Modelisation simplifiee de l'evaporation d'un sol nu utilisant l'humidite et la temperature de surface accessibles par teledetection

Andre Chanzy

▶ **To cite this version:**

Andre Chanzy. Modelisation simplifiee de l'evaporation d'un sol nu utilisant l'humidite et la temperature de surface accessibles par teledetection. Sciences du Vivant [q-bio]. Institut National Agronomique Paris Grignon, 1991. Français. NNT : . tel-02844560

HAL Id: tel-02844560
https://hal.inrae.fr/tel-02844560

Submitted on 7 Jun 2020

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

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

TH-E85

INSTITUT NATIONAL AGRONOMIQUE
PARIS-GRIGNON

INSTITUT NATIONAL DE LA
RECHERCHE AGRONOMIQUE
AVIGNON

INRA
STATION DE SCIENCE DU SOL
17. AOUT 1993
Domaine St-Paul - B.P. 91
84140 MONTFAVET

THESE

Présentée par : **André CHANZY**

Ingénieur agronome de l'Institut National Agronomique Paris-Grignon

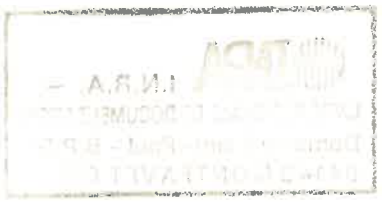
Pour l'obtention du titre de :
DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL AGRONOMIQUE PARIS-GRIGNON

MODELISATION SIMPLIFIEE DE L'EVAPORATION D'UN SOL NU UTILISANT L'HUMIDITE ET LA TEMPERATURE DE SURFACE ACCESSIBLES PAR TELEDETECTION

INRA I.N.R.A. –
UNITÉ RÉGIONALE DE DOCUMENTATION
Domaine Saint- Paul - B.P.91
84143 MONTFAVET CEDEX

soutenue le 3 Avril 1991 devant la commission d'examen composée de :

MM.	**A. PERRIER**, Professeur INAPG	**Président**
	G. NIEUWENHUIS, Chef du département de télédétection du Winand Staring Centre, Wageningen (Pays-Bas)	**Rapporteur**
	M. VAUCLIN, Directeur de recherche CNRS	**Rapporteur**
	C. KLAPISZ, Professeur à l'Université Paris 7	**Rapporteur**
	L. BRUCKLER, Chargé de recherche INRA	**Examinateur**
	M. AVIGNON, Chef de la division Instrumention CNES	**Examinateur**



AVANT PROPOS

Je remercie **P. Stengel**, directeur de la station de Science du Sol d'Avignon, qui m'a accueilli dans son laboratoire. J'ai particulièrement été touché par la confiance qu'il n'a jamais cessé de m'accorder et de l'intérêt qu'il a porté à l'évolution de mon travail.

Je remercie **A. Perrier**, professeur de Bioclimatologie à l'INAPG, d'avoir accepté de diriger ma thèse. Par ses remarques, il a suscité certaines orientations décisives de ce travail.

Je remercie tout particulièrement **L. Bruckler** qui est à l'origine de cette thèse. En assurant un suivi discret mais constant de mon travail, il m'a aidé, par la clairvoyance de ses conseils et de ses critiques, à structurer mes recherches autour des points essentiels.

Ik wil hierbij **G. Nieuwenhuis** bedanken dat hij bereid is geweest om het manuscript van mijn proeschrift te beoordelen en dat hij helemaal naar Parijs is gekomen om deel uit te maken van de jury.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à **M. Vauclin** et **C. Klapisz** qui ont accepté de participer au jury de thèse.

Cette étude a été réalisée avec la collaboration technique du CNES. Je remercie **M. Avignon**, Chef de la division instrumentation, pour la confiance qu'il nous a accordée en nous mettant à disposition le radar RAMSES IV et pour avoir accepté de participer au Jury de thèse. Les rapports amicaux que j'ai eu avec **E. Chapuis** ont rendu la collaboration CNES-INRA particulièrement agréable. Je suis également reconnaissant à **G. Guyot** qui en prenant en charge la réalisation de l'interface mécanique du radar nous a rendu un précieux service.

J'ai bénéficié de l'encadrement de **B. Seguin** et de **G. Monnier**. Leur recul et les nombreux conseils qu'ils m'ont prodigués, ont été une aide précieuse dans la conduite de mon travail. Je dois également à B. Seguin ma première ascension du Ventoux en vélo. Je ne désespère pas arriver un jour avant lui au sommet.

Ce travail s'est fait en étroite collaboration avec **P. Bertuzzi** et **J.C. Gaudu**. Je n'oublierai pas les nombreuses heures passées ensemble sur le terrain sous le soleil provençal. Je les remercie vivement de l'intérêt qu'ils ont accordé à mon travail et pour les nombreuses discussions qui ont contribué à ma formation en matière de mesures physiques.

La charge expérimentale a été allégée grâce au soutien de **J. Horoyan, J.F. Hanocq, C. Sarrouy, A. Oriol** et de toute l'équipe expérimentale (**Y. Meynadier, M. Monjusiau, P. Rouet et B. Besse**). Qu'ils soient remerciés pour leur contribution toujours très efficace. Je

suis également reconnaissant envers **M. Fies, M. Maximilien et C. Rias**, documentalistes sur le centre d'Avignon, qui m'ont facilité la tâche dans mes recherches bibliographiques.

