

Université Louis Pasteur – Strasbourg I

École Doctorale Mathématiques, Sciences de l'Information et de l'Ingénieur

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Louis Pasteur – Strasbourg I
Discipline : Electronique, Electrotechnique, Automatique
(Spécialité : Télédétection)

par

Jérôme Colin

**Apport de la télédétection optique à la définition
d'indicateurs de performance pour l'utilisation de l'eau
en agriculture**

Soutenue publiquement le 12 octobre 2006

Jury :

Alfonso Calera

Examineur

Guido D'Urso

Rapporteur externe

Zhao-Liang Li

Codirecteur

Massimo Menenti

Directeur

Jean-Luc Mercier

Rapporteur interne

Bernard Seguin

Rapporteur externe

A Cathie et Lou-Anne

Remerciements

J'adresse mes remerciements en tout premier lieu à Monsieur Massimo MENENTI pour l'opportunité qu'il m'a offerte de travailler avec lui. La très haute qualité scientifique de son encadrement, sa convivialité et son enthousiasme ont été déterminants dans l'aboutissement de cette thèse.

Je remercie également Monsieur Zhao-Liang LI d'avoir accepté de prendre la codirection de ce travail.

Je remercie l'ensemble des membres du projet européen *DEMETER*, et notamment Madame Anne M. JOCHUM et Monsieur Alfonso CALERA. La participation à un projet d'une telle dimension, la richesse et la diversité des rencontres que j'ai pu faire en Italie, en Espagne ou au Portugal constituent pour moi une expérience inoubliable, tant sur le plan scientifique que personnel.

Je remercie Monsieur Guido D'URSO pour son aide, ses remarques, et son accueil toujours chaleureux lors de mes passages à Naples.

Je remercie Messieurs Bernard SEGUIN et Jean-Luc MERCIER pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail et leur contribution à l'amélioration du manuscrit.

Je remercie également Eva RUBIO et José GONZALEZ pour leur implication dans la préparation des multiples jeux de données nécessaires aux analyses présentées ici, et les échanges aussi réguliers qu'instructifs que nous avons pu avoir.

J'adresse mes remerciements à Georges NAJJAR, Françoise NERRY, Marc-Philippe STOLL, Jihad ZALLAT et à l'ensemble des membres de l'équipe Télédétection, Radiométrie et Imagerie Optique du LSIIT pour leur aide, leurs conseils et pour l'ambiance toujours conviviale.

Je remercie mes parents, mes frères et mes amis pour leur aide et leur soutien.

Enfin, je ne remercierai sans doute jamais assez mon épouse, qui a su faire preuve d'une grande patience, de compréhension et m'a accompagné et soutenu tout au long de ces années.

Table des matières

Liste des symboles	xv
1 Introduction générale	1
1.1 Contexte	1
1.2 Objectifs de la thèse	1
1.3 Démarche	3
1.4 Réalisations et expérimentations	3
1.5 Organisation du document	4
2 Suivi de la performance	7
2.1 Introduction	7
2.2 Evaluation de la performance	8
2.3 Bilan d'énergie et évaporation	10
2.3.1 Bilan radiatif et bilan d'énergie	10
2.3.2 Evaporation	12
2.4 Besoin et disponibilité en eau	15
2.5 Apport de la télédétection	18
2.5.1 Le suivi des besoins en eau	18
2.5.2 Le diagnostique de l'état hydrique d'une culture	20
2.5.3 L'apport de la température de surface	21
2.5.4 Le <i>Surface Energy Balance Index (SEBI)</i>	21
2.6 Conclusion	23
3 Estimation de la fraction d'évaporation	25
3.1 Introduction	25
3.2 Hétérogénéité et niveau de référence	27
3.3 Une approche mono-source : <i>SEBS</i>	30
3.3.1 Caractérisation radiométrique de la surface et bilan d'énergie	31
3.3.2 Caractérisation géométrique de la surface	32

3.3.3	Réponse de la température de surface au forçage radiatif et convectif	33
3.3.4	Fonctions de similarité dans la couche limite atmosphérique	36
3.3.5	Calcul du <i>SEBI</i> et de la fraction d'évaporation	41
3.4	Taille de maille et longueurs d'échelles	42
3.5	Conclusion	43
4	Une approche multi-échelle	45
4.1	Introduction	45
4.2	Une méthodologie multi-échelles	46
4.3	Opérabilité de la méthodologie et hétérogénéité des observations disponibles	50
4.4	Implémentation du modèle	50
4.4.1	Architecture	50
4.4.2	Optimisations	52
4.5	Le forçage atmosphérique	53
4.6	Estimation de l'évaporation diurne	53
4.7	Conclusion	57
5	Evaluation de la performance à Barrax	59
5.1	Introduction	59
5.2	Présentation du site de référence	60
5.3	Collecte des données	60
5.3.1	Les images de télédétection	62
5.3.2	Les unités de gestion de l'irrigation	63
5.4	Traitements des données	64
5.4.1	Identification des parcelles cultivées	64
5.4.2	Calcul des propriétés radiométriques et géométriques de la surface	64
5.4.3	L'état de la couche limite atmosphérique	67
5.5	Conclusion	69
6	Résultats et discussion	71
6.1	Introduction	71
6.2	Présentation détaillée	71
6.2.1	Contexte météorologique et état de la couche limite atmosphérique	71
6.2.2	Etat de la surface	73
6.2.3	Résultats sur l'ensemble de la zone	73
6.2.4	Estimation de l'évaporation réelle diurne	77
6.2.5	Commentaire détaillé par type de culture	78

6.2.6	Analyse croisée des différents termes d'évaporation . . .	83
6.2.7	Discussion sur les valeurs de fraction d'évaporation . . .	85
6.2.8	Discussion sur le choix du niveau de référence	86
6.3	Cinétique temporelle de la performance	87
6.3.1	Présentation	87
6.3.2	Résultats et discussion	89
6.4	Conclusion	95
7	Opérabilité et incertitudes	99
7.1	L'analyse des scénarii	100
7.1.1	Hierarchisation des contraintes	100
7.1.2	Expérimentation sur le site de Barrax	101
7.1.3	Résultats	103
7.1.4	Conclusion intermédiaire	109
7.2	L'analyse de sensibilité	110
7.2.1	Méthodologie	110
7.2.2	Expérimentations	110
7.3	Conclusion	114
8	Performance à l'échelle sub-parcellaire	119
8.1	Introduction	119
8.2	Résolution numérique et identification d'un stress hydrique . .	119
8.3	Variabilité spatiale et information dans une parcelle	122
8.3.1	Objectif et optimum de la fraction d'évaporation . . .	122
8.3.2	Approche multi-échelle et information à l'échelle du pixel	123
8.3.3	Ecart-type de la fraction d'évaporation comme indica- teur de performance	124
8.4	Conclusion	126
9	Conclusion générale	127
	Références	131

Table des figures

2.1	(a) L'ouverture plus ou moins importante du stomate permet de réguler le gradient de pression partielle de vapeur entre la cavité stomatique c et l'air extérieur (on note e l'épiderme, m le mésophyle); (b) Représentation des résistances au transfert d'eau liquide puis gazeuse dans une plante, suivant l'analogie ohmique (adapté d'après Feddes [30]). r_r résistance des racines, r_x résistance du xylème et du mésophyle, r_s résistance stomatique, r_e résistance externe de l'air.	16
2.2	Représentation du concept du <i>SEBI</i> : définition des conditions aux limites	22
3.1	Représentation mono-source (a) et bi-sources (b) des transferts turbulents	26
3.2	La succession de surfaces de rugosités différentes (S_1 , S_2 , S_3) crée des couches limites internes progressivement intégrées les unes aux autres jusqu'à obtenir une homogénéité horizontale au niveau de la hauteur de mélange h_m à partir de laquelle les écarts verticaux de température, d'humidité et de vitesse de vent tendent à s'amenuiser.	29
4.1	Les échelles dans <i>MSSEBS</i>	49
4.2	Architecture de <i>MSSEBS</i>	51
4.3	Cynétique diurne du rayonnement net Rn et de la fraction d'évaporation Ef mesurés le 15 août 1987 dans le cadre <i>FIFE</i> , d'après Crago [25].	54
4.4	Représentation du rapport du rayonnement global sur le rayonnement net pour les journées du 15 juillet et du 17 septembre 2003, d'après les mesures effectuées sur la station agro-météorologique de Las Tiesas.	55
5.1	Carte de localisation du site de Barrax, Espagne	61

5.2	Dispositifs d'irrigation basés sur un réseau de gicleurs (a) ou sur un pivot motorisé (b) (<i>Alsace, 30 juin 2006</i>).	62
5.3	Organisation de l'unité de gestion d'Ontalafia, province d'Albacete, associée aux relevés de volume d'irrigation le 27 avril 2003.	65
6.1	Carte synoptique superposant la position d'un front froid balayant la péninsule ibérique, du 13 au 16 juillet 2003 (réalisée d'après les analyses du MetOffice).	72
6.2	Représentation de la température de surface en fonction du <i>NDVI</i> pour un extrait de l'image Landsat sur laquelle les données sont affectées par un cirrus.	74
6.3	Histogrammes de fréquence des valeurs de fraction d'évaporation (haut) et de flux de chaleur latente (bas) sur l'ensemble de la scène, le 15 juillet 2003 à 10 :30 TU	75
6.4	Image de fraction d'évaporation le 15 juillet 2003. La zone en pointillés présente des valeurs de Λ anormalement élevées, liées à des températures de surface basses pour les pixels affectés par le cirrus.	76
6.5	Ajustement du rapport Sw_1/Rn pour la journée du 15 juillet, suivant les mesures de la station agro-météorologique de Las Tiasas	77
6.6	Image d'évapotranspiration diurne exprimée en <i>Litres/m²</i> (ou <i>mm</i>)	79
6.7	Représentation de l'écart de température normalisé par la résistance externe pour $r_i \rightarrow 0$ (noir), $r_i \rightarrow \infty$ (gris sombre) et en situation réelle (gris clair). Pour cette simulation réalisée à partir de données sur le site de Barrax de 28 juin 1991, le niveau de référence est respectivement fixé à 950m (haut) et 350m (bas).	88
6.8	Carte de localisation des parcelles de Las Tiasas.	90
6.9	Précipitations (<i>mm</i>) sur la période du 4 mars au 25 septembre 2003.	91
6.10	Représentation des indicateurs <i>IPI1</i> , <i>IPI2</i> et Λ (noté ici <i>Ef</i>) pour les quatre parcelles irriguées de l'exploitation de Las Tiasas (Partie A). La date du semis est dans le titre.	92
6.11	Représentation des indicateurs <i>IPI1</i> , <i>IPI2</i> et Λ (noté ici <i>Ef</i>) pour les quatre parcelles irriguées de l'exploitation de Las Tiasas (Partie B). La date du semis est dans le titre.	93
7.1	Diagramme de fréquence des résultats des scénarii	104
7.2	Comparaison de S2 et S3	106

7.3	Valeurs de fraction d'évaporation moyennées sur des échantillons de 52 pixels pour six couverts différents, pour les scénarii S2 à S4.	107
7.4	Résultats des scénarii à l'échelle de parcelles : LE	108
7.5	Représentation de l'évaporation réelle diurne E_{ad} (gauche) et de l'incertitude moyenne $\delta_{E_{ad}}$ (droite) à l'échelle de la parcelle (en mm)	115
8.1	Représentation de l'incertitude σ_{Λ} en fonction de la fraction d'évaporation Λ sur une zone de 150 km^2 centrée sur le site de Las Tiesas. Le niveau de gris exprime la densité de points. .	121
8.2	Profils longitudinaux de valeurs de fraction d'évaporation pour une parcelle d'avoine le 20 mai (droite) et une parcelle de luzerne le 15 juillet (gauche) dans la région d'Albacete.	123
8.3	Extraits de cartes de fraction d'évaporation par classes de valeurs à pas constant de 0,05 sur la région d'Albacete. Les sorties des illustrations a et b sont issues d'une image Landsat 7 ETM+ du 20 mai 2003, et les sorties de l'illustration c sont issues d'une image Landsat 5 TM.	125

Liste des tableaux

2.1	Indicateurs de performance en irrigation	11
3.1	Exemples de valeurs de kB^{-1} relevées dans la littérature, d'après Jia [40]	34
5.1	Caractéristiques spectrales et résolution spatiale des canaux des imageurs Landsat 5 TM et Landsat 7 ETM+	63
5.2	Campagne <i>SPARC 2003</i> : données disponibles	67
5.3	Paramètres météorologiques au niveau de la couche limite atmosphérique à 10 :30 TU	68
5.4	Paramètres météorologiques mesurés en surface à 10 :30 TU	69
6.1	Variables de calcul et résultats moyennés sur des échantillons de 52 pixels pour des cultures de luzerne, pommes de terre, tournesol et oignons, le 15 juillet 2003 à 10 :30 TU.	80
6.2	Variables de calcul et résultats moyennés sur des échantillons de 52 pixels pour des cultures de maïs (700, 600 et 400) et pour une parcelle en sol nu, le 15 juillet 2003 à 10 :30 TU. a : la valeur issue du <i>NDVI</i> est légèrement négative, mais ramenée à zéro dans le calcul.	81
7.1	Description des scénarii	102
7.2	Paramètres de la couche limite dans la région de Barrax, le 15 juillet à 10 :30 TU, d'après les sorties HIRLAM	103
7.3	Flux de chaleur latente moyen et écart maximal entre les différents scénarii Δ_{max}	109
7.4	Paramètres d'erreurs utilisés dans les expérimentations d'analyse de sensibilité à partir du jeu de données du 15 juillet 2003	111
7.5	Histogrammes normalisés des écarts-types de valeurs de fraction d'évaporation σ_{Λ} (gauche) et de valeurs de flux de chaleur latente $\sigma_{\lambda E}$ (droite) de l'ensemble des pixels de l'image de référence pour les jeux de simulations <i>A</i> , <i>B</i> , <i>C</i> et <i>D</i>	113

7.6	Sorties de <i>MSSEBS</i> pour différents couverts avec les incertitudes correspondantes. L'incertitude de E_{ad} n'exprime que l'incertitude de Λ , et non l'incertitude dans l'estimation de $(Rn - G_0)_d$	117
-----	--	-----

Liste des symboles

Latin

C_p	chaleur massique à pression constante ($J.kg^{-1}.K^{-1}$)
e	pression partielle de vapeur
e_s	pression partielle de vapeur à saturation
E_a	évaporation réelle (mm)
E_{ad}	évaporation réelle intégrée sur la journée (mm)
E_m	évaporation maximale (mm)
E_p	évaporation potentielle (mm)
E_{pd}	évaporation potentielle intégrée sur la journée (mm)
E_0	évaporation de référence (mm)
f_c	fraction du couvert végétal ($-$)
G_0	flux de chaleur dans le sol ($W.m^{-2}$)
h_{CLA}	hauteur du sommet de la couche limite atmosphérique (m)
h_m	hauteur de la couche de mélange (m)
h_r	hauteur du niveau de référence atmosphérique (m)
h_v	hauteur de la végétation (m)
H	flux de chaleur sensible ($W.m^{-2}$)
L	longueur de Monin-Obukhov
$Lw \downarrow$	rayonnement atmosphérique ($W.m^{-2}$)
p_g	pression au niveau de la surface (Pa)
p_r	pression au niveau de référence considéré (Pa)
q_L	humidité spécifique de la couche limite atmosphérique ($kg.kg^{-1}$)
r_e	résistance externe, ou aérodynamique
r_{ed}	résistance externe en limite dite "sèche"
r_{ew}	résistance externe en limite dite "humide"
r_i	résistance interne
R_n	rayonnement net ($W.m^2$)
$Sw \downarrow$	rayonnement global ($W.m^2$)
T_b	température de brillance (K)
T_r	température de l'air au niveau de référence considéré (K)
T_0	température de surface (K)
u_*	vitesse de friction
u_r	vitesse du vent ($m.s^{-1}$)
z_{0h}	longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur (m)
z_{0m}	longueur de rugosité au transfert de quantité de mouvement (m)

Grec minuscule

α	albédo
ϵ_B	émissivité de surface dans la gamme $[8 - 13\mu m]$
ϵ_{TM}	émissivité de surface dans le spectre du canal 6 Landsat TM
γ	constante psychrométrique
λE	flux de chaleur latente
ρ	masse volumique de l'air ($kg.m^{-3}$)
σ	constante de Stephan-Boltzmann
ϕ_M	flux régional moyen d'un scalaire
θ_0	température potentielle de surface
θ_a	température potentielle de l'air au niveau considéré
θ_v	température virtuelle de l'air

Grec majuscule

Δ	dérivée de la courbe d'évolution de la pression partielle de vapeur saturante avec la température de l'air
Λ	fraction d'évaporation
Λ_r	évaporation relative

Chapitre 1

Introduction générale

1.1 Contexte

Le climat méditerranéen, associant une pluviométrie faible à une insolation forte, conduit à une intense pression sur les ressources en eau. La gestion de l'eau est donc une question centrale non seulement d'un point de vue socio-économique, mais aussi environnemental. L'agriculture est le principal consommateur d'eau en Europe, particulièrement dans les pays méditerranéens. La ponction de l'agriculture représente ainsi 59 % du volume d'eau disponible au Portugal, 72 % en Espagne, voir 88 % en Grèce [16]. L'équité et la justesse de la distribution selon les besoins des différentes composantes, humaines et naturelles, reposent sur une bonne compréhension du fonctionnement de l'ensemble, mais aussi sur la mise en place d'outils d'analyse et d'aide à la décision. En matière d'agriculture irriguée, ces outils, que l'on appelle Services de Conseil en Irrigation (SCI), doivent s'appuyer sur des informations claires, accessibles et fréquemment mises à jour, et ce à l'échelle régionale. L'utilisation de données de télédétection est donc particulièrement appropriée. Elle se heurte néanmoins à trois difficultés : i. le manque de données à une résolution temporelle et spatiale appropriée ; ii. l'absence de produits issus de la télédétection directement dédiés aux problèmes d'irrigation ; iii. le nécessaire effort de communication entre la communauté scientifique et les utilisateurs, aussi bien en terme d'accessibilité à la compréhension que de supports d'information.

1.2 Objectifs de la thèse

Réalisé dans le cadre du projet *DEMONstration of Earth observation TEchnologies in Routine irrigation advisory services (DEMETER)*, dont

l'objectif a été de palier ces trois lacunes, ce travail de thèse s'articule autour de la définition et de l'évaluation d'une démarche de calcul d'indicateurs de performance pour l'utilisation de l'eau en agriculture. S'agissant d'une démarche orientée vers les utilisateurs de l'eau, la transformation des données bio-géophysiques en une information accessible est un point extrêmement important. Substituer à une grandeur physique une nouvelle grandeur adimensionnelle, ici un indicateur de performance, permet de faciliter la compréhension, en donnant une information concise et simple. Les indicateurs retenus dans le cadre de ce travail s'articulent d'une part autour d'une représentation de l'espace en entités, ou parcelles, parties intégrantes d'une unité de gestion des ressources en eau d'irrigation *UG*, la définition de celle-ci se calquant sur l'organisation des infrastructures d'irrigation, et d'autre part sur le calcul des conditions évaporatoires réelles de la surface. Ces indicateurs expriment :

l'homogénéité de la disponibilité de l'eau

$$IP1_{ij} = \frac{V_{ij}/A_{ij}}{V_i/A_i} \quad (1.1)$$

avec V_i et A_i le volume total d'eau d'irrigation (en m^3) et l'aire total (en m^2) de l'unité de gestion i , et V_{ij} et A_{ij} le volume d'eau d'irrigation et l'aire de l'entité j de l'unité i .

l'adéquation de la disponibilité de l'eau avec les besoins

$$IP2_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^n E_{m_k} \cdot A_{ij_k} \cdot 10}{V_{ij}} \quad (1.2)$$

avec E_{m_k} l'évaporation maximale du couvert k de l'entité j de l'unité i , et A_{ij_k} l'aire correspondant, pour n types de couverts végétaux.

l'état hydrique et la présence de stress

Cet état est déterminé sur la base de la fraction d'évaporation :

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{Rn - G_0} \quad (1.3)$$

avec λE le flux de chaleur latente, Rn le rayonnement net et G_0 le flux de chaleur dans le sol.

1.3 Démarche

Dans le calcul des deux premiers indicateurs, la télédétection intervient dans la reconnaissance des parcelles, de leur surface et du type de culture, permettant, à l'aide de relevés de terrain relatifs au volume d'eau d'irrigation dispensé et de mesures météorologiques, d'en déterminer les valeurs pour chaque parcelle de la région considérée. Le calcul de la fraction d'évaporation nécessite quant à lui d'utiliser un modèle couplant les propriétés de surface aux processus des basses couches de l'atmosphère. L'approche utilisée ici est basée sur le concept du Surface Energy Balance Index (SEBI) proposé par Menenti et al. Les images acquises dans le domaine de l'infrarouge thermique permettent d'estimer en tout point l'écart de température potentielle entre la surface et un niveau de référence atmosphérique. La démarche proposée par Su [74] sous la forme du Surface Energy Balance System (SEBS) a servi de base méthodologique à ce travail. Elle permet de déterminer les composantes du bilan d'énergie au niveau local, à l'aide d'imagerie haute résolution, ou au niveau régional sur la base d'images basse résolution. Dans notre problématique d'utilisation en agriculture, il est cependant indispensable de calculer les termes du bilan d'énergie à l'échelle sub-parcellaire et sur une zone d'extension régionale. La représentation physique des processus engagés dans les échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère conduit donc à associer des variables d'échelles caractéristiques différentes : si les termes de bilan radiatif peuvent être calculés à la plus haute résolution disponible, il n'en est pas de même des variables relatives à l'état des basses couches de l'atmosphère, dont l'intégration spatiale est fonction de la dynamique de l'écoulement de l'air et des échanges turbulents. Par ailleurs, il convient de prendre en compte les contraintes opérationnelles liées à la mise en oeuvre de tels indicateurs. En effet, l'estimation des indicateurs proposés fait appel à des méthodes de complexité variable, et pouvant nécessiter de disposer d'un nombre conséquent de mesures de télédétection et de variables atmosphériques. Si l'acquisition de ces données peut s'envisager aisément dans le cadre d'une campagne de mesures, il en est tout autrement dans le cas de l'usage routinier d'un modèle. De plus, l'utilisation de paramétrisations complexes conduit à des temps de traitement considérables, et incompatibles avec l'usage prévu des résultats.

1.4 Réalisations et expérimentations

L'ensemble de ces considérations tant théoriques que pratiques ont conduit à la définition du modèle *Multi-Scale Surface Energy Balance System (MSSEBS)*.

Reprenant la démarche de Su, il intègre une définition non statique de la taille de la maille de calcul, l'adaptant dynamiquement à l'échelle caractéristique des processus invoqués au cours du calcul. De plus, dans une perspective d'utilisation opérationnelle de la démarche, une grande attention a été portée à sa flexibilité et à son optimisation, de sorte à permettre de réaliser des simulations dans des conditions variables de disponibilité de données.

Une fois implémenté, ce modèle a fait l'objet de multiples expérimentations à partir des données acquises dans le cadre de DEMETER sur l'un des sites pilotes, à Barrax, en Espagne. Il a notamment été possible de regrouper un ensemble de jeux de données pour 14 jours différents, répartis sur l'ensemble de la saison, de mars à septembre 2003. Le traitement des images des satellites Landsat 7 ETM+ et Landsat 5 TM a été réalisé sur la base des travaux menés par les équipes du projet, sur le plan de la correction des effets de l'atmosphère et de la production de paramètres de surfaces, tels que l'émissivité, le Normalized Difference Vegetation Index, le Leaf Area Index, la fraction du couvert végétal, la hauteur de la végétation ainsi que des classifications d'occupation du sol. Les paramètres météorologiques ont quant à eux été déterminés sur la base de radiosondages, et surtout de sorties du modèle atmosphérique *HIRLAM*. L'ensemble des séries de calcul réalisé permet de présenter la cinétique temporelle des trois indicateurs retenus sur une période allant de mai à septembre, pour différentes cultures irriguées.

L'évaluation de la démarche passe par : i. une analyse de scénarii permettant d'interpréter le comportement du modèle dans différents contextes opérationnels ; ii. une analyse de sensibilité destinée à quantifier les incertitudes induites par les erreurs de mesure ou d'estimation des variables d'entrée du modèle. Les résultats de ces analyses permettent : i. de quantifier et de spatialiser les incertitudes de calcul de chacun des termes produits par le modèle ; ii. d'estimer la quantité réelle d'information contenue dans les images, dans la perspective d'une analyse de performance à l'intérieur même de chaque parcelle.

1.5 Organisation du document

Le chapitre 2 est consacré aux notions et concepts relatifs à l'évaporation et aux indicateurs de performance.

Le chapitre 3 présente la méthodologie de calcul de la fraction d'évaporation. On présente ici la démarche proposée par Su [74], ainsi qu'une discussion concernant la question du forçage atmosphérique et de l'échelle caractéristique des processus.

Le chapitre 4 présente le modèle multi-échelles *MSSEBS* conçu pour

répondre au double problème des échelles caractéristiques et de l'opérabilité de la démarche de calcul de la fraction d'évaporation.

Le chapitre 5 présente l'ensemble des données collectées et des traitements destinés à l'évaluation de la performance sur le site de référence de Barrax, en Espagne, à partir d'une série temporelle de données de télédétection couvrant 14 jours répartis dans la période de mars à septembre 2003.

Le chapitre 6 présente les résultats des différentes séries de calculs à l'échelle régionale comme à l'échelle de la parcelle, à partir d'une analyse détaillée des variables bio-géophysiques de différents couverts, et d'une analyse de la cinétique des trois indicateurs de performance entre mai et septembre sur une unité de gestion.

Le chapitre 7 s'articule autour d'une analyse de scénarii visant à mettre en évidence l'impact de la disponibilité des données sur l'incertitude dans le calcul de la fraction d'évaporation, en se plaçant dans différents contextes opérationnels représentatifs de situations pouvant être rencontrées dans différents *SCI*, ainsi que sur une analyse de sensibilité de *MSSEBS*.

Le chapitre 8 reprend les résultats relatifs à la précision de l'estimation des indicateurs sous l'angle de la quantité d'information contenue dans un pixel, et sa traduction en terme de résolution spatiale des indicateurs de performance.

Chapitre 2

Suivi de la performance

2.1 Introduction

La question de l'utilisation de l'eau en agriculture et de la performance de l'irrigation recouvre des préoccupations et des points de vue variés, suivant que le problème est posé par un économiste, un agronome ou encore l'exploitant lui-même. Il n'est donc pas surprenant de trouver dans la littérature des conceptions sensiblement différentes de ce qu'est un système d'irrigation performant. Il peut aussi bien s'agir de performance exprimée en terme de productivité, ou d'équité de la distribution de l'eau, ou encore de viabilité du système sur une échelle de temps longue. Il est donc nécessaire ici de clarifier le concept et la méthodologie de définition de la performance. De plus, l'estimation de cette performance s'articule autour de la question de l'usage de l'eau par un végétal, et plus particulièrement du besoin en eau de la plante et des échanges avec l'atmosphère, *ie.* l'évaporation¹. Enfin, pour être quantifiée, la performance doit faire appel à des mesures. L'acquisition routinière, sur le terrain, de mesures propres à évaluer la performance d'un dispositif d'irrigation est soumise à des contraintes techniques et logistiques fortes, *a fortiori* lorsqu'il s'agit de réaliser une évaluation sur une zone d'extension régionale. La télédétection peut, par le biais de dispositifs existants, apporter une couverture spatiale adéquate et permettre de définir un ensemble d'outils diagnostiques à destination des gestionnaires des systèmes d'irrigation. Suivant ces considérations, on présentera dans ce chapitre les bases conceptuelles et méthodologiques sur lesquelles s'appuie ce travail.

¹On parlera ici par convention d'évaporation plutôt que d'évapotranspiration, comme justifié dans le paragraphe 2.3.2

2.2 Evaluation de la performance

D'une manière très générique, on peut définir une performance comme étant : i. la qualité de la réponse au besoin d'un utilisateur ; ii. l'efficacité d'une solution vis-à-vis d'un problème posé. Elle est donc indissociable d'un objectif, généralement exprimé comme le niveau de réponse optimal à un besoin. L'évaluation de la performance réside dans la capacité d'un gestionnaire à répondre à deux questions (Bos [11]) :

- “Est-ce que ce que l'objectif fixé est atteint ?” - C'est l'évaluation de la performance opérationnelle, relative à un besoin et à un objectif prédéfini.
- “Est-ce que la stratégie adoptée est la bonne ?” - Il s'agit là de diagnostiquer le fonctionnement et la viabilité du système, ce qui peut amener à ajuster voir redéfinir les objectifs opérationnels.

L'utilisation de la performance comme outil diagnostique de l'état d'un système dans le temps et l'espace suppose de pouvoir l'exprimer quantitativement, à travers ce que l'on appellera un indicateur de performance (*IP*). Cet indicateur est une grandeur adimensionnelle traduisant l'écart entre la situation réelle et une situation de référence. Il repose donc sur l'utilisation d'une variable mesurable pour laquelle on peut fixer un objectif à atteindre.

$$IP = \frac{\text{valeur réelle}}{\text{valeur de référence}} \quad (2.1)$$

La valeur de référence n'est pas nécessairement l'optimum recherché, mais représente plus généralement la valeur étalon. Suivant l'objectif, la performance recherchée peut donc consister à approcher, voir dépasser cette valeur de référence. Ainsi, un indicateur de performance doit nécessairement être assorti de deux clés d'interprétation :

- La valeur cible de l'*IP* de réalisation de l'objectif
- La variation acceptable des valeurs de l'*IP* autour de la valeur cible

La définition d'un indicateur de performance suit donc quatre étapes :

- Définition de l'objectif
- Définition de l'indicateur
- Définition des sources de données pour le calcul (mesures, méthodes de simulations, ...)
- Définition de la valeur cible
- Définition de la variation acceptable

En matière d'irrigation, la performance peut exprimer des objectifs variés, que l'on pourrait regrouper en quatre ensembles de préoccupations (Bastiaanssen [6]) :

L'adéquation des apports en eau vis-à-vis des besoins des végétaux :

Dans une situation où les ressources n'imposent pas de limitation particulière, l'objectif recherché consiste à combler les besoins en eau des cultures pour en optimiser la croissance. Un système d'irrigation performant doit alors apporter le volume d'eau correspondant aux besoins de chaque couvert.

La distribution spatiale des apports :

Une approche simple d'affectation de volumes en eau à une exploitation consiste à distribuer un volume proportionnellement à la surface cultivée. Le suivi de la distribution spatiale des surfaces cultivées peut alors permettre d'identifier des situations de sur-estimation des volumes affectés (la surface cultivée est inférieure à la surface reportée sur le cadastre) ou de sous-estimation (les volumes affectés ne peuvent correspondre aux volumes appliqués, ce qui peut s'expliquer par l'utilisation de captages non déclarés). La performance exprime donc l'homogénéité des apports aux surfaces réellement cultivées (Thomés et al. [79]). La distribution des apports peut aussi intervenir dans un contexte différent. En cas de limitation forte des ressources en eau liée à une période de sécheresse, l'irrigation des cultures n'est généralement pas considérée comme prioritaire. L'eau est affectée à l'approvisionnement des particuliers en eau potable et à l'approvisionnement des industries. Il n'est alors plus question de satisfaire l'ensemble des besoins des cultures, mais plutôt de limiter le déficit à un niveau qui soit le moins dommageable possible pour chacune des cultures. La performance exprime alors l'équité de la distribution entre les parcelles, compte tenu du déficit estimé pour chacune d'elles.

La réponse du système sur le long terme

Ces indicateurs relèvent de l'évaluation de la stratégie à une échelle de temps différente de la saison phénologique. Par exemple, une performance optimale de l'irrigation peut conduire à une salinisation progressive des sols, et à un dépérissement des cultures. Un suivi pluri-annuel peut donc permettre de détecter des tendances à la dégradation du milieu.

La productivité

Ces indicateurs traduisent un objectif de production maximale de biomasse par volume unitaire d'eau d'irrigation. Ici aussi, les définitions sont multiples (biomasse totale, matière sèche, matière transformable, etc. . .).

On trouve ainsi dans la littérature un nombre conséquent d'indicateurs de performance pour l'utilisation de l'eau, dont le tableau 2.1 présente une revue non exhaustive (adapté d'après Bastiaanssen [6]). Ils recouvrent un ensemble de concepts s'articulant autour de l'évaporation, du bilan d'énergie et du besoin en eau d'un couvert végétal.

2.3 Bilan d'énergie et évaporation

2.3.1 Bilan radiatif et bilan d'énergie

L'énergie nécessaire au changement d'état de l'eau en surface est d'origine radiative. La principale contribution provient du rayonnement solaire, dans le domaine du visible et du proche infrarouge, apportant une énergie nette :

$$Rn_S = (1 - \alpha) \cdot Sw \downarrow \quad (2.2)$$

avec $Sw \downarrow$ le rayonnement global descendant, dont une partie est réfléchiée par la surface suivant le rapport exprimé par α , l'albédo.

Les températures de la surface terrestre et de l'atmosphère contribuent elles aussi à un apport d'énergie net, dans le domaine de l'infrarouge thermique :

$$Rn_L = Lw \downarrow - \epsilon_B \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (2.3)$$

avec $Lw \downarrow$ le rayonnement infrarouge descendant, aussi appelé rayonnement atmosphérique, et le second terme représentant la contribution de la surface en fonction de la température radiative T , de l'émissivité dans le domaine de l'infrarouge thermique ϵ_B . La constante de Stephan-Boltzmann est notée σ .

Le bilan d'énergie au niveau de la surface s'exprime alors en terme de rayonnement net Rn tel que :

$$Rn = Rn_S + Rn_L \quad (2.4)$$

Cette énergie nette disponible en surface se dissipe selon trois modes distincts. Une partie va directement dans les couches superficielles de la surface, contribuant à son réchauffement. Ce flux de chaleur dans le sol est noté G_0 . Le restant se dissipe dans l'atmosphère sous forme d'échanges convectifs turbulents. Le flux de quantité de mouvement sert alors de vecteur de transport de quantité de chaleur et de vapeur d'eau. Le premier terme est le flux de

Indicateur de performance	Auteur(s)
<i>Adéquation</i>	
Indicateur de stress hydrique	Jackson [36]
Indice d'adéquation (<i>IPI2</i>)	Menenti et al. [59]
Indice de déficit en eau	Moran et al. [62]
Fraction d'évaporation	Bastiaanssen et al. [9]
Teneur en eau du sol	Engman et Chauhan [29]
<i>Équité</i>	
Volume appliqué par unité de surface	Menenti et al. [59]
coefficient de variation de l'évapotranspiration	Bastiaanssen et al. [9]
coefficient de variation de la fraction d'évaporation	Bastiaanssen et al. [9]
Distribution spatiale de la fraction d'évaporation	Alexandridris et al. [1]
<i>Fiabilité</i>	
Variation temporelle de la fraction d'évaporation	Alexandridris et al. [1]
<i>Productivité</i>	
Evapotranspiration réelle sur volume appliqué	Menenti et al. [59]
Production sur volume appliqué	Thiruvengadachari et al. [78]
Production sur évaporation	Bastiaanssen et al. [8]
<i>Viabilité du système</i>	
Intensité de l'irrigation	Thiruvengadachari et al. [78]
Indice du riz	Thiruvengadachari et al. [78]
Indice du blé	Sakthivadivel et al. [69]
Charge en eau	Ambast et al. [3]
Salinité du sol	Makin [48]

TAB. 2.1 – Indicateurs de performance en irrigation référencés dans la bibliographie, extraits d'après Bastiaanssen et Bos [6]

chaleur sensible, noté H , le second le flux de chaleur latente, noté λE . On peut ainsi reprendre ce bilan en terme d'échanges énergétiques tels que :

$$Rn + H + \lambda E + G_0 = 0 \quad (2.5)$$

en comptant l'énergie arrivant à la surface positivement, l'énergie la quittant négativement. Ces termes s'expriment en densité de flux (W/m^2).

L'énergie totale potentiellement disponible pour l'évaporation correspond au terme $Rn - G_0$. Ainsi, en terme de bilan d'énergie, le rapport entre évaporation réelle et quantité d'énergie disponible en surface peut s'écrire sous la forme suivante :

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{Rn - G_0} \quad (2.6)$$

On appellera Λ la fraction d'évaporation.

2.3.2 Evaporation

L'évaporation désigne le processus physique de passage de l'eau de l'état liquide à l'état gazeux. L'évaporation suppose trois conditions : i. de l'énergie permettant le changement d'état ; ii. un gradient de pression de vapeur ; iii. un renouvellement de la masse d'air (turbulence). Elle s'exprime généralement en hauteur de lame d'eau équivalent par unité de temps. Il est commun dans la littérature de distinguer l'évaporation du sol d'une part, et la transpiration du couvert végétal d'autre part. La contribution de la transpiration à l'évaporation totale est variable, et peut atteindre près de 100% pour des couverts densément végétalisés. En 1948, Penman proposa une expression de l'évaporation associant les termes du bilan d'énergie et les termes de transfert de masse, pour une surface d'eau libre. Monteith (1965) l'a reprise pour l'adapter à une surface végétalisée en introduisant une résistance spécifique au couvert. Menenti [54] a proposé une expression de la formulation de Penman généralisée à tout type de couvert, en incorporant une résistance externe r_e (ou aérodynamique) et une résistance interne r_i explicitée plus loin. On a alors :

$$\lambda E = \frac{\Delta (Rn - G_0) + \rho \cdot C_p (e_s - e) \cdot r_e^{-1}}{\Delta + \gamma (1 + r_i \cdot r_e^{-1})} \quad (2.7)$$

avec e et e_s la pression partielle de vapeur ($mbar$) et la pression partielle à saturation respectivement, γ la constante psychrométrique ($mbar \cdot K^{-1}$), ρ la masse volumique de l'air ($kg \cdot m^{-3}$), C_p la chaleur massique ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$), Δ la dérivée de la courbe d'évolution de la pression partielle de vapeur saturante avec la température de l'air, r_i la résistance interne de la surface et r_e la résistance externe ou aérodynamique ($s \cdot m^{-1}$).

Le terme de résistance externe décrit la résistance au transfert de vapeur entre la surface et l'atmosphère. Celle-ci s'exprime généralement comme une fonction des longueurs de rugosité au transfert de quantité de chaleur z_{0h} et de mouvement z_{0m} (m), de la hauteur de déplacement d_0 (m), de la vitesse du vent u_z ($m.s^{-1}$) et de la hauteur de mesure du vent z_m et de la température de l'air z_h (m) tel que (Allen et al. [2]) :

$$r_e = \frac{1}{k^2 \cdot u_z} \left[\ln \left(\frac{z_m - d_0}{z_{0m}} \right) \cdot \ln \left(\frac{z_h - d_0}{z_{0h}} \right) \right] \quad (2.8)$$

La résistance interne r_i recouvre quant à elle à la fois la résistance du sol au transfert de quantité de vapeur et la résistance induite par la structure et le fonctionnement du végétal, *ie.* la résistance du milieu évaporant (figure 2.1). On ne considère pas ici l'ensemble des éléments constitutifs du milieu, mais une surface évaporante équivalente d'épaisseur nulle et d'extension infinie, c'est-à-dire ce que Penman appelle la "big leaf". La résistance interne, qui représente donc les propriétés du milieu ramenées à cette surface évaporante, dépend des conditions de rayonnement, de la disponibilité en eau du sol, du déficit de pression partielle de vapeur et des propriétés du sol et du couvert végétal. Pour des conditions atmosphériques données, c'est donc cette résistance interne qui déterminera la variabilité spatiale de l'évaporation. Depuis les travaux menés par Thornthwaite (1948) et Penman (1948), on trouve dans la littérature un nombre conséquent de définitions de valeurs remarquables d'évaporation s'articulant autour de cette variable.

Il est à noter qu'ici, s'agissant de traiter des flux de vapeur aussi bien sur une surface minérale que partiellement voir complètement végétalisée, le terme d'évaporation sera utilisé tant pour désigner ce processus au niveau du sol qu'au niveau de la plante, sauf mention contraire. Le terme générique de résistance interne couvrant aussi bien l'effet du sol que des végétaux, l'équation 2.7 ne justifie pas de différencier l'évaporation du sol de la transpiration. On retient donc les définitions suivantes :

L'évaporation potentielle E_p

Si l'on considère une surface uniformément plane sur laquelle l'eau est disponible, aucun élément de structure n'oppose de résistance au transfert de quantité de vapeur, et $r_i = 0$. Ce terme, exprimant en quelque sorte la demande atmosphérique, sera appelé ici l'évaporation potentielle. On a donc :

$$\lambda E_p = \frac{\Delta (Rn - G_0) + \rho \cdot C_p (e_s - e) \cdot r_e^{-1}}{\Delta + \gamma} \quad (2.9)$$

L'évaporation de référence E_0

Dès lors que l'on considère une surface complètement ou partiellement végétalisée, les éléments de structure du sol et du couvert opposent une résistance qui, en situation de disponibilité en eau optimale, tend vers une valeur minimale $r_{i_{min}}$. L'évaporation de référence correspond donc à l'évaporation d'une surface de référence en situation telle que $r_i \rightarrow r_{i_{min}}$. Suite à la multiplicité des protocoles de mesure, et dans un souci d'uniformisation de cette mesure, la FAO (1998) a posé les caractéristiques de la surface de référence suivantes :

- le couvert est un gazon
- la hauteur du couvert est de 0,12m
- $r_{i_{min}}$ est fixé à $70s.m^{-1}$
- l'albédo est fixé à 0,23

On a alors, suivant ce protocole, l'expression de l'évaporation de référence telle que (Allen et al. [2]) :

$$E_0 = \frac{0,408.\Delta(Rn - G_0)_{24h} + \gamma.900.(T_{2m} + 273)^{-1}.u_{2m}.(e_s - e)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34.u_{2m})} \quad (2.10)$$

avec T_{2m} et u_{2m} la température moyenne journalière de l'air et la vitesse du vent, toutes deux mesurées à 2 mètres de la surface, et $(Rn - G_0)_{24h}$ l'énergie disponible intégrée sur la journée, avec un albedo fixé à 0,23.

