \frac{T_5 - T_{CN}}{T_4 - T_{CN}} \quad (IV-4)$$

Bien que T_{CN} soit supposée constante sur les transects considérés, cette condition est rarement vérifiée (PRICE, 1984), et on calcule une valeur moyenne de R qui vérifie donc :

$$T_5 = R T_4 + (1 - R) T_{CN} \quad (IV-5)$$

Et on obtient, par régression linéaire entre T_4 et T_5 sur les deux transects :

$$R = 1,36 \pm 0,21 \quad (n = 20 ; r^2 = 0,95) \quad (IV-6)$$

Ce résultat est proche de celui obtenu sur surface agricole par PRICE (1984), au Texas, avec la même approche ($R = 1,30$), et, à partir de (IV-4), on obtient :

$$T_{CN} = T_4 + 2,78 (T_4 - T_5) \quad (IV-7)$$

L'erreur résiduelle sur T_{CN} , avec un coefficient de confiance de 90% est de 2,84K.

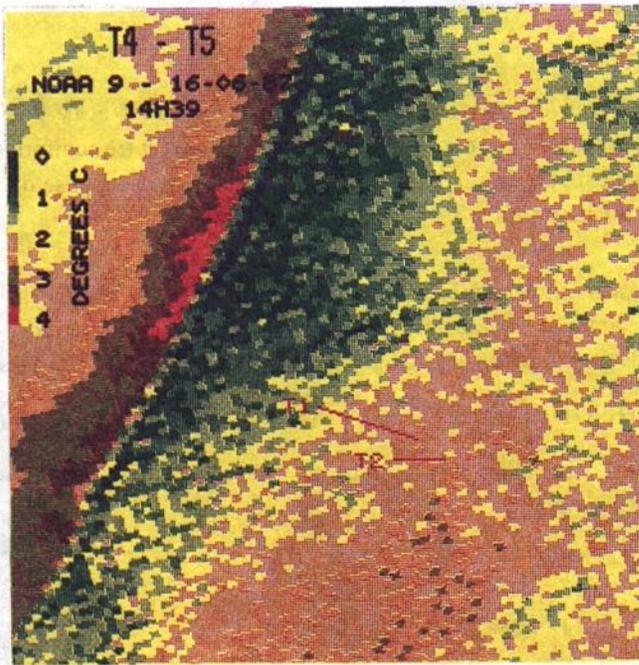


Figure IV-1 : Image de la différence $T_4 - T_5$ obtenue à partir de l'image NOAA du 16 juin 1987. Les deux transects T_1 et T_2 utilisés au 3.2.2.2. apparaissent au centre.

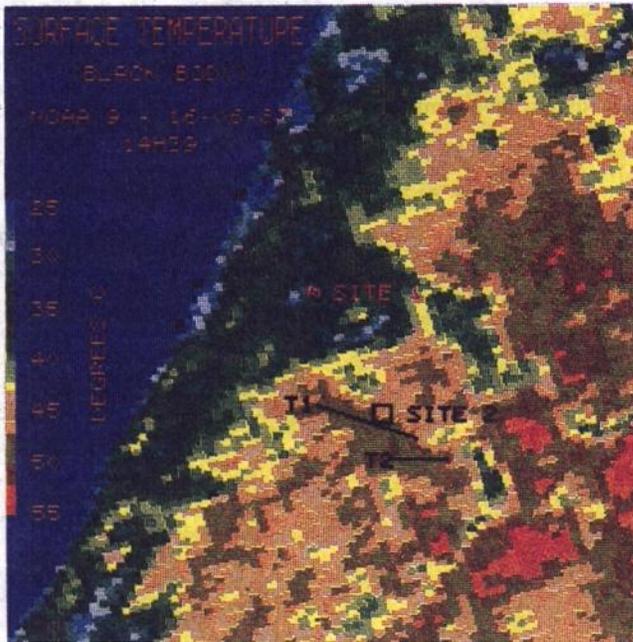


Figure IV-2 : Image en température de surface du corps noir obtenue à partir de l'image NOAA du 16 juin 1987 et de l'équation (I-21).

2.2. DISCUSSION : COMPARAISON AVEC LES EQUATIONS EXISTANTES

On peut maintenant comparer les équations que nous avons obtenues aux équations (I-12) à (I-15), en utilisant le jeu de données contenu dans le tableau IV-2. Le résultat fait l'objet de la figure IV-3. L'équation (I-15) y est prise comme référence, car elle a été établie sur surface agricole. Il apparaît que les équations (IV-7), (I-13) et (I-14) donnent un résultat proche de (I-15), ce qui est très satisfaisant pour l'équation (IV-7) obtenue sur notre zone d'étude selon la méthode décrite dans ce chapitre au 2.1.2., à partir d'une image NOAA. L'équation (I-12), en dépit de son utilisation fréquente, entraîne une sous-estimation moyenne de TCN de 2,9K, ce qui concorde avec les observations de LAGOUARDE et al. (1985) qui utilisaient cette équation.

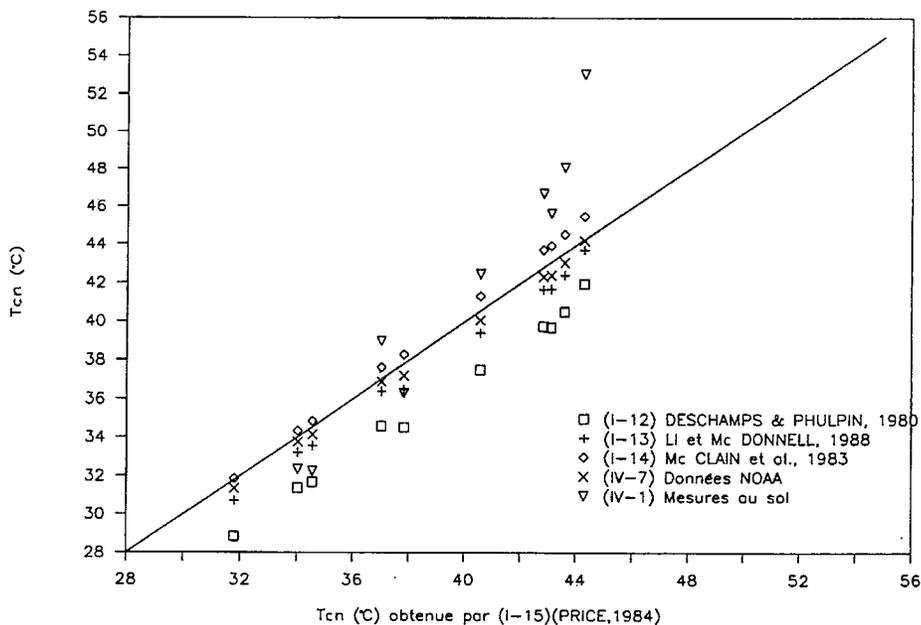


Figure IV-3 - Comparaison des différentes équations "split-window". L'équation (I-15) obtenue par PRICE (1984) a été prise comme référence. Les valeurs représentées sur la figure ont été obtenues avec le jeu de données (T_4 , T_5) du tableau IV-2.

Enfin, l'équation (IV-1), obtenue par mesures de températures de surface au sol, donne des résultats assez différents. Nous pensons que la principale raison en est la différence entre l'heure des mesures au sol (12 h à 14h30 solaires) et l'heure de passage du satellite (14h15 à 15h25 solaires en 1987, pour les dates disponibles), que nous ignorions lors de la campagne de mesures au Maroc. Cela est particulièrement vrai pour les températures supérieures à 40°C, puisque VIDAL et al. (1987) ont montré que, pour une journée claire, T_s peut varier de 5°C entre 13h et 15h solaires.

Néanmoins, les valeurs obtenues par l'équation (IV-1) ne diffèrent pas de celles prises comme référence (équation (I-15)) de plus de 2,5K pour des températures comprises entre 34 et 43°C, ce qui est l'intervalle habituel des températures maximales de surface des cultures irriguées dans le Gharb.

Nous avons vu dans le CHAPITRE II - 3 que l'estimation de l'évapotranspiration nécessite la mesure de températures de surface à une heure proche du maximum de cette température.

Il semble donc préférable, pour 1987 où nous disposons de mesures au sol, de conserver l'équation (IV-1). Dans le cas général, et en l'absence de mesures au sol, il semble préférable, quelle que soit la zone d'étude, et à condition de disposer d'une ou plusieurs images NOAA, de calculer une équation telle que (I-15) ou (IV-7). Une telle équation introduit une erreur sur T_{CN} de $\pm 2,8K$

Néanmoins, pour les années postérieures au lancement du satellite, le décalage de son heure de passage compromet l'estimation de la température maximale de surface, et il serait nécessaire d'établir des relations afin de transformer la température obtenue à l'heure du passage de NOAA en température maximale. De telles relations pourraient être établies en modélisant l'évolution de la température durant la journée, pour un jour sans nuage. Il faudrait alors également tenir compte du fait que les zones observées par le satellite ne sont pas toutes à la même heure solaire.

En tous les cas, il semble difficile, avec la méthode de la "split-window", d'obtenir une erreur sur T_{CN} inférieure à $\pm 2K$.

2.3. CONCLUSIONS

Il est donc possible d'estimer à partir des données NOAA la température de corps noir d'un couvert végétal, en corrigeant les effets atmosphériques par combinaison des canaux 4 et 5. Cette combinaison peut être obtenue :

- soit directement à partir des images si l'heure de passage du satellite est proche de l'heure à laquelle on souhaite une estimation de la température de surface (environ 13h30 solaires pour estimer ensuite l'évapotranspiration) ;
- soit à partir de mesures au sol si l'heure de passage du satellite ne correspond pas à l'heure souhaitée.

On obtient alors une température de corps noir à 2K près.

3 - CORRECTIONS D'EMISSIVITE

3.1. ESTIMATION DE LA DIFFERENCE ENTRE EMISSIVITES DANS LES CANAUX 4 ET 5 (ϵ_4 - ϵ_5) A PARTIR DES IMAGES NOAA

La méthode décrite dans ce chapitre pour calculer la température du corps noir (2.1.2.) suppose que la différence $T_4 - T_5$ est seulement due aux effets atmosphériques. Cependant, en règle générale, cette différence est également due aux différences d'émissivité (Cf. équation (I-18)).

A partir de l'image NOAA du 27 juillet 1987 (Cf. tableau IV-1), on peut obtenir une image de la différence $T_4 - T_5$, dont la particularité est que la valeur moyenne sur la région est quasiment nulle (+ 0,12 K). Si l'on considère que cette valeur moyenne représente les effets différentiels de l'atmosphère entre les canaux 4 et 5, ces effets sont exceptionnellement faibles en raison de la très faible humidité atmosphérique ce jour-là (19% à l'heure de passage du satellite).

Sur le site 1 (Cf. tableau IV-2), $T_4 - T_5$ est égale à 0,50 K. On peut ainsi estimer la part de $T_4 - T_5$ due à l'émissivité : elle est égale à $0,50 - 0,12 = 0,38$ K.

En appliquant l'équation (I-4) au-dessus du couvert, on a, avec les notations précédentes de température et d'émissivité :

$$L_i(T_i) = \epsilon_i L_i(T_s) + (1 - \epsilon_i) L_{\downarrow i} \quad (\text{IV-8})$$

- où : i = indice du canal utilisé de NOAA (4 ou 5)
 L_i = radiance de la surface
 $L_{\downarrow i}$ = luminance atmosphérique reçue par la surface

$L_{\downarrow 4} + L_{\downarrow 5}$ peut être estimé à partir d'une formule d'IDSO (1981), analogue à la formule (I-8), mais limitée à la plage 10,5 - 12,5 μm , qui correspond approximativement aux canaux 4 et 5 du AVHRR de NOAA :

$$L_{\downarrow 4} + L_{\downarrow 5} = (0,10 + 3,53 \cdot 10^{-8} e_a^2 e^{3000/T_a}) \sigma T_a^4 \quad (\text{IV-9})$$

- où : e_a = humidité de l'air à 2 m (millibars)
 T_a = température de l'air à 2 m (K)

Soit le 27 juillet 1987 : $L_{\downarrow 4} + L_{\downarrow 5} \cong 55 \text{ W.m}^{-2}$ (IV-10)
 $\cong 19,7 \text{ mW.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{cm}$

D'autre part, on peut approcher la répartition de $L_{\downarrow 4} + L_{\downarrow 5}$ entre les canaux 4 et 5 à partir de la courbe représentée à la figure IV-4.

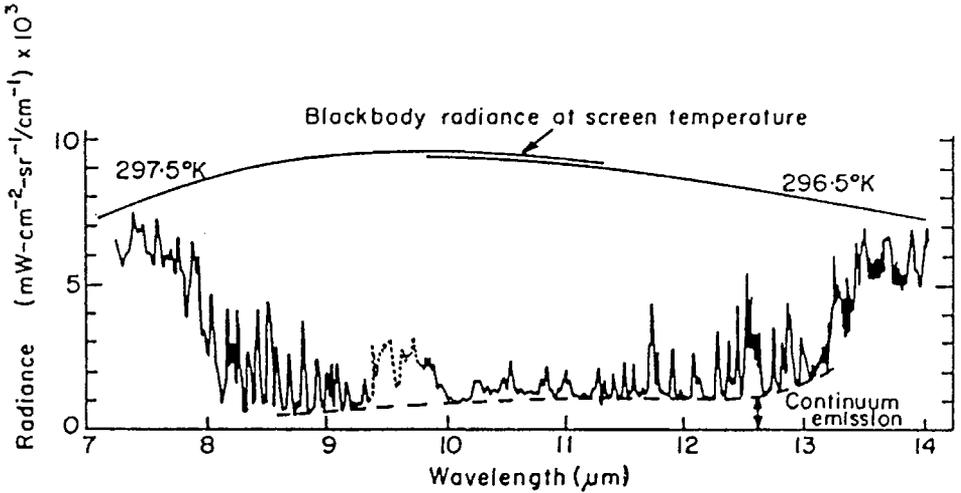


Figure IV-4 : Spectre d'émission de l'atmosphère mesuré par un spectromètre au sol à Beer Sheva. Epaisseur optique totale $1,35 \text{ g.cm}^{-2}$ (d'après BOLLE, 1965, in PALTRIDGE et PLATT, 1976).

Par intégration graphique de la courbe présentée en IV-4 entre $10,3$ et $11,3 \mu\text{m}$ pour $L_{\downarrow 4}$ et entre $11,5$ et $12,5 \mu\text{m}$ pour $L_{\downarrow 5}$, on obtient :

$$\begin{aligned} L_{\downarrow 4} &= 0,45 (L_{\downarrow 4} + L_{\downarrow 5}) \\ L_{\downarrow 5} &= 0,55 (L_{\downarrow 4} + L_{\downarrow 5}) \end{aligned} \quad \text{(IV-11)}$$

Soit ici :

$$\begin{aligned} L_{\downarrow 4} &\cong 8,9 \text{ mW.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{cm} \\ L_{\downarrow 5} &\cong 10,8 \text{ mW.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{cm} \end{aligned} \quad \text{(IV-12)}$$

D'autre part, L_i peut être estimé par inversion de l'équation (I-10) dont les notations sont reprises ici :

$$L_i(T) = \frac{C_1 v_i^3}{\exp \frac{C_2 v_i}{T} - 1} \quad (i = 4,5) \quad (\text{mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{cm}) \quad (\text{IV-13})$$

On peut alors écrire (IV-8) sous la forme :

$$\varepsilon_i = \frac{L_i(T_i) - L_{\downarrow i}}{L_i(T_s) - L_{\downarrow i}} \quad (\text{IV-14})$$

On peut ensuite calculer $\varepsilon_4 - \varepsilon_5$ de manière itérative. Au premier passage, on suppose $\bar{\varepsilon} = 0,96$ et $\varepsilon_4 - \varepsilon_5 = 0$; à partir de TCN obtenue le 27 juillet 1989 par l'équation (IV-7), on calcule T_s à partir de l'équation (I-18), puis $\varepsilon_4 - \varepsilon_5$ à partir de (I-14).

Après trois itérations, on converge, pour le 27 juillet 1987, vers la valeur :

$$\varepsilon_4 - \varepsilon_5 \cong -0,011 \quad (\text{IV-15})$$

En outre l'erreur sur $\varepsilon_4 - \varepsilon_5$, due à l'introduction d'une valeur approchée de $\bar{\varepsilon}$, a pu être testée en introduisant différentes valeurs de $\bar{\varepsilon}$ dans le calcul itératif. Elle est, par cette méthode, de l'ordre de $0,1 \delta \bar{\varepsilon}$, où $\delta \bar{\varepsilon}$ est l'erreur faite sur $\bar{\varepsilon}$.

3.2. DISCUSSION

L'émissivité de la surface dans les canaux 4 et 5 de NOAA peut donc être obtenue directement à partir d'une image NOAA où les effets atmosphériques différentiels entre ces 2 canaux sont négligeables devant ceux liés à l'émissivité, à condition de connaître l'émissivité moyenne (0,96 dans notre cas pour la canne à sucre).

Néanmoins, cette estimation à partir d'une seule image suppose que l'émissivité dans les canaux 4 et 5 est constante, ce qui n'est a priori pas évident. Une valeur moyenne de $\varepsilon_4 - \varepsilon_5$, calculée sur une série d'images NOAA, donnerait sans doute une meilleure approximation.

Compte tenu du calcul d'erreur sur $\varepsilon_4 - \varepsilon_5$ fait précédemment (3.1.) et de l'équation (I-19), on a donc :

$$\delta T \approx 80 \frac{\frac{\delta \bar{\varepsilon}}{\bar{\varepsilon}}}{2} \quad (\text{IV-16})$$

Cette erreur est d'environ 0,8K par % d'erreur sur $\bar{\varepsilon}$ et peut être réduite par une mesure de $\bar{\varepsilon}$ au sol (CASELLES et al., 1988), qui demande néanmoins un appareillage assez lourd.

3.3. CONCLUSIONS

A partir d'une température de corps noir équivalent, la température de surface réelle peut être estimée à partir de l'équation (I-18) en corrigeant les effets dûs à l'émissivité. Ces effets peuvent être estimés directement à partir d'images NOAA où les effets atmosphériques sont faibles. L'erreur résultante sur la température de surface est inférieure à 1K si l'émissivité est connue à 1% près.

4 - CONCLUSION

Nous avons donc montré qu'il était possible de corriger les images NOAA-AVHRR des effets atmosphériques sans utiliser de modèles complexes de transfert radiatif. Notre méthode consiste à établir une équation "split-window" obtenue soit à partir de mesures de températures au sol sur de grandes zones homogènes, soit à partir des données NOAA elles-mêmes. Ces mêmes images peuvent également être corrigées des effets de l'émissivité du couvert par une méthode originale utilisant une ou plusieurs images NOAA où les effets atmosphériques sont faibles devant ceux dûs à l'émissivité du couvert. L'erreur obtenue sur la température de surface mesurée est de l'ordre de 3 K.

Il est satisfaisant de constater que les erreurs systématiques observées par LAGOUARDE et al. (1985) peuvent être réduites, et que les erreurs résiduelles peuvent être négligées dans la plupart des applications qui ne nécessitent que des sommes de température de surface (voir par exemple VIDAL & PERRIER, 1988 et RIOU et al., 1988).

CHAPITRE V

ESTIMATION DE

L'EVAPOTRANSPIRATION ET SUIVI

DU BILAN HYDRIQUE A PARTIR DE LA

TEMPERATURE DE SURFACE

Après avoir présenté les modèles utilisés (CHAPITRE II) et l'expérimentation réalisée dans la plaine du Gharb (CHAPITRE III), dont l'objectif est, par l'intermédiaire du calage du modèle agrométéorologique, la mise au point du modèle simplifié, nous présentons maintenant les résultats de cette expérimentation.

Après le calage du modèle physique bilan d'énergie - bilan hydrique, nous concluons sur un modèle simplifié utilisable dans la plaine du Gharb, mais facilement transposable à d'autres conditions.

1 - CALAGE DU MODELE PHYSIQUE BILAN D'ENERGIE - BILAN HYDRIQUE

Compte tenu des hypothèses faites sur le modèle et décrites précédemment (CHAPITRE II - 2.4.), les deux paramètres d'entrée du modèle à caler sont la résistance stomatique minimale r_s et la réserve facilement utilisable du sol RFU.

En sortie, nous possédons :

- du 10 avril à fin septembre des mesures du bilan hydrique sur canne à sucre par humidimétrie neutronique ou gravimétrie, assez imprécises ;
- du 16 juin à fin septembre d'une trentaine de jours de mesures de températures de surface sur gazon et canne à sucre.

Une condition aux limites est que le flux journalier dans le sol doit être nul.