Je remercie **P. Renault** d'avoir supporté le volume plutôt envahissant de mes données à traiter, sans que nos relations amicales en soient affectées.

Je n'oublierai pas **Guy, Albert, Nadine, Marc, Delphine , Jérome, ...**, pour les bons moments passés ensemble.

Enfin, je remercie de tout coeur **Catherine** et **Anne Laure** pour leur inestimable compréhension jamais altérée par les nombreux coups de "bourre" qui ont ponctué ce travail.

LISTE DES SYMBOLES

a	: albédo	(sans dim)
C	: capacité calorifique volumique	$(ML^{-1}T^{-2}K^{-1})$
C_a	: concentration de vapeur d'eau de l'air à la hauteur z_a	(ML^{-3})
C_p	: chaleur massique de l'air à pression constante	$(L^2T^{-2}K^{-1})$
C_s	: concentration de vapeur d'eau à la surface du sol	(ML^{-3})
C_v	: concentration de vapeur d'eau	(ML^{-3})
D	: coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans le sol	(L^2T^{-1})
E	: évaporation réelle instantanée	$(ML^{-2}T^{-1})$
E_j	: évaporation réelle journalière	$(ML^{-2}T^{-1})$
E_a	: pouvoir évaporatif de l'air	$(ML^{-2}T^{-1})$
Ep	: évaporation potentielle instantanée	$(ML^{-2}T^{-1})$
Ep_j	: évaporation potentielle journalière	$(ML^{-2}T^{-1})$
Ep_0	: évaporation instantannée d'une surface de référence bien irriguée	$(ML^{-2}T^{-1})$
Ep_{0j}	: évaporation journalière d'une surface de référence bien irriguée	$(ML^{-2}T^{-1})$
ETp_{0j}	: évapotranspiration potentielle Penman journalière	$(ML^{-2}T^{-1})$
e	: humidité relative de l'air	(sans dim)
e_c	: humidité relative critique de l'air au voisinage du sol	(sans dim)
e_s	: humidité relative de l'air à la surface du sol	(sans dim)
g	: accélération de la pesanteur	(LT^{-2})
G	: densité de flux de chaleur dans le sol	(MT^{-3})
G_j	: flux de chaleur dans le sol journalier	(MT^{-3})
H	: densité de flux de chaleur sensible	(MT^{-3})
$HRMS$	: écart-type moyen des hauteurs	(L)
h_l	: coefficient d'échange convectif de masse entre la surface et z_a	(LT^{-1})
$h_l(T,\Delta T,U_a,z_0)$	: coefficient d'échange convectif de masse entre la surface et z_a	(LT^{-1})
h_s	: coefficient d'échange convectif de chaleur entre la surface et z_a	(LT^{-1})
$h_s(T,\Delta T,U_a,z_0)$	: coefficient d'échange convectif de chaleur entre la surface et z_a	(LT^{-1})
I	: angle d(incidence	(°)
K	: conductivité hydraulique du sol	(LT^{-1})
L	: chaleur latente de vaporisation de l'eau	(L^2T^{-2})
LE	: densité de flux de chaleur latente	(MT^{-3})
l	: longueur de corrélation des hauteurs	(L)
M_{H20}	: masse molaire de l'eau	$(Mmole^{-1})$
pv_a	: pression partielle de vapeur d'eau de l'air à la hauteur z_a	$(ML^{-1}T^{-2})$

pv_s	: pression partielle de vapeur d'eau à la surface du sol	$(ML^{-1}T^{-2})$
P(T)	: pression de vapeur d'eau saturante à la température T	$(ML^{-1}T^{-2})$
P'(T),P'	: dérivé de la fonction P(T) à la température T	$(MK^{-1}L^{-1}T^{-2})$
Pr	: densité de flux des apports externes d'eau	$(ML^{-2}T^{-1})$
Q	: quantité de chaleur échangée par conduction par unité de temps	$(ML^{-2}T^{-3})$
q	: densité de flux de chaleur échangée par conduction	(MT^{-3})
R	: constante des gaz parfaits	$(ML^2T^{-2}mole^{-1}K^{-1})$
Ra	: densité de flux du rayonnement atmosphérique	(MT^{-3})
Rg	: densité de flux du rayonnement global	(MT^{-3})
Rn	: densité de flux de rayonnement net	(MT^{-3})
Rn*	: densité de flux de Rayonnement net climatique	(MT^{-3})
Rn_j	: rayonnement net journalier	(MT^{-2})
r_a	: résistance aérodynamique	(TL^{-1})
r_c	: résistance critique du sol	(TL^{-1})
r_s	: résistance du sol	(TL^{-1})
T	: température	(K)
T_B	: température de brillance	(K)
T_a	: température de l'air	(K)
Tr	: température de rosée	(K)
Tr_a	: température de rosée de l'air	(K)
T_s	: température de la surface du sol	(K)
t	: temps	(T)
Ua	: vent	(LT^{-1})
w	: humidité massique	(M/M)
z	: profondeur	(L)
z_a	: niveau de référence au-dessus de la surface considérée	(L)
z_m	: épaisseur du mulch	(L)
z_0	: longueur de rugosité aérodynamique	(L)
γ	: constante psychrométrique	$(MK^{-1}L^{-1}T^{-2})$
ε	: émissivité d'un corps	(sans dim)
ε_s	: émissivité de la surface du sol	(sans dim)
λ	: conductivité thermique	$(MT^{-3}LK^{-1})$
λ^*	: conductivité thermique apparente	$(MT^{-3}LK^{-1})$
λ_0	: longueur d'onde du rayonnement electromagnétique	(L)
ρ_a	: masse volumique de l'air	(ML^{-3})
ρ_e	: masse volumique de l'eau	(ML^{-3})
ψ	: potentiel matriciel de l'eau dans le sol	(L)
ψ_T	: potentiel total de l'eau dans le sol	(L)
ψ_S	: potentiel matriciel de l'eau à la surface du sol	(L)
ρ_i	: masse volumique du constituant i	(ML^{-3})
ρ_a	: masse volumique de l'air	(ML^{-3})
ρ_e	: masse volumique de l'eau	(ML^{-3})
σ	: constante de Stephan Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8}$ $Wm^{-2}°K^{-4}$)	$(MT^{-3}K^{-4})$