L'évaporation maximale E_m

Cette situation de forte disponibilité en eau et de résistance interne tendant vers $r_{i_{min}}$ est réalisable pour tout type de couvert autre qu'un gazon ayant les caractéristiques précisées ci-dessus. En adaptant les valeurs d'albédo, de résistance interne minimale et de hauteur du couvert au cas considéré, on obtient une évaporation maximale de ce couvert végétal, que l'on notera E_m . On a donc :

$$\lambda E_m = \frac{\Delta(Rn - G_0) + \rho.C_p(e_s - e).r_e^{-1}}{\Delta + \gamma(1 + r_{i_{min}}.r_e^{-1})} \quad (2.11)$$

On peut estimer l'évaporation maximale d'un couvert différent du couvert de référence telle que :

$$E_m = K_c.E_0 \quad (2.12)$$

Le terme de K_c est appelé *coefficient cultural*. Ce coefficient exprime les différences entre un couvert donné et le couvert de référence. Il varie donc d'un couvert à l'autre, mais aussi dans le temps pour un même couvert.

L'utilisation de tables de valeurs de K_c calculées pour une espèce végétale type sur l'ensemble de la période de développement permet facilement d'estimer les besoins en eau d'une parcelle. Cette méthode est donc largement répandue et recommandée par la *FAO*.

L'évaporation réelle E_a

En conditions réelles, le couvert n'est pas nécessairement bien alimenté en eau. La résistance opposée par le sol et par les mécanismes de régulation d'un végétal (paragraphe 2.4) se différencie alors très nettement de $r_{i_{min}}$. La lame d'eau évaporée dans ces conditions réelles est appelée évaporation réelle et notée E_a .

Les indicateurs de performance et les définitions d'évaporations font appel à des notions telles que le besoin en eau, résistance du couvert ou encore régulation stomatique, qu'il convient de préciser.

2.4 Besoin et disponibilité en eau

La croissance d'une plante est fonction du rythme de l'assimilation du gaz carbonique. Cette assimilation est optimale pour des conditions de température ambiante et de luminosité variable d'une espèce végétale à l'autre, et si la plante dispose de toute l'eau dont elle a besoin. Constituant principal d'un végétal (80-90% du poids total), l'eau a de multiples rôles dans son développement. Partie prenante des processus de fixation de la matière carbonée, elle est aussi vecteur et moteur de la circulation des nutriments.

Le cheminement de l'eau dans un végétal suit successivement les racines, puis le réseau du xylème pour arriver aux feuilles, dans lesquelles elle passe de l'état liquide à l'état gazeux. Cette évacuation de l'eau sous forme de vapeur crée un gradient de pression négatif, ou tension, qui est l'élément moteur de l'absorption racinaire et de la circulation de l'eau dans la plante. Il s'oppose aux forces de la gravité et à la résistance des membranes cellulaires. Une évaporation forte au niveau des feuilles conduit donc à une circulation de l'eau et des nutriments dans la plante, ce qui favorise la production de matière sèche.

A l'échelle de la journée, le volume d'eau évaporé par la plante est quasi équivalent au volume absorbé par les racines. On peut donc considérer le système sol + plante + atmosphère comme conservatif. Ainsi, la circulation de l'eau dans la plante est conditionnée par : i. la demande atmosphérique ; ii. la disponibilité en eau du sol. Dans le cas où l'eau est disponible en abondance dans le sol, l'évaporation du végétal tendra vers l'évaporation maximale

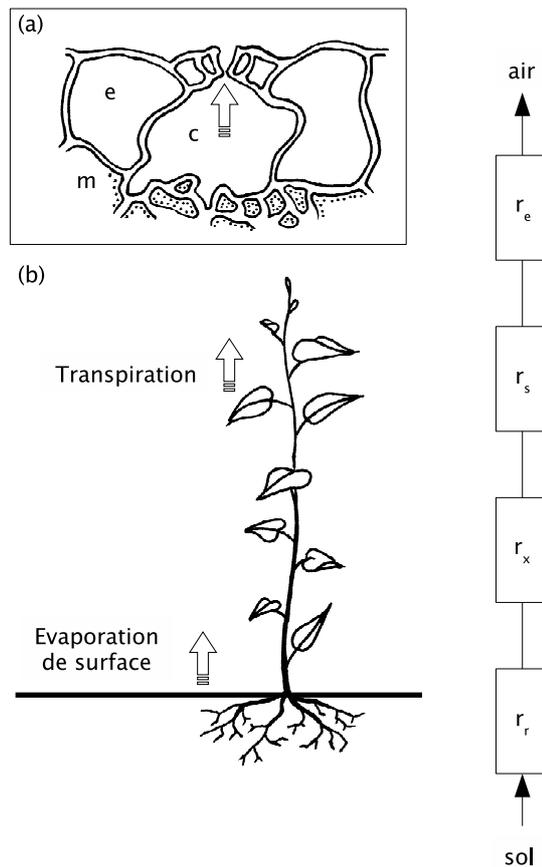


FIG. 2.1 – (a) L'ouverture plus ou moins importante du stomate permet de réguler le gradient de pression partielle de vapeur entre la cavité stomatique c et l'air extérieur (on note e l'épiderme, m le mésophyle) ; (b) Représentation des résistances au transfert d'eau liquide puis gazeuse dans une plante, suivant l'analogie ohmique (adapté d'après Feddes [30]). r_r résistance des racines, r_x résistance du xylème et du mésophyle, r_s résistance stomatique, r_e résistance externe de l'air.

définie plus haut. Dans le cas contraire, il est nécessaire de faire intervenir un mécanisme de régulation. Le passage de l'eau de l'état liquide à l'état de vapeur est réalisé dans la cavité sous-stomatique. Cette cavité donne sur l'extérieur à travers une ouverture appelée stomate, de 5 à $30\mu m$ dans sa plus grande dimension, et que l'on trouve sur la face inférieure des feuilles de dicotylédones ou sur les deux faces des feuilles des monocotylédones. La variation de turgescence des stomates permet leur plus ou moins grande ouverture, suivant les conditions de rayonnement, la température et l'humidité de l'air, et le potentiel hydrique du sol, constituant ainsi un mécanisme de régulation.

La fermeture des stomates conduit à augmenter la résistance au flux de quantité de vapeur d'eau entre la feuille et l'atmosphère, et par là même à une diminution du flux de CO_2 de l'atmosphère vers la cavité stomatique. L'évaporation du végétal se différencie alors de l'évaporation maximale, conduisant à des valeurs de fraction d'évaporation significativement inférieures à 1. La prolongation de cet état dit de *stress hydrique* a pour le moins un impact sur le développement du végétal, et peut conduire à une baisse significative de production par baisse de l'assimilation du CO_2 , voir au dépérissement de la culture. L'objectif d'un dispositif d'irrigation est donc de maintenir la disponibilité en eau du sol à un niveau tel que la plante atteigne son optimum, ce qui est réalisé lorsque la résistance stomatique tend vers zéro. Il ne s'agit cependant pas d'apporter un maximum d'eau à une culture. La saturation en eau du sol conduit à l'asphyxie du réseau racinaire, et doit donc aussi être évitée. De même, il faut tenir compte du cheminement de l'eau en surface, et de la contribution : i. de l'évaporation du sol ; ii. du ruissellement ; iii. de l'infiltration hors de la zone racinaire. Le volume d'eau efficace pour la plante peut donc être sensiblement différent du volume apporté par irrigation.

Les enjeux de l'irrigation, que l'on retrouve dans les différentes définitions d'indicateurs de performances, sont ainsi :

- d'estimer les besoins en eau d'un couvert végétal et d'apporter un volume efficace qui puisse satisfaire ses besoins
- de contrôler la réponse du couvert et de diagnostiquer les éventuelles carences et dysfonctionnements

Le suivi en différents points d'un dispositif d'irrigation ne peut apporter qu'une vue partielle de l'état de cultures pouvant s'étendre sur plusieurs centaines d'hectares. L'appréhension de la dimension spatiale est donc un apport considérable pour un gestionnaire, rendu possible par l'utilisation de données issues de la télédétection.

2.5 Apport de la télédétection

Les dispositifs d'acquisition de données par télédétection, tant satellitaires qu'aéroportés, offrent la possibilité de collecter des mesures radiométriques sur des zones d'extension régionale, et à une résolution spatiale suffisante pour l'identification des caractéristiques d'une parcelle agricole. Elle constitue donc un outil de suivi de la performance intéressant à plus d'un titre (Bastiaanssen et Bos [6]) :

- Les mesures de télédétection, bien qu'étant indirectes, sont objectives et spatialement uniformes, dans le sens où le dispositif d'acquisition est le même en tout point. Elles s'opposent en cela à des informations collectées auprès d'utilisateurs multiples, qui relèvent parfois plus d'une appréciation personnelle que d'une mesure.
- La précision des mesures de télédétection est globalement bonne par rapport à des mesures au sol. L'évaluation de la performance à travers des mesures ponctuelles sur le réseau d'irrigation est sans doute plus représentative de la performance du réseau lui-même que des besoins des cultures.
- L'extension spatiale est beaucoup plus large que lorsqu'on utilise un réseau de mesure au sol, nécessairement limité par des contraintes techniques et financières.
- La spatialisation des données et l'analyse à travers un Système d'Information Géographique permet une meilleure compréhension d'ensemble.
- Les acquisitions d'images satellite sont répétitives, et autorisent donc un suivi dans le temps, fonction de la résolution temporelle de l'imageur utilisé. L'usage des images est néanmoins conditionné par la nébulosité, ce qui peut dans la pratique affecter la répétitivité.

Les données de télédétection dans le visible, le proche infrarouge et l'infrarouge thermique ont conduit au développement d'un nombre conséquent d'approches dédiées aux problématiques de l'irrigation. On distingue ici deux ensembles d'approches répondant à deux problèmes différents.

2.5.1 Le suivi des besoins en eau

La télédétection, de par la couverture spatiale et la fréquence des acquisitions dans le temps, permet l'identification et la mesure de la surface des parcelles cultivées, ce que ne permet pas l'utilisation de données cadastrales dont la mise à jour ne peut être annuelle. Le calcul de cette surface pour chaque unité de gestion des ressources en eau et pour chaque parcelle permet alors de répartir au mieux les ressources entre les utilisateurs. Il est ainsi possible d'évaluer simplement l'homogénéité de la distribution, sans

considération de type de culture, stade phénologique ou besoin. On peut ainsi définir un premier indicateur de performance *IP1* tel que :

***IP1* : Homogénéité de la disponibilité de l'eau**

$$IP1_{ij} = \frac{V_{ij}/A_{ij}}{V_i/A_i} \quad (2.13)$$

avec V_i et A_i le volume total d'eau d'irrigation (en m^3) et l'air total (en m^2) de l'unité de gestion i , et V_{ij} et A_{ij} le volume d'eau d'irrigation et l'air de l'entité j de l'unité i .

La méthode du K_c

La méthode de calcul du K_c étant largement usitée, des développements ont naturellement conduits à introduire la télédétection pour en spatialiser les valeurs. Les tables de référence de coefficients culturaux suivent un calendrier type d'un couvert de référence. Suivant l'historique des conditions d'ensoleillement, de température de l'air ou de disponibilité en eau, l'état réel d'une culture peut s'éloigner sensiblement de ce calendrier, conduisant à une inadéquation des valeurs de K_c de la table. L'utilisation de données de télédétection, notamment d'indices de végétation, peut permettre d'avoir une vue instantanée de l'état du couvert, et d'ajuster ainsi les valeurs du coefficient. On retrouve ainsi par exemple des formulations de K_c telles que :

$$K_c = a.NDVI + b \quad (2.14)$$

avec *NDVI* le *Normalized Difference Vegetation Index*, a et b étant ajustés. Cette approche a constitué le fer de lance du projet *DEMETER* (Calera et al. [16]). Sur la base de ce K_c et de mesures d'évaporation de référence, il est alors possible d'estimer l'évaporation maximale en tout point, et de la comparer avec les volumes d'irrigation appliqués, ce qui donne un second indicateur de performance *IP2* :

***IP2* : Adéquation de la disponibilité de l'eau avec les besoins**

$$IP2_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^n E_{m_k} \cdot A_{ijk} \cdot 10}{V_{ij}} \quad (2.15)$$

avec E_{m_k} l'évaporation maximale du couvert k de l'entité j de l'unité i , et A_{ijk} l'air correspondant, pour n types de couverts végétaux.

Ce second indicateur relève l'adéquation des apports réellement appliqués avec les recommandations issues de l'analyse du K_c .

2.5.2 Le diagnostique de l'état hydrique d'une culture

Le suivi et l'ajustement des valeurs de K_c en fonction de l'état observé permettent de dresser des recommandations, mais ne permettent pas de détecter d'éventuelles lacunes du dispositif d'irrigation vis à vis des besoins réels des cultures. Ainsi, lorsqu'une culture tend à s'éloigner des valeurs de K_c de référence du fait d'un ralentissement du métabolisme lié à un manque d'eau, la réponse induite par le calcul d'un nouveau K_c sera de diminuer les apports par rapport à la situation de référence. Ceci est correct, mais il aurait été plus souhaitable encore de pouvoir anticiper le ralentissement métabolique pour intervenir avant que les effets ne soient irréversibles. Dans ce cas de figure, il manque un outil permettant d'identifier une situation de stress avant qu'elle ne se traduise par des signes visibles par exemple à partir des observations de $NDVI$. Ces situations de stress ne peuvent s'appréhender qu'à travers l'estimation de l'écart entre l'évaporation réelle et l'évaporation maximale ou potentielle.

La fraction d'évaporation comme indicateur de performance

La fraction d'évaporation, définie plus haut, est un terme de bilan d'énergie qui trouve des applications dépassant le cadre de la problématique d'irrigation. Dans ce contexte particulier, elle constitue un outil de diagnostic de l'état du couvert, et permet d'identifier des situations de déficit hydrique. On peut en effet considérer qu'une fraction d'évaporation tendant vers 1 traduit une résistance stomatique minimale, donc un état optimal de circulation de l'eau dans la plante, alors qu'une valeur tendant vers 0 traduit un déficit en eau. La réponse stomatique à une situation de déficit est quasi immédiate. Si cette situation perdure plusieurs jours, les effets sur le développement du végétal deviennent visibles, et irréversibles. La baisse de la fraction d'évaporation d'un couvert s'observe donc avant tout autre changement perceptible dans le visible. Un suivi du bilan d'énergie d'une surface végétalisée donne donc une vue instantanée de son état hydrique. L'estimation de l'évaporation réelle d'une surface végétalisée a donc fait l'objet d'un nombre conséquent de développements, orientés vers l'utilisation de l'infrarouge thermique et de la température de surface pour l'estimation des termes du bilan d'énergie (Menenti [55], Courault et al. [22]).

2.5.3 L'apport de la température de surface

Bowen (1926) et Thornthwaite (1944) ont les premiers établi l'existence d'une relation entre disponibilité en eau, évaporation, bilan d'énergie et température de surface. L'hypothèse selon laquelle l'évaporation réelle pouvait se déduire de la température de la surface, ou plus exactement de l'écart de température entre la surface et un niveau de référence, a fait l'objet de multiples travaux (Heilman et al. [33], Jackson et al. [38]). Ces relations n'étaient néanmoins valables que sur un couvert homogène et pour des conditions de rayonnement prédéfinies, et n'étaient donc pas généralisables.

D'un point de vue analytique, l'évaporation réelle est fonction des conditions de surface et des conditions atmosphériques. On retrouve ces termes dans la formulation du flux de chaleur latente dérivé de Menenti [54] (équation 2.7). Si l'on ré-écrit cette équation de sorte à exprimer la différence entre la température de l'air au niveau du sol T_0 et la température de l'air à un niveau de référence T_r , on obtient (Jackson et al. [37]) :

$$(T_0 - T_r) = \frac{[(r_e + r_i) \cdot (R_n - G_0) / (\rho \cdot C_p)] - (e_s - e) / \gamma}{1 + \Delta / \gamma + r_i / r_e} \quad (2.16)$$

Ainsi, pour une valeur de température de l'air T_r donnée, l'évaporation réelle sera d'autant plus importante que la température de surface sera basse. En ajustant les valeurs de résistance interne, cette formulation s'adapte aussi bien aux surfaces de sol nu qu'aux surfaces végétalisées. La télédétection dans l'infrarouge thermique permet de spatialiser T_0 , ce qui ouvre la voie à la cartographie de l'évaporation réelle. On se heurte néanmoins à plusieurs difficultés :

- si T_0 est une variable d'origine radiative, il en est autrement de T_r . La spatialisation de T_r pose la question de la représentativité spatiale de cette variable, *a fortiori* lorsqu'il s'agit de traiter des surfaces dont la couverture est hétérogène. Cet aspect sera repris en détails dans le chapitre 3.
- la résistance interne réelle est une variable difficile à estimer, plus encore à spatialiser.

2.5.4 Le *Surface Energy Balance Index (SEBI)*

L'utilisation conjointe de données dans l'infrarouge thermique et de mesures du profil vertical de température de l'atmosphère permet donc de quantifier $T_0 - T_r$, si tant est que l'on puisse estimer r_i . Menenti et Choudhury [56] ont proposé une démarche permettant de s'affranchir de ce problème.

Si l'on se place dans une situation hypothétique pour laquelle $E_a \rightarrow E_p$, on peut ré-écrire l'équation 2.16 telle que $r_i \rightarrow 0$, soit :

$$(T_0 - T_r)_w = \left(r_{ew} \cdot \frac{R_n - G_0}{\rho \cdot C_p} - \frac{e_s - e}{\gamma} \right) / \left(1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) \quad (2.17)$$

L'écart $(T_0 - T_r)_w$ représente l'écart de température maximum observable en conditions humides. De la même manière, si l'on se place dans une situation d'absence totale d'eau, l'écart $T_0 - T_r$ tend vers une valeur minimale exprimée par l'équation 2.16 pour $r_i \rightarrow \infty$:

$$(T_0 - T_r)_d = r_{ed} \cdot \frac{R_n - G_0}{\rho \cdot C_p} \quad (2.18)$$

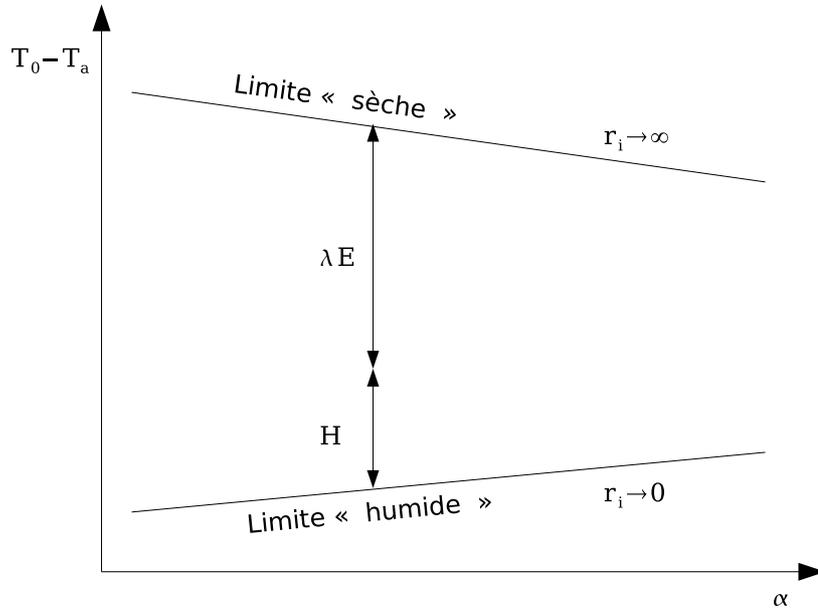


FIG. 2.2 – Représentation du concept du *SEBI* : définition des conditions aux limites

Une fois ces limites “humide” et “sèche” définies, l'écart $T_0 - T_r$ observé exprime le partitionnement entre le flux de chaleur sensible H et le flux de chaleur latente λE , comme l'illustre la figure 2.2. La représentation de $T_0 - T_r$ en fonction de l'albédo α met en évidence ces deux limites extrêmes.

L'estimation de ces écarts de température en condition extrêmes peut aussi se faire par l'observation elle-même : on peut supposer que la température

la plus basse observée sur l'image de télédétection correspond à la situation d'évaporation potentielle, et la température observée la plus haute à la situation où la résistance interne tend vers l'infini. Cette hypothèse, sur laquelle repose les approches *SEBAL* (Bastiaanssen [5]) et *METRIC* (Tasumi et al. [77]), n'est en rien évidente, sauf à se placer dans une situation particulièrement contrastée en terme d'occupation du sol (un oasis en zone désertique, par exemple). De plus, l'estimation de l'évaporation en un point par cette méthode n'est pas reproductible en changeant l'extension de la zone d'observation, les valeurs extrêmes de température de surface pouvant alors être sensiblement différentes.

Le concept de *SEBI* proposé par Menenti et Choudhury [56] exprime ce partitionnement. L'idée générale consiste à postuler que, pour une valeur de rayonnement net donnée et dans un espace où les paramètres atmosphériques peuvent être considérés comme constant, la température de surface est directement liée au rapport entre évaporation réelle et évaporation potentielle. On exprime donc un terme que l'on appellera évaporation relative Λ_r tel que :

$$\Lambda_r = \frac{\lambda E}{\lambda E_w} = 1 - \frac{(T_0 - T_r)/r_e - (T_0 - T_r)_w/r_{ew}}{(T_0 - T_r)_d/r_{ed} - (T_0 - T_r)_w/r_{ew}} = 1 - SEBI \quad (2.19)$$

On note les résistances externes réelles, en limite sèche et en limite humide respectivement r_e , r_{ed} et r_{ew} . L'écart de température en conditions réelles se note $(T_0 - T_r)$.

Suivant les définitions d'évaporation apportées plus haut, λE_w est une valeur particulière de l'évaporation maximale pour laquelle $r_{i_{min}} = 0$ et définie comme étant l'évaporation potentielle E_p . Ainsi,

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{Rn - G_0} = \frac{\Lambda_r \cdot \lambda E_w}{Rn - G_0} \quad (2.20)$$

On considèrera ici que :

$$\Lambda \equiv \Lambda_r = \frac{E_a}{E_p} \quad (2.21)$$

Cette approche présente l'avantage d'être reproductible : la valeur du *SEBI* sera toujours la même en un point d'une image, indépendamment de l'extension de la scène considérée, ce qui ne serait pas le cas si l'on déterminait $(T_0 - T_r)_w$ et $(T_0 - T_r)_d$ en fonction des valeurs $(T_0)_{min}$ et $(T_0)_{max}$ observées.

2.6 Conclusion

Le concept de performance en irrigation s'articule autour de la définition d'un objectif et de variables quantifiables permettant de formuler un in-

dicateur synthétique de diagnostic que l'on nomme indicateur de performance en irrigation (*IPI*). Ces indicateurs sont multiples et recourent des problématiques d'adéquation des apports en eau, de distribution spatiale de ces apports, de réponse du système sur le long terme ou encore de productivité. Leur définition fait intervenir des variables relatives à l'état hydrique de la surface dont la complexité dans la mesure, le calcul et la spatialisation est variable.

Les indicateurs retenus dans ce travail reposent sur un ensemble de définitions de termes d'évaporation établies en relation avec la formulation de Penman étendue proposée par Menenti [54]. Suivant une représentation du binôme sol et couvert végétal en une seule surface évaporante équivalente, on ramène l'ensemble des termes de résistance au transfert de vapeur pouvant survenir tant dans la couche superficielle du sol que dans les feuilles à un seul terme, appelé résistance interne r_i . On désigne ainsi par évaporation potentielle E_p , évaporation maximale E_m et évaporation réelle E_a l'évaporation pour une résistance interne respectivement nulle, minimale ou réelle. L'évaporation de référence E_0 suit quant à elle la définition proposée par la *FAO*.

L'appréhension de la dimension spatiale de l'état hydrique de la surface et de la performance de l'irrigation est un point fondamental pour la gestion de l'eau à l'échelle régionale. La télédétection, de par la couverture spatiale des mesures radiométriques et une répétitivité importante, ouvre la voie à une spatialisation de l'information sur la performance. Ceci passe par l'identification des surfaces irriguées, le calcul d'une évaporation maximale par l'approche du $Kc NDVI$ ou encore par le calcul des termes du bilan d'énergie pour chaque pixel. L'approche du *SEBI* proposée par Menenti et Choudhury [56] est retenue dans ce travail pour le calcul des flux de chaleur et de la fraction d'évaporation. Suivant l'hypothèse du *SEBI*, pour des conditions atmosphériques données, l'expression des écarts de température potentielle entre la surface et un niveau de référence atmosphérique normalisé par la résistance aérodynamique en conditions réelles et en limite "sèche" et "humide" permet d'exprimer la fraction d'évaporation. L'utilisation d'une telle approche suppose donc de faire intervenir à la fois des variables de surface et atmosphériques dans le calcul de processus d'échelle variable. Le chapitre suivant présente donc la démarche de calcul et la représentation des processus adoptée.

Chapitre 3

Méthodologie d'estimation de la fraction d'évaporation

3.1 Introduction

Si l'estimation des flux de chaleur sur des surfaces homogènes donne des résultats probants (Choudhury et al. [19], Huband et Monteith [34]), cette condition d'homogénéité se vérifie assez peu dans la pratique, notamment lorsqu'il s'agit de zones cultivées. Cette hétérogénéité se retrouve à l'échelle régionale, la surface étant un ensemble de parcelles couvertes de cultures variées, mais aussi au sein même de la parcelle, la structure même du couvert pouvant être régulièrement ou irrégulièrement hétérogène. Ainsi, une parcelle couverte d'une graminée fourragère est structurellement homogène, alors qu'un champ de betteraves se structure comme un assemblage de sol nu et de couvert végétal. De la même manière, un maïs, bien qu'étant dense, est lui aussi hétérogène, une partie des feuilles visibles du nadir étant à l'ombre des feuilles les plus hautes. L'hétérogénéité exprime donc une variabilité spatiale des propriétés géométriques et radiométriques de la surface.

Des approches bi- voir multi-sources ont donc été développées pour prendre en compte cette hétérogénéité (Choudhury et Monteith [18]), Jia [40]). Il s'agit alors de décomposer la surface en sous-ensembles homogènes (couvert végétal et sol nu, voir feuilles au soleil, feuilles à l'ombre, sol nu au soleil, sol nu à l'ombre) et à traiter ces sous-éléments, ou sources, séparément. L'assemblage de ces sources de surface sert alors de forçage à la couche atmosphérique sus-jacente (figure 3.1). La prise en compte de la multiplicité des situations de surfaces revient à multiplier les sources, et donc aussi à multiplier les variables nécessaires à la paramétrisation des flux. Il est donc nécessaire de disposer des données permettant d'approcher la complexité du couvert, comme

par exemple : i. des images aéroportées dont la résolution spatiale est très supérieure à la taille du plus petit sous-élément composant l'hétérogénéité de surface ; ii. des données radiométriques multi-angulaires, permettant, par exemple, de séparer la réponse du sol de la réponse du couvert (Jia [40]).

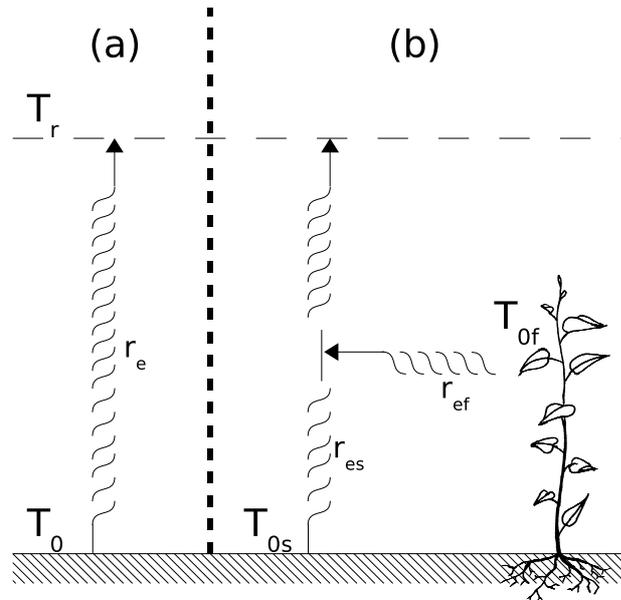


FIG. 3.1 – Représentation mono-source (a) et bi-sources (b) des transferts turbulents

Dans ce travail, le contexte opérationnel du projet *DEMETER* impose de ne pas aller vers un niveau de complexité de la paramétrisation tel qu'il soit impossible d'acquérir les données nécessaires aux simulations de manière routinière. Or l'utilisation de la télédétection pour le suivi de culture suppose une fréquence d'acquisition régulière et à coût modéré, ce qui exclut l'imagerie aéroportée. De plus, il n'existe pas en l'état actuel d'imager satellite capable de fournir des données très haute résolution dans le thermique, ou des données multi-angulaires haute résolution. Ainsi, on utilisera plutôt des images haute résolution (typiquement Landsat 5 TM, Landsat 7 ETM+) dont la résolution spatiale (30m dans le visible, 60 à 120m dans le thermique) est suffisante pour identifier l'hétérogénéité à l'échelle régionale, mais pas la structure du couvert. L'approche utilisée ici est donc une méthode mono-source : les flux sont calculés dans l'ensemble délimité dans sa partie basse par l'interface sol-plante, appelée surface évaporante équivalente, et dans sa partie supérieure par un niveau de référence adéquat. Le définition de ce que pourrait être un niveau de référence adéquat n'est pas triviale

dès lors que l'on mesure des paramètres d'une masse d'air en mouvement, circulant sur une surface hétérogène. On présentera donc, préalablement aux détails de la démarche de calcul de la fraction d'évaporation, les éléments justifiant la définition du niveau de référence adoptée dans la suite de ce travail. Les éléments de la démarche du *Surface Energy Balance System (SEBS)* utilisés sont ensuite développés et discutés en terme d'adéquation entre la représentation proposée dans *SEBS* et la dimension caractéristique des variables

3.2 Hétérogénéité et niveau de référence

Les forces de friction et les échanges de chaleur au niveau de la surface conduisent à une perturbation de l'écoulement de la masse d'air au voisinage de la surface terrestre. Ainsi, la partie basse de la troposphère, en interaction avec la surface, est appelée *Couche Limite Atmosphérique (CLA)* ou *Couche Limite Planétaire* (Brutsaert [12]). La hauteur de cette couche limite est déterminée par les flux de quantité de mouvement et de chaleur à l'interface sol-atmosphère, sauf à se placer en situation d'une circulation atmosphérique méso-échelle forte. Déterminée par les échanges de quantité de mouvement la nuit, son épaisseur est de l'ordre de la centaine de mètres. En revanche, dès le lever du soleil, l'échauffement de la surface conduit à une prédominance des échanges convectifs turbulents, conduisant à un développement de la *CLA* atteignant, selon le lieu et les conditions météorologiques, de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres.

En terme d'interaction sol-atmosphère, la *Couche Limite Atmosphérique* a deux propriétés essentielles (McNaughton et Raupach [53]).

(1) Elle agit comme un intégrateur naturel, accumulant les entités échangées avec la surface, telles la chaleur, la vapeur d'eau, le gaz carbonique ou tout autre gaz. Ainsi, la concentration de ces entités n'évolue pas rapidement dans la *CLA*, comparativement à la variabilité spatiale et temporelle forte des flux en surface. Les propriétés de la *CLA* ne sont donc pas déterminées par les changements à court terme en surface, mais plutôt par l'historique des échanges surface-atmosphère pendant sa durée de vie, *ie.* du lever au coucher du soleil.

(2) L'état de la *CLA* a un effet rétro-actif sur les flux en surface, la température ou la concentration en vapeur de la couche déterminant les gradients, donc les flux. Cette interaction entre la *CLA* et la surface conduit à une situation d'équilibre. Cette situation d'équilibre n'est atteinte que lorsque le brassage de toute la couche est réalisé.

Les propriétés de la *Couche Limite Atmosphérique* répondent donc à deux

longueurs caractéristiques ou *longueurs d'échelles* (Garrat [32], McNaughton et Raupach [53]) :

- le temps nécessaire pour atteindre une situation d'équilibre avec la surface ou *échelle de temps caractéristique*
- la longueur caractéristique de la surface intégrée par la *CLA* en équilibre avec cette surface, ou *longueur d'échelle atmosphérique*

Par exemple, pour un type de temps anticyclonique, la couche limite a une hauteur de l'ordre de 200 mètres le matin, pour atteindre 1,5 à 2 kilomètres en milieu d'après-midi. Le processus de mélange est d'autant plus long et la surface intégrée d'autant plus grande que la couche limite est développée. Ainsi, pour une couche limite atteignant une hauteur de 1000 mètres, l'équilibre sur toute la couche est réalisée en approximativement 30 minutes, et elle intègre les effets locaux sur une longueur de 10 kilomètres sous le vent (McNaughton et Raupach [53]). La *longueur d'échelle atmosphérique* caractéristique est donc de 10 kilomètres.

La couche limite atmosphérique n'est cependant pas un ensemble uniforme, la partie la plus basse étant fortement contrainte par l'hétérogénéité locale. Ainsi, la *CLA* se subdivise en deux ensembles (Brutsaert [12]), comme illustré sur la figure 3.2 :

- une *sous-couche de surface* située au voisinage immédiat du sol, dans laquelle les profils verticaux de température, d'humidité et de vitesse de vent présente une forte variation. Sa hauteur est de l'ordre de 10% de la hauteur de la couche limite atmosphérique (Garrat [32]), et fortement déterminée par les flux de chaleur en surface. Brutsaert [12] a proposé une méthode permettant d'en estimer la hauteur, présentée plus loin (paragraphe 3.3.4).
- une *sous-couche de mélange*, représentant la partie supérieure de la couche limite atmosphérique. L'écoulement y est déterminé à la fois par l'état de la surface et par la rotation terrestre.

Entre ces deux sous-couches, le brassage progressif de la masse d'air conduit à une homogénéisation horizontale, réalisée à une hauteur appelée *hauteur de mélange* h_m (Wieringa [84], Mason [49], Claussen [20], [21]).

Comme cela a été présenté dans le chapitre 2, l'estimation des flux de chaleur passe par l'estimation de la différence de température entre la surface et un niveau de référence. Dans une situation hypothétique de surface uniforme et homogène à l'infini, on peut supposer que la masse d'air sus-jacente est en équilibre avec cette surface et qu'une mesure de température à un niveau donné est représentative de la température de la masse d'air en tout point de l'espace à ce niveau. Dès lors que l'on se place sur une surface fortement hétérogène, il en est autrement. Chaque élément constitutif de la surface créant sa propre couche limite interne, une mesure de température

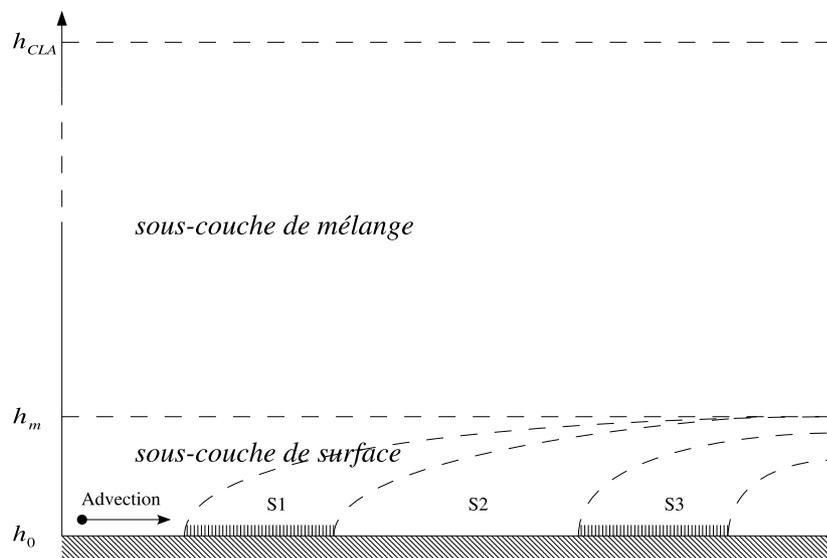


FIG. 3.2 – La succession de surfaces de rugosités différentes ($S1$, $S2$, $S3$) crée des couches limites internes progressivement intégrées les unes aux autres jusqu'à obtenir une homogénéité horizontale au niveau de la hauteur de mélange h_m à partir de laquelle les écarts verticaux de température, d'humidité et de vitesse de vent tendent à s'amenuiser.

de l'air dans cette sous-couche n'est représentative que d'un état d'équilibre hypothétique avec cet élément, et ne constitue pas une référence pour les éléments voisins. L'estimation des flux sur une surface hétérogène peut donc passer par deux approches :

1. mesurer une température de référence dans la couche limite interne de chaque élément localement homogène
2. mesurer une température de référence à un niveau tel que les hétérogénéités de surfaces soient intégrées, *ie.* dans la couche de mélange

La première solution supposant une densité de réseau de mesures au sol techniquement irréalisable, on retiendra la seconde. La température au niveau de référence T_r désignera donc une température de l'air mesurée dans la partie supérieure de la *CLA*, et dont la représentativité spatiale sera fonction de la hauteur de la mesure par rapport à la surface.

3.3 Une approche mono-source : *SEBS*

Comme présentée dans le chapitre 2, l'estimation de la fraction d'évaporation peut passer soit par l'estimation des conditions extrêmes à partir de la variation de température de surface observée (*SEBAL*, Bastiaanssen et al. [7]), soit par le calcul de ces conditions pour des valeurs de résistance de surface tendant vers 0 ou l'infini (Menenti et Choudhury [56]). La méthode utilisée ici repose sur l'utilisation du *SEBI*, présenté plus haut. Il existe plusieurs modèles basés sur ce concept, en notamment *S-SEBI* (Roerink et al. [67]), *SEBS* (Su [74]) et *Dual-Source SEBS* (Jia [40]). La méthodologie retenue ici est celle du *Surface Energy Balance System (SEBS)* présentée par Su [74], et appliquée dans divers contextes, du niveau local au niveau continental (Jia et al. [41], Menenti et al. [57]).

Le calcul du *SEBI* (équation 2.19) passe par l'estimation du gradient de température entre la surface et l'atmosphère aux limites "humide" ($r_i \rightarrow 0$) et "sèche" ($r_i \rightarrow \infty$). Ces gradients sont eux-mêmes fonction des variables caractéristiques du bilan d'énergie (équation 2.5.3), telles l'albédo (α), le rayonnement net (Rn) et le flux de chaleur dans le sol (G_0), mais aussi des variables caractéristiques de la basse couche atmosphérique, telles le déficit hydrique ($e_s - e$), la résistance externe ou aérodynamique (r_e) et les conditions de stabilité.

La méthodologie de *SEBS* s'articule donc autour de quatre sous-ensembles :

- i. un ensemble de formulations permettant de déterminer les variables radiométriques et géométriques de la surface, telles l'albédo, l'émissivité, la longueur de rugosité au transfert de quantité de mouvement ou encore la

fraction de couvert végétal ; ii. un modèle d'estimation de la longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur ; iii. la détermination de la vitesse de friction, du flux de chaleur sensible et de la longueur de Monin-Obukhov pour la caractérisation des conditions de stabilité atmosphérique ; iv. le *SEBI* pour le calcul de la fraction d'évaporation.

3.3.1 Caractérisation radiométrique de la surface et bilan d'énergie

Les variables radiométriques caractéristiques de la surface utilisées dans *SEBS* sont l'albédo, la température de brillance de surface et l'émissivité de surface. Les deux premiers termes étant propres aux caractéristiques de l'imageur, ces variables sont déterminées indépendamment et passées en entrée au modèle.

L'émissivité intervient quant à elle à deux niveaux : i. le calcul de la température de surface ; ii. le calcul du rayonnement grandes longueurs d'onde montant, dans le bilan radiatif. S'il existe un nombre conséquent d'approches permettant d'estimer ce paramètre (Bastiaanssen et al. [7], Rubio [68]), l'approche utilisée dans *SEBS* et proposée par Van de Griend et Owe [82] consiste en l'utilisation de l'indice *NDVI* tel que :

$$\varepsilon = a + b.\ln(NDVI) \quad (3.1)$$

avec $a = 1,009$ et $b = 0,047$. Il est à noter cependant que les auteurs recommandent cette formulation uniquement pour des valeurs de *NDVI* comprises entre 0,16 et 0,74. Le bilan radiatif est alors :

$$Rn = (1 - \alpha).Sw_{\downarrow} + Lw_{\downarrow} - \epsilon.\sigma.T_b^4 \quad (3.2)$$

avec α l'albédo de surface, Sw_{\downarrow} le rayonnement global, Lw_{\downarrow} le rayonnement atmosphérique, σ la constante de Stephan-Boltzmann et T_b la température de brillance de surface.