Toute la difficulté dans le calage de ce modèle réside dans le fait que les paramètres à caler sont dynamiques, et, en tous cas pour la RFU, fortement variables spatialement. D'autre part, les données en sortie ont tendance à cumuler les effets antérieurs sur la plante, par l'intermédiaire de la disponibilité en eau du sol.

Nous avons procédé au calage du modèle sur le gazon, ce qui n'a pas posé de problème majeur. En revanche, celui sur la canne à sucre aurait nécessité l'emploi de méthodes complexes de calage dynamique, ce qui n'a pas été possible. L'objectif poursuivi étant la mise au point d'un modèle simplifié et non le calage précis d'un modèle physique, nous avons donc été conduits à émettre de nouvelles hypothèses que nous allons détailler.

1.1. CALAGE DU MODÈLE SUR GAZON

Le modèle développé par CHOISNEL (1977, 1984) sur gazon avait donné de bons résultats en supposant r_s constante au cours de l'année, à condition que le gazon soit régulièrement coupé. En outre, le gazon des cases lysimétriques étant pratiquement en permanence à l'évaporation maximale, nous n'avons pas cherché à caler RFU pour le gazon.

Nous avons donc supposé que r_s était constant au cours de l'année, et le calage de r_s sur les températures de surface mesurées a permis d'estimer la résistance stomatique minimale à 105 s/m, à comparer à la valeur obtenue par CHOISNEL (1984) à La Minière (France), de 55-60 s/m ou, plus récemment, aux travaux de CHOISNEL et de VILLELE (comm. pers. 1989), qui ont trouvé une valeur très comparable à la nôtre, sous des conditions climatiques équivalentes.

Cette augmentation s'explique par l'aridité plus grande du climat marocain, où le déficit de saturation de l'air entraîne une fermeture des stomates en milieu de journée, lorsque l'eau n'est pas limitante dans le sol.

Cette valeur de résistance permet d'obtenir l'ajustement entre T_s mesurée et T_s simulée illustré par la figure V-1, qui présente une assez forte dispersion. Le test du Signe appliqué aux 19 différences (T_s mesurée - T_s simulée), avec un coefficient de confiance de 0,94 donne :

$$T_s \text{ simulée} = T_s \text{ mesurée} \pm 1,1^\circ\text{C} \quad (\text{V-1})$$

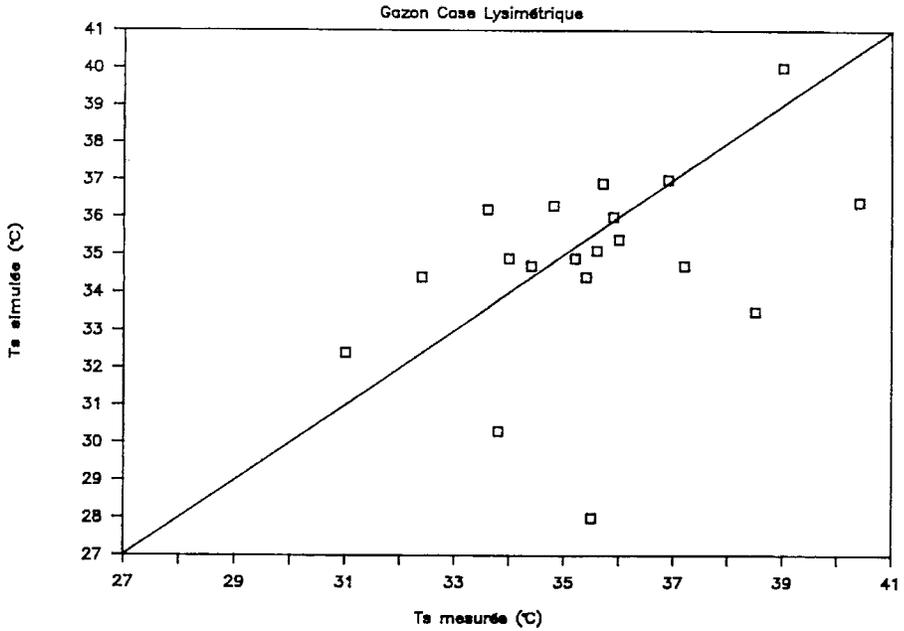


Figure V-1 : Comparaison T_s simulée - T_s mesurée sur gazon Centre Technique de la Canne, juin-août 1987.

Compte tenu des équations (II-16) et (II-17), le modèle sur gazon permet donc de reconstituer les températures de l'air et températures de rosée de l'air à 2m au-dessus de la canne à sucre, avec une erreur qui ne dépasse pas (avec les notations du CHAPITRE II - 2.1.3.) :

$$\delta T_a \cong \delta T_r \cong \left[\frac{\ln(z_a \text{ max}/z_o)}{\ln(z_m/z_o)} - 1 \right] \delta T_s \quad (\text{V-2})$$

En utilisant le résultat de (V-2), et avec $z_a \text{ max}$ = hauteur maximale de la canne + 2m, soit 5,8m, $z_m = 2$ m et $z_o = 0,01$ m :

$$\delta T_a \cong \delta T_r \cong \pm 0,55 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (\text{V-3})$$

Cette valeur est légèrement supérieure aux erreurs de mesure des températures de l'air et températures de rosée de l'air à 2 m, de l'ordre de 0,1 et 0,2°C respectivement.

1.2. CALAGE DU MODÈLE SUR CANNE À SUCRE

1.2.1. Méthode générale de calage

Nous avons vu au CHAPITRE II - 2.4. que nous possédons deux paramètres de calage :

- RFU, la réserve facilement utilisable du sol,
- r_s , la résistance stomatique minimale du couvert,

et deux variables en sortie :

- T_s , la température de surface du couvert à 14 heures,
- ETR, l'évapotranspiration réelle journalière du couvert.

Le calage du modèle est donc réalisé par période en confrontant, sur chaque parcelle, et sur un nombre de jours donné (où les paramètres de calage sont supposés constants), les températures de surface et évapotranspirations mesurées et celles obtenues en sortie du modèle.

Pour chaque couple (RFU, r_s) obtenu, on calcule la somme des carrés des écarts entre la variable calculée par le modèle et la variable mesurée, sur l'ensemble de la période retenue.

Le couple (RFU, r_s) qui minimise cette somme est retenu comme résultat, après vérification sur un graphique en 3 dimensions, que le minimum obtenu en est bien un (pas de discontinuité avec les couples voisins), et n'est pas un minimum local.

Dans tous les cas, la réserve utile maximale RUM est prise égale à 100 mm (CHAPITRE II - 2.3.)

1.2.2. Conditions aux limites sur le flux dans le sol

Nos premières tentatives de calage ont été faites dans les conditions suivantes :

- calage d'une r_s constante et d'une RFU constante ;
- pas de condition sur le flux G dans le sol.

Ces tentatives ont fait apparaître de fortes dérives du modèle, notamment par l'apparition d'un flux journalier dans le sol pouvant atteindre 20% du rayonnement net journalier.

Nous avons donc, dans un premier temps, considéré RFU constante sur l'année, et r_s variable, r_s étant calculée chaque jour de façon à ce que le flux journalier dans le sol G soit inférieur à 5% du rayonnement net journalier. Pour des raisons de calcul, on a choisi une valeur initiale de r_s introduite de 200 s. m^{-1} .

Pour une valeur classique de $\text{RFU} = 60\%$ de la réserve utile maximale du sol, soit 60 mm dans notre cas, nous avons obtenu une évolution très dispersée de r_s , que nous avons lissée en effectuant une médiane glissante sur 30 jours (et non une moyenne compte tenu du caractère non-gaussien des populations de r_s utilisées). Le résultat est illustré à la figure V-2.

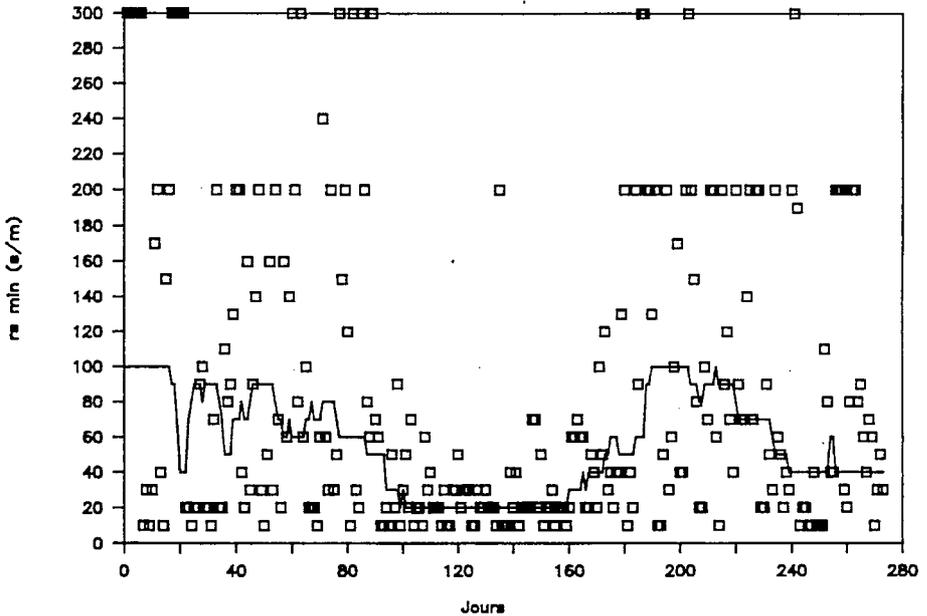


Figure V-2 : Evolution de la résistance stomatique minimale r_s au cours de l'année 1987. Les valeurs instantanées (points) sont lissées en appliquant une médiane glissante sur 30 jours (courbe).

Nous avons ensuite vérifié que les deux flux les plus sensibles, H (flux de chaleur sensible) et ETR présentaient bien la même évolution avec les r_s instantanées et les r_s lissées. Les courbes de flux cumulés ne présentent pas de différences significatives (figure V-3).

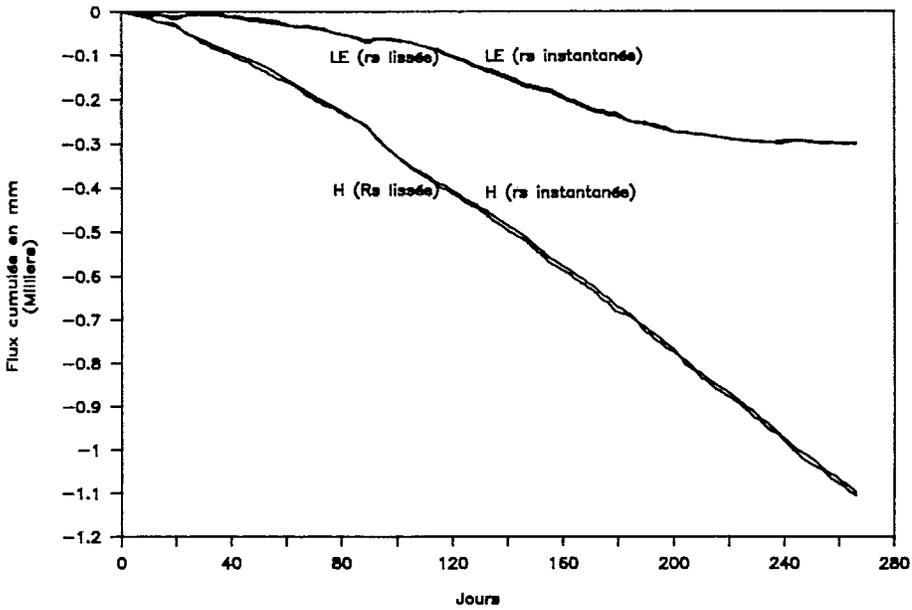


Figure V-3 : Evolution des flux journaliers cumulés de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (LE) au cours de l'année 1987, calculés à partir des r_s instantanées et lissées (médiane glissante sur 30 jours).

La figure V-2 met en évidence trois périodes à mettre en relation avec la croissance de la plante représentée à la figure V-4 :

- une première période (jours 1 à 100) où r_s est relativement élevée, très artificielle dans notre cas, car elle correspond à l'implantation de la canne ;
- une deuxième période (jours 100 à 160) de croissance foliaire (augmentation forte du LAI et modérée de z_h), où r_s est faible ;
- une troisième période (jours 160 à 280) où le LAI n'évolue plus, mais où z_h augmente fortement, où r_s reprend des valeurs plus élevées.

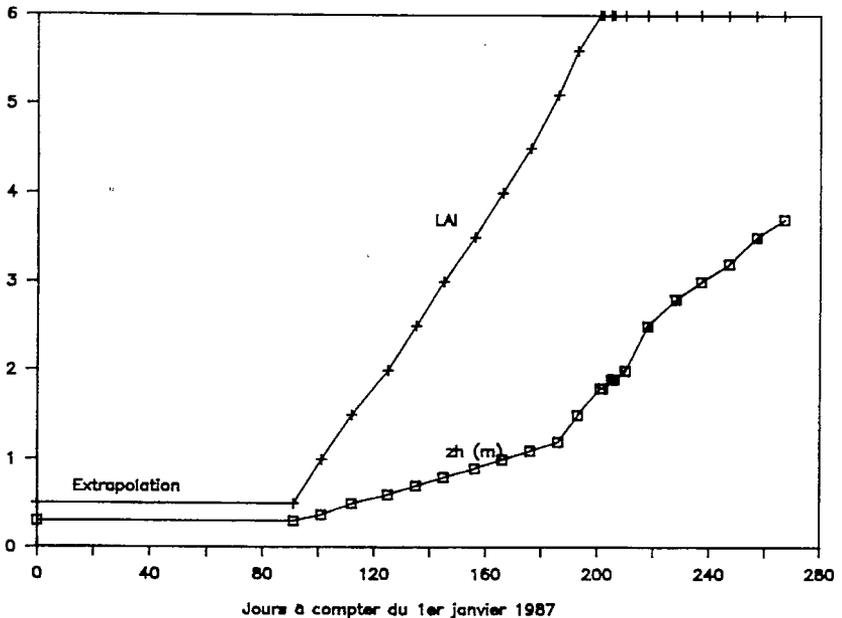


Figure V-4 : Evolution du LAI (Leaf Area Index) et de la hauteur z_h de la canne à sucre au cours de l'année 1987. Lorsque le LAI atteint sa valeur maximale, la plante continue à croître en hauteur par remplacement des feuilles inférieures sénescentes par des feuilles supérieures.

En outre, cet ajustement de r_s n'est pas sensible à une variation de RFU, ce qui s'explique aisément, puisque r_s ne dépend pas directement des conditions d'alimentation en eau du couvert, ce qu'illustre la figure V-5 :

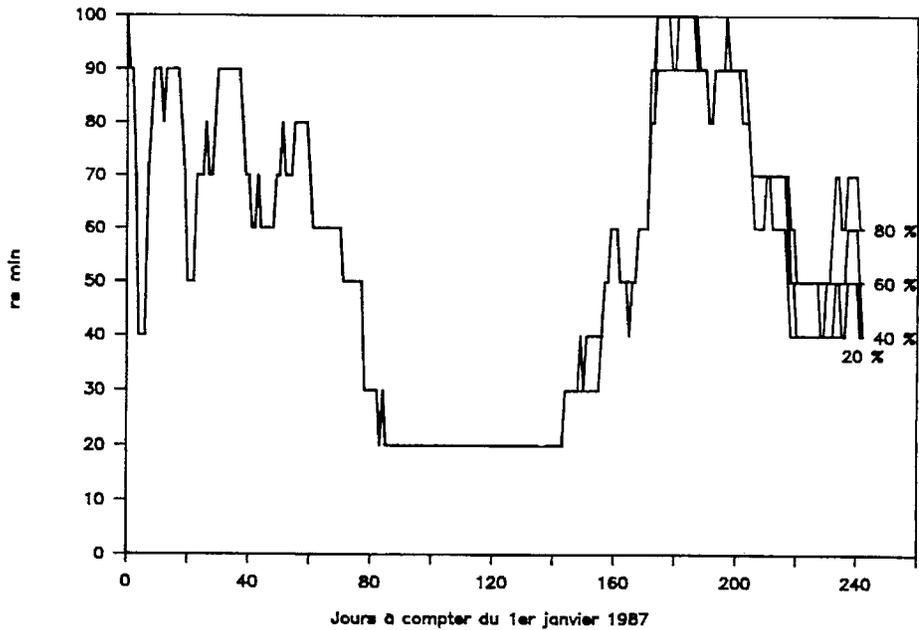


Figure V-5 : Evolution de r_s (médiane glissante sur 30 jours) pour différentes valeurs de RFU.

Nous avons donc un premier calage du modèle qui respecte la condition du flux journalier G_{nul} .

Nous allons maintenant utiliser les mesures réalisées au sol pour affiner progressivement le calage. Nous utiliserons successivement :

- le bilan hydrique mesuré au sol, pour la 2ème période (10 avril au 10 juin), où aucune mesure de température de surface n'a été réalisée ;
- les températures de surface mesurées sur la canne à sucre pour la 3ème période (10 juin à fin septembre).

1.2.3. Calage sur le bilan hydrique mesuré

Nous avons simulé l'évolution du couvert sur les parcelles 5/1, 5/2, et 10/2 qui, seules, disposent de mesures relativement fiables de bilan hydrique. En effet, la parcelle 10/1 présente de fortes disparités entre les bilans mesurés sur ses 2 placettes. Ces simulations ont été réalisées avec les valeurs de RFU allant de 20 à 80% de RUM, et des valeurs de r_s , pour la période du 10 avril au 10 juin, allant de 20 à 150 $s.m^{-1}$. Cette plage de variation a été choisie après avoir effectué des simulations de 0 à 350 $s.m^{-1}$ par pas de 50 $s.m^{-1}$.

Pour chaque parcelle et chaque couple (RFU, r_s) (98 couples testés), on calcule l'écart entre la somme des ETR calculées et la somme des ETR mesurées. On cherche ensuite le couple (RFU, r_s) qui minimise la somme des carrés de ces écarts sur l'ensemble de la période.

Le résultat est donné dans le tableau V-1 :

PARCELLE	RFU	r_s
5/1	20	130
5/2	Pas de minimum marqué	
10/2	20	130

Tableau V-1 : Valeurs de RFU (en % de RUM - RUM = 100 mm) et r_s ($s.m^{-1}$) donnant le meilleur ajustement du modèle au bilan hydrique mesuré pour la période du 10 avril au 10 juin.

On peut donc retenir, pour la période du 10 avril au 10 juin :

$$RFU = 20\% RUM ; r_s = 130 s.m^{-1} \quad (V-4)$$

Cette valeur de r_s est à rapprocher de celles citées par MOHAN NAIDU et al. (1983) (330 $s.m^{-1}$) et KHERA & SANDHU (1986) (110 $s.m^{-1}$), cette dernière étant obtenue le lendemain d'une irrigation et en période de forte croissance.

1.2.4. Calage sur les températures de surface mesurées

Nous avons ensuite simulé l'évolution du couvert sur les parcelles 5/1, 5/2, 10/1 et 10/2, avec les valeurs de RFU et de r_s , pour la période du 10 juin au 30 septembre, allant respectivement de 20 à 80% de RUM, et de 10 à 150 s.m^{-1} (105 couples testés).

Les conditions de fonctionnement du modèle avant le 10 juin sont :

- RFU égale à celle calculée au 1.2.3., soit $\text{RFU} = 20\% \text{ RUM}$
- r_s égale à celle calculée au 1.2.2., jusqu'au 9 avril, puis égale à 130 s.m^{-1} (V-4).

Pour chaque parcelle et chaque couple (RFU, r_s), on calcule l'écart entre les températures calculées et mesurées. On cherche ensuite le couple (RFU, r_s) qui minimise l'intervalle de confiance de la médiane des écarts. Le résultat est donné dans le tableau V-2 :

PARCELLE	RFU	r_s
5/1	80	60
5/2	80	60
10/1	80	70
10/2	80	60

Tableau V-2 : Valeurs de RFU et r_s donnant le meilleur ajustement du modèle aux températures de surface mesurées, pour la période du 10 juin au 30 septembre (27 jours de mesure)

La forte valeur de RFU obtenue (80 % de RUM) s'explique très probablement par la présence d'une nappe vers 1,5 à 2,5m, qui a pu être vérifiée, même durant la période d'irrigation, et qui peut être atteinte par les racines durant cette phase où le LAI évolue moins, alors qu'elle n'était pas atteinte durant la première période où $\text{RFU} = 20\% \text{ RUM}$. Les valeurs de r_s sont inférieures à celles auxquelles nous faisons référence au paragraphe 1.2.3. Mais KHERA & SANDHU (1986) n'ont pas réalisé de mesures à une phase phénologique analogue à cette période postérieure au 10 juin, et avaient par ailleurs constaté une baisse de r_s au cours de la croissance de la canne.