σ_0	: section efficace de rétrodiffusion	(sans dim)
θ	: teneur en eau volumique	(sans dim)
θ_s	: teneur en eau volumique de la couche superficielle de sol	(sans dim)
θ_{0-5}	: teneur en eau volumique de la couche 0-5 cm	(sans dim)
ϕ_i	: densité de flux d'un constituant i	$(ML^{-2}T^{-1})$
ϕ_g	: densité de flux d'eau en phase gazeuse	$(ML^{-2}T^{-1})$
ϕ_{H20}	: densité de flux d'eau (phase liquide et phase gazeuse)	$(ML^{-2}T^{-1})$
ϕ_l	: densité de flux d'eau en phase liquide	$(ML^{-2}T^{-1})$
ϕ_q	: densité de flux de chaleur	(MT^{-3})
ϕe_{rad}	: densité de flux d'énergie radiative émis par un corps	(MT^{-3})
ϕr_{rad}	: densité de flux d'énergie radiative réfléchi par un corps	(MT^{-3})
Υ	: réflectivité d'un corps	(sans dim)
Λ	: inertie thermique	$(MT^{-2}K^{-1}T^{-1/2})$
ξ	: enthalpie d'un système	(ML^2T^{-2})
ξ_i	: enthalpie spécifique d'un constituant pour une phase	(L^2T^{-2})

Table des matières

Introduction Générale P 1

PREMIERE PARTIE : L'EVAPORATION, BASES PHYSIQUES ET MODELISATION

INTRODUCTION P 7.

1. L'EVAPORATION : LOIS PHYSIQUES ET PRESENTATION DU MODELE MECANISTE DE TRANSFERTS COUPLES D'EAU ET DE CHALEUR DANS LE SOL. P 9

1.1. Le système physique air-interface sol atmosphère. P 9

1.1.1. Le bilan d'énergie. P 9
1.1.2. Le rayonnement net. P 11
1.1.3. Le flux de chaleur dans le sol. P 12
1.1.4. Les flux convectifs de chaleur sensible et de chaleur latente. P 12
1.1.5 Conclusion P 16

1.2. Le système physique sol. P 18

1.2.1. Les transferts d'eau dans le sol. P 18
1.2.2. Les lois de conservation. P 20
1.2.3. Equations des flux en régime transitoire. P 22
1.2.4 Mise en oeuvre du modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur et estimation de l'évaporation P 23

1.3. Couplage du modèle mécaniste (sol) avec la modélisation des flux convectifs et du bilan d'énergie. P 23

1.4. Conclusion. P 26

2. LES MODELES SIMPLIFIES D'ESTIMATION DE L'EVAPORATION DES SOLS NUS. P 28

2.1. L'évaporation est réduite par le dessèchement de la couche de surface. P 28

2.1.1. Le modèle de Penman-Monteith : L'évaporation est réduite par la diffusion de la vapeur d'eau dans le sol. P 29
2.1.2. L'évaporation est réduite par la rétention d'eau en surface. P 32
2.1.3. La réduction de l'évaporation est caractérisée par l'humidité de surface. P 33
2.1.4 La réduction de l'évaporation est caractérisée par $\sum Ep$. P 34
2.1.5. La réduction de l'évaporation est une fonction du temps. P 34

2.2. Description simplifiée du sol : Le modèle bi-couche de bilan hydrique P 35

2.3. Introduction de l'écart de température T_s-T_a instantané dans le bilan d'énergie journalier de la surface P 36

2.3.1 démarche théorique. P 37
2.3.2 analyse des coefficients A et B. P 38
2.3.3. Autres formes de modèle. P 39

2.4. Conclusion et choix des modèles simplifiés. P 40

2.4.1. bilan sur les modèles simplifiés P 40
2.3.2. Choix des modèles simplifiés. P 41

DEUXIEME PARTIE : MATERIELS ET METHODES

1. ACQUISITION DES JEUX DE DONNEES POUR LA MISE AU POINT DES MODELES SIMPLIFIES : CALAGE ET VALIDATION DU MODELE MECANISTE - SIMULATION P 45