S'agissant de déterminer la quantité d'énergie disponible en surface pour l'évaporation, il est nécessaire de soustraire au rayonnement global le flux de chaleur dans le sol :

$$H + \lambda E = Rn - G_0 \quad (3.3)$$

Le flux de chaleur dans le sol est une variable difficile à quantifier et à spatia-liser (Stull [73], Bastiaanssen et al. [7]). Il dépend fortement des propriétés du sol et du couvert végétal. Il est donc approché par des relations avec des variables caractéristiques de la structure du couvert, telles la fraction du couvert (Bastiaanssen et al. [7]) ou le *LAI* (Choudhury et al. [19]). La méthode

utilisée ici consiste à considérer ce rapport comme une fonction de la fraction du couvert végétal tel que :

$$G_0 = Rn.[\Gamma_c + (1 - f_c).(\Gamma_s - \Gamma_c)] \quad (3.4)$$

avec $\Gamma_c = 0,05$ et $\Gamma_s = 0,315$ représentant le rapport G_0/Rn pour, respectivement, une surface complètement couverte par la végétation (d'après Monteith [60]) et pour une surface de sol nu (Kustas et Daughtry [44]). La fraction du couvert végétal est notée f_c . S'il est directement lié au rayonnement net, le rapport G_0/Rn n'en est pas pour autant constant au courant de la journée. Les valeurs utilisées sont donc représentatives d'un milieu de journée.

3.3.2 Caractérisation géométrique de la surface

Les variables caractéristiques de la structure du sol et du couvert interviennent tant sur le plan du bilan d'énergie que de la structure verticale de la basse couche atmosphérique. Ainsi, la fraction du couvert, i.e. la proportion de la surface occupée par de la végétation photosynthétiquement active vue du nadir, intervient comme variable de partitionnement notamment dans l'estimation du flux de chaleur dans le sol, comme présenté plus haut, ou encore dans l'estimation de la longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur (3.3.3). Cette variable peut être approchée *via* une relation linéaire avec le *NDVI* (Baret et al. [4], Carlson et al. [17]), la formulation proposée par Baret étant utilisée dans *SEBS* :

$$f_c = 1 - \left(\frac{NDVI_{x,y} - NDVI_{max}}{NDVI_{min} - NDVI_{max}} \right)^K \quad (3.5)$$

avec $K = 0,4631$, $NDVI_{x,y}$, $NDVI_{min}$ et $NDVI_{max}$ la valeur de l'indice sur un pixel (x, y) , la valeur minimum et la valeur maximum de l'image.

Si l'on considère une surface horizontale, la végétation intervient aussi comme principal obstacle à l'écoulement. Ainsi, la longueur de rugosité au transfert de quantité de mouvement, notée z_{0m} , est directement liée à la hauteur de la canopée. L'estimation directe de la hauteur de la végétation par télédétection optique étant impossible, on peut l'approcher par l'utilisation de l'indice *NDVI*. On trouve donc un nombre conséquent de formulations dans la littérature (Bastiaanssen [5], Moran [61], Roerink et al. [66]). La formulation de Moran utilisée ici est telle que :

$$z_{0m} = exp(a + b.NDVI) \quad (3.6)$$

avec a et b étant fonction du site d'étude. Cette relation, même calibrée localement, se heurte à plusieurs problèmes. D'une part, des couverts de

hauteurs très variées peuvent avoir des valeurs de $NDVI$ fortes. On peut alors obtenir des valeurs de longueur de rugosités identiques pour un maïs et une parcelle de luzerne. D'autre part, on ne considère ici que des couverts uniformes ($f_c \rightarrow 1$). Les surfaces hétérogènes, telles par exemple que des arbustes espacés, peuvent difficilement être caractérisées par une formulation utilisant le $NDVI$, la disposition même des obstacles devant être prise en compte (Jasinsky et al. [39], MacDonald et al. [47], Schaudt et al. [70]). D'autres alternatives existent, notamment l'utilisation d'une classification du type de couvert associée à des relevés de hauteur de végétation. Une relation du type $z_{0m} = 0,136 * h_v$ (Brusaert [12]) permet alors d'avoir une valeur approchée plus réaliste pour les zones sur lesquelles $NDVI \rightarrow 1$ et $f_c \rightarrow 1$. Ou encore l'utilisation de systèmes *LIDAR* (Menenti et Ritchie [58]), technique qui ne relève plus de l'imagerie optique, mais qui est beaucoup plus adaptée aux canopées partielles.

3.3.3 Réponse de la température de surface au forçage radiatif et convectif

Température radiométrique, température aérodynamique et résistance au transfert de quantité de chaleur

Les transferts convectifs dans une couche limite turbulente dépendent du flux de quantité de mouvement, l'air étant le vecteur de transfert de chaleur et de vapeur d'eau (Cowan [23]). La description des flux dans les basses couches de l'atmosphère suit le principe dit de similarité. Suivant ce principe, si toutes les variables intervenant dans un processus physique sont identifiées et formulées dans une expression adimensionnelle, on peut décrire ce processus sous une forme générique et transposable dans des situations analogues, en l'occurrence pour différentes échelles ou différents fluides. La description des flux de quantité de mouvement, de chaleur, de vapeur ou encore de gaz carbonique suit ainsi toujours la même forme. Il est donc admis, suivant le principe de similarité, que la description logarithmique du profil vertical de vitesse du vent s'applique aussi au profil vertical de température. Ainsi, les expressions de la résistance tant au transfert de quantité de mouvement que de quantité de chaleur font intervenir une longueur de rugosité. On note alors la longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur z_{0h} et la hauteur de déplacement correspondante d_h . L'hypothèse selon laquelle la température radiative de la surface et la température de l'air au niveau de la couche, à la hauteur $z_{0h} + d_h$, sont identiques a été assez largement utilisée. Dans ce cas de figure on peut considérer que la résistance au transfert de quantité de mouvement et de chaleur sont identiques.

Surface	$\overline{kB^{-1}}$	σ	Réf.
Prairie	8,8	0,24	[10]
Savanne	5,8	2,9	[72]
Forêt ouverte	8,3	3,3	[72]
Prairie	3,8	2,8	[72]
Arbustes	5,6	2,8	[72]
Arbustes	8,0	3,8	[72]
Arbustes	12,4	5,9	[72]
Arbustes	8,4	4,9	[72]
Prairie, rocaille	4,5	2,1	[72]
Jachère	8,8	5,6	[80]
Millet	4	4,4	[80]
Millet	6,7	5,1	[80]

TAB. 3.1 – Exemples de valeurs de kB^{-1} relevées dans la littérature, d'après Jia [40]

Cependant, si l'on extrapole ce profil de température à la hauteur $d_h + z_{0h}$, on obtient une température aérodynamique de surface généralement plus basse que la température radiométrique. La résistance au transfert de quantité de chaleur est donc de plusieurs ordres de grandeur plus importante que la résistance au transfert de quantité de mouvement. Ce différentiel de résistance est généralement exprimé sous la forme d'une grandeur adimensionnelle B^{-1} proposée par Owen et Thomson [63], telle que :

$$r_h = B^{-1}/u_* \quad (3.7)$$

d'où

$$kB^{-1} = \ln(z_{0m}/z_{0h}) \quad (3.8)$$

Le tableau 3.1 présente quelques valeurs de kB^{-1} relevées dans la littérature. Si son utilisation ne fait pas consensus (voir Verhoef et al. [83]), les travaux menés dans ce sens pour le calcul de flux de chaleur tendent à montrer son adéquation avec une démarche de modélisation (Jia [40], Su et al. [75]).

Le modèle de Massman

L'un des apports de la démarche proposée par *SEBS* a été d'inclure un modèle de kB^{-1} modifié d'après Massman [50]. Ici aussi, la fraction du cou-

vert intervient dans le partitionnement entre le premier terme, adapté à un couvert végétal continu, le second, adapté à une canopée partielle, et le troisième, adapté au sol nu et proposé par Brutsaert [12]. On a donc :

$$\begin{aligned}
 kB^{-1} &= \frac{k \cdot C_d}{4 \cdot C_t \cdot \frac{u^*}{u_h} \cdot (1 - e^{-n/2})} \cdot f_c \\
 &+ \frac{k \cdot \frac{u^*}{u_h} \cdot \frac{z_{0m}}{h_c}}{C_t^*} \cdot 2 \cdot f_c \cdot (1 - f_c) \\
 &+ kB_s^{-1} \cdot (1 - f_c^2)
 \end{aligned} \tag{3.9}$$

avec C_d coefficient de résistance à l'écoulement du feuillage, $0,005 \leq C_t \leq 0,075$ coefficient de transfert de chaleur dans le couvert végétal (dans la pratique, on prend $C_t = 0,01$, h_c la hauteur de la canopée, u_h la vitesse du vent au niveau de la canopée).

Suivant Massman [51], on pose :

$$\frac{u^*}{u_h} = 0,32 - 0,264 \cdot e^{-15,1 \cdot C_d \cdot LAI} \tag{3.10}$$

et

$$n = \frac{C_d \cdot LAI}{2 \cdot \left(\frac{u^*}{u_h}\right)^2} \tag{3.11}$$

C_t^* est défini tel que :

$$C_t^* = Pr^{-2/3} \cdot R_{e^*}^{-1/2} \tag{3.12}$$

avec $Pr = 0,71$ le nombre de Prandtl, et

$$R_{e^*} = h_s \cdot u^* / \nu \tag{3.13}$$

avec $h_s = 0,009m$ et

$$\nu = 1,327 \cdot 10^{-5} \cdot \left(\frac{1013}{p_0}\right) \cdot \left(\frac{T_s}{273,16}\right) \tag{3.14}$$

Enfin, le kB^{-1} des surfaces de sol nu s'exprime (Brutsaert [12]) :

$$kB_s^{-1} = 2,46 \cdot (R_{e^*} - \ln(7,4)) \tag{3.15}$$

Les comparaisons réalisées entre des mesures de flux et les estimations basées sur ce modèle (Su et al. [75]) montrent une bonne adéquation de cette paramétrisation de la longueur de rugosité.

3.3.4 Fonctions de similarité dans la couche limite atmosphérique

Les fonctions de similarité utilisées dans la description des flux de quantité de mouvement et de chaleur sont dérivées d'une analyse dimensionnelle associant les variables caractéristiques et des constantes déterminées expérimentalement. Ainsi, la représentation du profil vertical du vent et de la température prennent respectivement la forme :

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z-d}{z_{0m}} \right) \quad (3.16)$$

et

$$\theta(z) - \theta_0 = -\frac{H}{\rho \cdot C_p \cdot k \cdot u_*} \ln \frac{z}{z_{0h}} \quad (3.17)$$

avec z la hauteur par rapport à la surface, $u_* = (\tau_0/\rho)^{1/2}$ la vitesse de friction, τ_0 la contrainte de cisaillement au niveau de la surface, ρ la masse volumique de l'air, k la constante de von Karman, d la hauteur de déplacement, H le flux de chaleur sensible, z_{0h} la longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur et z_{0m} la longueur de rugosité au transfert de quantité de mouvement.

Cette représentation n'est cependant valable qu'en situation de neutralité thermique, *ie.* lorsque la variation verticale de la température suit la détente adiabatique de l'air. En situation de stabilité ou d'instabilité, il est nécessaire d'introduire une correction, que l'on appelle fonction de stabilité. Comme cela a été présenté plus haut, la couche limite atmosphérique se décompose en deux sous-couches : la sous-couche de surface et la sous-couche de mélange. La paramétrisation de la stabilité dans la sous-couche de surface suit la démarche de Monin-Obukhov, mais ne s'applique pas à la paramétrisation de l'ensemble de la couche limite atmosphérique. Su [74] propose donc d'utiliser soit la paramétrisation de Monin-Obukhov dans le cas d'une application du modèle au niveau local, soit la paramétrisation proposée par Brutsaert [12], [13] dans le cas d'une application à l'échelle régionale. Il est important de noter que dans les deux cas, la paramétrisation repose sur l'hypothèse d'une surface homogène et d'extension infinie. Les variables de surface intervenant dans les différentes étapes de calcul sont donc supposées être en cohérence avec cette hypothèse d'uniformité.

Dans la sous-couche de surface, les fonctions de stabilité de Monin-Obukhov permettent de corriger les effets de la stabilité ou de l'instabilité de l'air dans la couche. Les équations 3.16 et 3.17 prennent alors la forme :

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_{0m}} \right) - \Psi_m \left(\frac{z-d}{L} \right) + \Psi_m \left(\frac{z_{0m}}{L} \right) \right] \quad (3.18)$$

et

$$\theta(z) - \theta_0 = -\frac{H}{\rho \cdot C_p \cdot k \cdot u_*} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_{0h}} \right) - \Psi_h \left(\frac{z-d}{L} \right) + \Psi_h \left(\frac{z_{0h}}{L} \right) \right] \quad (3.19)$$

avec Ψ_m et Ψ_h les fonctions de correction de stabilité de Monin-Obukhov pour le transfert de quantité de mouvement et de chaleur, et L la longueur de Monin-Obukhov telle que :

$$L = -\frac{\rho \cdot C_p \cdot u_*^3 \cdot \theta_{v0}}{k \cdot g \cdot H} \quad (3.20)$$

avec θ_{v0} la température virtuelle de l'air au niveau de la surface.

Ces fonctions de Monin-Obukhov, issues de l'analyse dimensionnelle, mettent en relation les flux en surface avec les caractéristiques de la surface et de la sous-couche de surface. Dans la sous-couche de mélange, le profil vertical de température ou de vapeur étant constant, ces fonctions de corrections ne sont plus valides. Brutsaert [13] a donc proposé une formulation nommée *Bulk Atmospheric Similarity (BAS)* permettant de définir des fonctions de correction valables dans l'ensemble de la couche limite atmosphérique, et mettant en relation les flux en surface avec les caractéristiques de la surface et les variables de la sous-couche de mélange.

La formulation *BAS* proposée par Brutsaert est basée sur la représentation proposée par Kader et Yaglom [43]

$$\Psi_i(y) = \int_0^y [1 - \varphi_i(x)] \frac{dx}{x} \quad (3.21)$$

avec $y = -(z-d)/L$, i pouvant renvoyer au transfert de quantité de mouvement m ou de quantité de chaleur h . Les fonctions proposées par Brutsaert sont de la forme :

$$\varphi_m(y) = \frac{(a + b \cdot y^{m+1/3})}{a + y^m} \quad (3.22)$$

et

$$\varphi_h(y) = \frac{(c + d \cdot y^n)}{c + y^n} \quad (3.23)$$

En se basant sur les mesures réalisées par Kader et Yaglom [43] et Höglström [35], Brutsaert recommande d'utiliser les valeurs telles que $a = 0,33$, $b = 0,41$, $c = 0,33$, $d = 0,057$, $m = 1$ et $n = 0,78$.

La démarche de calcul des fonctions de stabilité proposée par Su [74] dans *SEBS* suit donc les étapes suivantes :

1. identifier le niveau de référence des données atmosphériques comme étant soit dans la sous-couche de surface (Monin-Obukhov), soit dans la sous-couche de mélange (modèle *BAS*)

2. déterminer si l'on se place en conditions de stabilité ou d'instabilité
3. dans le cas de l'utilisation de la formulation *BAS*, évaluer la rugosité de surface et utiliser la formulation *ad hoc*

Identification de la hauteur de la sous-couche de surface :

La limite haute de la couche limite de surface h_{cls} n'est pas clairement définie. Il semble néanmoins que cette limite soit déterminée par la hauteur de la couche limite atmosphérique, excepté lorsque la surface présente une rugosité particulièrement importante (voir Brutsaert [13] pour une revue). Il est ainsi proposé d'utiliser des deux expressions suivantes celle qui donne la hauteur la plus importante :

$$h_{cls} = \alpha \cdot h_r \quad (3.24)$$

ou

$$h_{cls} = \beta \cdot z_{0m} \quad (3.25)$$

avec h_r la hauteur de la couche limite, z_{0m} la longueur de rugosité au transfert de quantité de mouvement, $1 \leq \alpha \leq 0,15$ et $100 \leq \beta \leq 150$.

Evaluation des conditions de stabilité :

On distingue les situations suivantes :

- stabilité : $h_r \cdot L^{-1} \geq 0$
- instabilité : $h_r \cdot L^{-1} < 0$

En prenant l'équation 3.20, il apparait qu'à ce stade du calcul, on ne connaît ni u_* , ni H , ni L . Su [74] propose donc de résoudre le système d'équation suivant :

$$\begin{bmatrix} u_r - \left(\frac{-u^*}{k \cdot \ln((h_r - d_0) \cdot z_{0m}^{-1}) - B_{wi}} \right) \\ H - ((\theta_0 - \theta_r) \cdot k \cdot u^* \cdot \rho_L \cdot C_p \cdot r_a^{-1}) \\ L + \frac{u^* \cdot \rho_L}{k \cdot g \cdot (H \cdot \theta_L^{-1} + 0,61 \cdot (R_n - G_0 - H) \cdot L_e^{-1})} \end{bmatrix} = 0 \quad (3.26)$$

La résolution de ce système d'équations passe par l'utilisation de la méthode itérative de Broyden, et permet ainsi de converger vers une solution donnant une valeur de L utilisable dans l'évaluation des conditions de stabilité. On pose comme hypothèse initiale du calcul itératif, pour la vitesse de friction :

$$u_i^* = \frac{u_r \cdot k}{\ln\left(\frac{h_r - d_0}{z_{0m}}\right)} \quad (3.27)$$

pour le flux de chaleur sensible :

$$H_i = (\Theta_0 - \Theta_r) \cdot k \cdot u_i^* \cdot \rho_L \cdot C_p \cdot \frac{1}{r_{ai}} \quad (3.28)$$

avec

$$r_{ai} = \ln \left(\frac{h_r - d_0}{z_{0h}} \right) \quad (3.29)$$

et pour la longueur de Monin-Obukhov,

$$L_i = -u_i^* \cdot \rho_L \cdot \frac{1}{k \cdot g \cdot \left(\frac{H_i}{\Theta_L \cdot C_p} + 0,61 \cdot \left(\frac{R_n - G_0 - H_i}{L_e} \right) \right)} \quad (3.30)$$

avec

$$L_e = \frac{\Delta \cdot R_d \cdot 0,5 \cdot (T_0 + T_r)}{0,622 \cdot e_L} \quad (3.31)$$

Les fonctions de correction dans la sous-couche de surface

Les fonctions de Monin-Obukhov en situation de convection libre s'écrivent : pour $y \leq b^{-3}$,

$$\begin{aligned} \Psi_m(y) = & \ln(a + y) - 3 \cdot b \cdot y^{1/3} + \frac{b \cdot a^{1/3}}{2} \cdot \ln \left[\frac{(1+x)^2}{(1-x+x^2)} \right] \\ & + 3^{1/2} \cdot b \cdot a^{1/3} \cdot \tan^{-1} \left[\frac{(2x-1)}{3^{1/2}} \right] + \Psi_0 \end{aligned} \quad (3.32)$$

avec $a = 0,33$, $b = 0,41$, $x = (y/a)^{1/3}$, et

$$\Psi_0 = -\ln(a) + 3^{1/2} \cdot b \cdot a^{1/3} \cdot \frac{\pi}{6} \quad (3.33)$$

et pour $y > b^{-3}$,

$$\Psi_m(y) = \Psi_m(b^{-3}) \quad (3.34)$$

De même, la formulation de Ψ_h est :

$$\Psi_h = \left[\frac{(1-d)}{n} \right] \cdot \ln \left[\frac{(c+y^n)}{c} \right] \quad (3.35)$$

avec $c = 0,33$, $d = 0,057$ et $n = 0,78$.

Les fonctions de correction dans la sous-couche de mélange en conditions stables

Si $h_r \cdot L^{-1} \geq 0$, on se place en contexte stable. Les fonctions proposées par Brutsaert sont alors de la forme, pour le flux de quantité de mouvement,

$$B_w = -2,2 \cdot \ln \left(1 + \frac{h_r}{L_i} \right) \quad (3.36)$$

et pour le flux de quantité de chaleur,

$$C_w = -7,6 \cdot \ln \left(\frac{h_r}{L_i} \right) \quad (3.37)$$

La formulation de r_{ai} est alors :

$$r_{ai} = \ln \left(\frac{h_r - d_0}{z_{0h}} \right) - C_w \quad (3.38)$$

Les fonctions de correction dans la sous-couche de mélange en situations instables

Dans ce cas, pour lequel $h_r \cdot L^{-1} < 0$, on distingue deux configurations. La première pour les surfaces de rugosité faible, le second pour des surfaces de rugosité significativement élevée. Le critère utilisé est l'expression $\alpha_h / \beta_h \cdot h_r$, avec $\alpha_h = 0,12$ et $\beta_h = 125$.

CAS 1 : $z_{0m} < \alpha_h / \beta_h \cdot h_r$

La fonction de correction pour le flux de quantité de mouvement prend la forme :

$$B_w = -\ln(\alpha_h) + \Psi_m(\alpha_h \cdot h_r / L_i) - \Psi_m(z_{0m} / L_i) \quad (3.39)$$

et pour le flux de quantité de chaleur,

$$C_w = -\ln(\alpha_h) + \Psi_h(\alpha_h \cdot h_r / L_i) - \Psi_h(z_{0h} / L_i) \quad (3.40)$$

CAS 2 : $z_{0m} \geq \alpha_h / \beta_h \cdot h_r$

La fonction de correction pour le flux de quantité de mouvement prend la forme :

$$B_w = -\ln \left(\frac{h_r}{\beta_h \cdot z_{0m}} \right) + \Psi_m(\beta_h \cdot z_{0m} / L_i) - \Psi_m(z_{0m} / L_i) \quad (3.41)$$

et pour le flux de quantité de chaleur,

$$C_w = -\ln \left(\frac{h_r}{\beta_h \cdot z_{0m}} \right) + \Psi_h(\beta_h \cdot z_{0m} / L_i) - \Psi_h(z_{0h} / L_i) \quad (3.42)$$

3.3.5 Calcul du *SEBI* et de la fraction d'évaporation

Calcul des longueurs de Monin-Obukhov aux limites

Après avoir résolu le système d'équations avec les formulations de stabilité *ad hoc*, on obtient les paramètres u^* , H et L en conditions réelles, ce qui permet ensuite d'utiliser le premier d'entre eux pour le calcul de la longueur de Monin-Obukhov en conditions limites humides :

$$L_w = -\frac{u^{*3} \cdot \rho_L}{k \cdot g \cdot \left(0,61 \cdot \frac{R_n - G_0}{L_e}\right)} \quad (3.43)$$

et en conditions sèches :

$$L_d = -\frac{u^{*3} \cdot \rho_L}{k \cdot g \cdot \left(\frac{R_n - G_0}{\theta_L \cdot C_p}\right)} \quad (3.44)$$

Expression des résistances externes

Connaissant les expressions de la longueur de Monin-Obukhov aux limites, il est finalement possible de calculer les résistances externes en conditions réelles r_e , en limite humide r_{ew} et en limite sèche r_{ed} . L'expression générale de la résistance externe est de la forme :

$$r_e = \frac{1}{k \cdot u^*} \cdot \left[\ln \left(\frac{h_r - d_0}{z_{0h}} \right) - \Psi_h \left(\frac{h_r - d_0}{L} \right) + \Psi_h \left(\frac{z_{0h}}{L} \right) \right] \quad (3.45)$$

Dans notre cas, l'utilisation d'un niveau de référence dans la sous-couche de mélange suppose d'utiliser les fonctions de stabilité de Brutsaert. On a alors :

$$r_{ei} = \frac{1}{k \cdot u^*} \cdot \left[\ln \left(\frac{h_r - d_0}{z_{0h}} \right) - C_{wi} \right] \quad (3.46)$$

avec i correspondant successivement aux conditions réelles a , aux conditions en limite "sèche" d et en limite "humide" w .

A partir des équations 2.18 et 2.17 pour le calcul des différences de température aux limites, on dispose de tous les éléments permettant le calcul du *SEBI* suivant l'équation 2.19.

Cette démarche de *SEBS* apporte ainsi tous les éléments permettant le calcul des variables nécessaires à l'estimation de la fraction d'évaporation. On notera plusieurs apports remarquables :

- l'utilisation d'un modèle de kB^{-1} faisant intervenir les propriétés de la surface plutôt qu'une valeur constante

- l'estimation des conditions aux limites humides et sèches sont basées sur des considérations de bilan d'énergie, incluant les fonctions de stabilité représentatives de l'ensemble de la *CLA*. L'effet de boucle de rétroaction de la *CLA* sur les flux en surface est donc pris en compte.

3.4 Taille de maille et longueurs d'échelles

La démarche de *SEBS* repose sur l'utilisation conjointe de données de télédétection dans le visible, le proche infrarouge et l'infrarouge thermique, et de paramètres atmosphériques relatifs à un niveau de référence choisi. Ce niveau peut être décimétrique dans le cas de l'analyse d'une parcelle agricole, par exemple, ou correspondant à la hauteur de la couche limite atmosphérique dans le cas d'une analyse d'extension régionale, voir continentale. Dans le premier cas, on utilise la démarche de Monin-Obuhkov, dans le second celle de Brutsaert.

La caractérisation de l'état de la surface, *via* l'albédo, la température de surface et le *NDVI* est basée sur l'utilisation des images de télédétection, chaque pixel constituant autant de mailles de calcul, pour lesquelles seront appliqués les calculs de bilan radiatif, de kB^{-1} et de stabilité. C'est donc en quelque sorte la résolution spatiale de l'imageur utilisé qui définit la taille de la maille de calcul de *SEBS*.

Suivant ce qui a été présenté plus haut, la hauteur du niveau de référence de mesure des paramètres de température, d'humidité et de vitesse de vent détermine la représentativité spatiale de la mesure. Par exemple, l'application de *SEBS* avec des mesures effectuées à une dizaine de mètres, dans une couche limite interne en équilibre avec la surface, pour une application d'extension locale est tout à fait possible si l'on considère que la résolution spatiale des données radiométriques est de même ordre que l'extension de la surface étudiée. Dès lors que l'on cherche à réaliser des estimations sur une zone d'extension régionale, il est nécessaire de prendre comme niveau de référence une hauteur comprise entre la hauteur de mélange et le sommet de la couche limite atmosphérique, sauf à ce que la surface soit parfaitement homogène. La maille de calcul doit donc être en adéquation avec la représentativité spatiale des mesures des variables atmosphériques. Autrement dit, la taille de la maille doit correspondre à la longueur d'échelle atmosphérique. Cette condition ne peut être réalisée dès lors que la taille de la maille de calcul est dictée par la résolution de l'imageur, sauf à considérer des images très basse résolution.

Dans le cadre de ce travail, il s'agit de déterminer les termes d'évaporation réelle à l'échelle sub-parcellaire, et sur une extension d'ordre régionale. L'uti-

lisation d'images à haute résolution, telles que des images Landsat 5 dont la résolution est de 30 mètres dans le visible et le proche infrarouge, et de 120 mètres dans l'infrarouge thermique, permet de caractériser finement les conditions de surface. Néanmoins, l'utilisation de mailles de calculs de 30 mètres pour caractériser l'état de l'atmosphère et les fonctions de stabilité sur une couche limite dont la hauteur est kilométrique n'est pas adéquat. Les caractéristiques de hauteur du couvert végétal, de longueur de rugosité ou de bilan d'énergie sur une maille aussi fine ne peuvent déterminer l'état de la couche atmosphérique sus-jacente. On se heurte alors à un problème d'inadéquation entre la taille de la maille et la longueur d'échelle des variables atmosphériques.

3.5 Conclusion

La démarche de calcul des termes de flux de chaleur en surface adoptée ici suit une représentation mono-source reposant sur l'utilisation d'images de télédétection optique spatiale haute résolution. Les échanges sont donc calculés entre une surface évaporante équivalente et un niveau de référence. La définition d'un niveau de référence unique sur une surface cultivée se heurte au problème de l'hétérogénéité forte de la surface. Ainsi, chaque élément constitutif de cette hétérogénéité crée dans la partie la plus basse de l'atmosphère sa propre sous-couche avec laquelle il est en équilibre.

Le rôle d'intégrateur naturel et de régulateur joué par *la couche limite atmosphérique* conduit, par un brassage progressif, à une homogénéisation des propriétés de l'air dans l'horizontale au-delà d'une hauteur dite *de mélange*. On fait donc ici l'hypothèse que les variables atmosphériques acquises dans la partie supérieure de la couche limite atmosphérique peuvent servir de référence commune à un ensemble de points en surface, suivant une extension définie par la longueur caractéristique atmosphérique, elle-même fonction du développement vertical de la couche limite.

Le calcul des termes du bilan d'énergie suit la démarche de Su [74], dont l'implémentation prend le nom de *Surface Energy Balance System*. Cette démarche associe un ensemble de formulations d'estimation de variables radiométriques et géométriques de surface, un modèle de calcul de la longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur suivant une approche kB^{-1} proposée par Massman [50], une démarche de calcul des fonctions de similarité proposée par Brutsaert [12] et le calcul de la fraction d'évaporation suivant le *SEBI*.

Suivant *SEBS*, la maille de calcul correspond au pixel de l'image de télédétection. La taille de la maille est donc liée à la résolution spatiale

de l'image. Dans le cadre de ce travail, le calcul des indicateurs suppose l'utilisation d'images à haute résolution spatiale sur une surface d'extension régionale. Cependant, le choix de la partie supérieure de la couche limite atmosphérique comme niveau de référence commun à un ensemble de points est en inadéquation avec un calcul des fonctions de similarité pour chaque pixel. Il est donc nécessaire d'adapter la taille des mailles de calcul à l'échelle caractéristique des processus. On présente donc dans le chapitre suivant une démarche multi-échelle permettant l'utilisation d'images haute résolution à l'échelle régionale.

Chapitre 4

Une approche multi-échelle de calcul de la fraction d'évaporation

4.1 Introduction

L'utilisation du *SEBI* (équation 2.19) repose sur l'hypothèse de conditions atmosphériques homogènes sur l'ensemble de l'espace considéré. La variabilité spatiale du gradient de température ne dépend que de la variabilité de la température en surface, la température atmosphérique étant une référence commune à tout point de la surface considérée. Comme cela a été présenté dans le chapitre précédent, lorsque l'on considère une surface hétérogène d'extension régionale, cette condition d'homogénéité horizontale des variables atmosphériques au niveau de référence est réalisée dès lors que l'on se place entre la hauteur de mélange h_m et la hauteur du sommet de la couche limite atmosphérique h_{CLA} . L'utilisation de l'approche *BAS* proposée par Brutsaert permet de décrire l'état de stabilité dans cette situation, et de reproduire l'état d'équilibre entre la *CLA* et les flux convectifs en surface. Dès lors, il est nécessaire de distinguer deux entités spatiales :

- l'élément de surface, échangeant de la chaleur et de la vapeur avec l'atmosphère. La variabilité spatiale des caractéristiques radiométriques et géométriques forte autorise une description fine de cette surface. Autrement dit, on peut traiter les variables de surface à la résolution maximale déterminée par l'imageur de télédétection utilisé.
- l'"élément d'atmosphère" homogène et servant de référence commune à des éléments de surface hétérogènes. Sa dimension dépend de la longueur d'échelle atmosphérique, et non de la résolution d'un imageur.

On se place donc dans une configuration où la taille de la maille de calcul est cohérente avec la description des processus, et donc variable. Suivant ces considérations, il est proposé ici de reprendre la démarche de Su et al. en mettant l'accent sur la dimension caractéristique des processus. Cette démarche a conduit à un nouveau modèle nommé *Multi-Scale Surface Energy Balance System (MSSEBS)* présenté ici. L'écriture de ce modèle a été motivée par :

- le souci d'adéquation entre échelle caractéristique des processus et maille de calcul, comme expliqué plus haut
- les contraintes opérationnelles imposées par l'utilisation d'une telle démarche dans le cadre du suivi des besoins en eau des cultures, ce qui sera détaillé plus bas

4.2 Une méthodologie multi-échelles

L'approche du *Multi-Scale Surface Energy Balance System* repose sur une définition non statique de la taille de la maille de calcul, et est spécifiquement dédiée à l'estimation des termes de bilan d'énergie sur des zones d'extension régionale à partir de données radiométriques à haute résolution spatiale. Elle se compose :

- d'une définition étendue des caractéristiques radiométriques et géométriques de surface, avec notamment l'introduction de la hauteur du couvert dans le calcul de la longueur de rugosité au transfert de quantité de mouvement, ou encore l'utilisation deux émissivités de surface (ϵ_B pour le bilan radiatif, ϵ_{TM} pour la correction de la température de brillance de l'imageur)
- du modèle de Massman [50], [51] adapté par Su [74] pour le calcul de la longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur
- de la paramétrisation de la stabilité suivant l'approche *BAS* proposée par Brutsaert [13]
- du *SEBI* pour le calcul de la fraction d'évaporation
- d'une approche de calcul de l'évaporation réelle diurne sur la base de la cinétique diurne du rapport entre rayonnement global et rayonnement net (présenté dans ce travail)

La définition des échelles dans *MSSEBS* repose sur la distinction entre deux catégories de variables :

Les variables de surface

Radiométriques et géométriques, elles recouvrent l'albédo, la température de surface, l'émissivité de surface, le $NDVI$, la fraction de couvert végétal, la hauteur de la canopée, le LAI , la longueur de rugosité au transfert de quantité de mouvement et la longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur. Ces variables sont déterminées à la résolution maximale de l'image utilisée. Par exemple, dans le cas d'images Landsat 5, 30 mètres pour toutes, exceptée la température de brillance basée sur un canal dans l'infrarouge thermique à 120 mètres de résolution. Les variables résultantes telles que le rayonnement net sont donc mixtes, combinant les deux résolutions de l'imageur. S'agissant de surfaces cultivées, on peut considérer qu'une majorité de pixels est homogène à une telle résolution, si ce n'est l'ensemble des pixels situés en bordure du parcellaire.

Les variables atmosphériques

Il s'agit là des fonctions de stabilité atmosphérique. Dans le cas d'une analyse d'extension régionale, ces fonctions sont représentatives de l'ensemble de la couche limite atmosphérique. Cette couche limite atmosphérique intègre une surface dont l'extension est sans commune mesure avec la résolution à laquelle les variables de surface sont déterminées. Suivant les recommandations de Brutsaert [12],[13], on détermine donc une nouvelle maille M dont l'extension sera de l'ordre de $10.h_{CLA}$. Cela donne donc une maille de dix kilomètres de côté pour une couche limite culminant à mille mètres.

Le calcul de ces fonctions de stabilité nécessite de connaître la longueur de rugosité z_{0mM} ainsi que l'énergie disponible aux transferts de chaleur $(Rn - G_0)_M$ à l'échelle de la maille M . La transposition des flux de la canopée à l'échelle régionale repose sur le principe de conservation : le flux régional moyen d'un scalaire donné ϕ_M ($\phi = \lambda E, H, Rn - G_0$) est une simple moyenne pondérée par la surface des contributions des différents éléments constitutifs de cette région (Raupach [64], [65], McNaughton [52], Lhomme et al. [45]). On peut donc écrire :

$$\phi_M = \sum_i a_i \phi_i \quad (4.1)$$

a_i étant une fraction de la surface de la maille M . Suivant ce principe de conservation, l'équation 3.2 prend la forme :

$$(Rn - G_0)_M = (1 - \alpha_M) \cdot Sw_{\downarrow} + Lw_{\downarrow} - \epsilon \cdot \sigma \cdot T_{bM}^4 - G_{0M} \quad (4.2)$$

et

$$x_M = \sum_i a_i x_i \quad (4.3)$$

pour $x = \alpha, G_0, T_b^4$

De même, on détermine la longueur de rugosité aérodynamique et la hauteur de déplacement z_{0m_M} et d_{0M} à partir d'une hauteur du couvert moyennée sur la maille :

$$h_{v_M} = \sum_i a_i h_v \quad (4.4)$$

On introduit alors dans l'équation 3.26 une longueur de rugosité au transfert de quantité de mouvement z_{0m_M} et une hauteur de déplacement d_{0M} représentative de l'ensemble de la maille M :

$$u_{i_M}^* = \frac{u_r \cdot k}{\ln \left(\frac{h_r - d_{0M}}{z_{0m_M}} \right)} \quad (4.5)$$

pour le flux de chaleur sensible, on calcule une température potentielle moyenne à l'échelle de la maille, permettant de définir un écart de température potentiel moyen $(\theta_0 - \theta_r)_M$:

$$H_{i_M} = (\theta_0 - \theta_r)_M \cdot k \cdot u_{i_M}^* \cdot \rho_L \cdot C_p \cdot \frac{1}{r_{ai_M}} \quad (4.6)$$

avec

$$r_{ai_M} = \ln \left(\frac{h_r - d_{0M}}{z_{0m_M}} \right) \quad (4.7)$$

où z_{0m_M} représente la longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur moyen sur la maille M , et pour la longueur de Monin-Obukhov,

$$L_{i_M} = -u_{i_M}^* \cdot \rho_L \cdot \frac{1}{k \cdot g \cdot \left(\frac{H_{i_M}}{\theta_L \cdot C_p} + 0,61 \cdot \left(\frac{(R_n - G_0)_M - H_{i_M}}{L_e} \right) \right)} \quad (4.8)$$

Suivant la démarche proposée par Su [74], on utilise la méthode de Broyden pour résoudre le système d'équation 3.26 en utilisant ici $u_{i_M}^*$, H_{i_M} et L_{i_M} , pour finalement obtenir les fonctions de stabilité représentatives de la maille M , notée Cw_{i_M} .

Les fonctions de stabilités sont représentatives d'une surface uniforme et homogène à l'infini. Afin de prendre en compte l'hétérogénéité de la surface, on pose ici l'hypothèse de calcul de la résistance externe suivante :

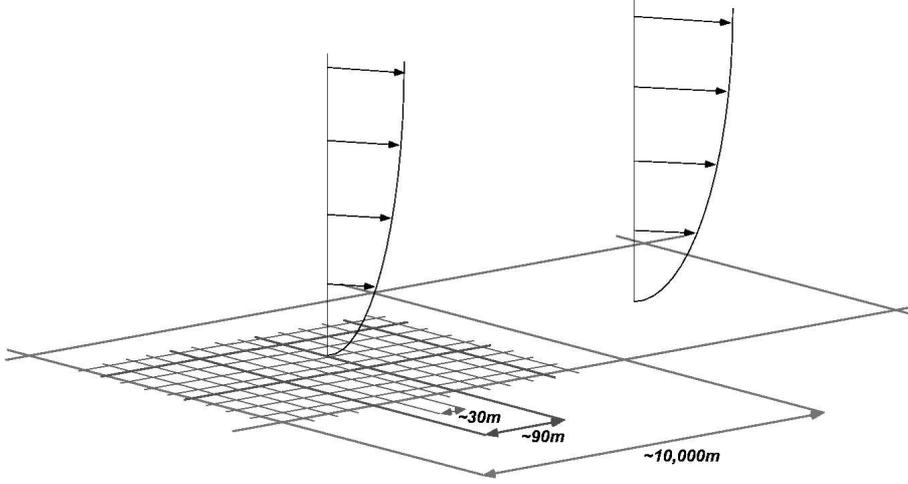


FIG. 4.1 – Dans *MSSEBS*, les paramètres de surface sont documentés à la résolution maximale de l’imageur dans le domaine du visible, tandis que la température de brillance et les paramètres qui en découlent sont estimés à la résolution du canal thermique du même imageur. Enfin, les paramètres de stabilité atmosphérique sont calculés à une échelle de l’ordre de dix fois la hauteur du niveau de référence.

$$r_{ei} = \frac{1}{k \cdot u^*} \cdot \left[\ln \left(\frac{h_r - d_0}{z_{0h}} \right) - (C_{wi})_M \right] \quad (4.9)$$

La résistance externe est ainsi une variable *mixte* en terme d’échelle. Elle associe des variables locales (d_0, z_{0h}) calculées à pleine résolution, et des paramètres atmosphériques définis à l’échelle de la maille M .

Pour ce faire, les fonctions de stabilité sont recalculées à la résolution maximale. L’interpolation utilise la méthode du plus proche voisin ou une interpolation linéaire, selon le choix de l’utilisateur. Considérant, par hypothèse dans la définition du *SEBI*, que les conditions atmosphériques sont les mêmes en tout point, l’utilisation du ré-échantillonnage par le plus proche voisin, consistant à attribuer les paramètres atmosphériques de la maille M à tous les pixels compris dans l’espace de dimensions $h_r \cdot 10 \times h_r \cdot 10$, est sans doute la méthode la plus appropriée. Les mailles se sur-imposent alors sur l’image en sortie. L’utilisation d’une interpolation linéaire ou bi-cubique permet de lisser cet effet de bordure.

La figure 4.2 résume ainsi la représentation multi-échelle de la démarche de *MSSEBS*, associant des variables de résolution mixte définies par la résolution spatiale de l’imageur pour les variables de surfaces, et une maille dont l’extension est fonction de la hauteur de la couche limite atmosphérique h_{CLA} .