La figure V-6 montre la distribution des températures du modèle par rapport aux températures mesurées pour les quatre parcelles expérimentales, avec les valeurs de RFU et de r_s figurant dans le tableau V-2.

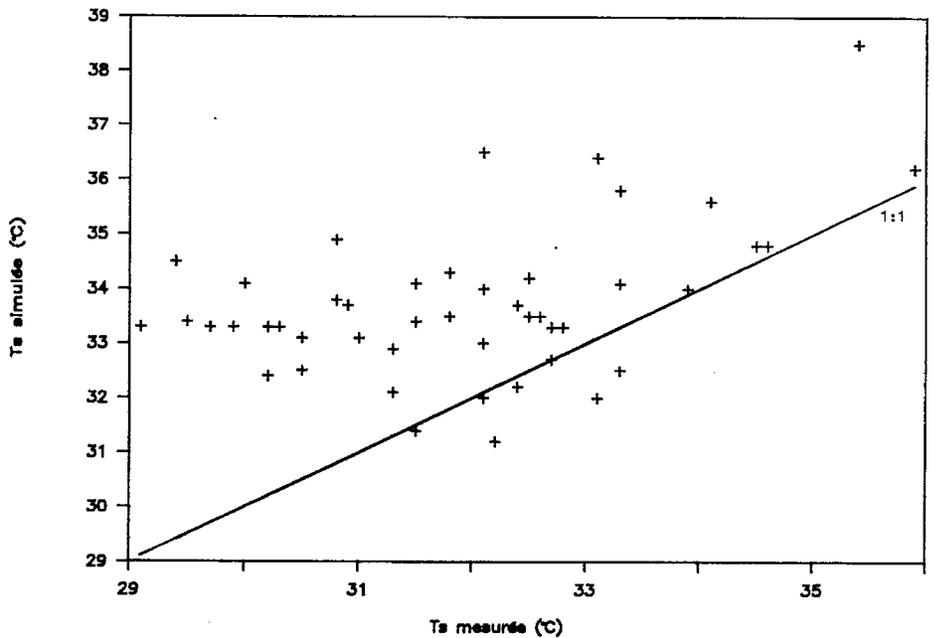


Figure V-6 : Distribution des températures de surface simulées par rapport aux températures mesurées pour les quatre parcelles expérimentales avec les valeurs de RFU et r_s du tableau V-2.

La figure suivante présente l'ajustement des sommes d'ETR simulées aux sommes d'ETR mesurées sur les trois parcelles 5/1, 5/2 et 10/2.

Parcelle 5/1

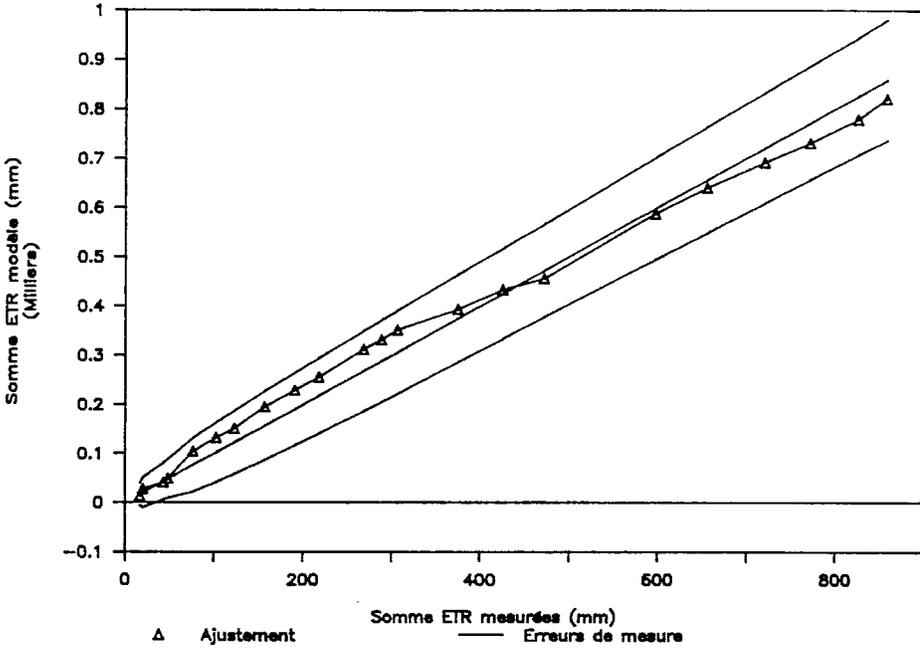
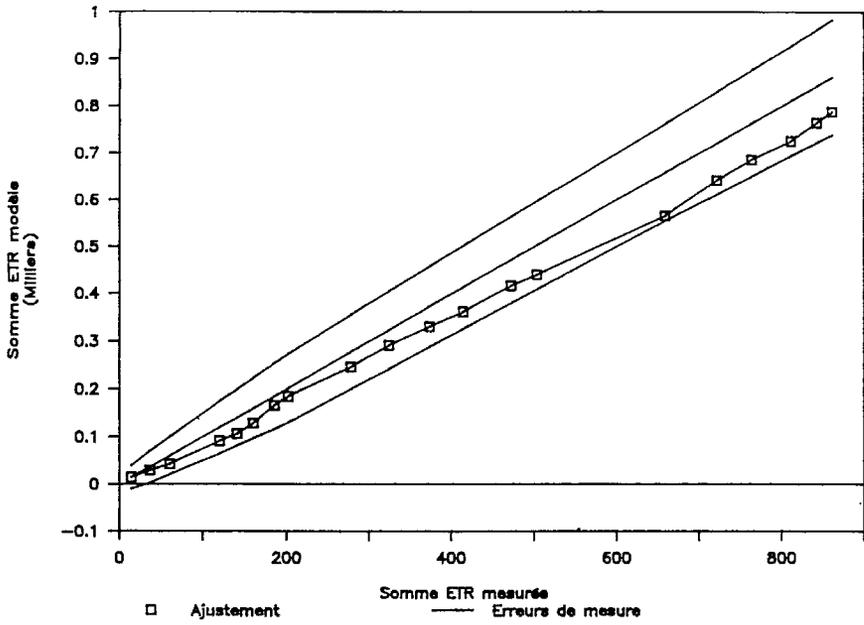
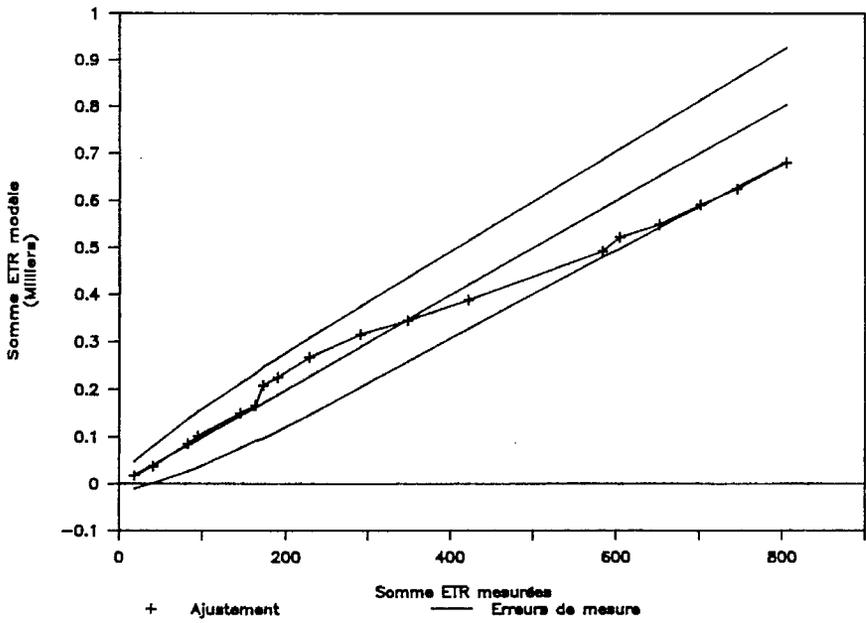


Figure V-7 : Comparaison des sommes d'ETR estimées par le modèle et des sommes d'ETR mesurées sur les parcelles 5/1, 5/2 et 10/2, du 10 avril au 30 septembre. Les courbes externes correspondent à l'erreur moyenne faite sur la mesure, donnée en (III-7).

Parcelle 5/2



Parcelle 10/2



On constate sur la figure V-6 que, malgré le choix d'un couple (RFU, r_s) minimisant les écarts entre le modèle et les mesures de température, l'ajustement des températures simulées reste très moyen. D'une manière générale, les températures simulées sont supérieures aux températures mesurées, et le modèle semble peu sensible, puisque les températures simulées varient moins que les températures mesurées.

D'autre part, il semble certain que, certains jours, les erreurs de mesure s'ajoutent à celles du modèle, et on peut souligner notamment :

- des écarts importants en début de campagne où la canne n'est pas totalement couvrante, et où la mesure peut indiquer une certaine proportion de sol en général plus chaud que la canne (cas de quelques jours seulement) ;
- des écarts en sens inverse vers la fin de la campagne, où les mesures portent moins sur le sommet du couvert et plus sur le coeur du couvert, où la température de surface est plus faible (ce qui semble être le cas de la plupart des points).

L'ajustement des sommes d'ETR est compris dans l'intervalle de confiance des sommes d'ETR mesurées, et est donc très satisfaisant.

La comparaison entre l'ajustement des ETR et celui des températures de surface montre bien que, pour un couvert comme la canne à sucre, très développé, et donc très rugueux, on peut observer de fortes variations d'ETR, sans que la température de surface varie beaucoup. En effet, une forte rugosité entraîne un coefficient d'échange élevé, qui permet au couvert de dépenser ou de gagner de l'énergie par convection (terme H du bilan d'énergie), sans que sa température de surface ne varie.

Il est donc difficile de caler un tel modèle sur un couvert aussi développé; dans la mesure où les erreurs liées au modèle et à la mesure sont du même ordre que les variations observées de température de surface, ce qu'illustre bien la figure V-6.

2 - CALAGE ET VALIDATION DU MODELE SIMPLIFIE

Malgré les imperfections dans le calage du modèle physique, qui semblent donc liées à la nature même du couvert choisi, ce modèle physique permet d'obtenir une relation simplifiée présentée au CHAPITRE II - 3 par régression linéaire (VIDAL et al., 1987). Il permet aussi de calculer pour chaque jour clair et d'analyser la variabilité des paramètres de cette relation, compte tenu de leurs expressions théoriques présentées au CHAPITRE II - 3.1., (II-32) et (II-33).

2.1. Analyse statistique

A partir des résultats des simulations réalisées au 1.2.4., on peut mettre en relation $ETR-R_n$ et $T_s - T_a$ (Cf. CHAPITRE II - 3.1.).

Dans la suite :

- ETR = évapotranspiration réelle cumulée sur 24h (mm)
- R_n = rayonnement net cumulé sur 24 h (mm)
- T_s = température de surface du couvert à 14h30 solaires (heure de passage théorique du satellite) (°C)
- T_a = température de l'air à 2m au-dessus du couvert (°C).

Les couples ($ETR - R_n$, $T_s - T_a$) sont obtenus du 10 avril au 30 septembre 1987, pour les jours clairs, qui sont seuls intéressants dans l'optique d'une utilisation de la relation simplifiée en télédétection. Le choix des jours clairs a été fait en considérant les observations de nébulosité et les mesures d'insolation, et en prenant comme définition de "jour clair", jour où la fraction d'insolation mesurée $\geq 63\%$.

La distribution des couples obtenus est présentée à la figure V-8.

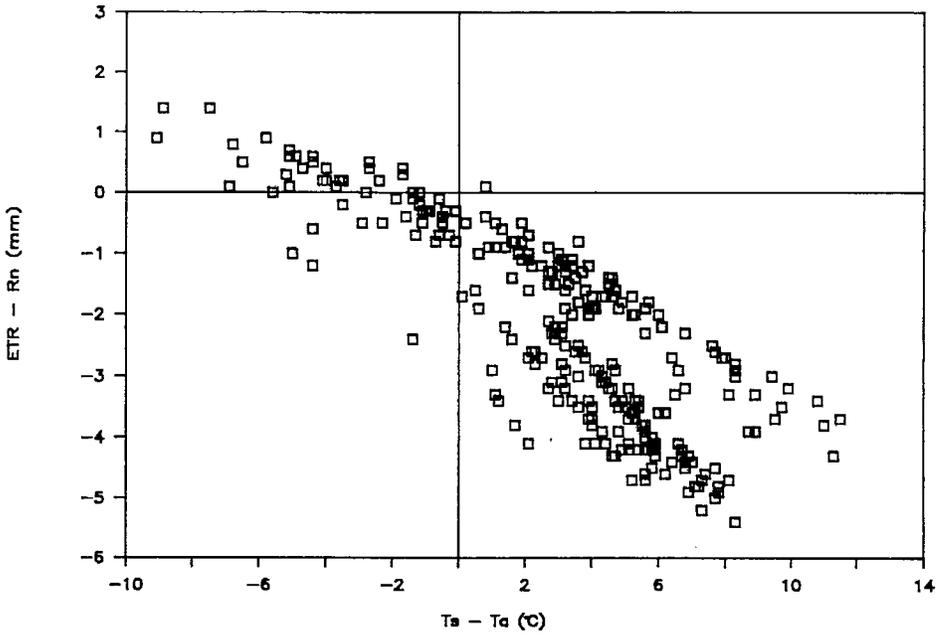


Figure V-8 : Distribution des couples $(ET - R_n, T_s - T_a)$ pour les jours clairs du 10 avril au 30 septembre 1987, sur les 4 parcelles expérimentales.

Cette distribution fait apparaître deux populations distinctes correspondant approximativement aux deux périodes utilisées pour le calage, la première allant du 1er avril au 7 juin, la seconde du 8 juin au 30 septembre.

On peut distinguer ces deux populations en représentant la distribution par période.

Il est alors possible d'établir une relation simplifiée pour chacune de ces périodes : le résultat en est présenté aux figures V-9 et V-10.

Les relations simplifiées obtenues statistiquement, par régression linéaire orthogonale (c'est-à-dire où on minimise l'écart à la droite de régression perpendiculairement à cette droite), sont :

- Pour la période 1 :

$$ETR - R_n = - 1,63 - 0,41 (T_s - T_a) \quad (V-5)$$

- Pour la période 2 :

$$ETR - R_n = - 0,71 - 0,23 (T_s - T_a) \quad (V-6)$$

D'autre part, les paramètres A et B de la relation simplifiée peuvent être calculés chaque jour clair directement par les formules (II-32) et (II-33). On obtient ainsi, en calculant les médianes de A et B, notées \bar{A} et \bar{B} :

- Pour la période 1 :

$$\bar{A} = - 0,42 \text{ (Intervalle de confiance à 90\% = [- 0,38 ; - 0,48])}$$

$$\bar{B} = 0,53 \text{ (Intervalle de confiance à 90\% = [0,53 ; 0,55])} \quad (V-7)$$

- Pour la période 2 :

$$\bar{A} = - 0,38 \text{ (Intervalle de confiance à 90\% = [-0,35 ; - 0,43])}$$

$$\bar{B} = 0,30 \text{ (Intervalle de confiance à 90\% = [0,296 ; 0,305])} \quad (V-8)$$

On obtient ainsi les relations suivantes :

- Pour la période 1 :

$$ETR - R_n = - 0,42 - 0,53 (T_s - T_a) \quad (V-9)$$

- Pour la période 2 :

$$ETR - R_n = - 0,38 - 0,30 (T_s - T_a) \quad (V-10)$$

Les figures V-9 et V-10 représentent les positions des droites représentatives des relations V-5, V-6, V-9 et V-10.

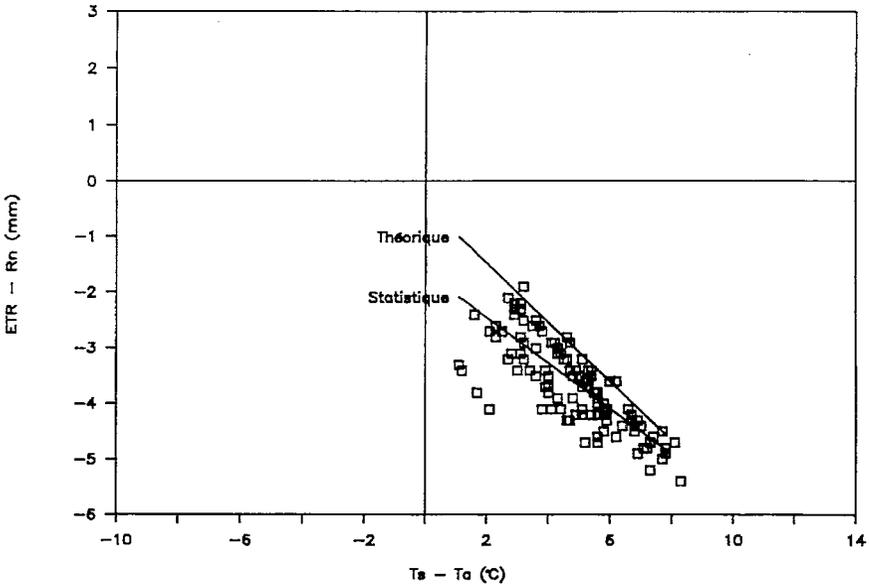


Figure V-9 : Distribution des couples ($ETR - R_n$, $T_s - T_a$) pour les jours clairs du 10 avril au 7 juin 1987 sur les 4 parcelles expérimentales, et relations obtenues par régression linéaire orthogonale (statistique) et par calcul théorique de A et B (théorique).

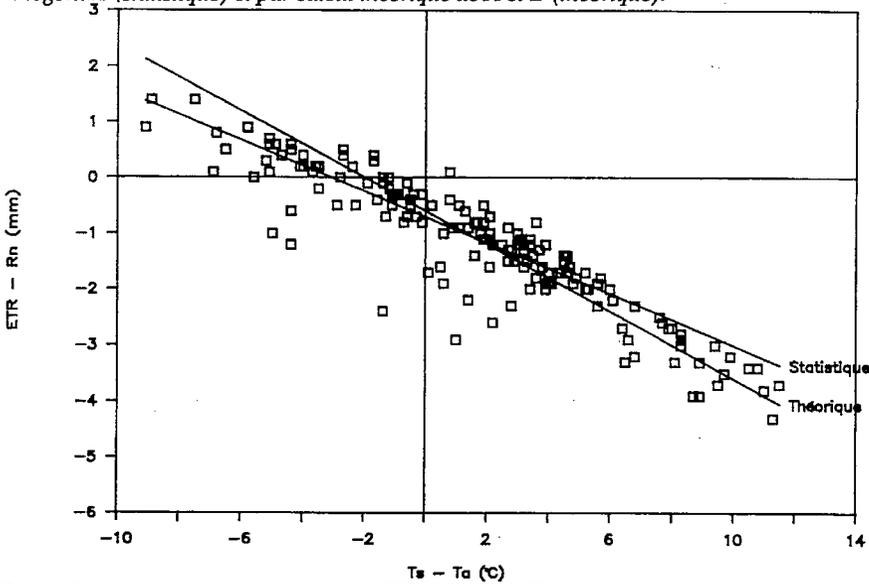


Figure V-10 : Distribution des couples ($ETR - R_n$, $T_s - T_a$) pour les jours clairs du 8 juin au 30 septembre 1987 sur les 4 parcelles expérimentales, et relations obtenues par régression linéaire orthogonale (statistique) et par calcul théorique de A et B (théorique).

Il apparaît, surtout pour la période 1, une différence entre les relations obtenues statistiquement et celles obtenues théoriquement. Cette différence est essentiellement due au non-respect par le modèle, à partir du 10 avril, de la condition du flux nul dans le sol au pas de temps journalier, alors que les expressions théoriques de A et B supposent que ce flux est nul. A titre d'exemple, la figure V-11 représente l'évolution simulée du flux journalier dans le sol G sur la parcelle 5/1.