Introduction. P 45

1.1. Les expérimentations. P 46

1.1.1 Description des sites expérimentaux. P 46
1.1.2. Les expériences. P 47
1.1.3. Les mesures réalisées P 49

1.2 Calage et validation du modèle mécaniste (sol). P 55

1.2.1 Le modèle mécaniste. P 55
1.2.2 Calage et validation du modèle mécaniste. P 63

1.3 Simulations des données par le modèle mécaniste. P 70

1.3.1. Mise en oeuvre du modèle mécaniste. P 70
1.3.2 Simulations des données par le modèle mécaniste. P 71

1.4 Conclusion. P 75

2. LES MESURES OBTENUES PAR TELEDETECTION. P 77

2.1 La télédétection infra-rouge thermique. P 77

2.1.1. Bases physiques des mesures radiométriques dans l'infra rouge thermique P 79
2.1.2. Mesures expérimentales. P 80

2.2. Télédetection radar : principes, signification et acquisition des mesures. P 80

2.2.1. Principe de la mesure radar. P 80
2.2.2. Signification des mesures radar. P 83

2.2.3 La mesure de l'humidité. P 87
2.2.4 Expériences radar. P 90

2.3. Conclusion P 102

TROISIEME PARTIE : LES MODELES SIMPLIFIES

INTRODUCTION P 105

1. PROPRIETES DU MODELE MECANISTE. P 106

1.1. Comparaisons synthétiques des différentes simulations. P 106

1.2 Analyse d'une séquence d'évaporation - comparaisons entre les trois sols. P 107

1.2.1 Evolution de l'évaporation. P 107
1.2.2. Nature des flux d'eau dans les couches superficielles. P 111
1.2.3. Evolution de la teneur en eau de la couche de surface. P 112
1.2.4. Evolution des profils hydriques. P 112

1.3 L'évaporation : influence du sol et du climat. P 114

1.3.1. influence du vent. P 114
1.3.2. influence du sol. P 116

1.4 Conclusion. P 121

2. MODELES D'ESTIMATION DE L'EVAPORATION UTILISANT LA VARIABLE T_s. P 123

2.1. Ajustement du modèle sur les données simulées par le modèle mécaniste. P 124

2.2. Influence de la longueur de rugosité z_0. P 127

2.3. Analyse des coefficients A et B à partir des données simulées par le modèle mécaniste. P 128

2.3.1 Analyse du terme $B'{\cdot}H_{14H}$. P 129
2.3.2. Analyse du terme A'. P 129

2.4. Validations du modèle $Rn_j+G_j+LE_j = A+B(T_s-T_a)_{14h}$. P 131

2.4.1. Validations sur des données simulées avec des séquences climatiques différentes. P 131
2.4.2. Validation expérimentale. P 131

2.5 Conclusion. P 134

3. MODELES D'ESTIMATION DE L'EVAPORATION UTILISANT LA VARIABLE θ_{0-5}. P 135

3.1. Analyse des variables d'entrée du modèle. P 135

3.1.1 Calcul de l'évaporation potentielle. P 135
3.1.2. Propriétés de la variable θ_{0-5}. P 139

3.2. Le modèle mécaniste simplifié de "Penman-Monteith". P 146

3.2.1. Evolutions comparées de r_s et θ_{0-5}. P 146
3.2.2. Relations $r_s=f(\theta_{0-5})$. P 148
3.2.3. Conclusion. P 150

3.3. Modèle de type statistique. P 151

3.3.1. Les relations Ej/Epj = $f(\theta_{0-5})$. P 151
3.3.2. Forme analytique et calage du modèle statistique. P 155
3.3.3. Effet de la longueur de rugosité z_0. P 160
3.3.4. Validation du modèle statistique. P 163
3.3.5. Propriétés des paramètres du modèle. P 167

2.4 Conclusion partielle sur l'utilisation de θ_{0-5} pour la modélisation de l'évaporation. P 167

CONCLUSION DE LA TROISIEME PARTIE : COMPARAISONS DES MODELES ET COMPLEMENTARITE P 170

QUATRIEME PARTIE : Couplage des modèles simplifies avec lesmesures de température et d'humidité de surface acquises par télédétection

INTRODUCTION P 175

1. SENSIBILITE DES MODELES AUX ERREURS DE MESURE ET D'ESTIMATION DES PARAMETRES. P 177

1.1. Présentation des scénarios. P 177

1.1.1. La séquence d'évaporation de référence. P 177
1.1.2. Présentation des différents scénarios P 179

1.2. Sensibilité du modèle 1. P 181

1.2.1. Sensibilité aux erreurs sur les variables d'entrée. P 181
1.2.2. Sensibilité à la longueur de rugosité de surface (z_0) P 181

1.3. Sensibilité du modèle 2. P 183

1.3.1. Sensibilité aux erreurs faites sur les variables d'entrée. P 183
1.3.2. Sensibilité aux paramètres "a" et "b". P 189
1.3.3. Influence de la fréquence d'acquisition de la mesure de θ_{0-5}. P 189

2. COMPARAISONS DES MODELES. P 193

3. COMPLEMENTARITE DES MESURES DE T_s ET θ_{0-5}. P 194

3.1. Cas où la longueur de rugosité de surface est connue P 195

3.2. Cas où la longueur de rugosité de surface est mal connue. P 199

CONCLUSION P 201

Conclusion Générale P 205

ANNEXE I : LE MODELE MECANISTE DE TRANSFERTS COUPLES D'EAU ET DE CHALEUR : DETAILS DES EQUATIONS

ANNEXE II : CALCUL DES COEFFICIENTS D'ECHANGE CONVECTIF

ANNEXE III : CALCUL DE L'EVAPORATION POTENTIELLE SELON LA FORMULE DE PENMAN

ANNEXE IV : CALCUL DE LA FORMULE DE PENMAN MONTEITH DANS LE CAS DES SOLS NUS

ANNEXE V : IDENTIFICATION DES JEUX DE DONNEES.