4.3 Opérabilité de la méthodologie et hétérogénéité des observations disponibles

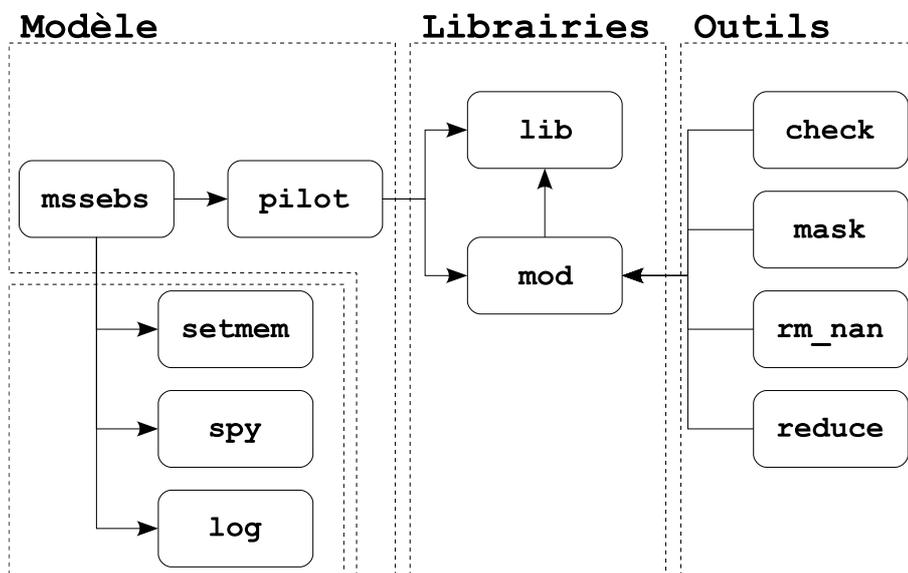
Si la question de l'échelle des processus est la principale motivation justifiant le développement d'un nouveau modèle, ce n'est cependant pas la seule. Le projet *DEMETER*, à travers les travaux des différentes équipes, a offert un panel de variables dérivées de la télédétection extrêmement varié, dépassant largement les seuls albédo, température de brillance et *NDVI* utilisés par *SEBS*. S'y sont ajoutés l'émissivité de surface dans la bande spectrale du canal infrarouge thermique, l'émissivité de surface dans le domaine plus large du rayonnement atmosphérique, la fraction du couvert végétal, le *LAI*, voir même dans certains cas la hauteur du couvert végétal. La disponibilité en données étant variable d'une date à l'autre, les combinaisons disponibles sont extrêmement variées. Il a donc semblé nécessaire de disposer d'une implémentation suffisamment modulaire pour pouvoir exploiter au mieux l'ensemble des données disponibles, quelle que soit la configuration se présentant. La stratégie adoptée consiste donc à offrir la possibilité d'utiliser soit une source de données externe, lorsqu'elle existe, soit une formulation empirique basée sur le *NDVI*, comme c'est le cas dans *SEBS*. Cette considération dépasse largement le cadre de l'utilisation du modèle dans *DEMETER*. S'agissant d'évaluer l'usage potentiel de la fraction d'évaporation dans un *SCI*, la modularité du modèle peut permettre de l'utiliser dans des contextes opérationnels variés, suivant le niveau de suivi et d'équipement du site.

4.4 Implémentation du modèle

MSSEBS a été programmé en *IDL* (*Interactive Data Language*) pour plusieurs raisons : la disponibilité du compilateur, le grand nombre de fonctions pré-existantes pour la manipulation et les opérations sur les matrices et sa compatibilité avec les machines de calcul multi-processeur. Un grand soin a été apporté à la modularité de l'ensemble, à son optimisation pour les calculs lourds et à sa documentation.

4.4.1 Architecture

L'architecture de programmation utilisée se veut modulaire. *MSSEBS* se compose ainsi de quatre entités : le modèle, les bibliothèques d'algorithmes et de procédures, les outils, et une couche de gestion de l'exécution (4.2, 2.1). Le modèle est en quelque sorte la colonne vertébrale du programme. Il définit le

FIG. 4.2 – Architecture de *MSSEBS*

déroulement des opérations, les règles de décision et d'optimisation de l'utilisation des ressources. Il fait appel à des fonctions de calcul et à des procédures qui, quant à elles, sont stockées à l'extérieur, dans les bibliothèques. L'externalisation des algorithmes permet à plusieurs modèles distincts d'en partager tout ou partie, sans entrer dans la partie fonctionnelle de l'un ou l'autre des programmes. Ces bibliothèques de fonctions et de procédures sont donc aussi accessibles à divers outils.

Outil de vérification

Le premier outil permet de vérifier la conformité des paramètres d'entrée, afin d'anticiper tout problème lié à une erreur de format de fichier, ou de valeur numérique aberrante.

L'absence d'information

Une image de télédétection peut dans certains cas ne pas couvrir l'ensemble de la matrice de pixels du fichier qui la contient, notamment du fait des déformations induites par l'orthorectification et le géoréférencement. On a alors un ensemble de pixels appartenant à la bordure de l'image. Ces pixels pouvant contenir une valeur, généralement aberrante, il a été nécessaire d'en

tenir compte pour ne pas les inclure dans les calculs et dans les changements d'échelle, et générer ainsi une série d'erreurs. L'ensemble des fonctions de calcul a donc été adapté pour prendre en charge les pixels de valeur nulle (non numérique). Un outil de préparation des données permet ainsi de distinguer les pixels du fond, non numériques, des pixels de l'image, pouvant avoir la valeur zéro, par exemple.

Outil de redimensionnement d'image

Comme expliqué ci-dessus, la maille M a une dimension déterminée par la hauteur de la couche limite. Ainsi, la procédure de changement d'échelle détermine dynamiquement la taille des mailles et procède aux ré-échantillonnages. Toutefois, le nombre de mailles M étant entier, une partie des pixels en bordure droite et basse de l'image est exclue du traitement. La taille réelle de la maille est donc calculée pour limiter la perte de pixel dans ces bordures.

4.4.2 Optimisations

L'utilisation d'images haute résolution dans un tel modèle met en exergue deux points importants : le temps d'exécution et les limites techniques des ressources de calcul. La question du temps d'exécution est ici cruciale. En effet, l'une des exigences de *DEMETER* a été de pouvoir utiliser des scènes Landsat entières avec un tel modèle, couvrant ainsi un territoire de 180 kilomètres de côté. Ceci revient à réaliser un peu plus de 6.10^7 simulations. Une réduction même minime du temps d'exécution par maille est donc sensible à l'échelle de la zone d'étude. De ce point de vue, l'approche multi-échelle représente un intérêt considérable. En effet, la résolution du système d'équations 3.26 passe par l'approche itérative de Broyden, coûteuse en temps. Le fait qu'elle soit utilisée sur une maille de l'ordre de dix kilomètres de côté plutôt que sur chaque pixel de 30 mètres réduit une même simulation sur une scène de 40x50 km d'une heure et demi avec *SEBS* à 20 secondes avec *MSSEBS*¹.

Le second aspect concerne l'usage de la mémoire. Chaque variable intervenant dans le calcul est une matrice dont les dimensions sont celles de l'image utilisée, généralement stockée sous forme d'un réel en simple précision. Dans le cas d'images haute résolution, cela peut conduire à dépasser 100Mb par variable. Suivant le nombre de termes intervenant dans un calcul, il peut alors être nécessaire de charger un peu moins de 3Gb de données en mémoire RAM. Pour faire face à ce problème, les séquences de calcul dans *MSSEBS* ont été adaptées de sorte à minimiser le nombre de variables en mémoire,

¹Temps mesuré sur un PC simple processeur AMD Duron 850MHz, 256Mo de RAM

en écrivant au besoin des résultats intermédiaires sur disque, et en vidant la mémoire des variables en fin de leur utilisation.

Dans le cas de simulations sur l'ensemble d'une image Landsat, compte tenu des exigences techniques, les calculs ont été réalisés sur un *cluster* de quatre systèmes Unix Compaq Tru64, comprenant chacun quatre processeurs et disposant chacun de 2 à 3Gb de mémoire RAM, et faisant partie des ressources de calcul mise à disposition par le *Centre Universitaire Régional de Ressources Informatiques (CURRI)*. Une simulation prend alors approximativement 50 minutes de temps CPU.

4.5 Le forçage atmosphérique

En l'état actuel du développement, un forçage atmosphérique unique est utilisé, ce qui est satisfaisant dans le cadre d'une utilisation régionale du modèle. Néanmoins, deux autres possibilités d'amélioration sont envisagées :

- conserver la description actuelle de la couche limite, mais en fournissant des données spatialisées (un jeu par maille)
- intégrer un modèle de couche limite

Ces deux options permettraient d'étendre l'extension des zones de simulation et l'application du modèle sur des régions dont le relief varie significativement.

4.6 Estimation de l'évaporation diurne

Suivant la méthodologie présentée, les valeurs de fraction d'évaporation et de flux de chaleur latente ne sont représentatives que du moment de l'acquisition de l'image satellite. Dans la perspective d'utilisation de ces données pour la gestion de l'irrigation, il a semblé plus intéressant de ramener ces valeurs à un pas de temps plus usité, à savoir la journée. Ainsi, on propose ici une démarche de calcul des termes d'évaporation réelle et potentielle à l'échelle diurne.

Les valeurs de fraction d'évaporation et de flux de chaleur calculée par *MSSEBS* en un point est représentative des conditions d'équilibre entre la surface et l'atmosphère durant les quelques minutes entourant l'acquisition des données radiométriques. Néanmoins, les travaux réalisés notamment par Suttleworth et al. [76], Brutsaert et Sugita [14] ou encore Crago ([25],[24],[26]) mettent en évidence la quasi-constance de la fraction d'évaporation dans la journée, en situation de beau temps. La cinétique diurne de la fraction d'évaporation est légèrement concave et centrée sur le midi local (figure 4.3). Ainsi, Lhomme et Elguero [46] ont montré que la valeur de fraction

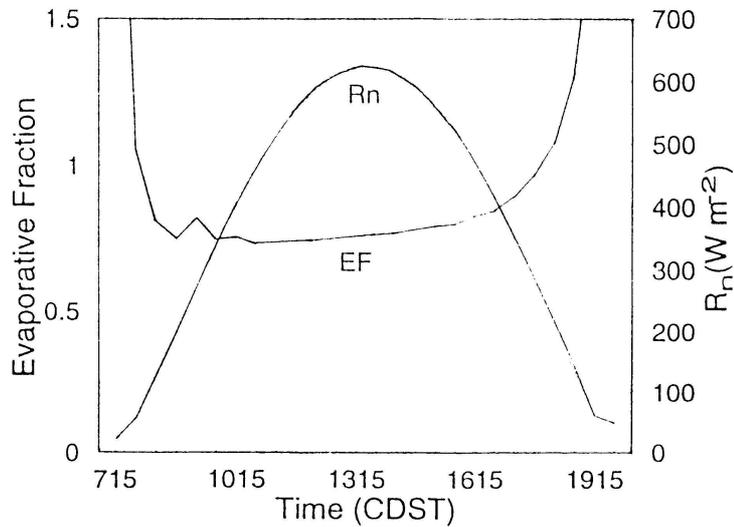


FIG. 4.3 – Cynétique diurne du rayonnement net R_n et de la fraction d'évaporation E_f mesurés le 15 août 1987 dans le cadre *FIFE*, d'après Crago [25].

d'évaporation acquise à un moment de la journée, préférentiellement trois heures avant ou après le midi local, est représentative de la fraction d'évaporation sur toute la période diurne. Partant de cette hypothèse, l'évaporation réelle totale diurne peut s'exprimer comme le produit de la fraction d'évaporation par la quantité d'énergie disponible ($R_n - G_0$) intégrée sur la journée. L'estimation de la fraction d'évaporation à partir d'une image de télédétection acquise en milieu de matinée, comme c'est le cas d'une image Landsat, est donc tout à fait appropriée pour le calcul de l'évaporation réelle diurne. La difficulté tient à ce que l'on ne connaît pas les valeurs de $R_n - G_0$ sur l'ensemble de la journée et en tout point de l'espace. Dans le meilleur des cas, on dispose de mesures de bilan radiatif en un point de la zone considérée. La méthode présentée ici propose ainsi d'estimer la cinétique diurne du rayonnement net à partir de l'un des termes du bilan radiatif : le rayonnement global.

Le rayonnement net est différent en tout point de l'espace. En revanche, on peut considérer qu'à l'échelle régionale, le rayonnement global est identique. On peut donc approcher le comportement diurne de R_n à travers le comportement du rayonnement global sur cette même période. Dans le cas où le site comporte une station de mesure des termes du bilan radiatif au sol, il est possible de connaître en ce point la cinétique du rapport Sw_1/R_n .

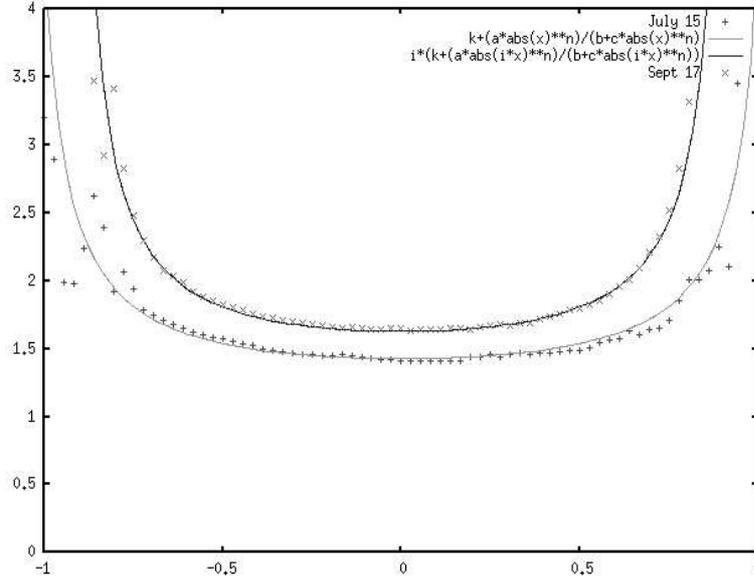


FIG. 4.4 – Représentation du rapport du rayonnement global sur le rayonnement net pour les journées du 15 juillet et du 17 septembre 2003, d’après les mesures effectuées sur la station agro-météorologique de Las Tiesas.

On détermine expérimentalement (figure 4.4) que le rapport Sw_{\downarrow}/Rn en un point i, j considéré, noté $\vartheta_{i,j}$, suit un ajustement de la forme :

$$\vartheta_{i,j(x)} = k_{i,j} + \frac{a \cdot x^n}{b + c \cdot x^n} \quad (4.10)$$

Il est donc possible, à partir des données d’une station de mesure, de déterminer a, b, c, n et k .

Considérant le rayonnement global approximativement identique en tout point de la zone considérée, la forme de l’ajustement est valable en tout point. En revanche, l’ordre de grandeur dépend de la valeur du rayonnement net, spécifique aux caractéristiques d’albédo et de température de surface de chaque point. On fait donc l’hypothèse que la forme de l’ajustement est valable en tout point i, j de l’espace, à $\pm k$.

Il est alors possible d’ajuster k à partir des valeurs de Rn calculées à partir de l’image de télédétection au moment t de la simulation tel que :

$$k_{i,j} = \frac{Sw_{\downarrow t}}{Rn_{i,j,t}} - \vartheta_{(x_t)} \quad (4.11)$$

La variable d’ajustement k représente donc la différence observée entre la

valeur du rapport sur la station de référence et sur un pixel donné au moment de la simulation.

Une fois k déterminé pour chaque pixel, et connaissant la cinétique du rayonnement global Sw_{\downarrow} , il est alors possible d'estimer la cinétique de Rn en chaque pixel. On obtient l'énergie nette totale diurne en chaque point i, j , en $J.m^{-2}$:

$$Rn_{d(i,j)} = \sum_{x=-1}^1 Sw_{\downarrow(x)} \cdot \vartheta_{i,j(x)}^{-1} \cdot n \quad (4.12)$$

avec n le nombre de secondes suivant le pas de temps des données de rayonnement global. Afin de calculer la quantité d'énergie disponible pour les flux turbulents, on introduit le rapport $(G_0.Rn^{-1})_{i,j}$ estimé à partir de la fraction du couvert (équation 3.4). D'où l'évaporation réelle diurne (en $kg.m^{-2} \equiv L.m^{-2} \equiv mm$) :

$$E_{ad(i,j)} = \Lambda \cdot \left[Rn_{d(i,j)} - \left(Rn_{d(i,j)} \cdot (G_0.Rn^{-1})_{i,j} \right) \right] \cdot \lambda^{-1} \quad (4.13)$$

avec $\lambda = 2,45.10^6 J.kg^{-1}$ la chaleur latente de vaporisation.

L'évaporation potentielle diurne E_{pd} s'exprime de la même manière :

$$E_{pd(i,j)} = \left[Rn_{d(i,j)} - \left(Rn_{d(i,j)} \cdot (G_0.Rn^{-1})_{i,j} \right) \right] \cdot \lambda^{-1} \quad (4.14)$$

Intérêts de la méthode :

- permet de tenir compte des fluctuations des termes du bilan radiatif au courant de la journée, à travers les mesures de rayonnement global.
- la démarche suppose de normaliser le temps dans l'intervalle de x $[-1; 1]$. La forme de l'ajustement est donc utilisable en tout point et à toute date si l'on centre le midi local sur 0 et que l'on travaille dans l'intervalle $[heure_{levé}; heure_{couché}]$. Néanmoins, la justesse de l'ajustement suppose que $Sw_{\downarrow} \gg 0$, ce qui peut contraindre à réduire sensiblement l'étendue de l'intervalle.

Limites de la méthode :

- il est nécessaire de disposer de mesures de Rn en un point de la zone considérée. Les stations mesurant un bilan radiatif complet étant moins répandues que les stations disposant d'un pyranomètre, ceci peut limiter l'application de cette démarche.
- l'hypothèse d'un rapport G_0/Rn constant sur l'ensemble de la journée ne se vérifie pas expérimentalement.

4.7 Conclusion

La démarche du *Multi-Scale Surface Energy Balance System* proposée ici repose sur une approche multi-échelle, associant des variables de surface à la résolution de l'imageur avec des variables atmosphériques à l'échelle d'une maille M fonction du développement vertical de la couche limite atmosphérique. L'intégration de l'hétérogénéité de la surface dépend donc de la hauteur de la couche limite atmosphérique au moment de l'acquisition des données radiométriques. La transposition des flux de chaleur de l'échelle de la canopée à l'échelle régionale suit le principe de conservation de l'énergie, permettant ainsi de calculer un forçage de surface sur la maille M pour le calcul des fonctions de similarité et des conditions de stabilité de la couche.

L'association de ces variables de surface et atmosphériques aboutit à un résultat mixte en terme d'échelle. Les fractions d'évaporation et flux de chaleur calculés associent la résolution des canaux du visible et du proche infrarouge avec celle du canal thermique et celle de la maille atmosphérique. L'hypothèse d'une référence atmosphérique commune dans *SEBI* et la prise en compte de l'hétérogénéité forte de la surface sont ainsi conciliées dans une même démarche de calcul.

La démarche de calcul de l'énergie totale disponible pour les flux de chaleur à l'échelle diurne proposée ici repose sur la cinétique diurne du rapport du rayonnement global sur le rayonnement net. Cette approche permet de reproduire cette cinétique pixel par pixel grâce à l'utilisation d'un ajustement tenant compte de la variabilité des termes du bilan d'énergie sur chacun d'eux. En s'appuyant sur l'hypothèse d'une représentativité des valeurs de fraction d'évaporation calculées en milieu de matinée pour l'ensemble de cette même période diurne, il est ainsi possible de calculer l'évaporation potentielle et réelle diurne en tout point de l'image de télédétection.

Enfin, la prise en compte des contraintes opérationnelles tant en terme de disponibilité en données d'entrées variables qu'en terme de temps de traitement fait de *MSSEBS* une implémentation flexible et performante. Son utilisation et son évaluation sur un ensemble complet de données collectées dans le cadre du projet *DEMETER* sont présentées dans les chapitres suivants.

Chapitre 5

Evaluation de la performance des zones irriguées à Barrax

5.1 Introduction

L'objectif du projet *DEMETER* étant de démontrer l'utilité des technologies d'observation de la Terre dans la gestion de l'irrigation, un aspect important du projet a consisté en la création d'une banque de données de télédétection, météorologiques et d'observations au sol considérable. Ces données concernent trois sites de référence en Italie, au Portugal et en Espagne.

La phase de démonstration du caractère opérationnel de la démarche proposée par le projet s'est déroulée durant l'année 2003. Il a donc été procédé à l'acquisition systématique des images Landsat 5 TM et Landsat 7 ETM+ sur le site de référence espagnol, situé en Castille orientale, durant la période allant de mars à septembre 2003. Ce volume important de données a nécessité un ensemble de pré-traitements relatifs aux corrections géométriques et radiométriques, réalisés par les équipes parties prenantes du projet. De même, l'utilisation de la démarche du *MSSEBS* a nécessité un nombre conséquent de post-traitements des données de télédétection pour l'identification des propriétés géométriques et radiométriques de la surface, ainsi que la caractérisation de l'état de l'atmosphère pour chacune des dates correspondantes. On présente donc ici l'ensemble des données utilisées et les traitements qui ont été réalisés.

5.2 Présentation du site de référence

Le site de référence espagnol, que l'on appellera le site de Barrax du nom de la localité la plus proche, est localisé à l'ouest de la province d'Albacete, dans la région espagnole de Castilla - La Mancha, comme illustré sur la figure 5.1. Situé à une altitude moyenne de 700 mètres, le climat dans cette province est continental, avec une température moyenne annuelle oscillant entre 13 et 14,5°C. L'insolation y est forte, avec en moyenne 2800 heures d'ensoleillement par an. Les précipitations y sont en revanche faibles, allant de 300mm au sud à 550mm par an au nord (Fuster [31]).

L'irrigation des cultures a connu une forte croissance ces trente dernières années dans toute la Mancha orientale. Ainsi, les superficies irriguées sont passées de 24050ha dans la période 1970-75 à 83450ha dans la période 1990-98, ce qui représente une consommation moyenne annuelle en eau d'irrigation passant de 150 à 420hm³/an entre ces deux mêmes périodes sur l'ensemble de La Mancha orientale, soit 8500km². Ce développement rapide impose une forte pression sur les ressources notamment phréatiques, qui a conduit localement à une baisse du niveau piezométrique de l'ordre de 22 mètres entre 1975 et 1998 (Fuster [31]).

L'irrigation traditionnelle par canaux a fait place à des dispositifs d'aspersion modernes, par pivot et asperseurs (figure 5.2), ou plus rarement par goutte à goutte. De fait, en observant l'image satellite de la figure 5.1, on remarque que le paysage est fortement marqué par ces pratiques, qui ont conduit à réorganiser une partie du parcellaire en découpages circulaires. Ces parcelles irriguées par des dispositifs à pivots, dont l'amplitude peut atteindre 700 mètres, soit 150ha de couverture, ne concernent cependant en 1999 qu'un peu plus d'un tiers des surfaces irriguées en Mancha orientale, les dispositifs à gicleurs représentant eux aussi un peu plus d'un tiers. Les dispositifs en goutte à goutte ne représentent à la même date que 1,5% des surfaces irriguées.

5.3 Collecte des données

Les données acquises sur le site concernent les images de télédétection, les volumes d'eau d'irrigation appliqués sur un ensemble de parcelles de diverses exploitations et les données agro-météorologiques issues d'un réseau régional de stations de mesures.

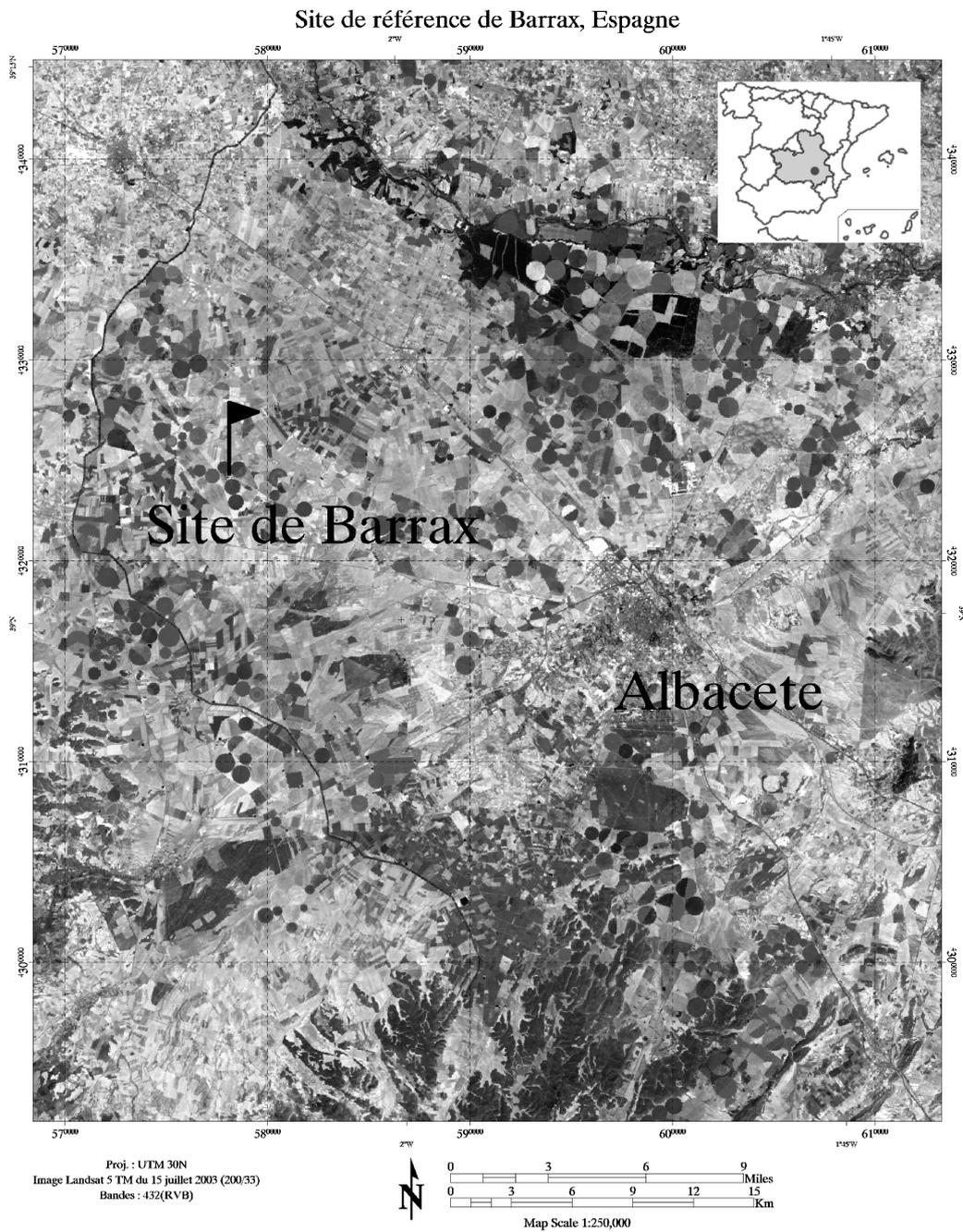


FIG. 5.1 – Carte de localisation du site de Barrax, Espagne



FIG. 5.2 – Dispositifs d’irrigation basés sur un réseau de gicleurs (a) ou sur un pivot motorisé (b) (Alsace, 30 juin 2006).

5.3.1 Les images de télédétection

Les images utilisées ici sont issues des imageurs Landsat 5 Thematic Mapper et Landsat 7 Extended Thematic Mapper (ETM+). Elles couvrent le domaine du visible, du proche infrarouge et de l’infrarouge thermique. Si la résolution spatiale de Landsat 7 est meilleure que celle de son prédécesseur, notamment dans le thermique, la défaillance qui l’a affecté à compter du 31 mai 2003 a nécessité l’utilisation des images Landsat 5. Ces images ont toutes été acquises à 10 :30 TU, heure de passage du satellite, dont la répétitivité est de 16 jours. Le tableau 5.1 présente les caractéristiques de ces deux imageurs.

Ces images ont fait l’objet d’une série de pré-traitements, réalisés par les équipes du projet (DEMETER EO Methodology Handbook [27]) :

- des corrections géométriques visant à replacer les images dans un géo-référentiel commun, utilisant l’élipsoïde *WGS84* et une projection de type *UTM*.
- des corrections radiométriques visant à transposer les comptes numériques en réflectances au niveau de la surface et en température de brillance pour le canal 6. La correction des effets de l’atmosphère est basée sur l’utilisation du code de transfert radiatif 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum).

	Landsat 5 TM		Landsat 7 ETM+	
	(μm)	(m)	(μm)	(m)
Bande 1	0,45-0,52	30	0,45-0,52	30
Bande 2	0,52-0,60	30	0,53-0,61	30
Bande 3	0,63-0,69	30	0,63-0,69	30
Bande 4	0,76-0,90	30	0,78-0,90	30
Bande 5	1,55-1,75	30	1,55-1,75	30
Bande 6	10,4-12,5	120	10,40-12,5	60
Bande 7	2,08-2,35	30	2,09-2,35	30
Bande 8			0,52-0,90	15

TAB. 5.1 – Caractéristiques spectrales et résolution spatiale des canaux des imageurs Landsat 5 TM et Landsat 7 ETM+

5.3.2 Les unités de gestion de l'irrigation

On trouve dans la zone de référence plusieurs exploitations de grande taille, disposant d'une infrastructure d'irrigation pouvant regrouper plusieurs pivots sur un ensemble de parcelles contiguës, ainsi que des exploitations disposant de larges réseaux de gicleurs. On dispose pour la suite de ce travail de relevés du parcellaire et des volumes d'eau d'irrigation appliqués durant l'essentiel de la saison culturale, de mars à septembre 2003.

Une exploitation correspond ici à *l'unité de gestion i* suivant la terminologie employée dans la définition des indicateurs de performance *IPI1* et *IPI2* dans le chapitre 2. Chaque exploitation comprend plusieurs parcelles (au sens cadastral du terme) pouvant comporter plusieurs cultures. Dans le jeu de données dont on dispose, la parcelle est définie par une culture unique, et non par des relevés cadastraux. Ainsi, une parcelle j de l'unité i ne contient qu'une culture k , toujours suivant la terminologie pré-citée.

L'arrosage d'une parcelle est rarement journalier. Ainsi, à une date donnée, certaines parcelles peuvent avoir un volume d'irrigation V_{ij} nul, alors que d'autres perçoivent un volume pouvant atteindre deux à trois fois les besoins. Aussi, une intercomparaison des apports à l'échelle de l'unité ne peut-elle se faire qu'à pas de temps hebdomadaire.

La répartition d'un volume d'eau attribué à une exploitation entre les différentes parcelles reste généralement à la discrétion de l'exploitant. La collecte de cette information repose donc sur sa collaboration. Plusieurs exploi-

tants de la province d'Albacete ont ainsi accepté de transmettre ces données, permettant ainsi de constituer une base de données sur plusieurs unités de gestion. L'exploitation d'Ontalafia, présentée en exemple sur la figure 5.3, constitue une unité de gestion disposant d'un réseau de distribution d'eau d'irrigation. Cette exploitation est organisée en un ensemble de 16 pivots. La surface couverte par un pivot ne constitue pas une parcelle. On peut en effet y trouver plusieurs cultures différentes, réparties en tranches de sorte à pouvoir faire l'objet de plusieurs programmation différentes d'arrosage. Ce sont ces tranches qui forment le parcellaire j utilisé dans le calcul des indicateurs de performance. Cette exploitation compte des parcelles de blé et d'ail. Les données relatives aux séquences d'arrosage sont transmises par l'exploitant lui-même, et sont arrondies au millimètre de lame d'eau équivalente appliquée lors d'une séquence d'arrosage.

5.4 Traitements des données

En préalable au calcul des trois indicateurs de performance $IPI1$, $IPI2$ et la fraction d'évaporation, il est nécessaire de préparer des données relatives aux propriétés de la surface et de la couche limite atmosphérique.

5.4.1 Identification des parcelles cultivées

L'utilisation de relevés cadastraux pour l'identification des surfaces cultivées pose un problème de mise à jours de l'information (Thomé et al. [79]). Un exploitant effectue généralement une rotation des cultures sur une même parcelle, voir un fractionnement de l'entité cadastrale en plusieurs lots. Les données de télédétection permettent de réaliser aisément une mise à jour annuelle des surfaces cultivées sur une zone d'extension régionale. Ainsi, comme cela a été présenté plus haut, une parcelle correspond bien ici à une entité cultivée, identifiée comme telle pour l'année en cours, et non un terrain propriété d'un exploitant.

5.4.2 Calcul des propriétés radiométriques et géométriques de la surface

Les données de télédétection ont plusieurs applications dans le cadre du projet : approche du Kc $NDVI$, du Kc analytique, et $MSSEBS$. Plusieurs équipes sont donc intervenues pour réaliser le calcul de paramètres bio-géophysiques, notamment :

- l'albédo de la surface α

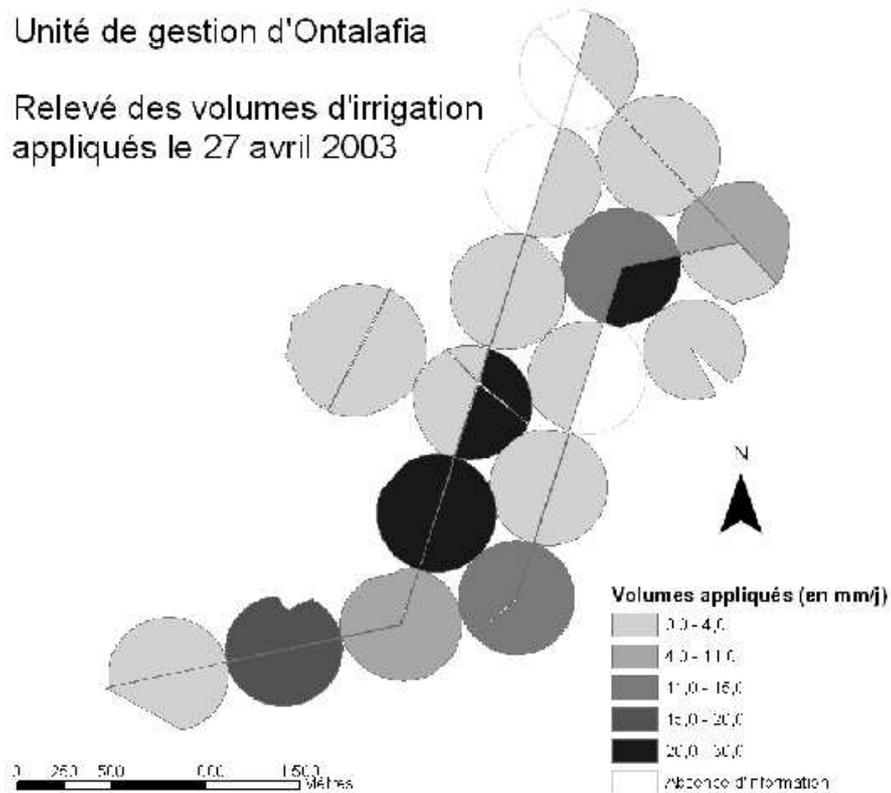


FIG. 5.3 – Organisation de l'unité de gestion d'Ontalafia, province d'Albacete, associée aux relevés de volume d'irrigation le 27 avril 2003.

- le *Normalized Difference Vegetation Index* (*NDVI*)
- la fraction de couvert végétal f_c
- le *Leaf Area Index* (*LAI*)
- la hauteur du couvert végétal h_v

L'utilisation de *MSSEBS* a conduit au calcul de paramètres supplémentaires :

- la température de brillance T_b de la surface
- l'émissivité de la surface dans l'intervalle du canal thermique 10,4-12,5 μm
- la température de surface T_s
- l'émissivité totale de la surface

Les procédures de calcul de ces paramètres suivent des approches classiques (*Demeter EO Methodology Handbook* [28]). On revient néanmoins sur les méthodes adoptées dans le calcul de la fraction du couvert, de la hauteur de la canopée du couvert et des émissivités.

La fraction de couvert végétal

La fraction de couvert végétal exprime la proportion de sol recouvert par de la végétation, vu du nadir. Il est dérivé de la relation avec le *NDVI* d'après Carlson et al. [17]. Des contrôles de cette relation ont été effectués à partir de photographies acquises sur le terrain et traitées par classification supervisée, suivant la méthodologie proposée par Calera et al. [15].

La hauteur du couvert

La hauteur du couvert végétal a été calculée sur la base de relevés de terrain réguliers associés à une classification d'occupation du sol permettant de différencier dix catégories de couvert végétales. Une hauteur est ensuite assignée à chacune des classes pour la date considérée.

Les émissivités de surface

On dispose pour ces simulations de deux images d'émissivité de surface déterminées à partir de la méthodologie proposée par Rubio [68] :

- une émissivité de surface dans l'intervalle 10,4-12,5 μm du canal thermique Landsat, dédiée au calcul de la température de surface
- une émissivité totale, dédiée au calcul du bilan radiatif dans les grandes longueurs d'onde

Date	A1	A2	α	NDVI	T_b	T_s	ϵ_i	ϵ_b	Sw_{\downarrow}	Lw_{\downarrow}	f_c	h_v	LAI
2003-03-10		✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓	
2003-04-27		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
2003-05-04		✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓	
2003-05-13		✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓	
2003-05-20		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
2003-05-29		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
2003-06-29		✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓	
2003-07-08		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
2003-07-15	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
2003-07-24		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
2003-07-31		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
2003-08-09		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
2003-08-25		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
2003-09-17		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	

TAB. 5.2 – Jeux complets de données disponibles, combinant les paramètres issus des images acquises dans le cadre de la campagne *SPARC 2003*, les éventuelles mesures de paramètres atmosphériques par radiosondages (A1) et les sorties de modèles (A2).

Récapitulatif des variables de surface par date

Le tableau 5.2 présente l'inventaire des variables bio-géophysiques calculées pour chacune des images Landsat acquises.

5.4.3 L'état de la couche limite atmosphérique

Dans l'ensemble des simulations présentées, le niveau de référence choisi est le niveau de la couche limite atmosphérique. L'identification de ce niveau requiert des données atmosphériques de résolution altimétrique suffisante. L'acquisition par radiosondage est donc la méthode privilégiée. Néanmoins, ce dispositif est d'usage exceptionnel. Des radiosondages ont ainsi été effectués lors de la campagne intensive *SPARC* entre le 12 et le 14 août 2003, à raison de deux sondages par jour. Cependant, aucune de ces acquisitions ne correspond à une date de passage d'un satellite Landsat. L'estimation de la hauteur et des variables caractéristiques de la couche limite atmosphérique a donc nécessité l'usage de sorties d'un modèle numérique atmosphérique. L'ensemble des données présentées dans le tableau 5.3 est issue de simu-

Date	$h_r(m)$	$\theta_r(^{\circ}C)$	$q_r(g.kg^{-1})$	$u_r(m.s^{-1})$	$p_r(hPa)$
2003-03-10	200 ± 100	$17,5 \pm 1$	$4,8 \pm 1,5$	$2,1 \pm 1,4$	913 ± 20
2003-04-27	700 ± 200	$23,8 \pm 1$	$7,2 \pm 1$	$6 \pm 1,4$	
2003-05-04	600 ± 150	25 ± 1	$5,2 \pm 1$	$7,7 \pm 2,8$	860 ± 20
2003-05-13	850 ± 200	27 ± 1	$7,8 \pm 1$	$3,8 \pm 1,4$	845 ± 20
2003-05-20	800 ± 200	24 ± 1	$8,9 \pm 1$	$5,4 \pm 1,4$	
2003-05-29	800 ± 200	$26,5 \pm 1$	$6,5 \pm 1$	$4,5 \pm 1,4$	
2003-06-29	1000 ± 200	$32,5 \pm 1$	$6,3 \pm 1$	$5,6 \pm 1,4$	820 ± 20
2003-07-08	700 ± 200	31 ± 1	8 ± 1	$5,7 \pm 1,4$	
2003-07-15	1000 ± 200	$32 \pm 1,5$	$8,5 \pm 2$	$3,8 \pm 1,4$	
2003-07-24	900 ± 200	$33 \pm 1,5$	9 ± 2	$2,7 \pm 1,4$	
2003-07-31	600 ± 200	$33,8 \pm 1,5$	$11,7 \pm 2$	$1,4 \pm 1,4$	
2003-08-09	800 ± 200	$33,5 \pm 1,5$	$8,7 \pm 1,5$	$3,4 \pm 1,4$	
2003-08-25	800 ± 200	$33 \pm 1,5$	$10,2 \pm 2$	$1,4 \pm 1,4$	
2003-09-17	650 ± 200	$24 \pm 1,5$	$6,2 \pm 1$	$2,1 \pm 1,4$	

TAB. 5.3 – Paramètres météorologiques au niveau de la couche limite atmosphérique à 10 :30 TU

lations réalisées par le *Service Météorologique Espagnol* utilisant le modèle *High-Resolution Limited-Area Model (HIRLAM)* [81], après calibrations sur la base de données *in situ* (Jochum et al. [42]).

Les paramètres de surface sont quant à eux issus du réseau de mesure sur le site de Barrax, et présentés dans le tableau 5.4.