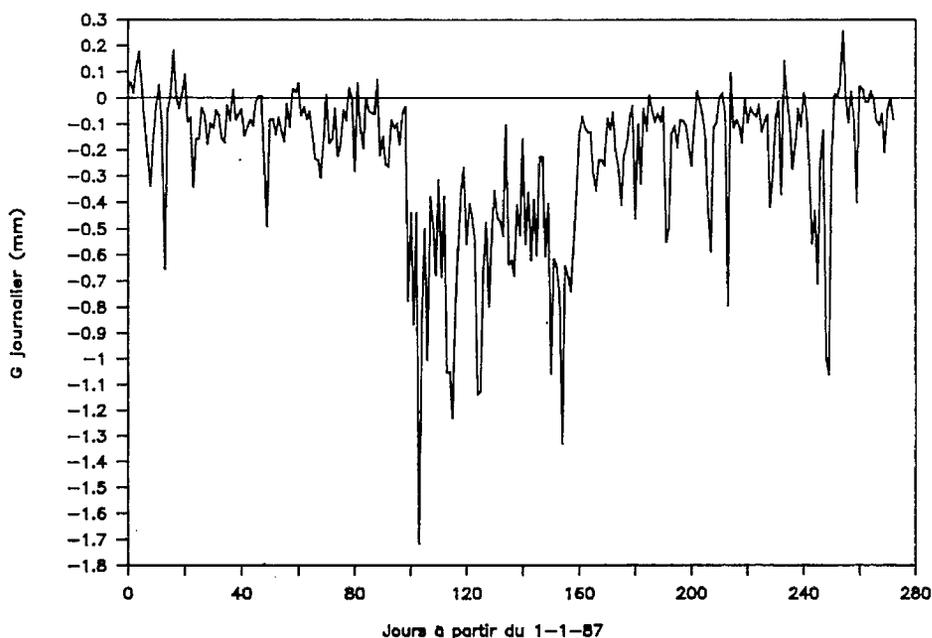


Figure V-11 : Evolution du flux journalier de chaleur dans le sol G, en fonction du temps, sur la parcelle 5/1.

La période du 10 avril au 7 juin apparaît nettement avec des flux négatifs : on atteint là les limites de la méthode utilisée pour le calage du modèle, déjà signalées précédemment. L'ordre de grandeur des flux G estimés par le modèle est celui des écarts entre le A théorique et le A statistique. D'autre part, G étant la résiduelle des erreurs sur les flux, le terme B est également modifié.

Nous allons voir maintenant que l'approche théorique permet d'éclairer ces problèmes.

2.2. APPROCHE THÉORIQUE

Nous allons maintenant considérer uniquement la période postérieure au 8 juin 1987, où l'on peut considérer que le calage sur les 3 variables en sortie (flux dans le sol, r_s et RFU) est correct, et nous allons tenter d'analyser les paramètres A et B obtenus directement par le modèle au pas de temps journalier, compte tenu de leurs expressions théoriques (II-32) et (II-33).

2.2.1. Analyse du terme A

Nous avons vu précédemment que le terme A présentait une grande variabilité, illustrée par la figure V-12.

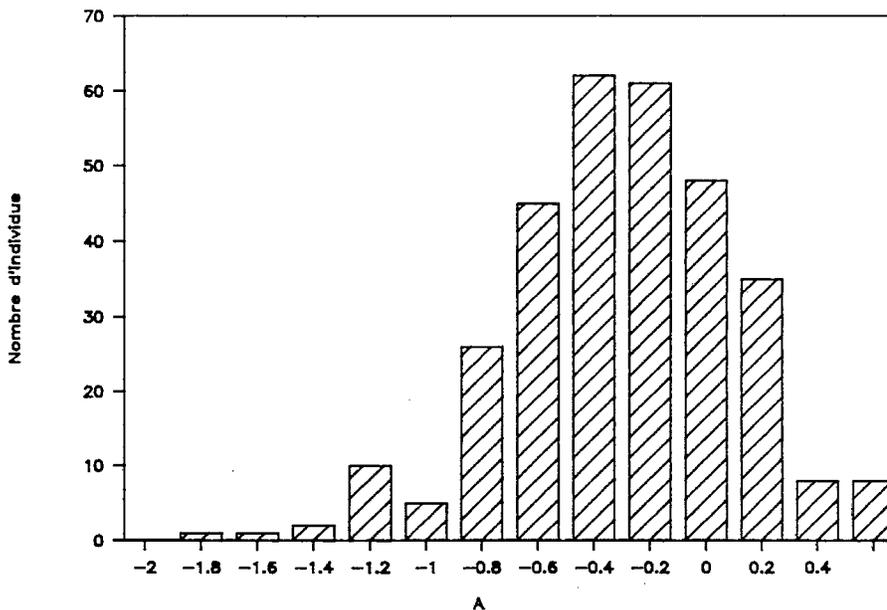


Figure V-12 : Distribution des fréquences des valeurs de A calculées par le modèle (jours clairs du 8 juin au 30 septembre 1987, 4 parcelles expérimentales).

Cette variabilité ne semble pas liée au temps, ni, par conséquent, à l'évolution du couvert dans le temps (figure V-13).

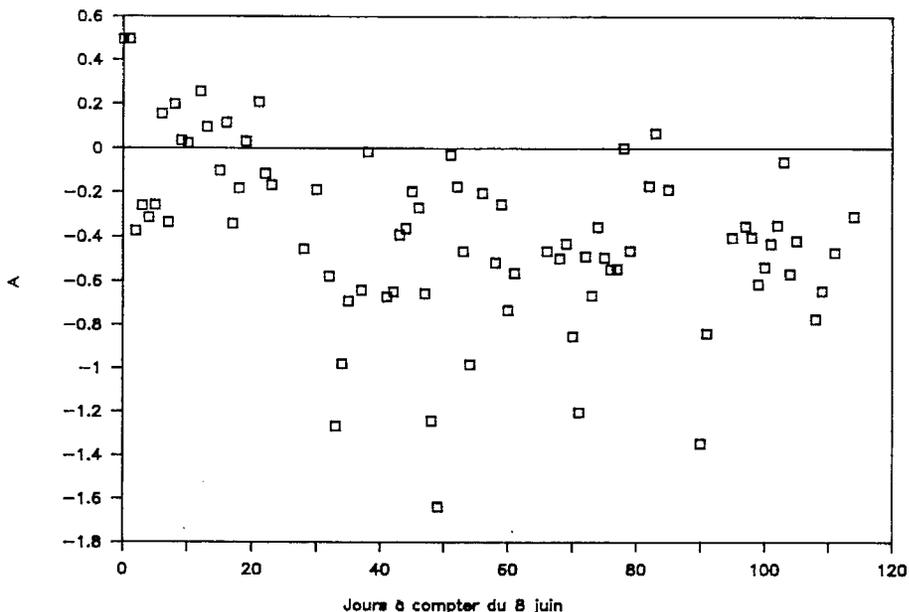


Figure V-13 : Distribution des valeurs de A en fonction du temps sur la parcelle 5/1, jours clairs du 8 juin au 30 septembre 1987.

Compte tenu de l'expression analytique (II-32) de A, la variabilité de A semble plutôt liée aux conditions météorologiques (vent, rayonnement), qui modifient les rapports entre flux convectif et rayonnement. Cela dit, l'estimation journalière de A impliquerait une mesure ou une modélisation relativement précises des flux, incompatible avec les simplifications attendues de l'utilisation d'un tel modèle. Nous nous limiterons donc à admettre que A, qui constitue un terme de passage de la mesure instantanée de $(T_s - T_a)$ à l'estimation d'un cumul journalier $(ETR - R_n)$, présente naturellement, dans nos conditions, une grande variabilité.

Compte tenu de la distribution des valeurs de A, on peut estimer un intervalle de confiance à 90% de la médiane des A et écrire :

$$\bar{A} = -0,38 \pm 0,05 \quad (\text{V-11})$$

2.2.2. Analyse du terme B

La distribution des valeurs B est nettement moins régulière que celle des A (Cf. figure V-14).

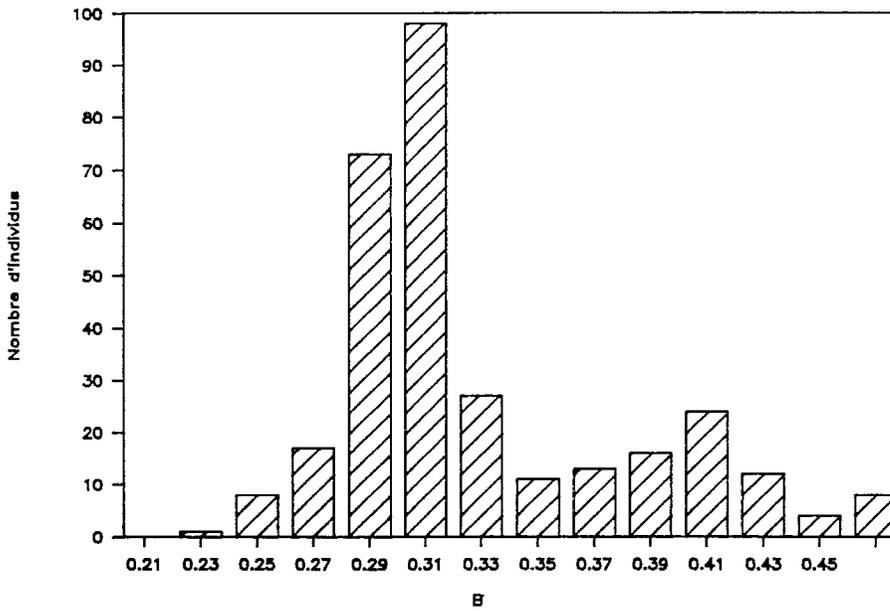


Figure V-14 : Distribution des fréquences des valeurs de B, calculée par le modèle (jours clairs du 8 juin au 30 septembre 1987, 4 parcelles expérimentales).

En revanche, les valeurs de B varient en fonction du temps, ainsi que, plus précisément, de l'évolution du couvert (figure V-15).

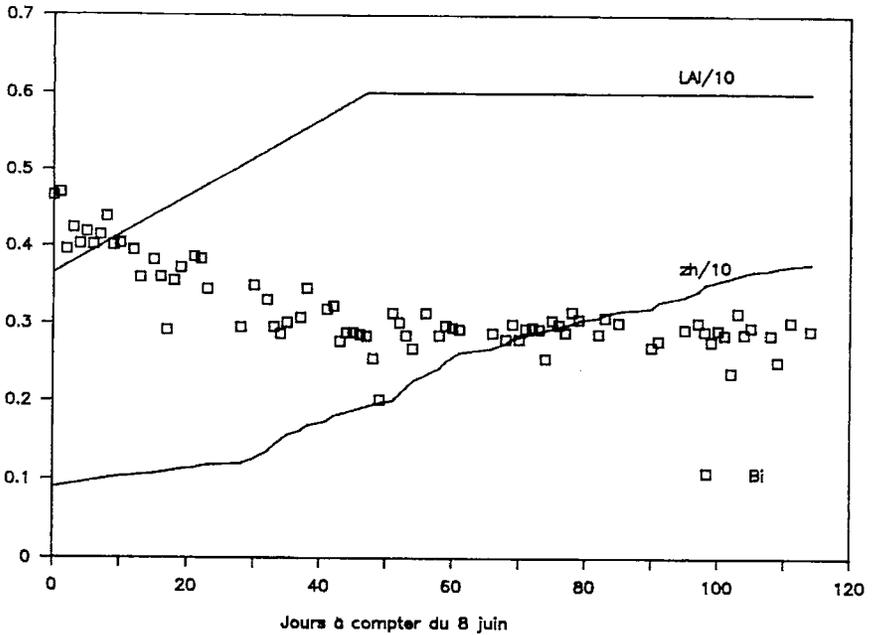


Figure V-15 : Evolution comparée des valeurs de B (jours clairs), de la hauteur du couvert z_h , et du LAI en fonction du temps.

Ce lien qui apparaît entre B et LAI est essentiellement dû au fait que la résistance du couvert r_0 introduite dans l'équation (II-6) est une fonction linéaire du LAI (équation (II-27)).

On constate donc que, lorsque le LAI du couvert n'évolue plus, pour une culture donnée, la valeur de B reste stable dans le temps. On a ainsi, en estimant un intervalle de confiance à 90% de la médiane des B, pour la période où le LAI n'évolue plus (du 26 juillet au 30 septembre) :

$$\bar{B} = 0,30 \pm 0,005 \quad (V-12)$$

D'autre part, il apparaît à l'examen de la figure V-15 que B dépend essentiellement du LAI, et peu de la hauteur du couvert : l'effet de la résistance du couvert est donc plus important que celui de la rugosité, pour une culture à fort développement vertical comme la canne à sucre.

Enfin, la variabilité résiduelle, illustrée par la dispersion des points autour d'une tendance générale, et due essentiellement à la variabilité du vent et du régime convectif, est faible.

2.2.3. Extension de la relation simplifiée à l'ensemble de la période de mesures

En fait, les différences mises en évidence au 2.1. entre les relations statistique et théorique cachent deux phénomènes :

- d'une part, les problèmes de calage du modèle physique entraînent des différences notables, notamment durant la période 1, où le flux de chaleur dans le sol n'est plus nul,
- d'autre part, le terme B de la relation simplifiée évolue dans le temps, comme nous l'avons vu au 2.2.2.

Comme notre objectif dans ce chapitre n'est pas de caler à tout prix le modèle physique, ce calage étant rendu complexe par le nombre de paramètres en jeu, mais de mettre au point et de valider le modèle simplifié, considérons maintenant les termes A et B sur l'ensemble de la période de mesures, qui va du 10 avril au 30 septembre 1987.

Nous pouvons, comme au paragraphe précédent, analyser la distribution de A (Figure V-16) et de B (Figure V-17).

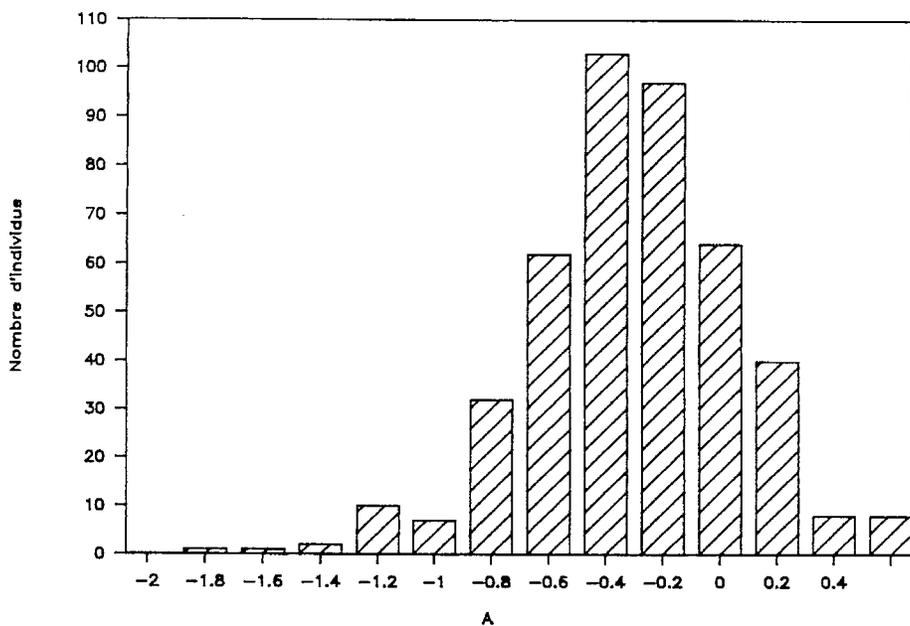


Figure V-16 : Distribution des valeurs des A journaliers calculés par le modèle physique entre le 10 avril et le 30 septembre sur les 4 parcelles expérimentales.

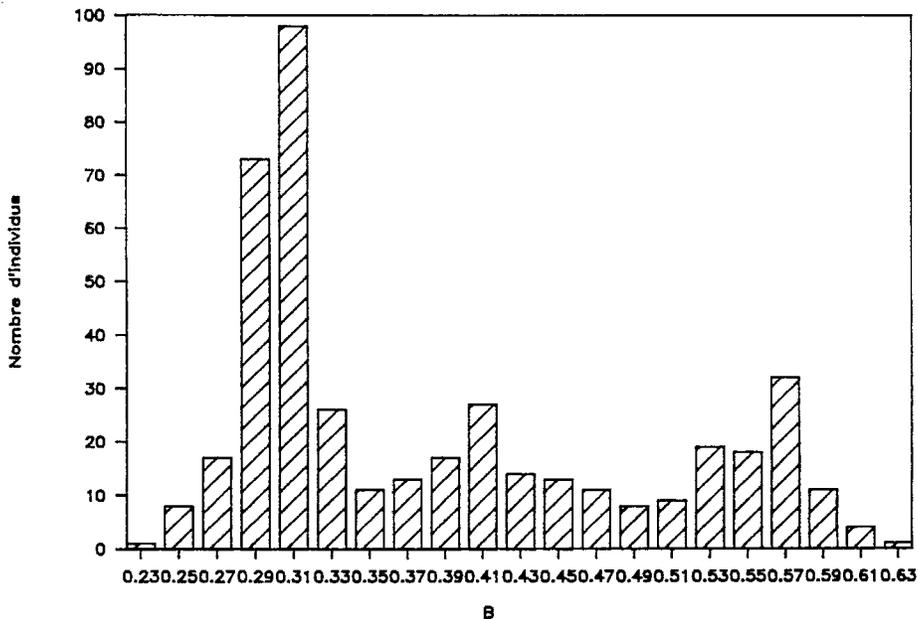


Figure V-17 : Distribution des valeurs des B journaliers calculés par le modèle physique entre le 10 avril et le 30 septembre sur les 4 parcelles expérimentales.

On voit que la distribution des A est très proche de celle présentée pour la période 2 à la figure V-12. Comme nous avons vu qu'il était impossible de relier A à un quelconque facteur du couvert végétal, nous pouvons conclure comme au 2.2.1., que A présente une importante variabilité, et estimer un intervalle de confiance à 90 % de la médiane des A : on peut alors écrire :

$$\bar{A} = -0,40 \pm 0,03 \quad (\text{V-13})$$

En ce qui concerne B, la distribution présente un mode de plus que celle présentée pour la période 2 à la figure V-14. L'évolution de B en fonction du temps, et donc du développement du couvert, sur les quatre parcelles expérimentales, est présentée à la figure V-18 et confirme l'étroite dépendance entre B et le LAI du couvert, en même temps que sa faible variabilité pour une période donnée.

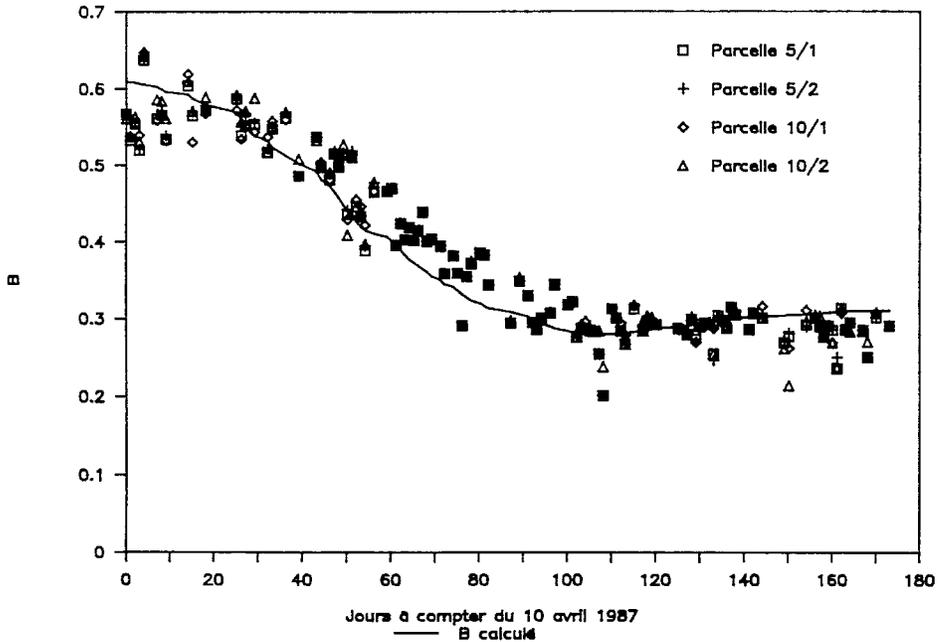


Figure V-18 : Evolution des valeurs des B journaliers, limitée aux jours clairs, pour les 4 parcelles expérimentales. Le trait continu représente l'estimation de B réalisée directement à partir de paramètres météorologiques moyens, et des paramètres du couvert (hauteur et LAI) actualisés.

D'autre part, on peut calculer directement B à partir de l'équation (II-33), à condition de connaître :

- le rapport moyen entre rayonnement net journalier et rayonnement net instantané à 14 heures, qui peut être facilement estimé par modélisation du rayonnement et mesure de la fraction d'insolation (notre cas) ou directement par des mesures de rayonnement net ; ce rapport est égal, pour la période considérée, à 0,014 mm d'évaporation par $W.m^{-2}$;
- la résistance aérodynamique du couvert, calculée à partir des équations (I-36) et (I-37) (convection forcée), de la vitesse moyenne du vent à 2 m au-dessus du couvert et de la rugosité du couvert, calculée à partir de (II-11) ; pour la période considérée, la vitesse moyenne du vent est de $2,7 m.s^{-1}$, et les autres termes sont calculés directement à partir des mesures de terrain ;
- la résistance du couvert, calculée à partir de l'équation (II-27).