ANNEXE VI : CONDITIONS CLIMATIQUES DU JEU DE DONNEES PRINCIPAL.

ANNEXE VII : PARAMETRES D'AJUSTEMENT DE LA RELATION $\psi(w)$.

ANNEXE VIII : INFLUENCE DU VENT ET DE L'EVAPORATION POTENTIELLE SUR E_j/Ep_j (LIMON SABLEUX ET ARGILE).

ANNEXE IX : DETERMINATION DE LA FORME ANALYTIQUE DU MODELE STATISTIQUE $E_j/Ep_j=F(\theta_{0-5})$.

ANNEXE X : RELATIONS DE PASSAGE ENTRE Ep_j ET ETp_{0j} PENMAN.

ANNEXE XI : ANALYSE DES HYPOTHESES DU MODELE DE PENMAN MONTEITH.

INTRODUCTION GENERALE

On parle beaucoup actuellement de gestion des ressources en eau, de désertification ou des échanges énergétiques à l'interface terre-atmosphère qui participent au réchauffement global de la planète. Or sur ces thèmes, un des nombreux points de blocage réside dans la difficulté d'estimer l'évaporation, de manière régulière et précise à l'échelle régionale. Pourtant, de nombreuses méthodes expérimentales ou modèles donnant l'évaporation sont actuellement disponibles, mais leurs domaines d'application restent, la plupart du temps, réduits à une échelle locale. Compte-tenu de la très grande variabilité des propriétés évaporatives des surfaces naturelles, leur utilisation sur des grandes surfaces risque d'engendrer l'acquisition d'un jeu de données, dont la taille serait probablement rédhibitoire.

Dans ce contexte, la télédétection, qui fournit des informations relatives à des surfaces peut constituer une alternative séduisante. Elle permet d'accéder à des variables qui sont étroitement associées à l'évaporation telles que la température de surface avec l'utilisation des bandes spectrales dans l'infrarouge thermique, et l'humidité de surface avec l'emploi des hyperfréquences. Le couplage de ces variables avec des modèles d'estimation de l'évaporation a déjà fait l'objet de nombreux travaux depuis une quinzaine d'années. Dans le cas de la radiométrie infra-rouge thermique, le développement de modèles simplifiés utilisant la température de surface a atteint, à l'heure actuelle, un stade de développement quasi-opérationnel (*Jackson et al. 1977, Seguin et al. 1982, Nieuwenhuis et al, 1985*). Toutefois, leur utilisation est pénalisée par l'opacité des nuages aux rayonnements infrarouges qui nuit à une estimation régulière de l'évaporation. De plus ces méthodes restent relativement imprécises à l'échelle de temps journalière et ne sont que très rarement appliquées dans le cas des sols nus (*Récan, 1982*).

Dans le domaine des hyperfréquences, la propagation des rayonnements n'est pas perturbée par les nuages et permet ainsi, une acquisition régulière des informations à un pas de temps pré-défini. Le couplage des modèles d'évaporation avec des mesures hyperfréquences actives a principalement été testé dans le cas des sols nus. Deux grands types d'approche ont été abordés. Il s'agit :

- du couplage d'un modèle mécaniste de transferts d'eau (couplé ou non avec les transferts de chaleur) avec une mesure d'humidité de surface qui est introduite en condition à la limite supérieure (*Bernard et al., 1981, Prévot et al, 1984, Bruckler & Witono, 1989*). Cette approche offre de bons résultats mais sa mise en oeuvre est très lourde. Sur le plan pratique, la connaissance nécessaire des propriétés hydrodynamiques du sol, dont la détermination peut poser de sérieuses difficultés, limite l'usage du modèle mécaniste à un petit nombre de parcelles. De plus, il existe sur le fond, un problème d'adéquation entre l'humidité mesurée par télédétection hyperfréquence, qui correspond à un volume de sol

(*Ulaby et al. 1978, Bruckler et al., 1988*) et la notion de condition à la limite qui s'applique à la surface au sens strict du terme. *Bruckler & Witono, 1989* montrent, que pour obtenir une estimation non biaisée de l'évaporation, il est alors nécessaire de ré-estimer l'humidité de surface par des algorithmes qui sont difficilement transposables d'un sol à l'autre;

- du couplage de modèles simplifiés avec la teneur en eau volumique des premiers centimètres (*Camillo et al., 1986, Soares et al., 1988*). Ces études restent toutefois limitées à quelques sols et au suivi de séquences relativement courtes. Des analyses plus exhaustives de ces approches nous paraissent encore nécessaires.

Nous proposons donc dans ce travail d'étudier des modèles d'estimation de l'évaporation sur sol nu, intégrant l'humidité ou la température de surface accessibles par télédétection, et dont la vocation et d'être à terme utilisables pour des applications opérationnelles. Nous entendons par "utilisables", des modèles qui intègrent des variables couramment mesurées et dont la mise en oeuvre est possible à partir d'informations facilement accessibles sur l'ensemble des surfaces à suivre. Compte-tenu des remarques faites précédemment sur le modèle mécaniste, nous reprendrons et développerons des modèles simplifiés. Pour pouvoir assurer un suivi sur de longues périodes sans avoir à gérer un trop grand nombre d'informations, nous fixerons le pas de temps d'estimation de l'évaporation à la journée. Les modèles simplifiés seront choisis ou conçus de manière à intégrer des informations sur la température de surface ou l'humidité moyenne des premiers centimètres. Pour nous rapprocher de scénarios réalistes concernant la fréquence de passage des satellites, nous supposerons que dans le meilleur des cas, nous n'aurons qu'une mesure de télédétection par jour.