Dans l'ensemble des expérimentations présentées par la suite, la zone de référence sur laquelle les simulations ont été effectuées se limite à une scène de 40 kilomètres d'ouest en est, et de 50 kilomètres du nord au sud, et ce pour deux raisons : i. dans l'implémentation actuelle de *MSSEBS*, la couche atmosphérique est considérée constante sur l'ensemble de la zone. Ceci limite donc l'extension maximale de la scène, sauf à spatialiser les variables d'entrée relatives à l'état de la couche. Par ailleurs, l'utilisation du modèle ne peut s'envisager que sur un espace plan. La province de la Mancha orientale étant bordée de reliefs marqués, il n'est pas envisageable de traiter l'ensemble de l'image Landsat de 180 kilomètres de côté sans prendre en compte cette variation d'altitude ; ii. une bande d'une image Landsat faisant approximativement 150Mo, un jeu complet de données représente 1,35Go, soit 18,9Go pour l'ensemble. Ces traitements donnant lieu à des échanges réguliers par le réseau, un tel volume de données aurait été handicapant.

Date	$p_s(hPa)$	$Sw_{\downarrow}(W.m^{-2})$	$Lw_{\downarrow}(W.m^{-2})$
2003-03-10	951 ± 2	769 ± 50	305 ± 5
2003-04-27	942 ± 2	979 ± 50	329 ± 5
2003-05-04	940 ± 2	911 ± 45	356 ± 5
2003-05-13	942 ± 2	964 ± 50	364 ± 4
2003-05-20	947 ± 2	1002 ± 50	347 ± 5
2003-05-29	937 ± 2	985 ± 30	365 ± 5
2003-06-29	935 ± 2	992 ± 60	372 ± 5
2003-07-08	942 ± 2	970 ± 50	398 ± 5
2003-07-15	933 ± 2	955 ± 60	390 ± 5
2003-07-24	937 ± 2	945 ± 50	398 ± 5
2003-07-31	940 ± 2	886 ± 60	407 ± 6
2003-08-09	942 ± 2	806	401
2003-08-25	939 ± 2	806	380
2003-09-17	948 ± 2	770	336

TAB. 5.4 – Paramètres météorologiques mesurés en surface à 10 :30 TU

5.5 Conclusion

L'ensemble des acquisitions et traitements réalisés dans le cadre du projet *DEMETER*, de par l'étendue des variables bio-géophysiques et atmosphériques calculées et la répétitivité temporelle sur une saison culturale, représente une opportunité rare de suivi de la cinétique du bilan d'énergie et des indicateurs de performance en irrigation sur une zone d'extension régionale. L'ensemble des résultats découlant de ces données est présenté et discuté dans le chapitre suivant.

Chapitre 6

Résultats et discussion

6.1 Introduction

L'ensemble des données collectées dans le cadre de *DEMETER* et les travaux de traitement et de calcul des variables de surface et atmosphériques a permis de vérifier le caractère opérationnel de *MSSEBS*, et de produire un volume conséquent de résultats. Plutôt que d'en présenter une vue exhaustive, on privilégie ici différents niveaux d'analyse dans l'espace et dans le temps. Ainsi, les résultats obtenus pour la journée du 15 juillet font l'objet d'une présentation détaillée à l'échelle de la zone de référence, puis pour des parcelles remarquables en terme de couvert. Dans un deuxième temps, l'ensemble des trois indicateurs de performance retenus sont comparés dans une analyse temporelle couvrant la période du 4 mars au 25 septembre 2003, à travers une analyse tant à l'échelle de l'unité de gestion de Las Tiesas que de chacune des parcelles irriguées sur cette unité.

6.2 Présentation détaillée

L'acquisition de données et d'informations sur l'état des cultures particulièrement complète le 15 juillet 2003, dernier jour de la campagne d'acquisition *SPARC*, permet une analyse fine des résultats, ce qui a conduit à retenir cette date pour la présentation détaillée qui suit.

6.2.1 Contexte météorologique et état de la couche limite atmosphérique

La journée du 15 juillet 2003 est, sur le site de Barrax, la dernière journée de beau temps, marquant la fin de la période la plus intensive de la phase d'ac-

quisition de données de la campagne *SPARC 2003*. La dépression thermique, qui s'étend le 13 juillet du Portugal au large de la Lybie, laisse progressivement place à un temps perturbé, marqué par le passage d'un front froid occlus, qui arrive à hauteur d'Albacete le 15 juillet entre midi et 14 :30 TU, comme l'illustre la figure 6.1. Le passage du satellite Landsat 5 TM, le 15 juillet à 10 :30 TU, correspond donc aux dernières heures de beau temps.

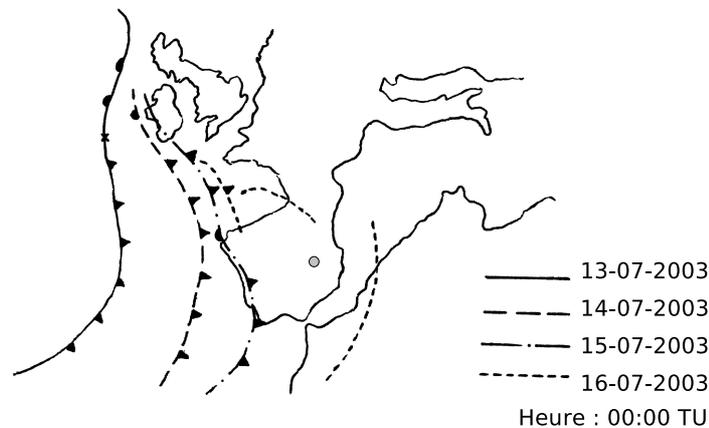


FIG. 6.1 – Carte synoptique superposant la position d'un front froid balayant la péninsule ibérique, du 13 au 16 juillet 2003 (réalisée d'après les analyses du MetOffice).

Les caractéristiques de la couche limite atmosphérique ce jour sont issues des sorties du modèle *HIRLAM*, calibré sur la base des observations collectées lors des radiosondages bi-journaliers des journées des 12, 13 et 14 juillet. L'évolution de la couche limite ces quatre jours est très semblable, et est marquée par un fort développement dès le début de journée, pour atteindre une hauteur de 1000 mètres au dessus de la surface vers 10 :30 TU, et dépasser 1500 mètres vers 14 :00 TU. Pour la journée du 15 juillet, le niveau du sommet de la couche limite atmosphérique, utilisé comme niveau de référence, est de 1000 mètres au dessus de la surface, avec un vent modéré de $3,8 \text{ m.s}^{-1}$. La température potentielle de l'air dans la couche est de 305 K , le rapport de mélange de $8,5 \text{ g.kg}^{-1}$.

6.2.2 Etat de la surface

Au niveau de la surface, les termes du bilan radiatif mesurés sur le site de Las Tiasas affichent des valeurs particulièrement élevées : le rayonnement net atteint $955W.m^{-2}$ et le rayonnement atmosphérique $390W.m^{-2}$ à 10 :30 TU. Sur la zone de référence de 40 x 50 km, la température radiométrique de la surface est de l'ordre de $20^{\circ}C$ pour les surfaces densément végétalisées, et atteint $67^{\circ}C$ sur les surfaces minérales. On relève dans la partie sud-est de l'image de la scène des valeurs de température basses, avec un lissage apparent de la variabilité de surface. Ceci peut s'expliquer soit par la présence d'eau en surface, suite à des précipitations ou au dépôt de rosée, soit par la présence de nuages. Les conditions d'humidité de l'air et l'absence de précipitations ce jour excluent l'hypothèse d'une présence d'eau en surface. Les réflectances dans le visible et le proche infrarouge ne révèlent pas la présence de nuages. Il peut en revanche s'agir de cirrus d'altitude, diffus mais très froids. Ceci est confirmé en confrontant les données dans le visible et le proche infrarouge avec les données dans l'infrarouge thermique. On peut supposer que les températures de surface sont les plus basses sur les zones végétalisées, et les plus élevées sur les surfaces minérales. Sur la figure 6.2, sur laquelle on représente la température de surface en fonction du *NDVI*, on remarque cependant qu'une partie de la population de pixels ayant des valeurs de *NDVI* basses ont aussi des températures basses. Ceci corrobore l'hypothèse du cirrus.

Les cultures les plus actives en terme d'évaporation dans la zone de référence, ce 15 juillet, sont essentiellement :

- le maïs, avec différentes variétés ayant des cycles de croissance plus ou moins long (maïs 700, 600, 400)
- les fourragères telles la luzerne, qui ont la particularité d'avoir plusieurs cycles croissance-coupe dans la même année (4-6)
- la betterave
- le tournesol
- l'oignon

Les céréales telles le blé, l'orge ou l'avoine, elles aussi cultivées dans ce secteur, sont soit en phase de mûrissement, soit récoltées. Elles ne sont donc plus en phase critique en terme d'irrigation.

6.2.3 Résultats sur l'ensemble de la zone

Dans un premier temps, on présente ici les sorties de *MSSEBS* sur l'ensemble de la zone de référence, à travers la fraction d'évaporation et le flux de chaleur latente au moment de l'acquisition de l'image. L'image de la figure

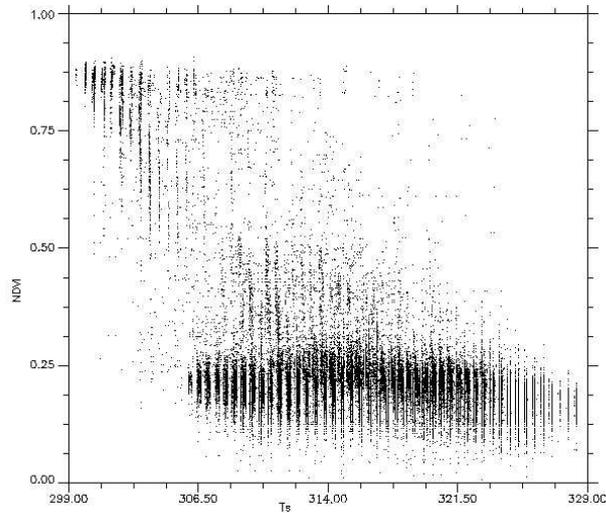


FIG. 6.2 – Représentation de la température de surface en fonction du $NDVI$ pour un extrait de l’image Landsat sur laquelle les données sont affectées par un cirrus.

6.4 représente les valeurs de fraction d’évaporation. On y retrouve le site de Las Tiesas (ouest), et la zone de l’image affectée par le cirrus (sud-est), qui se traduit par une sur-estimation de la différence entre la température en surface et au niveau de référence, donc par des valeurs de fraction d’évaporation trop élevées. La figure 6.3 présente l’histogramme de distribution des valeurs de fraction d’évaporation et de flux de chaleur latente sur l’ensemble de l’image de référence.

La distribution des valeurs de fraction d’évaporation présente trois modes, correspondant à trois populations de pixels. Les deux premières populations sont centrées sur 0,37 et 0,56. Ces deux pics sont associés à des surfaces végétalisées, non irriguées, se distinguant essentiellement en terme de hauteur du couvert : le premier pic correspond à des cultures dont la hauteur est approximativement de 40cm, alors que les couverts en herbe rase correspondent au second pic. Le troisième pic se situe autour de 1,1. On retrouve ces valeurs essentiellement sur les parcelles équipées d’une infrastructure d’irrigation, tels les pivots (amas circulaires de valeurs élevées).

En terme de flux de chaleur latente, ces trois modes correspondent à des valeurs de 140, 180 et $750W/m^2$ respectivement. Une analyse fine du comportement du modèle, présentée dans le chapitre 7, permet d’expliquer l’amenuisement de l’écart entre les deux premières populations de pixels en terme de flux de chaleur latente.

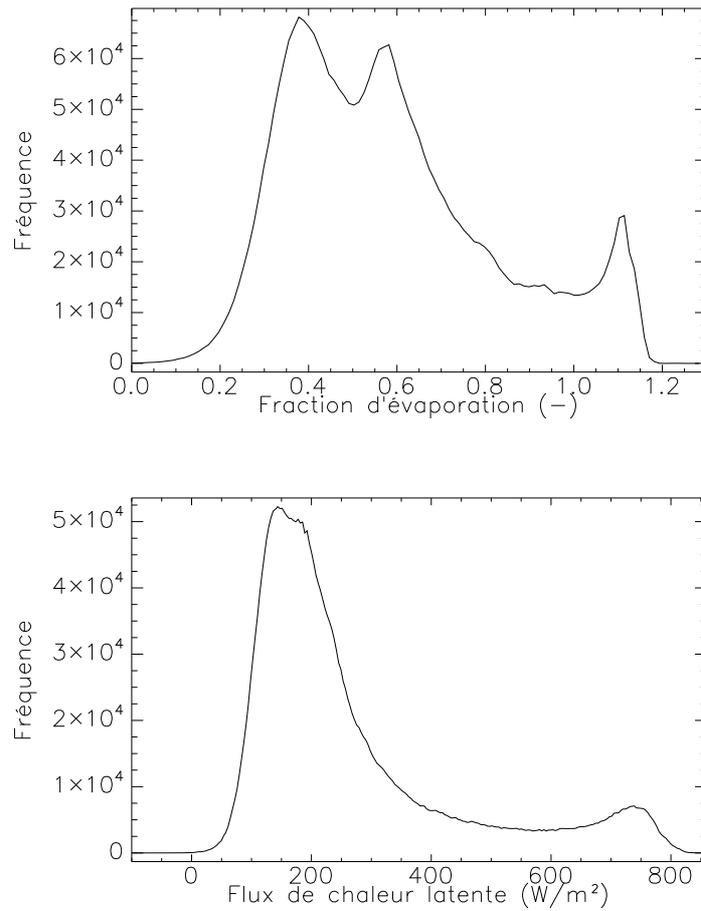


FIG. 6.3 – Histogrammes de fréquence des valeurs de fraction d'évaporation (haut) et de flux de chaleur latente (bas) sur l'ensemble de la scène, le 15 juillet 2003 à 10 :30 TU

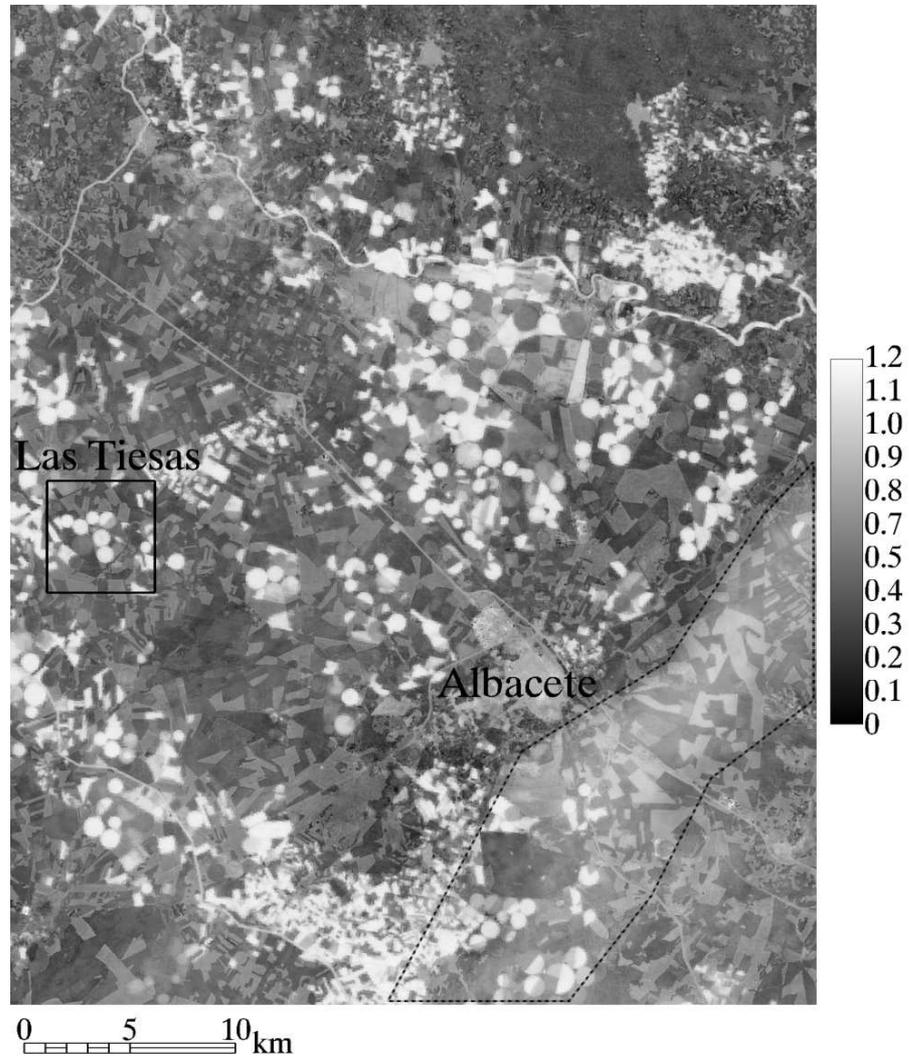


FIG. 6.4 – Image de fraction d'évaporation le 15 juillet 2003. La zone en pointillés présente des valeurs de Λ anormalement élevées, liées à des températures de surface basses pour les pixels affectés par le cirrus.

6.2.4 Estimation de l'évaporation réelle diurne

L'image de la figure 6.6 représente ces mêmes résultats exprimés en lame d'eau évaporée en période diurne, suivant la méthodologie présentée dans le chapitre 4. La calibration de la cinétique diurne du rapport Sw_{\downarrow}/Rn (équation 4.10) est basée sur les mesures de rayonnement global et net sur le site de Las Tiesas, à pas de temps de dix minutes. Seules les valeurs comprises entre 06 :00 et 18 :00 TU sont prises en compte, les mesures de rayonnement précédant et suivant cet intervalle tendant vers zéro, conduisant à une forte dispersion des valeurs du rapport. Cet ajustement est présenté sur la figure 6.5. Les abscisses -1, 0 et 1 correspondent respectivement à 06 :00, 12 :00

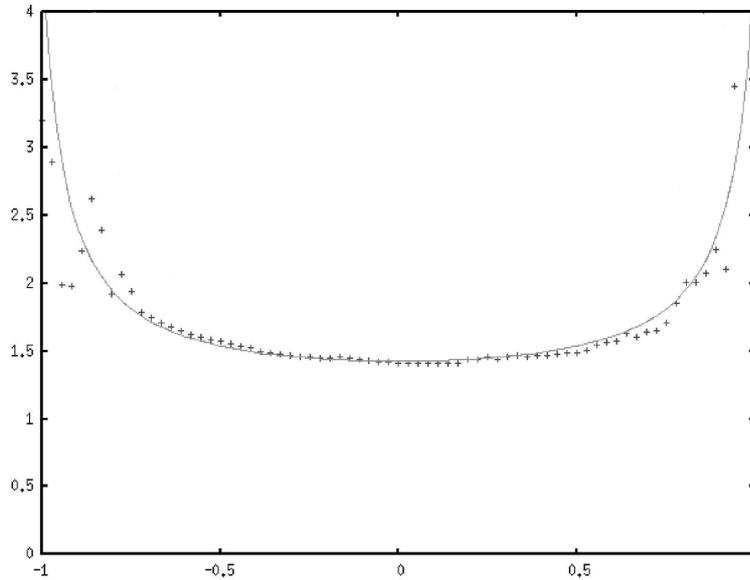


FIG. 6.5 – Ajustement du rapport Sw_{\downarrow}/Rn pour la journée du 15 juillet, suivant les mesures de la station agro-météorologique de Las Tiesas

et 18 :00 TU. On remarquera que l'arrivée d'une nouvelle masse d'air en début d'après-midi est imperceptible en terme de rayonnement. Le passage d'un front peut en effet précéder une augmentation de la nébulosité. Ainsi, le rapport Sw_{\downarrow}/Rn suit une forme concave caractéristique. L'ajustement du rapport est :

$$\vartheta_{i,j(x)} = k_{i,j} + \frac{a \cdot x^n}{b + c \cdot x^n} \quad (6.1)$$

avec $a = 1,01$, $b = 3$, $c = -2,79$ et $n = 2$. La variable d'ajustement k est alors calculée pour chaque pixel (équation 4.11), ce qui permet de cal-

culer en chaque pixel l'énergie nette totale sur la journée (équation 4.12) et l'évaporation réelle diurne E_{ad} (équation 4.13).

On relève des valeurs faibles, de l'ordre de 1 mm, pour les surfaces peu ou pas végétalisées. Les surfaces enherbées mais non cultivées ont des valeurs de l'ordre de 1 à 3 mm, alors que des espaces boisés affichent des valeurs de l'ordre de 4 à 5 mm dans la partie nord de l'image. Les zones cultivées en cette date du 15 juillet ont des valeurs comprises entre 6 et 8 mm, et l'on relève une valeur maximale de 9,3 mm sur une parcelle classée comme *culture d'été irriguée*.

Afin de faciliter l'interprétation, l'ensemble de ces valeurs sont reprises sur la base d'échantillonnages sur des couverts végétaux remarquables.

6.2.5 Commentaire détaillé par type de culture

Les principales variables intervenant dans le calcul de l'évaporation sont présentées ici pour différentes cultures actives à la date du 15 juillet, auxquelles on ajoute une parcelle de sol nu. Les valeurs (tableaux 6.1 et 6.2) sont moyennées sur des échantillons de 52 pixels pour des parcelles de luzerne, pommes de terre, tournesol, oignons, trois variétés de maïs ayant des cycles variables (700 pour le plus long, 400 pour le plus court), ainsi qu'une parcelle de sol nu sur laquelle était cultivé de l'orge en début de saison¹. Ces parcelles ont été sélectionnées principalement sur deux sites éloignés de plusieurs dizaines de kilomètres, ce qui explique que deux valeurs d' E_0 figurent dans les tableaux 6.1 et 6.2.

Ces surfaces présentent des structures et des réponses radiométriques assez contrastées. On relève ainsi des valeurs d'albédo allant de 0,14 pour le maïs à 0,25 pour la parcelle de sol nu, et des températures radiométriques de surfaces allant de 298,9 K pour le maïs 600 à 324,0 K pour la surface en sol nu. Si l'on ramène ces valeurs à des températures potentielles, on obtient respectivement 306 et 331,7 K, pour une température potentielle de l'air au niveau du sommet de la couche limite atmosphérique de 305 K. On relève néanmoins des valeurs d'émissivité très élevées pour certains couverts végétalisés denses, de l'ordre de 0,992 à 0,996. La valeur calculée pour le sol nu est quant à elle de 0,96.

La structure du couvert est caractérisée à travers les variables issues du NDVI, telles le *Leaf Area Index LAI* et la fraction du couvert f_c , et par la hauteur de la végétation h_v , cartographiée sur la base d'une classification des types de couverts. Les valeurs de fraction du couvert sont de 0,46 pour

¹L'orge est généralement semé vers la mi-mars et récolté mi-juin.

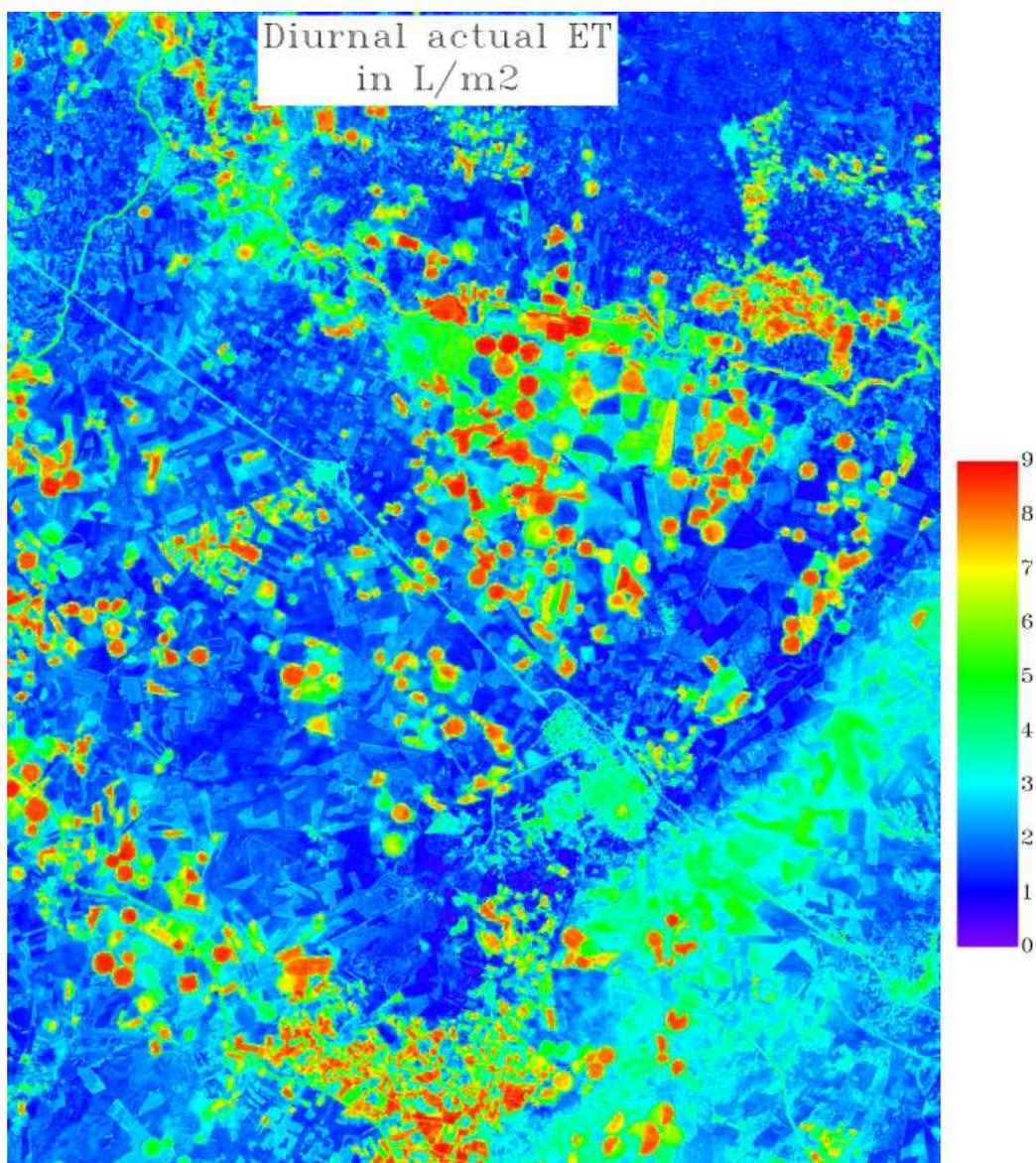


FIG. 6.6 – Image d'évapotranspiration diurne exprimée en *Litres/m²* (ou *mm*)

	Luzerne	Pommes d. ter.	Tournesol	Oignons
pixels	52	52	52	52
surface (ha)	3,25	3,25	3,25	3,25
α	0,15	0,18	0,18	0,18
ϵ_B	0,996	0,992	0,998	0,992
T_s (K)	301,5 (308,6)	306,5 (313,8)	300,6 (307,8)	308,0 (315,3)
$NDVI$	0,77	0,75	0,75	0,58
f_c	0,71	0,69	0,68	0,46
LAI	1,42	1,90	1,38	0,73
h_v (m)	0,3	0,5	0,5	0,1
z_{0m} (m)	$18,0 \cdot 10^{-3}$	$31,9 \cdot 10^{-3}$	$31,6 \cdot 10^{-3}$	$9,1 \cdot 10^{-3}$
d_0 (m)	0,24	0,39	0,39	0,07
kB^{-1}	5,0	4,65	4,83	4,03
z_{0h} (m)	$0,12 \cdot 10^{-3}$	$0,33 \cdot 10^{-3}$	$0,26 \cdot 10^{-3}$	$0,16 \cdot 10^{-3}$
$Rn - G_0$ ($W \cdot m^{-2}$)	645,7	672,2	614,5	541,1
Λ	1,08	0,93	1,08	0,93
λE ($W \cdot m^{-2}$)	696,1	533,5	666,8	504,1
E_p (mm)	7,1	6,4	6,8	6,0
E_0 (mm)	7,6	7,3	7,6	7,3
Kc	1,04	1,06	1,03	0,84
E_m (mm)	7,9	7,7	7,8	6,1
E_a (mm)	7,6	6,2	7,4	5,5
V_{irr} (mm)	13	18	18	0

TAB. 6.1 – Variables de calcul et résultats moyennés sur des échantillons de 52 pixels pour des cultures de luzerne, pommes de terre, tournesol et oignons, le 15 juillet 2003 à 10 :30 TU.

	Maïs 700	Maïs 600	Maïs 400	Sol nu
pixels	52	52	52	52
surface (ha)	3,25	3,25	3,25	3,25
α	0,14	0,14	0,15	0,25
ϵ_B	0,996	0,996	0,996	0,960
T_s (K)	300,9 (308,1)	298,9 (306,0)	300,9 (308,0)	324,0 (331,7)
$NDVI$	0,89	0,88	0,88	0,15
f_c	0,88	0,85	0,85	0,0 ^a
LAI	3,90	3,40	4,46	0,0
h_v (m)	0,6	0,6	0,6	0,0
z_{0m} (m)	$22,4 \cdot 10^{-3}$	$24,0 \cdot 10^{-3}$	$24,0 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$
d_0 (m)	0,52	0,52	0,52	0,005
kB^{-1}	5,59	5,55	5,50	5,53
z_{0h} (m)	$0,09 \cdot 10^{-3}$	$0,09 \cdot 10^{-3}$	$0,10 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-6}$
$Rn - G_0$ ($W \cdot m^{-2}$)	690,0	690,5	677,4	337,1
Λ	1,10	1,14	1,11	0,54
λE ($W \cdot m^{-2}$)	763,1	785,4	753,9	182,0
E_{pd} (mm)	7,5	7,6	7,4	3,7
E_0 (mm)	7,6	7,3	7,3	7,3
Kc	1,19	1,17	1,15	0,37
E_m (mm)	9,1	8,6	8,4	2,7
E_{ad} (mm)	8,3	8,6	8,2	2,0
V_{irr} (mm)	17	9	24	<i>n.r.</i>

TAB. 6.2 – Variables de calcul et résultats moyennés sur des échantillons de 52 pixels pour des cultures de maïs (700, 600 et 400) et pour une parcelle en sol nu, le 15 juillet 2003 à 10 :30 TU. *a* : la valeur issue du $NDVI$ est légèrement négative, mais ramenée à zéro dans le calcul.

les oignons, et de 0,7 pour les pommes de terre et le tournesol. Ces valeurs correspondent bien à ces cultures pour lesquelles le sol reste visible tout au long du cycle végétatif. Pour le maïs, le développement foliaire important en cette période conduit à des valeurs de l'ordre de 0,85-0,88. La surface de sol nu a quant à elle une valeur sensiblement négative si l'on suit la relation $f_c = f(NDVI)$, mais que l'on ramène à zéro dans le calcul. Les valeurs de LAI s'échelonnent quant à elles de 0,46 pour les oignons, dont les feuilles sont fines et peu couvrantes, à 4,46 pour le maïs 400, ce qui est en adéquation avec la structure de ces couverts.

La hauteur de la végétation est ici donnée avec une approximation certaine, cette valeur étant unique pour chacune des dix classes. Ainsi, la valeur de 0,3 m pour la luzerne semble assez peu en adéquation avec un $NDVI$ de 0,77. Cette fourragère est récoltée jusqu'à six fois dans l'année. Il est donc possible que l'on ait là un couvert en phase de reprise après coupe. De même, la valeur de 60 cm pour les trois variétés de maïs semble un peu faible. Il faut cependant noter que la hauteur du maïs varie fortement en cette période de son développement, ce qui nécessiterait un suivi fin dans le temps pour obtenir une valeur adéquate. Ces approximations dans l'évaluation de la hauteur de la végétation, et par conséquent dans le calcul de la longueur de rugosité aérodynamique z_{0m} et de la hauteur de déplacement d_0 , sont à nuancer compte tenu des erreurs induites par l'utilisation de relations empiriques entre cette longueur de rugosité et le $NDVI$ (Moran [61]). Cette relation, bien que largement appliquée, n'est selon l'auteur valable que pour des couverts d'herbe, et uniquement pour des valeurs de $NDVI$ inférieures à 0,7 (Moran [61]). Son utilisation peut ainsi conduire à des valeurs de z_{0m} sur des parcelles de fourragères correspondant à des hauteurs de végétation supérieures à 3-4 m. Aussi, compte tenu de la difficulté d'une mesure spatialisée de h_v , la méthode basée sur la classification, quoique simplificatrice, peut être considérée comme satisfaisante.

Le calcul de longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur z_{0h} repose sur le modèle de calcul du kB^{-1} . Suivant l'expression de Massman (chapitre 3), ce paramètre dépend du LAI à travers l'expression du rapport entre vitesse de friction et vitesse du vent au niveau de la canopée u_*/u_h , et de la fraction du couvert f_c utilisée pour le partitionnement entre contribution du sol et contribution de la végétation. On retrouve ainsi des valeurs de kB^{-1} de 5,5-5,59 pour le maïs, dont le LAI est élevé, et un kB^{-1} de 4,03 pour la parcelle d'oignons ($LAI = 0,73$ et $f_c = 0,46$). Il faut noter que dans le cas de la parcelle de sol nu, $f_c = 0$, et le calcul du kB^{-1} suit l'expression de Brutsaert kB_s^{-1} , qui donne une valeur assez élevée de 5,53. Les valeurs de z_{0h} sont soumises à l'incertitude dans le calcul de z_{0h} , et d'autant plus dépendantes du LAI lorsque $f_c \rightarrow 1$. Ainsi, les parcelles de maïs ont des valeurs comparables

comprises entre $0,09 \cdot 10^{-3}$ et $0,10 \cdot 10^{-3}$, alors que la parcelle de pommes de terre, dont la fraction du couvert est élevée mais le LAI moindre, a une valeur de z_{0h} de $0,33 \cdot 10^{-3}$. La parcelle de sol nu, bien qu'ayant un kB^{-1} élevé, a une valeur de $5 \cdot 10^{-6}$ du fait d'une longueur de rugosité aérodynamique z_{0m} très faible ($1,1 \cdot 10^{-3}$).

Les valeurs de fraction d'évaporation Λ obtenues s'échelonnent de 0,54 pour le sol nu à 1,14 pour le maïs 600. On retrouve ici l'écart de température potentielle entre la surface et le niveau de référence, de plus de 26 K pour le premier contre 1 K pour le second. Si l'on compare les résultats sur la surface en luzerne et la surface couverte de tournesol, on remarque que la fraction d'évaporation y est dans les deux cas de 1,08, alors que la température de surface est de 301,5 K pour la première, et de 300,6 K pour la seconde, soit près d'un K de différence. L'explication tient à la structure des plants de tournesol, dont la hauteur et le LAI sont plus élevés, conduisant à une valeur de longueur de rugosité au transfert de quantité de mouvement plus forte, mais aussi à un kB^{-1} plus faible que pour la luzerne. La longueur de rugosité résultante est ainsi de $0,26 \cdot 10^{-3}$ pour le tournesol, contre $0,12 \cdot 10^{-3}$ pour la luzerne. De la même manière, des températures de surface proches peuvent conduire à des fractions d'évaporation différentes. Si l'on compare cette même parcelle de tournesol aux parcelles de maïs 700 et 400, les températures sont toutes de l'ordre de 300,6 à 300,9 K . Les valeurs de z_{0h} sont de $0,26 \cdot 10^{-3}$ pour la première et de $0,09 \cdot 10^{-3}$ pour les seconds. On retrouve là quantitativement l'effet de la structure, à travers z_{0m} , et de la surface évaporante, à travers le LAI , sur le moteur du flux de chaleur $T_0 - T_a$.

6.2.6 Analyse croisée des différents termes d'évaporation

Pour chacune des surfaces, on présente (en mm) :

- l'évaporation potentielle diurne E_{pd} (équation 4.14)
- l'évaporation de référence E_0 calculée à partir de mesures sur un réseau de 13 stations agro-météorologiques et spatialisée à l'échelle régionale
- le coefficient cultural Kc calculé à partir du $NDVI$
- l'évaporation maximale $E_m = Kc \cdot E_0$
- l'évaporation réelle diurne E_{ad} (équation 4.13)

Ces termes d'évaporation sont à mettre en correspondance avec le stade de développement du végétal, et résumé pour chaque échantillon ci-dessous pour la date du 15 juillet² :

- Luzerne : cette fourragère est coupée jusqu'à six fois entre mars et

²Ces informations sont basées sur le calendrier dressé par l'*ITAP* lors de campagnes de relevés. Un exploitant peut néanmoins s'en écarter.

septembre. Il n'est donc pas possible de donner une indication du stade de développement de chaque champ. A la date du 15 juillet, un champ de luzerne en est en général à sa quatrième coupe.

- Pommes de terre : fin de floraison avant le développement du tubercule.
- Tournesol : apparition des boutons floraux, début de floraison .
- Oignons : phase de croissance du bulbe.
- Maïs 700/600 : phase de croissance des feuilles.
- Maïs 400 : phase de croissance des feuilles.

Les évaporations potentielles diurnes affichent des valeurs de l'ordre de 7,1 à 7,6 *mm* pour les couverts les plus couvrants (luzerne et maïs), tandis que les parcelles de pommes de terre et d'oignons ont des valeurs sensiblement plus basses, de 6,4 et 6,0 *mm* respectivement. La parcelle de "sol nu" affiche une valeur assez élevée de 3,7 *mm*. Dans tous les cas, ces valeurs sont inférieures aux valeurs d'évaporation de référence calculées sur la base des mesures agro-météorologiques. Les évaporations potentielle et réelle sont calculées sur l'ensemble de la période diurne, comme expliqué plus haut. Les évaporations de référence et maximale sont en revanche calculées sur 24 heures. Une partie de cette différence pourrait donc s'expliquer par une contribution sensible de l'évaporation nocturne.

Les valeurs de Kc sont dans l'ensemble supérieures à 1, excepté pour les oignons, qui à cette date accumulent l'eau dans le bulbe. Ceci conduit à des valeurs d'évaporation maximale pouvant atteindre 9,1 *mm* pour le maïs. Ces évaporations maximales sont dans l'ensemble proches des valeurs d'évaporation réelle diurne calculées par *MSSEBS*, dans les situations où la résistance interne tend vers zéro, *ie.* $\Lambda \geq 1$. Les valeurs d'évaporation maximale et réelle sont ainsi respectivement pour la luzerne de 7,9 et 7,6 *mm*, pour le tournesol de 7,8 et 7,4 *mm*, pour le maïs 700 de 9,1 et 8,3 *mm*, pour le maïs 600 de 8,6 et 8,6 *mm* et pour le maïs 400 de 8,4 et 8,2 *mm*. On a donc une bonne correspondance entre des valeurs qui sont, dans cette situation de bonne disponibilité en eau, tout à fait comparables. La différence entre ces deux termes, de 0 à 0,8 *mm*, peut s'expliquer tant par les incertitudes de mesures que de calcul, et par la période d'intégration différente.

Sur les parcelles ayant des fractions d'évaporation sensiblement inférieures à 1, telles les pommes de terre et les oignons, les évaporations maximales et réelles se différencient nettement, avec des valeurs respectives de 7,7 et 6,2 *mm* pour la première, et 6,1 et 5,5 *mm* pour la seconde. On retrouve donc bien, par comparaison des données issues des méthodes *Kc NDVI* et *MSSEBS*, l'écart entre la situation réelle et la situation optimale qu'exprime la fraction d'évaporation.

Les volumes d'eau d'irrigation V_{irr} sur chacune des parcelles ce 15 juillet 2003 sont donnés ici à titre d'illustration. On observe que ces valeurs sont soit nulles, soit de l'ordre de deux à trois fois l'évaporation maximale. En effet, l'arrosage n'est pas systématiquement journalier, mais peut intervenir tous les deux ou trois jours, suivant les parcelles. Le volume d'eau d'irrigation est alors cumulé pour plusieurs journées. Le calcul des indicateurs de performance présentés dans le chapitre 2 ne peut donc se faire sur une base journalière. Les comparaisons des différents indicateurs de performance seront donc présentée plus bas sur une base hebdomadaire.

6.2.7 Discussion sur les valeurs de fraction d'évaporation

Suivant les définitions posées dans le chapitre 2, la fraction d'évaporation Λ devrait tendre vers 1, sans jamais atteindre cette valeur. Ainsi, pour une culture disposant d'eau sans restriction, l'évaporation réelle E_a devrait tendre vers une évaporation potentielle E_p , pour atteindre une valeur plafond correspondant à l'évaporation maximale E_m . Pour une culture donnée, on peut donc supposer qu'une valeur de fraction d'évaporation maximale Λ_{max} correspond à la situation telle que $E_a = E_m$, *ie.* $r_i = r_{i_{min}}$. Ainsi, en identifiant les pixels pour lesquels $\Lambda = \Lambda_{max}$, on peut utiliser le flux de chaleur latente réel λE_a obtenue pour en déduire la résistance interne minimale du couvert en question en ré-écrivant l'équation 2.11 telle que :

$$r_{i_{min}} = \left[\frac{\Delta(Rn - G_0) + \rho C_p (e_s - e) \cdot r_{ea}^{-1}}{\gamma \lambda E_a} - \frac{\Delta}{\gamma} - 1 \right] \cdot r_{ea} \quad (6.2)$$

Si l'on reprend les valeurs des tableaux 6.1 et 6.2, les valeurs les plus importantes de Λ dépassent 1 pour les cultures de luzerne, de tournesol et de maïs, atteignant même 1,14 pour le maïs 600. Ainsi, l'évaporation réelle diurne peut dépasser l'évaporation potentielle diurne de 0,5 à 1 mm pour la luzerne et le maïs. En reprenant la figure 2.2, une valeur de fraction d'évaporation supérieure à 1 traduit un écart de température potentiel normalisé mesuré plus faible que l'écart de température calculé en "limite humide". On présente ici plusieurs hypothèses d'explication :

1. La température radiométrique de surface a été localement sous-estimée. L'émissivité calculée pour des surfaces densément végétalisées est en effet élevée (0,992-0,998), ce qui peut survenir sur des surfaces densément végétalisées par effet de cavitation, et conduire à sous-estimer la température radiométrique localement.
2. Dans le contexte d'un environnement semi-aride tel le site de Barrax, une parcelle végétalisée et bien irriguée peut générer un effet d'oasis.