Les hauteurs de couvert et LAI introduits sont ceux mesurés sur les parcelles expérimentales et représentés à la figure V-4.

On obtient ainsi B directement (figure V-18), à partir de paramètres météorologiques moyens et des paramètres actualisés du couvert. On peut donc par la suite estimer B pour chaque jour de la période de mesure par :

$$B = B \text{ calculé} \pm 0,05 \quad (\text{V-14})$$

où B calculé est obtenu comme décrit précédemment sans utiliser le modèle physique, et représenté par une courbe à la figure V-18.

2.3. CONCLUSIONS

Le modèle agrométéorologique utilisé, une fois calé sur le gazon, permet donc de reconstituer les paramètres météorologiques horaires à 2 mètres au-dessus de la canne à sucre, et donc d'utiliser à la fois le modèle agrométéorologique et le modèle simplifié sur canne à sucre.

Sur canne à sucre, le modèle agrométéorologique, bien qu'imparfaitement calé, surtout pour la période de forte croissance du LAI, permet d'estimer les paramètres du modèle linéaire simplifié, moins de façon statistique en raison de la variation avec le temps de ces paramètres, que par le calcul des expressions théoriques de ces paramètres (équations (II-32) et (II-33)).

Nous avons enfin montré que ces mêmes paramètres peuvent être estimés de façon plus simple en utilisant l'évolution du LAI et de la hauteur du couvert, et les valeurs moyennes du vent et du rapport entre les rayonnements nets journalier et instantané (à 14 heures).

Compte tenu des erreurs moyennes sur les paramètres de la relation simplifiée et sur les variables d'entrée (rayonnement net journalier, températures de surface et de l'air), l'erreur sur l'ETR calculée ne dépasse pas 1 mm.

3 - CONCLUSION

A partir de la formulation physique du bilan d'énergie d'une surface mince (CHAPITRE I), nous avons mis au point un modèle unicouche de couvert végétal permettant d'adapter cette formulation à un couvert développé, et plus particulièrement la canne à sucre (CHAPITRE II).

Compte tenu de ces formulations, nous avons ensuite adapté le modèle agrométéorologique de CHOISNEL (1977, 1984) aux conditions climatiques de la plaine du Gharb, et à un couvert développé. Nous avons également établi les bases théoriques d'un modèle simplifié décrit par l'équation (II-1).

Nous avons ensuite calé ces deux modèles sur les mesures de températures de surface et de bilan hydrique réalisées dans le Gharb sur la canne à sucre, durant la campagne d'irrigation 1987. Le calage du modèle agrométéorologique pose de nombreuses difficultés liées au caractère dynamique des paramètres de calage utilisés, et aux faibles variations de la température de surface d'un couvert développé et rugueux comme la canne à sucre. Ainsi, ce calage n'a pu être réalisé parfaitement.

Notre objectif étant essentiellement d'établir un modèle simplifié, il est apparu que le modèle agrométéorologique, bien qu'imparfaitement calé, permettait de calculer les paramètres du modèle simplifié, et de valider ce modèle. En effet, les paramètres de cette relation simplifiée ont pu être obtenus de façon pratiquement indépendante, et sont très proches de ceux calculés par le modèle agrométéorologique.

Enfin, dans une optique opérationnelle, nous avons montré que les paramètres du modèle simplifié pouvaient être estimés de façon simple, et avec une précision suffisante, de sorte qu'il est possible de passer d'une température de surface estimée par télédétection vers 14 heures (cf. CHAPITRE III) à une évapotranspiration journalière, sur laquelle l'erreur ne dépasse pas 1 mm.

CHAPITRE VI

APPLICATION AU CONTROLE DE

L'IRRIGATION



Afin de donner tout son sens à ce travail de recherche, nous avons réfléchi avec les gestionnaires de l'ORMVAG (Office Régional de Mise en Valeur Agricole du Gharb, Kenitra, Maroc), et particulièrement le Service de Gestion des Réseaux d'Irrigation et de Drainage, à l'utilisation opérationnelle qui pouvait être faite de cartes d'évapotranspiration réalisées à partir des données satellitaires.

Nous avons ainsi examiné tout d'abord si la relation simplifiée (II-1) pouvait être utilisée, dans quelles conditions, et avec quelles données de terrain.

Nous nous sommes ensuite intéressés à l'utilisation de cartes d'évapotranspiration et de cartes dérivées, dans une optique de contrôle a posteriori de la gestion de l'irrigation de la canne à sucre dans le périmètre, en tenant compte notamment des délais de mise à disposition de telles cartes pour le gestionnaire, et des contraintes de gestion propres à ce périmètre.

Ces réflexions nous ont conduit à définir une méthodologie de contrôle de l'irrigation utilisant les données du satellite NOAA (VIDAL & BAQRI, 1988 ; VIDAL & PERRIER, 1989, B), que nous présentons dans cette partie.

Après une description des données utilisées pour obtenir les cartes d'évapotranspiration, nous présenterons le traitement appliqué aux données satellitaires du satellite NOAA AVHRR.

Nous présenterons ensuite la méthodologie de contrôle mise au point, ainsi qu'un exemple de mise en oeuvre à partir de 5 images NOAA de l'été 1987, acquises durant la campagne de mesures décrite dans les PREMIER et DEUXIEME CHAPITRES.

Note : Les figures en couleur de ce chapitre sont regroupées à la fin du chapitre.

1 - DONNEES UTILISEES

La réalisation de cartes d'évapotranspiration nécessite l'utilisation, d'une part, de données agroclimatiques permettant le calcul des paramètres de la relation simplifiée (II-1) et l'estimation de l'évapotranspiration à partir de cette relation, d'autre part, de données satellitaires en température de surface corrigée des effets de l'atmosphère et de l'émissivité.

En outre, l'évapotranspiration réelle ETR correspond à la consommation en eau réelle du couvert végétal, et peut être utilisée :

- seule, afin d'estimer le bilan hydrique de la culture ;
- mais surtout en tant qu'indicateur de stress et de satisfaction des besoins en eau du couvert : on la rapporte alors à l'évapotranspiration maximale, ou ETM, du couvert.

Dans le cas du périmètre du Gharb, il est surtout important de connaître, le plus rapidement après une irrigation, si cette irrigation a permis ou non de satisfaire les besoins en eau : il est donc nécessaire d'estimer l'ETM de la canne à sucre afin d'y rapporter l'ETR estimée par télédétection.

1.1. DONNEES DE TERRAIN

1.1.1. Données agroclimatiques

1.1.1.1. Données permettant le calcul des paramètres du modèle simplifié

Nous avons vu dans le CHAPITRE V - 2.2.3., que, si l'estimation du terme constant A posait quelques problèmes dont nous avons discuté, le terme B de la relation simplifiée (II-1) pouvait être estimé sans avoir recours à un modèle complexe. Il suffit en effet de disposer des données suivantes :

- LAI et hauteur du couvert, mesurables sur des parcelles de référence dans le périmètre ;
- valeurs moyennes du vent diurne, en général disponibles, en particulier dans notre cas où une station météorologique est implantée au centre de la zone de canne à sucre ;

- valeurs moyennes du rapport rayonnement net journalier / rayonnement net instantané à 14 heures, que nous avons calculées à partir du modèle physique utilisé, mais qui peuvent être estimées directement si des mesures de rayonnement net sont réalisées, ce qui sera le cas dans le Gharb à partir de 1990.

Nous disposons donc en 1987 des données permettant de calculer chaque jour les paramètres de la relation simplifiée.

1.1.1.2. Données d'entrée du modèle simplifié

Une fois connus les paramètres du modèle simplifié, les deux données d'entrée du modèle peuvent être facilement estimées :

- le rayonnement net peut être calculé à partir de la fraction d'insolation en appliquant les formulations du modèle physique que nous avons utilisé, ou mieux, estimé directement ;
- la température de l'air à 2 m au-dessus du couvert peut être soit estimée par reconstitution du profil de température, comme dans notre modèle, soit directement mesurée au-dessus d'un couvert bien irrigué de canne à sucre (parcelle de référence) : le seul problème concret est le risque de détérioration ou de disparition du thermocouple au milieu d'une parcelle.

1.1.2. Estimation de l'évapotranspiration maximale ETM

L'ETM est en général estimée à partir de l'évapotranspiration potentielle ETP (définie au CHAPITRE I - 2.4.), calculée à partir d'une formule connue (par exemple PENMAN, 1948), et d'un coefficient cultural défini par le rapport ETM/ETP. La principale limite de cette estimation est sa faible précision (PEYREMORTE & ROSSET, 1977).

Aussi avons-nous préféré mesurer l'ETM directement en mesurant l'ETR d'une ou plusieurs parcelles de référence de canne à sucre, bien irriguées et sans autre facteur cultural limitant, et représentatives de la zone analysée. En pratique, le Centre Technique de la Canne à Sucre de l'ORMVAG, où nous avons effectué la campagne de mesures de terrain, possède plusieurs parcelles de ce type.

On mesure alors la température de surface de la canne à sucre sur ces parcelles, et on calcule l'évapotranspiration réelle ETR, qui est donc supposée maximale (ETM) en utilisant la relation simplifiée et les données décrites dans le présent chapitre au 1.1.1.

Il est important de noter que cette démarche atténue légèrement les erreurs introduites par le modèle simplifié, puisqu'on compare deux évapotranspirations obtenues par la même formule le même jour.

1.2. DONNEES SATELLITAIRES

Nous rappelons simplement ici pour mémoire que les données brutes des canaux infra-rouge thermique de NOAA AVHRR doivent être corrigées des effets de l'atmosphère et de l'émissivité du couvert, ce qui fait l'objet de la PREMIERE PARTIE.

Dans ce travail, nous utiliserons les images NOAA décrites au Tableau IV-1.

2 - TRAITEMENT DES DONNEES

2.1. CARTOGRAPHIE DE LA TEMPERATURE DE SURFACE

Les images brutes sont tout d'abord corrigées géométriquement pour être superposables entre elles et à une carte du périmètre au 1/500 000 en projection Lambert Nord Maroc.

Elles sont ensuite corrigées des effets de l'atmosphère (en 1987, en raison du passage très tardif du satellite NOAA, évoqué au CHAPITRE I - 1.2.3.1., on utilise l'équation (IV-1), obtenue en utilisant des mesures de température de surface au sol, qui permet d'obtenir la température de surface maximale) et de l'émissivité du couvert (cf. CHAPITRE IV).

On effectue ensuite un zonage afin de limiter la cartographie à la zone du périmètre où la canne à sucre est dominante (plus de 50 % de l'occupation du sol). Ce zonage, effectué à partir des cartes d'assolement de l'ORMVAG, peut également être réalisé à partir d'une classification supervisée d'une image SPOT multispectrale d'hiver, où la canne à sucre peut être facilement distinguée des autres couverts (BAQRI, 1989).

On peut ainsi appliquer valablement les corrections d'émissivité qui ne concernent que la canne à sucre.

La température de surface est ensuite codée par quart de degré Celsius afin de couvrir, sans perte de dynamique de l'image, une plage de variation assez large (64°C). Un exemple de résultat obtenu est donné par la figure VI-1 pour la date du 16 juin 1987. (Voir en fin de chapitre).

2.2. CARTOGRAPHIE DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE ETR

Le principe de la cartographie de l'ETR est la transformation de la carte des températures de surface, en utilisant le modèle simplifié.

Le zonage réalisé au paragraphe précédent présente ici un intérêt certain, puisque nous ne pouvons supposer que les paramètres du modèle simplifié s'appliquent effectivement que si la canne à sucre représente une forte proportion de l'occupation du sol par rapport aux autres cultures. Nous ferons donc l'hypothèse, sur les zones retenues, et où la canne représente plus de 50 % de l'occupation du sol, que la canne est seule présente, hypothèse que nous discuterons ensuite.

Sur un plan théorique, il est intéressant de constater, notamment en utilisant les données infra-rouge thermique de Landsat TM (BAQRI, 1989), que la canne à sucre partage l'occupation du sol avec d'autres cultures irriguées (coton, agrumes, maïs, etc..) qui sont à des températures de surface voisines (écarts de l'ordre de 3°C), avec le riz, qui présente une température plus faible (5 à 10 °C de moins), et surtout avec les chaumes de céréales qui présentent une température nettement plus élevée (10 à 15 °C de plus).

En première approximation, si la luminance mesurée par le capteur suit la loi de Stefan-Boltzmann (formule (I-3)), la luminance mesurée par le capteur d'un pixel composé de plusieurs couverts à des températures T_{si} est du type :

$$L(\text{Pixel}) = k \sigma [T_{CN}(\text{pixel})]^4 = k \sum (P_i \epsilon_i \sigma T_{si}^4) \quad (\text{VI-1})$$

où : k = constante,

P_i = proportion d'occupation du sol dans le pixel par le couvert i ,

T_{CN} = température de corps noir du pixel,

les autres termes ont été définis au CHAPITRE I.

Dans le cas du Gharb, comme les températures de surface des couverts tels que le riz ou les chaumes de céréales peuvent être estimées par télédétection en dehors de la zone à dominante de canne à sucre, car ils couvrent là de grandes zones homogènes, et que les autres cultures irriguées ont une température de surface proche de celle de la canne à sucre, comme l'a montré BAQRI (1989) à partir d'imagerie Landsat Thematic Mapper dans l'infra-rouge thermique, il semble possible d'estimer la température de surface de la canne à sucre, même quand elle n'est pas dominante.

Cela dit, la formule (VI-1) n'est qu'approximative et nécessite des approfondissements.

D'autre part, si l'on peut supposer que le rayonnement net d'une journée claire est le même sur toute la zone de canne à sucre, il n'en est pas de même, en toute rigueur, pour la température de l'air. Celle-ci peut être reconstituée par interpolation des températures de l'air mesurées en différents points de la zone.

En pratique, nous ne disposons d'une reconstitution de la température de l'air à 2 m qu'en un seul point de la zone où sont situées les parcelles de référence (Centre Technique de la Canne à Sucre). D'autre part, la station météorologique de ce Centre semble nettement plus fiable que les autres stations de la zone (certaines sont situées à proximité d'eucalyptus hauts de 10 m). Les tentatives d'interpolation que nous avons tenté de réaliser à partir de ces stations a d'ailleurs fait apparaître des anomalies qui ne permettent pas une réelle cartographie des champs de température. Enfin, l'humidité atmosphérique élevée qui règne en général sur la plaine du Gharb, et en particulier sur la zone de canne à sucre, atténue notablement les écarts éventuels de température de l'air.

Nous supposerons donc en première approximation que la température de l'air est constante sur la zone considérée.

Compte tenu de ces approximations, nous pouvons alors réaliser une carte des ETR sur la zone de canne à sucre, codée en dixièmes de millimètre d'eau. Un exemple de carte ainsi obtenue est donné par la figure VI-2 pour la date du 16 juin 1987 (Voir en fin de chapitre).

Nous avons ainsi réalisé des cartes d'ETR pour les 5 dates de l'été 1987 où nous avons pu obtenir des images. Ces images, présentées au tableau I-2, ont été transformées en cartes d'ETR en utilisant les valeurs de paramètres et de variables d'entrée présentées dans le tableau VI-1 :

DATE	RELATION SIMPLIFIEE		R_n (mm)	T_a (°C) (à $z_h + 2$)	ETM (mm) (Référence)
	A	B			
16-06-87	-0,40	0,36	7,7	33,5	5,6
19-06-87	-0,40	0,35	8,0	29,3	7,1
25-06-87	-0,40	0,33	8,6	36,4	8,4
27-07-87	-0,40	0,28	8,8	49,2	10,4
05-08-87	-0,40	0,29	7,5	32,2	6,1

Tableau VI-1 : Paramètres et variables d'entrée de la relation simplifiée, et ETM estimée sur parcelles de référence à partir de la relation simplifiée, pour les dates d'obtention d'images NOAA en 1987 (R_n = Rayonnement net ; T_a = température de l'air à 2m au-dessus du couvert).

Nous allons voir maintenant comment ces cartes d'ETR peuvent être utilisées de manière opérationnelle.

3 - CONTROLE DE L'IRRIGATION

Compte tenu des résultats obtenus précédemment, il est possible d'imaginer à moyen terme la mise en place d'un système de déclenchement et de contrôle des irrigations, utilisant les données satellitaires, sur tout le périmètre, et des mesures de contrôle sur des sites de référence.

Après un rappel des contraintes pesant sur l'élaboration et le fonctionnement d'un tel système, nous présenterons le **principe** de ce système, et un exemple de mise en oeuvre à partir des cinq images décrites précédemment.

3.1. CONTRAINTES

Rappelons tout d'abord les contraintes liées à l'**utilisation des données satellitaires** :

- résolution spatiale : le AVHRR de NOAA étant relatif à des pixels de 1,2 km², toute information à l'échelle de la parcelle implique donc l'utilisation complémentaire de Landsat et Spot pour le suivi des anomalies localisées en cours de campagne ;
- délai d'obtention des données, égal à une à deux semaines à l'heure actuelle, quel que soit le satellite.

D'autre part, la structure du périmètre et la conduite actuelle des **irrigations** créent d'autres contraintes :

- au niveau du **secteur** (3 000 ha) : la taille des stations de pompage alimentant le périmètre implique le déclenchement des irrigations à une date moyenne pour chaque secteur, date liée actuellement à la demande des agriculteurs, ce qui ne permet pas forcément une utilisation optimale des renseignements fournis par télédétection sur le bilan hydrique ; néanmoins, l'échelle du secteur est sans conteste celle convenant le mieux à l'utilisation des données NOAA ;
- au niveau du **bloc** (30 à 36 ha) et de la **sole** (5 ha en gravitaire, 12 en aspersion) : la contrainte du **tour d'eau**, qui existe ici en gravitaire et en aspersion, rend difficile l'adaptation à la demande de la végétation : le dimensionnement des ouvrages ne permet ni d'augmenter la fréquence des arrosages et donc de raccourcir le tour d'eau, ni augmenter le débit en tête de parcelle ; la dose peut

être augmentée en allongeant la durée d'arrosage, mais dans la limite de possibilités de stockage de l'eau dans le sol.

En fait, ces contraintes jouent peu actuellement, et restent **théoriques** ; elles s'appliqueront quand le périmètre aura atteint un "régime de croisière", les sécheresses des dernières années ayant considérablement retardé la mise en place des cultures irriguées et des assolements associés. Ce retard et le manque de technicité des agriculteurs créent en fait indirectement ou directement une autre contrainte encore plus importante : l'**hétérogénéité** à l'intérieur des parcelles et entre les parcelles :

- l'hétérogénéité constatée à l'intérieur des parcelles, et qui constitue un facteur important de déficit hydrique localisé, semble due à des causes indépendantes d'un apport d'eau satisfaisant en temps et en quantité : dégradation du nivellement, prises d'eau par brèches - donc à faible débit - dans les canaux quaternaires, hétérogénéité entre les asperseurs, irrégularité du semis ou des autres traitements ;
- l'hétérogénéité entre les parcelles, au sein d'une même sole, est due au non respect par les agriculteurs de l'assolement défini lors des aménagements : il en résulte que les soles de 5 ha ne sont plus homogènes, et que leur composition varie au gré des intérêts économiques du moment et selon les agriculteurs qui se partagent ces soles ; il y a en fait beaucoup de soles qui sont hétérogènes.

A ce stade de l'étude, il nous semble que la complexité du système d'irrigation, liée essentiellement au non respect de l'assolement, rend disproportionnée l'estimation précise à la parcelle de l'ETR de la culture par télédétection, la mise en oeuvre d'un système de contrôle à la parcelle semblant utopique dans ce cadre.

Un tel système semble en revanche concevable dans une structure qui respecte les assolements et les blocs prévus par l'aménageur, mais les contraintes liées à l'irrigation (rigidité du tour d'eau) seront alors plus fortes qu'actuellement, où toutes les surfaces ne sont pas irriguées (et où le tour d'eau est donc plus facilement modifiable).

3.2. CONSEQUENCES METHODOLOGIQUES

Face à ces contraintes, la solution actuellement envisagée est de travailler sur des **ensembles dominés par une culture** (canne à sucre, céréales), où **l'assolement est respecté**, et sur lesquels on reliera la température de surface radiative du pixel à une ETR pixel, grâce à la relation (II-1), en négligeant la variabilité au sein du pixel.

Ce choix repose sur l'hypothèse que, dans de tels ensembles, il existe un "stress global" lié à une mauvaise utilisation de l'eau à la parcelle, à une mauvaise organisation des irrigations, et aux faibles efficacités de certaines parties du réseau. Ce dernier point concerne surtout les **canaux secondaires** qui desservent une surface irriguée de 500 à 1000 ha, ce qui représente 5 à 10 pixels NOAA : ceci conforte donc notre hypothèse.