Le choix des sols nus se justifie à la fois sur un plan thématique et méthodologique. Au niveau thématique, les surfaces en sol nu couvrent, à certaines périodes de l'année, d'importantes superficies et leur suivi est particulièrement intéressant pendant l'installation de la saison des pluies en zone tropicale sèche ou au cours de la phase d'implantation des cultures. Sur le plan méthodologique, l'interprétation des mesures hyperfréquences est facilitée par l'absence de végétation. Nous avons donc directement accès à une information de surface (l'humidité) qui joue un rôle important par rapport à l'évaporation. Ceci nous place, avec les sols nus, dans un cas relativement favorable qui devrait se compliquer avec l'estimation de l'évapotranspiration d'une culture.

Pour mener une analyse des modèles simplifiés sur des sols différents et avec des conditions climatiques et hydriques variées, l'utilisation exclusive de données expérimentales risquera rapidement de s'avérer limitante. Pour cela nous utiliserons des données simulées par un modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur (*Philip & De Vries, 1957, Van bavel & Hillel, 1976, Passerat de Silans et al. 1988*), qui est à notre sens, le modèle décrivant avec le plus de réalisme, les transferts d'eau et de chaleur dans le sol et à l'interface sol-atmosphère.

Dans une première partie, nous présenterons les bases physiques des transferts d'eau et d'énergie dans les basses couches de l'atmosphère et dans le sol. Ceci nous aidera à mieux comprendre les phénomènes physiques impliqués dans l'évaporation et nous permettra de présenter les grandes lignes du modèle mécaniste. Nous donnerons ensuite une revue bibliographique sur les modèles simplifiés d'estimation de l'évaporation, à partir de laquelle nous établirons nos choix sur le type de modélisation simplifiée que nous développerons ensuite.

La seconde partie sera consacrée à l'acquisition des jeux de données nécessaires à la mise au point des modèles simplifiés. Nous définirons les variables de surface accessibles par télédétection et nous donnerons expérimentalement le niveau de précision qu'il est possible d'atteindre en condition très contrôlée.

Dans la troisième partie nous présenterons les modèles simplifiés qui seront mis au point à partir des données simulées par le modèle mécaniste. Nous confronterons ensuite chacun des modèles à des données expérimentales.

Enfin, nous évaluerons et comparerons dans une quatrième partie, les performances des modèles simplifiés lorsque leurs conditions de mise en oeuvre se dégradent. Une attention particulière sera portée sur la propagation des erreurs des variables d'entrée sur l'estimation de l'évaporation ainsi que les conséquences que peut avoir une mauvaise caractérisation des paramètres des modèles simplifiés. Nous testerons en dernier lieu la complémentarité entre l'humidité et la température de surface, lorsque ces deux mesures sont disponibles le même jour.

PREMIERE PARTIE

L'EVAPORATION, BASES PHYSIQUES ET MODELISATION

La modélisation de l'évaporation occupe une place centrale dans ce travail, tant au niveau des objectifs que des méthodes employées. D'une part, nous cherchons à développer des modèles simplifiés pour l'estimation de l'évaporation d'un sol nu qui puissent utiliser des informations accessibles par télédétection. D'autre part, pour pouvoir élargir au maximum le domaine de validité des modèles simplifiés, nous utiliserons un modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur (appelé dans la suite modèle mécaniste) comme simulateur de données. Celui-ci prend en compte les principales lois physiques qui régissent le phénomène d'évaporation dans le cas des sols nus.

De nombreuses formes de modèles sont actuellement disponibles. Qualitativement, l'évaporation d'un sol nu (E) est classiquement divisée en 3 phases (figure I.1) qui apparaissent successivement au cours d'une période de dessèchement:

- la phase I concerne les sols humides en surface. Elle est marquée par un fort niveau d'évaporation qui est contrôlée par les conditions atmosphériques. L'évaporation est alors égale à l'évaporation potentielle (Ep), qui est définie comme l'évaporation se produisant pour une situation climatique donnée, lorsque l'alimentation en eau de la surface n'est pas limitante.