L'air humide peu dense génère et entretient, du fait de la convection, un mouvement d'advection non pris en compte dans la représentation *1D* de la surface. Ceci peut conduire à augmenter l'énergie disponible pour l'évaporation, ce qui abaisserait la température de surface en deçà de la température supposée atteinte en limite humide.

3. La multiplication des variables intervenant dans le calcul démultiplie les sources d'erreurs et d'incertitudes. Les incertitudes dans les mesures et estimations des paramètres d'entrée pourraient donc conduire à une incertitude globale sur la fraction d'évaporation telle que l'on puisse obtenir des valeurs largement supérieures à 1.

A ce stade, on ne privilégie aucune des trois hypothèses, et il est vraisemblable que ces effets peuvent se conjuguer.

6.2.8 Discussion sur le choix du niveau de référence

L'absence de profil vertical de l'atmosphère lors d'une date d'acquisition d'une image Landsat ne permet pas de confronter en détails l'état de la couche limite atmosphérique avec les sorties du modèle *HIRLAM*. Ces résultats reposent donc sur l'hypothèse que le niveau de référence calculé est adéquat. Dans la pratique, cette situation ne se vérifie pas toujours. Il peut en effet y avoir une inversion à basse altitude que la résolution altimétrique faible d'*HIRLAM* ne peut reproduire. On notera cependant que ce cas de figure conduit à des résultats aberrants faciles à détecter par l'interprétation des sorties de *MSSEBS*. Ainsi, la figure 6.7 montre les résultats de deux calculs réalisés sur la même zone de Barrax le 28 juin 1991, sous la forme d'un graphique présentant les écarts de température potentielle normalisés en fonction de l'albédo, identique à la figure 2.2 du chapitre 2. Si l'inversion située à 350 *m* n'est pas prise en compte et que l'on utilise comme niveau de référence 950 *m*, hauteur à laquelle on observe un changement important de vitesse et direction du vent, on obtient des valeurs d'écart de température en situation réelle systématiquement en deçà de la limite humide. En d'autres termes, les valeurs de fraction d'évaporation sont systématiquement supérieures à 1 en tout point de l'image. Si l'on prend en considération l'inversion que l'on détecte sur le profil vertical de température potentielle du radiosondage, et que l'on refait le calcul pour un niveau de référence situé à 350 *m*, on obtient des valeurs de fraction d'évaporation globalement comprises entre 0 et 1.

L'utilisation de sorties d'un modèle numérique de prévision du temps ne permet pas de détecter ce type de phénomène. Néanmoins, une inadéquation entre les variables d'état de la couche de mélange et la situation réelle de la structure verticale de la basse atmosphère conduit à des résultats aberrants,

ce qui facilite tout au moins l'identification de cette situation.

6.3 Cinétique temporelle de la performance

6.3.1 Présentation

On présente ici l'évolution dans le temps de trois indicateurs de performance sur l'unité de gestion i de l'exploitation de *Las Tiesas*, à l'ouest d'Albacete. Cette unité i est composée de quatre parcelles irriguées j ayant chacune une culture k unique (carte de la figure 6.8) :

- ABTI02Pb : parcelle de pavot de 26,8 *ha*, semée le 5 mars. Le pavot est, dans cette région, cultivé essentiellement pour l'industrie pharmaceutique.
- ABTI03P : parcelle de maïs 700 de 41,1 *ha*, semée le 30 avril.
- ABTI05P : parcelle de blé de 13,5 *ha* (date de semis inconnue).
- ABTI06P : parcelle de blé de 22,1 *ha*, semée le 15 janvier.

Pour chacune de ces parcelles, on dispose des volumes de chaque séquence d'arrosage V_{ij} . Néanmoins, l'arrosage n'étant pas journalier et ne survenant pas le même jour pour toutes les parcelles, les valeurs sont ramenées à un pas de temps hebdomadaire. Les deux premiers indicateurs $IPI1$ et $IPI2$ présentés ci-dessous sont donc calculés pour chaque semaine, pour une période allant du 4 mars au 25 septembre 2003.

$IPI1$: Homogénéité de la disponibilité de l'eau

$$IPI1_{ij} = \frac{V_{ij}/A_{ij}}{V_i/A_i} \quad (6.3)$$

Cet indicateur présente un grand intérêt à l'échelle régionale, sur un nombre conséquent de parcelles. Compte tenu du nombre limité de données dont on dispose, il est utilisé ici pour illustrer le partitionnement du volume d'eau total V_i entre les quatre parcelles de l'unité. Si l'homogénéité est l'objectif, la valeur cible est 1. Une valeur supérieure exprimerait une sur-affectation d'eau sur la parcelle ij , et inversement.

$IPI2$: Adéquation de la disponibilité de l'eau avec les besoins

$$IPI2_{ij} = \frac{E_{m_{ij}}}{V_{ij}} \quad (6.4)$$

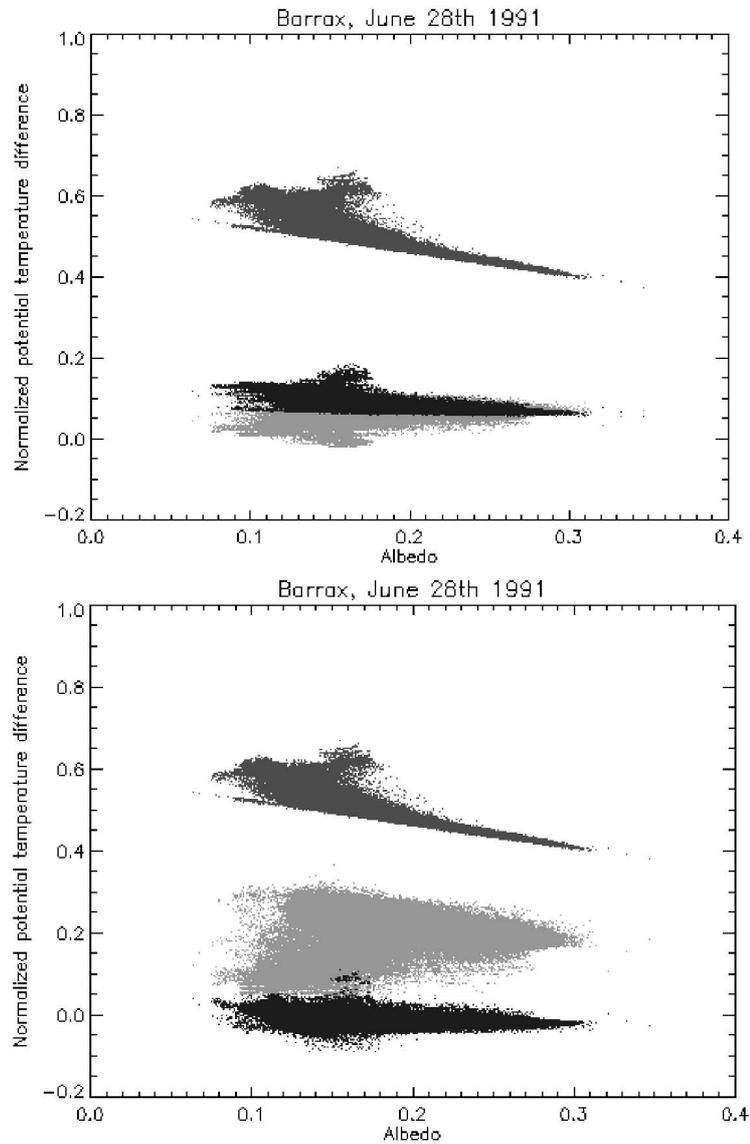


FIG. 6.7 – Représentation de l'écart de température normalisé par la résistance externe pour $r_i \rightarrow 0$ (noir), $r_i \rightarrow \infty$ (gris sombre) et en situation réelle (gris clair). Pour cette simulation réalisée à partir de données sur le site de Barrax de 28 juin 1991, le niveau de référence est respectivement fixé à 950m (haut) et 350m (bas).

Cet indicateur présente l'adéquation entre les volumes apportés et les besoins des cultures, exprimés par l'évaporation maximale de la parcelle E_{mij} dérivée du K_{CFAO} et du calcul de l'évaporation de référence E_0 sur la base de mesures météorologiques locales. La valeur cible de cet indicateur est 1. Une valeur inférieure à 1 exprimerait un apport supérieur aux besoins, et inversement.

La fraction d'évaporation Λ :

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{Rn - G_0} \quad (6.5)$$

Les 14 images Landsat acquises durant la période de mars à septembre 2003 ont donné la possibilité de réaliser un ensemble de calculs à l'aide de *MSSEBS*. Les résultats présentés ci-après concernent 10 des 14 dates retenues pour les simulations. Parmi les quatre dates exclues, les trois pour lesquelles les images ne pouvaient être corrigées des effets de l'atmosphère faute de données ont été retirées, l'estimation de la température de surface étant dans un tel cas entachée de trop d'erreurs. Par ailleurs, la simulation réalisée sur le jeu de données du 27 avril n'a pas donné de résultats probants, vraisemblablement du fait d'une erreur d'estimation du niveau de référence et des variables atmosphériques correspondantes. Ici aussi, la valeur cible est 1. Une valeur inférieure à 1 exprime une inadéquation entre les besoins et les apports, à travers l'augmentation de la résistance interne, *ie.* l'évaporation réelle se différencie de l'évaporation maximale. Il faut noter que, contrairement aux deux premiers indicateurs, la fraction d'évaporation est estimée au moment de l'acquisition de l'image. On peut néanmoins considérer, comme cela a été discuté dans le chapitre 4, que cette valeur est représentative de la journée.

L'historique des précipitations sur cette période est présenté sur la figure 6.9.

6.3.2 Résultats et discussion

Les indicateurs de performance des deux parcelles de blé sont représentés sur la figure 6.10. Le blé est une culture de printemps, semé la mi-janvier. L'irrigation de ces deux parcelles intervient donc avant la période de développement végétatif du maïs et du pavot. Aussi, seules ces deux parcelles sont irriguées de mars à juin. Ainsi, l'*IPI1* représente la partition entre les deux parcelles de blé. Les valeurs de l'*IPI1*, proches de 1 au début de la série, se différencient nettement l'une de l'autre la semaine du 26 mars, au bénéfice de la parcelle de blé ABTI06P ($IPI1=1,33$), ce qui se traduit par une sur-affectation d'eau par rapport aux besoins, que l'on retrouve dans la valeur de l'*IPI2* de 0,71.

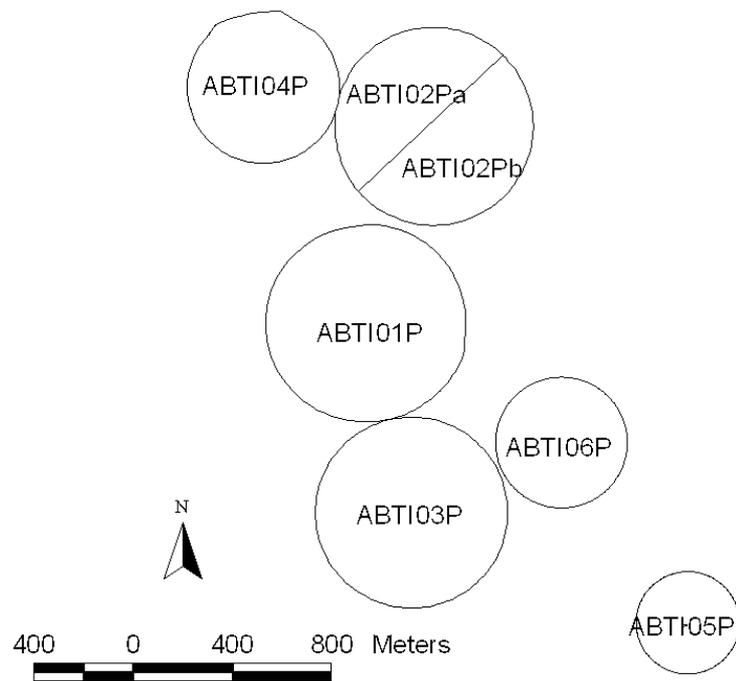


FIG. 6.8 – Carte de localisation des parcelles de Las Tiesas.

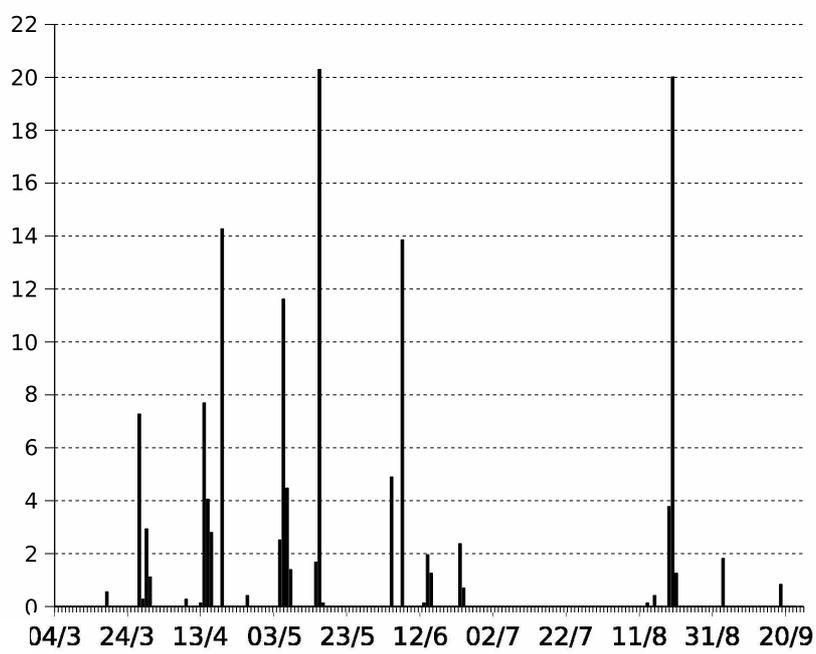


FIG. 6.9 – Précipitations (*mm*) sur la période du 4 mars au 25 septembre 2003.

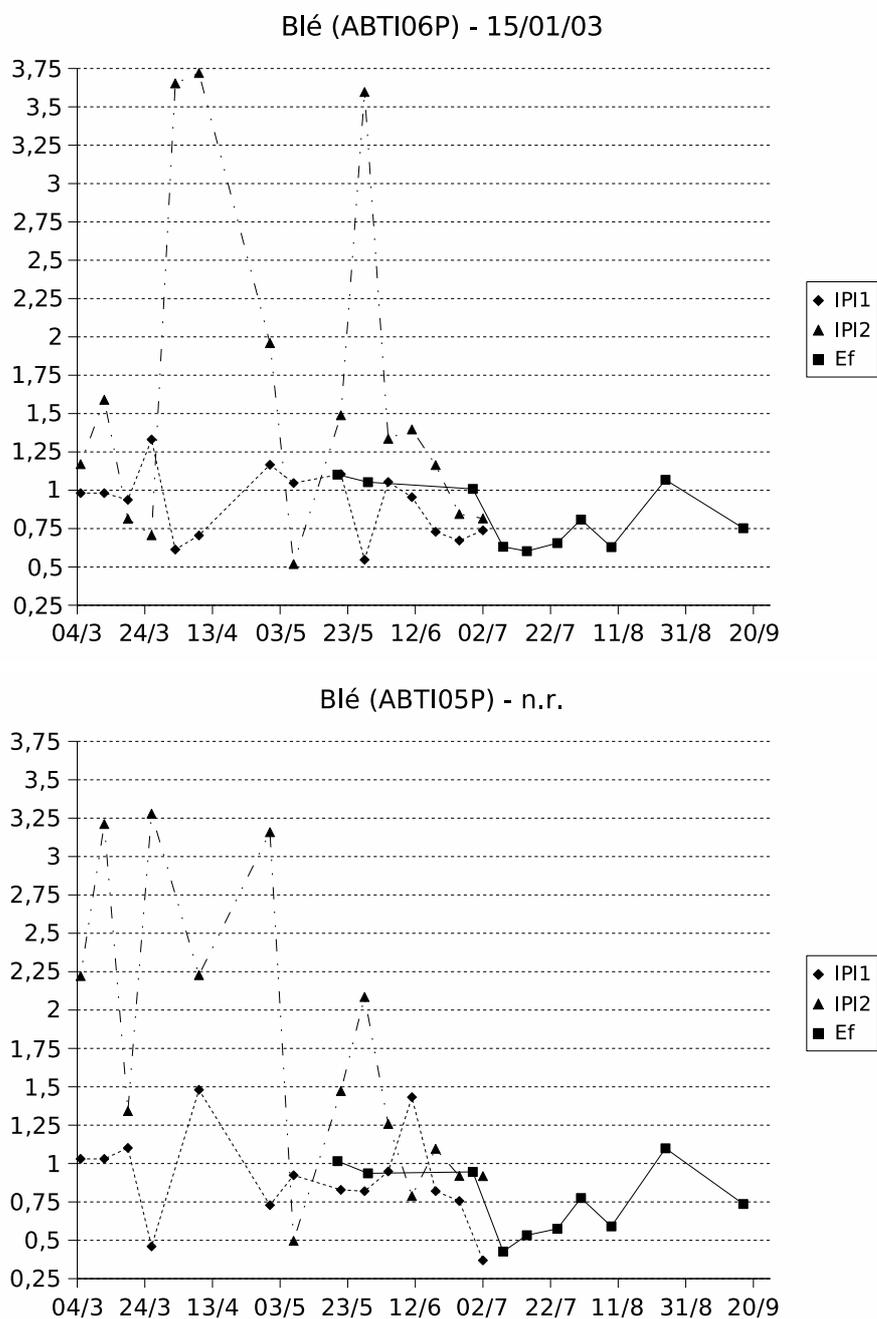


FIG. 6.10 – Représentation des indicateurs $IPI1$, $IPI2$ et Λ (noté ici Ef) pour les quatre parcelles irriguées de l'exploitation de Las Tiesas (Partie A). La date du semis est dans le titre.

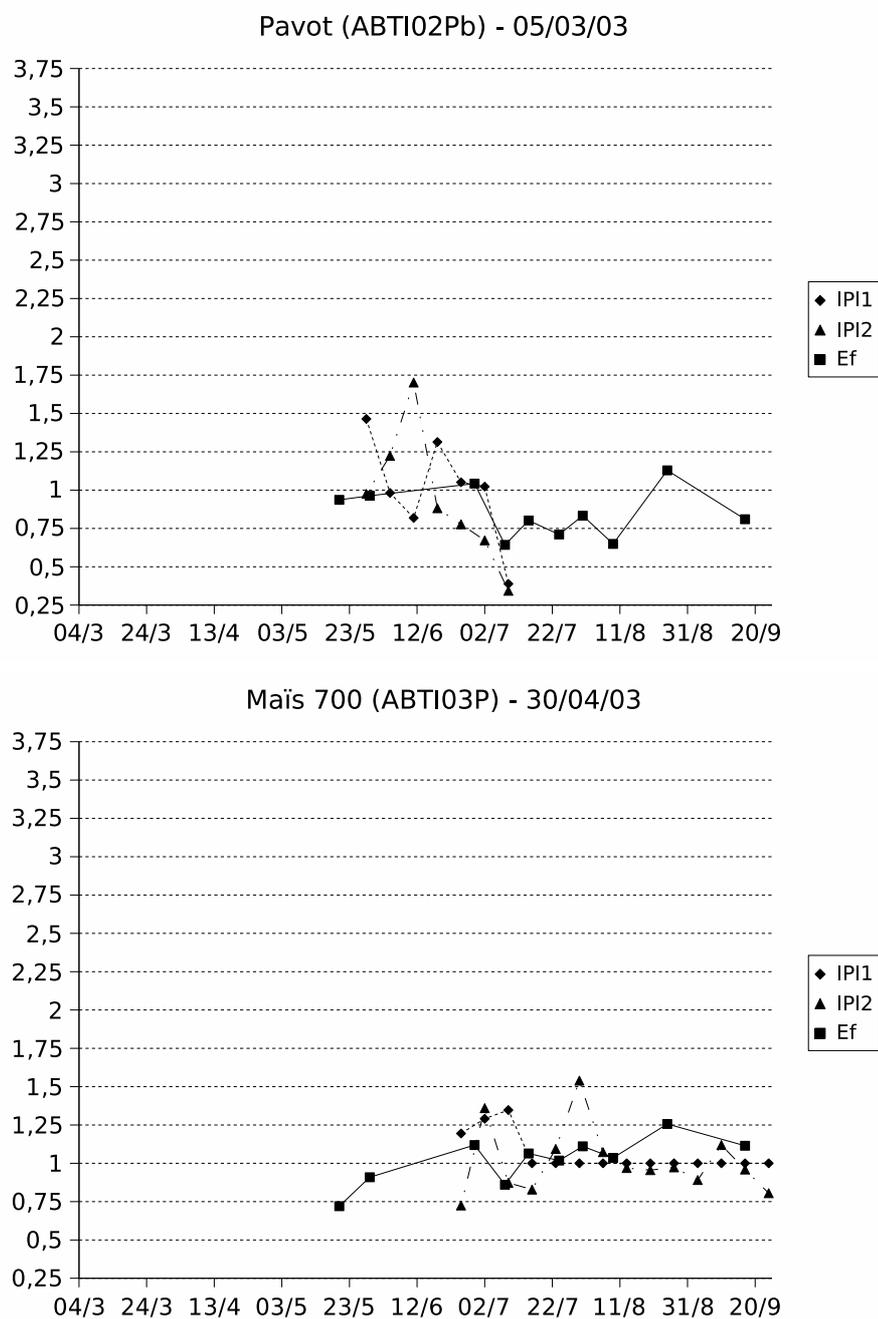


FIG. 6.11 – Représentation des indicateurs $IPI1$, $IPI2$ et Λ (noté ici Ef) pour les quatre parcelles irriguées de l'exploitation de Las Tiesas (Partie B). La date du semis est dans le titre.

Les quatre semaines suivantes, du 26 mars au 30 avril, présentent des valeurs de $IPI2$ particulièrement élevées. Cette période est caractérisée par cinq épisodes pluvieux totalisant 41,3 mm . C'est précisément entre ces épisodes pluvieux que les valeurs de $IPI2$ sont les plus hautes, jusqu'à atteindre 3,72. Il faut cependant noter que $IPI2$ ne prend pas le volume de pluie en considération. L'évaporation maximale cumulée entre le 26 mars et le 30 avril est de 58,3 mm pour 41,3 mm précipités. Il est donc normal que V_i ne représente que le différentiel entre les deux.

Les premières valeurs de Λ du 20 mai sont respectivement de 1,1 et 1,2 pour les parcelles ABTI06P et ABTI05P, ce qui traduit une absence de stress sur les deux parcelles. Une différenciation s'opère cependant entre ces deux parcelles dans la période du 21 mai au 29 juin. L'indicateur $IPI1$ tend vers des valeurs inférieures pour la parcelle ABTI05P, ce qui se traduit par des valeurs de $IPI2$ élevées (en moyenne 1,27 sur cette période), mais aussi par une diminution sensible de Λ (0,94 le 29 mai, 0,95 le 29 juin). L'explication tient notamment à l'ajout de la parcelle de pavot dans le groupe des parcelles irriguées (figure 6.11). Ceci est particulièrement sensible la première semaine (28 mai), où $IPI1$ prend la valeur de 1,46 sur la parcelle de pavot, réduisant notamment l'apport sur l'une des deux parcelles de blé, ABTI06P, où $IPI1$ prend la valeur de 0,55.

On peut supposer que cette baisse remarquable de Λ et l'augmentation de $IPI2$ sur le blé a eu des conséquences visibles, comme le suggère l'augmentation significative de $IPI1$ sur la parcelle ABTI05P (1,46) dans la semaine du 11 juin, traduisant une intensification de l'arrosage de la parcelle. Au-delà, la maturation du blé s'amorce et les apports en eau d'irrigation peuvent diminuer, d'où la baisse conjointe de $IPI1$ et de $IPI2$. On remarquera la baisse de Λ à partir de début juillet, qui s'explique par la récolte du blé et donc par un changement du couvert de ces deux parcelles. Il en est de même pour la parcelle de pavot quelques jours plus tard.

L'irrigation du maïs intervient à partir de la semaine du 25 juin. Les valeurs de Λ faibles le 20 et le 29 mai (0,72 et 0,91) sur cette parcelle pourraient suggérer une situation de stress. Néanmoins, à ces dates, le maïs est à peine sorti de terre, et ne présente que deux à trois feuilles fin mai. Ainsi, compte tenu de la structure du maïs jeune, la réponse essentiellement minérale de la surface se répercute sur le calcul de Λ . La fraction du couvert moyennée sur la parcelle le 20 mai est en effet de 0,013.

A compter de la semaine du 16 juillet, seule cette parcelle de maïs est irriguée. $IPI1$ prend donc la valeur 1 jusqu'à la fin de la série. $IPI2$ montre une bonne adéquation des apports durant la période du 9 juin au 20 août, qui ne totalise que 7 mm de précipitations, avec une valeur moyenne de 1,05. La semaine du 30 juillet fait cependant exception, avec une valeur de

1,54. Durant cette même période, la fraction d'évaporation ne dénote aucun état de stress, avec une valeur moyenne de 1,03.

On remarquera que l'épisode pluvieux du 21 au 23 août, totalisant 25,1 *mm*, se traduit par une hausse de Λ sur l'image du 25 août, y compris sur les trois parcelles non cultivées, ce qui peut s'expliquer par l'humidité des couches superficielles du sol (les valeurs de *NDVI* de l'ordre de 0,1-0,2 semblent exclure le développement d'une végétation herbassée).

La confrontation de ces trois indicateurs donne donc une vue d'ensemble cohérente du fonctionnement de l'unité de gestion de *Las Tiesas*. L'indicateur *IPI1* met en évidence une irrégularité certaine de la répartition de l'eau entre les deux parcelles de blé en début de saison. L'indicateur *IPI2*, bien que ne prenant pas en compte les volumes précipités fréquents entre mars et avril, se révèle être un très bon outil du suivi de l'adéquation des apports, notamment sur la parcelle de maïs dont la période de fort développement végétatif coïncide avec une phase de précipitations faibles. Enfin, la fraction d'évaporation donne une bonne indication de l'état réel des parcelles, permettant en particulier d'anticiper de deux semaines l'inadéquation des volumes apportés à la parcelle de blé ABTI05P. Il faut noter ici que l'apport prioritaire et massif d'eau (*IPI1*=1,43 ; *IPI2*=0,79) la semaine du 11 juin ne peut en rien permettre de "rattraper" le retard de développement pouvant résulter d'un stress prolongé. Cependant, ce diagnostic de la parcelle ABTI05P est à nuancer compte tenu de la faible résolution temporelle de l'indicateur Λ . Rien ne permet ici d'affirmer que la fraction d'évaporation s'est maintenue au même niveau entre le 20 et le 29 mai.

6.4 Conclusion

La production de cartes de fraction d'évaporation et d'évaporation potentielle et réelle diurne a nécessité un nombre considérable de pré-traitements des données de télédétection pour le calcul des variables de surface, ce qui a mobilisé une partie des équipes du projet *DEMETER*, de même pour la simulation de l'état de l'atmosphère à l'aide du modèle *HIRLAM*. Ces travaux ont conduit à un ensemble de jeux de données remarquables. La mise au point d'un modèle de calcul flexible et performant, *MSSEBS*, a permis de réaliser un suivi dans l'espace et dans le temps des termes du bilan d'énergie en surface, des conditions d'évaporation diurne et des indicateurs de performance en irrigation.

Les résultats présentés en détails pour la journée du 15 juillet 2003 montrent un comportement cohérent du modèle et des sous-éléments de calcul

des variables intermédiaires. L'utilisation de valeurs de hauteur de végétation pour le calcul de la longueur de rugosité au transfert de quantité de mouvement est un gain qualitatif important dans la démarche de calcul des paramètres atmosphériques à l'échelle de la maille, mais surtout au niveau du calcul de la longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur à l'échelle du pixel.

Les valeurs de fraction d'évaporation sensiblement supérieures à 1 semblent illustrer, au moins en partie, les effets d'advection que la représentation *1D* suivie par *MSSEBS* ne peut prendre en considération. Les incertitudes dans la mesure ou le calcul des paramètres d'entrée du modèle peuvent contribuer eux aussi à ces dépassements.

La démarche de calcul de l'évaporation potentielle et réelle à l'échelle diurne est illustrée ici. Les valeurs d'évaporation réelle diurne obtenues sur des parcelles disposant d'eau en quantité suffisante ($\Lambda \geq 1$) sont très comparables aux valeurs d'évaporation maximale journalière issues de l'approche *Kc NDVI*, avec des écarts de l'ordre 0 à 0,8 mm.

Le calcul des indicateurs de performance *IPI1* et *IPI2* sur une base hebdomadaire est une démarche adéquate avec la fréquence d'arrosage des parcelles agricoles. La fraction d'évaporation ne peut quant à elle être calculée qu'au moment de passage d'un imageur, mais peut être considérée représentative de la valeur diurne. Les intercomparaisons entre ces trois indicateurs menées sur l'ensemble de la période allant du 4 mars au 25 septembre 2003 sur l'unité de gestion de Las Tiasas sont une opportunité rare, offerte par l'étendue des travaux d'acquisition de données réalisés dans le cadre de *DE-METER*. L'utilisation conjointe des indicateurs de performance *IPI1*, *IPI2* et Λ permet un diagnostic d'ensemble cohérent, tant à l'échelle de la parcelle qu'à l'échelle de l'unité de gestion. On remarquera notamment l'intérêt de la fraction d'évaporation pour l'identification de situations de stress avant qu'il ne se traduise par des effets irrémédiables sur la croissance des cultures, comme illustré sur l'une des parcelles de blé. Seule la résolution temporelle d'un imageur telle que Landsat employé ici (16 jours de durée de retour) limite son utilisation.

La comparaison des résultats de *MSSEBS* avec ceux de la démarche du *Kc NDVI* ne peuvent se substituer à une validation. La présence de deux lysimètres sur la zone d'étude aurait pu apporter des éléments de validation. Cependant, ces deux lysimètres sont très proches, et ont, compte tenu de la résolution spatiale du canal thermique de Landsat, le même pixel infrarouge thermique en commun. Il n'a donc pas semblé pertinent de les utiliser ici.

De même, on ne dispose pas de données permettant d'analyser en détail la structure de l'atmosphère. On suppose donc que le niveau de référence choisi

sur la base des calculs du modèle *HIRLAM* est approprié. Néanmoins, comme cela a été illustré, des expérimentations utilisant un niveau de référence inapproprié conduisent à des résultats aberrants. Si cela n'enlève en rien le risque d'une imprécision dans l'estimation des variables caractéristiques de la couche limite atmosphérique, il semble aisé de détecter indirectement des situations d'inversion à basse altitude. Ce type de configuration ne semble donc pas pouvoir passer inaperçu dans l'interprétation des sorties de *MSSEBS*.

Enfin, les résultats présentés ici montrent une variation sensible des valeurs de fraction d'évaporation et d'évaporation potentielle et réelle diurne. L'interprétation de ces variations suppose de pouvoir quantifier la contribution du bruit, afin de déterminer quels sont les écarts significatifs. On présente donc dans le chapitre suivant deux analyses, une analyse de scénarii et une analyse de sensibilité, afin d'apprécier quantitativement la part d'information qu'expriment ces écarts.

Chapitre 7

Opérabilité de MSSEBS et incertitude des indicateurs

Les résultats présentés dans le chapitre précédent soulèvent plusieurs questions : i. les sorties du modèle sont-elles conformes à des données de référence ? ii. la possibilité offerte par *MSSEBS* d'utilisation de différentes méthodes de calcul des variables de surface conduit-elle à des différences significatives de fraction d'évaporation et de flux de chaleur latente ? iii. quelle est l'incertitude des sorties du modèle, *ie.* quelle est la part de bruit dans les variations observées ?

Compte tenu de la résolution spatiale des images dans l'infrarouge thermique et de la proximité des lysimètres du site de Las Tiesas, il n'a pas été possible de procéder à la validation des résultats. Par ailleurs, même si les valeurs d'évaporation réelle issues du modèle et d'évaporation maximale issues de la démarche *Kc NDVI* des parcelles bien irriguées sont très proches, on ne peut pas à proprement parler de validation. On se concentre donc sur la seconde et la troisième question. L'analyse quantitative des erreurs d'un modèle constitué d'un ensemble conséquent d'algorithmes, et dont les variables d'entrée sont fortement corrélées entre elles, est un problème complexe. Les erreurs dans l'estimation d'une variable physique peuvent provenir essentiellement : i. des approximations méthodologiques et théoriques dans la définition du phénomène ; ii. des erreurs dans l'acquisition des données d'entrée, issues de mesures directes ou indirectes. Ces deux sources d'erreurs sont combinées. Une validation des sorties du modèle avec des mesures de contrôle permet d'en avoir une estimation globale. Dans le cas du calcul de la fraction d'évaporation, ces deux sources d'erreur prennent un relief particulier. Comme présenté précédemment, le modèle permet, selon la disponibilité de données d'entrée, d'adapter la démarche de calcul. Cette flexibilité démultiplie les possibilités de calculs, et par là même les possibilités d'erreurs.

Pour une même date, sur une même image, les sorties de *MSSEBS* peuvent être différentes suivant que l'on dispose ou non de tout le panel de variables bio-géophysiques et météorologiques. Il n'y a donc pas une approche unique permettant d'estimer les erreurs du modèle.

Ainsi, le choix a été fait d'effectuer deux analyses distinctes et complémentaires, permettant d'appréhender ces erreurs. La première consiste en une analyse de scénarii. Il s'agit ici de réaliser, pour un même contexte, en un même lieu et au même instant, plusieurs simulations basées sur des variables soit calculées et validées par les équipes du projet, soit sur des variables issues de relations empiriques communément admises dans la littérature. Ces scénarii sont de complexité croissante en terme de besoins en données d'entrée, et ont été définis comme étant représentatifs de différents contextes de mise en application pratique d'une telle démarche. Le but ici est alors de confronter les sorties du modèle les unes aux autres, et d'apprécier par là même les erreurs auxquelles peuvent conduire les lacunes en données d'entrée pour d'autres situations.

La seconde approche est une analyse d'incertitude. En se basant sur une connaissance *a priori* des erreurs d'estimation des paramètres d'entrée du modèle, on en quantifie l'impact sur les sorties du modèle. Cette démarche consiste à introduire dans les données d'entrée un bruit aléatoire distribué uniformément dans un intervalle d'erreur connu pour chacune des variables, images et paramètres atmosphériques. Cette opération, réalisée cent fois, permet alors de générer des statistiques sur les sorties du modèle, et de définir une incertitude moyenne.

Ces deux approches sont complémentaires l'une de l'autre, et l'interprétation des résultats ne peut se faire qu'à travers un regard croisé entre ces deux analyses. En effet, l'analyse d'incertitude peut, pour deux scénarii distincts, donner des résultats différents, la multiplication des variables d'entrée multipliant les sources d'erreur. Le choix a donc été fait de présenter dans un premier temps l'analyse des scénarii, afin d'en exploiter l'information dans l'interprétation de l'analyse d'incertitude.

7.1 L'analyse des scénarii

7.1.1 Hierarchisation des contraintes

Cette analyse doit permettre d'appréhender le comportement du modèle selon la démarche utilisée, mais aussi apporter une information quant à l'impact de contraintes opérationnelles sur les résultats. La définition de chaque scénario repose donc sur un contexte prédéfini, auquel on attribue une dis-

ponibilité plus ou moins grande de variables, représentatives d'une gradation des contraintes. L'ensemble est défini dans le tableau 7.1. Ainsi, le premier scénario, *S1*, est représentatif du contexte d'une campagne de mesures intensive. On est là en situation de fournir des données de radiosondages pour l'analyse de la couche limite et la correction des effets de l'atmosphère sur les images, des données de contrôle de terrain permettant de valider l'estimation de variables intermédiaires, telles que la fraction de couvert végétal, ainsi que des données de bilan radiatif. De même, la disponibilité d'estimations de la hauteur de la végétation permet d'obtenir une estimation de la longueur de rugosité au transfert de quantité de mouvement et de la hauteur de la végétation relativement fine. Dans le second scénario, *S2*, on se place dans des conditions identiques à celles de *S1*, si ce n'est qu'aucun radiosondage n'est disponible. L'analyse des données de la couche limite passe alors par l'utilisation de sorties de modèles numériques de prédiction du temps. Dans ce cas précis, il s'agit de sorties du modèle *HIRLAM*. Le troisième scénario, *S3*, est représentatif du contexte d'une zone cultivée bien instrumentée, et régulièrement suivie. On retrouve à la fois l'appareillage de mesure et les compétences techniques permettant d'obtenir des données de bilan radiatif ainsi que quelques produits dérivés de la télédétection. Dans le quatrième cas, *S4*, on se place en situation d'une zone peu instrumentée, pour laquelle aucun des paramètres de surface ne peut être validé par des contrôles de terrain de manière routinière. On dispose néanmoins toujours d'images satellites corrigées des effets de l'atmosphère. Le dernier scénario, *S5*, est quant à lui identique au précédent, si ce n'est que les images satellites n'ont pas été corrigées des effets de l'atmosphère. Ce dernier est assez grossier, mais utile à titre d'illustration.

7.1.2 Expérimentation sur le site de Barrax

Une telle analyse suppose de disposer d'un ensemble de données peu commun, puisqu'il est nécessaire de réaliser en un même point et en un même instant l'ensemble de toutes les conditions pré-citées. Parmi les jeux de données dont on dispose sur le site de Barrax, la seule date permettant de faire coïncider l'ensemble des scénarii est le 15 juillet 2003, à 10 :30 TU, heure d'acquisition d'une scène Landsat Thematic Mapper. L'ensemble des simulations présentées ci-après sont donc basées sur les images dans le visible, le proche infrarouge et l'infrarouge thermique acquises à ce moment précis. Le scénario *S1* ne peut malheureusement être réalisé. En effet, les radiosondages de la campagne de mesure ont eu lieu deux fois par jour du 12 au 14 juillet. L'analyse conjointe de l'évolution de la couche limite durant ces trois jours et des sorties du modèle *HIRLAM* le 15 juillet permettent néanmoins

Paramètre	Source	Alternative	S1	S2	S3	S4	S5
<i>Paramètres atmosphériques</i>							
T_r, q_r, u_r, \dots	Radiosondage	Sorties de modèles	✓				
<i>Paramètres radiométriques</i>							
T_s	$f(CA, \epsilon_i)$	T_b	✓	✓	✓	✓	
ϵ_i	Rubio [68]	$\epsilon_i = \epsilon_b$	✓	✓	✓	✓	
ϵ_b	Rubio [68]	Dérivé du <i>NDVI</i>	✓	✓	✓	✓	
LW_{\downarrow}	Mesures	Dérivé de T_{atm}	✓	✓	✓	✓	
<i>Paramètres de surface</i>							
LAI	CLAIR	Dérivé du <i>NDVI</i>	✓	✓			
f_c	Ajustement au terrain	Dérivé du <i>NDVI</i>	✓	✓	✓		
h_v	Classification	Dérivé de z_{0m}	✓	✓	✓		
z_{0m}	Dérivé de h_v	Dérivé du <i>NDVI</i>	✓	✓	✓		
d_0	Dérivé de h_v	Dérivé de z_{0m}	✓	✓	✓		

TAB. 7.1 – Les scénarii sont organisés en couches successives de jeux de paramètres, chaque couche comportant progressivement de plus en plus de paramètres issus de traitements avancés, supposés être un gain qualitatif. On passe donc de *S5*, l’hypothèse basse, à *S1*, hypothèse haute en terme de disponibilité de paramètres de grande qualité. Leur utilisation dans les différents scénarii est mentionnée par le caractère ✓.

Variables	Valeur
h_r (m)	1000
p_g (Pa)	93300
p_r (Pa)	82500
t_r (K)	287,8
q_r (kg/kg)	0,0085
u_r (m/s)	3,8
SW_{\downarrow} (W/m^2)	955,0
LW_{\downarrow} (W/m^2)	390,0

TAB. 7.2 – Paramètres de la couche limite dans la région de Barrax, le 15 juillet à 10 :30 TU, d'après les sorties HIRLAM

d'avoir une connaissance satisfaisante de l'état de l'atmosphère au moment de l'acquisition de l'image, résumé dans le tableau 7.2. Les résultats sont donc présentés pour les scénarii $S2$ à $S5$, $S1$ restant pour souligner l'importance d'une bonne connaissance de l'état de l'atmosphère, comme cela sera illustré plus loin.

L'image utilisée pour ces simulations est identique à celle présentée dans la figure 6.4, couvrant une surface de 40x50 kilomètres au niveau du site de référence de Barrax.