L'apport de la télédétection à l'amélioration de la gestion de l'irrigation ne portera donc pas dans un premier temps sur la parcelle, mais plutôt sur les zones du périmètre les plus défavorisées. Des mesures simplifiées au sol ou des contrôles a posteriori (en fin de campagne par exemple) à partir de données satellitaires à haute résolution, pourront permettre d'atteindre ensuite l'échelle de la parcelle.

Enfin, un suivi plus précis peut être envisagé à long terme, puisqu'on peut espérer que des capteurs thermiques de meilleure résolution seront mis en service dans les années à venir.

3.3. METHODE PROPOSEE

A partir des contraintes du 3.1. et des hypothèses du 3.2., nous proposons ici une **méthode de contrôle a posteriori du déclenchement et du suivi des irrigations**.

Pour plus de clarté, nous exposons ici le principe de la méthode appliquée à une **parcelle homogène** dont toute la surface est irriguée simultanément (cas théorique d'une sole, par exemple). Le **déclenchement et le pilotage** en temps réel se font à partir d'une **parcelle de référence** représentative des conditions agropédoclimatiques de la parcelle concernée, qui permet de connaître l'ETM de la culture. Le principe du contrôle par télédétection est ensuite le même pour le déclenchement et pour le suivi.

Le lien entre le rapport ETR/ETM et la réserve en eau du sol R est exactement le même que celui entre le paramètre de rétention e et R, qui a été décrit dans la DEUXIEME PARTIE (cf. figure II-5).

On suppose que la culture est irriguée à la date I, après avoir été observée par télédétection au jour $J \leq I$, l'ETR au jour J n'étant ensuite connue qu'au jour $J + 7$ par exemple. On suppose également que cette culture est défavorisée par rapport à la parcelle de référence, ce qui se traduit, à la date J, par :

$$R(J) \leq RM \quad \text{et} \quad ETR(J) \leq ETM$$

L'obtention d'ETR par télédétection nous permet alors de connaître le déficit D(J) de la culture observée par rapport à RM :

$$D(J) = RM - R(J) = (1 - ETR/ETM) (RM - Rm) \quad \text{(VI-2)}$$

Si on connaît le niveau escompté de la réserve en eau, on en déduit D'(J), qui traduit le déficit, non par rapport à RM, mais par rapport à l'état escompté de la réserve :

$$D'(J) = R(J) \text{ escompté} - R(J) \text{ réel} \quad \text{(VI-3)}$$

Au jour $J + 7$ (cf. Figure VI-3), on connaîtra donc D'(J), l'idéal étant de connaître D(I) qui traduit le déficit au moment de l'irrigation : on cherchera donc à obtenir une image la plus proche possible de I. Sinon, on modifiera D'(J) pour obtenir D(I) en modélisant la consommation en eau de la culture entre J et I. Il faudra ensuite majorer éventuellement D(I) d'une quantité nécessaire à la disparition des fentes de retrait, les sols du Gharb ayant une **tendance vertique** marquée.

Connaissant D(I), la culture recevant le jour I une dose égale à $RFU = RX - RM$, il manque à la culture une quantité d'eau D(I) pour atteindre la prochaine irrigation avec $R = RM$. Cela suppose que le déficit D(I) se reporte effectivement lors de l'irrigation.

Il y a alors deux solutions pour combler ce déficit à la prochaine irrigation :

- appliquer la dose habituelle et avancer la date de l'irrigation suivante (Fig. VI-3, **solution 1**), qu'on peut connaître avec précision, puisqu'elle correspond à $R = RM$, et qu'on connaît $ETR = ETM$ de la culture par la parcelle de référence ; c'est la meilleure solution du point de vue de la plante, mais elle est difficile à mettre en oeuvre en raison du tour d'eau ;
- attendre la date prévue d'irrigation, mais augmenter la dose de D(I) (Fig. VI-3, **solution 2**) ; cette solution est moins bonne du point de vue de la plante qui sera stressée durant le temps où $R \leq RM$, mais plus facile à mettre en oeuvre, puisqu'elle ne modifie pas le tour d'eau - à condition de pouvoir augmenter la durée d'arrosage.

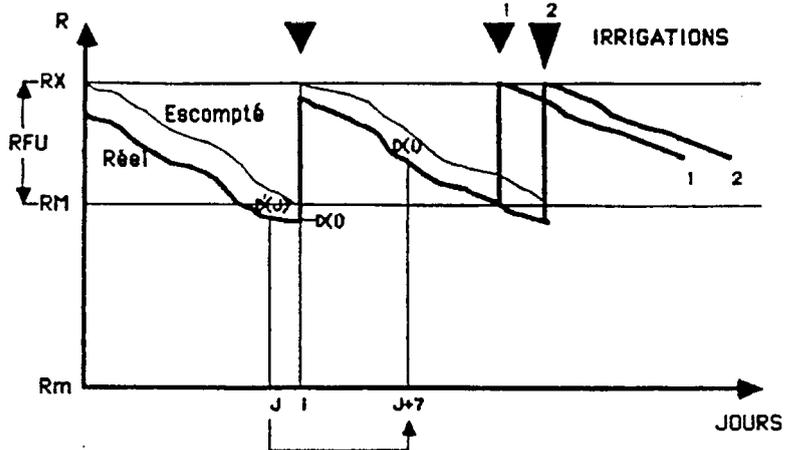


Figure VI-3 : Evolution de la réserve en eau du sol R dans le temps (cf. notations de la figure II-5). La télédétection donne le jour $J + 7$ le déficit $D(J) = RM - R(J)$, dont on déduit $D'(J)$, puis le déficit $D(I)$. Ce déficit traduit alors l'écart entre l'état réel de la réserve R (en continu) et l'état escompté (en pointillé). Il peut être comblé par une irrigation plus précoce avec la dose habituelle (1) ou à la date prévue, mais avec une dose plus importante (2).

3.4. MISE EN OEUVRE A PARTIR DES DONNEES SATELLITAIRES

Compte tenu de la disponibilité assez réduite en images sur l'année 1987, nous avons préféré, plutôt qu'un suivi très précis du rapport ETR/ETM sur l'ensemble de la zone de canne à sucre, montrer le type de produits qu'il était possible d'élaborer à partir de la méthodologie décrite précédemment, à partir des 5 images NOAA disponibles.

Compte tenu des cartes d'ETR réalisées au 2.2. et de l'évapotranspiration maximale ETM présentée au tableau VI-1 pour chaque journée, nous avons réalisé, sur la zone de canne à sucre, des cartes du rapport ETR/ETM, présentées aux figures VI-4 à VI-8 en fin de chapitre.

Ces cartes mettent en évidence les zones proches de l'ETM, ainsi que les plus fortement touchées : on peut ainsi analyser la situation pour chacune des dates disponibles. Nous avons reporté sur ces cartes les limites de 9 secteurs hydrauliques, de façon à pouvoir mieux interpréter la localisation des zones stressées ou non.

Il est important de noter d'ores et déjà que ces 9 secteurs ont été aménagés à des dates différentes, et que certains sont plus vétustes que d'autres :

- les secteurs C1, C2 et C3 datent de 1980,
- les secteurs S1, S3 et S5 datent de 1977,
- les secteurs S11, S13 et S17 datent de 1974.

16 juin 1987 :

A part quelques pixels où ETR/ETM est plus faible (secteurs S1 et C3), les secteurs les plus récents présentent un bon niveau d'évapotranspiration, si l'on tient compte du fait que 10 à 30 % de la surface est occupée par des chaumes de céréales dont l'évaporation est faible à nulle.

En revanche, les 3 secteurs les plus anciens, posent de sérieux problèmes, surtout le S17, dont la vétusté du réseau est bien connue par les gestionnaires sans que des mesures soient prises pour y remédier, et dont l'efficacité de l'irrigation doit être inférieure à 50 %.

19 juin 1987 :

La situation est stationnaire dans la plupart des secteurs, avec une amélioration dans les secteurs S11 et S17.

Par comparaison avec la carte du 16 juin, on peut penser à un déclenchement progressif des irrigations dans ce secteur, où les agriculteurs ont une tendance marquée à économiser l'eau d'irrigation de la canne à sucre, de façon à réduire les coûts de production d'une culture qui leur est imposée, et qui représente pour eux un faible rapport.

25 juin 1987 :

La situation est très comparable à la précédente.

27 juillet 1987 :

Un mois plus tard, on constate une amélioration générale de la situation, surtout dans les secteurs S11, S13 et S17, ce qui semble confirmer notre analyse de la carte du 19 juin.

Mais surtout, pour cette journée où la demande évaporative est très forte (19 % d'humidité atmosphérique, température de l'air 44°C, dues au Chergui, vent chaud et sec venant de l'est et soufflant ce jour-là à 2,5 m/s), la végétation réagit très bien à la demande, l'ETM dépassant 10 mm pour la journée. Cela peut s'expliquer par le fait que

la canne est globalement bien alimentée en eau, mais aussi qu'en cette période, elle est capable de mobiliser les ressources de la nappe située vers 1,5 m - 2 m de profondeur, surtout dans des conditions extrêmes comme celles de cette journée. Cela demanderait à être confirmé par des images des jours voisins, malheureusement non disponibles en raison de la nébulosité.

5 août 1987 :

Une semaine plus tard, la situation a de nouveau changé, et les zones les plus défavorisées, notamment celles où l'efficacité du réseau est faible, présentent à nouveau des stress importants (S11, S13 et S17).

Notons enfin des hétérogénéités importantes dans le secteur C3, le seul à être irrigué par aspersion, ce qui traduit une efficacité plus faible que dans certains secteurs irrigués en gravitaire. Cela est dû au fait que les agriculteurs maîtrisent très mal les techniques d'aspersion, et ces problèmes ont conduit l'Office Régional de Mise en Valeur Agricole du Gharb à repenser, ces dernières années, les aménagements à venir, initialement prévus en aspersion, et qui seront finalement réalisés en gravitaire.

Ces cartes constituent à elles seules un outil de suivi et de contrôle du déclenchement et de la gestion des irrigations, mais leur combinaison pour calculer les sommes d'ETR sur plusieurs dates, même non consécutives, apporte également d'autres renseignements.

A chaque date, la somme des ETR obtenues a été divisée par la somme des ETM ou comparée à celle-ci. La figure VI-9 (fin de chapitre) donne, par exemple, la carte du rapport Somme des ETR / Somme des ETM le 5 août 1987. La fig. VI-10 montre, elle, la courbe des doubles cumuls pour les secteurs les plus typiques de la zone.

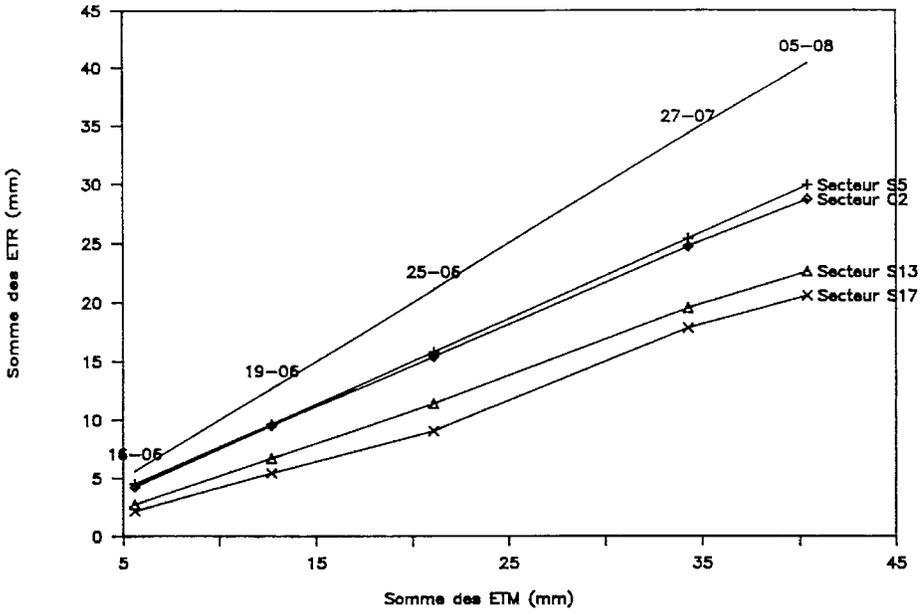


Figure VI-10 : Evolution de la somme des ETR de la canne à sucre sur les secteurs C2, C5 (secteurs récents), S13 et S17 (secteurs anciens) au cours du temps, en fonction de la somme des ETM. Le décalage entre les secteurs récents et la somme des ETM semble correspondre à l'existence, sur 10 à 30 % de la surface, de chaumes de céréales n'évaporant pas. En revanche, il existe un stress important sur les secteurs anciens, qui comportent la même proportion de surfaces non évaporantes.

On voit donc que les secteurs S13 et S17 présentent, sur ces 5 dates, un déficit d'évapotranspiration important, à mettre en relation avec l'efficacité globale de l'irrigation dans ces secteurs.

De plus, il semble, bien qu'elle ait été peu étudiée, que la relation entre satisfaction des besoins en eau et production de saccharose, soit, en première approximation, linéaire, de l'ordre de 1000 à 2000 litres d'eau pour 1 kg de saccharose (GASCHO, 1985).

Un résultat tel que celui présenté à la figure VI-10 peut permettre de prédire, si l'évolution présentée se poursuit, que la production par hectare de saccharose dans les secteurs S11 et S17 sera de l'ordre de 80 % de celle des secteurs C2 et S5.

3.5. CONCLUSIONS

Si la méthode de contrôle à la parcelle décrite au 3.3. ne peut être strictement mise en oeuvre à l'échelle du pixel NOAA, compte tenu de la diversité des situations hydriques, voire culturelles, au sein de ce pixel, les cartes du rapport ETR/ETM sont d'un apport essentiel et nouveau pour le gestionnaire.

Ces cartes permettent en effet :

- de localiser avec précision les secteurs ou les parties de secteurs affectés par un stress hydrique, que celui-ci soit dû à la faible efficacité globale de l'irrigation ou à la pratique des irrigants (retard dans le déclenchement des irrigations) ;
- de réagir durant la campagne d'irrigation en privilégiant lors des prochains tours d'eau les zones les plus stressées, voire en réparant certains éléments du réseau responsables des stress (fuites importantes dans les canaux primaires ou secondaires) ;
- de prévoir à moyen terme :
 - les zones à analyser éventuellement à l'aide de données à plus haute résolution (Spot ou Landsat Thematic Mapper), qui permettent de localiser avec précision les anomalies dans les parcelles irriguées (VIDAL, 1989) ;
 - les zones qui feront l'objet, durant l'hiver, d'une plus grande attention lors de la réalisation du programme annuel d'entretien et de remise en état du réseau d'irrigation ;
 - la baisse de production de canne à sucre et de saccharose dans certains secteurs.

4 - CONCLUSION

Il est donc possible de réaliser, à partir de cartes de températures obtenues par télédétection, et du modèle simplifié présenté et validé dans la DEUXIEME PARTIE, des cartes d'évapotranspiration réelle ETR à l'échelle du pixel NOAA.

Par ailleurs, nous avons présenté une méthode originale de contrôle a posteriori des irrigations par télédétection à l'échelle d'une parcelle homogène, qui repose sur le suivi de la réserve en eau du sol, liée au rapport ETR/ETM, et qui peut être adaptée à un suivi à l'échelle du pixel NOAA.

En effet, à cette échelle, l'estimation et le suivi de ce rapport ETR/ETM permet:

- de localiser les zones stressées et d'y intervenir en cours de campagne d'irrigation ou durant l'hiver, afin de remédier au stress observé ;
- de prévoir les baisses de production de canne à sucre et de saccharose.

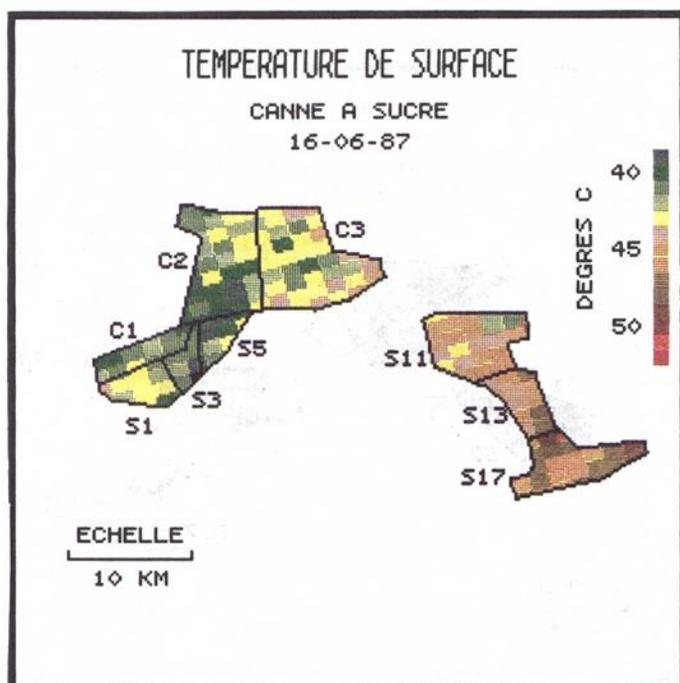


Figure VI-1 : Carte des températures de surface sur la zone du Gharb dominée par la canne à sucre du 16 juin 1989.

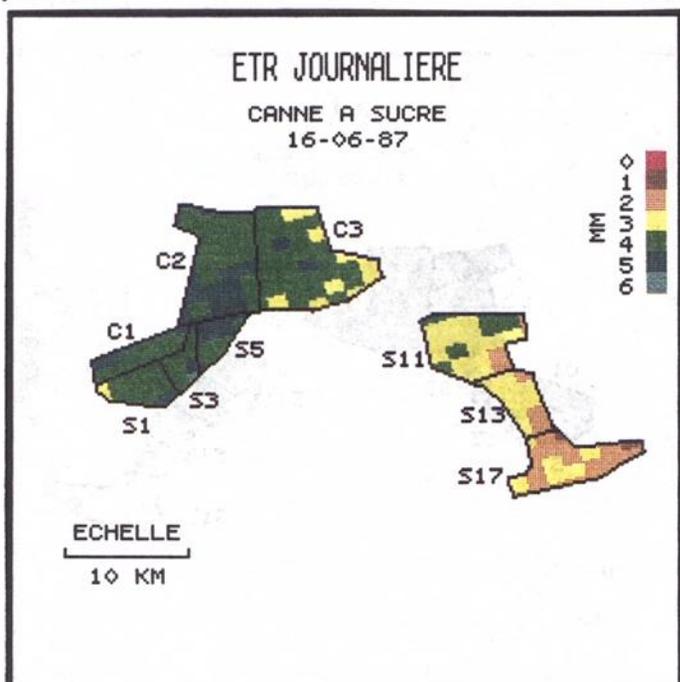


Figure VI-2 : Carte des évapotranspirations réelles sur la zone du Gharb dominée par la canne à sucre du 16 juin 1989. Cette carte a été réalisée à partir de la carte des températures de surface de la figure VI-1.