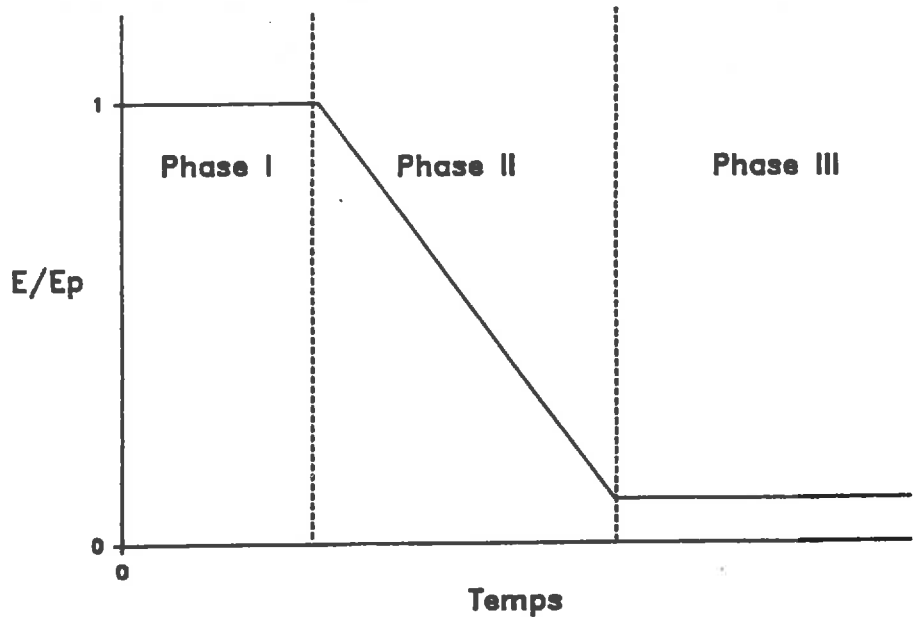


Figure I.1 : Evolution du rapport E/Ep

- lorsque le sol s'assèche en surface, la réalimentation hydrique de la couche de surface n'est plus assez rapide pour compenser la demande climatique. La phase II est donc la période pendant laquelle nous avons une diminution du rapport E/Ep.

- lorsque le sol est très sec en surface, nous avons la phase III qui est marquée par un niveau d'évaporation faible et relativement constant.

Bien que cette description qualitative de l'évaporation en trois phases ne soit pas un modèle prédictif, elle nous permet de bien identifier les deux composantes qui vont déterminer l'intensité de l'évaporation. Nous avons une composante climatique ou demande évaporative et une composante sol qui détermine la disponibilité de l'eau en surface. Celle-ci dépend du contenu en eau et des propriétés hydrodynamiques du sol qui influencent la réalimentation en eau de la couche de surface. L'importance relative de chacune de ces composantes dépend du niveau de dessèchement du sol. Lorsque le sol s'assèche, l'évaporation passe progressivement d'un processus à composante climatique dominante (phase I) à un processus à composante sol dominante (phase III).

Dans cette partie, nous présenterons plusieurs voies de modélisation de l'évaporation en ayant le souci de bien identifier les solutions apportées pour caractériser la disponibilité en eau à la surface et la demande évaporative. Dans un premier chapitre, nous énoncerons les principales lois physiques qui sont associées au phénomène de l'évaporation, que ce soit au niveau de l'interaction sol-atmosphère ou au niveau des mécanismes de réalimentation en eau de la surface. Nous verrons ensuite comment ces lois sont assemblées dans le modèle mécaniste.
Afin de nous aider à choisir les modèles simplifiés qui seront retenus dans la troisième partie, nous passerons en revue dans un second chapitre, les différentes voies de simplification. Nous essayerons notamment de dégager comment des mesures de température ou d'humidité de surface peuvent être intégrées dans un modèle simplifié.

1. L'EVAPORATION : LOIS PHYSIQUES ET PRESENTATION DU MODELE MECANISTE DE TRANSFERTS COUPLES D'EAU ET DE CHALEUR DANS LE SOL.

L'évaporation est le flux d'eau qui résulte de la différence de concentration de vapeur d'eau entre la surface et un niveau donné de la masse d'air se trouvant au-dessus. Ce flux peut être considéré comme un flux de masse (transport de molécules d'eau), mais également comme un flux d'énergie. En effet, la vaporisation de l'eau consomme de l'énergie ($\approx 2.5\ 10^6$ J/Kg) qui peut être ensuite restituée par condensation. L'évaporation affecte donc les bilans d'énergie et hydrique du sol, offrant ainsi plusieurs possibilités de modélisation différentes:

- l'évaporation est un flux entre la surface et l'air qui est caractérisé par un gradient de concentration et un coefficient d'échange lié aux propriétés physiques de la masse d'air;
- l'évaporation est un terme du bilan d'énergie de la surface du sol;
- l'évaporation est considérée comme une perte en eau du sol.

Les deux premières approches concernent le même système physique constitué de l'air et de l'interface sol-atmosphère, tandis que la dernière ne concerne que le sol. Nous étudierons donc séparément ces deux systèmes physiques. Ces trois approches permettent chacune une modélisation de l'évaporation, elles sont aussi complémentaires et peuvent être associées dans un même modèle. Nous présenterons, dans le cas du modèle mécaniste, un exemple de cette complémentarité.

1.1. Le système physique air-interface sol atmosphère.

1.1.1. Le bilan d'énergie.

On suppose généralement négligeable l'énergie produite par effets mécaniques telles que la variation d'énergie cinétique, l'énergie mise en jeu dans les déplacements de sol (gonflement, retrait) et la dissipation de l'énergie visqueuse. Dans ce cas, le premier principe de la thermodynamique nous permet d'écrire :

$$\frac{d\xi}{dt} = Q \qquad \text{(I.1)}$$

où

. ξ est l'enthalpie du système de volume (J);

. Q est la quantité de chaleur échangée par unité de temps par le système, en l'absence de source ou de puits de chaleur (W).