7.1.3 Résultats

Le graphique de la figure 7.1 illustre la distribution des valeurs de flux de chaleur latente sur l'ensemble de l'image pour les quatre scénarii. On note dans un premier temps l'écart flagrant entre les résultats de $S5$ et les autres. On a là l'illustration de l'importance d'une correction fine des effets de l'atmosphère, particulièrement en ce qui concerne l'image dans l'infrarouge thermique. Les différences observées entre les valeurs de températures de surface d'images corrigées ou non sont de l'ordre de $3K$, ce qui conduit à surestimer le gradient de température entre la surface et le niveau de référence. On obtient alors un flux de chaleur latente tournant autour de $800W.m^{-2}$ pour les zones non irriguées, et $1250W.m^{-2}$ pour les surfaces irriguées. Les résultats de ce scénario, donnés ici à titre d'illustrations, sont irréalistes et ne figurent pas dans la suite de l'analyse.

Les différences entre les trois autres scénarii sont moindres mais néanmoins significatives. On distingue la principale population de pixels correspondant

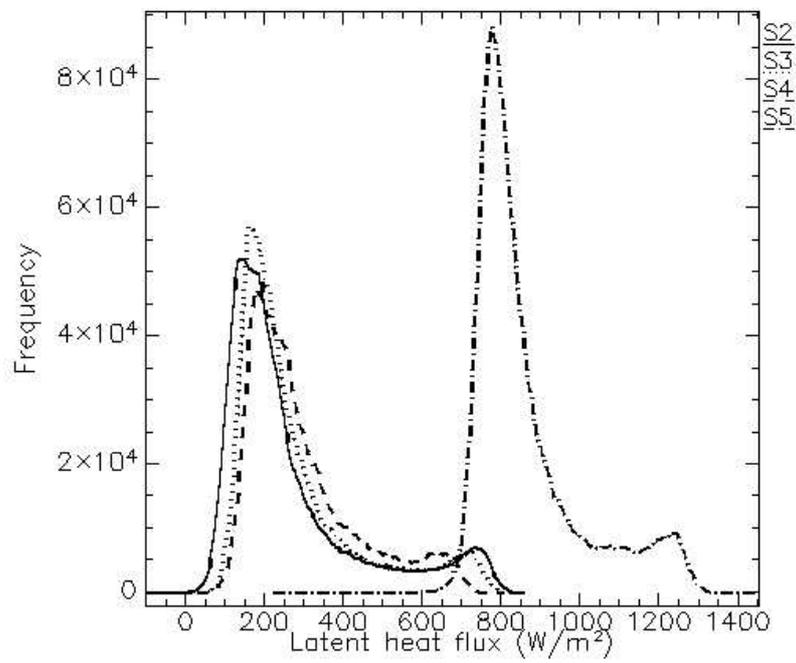


FIG. 7.1 – Diagramme de fréquence des valeurs de flux de chaleur latente instantané obtenues sur l'ensemble de l'image de la zone de référence de Barrax pour les scénarii S2 (ligne continue), S3 (ligne pointillée), S4 (tirets) et S5 (points-tirets).

aux surfaces non irriguées, et dont les valeurs de flux de chaleur latente tournent autour de 150 à 200 $W.m^{-2}$ aussi bien pour S_4 , S_3 que S_2 . En revanche, on remarque un décalage net entre les valeurs de la population de pixels des zones irriguées entre S_4 et S_3 . Cette différence est de l'ordre de $100W.m^{-2}$. Cette différence tient à l'importance de la fraction du couvert végétal dans le calcul de la longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur, z_{0h} , déterminé suivant l'approche du kB^{-1} de *Massman*, et dans le calcul du flux de chaleur dans le sol. La distribution multi-modale des valeurs de fraction d'évaporation, ou ici de flux de chaleur latente, tient en effet à la distribution des valeurs de fraction du couvert végétal. Cette variable est dans les deux cas S_4 et S_3 issue d'une relation basée sur le *NDVI*, si ce n'est que dans le premier cas il s'agit d'une relation empirique proposée par Barret et al. [4], et dans le second d'une relation ajustée à l'aide de contrôles de terrain, suivant la démarche proposée par Calera [15]. Le décalage entre ces deux distributions de fraction du couvert pour les pixels de zones irriguées, de l'ordre de 0,15 pour les valeurs les plus importantes, explique la différence observée, les valeurs de flux de chaleur latente étant, pour cette population de pixels, centrées autour de $650W.m^{-2}$ pour S_4 et $750W.m^{-2}$ pour S_3 . On voit donc d'ores et déjà que le modèle est très sensible à cette variable, et que l'utilisation d'une formulation empirique en dehors des recommandations de l'auteur peut facilement conduire à des aberrations.

Si l'on compare maintenant les résultats des scénarii S_3 et S_2 , on note que l'étendue des valeurs de S_2 est globalement plus grande que celle de S_3 : les valeurs en zones non-irriguées sont plus faibles, les valeurs en zones irriguées sont plus élevées. Mais la principale différence entre ces deux scénarii n'est pas dans la distribution statistique des valeurs, mais dans leur distribution spatiale.

La figure 7.2 présente deux vues de la même partie de l'image de fractions d'évaporation pour le scénario S_3 , noté (a) et le scénario S_2 , noté (b). Concernant les valeurs les plus élevées, en zones irriguées, les résultats sont comparables. On retrouve d'un côté comme de l'autre une résolution spatiale grossière, liée à la prédominance de la température de surface, issue du canal thermique à 120 mètres de résolution. En revanche, pour toutes les zones de culture non-irriguées ou en sol nu, on distingue bien plus nettement le parcellaire sur la sortie de S_2 que sur la sortie de S_3 . L'explication d'une telle différence réside dans la méthodologie de calcul. L'estimation de la longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur passe par l'estimation du kB^{-1} , et est donc tributaire des valeurs de longueur de rugosité au transfert de quantité de mouvement. Cette dernière est généralement issue d'une relation empirique la liant au *NDVI*, comme proposé par Su et al. dans la démarche du *SEBS*. Cette relation n'a néanmoins été établie que

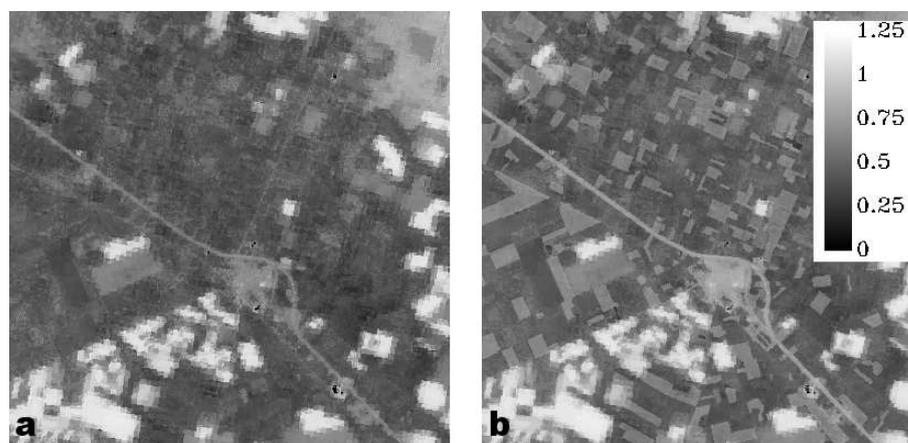


FIG. 7.2 – Cartes de la fraction évaporative obtenues avec les scénarii S3 (a) et S2 (b)

pour un couvert herbacé, et uniquement pour un intervalle de valeurs de $NDVI$ inférieures à 0,7. Dans la mesure où l'on s'intéresse ici à des surfaces cultivées, dont les valeurs de $NDVI$ sont élevées, l'utilisation d'une telle relation n'est pas appropriée. Dans le cas du $S2$, on dispose de valeurs de hauteurs de végétation spatialisées, basées sur l'utilisation conjointe d'une classification d'occupation du sol et de mesures de contrôle. On a donc des valeurs beaucoup plus adéquates, mais aussi dénuées de toute variabilité spatiale entre les pixels d'une même classe. La netteté du parcellaire tient donc aux délimitations franches issues de la classification d'occupation du sol. L'utilisation de telles cartes de hauteur de végétation est un apport appréciable pour les zones dont les valeurs de $NDVI$ tendent vers 1, et pour lesquelles une relation empirique donne, par exemple, des valeurs pouvant dépasser 3 à 5 mètres pour de la luzerne.

Si l'on s'intéresse non plus à la distribution des valeurs sur l'ensemble de l'image mais à des valeurs moyennées sur des échantillons de 52 pixels pour des cultures différentes, on obtient les histogrammes des figures 7.3 et 7.4. Les parcelles retenues ici sont identiques à celles utilisées dans le chapitre 5. On rappellera que la parcelle de blé de Las Tiesas a été récoltée environ deux semaines avant l'acquisition de l'image utilisée. Elle s'apparente donc plutôt à une parcelle recouverte de débris végétaux.

Les résultats des scénarii $S2$, $S3$, $S4$ et $S5$ exprimés en terme de fraction d'évaporation, et représentés sur la figure 7.3, conduisent à plusieurs observations :

- les valeurs de $S5$ sont significativement plus élevées que les valeurs des autres scénarii, tous types de couvert confondus.

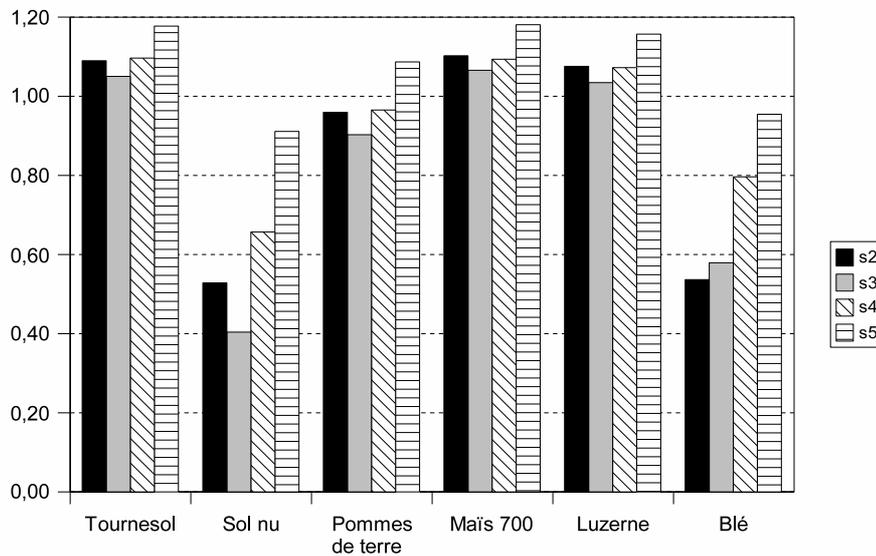


FIG. 7.3 – Valeurs de fraction d'évaporation moyennées sur des échantillons de 52 pixels pour six couverts différents, pour les scénarii S2 à S4.

- si l'on exclue les résultats de $S5$, on note que les valeurs sont plus dispersées d'un scénario à l'autre pour les surfaces présentant des valeurs faibles de fraction d'évaporation. Les couverts de tournesol, pommes de terre, maïs et luzerne ont une dynamique comprise entre 0,4 et 0,6, contre 0,25 et 0,26 pour les échantillons de sol nu et de blé.
- si l'écart entre $S4$ et $S3$ est important pour la surface de sol nu, ce n'est pas le cas pour le blé.

Ceci illustre plusieurs points :

- la température de surface détermine l'essentiel des fluctuations pour les pixels dont la température tend vers la valeur minimale. Une variation importante de la fraction du couvert ne se traduit pas par une variation importante de la fraction d'évaporation. Cet aspect est aussi suggéré par l'illustration de la figure 7.2, sur laquelle on note la surimposition de la résolution du canal thermique dans les zones dont l'évaporation est forte, alors que la résolution semble plus fine sur les surfaces non irriguées.
- dans le cas où la fraction d'évaporation est significativement plus faible que 1, une variation de la fraction du couvert a un impact plus significatif sur les résultats, qui s'explique par la forte sensibilité du modèle de kB^{-1} à une fluctuation de f_c . La fraction d'évaporation passe ainsi

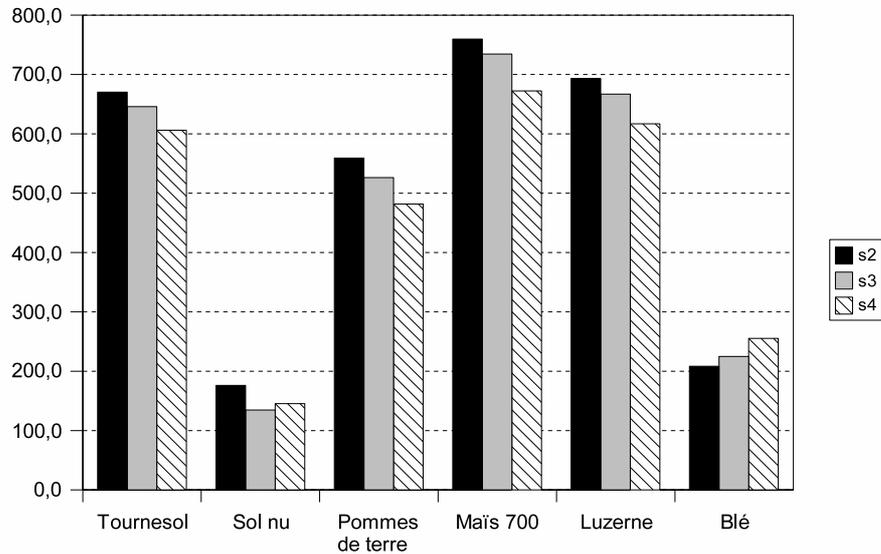


FIG. 7.4 – Valeurs de flux de chaleur latente moyennées sur des échantillons de 52 pixels pour six couverts différents, pour les scénarii S4 à S2.

de 0,66 à 0,40 entre S_4 et S_3 .

- l'utilisation du $NDVI$ pour le calcul de z_{0m} S_3 donne des résultats sensiblement identiques à la valeur de z_{0m} basée sur h_v issue de la classification et des mesures utilisées dans S_2 pour la parcelle de blé, ce qui conduit à des valeurs de fraction d'évaporation proches. Ce n'est pas le cas pour la surface de sol nu, pour laquelle $z_{0m_{S_2}} \rightarrow 0$ alors que $z_{0m_{S_3}} = 1,2cm$. Sachant que $z_{0h} = z_{0m} / \exp(kB^{-1})$, la différence de valeurs de longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur devient très importante entre les deux scénarii.

Si l'on prend les mêmes parcelles, mais avec des résultats exprimés en terme de flux de chaleur latente (figure 7.4), on note que la différence observée entre S_4 et S_3 est ici considérablement plus ténue, notamment pour les deux parcelles de sol nu et de blé. La principale différence entre S_4 et S_3 tient à la distribution des valeurs de fraction du couvert végétal. Or cette variable intervient dans le calcul du kB^{-1} et dans le calcul du flux de chaleur dans le sol. La diminution des écarts entre ces deux scénarii lorsque l'on exprime les résultats en terme de flux de chaleur tient en fait à un effet de compensation. S_4 donne des valeurs de fraction d'évaporation plus élevées, mais aussi des valeurs de flux de chaleur dans le sol plus importantes, et donc une quantité d'énergie disponible pour l'évaporation $Rn - G_0$ plus faible. En revanche,

	Tournesol	Sol nu	Pommes de terre
S2	670,3	176,2	559,2
S3	645,9	134,7	526,3
S4	606,1	145,5	481,7
Δ_{max}	64,2	41,5	77,4
	Maïs 700	Luzerne	Blé
S2	759,7	693,3	208,4
S3	734,5	666,9	225,0
S4	672,3	617,0	255,3
Δ_{max}	87,4	76,3	46,9

TAB. 7.3 – Flux de chaleur latente moyen et écart maximal entre les différents scénarii Δ_{max} .

$S3$ donne des valeurs de fraction d'évaporation plus faibles, mais un rapport $G_0.Rn^{-1}$ plus faible, ce qui aboutit à des valeurs de flux de chaleur latente comparativement plus grandes.

Si l'on regarde les valeurs moyennes de flux de chaleur latente entre ces trois scénarii $S4$, $S3$ et $S2$, repris dans le tableau 7.3, on note un écart absolu allant de 41,5 à 87,4 $W.m^{-2}$, ce qui est significatif comparativement à une mesure de terrain dont l'erreur serait de l'ordre de 50 $W.m^{-2}$. On remarque aussi que l'écart entre les valeurs de $S3$ et $S2$ est relativement faible pour les parcelles irriguées.

7.1.4 Conclusion intermédiaire

A travers cette première analyse, on relève d'abord l'importance d'une estimation correcte de la température de surface. $(T_0 - T_r)$ étant le moteur des flux de chaleur, cette variable est déterminante sur les autres, notamment en zones irriguées, comme l'illustre la dégradation de résolution spatiale des images de la figure 7.2, sur laquelle on voit la résolution du canal thermique se surimposer à la résolution des images dans le visible. La fraction de couvert végétal tient quant à elle une place importante, comme le montre son rôle dans l'origine de la distribution multi-modale des valeurs de fraction d'évaporation. Les erreurs d'estimation de cette variable sont toutefois sensiblement atténués par un effet mécanique de compensation entre son usage

dans le calcul du kB^{-1} et dans le calcul du rapport $G_0.Rn^{-1}$. Enfin, l'utilisation de cartes de hauteur de végétation représente un apport non négligeable puisqu'il permet de s'affranchir de relations délicates entre $NDVI$ et z_{0m} . Toutefois, cet apport semble plus évident pour les surfaces peu ou pas irriguées.

7.2 L'analyse de sensibilité

7.2.1 Méthodologie

Il s'agit ici d'estimer quantitativement l'impact des erreurs dans l'estimation des variables d'entrée du modèle sur les sorties, ici la fraction d'évaporation et le flux de chaleur latente. On considère :

- que l'on peut estimer l'erreur de mesure des variables d'entrée
- que ces variables atmosphériques sont fortement corréllées entre elles

La méthode proposée consiste à utiliser non plus la valeur V d'une variable, mais une valeur tirée aléatoirement dans l'intervalle $[V - \delta V; V + \delta V]$, δV étant l'incertitude de mesure ou de calcul. On considère ici que la distribution des valeurs est uniforme, car rien ne permet de penser que l'une des valeurs de cet intervalle soit plus correcte que les autres. Dans le cas de variables d'entrée spatialisées, on utilise en tout point de la matrice le même δV , car un bruit aléatoirement distribué altérerait la corréllation spatiale entre les pixels, ce qui n'est pas le but ici.

7.2.2 Expérimentations

Afin d'obtenir des estimations statistiquement acceptables, on effectue 100 tirages et simulations, en utilisant les erreurs fournies dans les tableaux 5.3 et 5.4. Ces estimations des erreurs ont été fournies par les équipes ayant réalisé les traitements des données de télédétection et les simulations *HIR-LAM*.

Une seule analyse ne donne les incertitudes du modèle que dans un contexte particulier. On entend par contexte une situation météorologique et un état de surface donné. Néanmoins, le comportement du modèle peut varier d'un contexte à un autre, par exemple lorsque les propriétés géométriques et radiométriques des différents couverts changent d'une saison à l'autre, ou lorsque l'état de la couche limite atmosphérique (température potentielle, humidité, vitesse du vent) change d'un jour sur l'autre. Autrement dit, il est nécessaire d'analyser les erreurs pour des valeurs absolues et des incertitudes des variables d'entrée différentes. Pour ce faire, on réalise des estimations

Variable	A (15-07-2003)	B (15-07-2003)	C (29-05-2003)	D (17-09-2003)
T_s	1,0	1,5	1,0	1,0
α	0,05	0	0,05	0,05
h_r	200,0	0	200,0	200,0
T_r	1,5	0	1,0	1,5
q_L	0,002	0	0,001	0,001
u_r	1,4	0	1,4	1,4
p_g	200	0	200	200
Sw_{\downarrow}	60,0	0	30,0	50,0
Lw_{\downarrow}	5,0	0	5,0	5,0
ϵ_B	0,01	/	0,01	/
ϵ_{TM}	0,01	/	0,01	/
f_c	0.2	/	/	/
h_v	20%	/	/	/
LAI	/	/	/	/

TAB. 7.4 – Paramètres d'erreurs utilisés dans les expérimentations d'analyse de sensibilité à partir du jeu de données du 15 juillet 2003

d'incertitude pour trois dates différentes sur la même zone que précédemment : le 29 mai C , le 15 juillet A et le 17 septembre D . Par ailleurs, pour illustrer le rôle de la température de surface, on effectue une expérimentation B en ne faisant fluctuer que celle-ci. Les paramètres utilisés sont résumés dans le tableau 7.4.

Expérimentation A

Les résultats sont présentés à travers les écarts-types des valeurs de fraction d'évaporation σ_{Λ_i} et de flux de chaleur latente $\sigma_{\lambda E_i}$ obtenus pour chaque pixel à partir des 100 simulations pour les quatre expérimentations i . Les graphiques du tableau 7.5 représentent ainsi les histogrammes normalisés des fréquences de σ_{Λ_i} et $\sigma_{\lambda E_i}$, pour les quatre expérimentations A , B , C et D .

La distribution de σ_{Λ_A} (tableau 7.5.A) est multimodale, et correspond aux populations de pixels de surfaces irriguées ($\sigma_{\Lambda_A} \approx 0,035$) et de surfaces non irriguées, pour lesquelles on distingue deux populations ($\sigma_{\Lambda_A} \approx 0,075$ et $\sigma_{\Lambda_A} \approx 0,09$). Ces deux derniers modes correspondent à des zones non-irriguées à végétation rase et à végétation de hauteur moyenne ($h_v \approx 30cm$).

En terme de flux de chaleur latente, on obtient pour ces deux populations des valeurs de $\sigma_{\lambda E_A}$ de l'ordre de 40 et 47 $W.m^{-2}$, respectivement.

Les pixels correspondant aux surfaces irriguées ont les valeurs de σ_{Λ} plus faibles que les pixels des surfaces non-irriguées. Les zones irriguées ont des températures de surface faible, donc un écart $(T_0 - T_r)$ important. Une erreur δ_{T_0} constante dans l'estimation de la température de surface a donc un impact beaucoup plus significatif en terme d'incertitude sur une zone non-irriguée, ou en d'autres termes, $(\delta_{T_0}/(T_0 - T_r))_{irr} \ll (\delta_{T_0}/(T_0 - T_r))_{non-irr}$. Ces σ_{Λ} plus faibles en zones irriguées se traduisent néanmoins par des erreurs plus importantes en terme de flux de chaleur latente, la quantité d'énergie disponible pour l'évaporation étant précisément plus importante pour ces pixels.

Expérimentation B

Si l'on ne considère qu'une fluctuation de la température de surface, toutes choses égales par ailleurs, les mêmes simulations sur les données du 15 juillet conduisent à des valeurs d'écart-types présentés dans les graphiques de la figure 7.5.B.

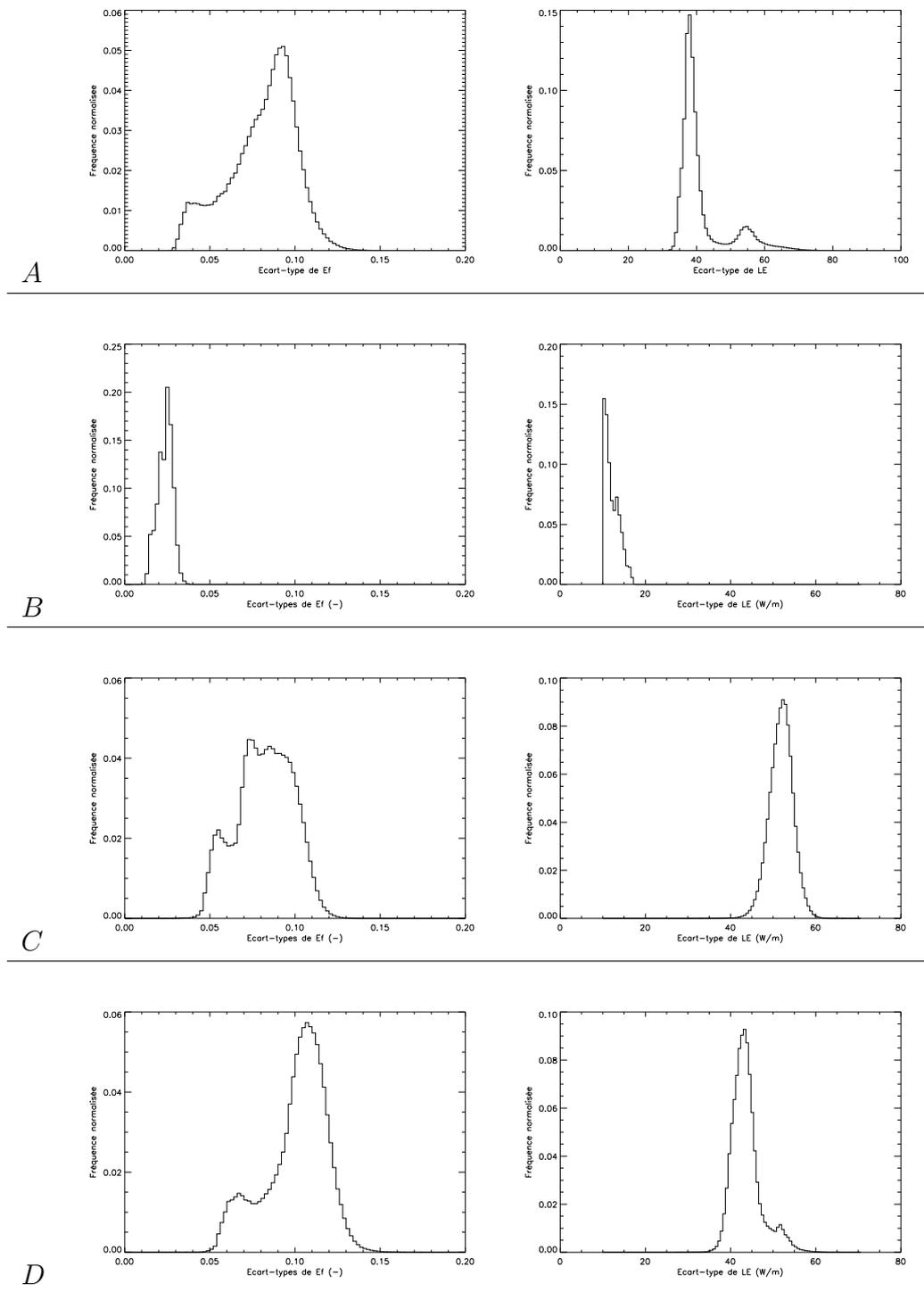
On obtient des valeurs de σ_{Λ_B} de l'ordre de 0,015-0,035. Ceci correspond à l'essentiel de l'incertitude obtenue dans l'expérimentation A pour les pixels de surfaces irriguées, ce qui recoupe les observations précédentes selon lesquelles la température de surface prédomine sur les autres variables sur ce type de surface. On notera par ailleurs qu'une incertitude même faible sur l'estimation de la température de surface contribue à elle seule à une incertitude importante du terme de flux de chaleur latente ($10 \leq \sigma_{\lambda E_B} \leq 15 W.m^{-2}$).

Expérimentation C

Dans cette troisième simulation, pour la journée du 29 mai 2003, les incertitudes relatives à l'estimation des paramètres atmosphériques sont globalement plus faibles (tableau 7.4). Les valeurs de fraction du couvert sont aussi plus faibles sur toutes les parcelles de cultures irriguées d'été, telles le maïs. Par ailleurs, $(T_0 - T_r)$ est globalement plus élevé que pour la simulation du 15 juillet. Le contexte est donc différent dans son ensemble.

Les valeurs de σ_{Λ_C} sont ici aussi séparées en trois populations, mais sont aussi sensiblement plus importantes pour la population de pixels de zones irriguées $\sigma_{\Lambda_C} \approx 0,055$

Bien que les incertitudes sur les paramètres d'entrée de cette simulation soient globalement plus faibles que celles de la simulation A, les incertitudes



TAB. 7.5 – Histogrammes normalisés des écarts-types de valeurs de fraction d'évaporation σ_{Λ} (gauche) et de valeurs de flux de chaleur latente $\sigma_{\lambda E}$ (droite) de l'ensemble des pixels de l'image de référence pour les jeux de simulations *A*, *B*, *C* et *D*

en terme de flux de chaleur latente sont ici plus importantes, avec $\sigma_{\lambda E_B} \approx 52 W.m^{-2}$. Ceci peut s'expliquer par des valeurs de rayonnement global plus importantes le 29 mai ($Sw_{\downarrow 0529} = 985$; $Sw_{\downarrow 0715} = 955 W.m^{-2}$).

Expérimentation D

Dans cette dernière configuration, on a à la fois des incertitudes sur les données atmosphériques globalement plus importantes que dans les expérimentations précédentes et une durée du jours plus courte (12 :23) puisqu'il s'agit du 17 septembre 2003. Comparativement, la durée du jour les 29 mai et 15 juillet est de 14 :39 ($\pm 30''$). Les résultats, présentés sur les graphiques 7.5.D, montrent une incertitude importante sur l'estimation de la fraction d'évaporation, $\sigma_{\Lambda_D} \approx 0,7$ pour les zones à évaporation forte, et jusqu'à 1,1 pour les zones non irriguées.

Ces incertitudes importantes dans l'estimation de la fraction d'évaporation se traduisent néanmoins par des erreurs plus faibles que dans le cas C, la quantité d'énergie disponible à cette date étant plus faible. On a ainsi des erreurs de l'ordre $43 \leq \sigma_{\lambda E_D} \leq 52 W.m^{-2}$.

Expression des incertitudes en terme d'évapotranspiration réelle diurne

L'estimation de l'incertitude globale de E_{ad} suppose de connaître l'erreur dans l'estimation de $(Rn - G_0)_d$. On ne présente ici qu'une incertitude sur la fraction d'évaporation exprimée en terme d'évaporation réelle diurne pour les données calculées le 15 juillet 2003, telle que :

$$\delta_{E_{ad}} = (Rn - G_0)_d \cdot \sigma_{\Lambda_A} \quad (7.1)$$

La figure 7.5 présente ces valeurs de $\delta_{E_{ad}}$ moyennées à l'échelle de la parcelle, avec les valeurs d'évaporation réelle diurne correspondantes.

7.3 Conclusion

L'association de l'analyse des scénarii et de l'analyse de sensibilité donne une vue d'ensemble du comportement du modèle et une appréciation quantitative de l'incertitude numérique des termes de fraction d'évaporation et de flux de chaleur latente calculés. Le tableau 7.6 présente ainsi les variables produites par *MSSEBS* et les incertitudes correspondantes pour différents types de couverts. De par sa définition même, l'approche du *SEBI* est très sensible à une variation de la température de surface, ce qui donne d'autant

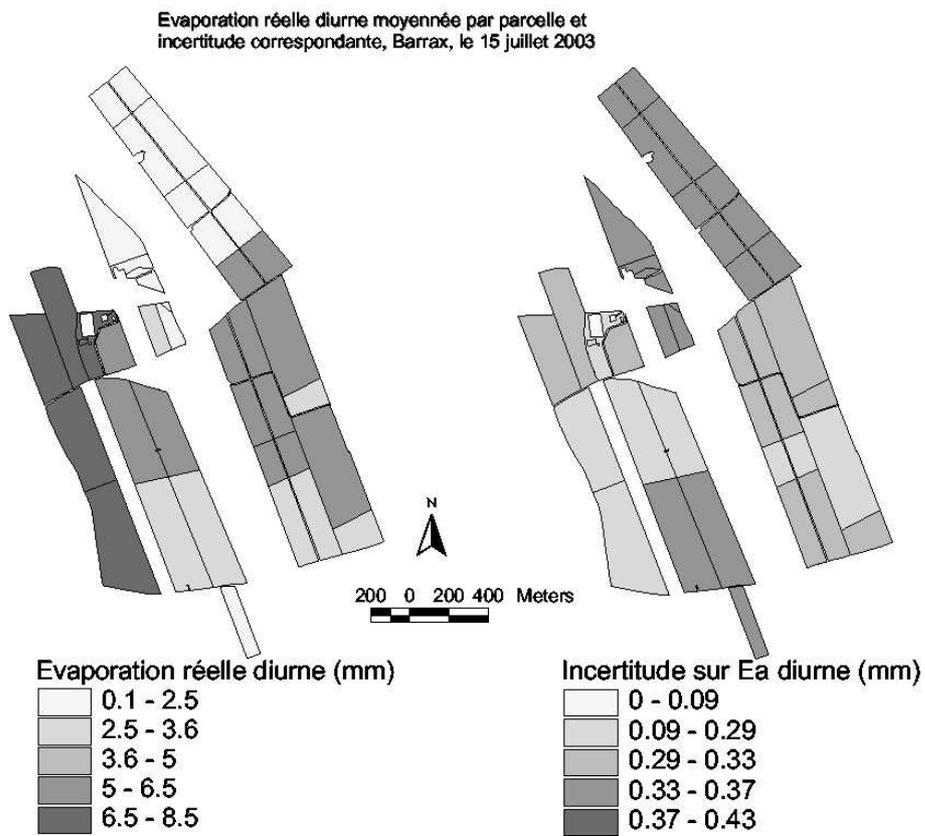


FIG. 7.5 – Représentation de l'évaporation réelle diurne E_{ad} (gauche) et de l'incertitude moyenne $\delta_{E_{ad}}$ (droite) à l'échelle de la parcelle (en mm)

plus d'importance à une prise en compte fine des effets de l'atmosphère dans la correction du canal thermique de l'imageur et à la méthode d'estimation de l'émissivité.

La fraction du couvert joue quant à elle un rôle important dans le calcul du kB^{-1} , mais aussi dans l'estimation du flux de chaleur dans le sol. On relève que l'association des deux conduit à un effet de compensation dans le calcul du flux de chaleur sensible, comme l'illustre l'analyse croisée des scénarii $S4$ et $S3$.

L'utilisation des hauteurs du couvert issues de la classification constitue un apport intéressant, permettant de se soustraire au risque de valeurs aberrantes de z_{0m} issues d'une relation avec des valeurs de $NDVI$ élevées. De plus, ceci permet une discrimination plus nette des couverts bas peu denses.

Compte tenu des résultats des différents scénarii, dans une problématique de calcul de la fraction d'évaporation sur des surfaces cultivées et irriguées, on peut considérer qu'en situation de contraintes opérationnelles fortes la configuration du scénario $S4$ est une hypothèse basse acceptable.

En dehors de toute validation basée sur des mesures de référence, il n'est pas possible d'apporter une valeur de précision absolue de l'estimation des termes de fraction d'évaporation et de flux de chaleur latente. C'est la raison pour laquelle on retiendra les résultats de l'analyse de sensibilité sous la dénomination d'incertitude plutôt que de précision.

Les incertitudes des valeurs de fraction d'évaporation calculées sont globalement faibles sur les surfaces irriguées, fluctuant entre 0,03 et 0,07. Sur les surfaces non-irriguées, elle peuvent atteindre des valeurs comprises entre 0,07 et 0,14. Les valeurs de $T_0 - T_r$ d'autant plus grandes que l'évaporation est forte expliquent cette sensibilité plus faible de la fraction d'évaporation pour les valeurs tendant vers 1.

En terme de flux de chaleur latente, les incertitudes sont de l'ordre de 50 à 60 $W.m^{-2}$ en zones irriguées, et sont plus faibles pour les surfaces non-irriguées, de l'ordre de 40 $W.m^{-2}$. Ces incertitudes sont du même ordre que l'imprécision de mesure de flux de chaleur découlant d'une mesure par un anémomètre sonique.

Si l'on reprend les surfaces cultivées utilisées dans le chapitre 7, on a la possibilité d'assortir à chacune des valeurs produites par $MSSEBS$ une estimation d'incertitude. Ces valeurs sont reportées dans le tableau 7.6.

Sur la base des différentes estimations d'incertitude présentées, on abordera dans le chapitre suivant la question de la quantité d'information à l'échelle sub-parcellaire en relation avec la résolution numérique et spatiale des variables produites par $MSSEBS$.

	Λ (-)	σ_{Λ}	λE ($W.m^{-2}$)	$\sigma_{\lambda E}$	E_{ad} (mm)	$\delta_{E_{ad}}$
Luzerne	1,08	0,040	696,1	53,8	7,6	(0,26)
Pommes de t.	0,93	0,059	533,5	57,5	6,2	(0,33)
Tournesol	1,08	0,041	666,8	53,6	7,4	(0,26)
Maïs 700	1,10	0,037	763,1	53,5	8,3	(0,26)
Maïs 600	1,14	0,033	785,4	53,3	8,6	(0,23)
Maïs 400	1,11	0,038	753,9	54,8	8,2	(0,25)
Sol nu	0,54	0,102	182,0	40,1	2,0	(0,39)

TAB. 7.6 – Sorties de *MSSEBS* pour différents couverts avec les incertitudes correspondantes. L'incertitude de E_{ad} n'exprime que l'incertitude de Λ , et non l'incertitude dans l'estimation de $(Rn - G_0)_d$.

Chapitre 8

Diagnostic de la performance de l'irrigation à l'échelle sub-parcellaire

8.1 Introduction

Les résultats présentés dans le chapitre 6 associés aux estimations d'incertitudes du chapitre 7 amènent à poser deux problèmes : i. la fraction d'évaporation calculée par *MSSEBS* est-elle d'une précision suffisante pour identifier une situation de stress hydrique d'un couvert végétal ? ii. les images de fraction d'évaporation contiennent-elles de l'information à une échelle plus fine que la parcelle ?

On présente dans ce chapitre une discussion sur ces deux aspects, directement liés aux estimations d'incertitudes et à la relation entre résolution numérique et résolution spatiale des variables calculées par *MSSEBS*.

8.2 Résolution numérique et identification d'un stress hydrique

L'évaporation d'un couvert végétal est directement liée à la teneur en eau du sol et à la tension exercée par le réseau racinaire. La teneur en eau n'atteint la valeur de saturation que lors d'un événement pluvieux ou d'un arrosage, pour revenir à la teneur dite à capacité au champ Θ_c . Cette dernière dépend de la structure et de la constitution minéralogique du sol, et augmente avec la teneur en argile et en matière organique. On l'associe généralement à des valeurs de potentiels hydriques proches de $-10 \cdot 10^{-3}$ MPa. Le poten-

tiel hydrique peut permettre d'extraire de l'eau capillaire jusqu'à une valeur critique de teneur en eau Θ_f appelée point de flétrissement permanent, et qui correspond à des potentiels hydriques de l'ordre de -1,5 à -2,5 MPa. La réserve utile pour la plante correspond donc à un intervalle de teneur en eau $[\Theta_f : \Theta_c]$.

D'une manière très générale, on considère que la régulation stomatique n'intervient qu'à partir d'une valeur seuil Θ_s de potentiel hydrique correspondant à la moitié, voire aux deux tiers de la réserve utile. En d'autres termes, en-deçà de ce seuil, $r_i \approx r_{i_{min}}$, et une fluctuation de la teneur en eau du sol dans l'horizon racinaire entre Θ_s et la teneur à saturation se traduit par une fluctuation faible de la fraction d'évaporation. La réponse de la fraction d'évaporation à une variation de la teneur en eau du sol n'est donc pas linéaire. L'utilisation de la fraction d'évaporation pour le diagnostic d'un état de stress hydrique suppose de disposer de données d'une précision suffisante autour du seuil critique de fraction d'évaporation Λ_s associé au seuil critique de teneur en eau Θ_s .

D'après Scott et al. [71], cette valeur seuil Λ_s correspondant à une situation de stress hydrique est de 0,8. L'identification d'une situation de stress sur un pixel donné suppose donc de disposer de données de fraction d'évaporation ayant une résolution significativement inférieure à 0,2, sans quoi toute fluctuation entre 0,8 et 1 pourrait être assimilée à du bruit. Sur la base de l'analyse d'incertitude présentée dans le chapitre 7, on représente sur la figure 8.1 l'incertitude de calcul de la fraction d'évaporation σ_Λ en fonction de la fraction d'évaporation Λ sur un ensemble de pixels d'une zone de 150 km^2 centrée sur le site de Las Tiesas, à partir des données du 15 juillet 2003.

On retrouve sur le graphique trois populations de points correspondant à trois populations de surfaces : *A* les couverts végétaux denses bien irrigués ; *B* les surfaces ayant un couvert végétal peu dense et non irrigué ; *C* des surfaces d'herbe rase dense mais non irriguée. Une valeur de Λ de 0,8 correspond à une incertitude allant de 0,05 à 0,07. On se situe donc largement en-deçà de l'écart $1 - \Lambda_s$. Ainsi, la formulation même du *SEBI*, conduisant à une sensibilité moindre aux erreurs d'estimation de la température de surface pour les écarts $(T_0 - T_r)$ importants, permet de minimiser les incertitudes autour de la valeur critique.

La résolution des sorties de *MSSEBS* est donc appropriée pour le diagnostic de situations de stress hydrique.