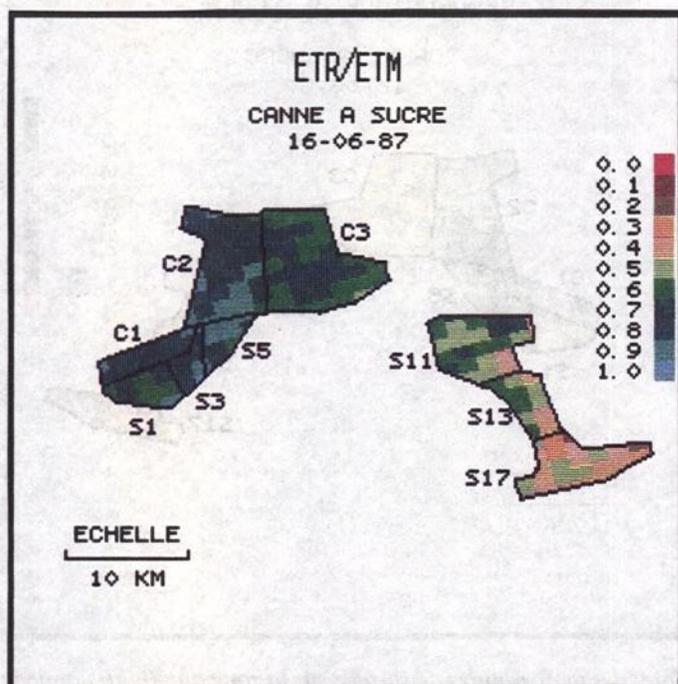


Figure VI-4 : Carte du rapport ETR/ETM de la canne à sucre le 16 juin 1987

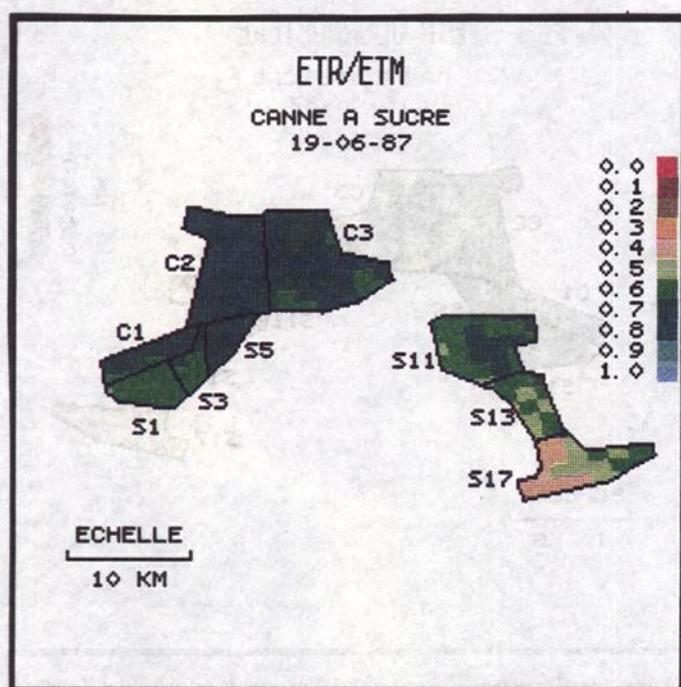


Figure VI-5 : Carte du rapport ETR/ETM de la canne à sucre le 19 juin 1987

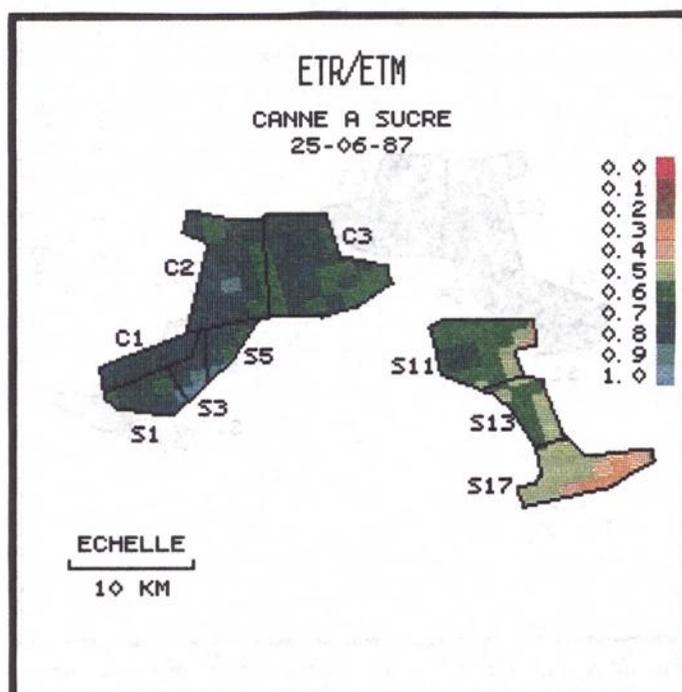


Figure VI-6 : Carte du rapport ETR/ETM de la canne à sucre le 25 juin 1987

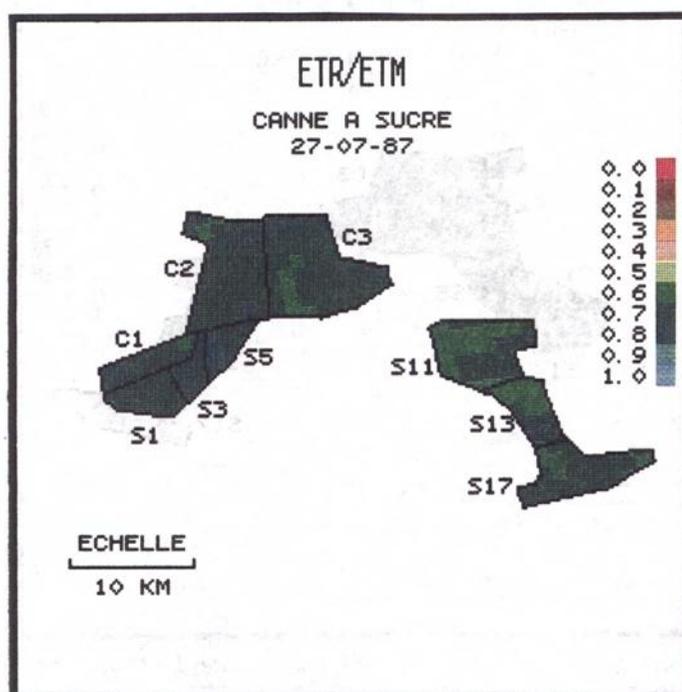


Figure VI-7 : Carte du rapport ETR/ETM de la canne à sucre le 27 juillet 1987

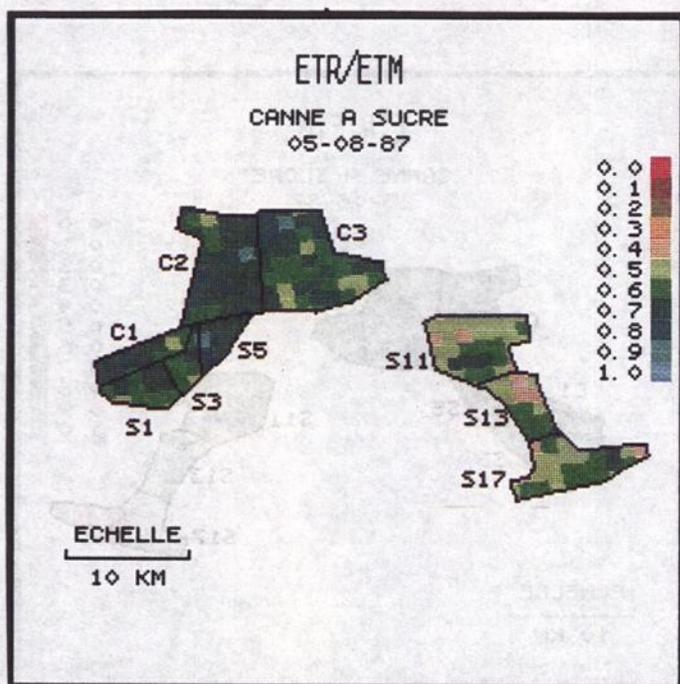


Figure VI-8 : Carte du rapport ETR/ETM de la canne à sucre le 5 août 1987

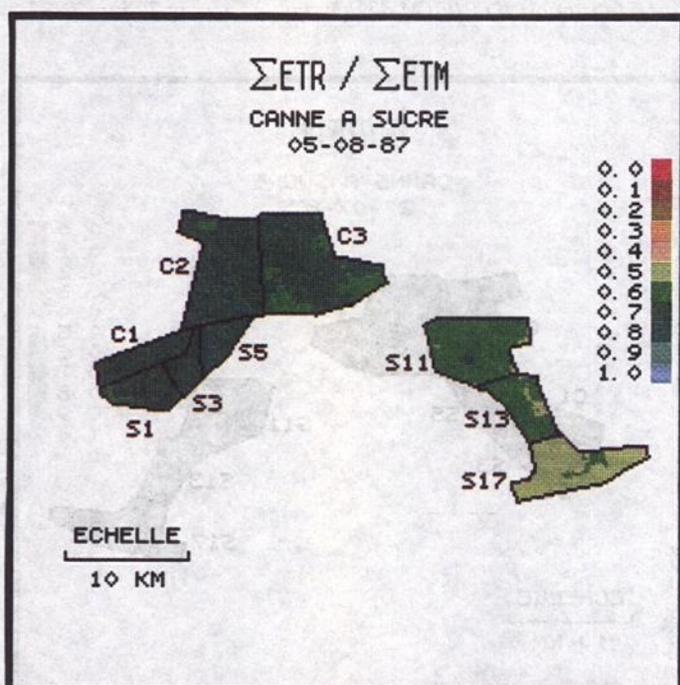


Figure VI-9 : Carte du rapport Somme des $ETR / \Sigma ETM$ de la canne à sucre à la date du 5 août 1987, obtenue par addition des 5 cartes d'ETR. Cette carte permet d'analyser le cumul des stress aux différentes dates.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

1. Nous avons montré que l'estimation de la température de surface d'un couvert végétal était réalisable par télédétection rapprochée, en utilisant un radiothermomètre, comme par télédétection satellitaire en utilisant les données du satellite NOAA AVHRR.

La mesure par radiothermomètre peut être réalisée, pour la plupart des couverts végétaux, en supposant l'émissivité égale à 1,00, l'erreur introduite étant compensée par les effets atmosphériques : l'erreur obtenue sur la température de surface mesurée est alors de l'ordre de 1 K.

Nous avons d'autre part mis au point **une méthode de correction des effets de l'atmosphère et de l'émissivité du couvert**, utilisant les données de satellite, et permettant de limiter à 3 K l'erreur obtenue sur la température de surface mesurée.

2. A partir de la formulation physique du bilan d'énergie d'une surface mince, nous avons ensuite utilisé un modèle unicouche de couvert végétal permettant d'adapter cette formulation à un couvert développé, et plus particulièrement la canne à sucre.

Nous en avons déduit, à partir d'un modèle agrométéorologique complexe, un modèle simplifié, que nous avons calé sur des mesures de températures de surface et de bilan hydrique réalisées sur canne à sucre, dans la plaine du Gharb, au Maroc. Le modèle agrométéorologique, bien qu'imparfaitement calé, permet de calculer les paramètres du modèle simplifié, et de valider ce modèle. En effet, les paramètres de la relation simplifiée ont pu être obtenus de façon pratiquement indépendante, et sont très proches de ceux calculés par le modèle agrométéorologique. En outre, ces paramètres peuvent facilement être estimés en routine, en utilisant des données météorologiques moyennes, et des mesures hebdomadaires de la hauteur et du LAI du couvert, ce qui rend le **modèle simplifié relativement robuste**.

3. Il est ensuite possible de réaliser, à partir de cartes de températures obtenues par télédétection satellitaire, et du modèle simplifié, des cartes d'évapotranspiration réelle ETR à l'échelle du pixel NOAA, le modèle simplifié permettant d'estimer l'ETR à 1 mm par jour près.

4. Nous avons enfin présenté **une méthode originale de contrôle a posteriori des irrigations par télédétection** à l'échelle d'une parcelle homogène, qui repose sur le suivi de la réserve en eau du sol, et que nous avons adaptée à un suivi à l'échelle du pixel NOAA. A cette échelle, l'estimation et le suivi de ce rapport **ETR/ETM** permettent de **localiser les zones stressées** et d'y intervenir en cours de campagne d'irrigation ou durant l'hiver, mais aussi de **prévoir les baisses de production** dans les zones affectées par le stress hydrique.

5. Ces résultats, mais aussi les questions qu'ils posent, permettent d'ores et déjà d'envisager les **perspectives de recherches** suivantes.

Sur les corrections des images NOAA :

Il serait souhaitable, dans le prolongement de ce travail, de tester si la **prise en compte de plusieurs images NOAA** permettrait d'affiner les **modèles de correction** des effets de l'atmosphère et de l'émissivité.

Des travaux sur les émissivités des différents couverts dans les bandes de longueur d'onde usuelles (en particulier celles correspondant aux canaux 4 et 5 de NOAA-AVHRR) devraient être menées, afin de permettre une utilisation plus facile et plus précise des données de l'infra-rouge thermique.

Sur la modélisation des couverts développés :

Des mesures de résistance à l'intérieur des couverts développés (résistance de structure et résistance stomatique minimale) devraient être menées, parallèlement à des mesures de flux, afin de préciser la sensibilité des paramètres du modèle simplifié.

De même, des mesures permettant la validation de la **relation entre ETR et réserve en eau du sol** devraient être menées sur différents couverts.

Sur le passage au contrôle des irrigations :

Il serait souhaitable, dans le prolongement de ce travail, de prendre en compte les hétérogénéités au sein des pixels NOAA, notamment en utilisant **l'infra-rouge thermique de Landsat Thematic Mapper**, mais aussi une carte d'occupation du sol, éventuellement réalisée par télédétection, afin d'approcher plus précisément l'ETR de la culture à laquelle on s'intéresse.

De manière générale, et en lien avec les travaux réalisés par l'U.S. Department of Agriculture à Phoenix (voir par exemple JACKSON et al., 1983), il serait souhaitable de reprendre un certain nombre de points traités dans ce travail, à partir de températures de surface estimées à partir de l'infra-rouge thermique de Landsat Thematic Mapper, afin de valider les modèles proposés dans des conditions différentes, notamment en ce qui concerne l'heure de passage et les corrections atmosphériques.

6. En termes de **perspectives opérationnelles**, les corrections apportées aux images et le modèle simplifié semblent pouvoir être facilement **transposés** dans d'autres conditions, et donc permettre la réalisation de cartes d'ETR de la même manière. En outre, ces cartes apportent au moins autant d'information que des cartes d'indices de végétation obtenues avec le satellite NOAA.

De nombreuses applications opérationnelles reposant sur l'utilisation de telles cartes, éventuellement combinées à des cartes d'indices de végétation, devraient pouvoir voir le jour en agriculture, permettant, outre le **contrôle de l'irrigation dans des périmètres irrigués**, d'affiner les **prévisions de rendement**, de mettre en place des **systèmes d'alerte précoce aux agriculteurs**, et plus particulièrement aux irrigants, ou de suivre des **accidents climatiques**, telle la sécheresse qu'a connue la France en 1989.

BIBLIOGRAPHIE

ANGSTROM A., 1915. A study of the radiation of the atmosphere. Smithson. Misc. Collect., 65 (3).

ANGSTROM A., 1936. Effective radiation during the second international polar year. Medd. Statens Meteorol. Hydrogr. Anst., 6 (8).

BAQRI A., 1989. Analyse de la variabilité thermique des pixels NOAA-AVHRR à partir de données Landsat TM. Application à l'estimation de l'évapotranspiration en zone irriguée. Mémoire de D.E.S.S. en Télédétection. Université Paul Sabatier, Toulouse, 31 p.

BECKER F., 1978. Physique fondamentale de la télédétection, in "Principes physiques et mathématiques de la télédétection". Ecole d'été de physique spatiale, Strasbourg, 18 août - 15 septembre 1978. CNES, Paris, 833 p.

BECKER F., 1987. The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. Int. J. Rem. Sens., 8, 1509-1522.

BECKER F. & SEGUIN B., 1985. Determination of surface parameters and fluxes for climate studies from space observation. Methods, results and problems. Adv. Space Res., 5 (6), 299-317.

BEN MOUMEN A., 1988. Détermination de l'ETR de la canne à sucre par la méthode du bilan hydrique. Essai de réduction et comparaison avec les méthodes empiriques couramment utilisées. Mémoire d'Ingénieur du Génie Rural, Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II, Rabat, Maroc, 165 p.

BOLLE H.J., 1965. Investigation of the infra-red emission spectrum of the atmosphere and earth. Final Rep. Contract AF61(052)-481. AFCRL, U.S. Air Force, Bedford, Mass., 173 p.

BRUNEL P., DERRIEN M., QUERE J., 1987. Format description of the AVHRR-TOVS magnetic tapes produced by the SATMOS service. SATMOS, Lannion, 29 p.

BRUNET Y., 1984. Modélisation des échanges sol nu - atmosphère : essai de validation locale et influence de la variabilité spatiale du sol. Thèse de Docteur-Ingénieur. Université scientifique et médicale de Grenoble - Institut National Polytechnique de Grenoble. Grenoble, 201 p.

BRUNT D., 1932. Notes on radiation in the atmosphere. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 58, 389-418.

BRUTSAERT W., 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. Water Resour. Res., 11, 742-744.

CALVET C., 1976. Détermination de l'irradiation solaire globale au Maroc. Etude du Service de la Météorologie Nationale Marocaine. Casablanca, 13 p.

CASELLES V., SOBRINO J.A., BECKER F., 1988. Determination of the effective emissivity and temperature under vertical observation of a citrus orchard. Application to frost nowcasting. Int. J. Rem. Sens., 9 (4), 715-727.

CASSANET J., 1984. Satellites et capteurs. Coll. Télédétection Satellitaire. Paradigme, Caen, 128 p.

CELLIER P., 1986. On the validity of flux-gradient relationships above very rough surfaces. Boundary-Layer Meteorology, 36, 417-419.

CHOISNEL E., 1977. Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol. La Météorologie, n° spécial "Evapotranspiration", VI, 11, 103-133.

CHOISNEL E., 1984. Un modèle agrométéorologique opérationnel de bilan hydrique utilisant des données climatiques. Les besoins en eau des cultures. Conférence Internationale C.I.I.D, Paris 11-14 sept. 1984. INRA, Paris, 21 p.

DESCHAMPS P.Y. & PHULPIN T., 1980. Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 m. Boundary-Layer Meteorol., 18, 131-143.

GASCHO G.J., 1985. Water-sugarcane relationships. Sugar Journal, 48 (6), 11-17.

GAUSSORGUES G., 1984. La thermographie infrarouge, 2ème édition, TEC & DOC Lavoisier, Paris, 482 p.

GUILLOT B., CARN M., DAGORNE D., 1988. Fronts et champs thermiques en Afrique de l'Ouest de novembre 1987 à février 1988. Remarques générales sur la signification des synthèses thermiques obtenues par télédétection. Veille Climatique Satellitaire, 21, 17-25.

HALLAIRE M., 1950. Les températures moyennes nocturnes, diurnes et nyctémérales exprimées en fonction du minimum et du maximum journaliers de température. C.R. Acad. Sci., 231, 1533-1535.

HUBAND N.D.S. & MONTEITH J.L., 1986. Radiative surface temperature and energy balance of a wheat canopy. I - Comparison of radiative and aerodynamic canopy temperature, *Boundary-Layer Meteorol.*, 36, 1-17.

IDSO S. B., 1981. A set of equations for full spectrum and 8- to 14- μ m and 10.5- to 12.5- μ m thermal radiation from cloudless skies. *Water Resources Research*, 17 (2), 295-304.

ITIER B. & RIOU Ch., 1982. Une nouvelle méthode de détermination de l'évapotranspiration réelle par thermographie IR. *J. Rech. Atmos.*, 14.

JACKSON R.D., 1981. Soil moisture inferences from thermal infrared measurements of vegetation temperatures. AgRISTARS Rep. JSC-17125 ; EW-U1- 04068, mars 1981, 11 p.

JACKSON R.D., 1984. Evaluating local and regional evapotranspiration using remotely sensed data. Les besoins en eau des cultures, Conférence Internationale C.I.I.D, Paris, 11-14 sept. 1984. INRA, Paris, 725-740.

JACKSON R.D., REGINATO R.J., IDSO S.B., 1977. Wheat canopy temperature : a practical tool of evaluating water requirements. *Water Resour. Res.*, 13 (3), 651-656.

JACKSON R.D., HATFIELD J.L., REGINATO R.J., IDSO S.B., PINTER P.J., 1983. Estimation of daily evapotranspiration from one time-of-day measurements. *Agric. Water Management*, 7 (1983), 351-362.

KERR Y., 1986. Rapport final : Etude de la faisabilité et mise au point d'un programme visant à favoriser une utilisation plus grande des données satellitaires. LERTS/CNES, Toulouse, 131 p.

KHERA K.L. & SANDHU B.S., 1986. Canopy temperature of sugarcane as influenced by irrigation regime. *Agric. For. Meteor.*, 37 (1986), 245-258.

KUSTAS W.P., CHOUDHURY B.J., KUNKEL K.E., 1989. A one- and two-layer model for estimating evapotranspiration with remotely sensed surface temperature and ground-based meteorological data over partial canopy cover. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium 1989 (IGARSS'89) and 12th Canadian Symposium on Remote Sensing, July 10-14, 1989, Vancouver B.C., Canada, 2142-2145.

LAGOUARDE J.P., SEGUIN B., KERR Y., GANDIA S., ROY S., 1985. Analyse des images NOAA dans la région sud-est de la France. In Télédétection et Gestion des Ressources : l'aspect opérationnel. Vol. 5. Bernier, Lessard et Gagnon. L'Association Québécoise de Télédétection, 147-157.

LECKIE D.G., BLACK T.A., MURTHA P.A., 1981. Development and testing of a method of estimating sensible heat flux from natural surfaces using remotely sensed surface temperatures. *Canad. J. Chem. Eng.*, 59, 189-194.

LI Z.R. (ZHIRONG) & Mc DONNELL M.J., 1988. Atmospheric correction of thermal infrared images. *Int. J. Rem. Sens.*, 9 (1), 107-121.

Mc CLAIN E.P., PICHEL W.G., WALTON C.C., AHMAD Z., SUTTON J., 1983. Multichannel improvements to satellite-derived global sea surface temperatures. *Adv. Space Res.*, 2, 43-47.