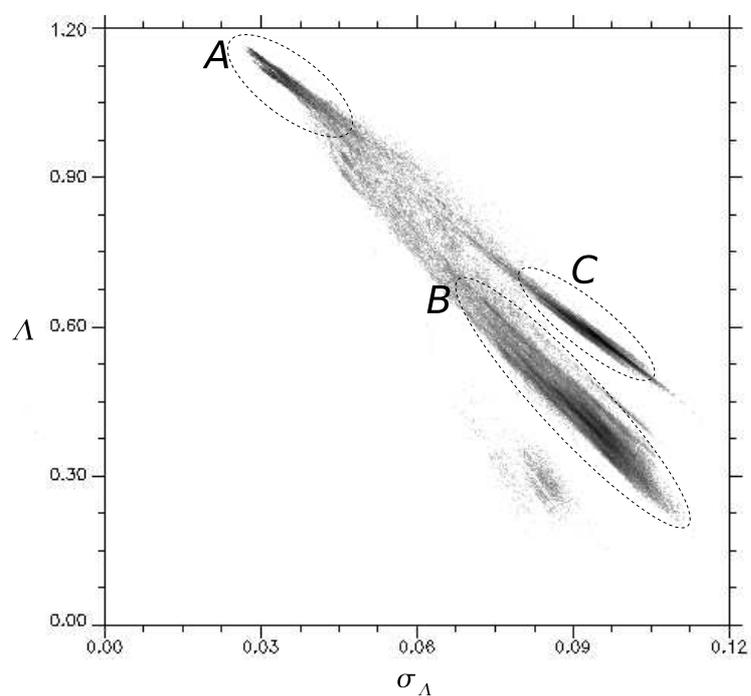


FIG. 8.1 – Représentation de l'incertitude σ_Λ en fonction de la fraction d'évaporation Λ sur une zone de 150 km^2 centrée sur le site de Las Tiesas. Le niveau de gris exprime la densité de points.

8.3 Variabilité spatiale et information dans une parcelle

Le bruit contenu dans une variable exprime une incertitude de calcul, qui détermine la *résolution numérique* de la variable. Dans le cas de calculs basés sur une image de télédétection, l'incertitude de calcul de pixels voisins peut être supérieure à la variabilité spatiale des valeurs de la variable. Autrement dit, indépendamment de la taille du pixel qui est une propriété du système d'acquisition, la *résolution numérique* détermine au moins en partie la *résolution spatiale* des variables calculées.

La définition des indicateurs de performance *IPI1* et *IPI2* se rattache à une parcelle en mono-culture. En revanche, la fraction d'évaporation est calculée pour chaque pixel de l'image. Une parcelle peut donc couvrir plusieurs pixels de l'image. A supposer que la variabilité des valeurs des différents pixels dans une parcelle soit significative, il est possible de dégager de l'information sur l'état de la surface dans la parcelle. La question développée ici est donc de savoir si la résolution numérique de la fraction d'évaporation permet d'extraire de l'information à l'échelle sub-parcellaire.

8.3.1 Objectif et optimum de la fraction d'évaporation

L'analyse présentée dans le chapitre 7 permet de quantifier les incertitudes dans le calcul de la fraction d'évaporation. La résolution numérique de cette variable est comprise entre 0,03 et 0,07 pour des zones irriguées, et entre 0,07 et 0,14 pour des zones non-irriguées.

Pour une culture irriguée donnée, la fraction d'évaporation Λ exprime la performance de l'irrigation en terme d'adéquation entre la disponibilité en eau et les besoins du couvert à travers le rapport E_a/E_p . L'objectif de cet indicateur de performance est donc d'obtenir des valeurs telles que $\Lambda \rightarrow 1$, avec un seuil de tolérance que l'on pourrait fixer autour de 0,8, comme présenté ci-dessus. Une représentation binaire en deux classes d'intervalles $0 \leq \Lambda \leq \Lambda_s$ et $\Lambda > \Lambda_s$ des valeurs de fraction d'évaporation moyennées par parcelle apporte donc une information diagnostic immédiate et simple sur l'état du couvert.

Sur la zone de référence, toutes dates confondues, les fractions d'évaporation des parcelles irriguées ont des valeurs assez uniformément supérieures à 1. On trouve néanmoins des cas de variabilité significative de Λ , comme l'illustre la figure 8.2. Le graphique de gauche représente un profil longitudinal de Λ au travers d'une parcelle irriguée d'avoine, la distance en abscisse est exprimée en pixels (1 pixel pour 30 mètres). Les valeurs s'échelonnent de près

8.3. VARIABILITÉ SPATIALE ET INFORMATION DANS UNE PARCELLE123

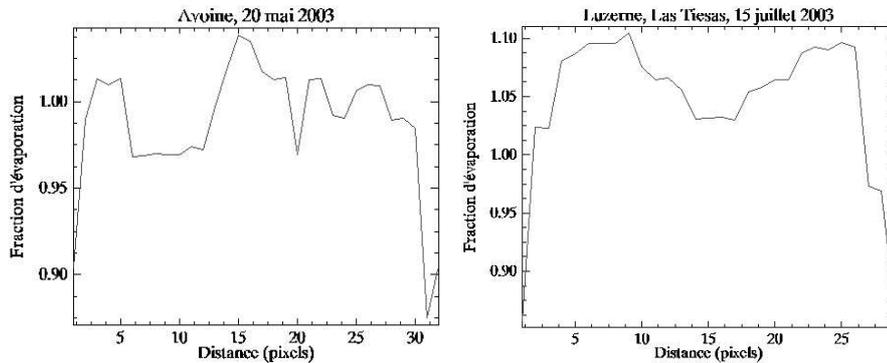


FIG. 8.2 – Profils longitudinaux de valeurs de fraction d'évaporation pour une parcelle d'avoine le 20 mai (droite) et une parcelle de luzerne le 15 juillet (gauche) dans la région d'Albacete.

de 0,96 à quasiment 1,3. Compte tenu des incertitudes calculées, ces écarts sont significatifs. Le profil de droite est réalisé de part et d'autre d'une parcelle de luzerne. Ici, les valeurs de Λ sont systématiquement supérieures à 1, mais la variabilité est ici aussi significative, avec un minimum de 1,02 et un maximum de 1,10.

On ne peut bien entendu pas parler de situation de stress avec un Λ_{min} de 1,02, mais un tel écart est significatif, et exprime donc une information. Cet écart peut traduire une forme d'hétérogénéité, par exemple dans les propriétés du sol, ou au niveau du dispositif d'irrigation.

8.3.2 Approche multi-échelle et information à l'échelle du pixel

Dès lors que la variabilité des valeurs de fraction d'évaporation dans une même parcelle est significative, elle peut exprimer une information utile en terme de diagnostic de la performance non plus à l'échelle de la parcelle, mais dans la parcelle même.

Dans l'approche du *MSSEBS*, les résolutions sont multiples. La maille M définissant une référence atmosphérique commune, elle n'intervient pas dans la variabilité spatiale des valeurs de fraction d'évaporation. En revanche, le rôle important de la température de surface, illustré par l'analyse des scénarii, conduit à une résolution mixte sur les zones irriguées. En effet, la résolution spatiale des données des canaux thermiques Landsat, tant 5 que 7, est moindre que la résolution des canaux dans les domaines du visible et du proche infrarouge. La résolution spatiale de la fraction d'évaporation est

donc directement tributaire de la résolution du canal thermique de l'imageur utilisé. Par ailleurs, plus le rapport entre la taille du pixel dans le thermique et la taille de la parcelle est important, plus les effets de bordure sont importants. En effet, les pixels chevauchant deux couverts différents n'expriment ni la température de surface de l'un ni de l'autre.

On citera aussi l'utilisation d'une valeur de hauteur de couvert unique à l'échelle de la parcelle, qui tend à lisser la variabilité dans la parcelle. Ceci n'affecte essentiellement que les parcelles non-irriguées, hors du champ de notre problème.

Considérant qu'une variation d'un pixel à son voisin inférieure à $\sigma_\Lambda = 0,05$ est non significative, on présente sur la figure 8.3 une carte des valeurs de Λ par classes de valeurs à pas constant de 0,05. Les valeurs inférieures à 0,625 ne sont pas représentées, car elles ne concernent pas de zones irriguées.

Suivant cette représentation, il est alors aisé d'identifier des hétérogénéités significatives dans les parcelles. On remarquera notamment des hétérogénéités fortes dans une parcelle de blé (*a*) et dans une parcelle de luzerne (*b*) sur les extraits de la carte issue de la simulation du 20 mai 2003. L'illustration *c* représente quant à elle la carte issue de la simulation du 15 juillet 2003. On relève une différence significative dans la résolution spatiale des résultats. En effet, les données du 20 mai sont issues d'une image Landsat 7 ETM+, dont la résolution dans l'infrarouge thermique est de 60 mètres, alors que les données du 15 juillet sont issues d'une image Landsat 5 TM dont la résolution dans l'infrarouge thermique est de 120 mètres.

8.3.3 Ecart-type de la fraction d'évaporation comme indicateur de performance

Comme relevé par Bastiaanssen et al. [9] (tableau 2.1), l'écart-type de la fraction d'évaporation dans la parcelle peut constituer un indicateur de performance à part entière. Ceci suppose néanmoins de fournir de manière routinière une indication sur l'incertitude de la simulation pixel par pixel, ce qu'autorise *MSSEBS*.

Cet indicateur peut cependant être affecté par une résolution spatiale trop faible des résultats. Comme illustré sur la figure 8.3, la superposition de données vectorielles relatives au parcellaire et d'une image dont la résolution spatiale du canal thermique est faible conduit à des effets de bordure importants. Il est alors possible que l'essentiel de la variance dans la parcelle provienne de pixels mixtes, et non d'une hétérogénéité avérée.

8.3. VARIABILITÉ SPATIALE ET INFORMATION DANS UNE PARCELLE125

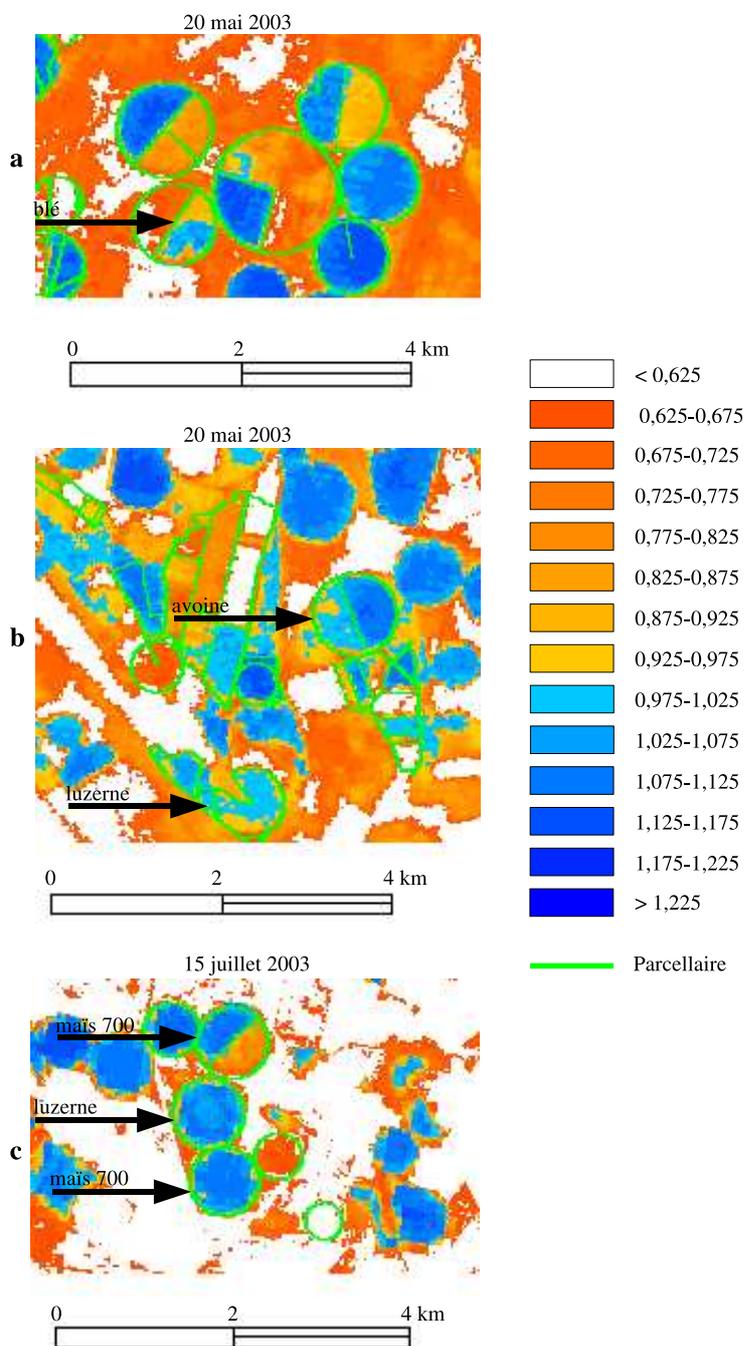


FIG. 8.3 – Extraits de cartes de fraction d'évaporation par classes de valeurs à pas constant de 0,05 sur la région d'Albacete. Les sorties des illustrations *a* et *b* sont issues d'une image Landsat 7 ETM+ du 20 mai 2003, et les sorties de l'illustration *c* sont issues d'une image Landsat 5 TM.

8.4 Conclusion

L'implémentation dans *MSSEBS* d'une démarche d'estimation des incertitudes dans le calcul de la fraction d'évaporation permet ainsi d'une part de diagnostiquer avec une précision suffisante un état de stress hydrique, et d'autre part de dégager une information à l'échelle sub-parcellaire.

L'incertitude de calcul obtenue avec *MSSEBS* autour du seuil d'identification d'un stress hydrique, fixé ici à 0,8, est de l'ordre de 0,05 à 0,07. Il est donc possible de discriminer les zones en passe d'atteindre un état de stress. On notera néanmoins qu'un tel état de stress hydrique doit se maintenir plusieurs jours consécutifs pour se traduire par des effets irréversibles sur le développement d'une culture. Un tel diagnostic journalier n'est cependant pas possible compte tenu de la résolution temporelle des imageurs disponibles.

Sur la base d'une incertitude caractéristique des surfaces irriguées, la variabilité observée dans une même parcelle peut être considérée comme significative. En éliminant la part de bruit introduite par les erreurs dans le calcul ou la mesure des variables d'entrée du modèle, on peut obtenir une représentation informative sur l'état du couvert dans la parcelle même.

La fraction d'évaporation calculée à partir de la démarche de *MSSEBS*, et assortie d'estimations routinières d'incertitude, est donc un outil de diagnostic de qualité suffisante pour apporter une vue instantanée de l'état du couvert. Elle représente donc un complément particulièrement utile aux indicateurs *IPI1* et *IPI2* dans la gestion de dispositifs d'irrigation à l'échelle régionale.

Chapitre 9

Conclusion générale

L'appréhension de la dimension spatiale de la performance de l'irrigation constitue un apport considérable pour un Service de Conseil en Irrigation. La télédétection, de par la répétitivité et l'uniformité des mesures sur des zones d'extension régionale, permet de définir des outils diagnostics de complexité croissante. Les indicateurs de performance apportent une information synthétique et facilement interprétable pour un utilisateur ou un gestionnaire. Les indicateurs proposés ici expriment :

- l'homogénéité de la disponibilité de l'eau ($IP1$)
- l'adéquation de la disponibilité de l'eau avec les besoins ($IP2$)
- l'état hydrique et la présence d'un état de stress (Λ)

L'association d'images de télédétection et de relevés de terrain relatifs à la quantité d'eau d'irrigation permet un suivi de la performance à l'échelle de la parcelle, notamment à l'aide des indicateurs $IPI1$ et $IPI2$. L'utilisation de données dans les domaines du visible, du proche infrarouge et de l'infrarouge thermique, et de données sur l'état de l'atmosphère dans une démarche physique de calcul des échanges énergétiques à la surface apporte quant à elle une vue instantanée et spatialisée de l'état réel des cultures, et la possibilité, à travers la fraction d'évaporation, d'identifier un état de stress hydrique à l'échelle sub-parcellaire.

Le calcul des flux de chaleur et de la fraction d'évaporation suit le principe du *SEBI* proposée par Menenti et Choudhury [56]. La démarche, basée sur les travaux de Su [74], adopte une représentation mono-source, permettant le calcul des échanges entre une surface évaporante équivalente et un niveau de référence. La définition d'une référence atmosphérique repose sur le rôle d'intégrateur naturel et de régulateur joué par *la couche limite atmosphérique*, qui conduit à une homogénéisation des propriétés de l'air dans l'horizontale au-delà de la hauteur de mélange. La jonction entre une hétérogénéité de surface forte et la couche limite atmosphérique a conduit à la

mise au point d'une implémentation multi-échelle, appelée *Multi-Scale Surface Energy Balance System (MSSEBS)*, dont les principaux apports sont :

1. une définition non statique de la taille de la maille de simulation des processus à l'échelle de la couche limite atmosphérique, fonction du développement vertical de la couche.
2. une procédure d'agrégation des flux suivant le principe de conservation, ainsi que différentes procédures de spatialisation des variables caractéristiques de la couche limite atmosphérique, produisant en sortie du modèle des variables mixtes en terme d'échelle.
3. une méthode d'estimation de la quantité d'énergie radiative disponible pour les flux turbulents ($Rn - G_0$) basée sur un ajustement de la cinétique diurne du rapport Sw_{\downarrow}/Rn , permettant de calculer une évaporation potentielle et réelle diurne.
4. plusieurs alternatives de calcul des variables bio-géophysiques de surface selon la disponibilité des données, notamment en ce qui concerne l'estimation de la longueur de rugosité au transfert de quantité de mouvement ou à la fraction du couvert.

L'acquisition systématique des données Landsat dans le cadre de *DEMETER* en 2003, l'ensemble des pré-traitements réalisés par les différentes équipes ainsi que les simulations de l'état de l'atmosphère à l'aide du modèle *HIRLAM*, ont donné une opportunité rare de calculer la fraction d'évaporation Λ et l'évaporation potentielle E_{pd} et réelle E_{ad} diurne sur un zone d'extension régionale pour dix dates consécutives. Ces expérimentations ont mené aux observations suivantes :

1. le modèle *MSSEBS* dispose d'une flexibilité suffisante pour produire des résultats dans différents contextes de disponibilité en données d'entrée, et ce dans des délais très courts.
2. l'utilisation de sorties *HIRLAM* ne peut se substituer à des données de radiosondages dans des situations d'inversion.
3. les valeurs d'évaporation réelle diurne et les évaporations maximales journalières sont très proches sur les parcelles bien irriguées ($\Lambda \geq 1$), avec des écarts de l'ordre 0 à 0,8 mm.
4. le calcul des indicateurs de performance *IPI1* et *IPI2* sur une base hebdomadaire est une démarche adéquate avec la fréquence d'arrosage des parcelles agricoles.
5. l'analyse temporelle conjointe des indicateurs *IPI1*, *IPI2* et Λ donne une vue cohérente et permet un diagnostic complet du fonctionnement

d'une unité de gestion. Elle illustre notamment l'utilité de la fraction d'évaporation dans sa capacité à anticiper une situation de stress hydrique dommageable pour une culture.

L'évaluation de la démarche par une analyse de scénarii permet d'identifier quantitativement le rôle des principales variables en jeu dans la démarche, notamment :

1. le rôle prépondérant de la température de surface, *a fortiori* sur les surfaces dont la fraction d'évaporation tend, voire dépasse 1.
2. l'importance de l'évaluation de la fraction du couvert, liée à son utilisation dans le calcul de la longueur de rugosité au transfert de quantité de chaleur, mais aussi dans l'estimation du flux de chaleur dans le sol. On relève notamment un effet de compensation entre ces deux contributions dans le calcul du flux de chaleur latente.
3. L'utilisation des hauteurs du couvert issues d'une classification constitue un gain important, d'autant plus sensible sur les surfaces non irriguées.

L'analyse de sensibilité de *MSSEBS* aux erreurs de mesure ou d'estimation des variables d'entrées du modèle permet de quantifier le *bruit* contenu dans les variables de sorties que sont la fraction d'évaporation, le flux de chaleur latente et les termes d'évaporation. Cette démarche, consistant en un tirage aléatoire et équiprobable d'une valeur de chaque variable d'entrée dans un intervalle d'erreur prédéfini répété sur 100 simulations, montre :

1. que les incertitudes des valeurs de fraction d'évaporation sont globalement faibles sur les surfaces irriguées, fluctuant suivant les cas entre 0,03 et 0,07. Sur les surfaces non-irriguées, elle peuvent atteindre des valeurs comprises entre 0,07 et 0,14.
2. qu'en terme de flux de chaleur latente, les incertitudes sont de l'ordre de 50 à 60 $W.m^{-2}$ en zones irriguées, et sont plus faibles pour les surfaces non-irriguées, de l'ordre de 40 $W.m^{-2}$.

Le croisement des observations et des résultats des analyses de sensibilité mettent en évidence plusieurs points :

1. l'écart ($T_0 - T_a$) important pour des surfaces très évaporantes conduit à une sensibilité aux erreurs moindre du *SEBI* pour les zones irriguées, ce qui conforte ce choix dans une démarche de suivi de la performance de l'irrigation.
2. les incertitudes de calcul de l'ordre de 0,03 à 0,07 ne peuvent à elles seules expliquer des valeurs de $\Lambda \gg 1$. Le contexte semi-aride du site

de Barrax autorise l'hypothèse d'un effet d'oasis, se traduisant par une advection de quantité de chaleur qu'une approche mono-source et 1D ne peut prendre en considération.

3. la résolution des données de fraction d'évaporation est suffisante pour discriminer les surfaces végétalisées en situation de stress hydrique. On relève néanmoins qu'une telle situation n'est dommageable que si elle se maintient pendant plusieurs jours. La durée de retour des imageurs disposant d'un canal dans l'infrarouge thermique est pour le moment trop longue pour autoriser un suivi suffisamment fin de cet état de stress dans le temps.
4. les incertitudes de calcul de la fraction d'évaporation pour des surfaces irriguées autorise une analyse à l'échelle sub-parcellaire. La variabilité dans la parcelle peut en effet être considérée comme significative. Il est donc possible d'utiliser cet indicateur pour le diagnostic de l'homogénéité de l'état hydrique des cultures dans un même champ.

Les analyses menées sur le fonctionnement de *MSSEBS* ne peuvent se substituer à une validation à l'aide de mesures de terrain. Une telle validation repose sur une instrumentation complexe, associant stations agrométéorologiques, anémomètres soniques et scintillomètres sur une zone suffisamment vaste pour pouvoir évaluer les sorties du modèle en différents sites. Les expérimentations menées dans le cadre du projet européen *Eagle* devraient permettre, au moins partiellement, une telle validation.

Le caractère pré-opérationnel de la démarche proposée peut aussi ouvrir la voie à son utilisation routinière dans un service de gestion de l'irrigation. L'efficacité d'un tel dispositif repose néanmoins sur la pérennité d'imageurs à haute résolution disposant de canaux dans le thermique, et sur un coût modéré des données.

Publications

Ce travail a donné lieu aux publications suivantes :

1. J.Colin, M. Menenti, E. Rubio and A.M. Jochum. Accuracy vs. Operability : a case study over Barrax in the context of the DEMETER project. in *Earth Observation for vegetation monitoring and water management*. American Institute of Physics Conference Proceedings, vol. 852, pp. 75-83, 2006.
2. J.Colin, M. Menenti, E. Rubio and A.M. Jochum. A Multi-Scale Surface Energy Balance System for operational actual evapotranspiration monitoring. in *Earth Observation for vegetation monitoring and water management*. American Institute of Physics Conference Proceedings, vol. 852, pp. 178-184, 2006.

Bibliographie

- [1] T. Alexandridis, S. Asi, and S. Ali. Water performance indicators using satellite imagery for the fordwah eastern sadiqia (south) irrigation and drainage project. Technical report, International Water Management Institute, Lahore, Pakistan, 1999.
- [2] R.G. Allen, L.S. Pereira, D. Raes, and M. Smith. *Crop evapotranspiration : guidelines for computing crop water requirements*, volume 56. FAO Irrigation and Drainage Paper, 1998. ISBN 92-5-104219-5.
- [3] S.K. Ambast, O.P. Singh, N.K. Tyagi, M. Menenti, G.J. Roerink, and W.G.M. Bastiaanssen. Appraisal of irrigation system performance in saline irrigated command using srs and gis. In Nieuwenhuis et al. (eds), editor, *Operational Remote Sensing for Sustainable Development*, pages 457–461. Balkema, Rotterdam, 1999.
- [4] F. Baret, J.G.P.W. Clevers, and M.D. Steven. The robustness of canopy gap fraction estimates from red and near-infrared reflectances : a comparison of approaches. *Remote Sensing of the Environment*, 54 :141–151, 1995.
- [5] W.G.M. Bastiaanssen. *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain : a remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates*. PhD thesis, Landbouwniversiteit, 1995.
- [6] W.G.M. Bastiaanssen and M.G. Bos. Irrigation performance indicators based on remotely sensed data : a review of literature. *Irrigation and Drainage Systems*, 13 :291–311, 1999.
- [7] W.G.M. Bastiaanssen, M. Menenti, R.A. Feddes, and A.A.M. Holtslag. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (sebal). *Journal of Hydrology*, 212-213 :198–212, 2001.
- [8] W.G.M. Bastiaanssen, S. Thiruvengadachari, R. Sakthivadivel, and D.J. Molden. Satellite remote sensing for estimating productivities of land and water. *International Journal of Water Resources and Development*, 15(2) :181–186, 1999.

- [9] W.G.M. Bastiaanssen, T. van der Wal, and T.N.M Visser. Diagnosis of regional evaporation by remote sensing to support irrigation performance assessment. *Irrigation and Drainage Systems*, 10 :1–23, 1996.
- [10] A.C.M. Beljaars and A.A.M. Holtslag. Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *Journal of Applied Meteorology*, 30(3) :327–341, 1991.
- [11] M.G. Bos. Performance indicators for irrigation and drainage. *Irrigation and Drainage Systems*, 11 :119–137, 1997.
- [12] W. Brutsaert. *Evaporation into the atmosphere*. D. Reidel Publishing Company, London, dordrecht edition, 1982.
- [13] W. Brutsaert. Aspects of bulk atmospheric boundary layer similarity under free-convective conditions. *Reviews of Geophysics*, 37(4) :439–451, 1999.
- [14] W. Brutsaert and M. Sugita. Application of self-preservation in the diurnal evolution of the surface energy budget to determine daily evaporation. *J. Geophys. Res.*, 18(97) :377–382, 1992.
- [15] A. Calera, C. Martinez, and J. Melia. A procedure for obtaining green plant cover : Relation to ndvi in a case of study for barley. *International Journal of Remote Sensing*, 22(17) :3357–3362, 2001.
- [16] A. Calera Belmonte, A.M. Jochum, and A. Cuesta Garcia. Space-assisted irrigation management : towards user-friendly products. In *II-CID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions, 17 Sept. 2003*, page 12p., Montpellier, 2003.
- [17] T.N. Carlson and D. Ripley. On the relation between ndvi, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, 62 :241–252, 1997.
- [18] B.J. Choudhury and J.L. Monteith. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Quarterly Journal - Royal Meteorological Society*, 114(480) :373–398, 1988. TY - JOUR.
- [19] B.J. Choudhury, R.J. Reginato, and S.B. Idso. An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. *Agric. For. Meteorolog.*, 37 :77–88, 1986.
- [20] M. Claussen. Area-averaging of surface fluxes in a neutrally stratified, horizontally inhomogeneous atmospheric boundary layer. *Atmospheric Environment*, 24a :1349–1360, 1990.
- [21] M. Claussen. Estimation of areally averaged surface fluxes. *Boundary Layer Meteorology*, 54 :387–410, 1991.

- [22] D. Courault, B. Seguin, and A. Olioso. Review to estimate evapotranspiration from remote sensing data : some examples from the simplified relationship to the use of mesoscale atmospheric models. In *ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions, 17 Sept. 2003*, page 18p., Montpellier, 2003.
- [23] I.R. Cowan. Mass heat and momentum exchange between stands of plants and their atmospheric environment. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, (94) :523–544, 1968.
- [24] R.D. Crago. Comparison of the evaporative fraction and the priestley-taylor alpha for parameterizing daytime evaporation. *Water Resources Research*, 32(5) :1403–1409, 1996.
- [25] R.D. Crago. Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. *Journal of Hydrology*, 180 :173–194, 1996.
- [26] R.D. Crago and W. Brutsaert. Daytime evaporation and the self-preservation of the evaporative fraction and the Bowen ratio. *Journal of Hydrology*, 178 :241–255, 1996.
- [27] DEMETER. *EO Methodology Handbook, Part A - User's Manual of Basic Image Treatment and Inter-satellite Cross-calibration*, 2004.
- [28] DEMETER. *EO Methodology Handbook, Part C - User's Manual of advanced parameter methodology*, 2004.
- [29] E.T. Engman and N. Chauhan. Status of microwave soil moisture measurements with remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 51(1) :189–198, 1995. TY - JOUR.
- [30] R.A. Feddes, R.W.R. Koopmans, and J.C. van Dam. *Agrohydrology*. Environmental Sciences. Wageningen University, 1999.
- [31] P.L. Fuster. *Los regadíos de la Mancha oriental, Una quimera hecha realidad*. ITAP, 2000.
- [32] J.R. Garrat. *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, Cambridge, 1992.
- [33] J.L. Heilman, E.T. Kanemasu, N.J. Rosenberg, and B.L. Blad. Thermal scanner measurement of canopy temperatures to estimate evapotranspiration. *Remote Sensing of the Environment*, 5(2) :137–145, 1976.
- [34] N.D.S. Hubbard and J.L. Monteith. Radiative surface temperature and energy balance of a wheat canopy. *Boundary Layer Meteorology*, 36 :1–17, 1986.
- [35] U. Högström. Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer : a re-evaluation. *Boundary Layer Meteorology*, 42(55-78), 1988.

- [36] R.D. Jackson and S.B. Idso. Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resources Research*, 17 :1133–1138, 1981.
- [37] R.D. Jackson, W.P. Kustas, and B.J. Choudhury. A re-examination of the crop-water stress index. *Irrig. Sci.*, 9 :309–317, 1988.
- [38] R.D. Jackson, R.J. Reginato, and S.B. Idso. Wheat canopy temperatures : a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research*, 13 :651–656, 1977.
- [39] M.F. Jasinski and R.D. Crago. Estimation of vegetation aerodynamic roughness of natural regions using frontal area density determined from satellite imagery. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94 :65–77, 1999.
- [40] L. JIA. *Modeling heat exchanges at the land-atmosphere interface using multi-angular thermal infrared measurements*. PhD thesis, Wageningen University, Netherlands, 2004.
- [41] L. Jia, Z. Su, B. van den Hurk, M. Menenti, A. Moene, H.A.R. De Bruin, J.J.B. Yrisarry, M. Ibanez, and A. Cuesta. Estimation of sensible heat flux using the surface energy balance system (sebs) and atsr measurements. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28(1-3) :75–88, 2003. TY - JOUR.
- [42] A.M. Jochum, E. Rodriguez Camino, H.A.R. de Bruin, and A.A.M. Holtslag. In *Monthly Weather Review*, volume 32, pages 2745–2760, 2004.
- [43] B.A. Kader and A.M. Yaglom. Mean fields and fluctuation moments in unstably stratified turbulent boundary layers. *Journal of Fluid Mechanics*, 212(637-662), 1990.
- [44] W.P. Kustas and C.S.T. Daughtry. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data. *Agric. For. Meteorol.*, 49 :205–223, 1989.
- [45] Chehbouni A. Monteny B. Lhomme, J.-P. *Canopy to region scale translation of surface fluxes*, chapter 10, page 255. John Wiley and Sons, Stewart, J.B., Engman, E.T., Feddes, R.A., Kerr, Y. edition, 1996.
- [46] J.-P. Lhomme and E. Elguero. Examination of evaporative fraction diurnal behaviour using a soil-vegetation model coupled with a mixed-layer model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 3(2) :259–270, 1999.
- [47] R.W. MacDonald, R.F. Griffiths, and D.J. Hall. An improved method for the estimation of surface roughness of obstacle arrays. *Atmospheric Environment*, 32(11) :1857–1864, 2001.
- [48] I.W. Makin. Application of remotely sensed multispectral data in monitoring saline soils, technical note 19, hydraulic research. Technical

- report, Wallingford/Irrigation and Power Research Institute, Amristar, India, 1986.
- [49] P. Mason. The formation of areally averaged roughness lengths. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114(399-420), 1988.
- [50] W.J. Massman. An analytical one-dimensional model of momentum transfer by vegetation of arbitrary structure. *Boundary-Layer Meteorology*, 83 :407–421, 1997.
- [51] W.J. Massman. A model study of k_h-1 for vegetated surfaces using localized near-field' lagrangian theory. *Journal of Hydrology*, 223 :27–43, 1999.
- [52] K.G. McNaughton. Effective stomatal and boundary-layer resistances of heterogeneous surfaces. *Plant Cell Environment*, 17 :1063–1068, 1994.
- [53] K.G. McNaughton and M.R. Raupach. in *Scaling up in hydrology using remote sensing*.
- [54] M. Menenti. *Physical aspects and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques*. PhD thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands, 1984.
- [55] M. Menenti. *Remote sensing in hydrology and water management*, chapter 8 : Evaporation, pages 157–188. Springer, 2000.
- [56] M. Menenti and B.J. Choudhury. Parameterization of land surface evaporation by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range. In *Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales. Proc. international symposium, Yokohama, 1993*, pages 561–568, 1993.
- [57] M. Menenti, L. Jia, and Z. Su. On sebi-sebs validation in france, italy, spain, usa and china. 2003.
- [58] M. Menenti and J.C. Ritchie. Estimation of effective aerodynamic roughness of walnut gulch watershed with laser altimeter measurements. *Water resources research*, (5) :1329–1337, 1994.
- [59] M. Menenti, T. Visser, J.A. Morabito, and A. Drovandi. Appraisal of irrigation performance with satellite data and georeferenced information. In *Irrigation theory and practice. Proc. conference, Southampton, 1989*, pages 785–801, 1989. TY - BOOK.
- [60] J.L. Monteith and M.H. Unsworth. *Principles of environmental physics*. Edward Arnold Press, 1990.
- [61] M.S. Moran. *A satellite-based approach for evaluation of the spatial distribution of evapotranspiration from agricultural lands*. Phd thesis, University of Arizona, 1990.

- [62] M.S. Moran, T.H. Clarke, Y. Inoue, and A. Vidal. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of the Environment*, 49 :246–263, 1994.
- [63] P.R. Owen and W.R. Thomson. Heat transfer across rough surfaces. *Journal of Fluid Mechanics*, (15) :321–324, 1968.
- [64] M.R. Raupach. The averaging of surface flux densities in heterogeneous landscapes. In H.J. Bolle, R.A. Feddes, and J.D. Kalma, editors, *Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales*, number 212, Yokohama Symposium, July 1993, 1993. IAS Publ.
- [65] M.R. Raupach. Vegetation-atmosphere interaction and surface conductance at leaf, canopy and regional scales. *Agric. For. Meteorol.*, 73 :151–179, 1995.
- [66] G.J. Roerink, M. Menenti, and Z. Zu. Estimation of evaporation using sebs-tuscany. Technical report, ENVISAT - Actual Evaporation. BCRS USP-2 report 01-05.
- [67] G.J. Roerink, Z. Su, and M. Menenti. S-sebi : a simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth*, 25(2) :147–157, 2000.
- [68] E.M. Rubio. *Hacia la optimizacion de la medida de la emisividad y la temperatura en teledeteccion*. PhD thesis, Universitat de Valencia, 1998.
- [69] R. Sakthivadivel, S. Thiruvengadachari, U. Amerasinghe, W.G.M Bastiaanssen, and D.J. Molden. Performance evaluation of the bhakra irrigation system, india, using remote sensing and gis techniques, research report 28. Technical report, International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka, 1999.
- [70] K.J. Schaudt and R.E. Dickinson. An approach to deriving roughness length and zero-plane displacement height from satellite data, prototyped with boreas data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 104 :143–155, 2000.
- [71] C.A. Scott, W.G.M. Bastiaanssen, and M.-U.-D. AHMAD. Mapping root zone soil moisture using remotely sensed optical imagery. *Journal of Irrigation and Drainage Eng.*, Sept./Oct. issue :326–334, 2003.
- [72] J.B. Stewart, W.P. Kustas, K.S. Humes, W.D. Nichols, M.S. Moran, and H.A.R. De Bruin. Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship for eight semi-arid areas. *Journal of Applied Meteorology*, 33(9) :1110–1117, 1994.
- [73] R.B. Stull. *An introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherland, 1999.

- [74] Z. Su. The surface energy balance system (sebs) for estimation of turbulent heat fluxes at scales ranging from a point to a continent. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(1) :85–99, 2001.
- [75] Z. Su, T. Schmugge, W.P. Kustas, and W.J. Massman. An evaluation of two models for estimation of the roughness height for heat transfer between the land surface and the atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, 40 :1933–1951, 2001.
- [76] W.J. Suttleworth, R.J. Gurney, A.Y Hsu, and J.P. Ormsby. Fife : the variation in energy partition at surface flux sites. In IAHS Publications, editor, *Proceedings of the IAHS Third International Assembly*, volume 186, pages 67–74, 1989.
- [77] M. Tasumi, R. Trezza, R.G. Allen, and J.L. Wright. U.s. validation tests on the sebal model for evapotranspiration via satellite. In *ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions, 17 Sept. 2003*, page 14p., Montpellier, 2003.
- [78] S. Thiruvengadachari and R. Sakthivadivel. Satellite remote sensing techniques to aid irrigation system performance assessment : a case study in india. Technical report, International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka, 1997.
- [79] R. Thomé, H. Yanez, and J. Zuluaga. Determinacion del area bajo riego en la provincia de mendoza, argentina. In M. Menenti, editor, *Mecanismo de aprovechamiento hidrico en la region andina. Modelos de simulacion e imagenes satelitarias*, pages 166–183, Mendoza, Argentina, 1988.
- [80] D. Trouffleau, J.P. Lhomme, B. Monteny, and A. Vidal. Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse sahelian vegetation - i. an experimental analysis of the kb-1 parameter. *Journal of Hydrology*, 188-189 :815–838, 1997.
- [81] P Uden. *The HIRLAM model (version 5.2)*. SMHI, S-601 76 Norrkoe-ping, Sweden.
- [82] A.A. Van de Griend and M. Owe. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 14(6) :1119–1131, 1993.
- [83] A. Verhoef, H.A.R. De Bruin, and B.J.J.M. Van den Hurk. Some practical notes on the parameter kb-1 for sparse vegetation. *Journal of Applied Meteorology*, 36(5) :560–572, 1997. TY - JOUR.
- [84] J. Wieringa. Roughness-dependent geographical interpolation of surface wind speed averages. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112 :867–889, 1986.

Résumé :

L'objectif de ce travail est la mise en place et l'évaluation d'une démarche de calcul de la fraction d'évaporation à partir d'imagerie de télédétection optique haute résolution, en vue de son utilisation comme indicateur de performance pour l'utilisation de l'eau en agriculture. L'approche adoptée s'articule autour des points suivants : i) l'utilisation du concept du *Surface Energy Balance Index (SEBI)* qui met en relation la fraction d'évaporation et la différence de température potentielle entre la surface et un niveau atmosphérique de référence ; ii) l'association d'images dans le visible et le proche infrarouge pour l'estimation des propriétés radiométriques et géométriques du couvert ; iii) l'utilisation d'images dans l'infrarouge thermique pour la cartographie de la température de la surface ; iv) l'utilisation de données relatives à l'état de la couche limite atmosphérique pour la caractérisation des échanges turbulents à l'échelle régionale.

Les principales contributions sont : i) le développement du modèle *Multi-Scale Surface Energy Balance System (MSSEBS)*, dont l'approche multi-échelle permet d'adapter dynamiquement la taille de maille de simulation à l'échelle caractéristique des processus, et de déterminer les termes d'évaporation à haute résolution spatiale sur des surfaces d'extension régionale; ii) une méthode d'intégration de l'énergie disponible pour les flux turbulents ($R_n - G_0$) basée sur la modélisation de la cinétique diurne du rapport entre rayonnement global et rayonnement net, ce qui permet de calculer l'évaporation réelle et potentielle à l'échelle diurne pixel par pixel ; iii) une évaluation des incertitudes de calcul des sorties de *MSSEBS* à travers une analyse de scénarii et une analyse de sensibilité ; iv) l'évaluation de l'information relative à la performance de l'irrigation à l'échelle sub-parcellaire.

Mots-clés : télédétection, irrigation, gestion de l'eau, bilan d'énergie.

Abstract :

In this work, we define a new methodology that allows calculating evaporative fraction from high resolution remote sensing images to assess the performance of irrigation in cultivated areas. This approach is based on the following: i) the *Surface Energy Balance Index* concept relating evaporative fraction to ground-to-air potential temperature difference; ii) visible to near infrared remote sensing images used to derive geometric and radiometric surface properties; iii) thermal infrared images to map the surface brightness temperature; iv) atmospheric boundary layer variables that allow to estimate turbulent flux at regional scale.

The main advances are: i) a new *Multi-Scale Surface Energy Balance System (MSSEBS)* model allowing to map evaporative fraction and actual evaporation at a high spatial resolution and on a regional extent ; ii) a new methodology to calculate the available energy for turbulent flux ($R_n - G_0$) from the diurnal shape of the ratio of global over net radiation, allowing to calculate actual and potential diurnal evaporation for each pixel; iii) scenarios and sensitivity analysis providing quantitative information on the uncertainty of the variables calculated by *MSSEBS*; iv) an evaluation of the relation between information content in evaporation map and the possibility to monitor the performance of irrigation in the field.

Keywords: remote sensing, irrigation, water management, energy balance.