MOHAN NAIDU K., VENKATARAMANA S., GURURAJA RAO P.N., 1983. Varietal variation in stomatal conduction and diffusion resistance during moisture stress and recovery in sugarcane. *Int. Soc. of Sugar Cane Technologists XVIIIth Congress, Cuba, 1983. Agricultural Commission (1), Tome 2, 567- 582.*

MONIN A.S. & OBUKHOV A.M., 1954. Basic laws of turbulence mixing in the ground layer of the atmosphere. *Trudy Geofiz. Inst. Akad. Nauk. SSSR*, 24, 163-187.

NIEUWENHUIS G.J.A., SMIDT E.H., THUNISSEN H.A.M., 1985. Estimation of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images. *Int. J. Rem. Sens.*, 6 (8), 1319-1334.

PALTRIDGE G.W. & PLATT C.M.R., 1976. *Developments in atmospheric sciences 5 : Radiative processes in meteorology and climatology.* Elsevier Ed., Amsterdam, 318 p.

PAULSON C.A., 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteorol.*, 9, 857-861.

PENMAN H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc., Londres, (A)* 193, 120-145.

PERRIER A., 1975. Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles.

- I - Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles. *Ann. Agron.* 1975, 26 (1), 1-18.
- II - Expression et paramètres donnant l'évapotranspiration réelle d'une surface "mince". *Ann. Agron.* 1975, 26 (2), 105-123.
- III - Evapotranspiration réelle et potentielle des couverts végétaux. *Ann. Agron.* 1975, 26 (3), 229-243.

PERRIER A., 1982. Land surface processes : Vegetation. In "Land surfaces processes in atmosphere general circulation models". Ed. P.S. Eagleson, Cambridge University Press, 1982, 395-448.

PERRIN DE BRICHAMBAUT C., 1976. Météorologie et énergie : l'évaluation du "gisement" solaire. *La Météorologie*, VI, 5, 129-158.

PEYREMORTE P., ROSSET J.M., 1977. Variabilité des coefficients culturaux "K". Conséquences pour la définition d'une méthode d'irrigation basée sur le concept d'ETP. *La Météorologie*, n° spécial "Evapotranspiration", VI, 11, 61-68.

PRABHAKARA C., DALU G., KUNDE V.G., 1975. Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11 and 13 μm window region. *J. Geophys. Res.*, 79, 5039-5044.

PRICE, 1984. Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer. *J. Geophys. Res.*, 89, 7231-7237.

RAMBAL S., LACAZE B., MAZUREK K., DEBUSSCHE G., 1985. Comparison of hydrologically simulated and remotely sensed actual evapotranspiration from some Mediterranean vegetation formations. *Int. J. Rem. Sens.*, 6 (8), 1475- 1481.

RIOU Ch., ITIER B., SEGUIN B., 1988. The influence of surface roughness on the simplified relationship between daily evaporation and surface temperature. *Int. J. Rem. Sens.*, 9 (9), 1529-1533.

SALISBURY J.W., 1986. Preliminary measurements of leaf spectral reflectance in the 8-14 μm region. *Int. J. Remote Sensing*, 7 (12), 1879-1886.

SCHMUGGE T., 1988. Remote sensing observations for the monitoring of land surface fluxes and water budgets. Workshop on "Measurements and parametrization of land-surface evaporation fluxes". Banyuls, 10-21 october 1988. 9 p.

SEGUIN B., 1984. Estimation de l'évapotranspiration à partir de l'infra-rouge thermique. IIème Coll. Int. Signatures spectrales d'objets en télédétection. Bordeaux, 12-16 sept. 1983. Ed. INRA Publ., (Les colloques de l'INRA, n° 23), 428-446.

SEGUIN B., BAEZ S., MONGET J.M., PETIT V., 1982. Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale.

- I - Mise au point méthodologique sur le site de la Crau. *Agronomie*, 2, 7.
- II - Résultats obtenus à partir de données de satellite. *Agronomie*, 2, 113.

SEGUIN B., ITIER B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int. J. Remote Sens.* 1983, 4, 2, 371-383.

SMITH R.C.G., BARRS H.D., FISCHER R.A., 1988. Inferring stomatal resistance of sparse crops from infrared measurements of foliage temperature. *Agric. For. Meteorol.*, 42, 183-198.

SOER G. J. R., 1980. Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperature. *Remote Sensing Environ.*, 9, 27.

TACONET O., BERNARD R., VIDAL-MADJAR D., 1986. Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA/AVHRR data. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 284-307.

TANNER C.B. & PELTON W.L., 1960. Potential evaporation estimates by the approximate energy balance method of Penman. *J. Geophys. Res.*, 65, 3391-3413.

TAYLOR S.E., 1979. Measured emissivity of soils in the southeast United States. *Rem. Sens. Environ.*, 8, 359-364.

THOM A.S., 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities, In "Vegetation and the atmosphere" J.L. MONTEITH Ed., Vol. 1, Principles, 57-109.

VERMA R.S. & YADAV R.L., 1986. Effect of planting date on cane yield and leaf development. *Sugar Cane*, 5, 9-12.

VIDAL A., 1987. Evaluation de l'apport de la télédétection spatiale appliquée à la gestion de grands périmètres irrigués. Estimation des besoins en eau des cultures : Rapport intermédiaire. ORMVAG, Kenitra, 1987. 19 p.

VIDAL A., 1989. Remote sensing and management of large irrigated areas. Proceedings of the Round Table Conference "Resources Management from Space" held in New Delhi (India) on 6-7 February 1989, 9 p.

VIDAL A., 1990. Atmospheric and emissivity correction of land surface temperature measured from satellite using ground measurements or satellite data. A paraître dans *Int. J. Rem. Sens.*, 11.

VIDAL A. & BAQRI A., 1988. Télédétection et contrôle de l'irrigation. Perspectives d'avenir. *Revue Génie Rural*, 11, 32-39.

VIDAL A., KERR Y., LAGOUARDE J.P., SEGUIN B., 1987. Télédétection et bilan hydrique : utilisation combinée d'un modèle agrométéorologique et des données de l'IR thermique du satellite NOAA-AVHRR. *Agric. For. Meteor.*, 39(2-3), 155-175.

VIDAL A. & PERRIER A., 1989, A. Analysis of a simplified relation used to estimate daily evapotranspiration from satellite thermal IR data. *Int. J. Rem. Sens.*, 10 (8), 1327-1337.

VIDAL A. & PERRIER A., 1989, B. Control of irrigation by following the water balance from NOAA-AVHRR thermal IR data. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium 1989 (IGARSS'89) and 12th Canadian Symposium on Remote Sensing, July 10-14, 1989, Vancouver B.C., Canada, 2146-2149.

TABLE DES FIGURES

Figure I-1 :	Le système de rayonnement	28
Figure I-2 :	Luminance spectrale d'un corps noir à différentes températures	30
Figure I-3 :	Transmission d'une atmosphère standard pour des longueurs d'onde comprises entre 0,3 et 20 μm	32
Figure I-4 :	Schéma descriptif des éléments intervenant dans le bilan d'énergie d'une surface	42
Figure II-1 :	Le modèle de végétation unicouche utilisé, et les différentes températures et résistances aux échanges convectifs	55
Figure II-2 :	Relation surface-longueur des feuilles de canne à sucre	60
Figure II-3 :	Modélisation de la réserve en eau du sol	64
Figure II-4 :	Relation entre le paramètre de rétention e et la réserve en eau du sol R	65
Figure II-5 :	Schéma général du modèle agrométéorologique	66
Figure III-1 :	Carte de la zone d'étude (Plaine du Gharb) au Maroc	74
Figure III-2 :	Comparaison des rayonnements atmosphériques par ciel clair dans la bande 8-14 μm , obtenus par mesure par radiothermomètre et par la formule d'IDSO (1981)	78
Figure IV-1 :	Image de la différence T_4-T_5 obtenue à partir de l'image NOAA du 16 juin 87	90
Figure IV-2 :	Image en température de surface du corps noir obtenue à partir de l'image NOAA du 16 Juin 1987	90
Figure IV-3 :	Comparaison des différentes équations "split-window"	91

Figure IV-4 :	Spectre d'émission de l'atmosphère mesuré par un spectromètre au sol	95
Figure V-1 :	Comparaison T_s simulées - T_s mesurées sur gazon du Centre Technique de la Canne - juin-août 1987	103
Figure V-2 :	Evolution de la résistance stomatique minimale r_s en 1987	105
Figure V-3 :	Evolution des flux journaliers cumulés de chaleur sensible et de chaleur latente au cours de l'année 1987, calculés à partir des r_s instantanées et lissées	106
Figure V-4 :	Evolution du LAI et de la hauteur z_h de la canne à sucre au cours de l'année 1987	107
Figure V-5 :	Evolution de r_s pour différentes valeurs de RFU	108
Figure V-6 :	Distribution des températures de surface simulées par rapport aux températures mesurées pour les quatre parcelles expérimentales	111
Figure V-7 :	Comparaison des sommes d'ETR estimées par le modèle et des sommes d'ETR mesurées sur les parcelles 5/1, 5/2, 10/1 et 10/2, du 10 avril au 30 septembre 1987	112
Figure V-8 :	Distribution des couples (ETR- R_n , T_s - T_a) pour les jours clairs du 10 avril au 30 septembre 1987	116
Figure V-9 :	Distribution des couples (ETR- R_n , T_s - T_a) pour les jours clairs du 10 avril au 7 juin 1987, et relations obtenues par régression linéaire orthogonale et par calcul théorique de A et B	118
Figure V-10 :	Distribution des couples (ETR- R_n , T_s - T_a) pour les jours clairs du 8 juin au 30 septembre 1987, et relations obtenues par régression linéaire orthogonale et par calcul théorique de A et B	118
Figure V-11 :	Evolution du flux de chaleur dans le sol journalier G, en fonction du temps, sur la parcelle 5/1	119

Figure V-12 :	Distribution des fréquences des valeurs de A calculées par le modèle (jours clairs du 8 juin au 30 septembre 1987)	120
Figure V-13 :	Distribution des valeurs de A en fonction du temps sur la parcelle 5/1 (jours clairs du 8 juin au 30 septembre 1987)	121
Figure V-14 :	Distribution des fréquences des valeurs de B calculées par le modèle (jours clairs du 8 juin au 30 septembre 1987)	122
Figure V-15 :	Evolution comparée des valeurs de B (jours clairs) de la hauteur z_h et du LAI en fonction du temps	123
Figure V-16 :	Distribution des valeurs des A journaliers calculés par le modèle physique entre le 10 avril et le 30 septembre 1987	125
Figure V-17 :	Distribution des valeurs des B journaliers calculés par le modèle physique entre le 10 avril et le 30 septembre 1987	125
Figure V-18 :	Evolution des valeurs des B journaliers, limitée aux jours clairs, pour les 4 parcelles expérimentales, et du B estimé directement à partir de paramètres facilement estimables	126
Figure VI-1 :	Carte des températures de surface sur la zone du Gharb dominée par la canne à sucre du 16 juin 1987	151
Figure VI-2 :	Carte des évapotranspirations réelles sur la zone du Gharb dominée par la canne à sucre du 16 juin 1987	151
Figure VI-3 :	Evolution de la réserve en eau du sol et méthode de contrôle de l'irrigation	145
Figure VI-4 :	Carte du rapport ETR/ETM de la canne à sucre le 16 juin 1987	152
Figure VI-5 :	Carte du rapport ETR/ETM de la canne à sucre le 19 juin 1987	152
Figure VI-6 :	Carte du rapport ETR/ETM de la canne à sucre le 25 juin 1987	153
Figure VI-7 :	Carte du rapport ETR/ETM de la canne à sucre le 27 juillet 1987	153

Figure VI-8 :	Carte du rapport ETR/ETM de la canne à sucre le 5 août 1987	154
Figure VI-9 :	Carte du rapport Somme des ETR / Somme des ETM de la canne à sucre à la date du 5 août 1987, obtenue par addition des 5 cartes d'ETR. Cette carte permet d'analyser le cumul des stress aux différentes dates	154
Figure VI-10 :	Evolution de la somme des ETR de la canne à sucre sur les secteurs C2, C5 (récents), S13 et S17 (anciens) au cours du temps, en fonction des ETM	148

TABLE DES TABLEAUX

Tableau I-1 : Satellites et capteurs possédant un ou des canaux dans l'infra-rouge thermique, et principales caractéristiques	35
Tableau IV-1 : Images NOAA 9 sélectionnées en 1987	86
Tableau IV-2 : Données utilisées pour établir l'équation "split-window"	87
Tableau V-1 : Valeurs de RFU et r_s donnant le meilleur ajustement du modèle au bilan hydrique mesuré pour la période du 10 avril au 10 juin	109
Tableau V-2 : Valeurs de RFU et r_s donnant le meilleur ajustement du modèle aux températures de surface mesurées, pour la période du 10 juin au 30 septembre	110
Tableau VI-1 : Paramètres et variables d'entrée de la relation simplifiée, et ETM estimée sur parcelles de référence à partir de la relation simplifiée, pour les dates d'obtention d'images NOAA en 1987	140

TABLE DES PRINCIPAUX SYMBOLES

A =	ordonnée à l'origine de la relation simplifiée (II-1) (mm)
a =	albédo de la surface
α =	angle d'inclinaison du radiothermomètre par rapport l'horizontale
B =	pente de la relation simplifiée (II-1) (mm.K ⁻¹)
c =	célérité de la lumière (2,998.10 ⁸ m.s ⁻¹)
C _a =	concentration de vapeur d'eau à la hauteur z _a (kg.m ⁻³)
C _p =	chaleur massique de l'air (J.Kg ⁻¹ .K ⁻¹)
C _s =	concentration de vapeur d'eau à la surface (kg.m ⁻³)
e =	terme de rétention due au potentiel de surface (adimensionnel)
e _a =	humidité de l'air à la hauteur z _a (mb)
E _a =	pouvoir évaporant de l'air (W.m ⁻²)
ETM =	évapotranspiration maximale du couvert
ETP _o =	évapotranspiration potentielle du couvert (W.m ⁻²)
ETR =	évapotranspiration réelle du couvert = - LE (W.m ⁻²)
ϵ =	émissivité moyenne de la surface sur l'ensemble du spectre
$\epsilon(\lambda)$ =	émissivité spectrale de la surface
$\bar{\epsilon}$ =	émissivité moyenne de la surface dans les canaux 4 et 5 du AVHRR de NOAA
ϵ_i =	émissivité de la surface dans la gamme de longueur d'onde du canal i du AVHRR de NOAA (i=4,5)
g =	accélération de la pesanteur = 9,81 m.s ⁻²

G	=	flux de chaleur dans le sol (W.m^{-2})
γ	=	constante psychrométrique (Pa.K^{-1})
γ_r	=	rapport entre coefficient d'échange radiatif h_r et convectif h_o (Pa.K^{-1})
H	=	flux convectif (W.m^{-2})
H_i	=	flux convectif instantané à 14 h solaires (W.m^{-2})
H_j	=	flux convectif journalier (mm)
h	=	constante de Planck = $6,6256.10^{-34}$ J.s
h	=	coefficient d'échange convectif (m.s^{-1})
h_o	=	coefficient d'échange égal à $h'LM/RT$
h_r	=	coefficient d'échange radiatif (m.s^{-1})
h'	=	coefficient d'échange de masse, égal à h (m.s^{-1})
I	=	fraction d'insolation
I	=	dose d'irrigation apportée à la culture (mm)
k	=	constante de Boltzmann = $1,3805.10^{-23}$ J.K ⁻¹
k	=	constante de von Karman (0,4)
L	=	chaleur latente de vaporisation de l'eau (J.kg^{-1})
L	=	luminance spectrale mesurée par le capteur ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{m}^{-1}$)
$L_{a\downarrow}$	=	luminance propre de l'atmosphère reçue par la surface (id.)
$L_{a\uparrow}$	=	luminance propre de l'atmosphère directement reçue par le capteur (id.)
L_o	=	luminance spectrale du corps noir (id.)
L_s	=	luminance spectrale propre de la surface (id.)
LAI	=	Leaf Area Index = surface foliaire / surface au sol

- LE = flux de chaleur latente (W.m^{-2})
- λ = longueur d'onde (μm)
- M = masse molaire de l'eau = $18.10^{-3} \text{ kg.mol}^{-1}$
- ν_i = nombre d'onde central du canal i du AVHRR de NOAA (cm^{-1})
- P = pression de vapeur saturante de l'air (Pa)
- P_s = pression de vapeur saturante de l'air la surface = $P(T_s)$ (Pa)
- ψ_H, ψ_M = fonctions de similitude de Paulson
- P' = dérivée de la pression de vapeur saturante pour $(T_s + T_r)/2$ (Pa.K^{-1})
- q = remontées capillaires (mm)
- R = constante des gaz parfaits (8,32)
- r_a = résistance aérodynamique entre z_h et z_a ; $r_a = 1/h$ (s.m^{-1})
- r_{af} = résistance aérodynamique des feuilles au sein du couvert végétal (s.m^{-1})
- r_c = résistance de structure du couvert (s.m^{-1})
- R_d = rayonnement solaire diffusé reçu par la surface (W.m^{-2})
- R_g = rayonnement solaire global reçu par la surface (W.m^{-2})
- R_{ga} = rayonnement solaire global extra-terrestre (W.m^{-2})
- L_i = radiance de la surface dans la bande de longueur d'onde du canal i ($i = 4,5$) (W.m^{-2} ou $\text{mW.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{cm}$)
- L_{λ_i} = radiance atmosphérique dans la bande de longueur d'onde du canal i ($i = 4,5$) reçue par la surface (W.m^{-2} ou $\text{mW.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{cm}$)
- R_m = valeur de la réserve en eau du sol en-dessous de laquelle le couvert n'évapore plus
- RM = valeur de la réserve en eau du sol au-dessus de laquelle le couvert évapore à l'ETM
- R_n = rayonnement net (W.m^{-2})

- R_{ni} = rayonnement net instantané à 14 h solaires ($W.m^{-2}$)
 R_{nj} = rayonnement net journalier (mm)
 R_n^* = rayonnement net "climatique" ($W.m^{-2}$)
 r_o = résistance globale du couvert = $r_c + r_{af}$ ($s.m^{-1}$)
 r_s = résistance stomatique minimale du couvert ($s.m^{-1}$)
 RUM = réserve utile maximale du sol = $RX - R_m$
 RX = valeur de la réserve utile du sol correspondant à la capacité au champ
 ρ = masse volumique de l'air ($kg.m^{-3}$)
 S = stockage d'énergie dans le couvert ($W.m^{-2}$)
 S = stock d'eau dans le sol (mm)
 σ = constante de Stefan-Boltzmann = $5,67.10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$
 T = température absolue (K)
 T_i = température radiative du corps noir dans la bande de longueur d'onde du canal i (i = 4,5) du AVHRR de NOAA (K)
 T_a = température de l'air à la hauteur z_a ($^{\circ}C$)
 T_{CN} = température de surface du corps noir équivalent (K)
 T_r = température de rosée de l'air à la hauteur z_a ($^{\circ}C$)
 T_{rs} = température de rosée de surface ($^{\circ}C$)
 T_s = température de surface ($^{\circ}C$ ou K)
 T_{so} = température d'équilibre de surface ($^{\circ}C$)
 T_{zh} = température de l'air à la hauteur z_h ($^{\circ}C$)
 τ = coefficient de transmission atmosphérique

- u^* = vitesse de frottement ($m.s^{-1}$)
- v = vitesse du vent ($m.s^{-1}$)
- ξ = variable adimensionnelle de la théorie aérodynamique = z/L
- z = hauteur au-dessus du sol (m)
- z_a = hauteur de référence (2 m au-dessus du couvert)
- z_h = hauteur moyenne du couvert (m)
- z_m = hauteur de référence de la station météorologique (2 m)
- z_o = rugosité de la surface (m)

Estimation de l'évapotranspiration par télédétection, application au contrôle de l'irrigation - 1990, **Alain Vidal** - 1^{re} édition, ISBN 2-85362-206-1. Dépôt légal 4^e trimestre 1990 - Etudes du CEMAGREF, Série Hydraulique Agricole n° 8. Coordonnateur de la série : Benoît Lesaffre, chef de département. Photo de couverture : CEMAGREF - Impression intérieure : Ateliers CEMAGREF-DICOVA - Impression couverture et façonnage : Imprimerie Fricotel, 88000 Epinal - Edition et diffusion : CEMAGREF-DICOVA, BP 22, 92162 Antony Cedex, tél. (1) 40.96.61.32 et CEMAGREF Laboratoire Commun de Télédétection, Domaine de Lavalette, BP 5095, 34033 Montpellier Cedex 1, tél. 67.52.43.43 - Prix : **250 F TTC**.