Lorsque le système est composé de plusieurs constituants et que nous considérons un volume de sol élémentaire, l'équation (I.1) donne dans le cas d'un système monodimensionnel (axe z):

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\sum_i \rho_i \theta_i \xi_i\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\sum_i \xi_i \phi_i\right) = - \frac{\partial}{\partial z}(q) \qquad \text{(I.2)}$$

où

. ξ_i est l'enthalpie spécifique du constituant i (J/kg);

. q est la densité de flux de chaleur échangée avec le volume élémentaire de sol (W/m^2);

. ρ_i est la masse volumique du constituant i (kg/m^3);

. ϕ_i est la densité de flux du constituant i ($kg\ m^{-2}\ s^{-1}$).

En appliquant la loi de la conservation de l'énergie à la surface du sol sur une couche suffisamment mince pour négliger les variations d'enthalpie, le second membre de l'équation (I.2) peut être décomposé en quatre termes :

$$Rn+G+H+LE = 0 \qquad \text{(I.3)}$$

Les quatre termes de l'équation I.3 (exprimés en W/m^2) sont :

- le rayonnement net (Rn) qui regroupe toutes les composantes radiatives;
- le flux de chaleur dans le sol (G) qui rend compte des transferts d'énergie entre le sol et la surface (conduction thermique, flux de chaleur latente dans le sol);
- le flux convectif de chaleur sensible (H) qui rend compte des échanges de chaleur entre la surface du sol et l'atmosphère lorsqu'elles sont à des températures différentes;
- le flux convectif de chaleur latente (LE) qui rend compte des échanges de vapeur d'eau entre la surface du sol et l'atmosphère lorsqu'elles sont à des concentrations de vapeur d'eau différentes.

Dans la suite la convention de signe choisie est la suivante : les flux sont positifs lorsqu'ils sont orientés vers la surface du sol.

1.1.2. Le rayonnement net.

Deux lois permettent de comprendre les échanges radiatifs à la surface du sol.

* Tout corps étant à une température T émet un rayonnement dont la densité de flux d'énergie (ϕe_{rad} (W/m²) est donnée par la loi de Stephan-Boltzmann :

$$\phi e_{rad} = \varepsilon \sigma T^4 \qquad (I.4)$$

où :

- ε est l'émissivité du corps (sans dimension)
- σ est la constante de Stephan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8}$ W m^{-2} K^{-4}).

* Lorsqu'un rayonnement est intercepté par un corps, une part de ce rayonnement est réfléchie. La densité de flux d'énergie (ϕr_{rad} (W/m²)) réfléchie dépend du corps caractérisé par sa réflectivité (Υ (sans dimension)). Les constituants du sol étant opaques dans les principaux domaines de longueur d'onde concernés par l'émission du soleil, de l'atmosphère et du sol, nous pouvons négliger la transmittivité. La réflectivité est alors reliée à l'émissivité par la relation :

$$\Upsilon = 1-\varepsilon \qquad (I.5)$$

ce qui nous permet d'écrire les égalités:

$$\phi r_{rad} = \Upsilon \phi e_{rad} = (1-\varepsilon) \cdot \phi e_{rad} \qquad (I.7)$$

Dans les apports d'énergie reçus par la surface, on distingue généralement le flux provenant de l'émission solaire (le rayonnement global Rg) et le flux provenant de l'émission de l'atmosphère (le rayonnement atmosphérique Ra). Les pertes sont dûes à l'émission radiative du sol et à la réflexion de Ra et Rg.
Rn est alors la résultante de toutes ces composantes :

$$Rn = (1-a)\, Rg + \varepsilon_s\, Ra - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \qquad (I.8)$$

Le rayonnement net est donc une fonction des variables climatiques Rg et Ra, de paramètres de la surface du sol (l'albedo (a) et l'émissivité (ε_s)) et de la température de surface (Ts). L'albédo des sols nus varie entre 0.1 et 0.5. Il dépend du type de sol et de l'humidité de surface. Par contre, l'échelle de variation de ε_s est beaucoup moins forte. Citons à titre d'exemple l'émissivité de quelques surfaces (*Récan, 1982*) :

- corps noir	1
- eau	0.95-0.99
- sols nus	0.90-0.98
- roches	0.95-0.98

1.1.3. Le flux de chaleur dans le sol.

Ce flux se compose de deux termes. Le premier rend compte des transferts de chaleur par conduction (transferts décrits par la loi de Fourier) et le second des transferts de chaleur liés au transport de la vapeur d'eau provenant du sol (chaleur latente). La densité de flux d'énergie du flux de chaleur dans le sol s'écrit alors :

$$G = \lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z} + L \cdot \phi_g \qquad (I.9)$$

où l'axe des z est orienté vers le bas et :

- λ est la conductivité thermique du sol (W m^{-1} K^{-1});
- ϕ_g est la densité de flux de masse de l'eau dans le sol en phase gazeuse (kg m^{-2} s^{-1});
- L est la chaleur latente de vaporisation de l'eau (J/kg).

Le second terme est souvent négligé. Celui-ci devient toutefois important, dès que le sol s'assèche en surface (*Milly, 1984, Menenti, 1984, Witono & Bruckler, 1989*).

1.1.4. Les flux convectifs de chaleur sensible et de chaleur latente.

1.1.4.1. Les échanges convectifs dans les basses couches de l'atmosphère.

Les échanges de chaleur sensible et de chaleur latente entre la surface et l'atmosphère sont principalement liés aux déplacements des masses d'air dans les basses couches de l'atmosphère (phénomène de convection).

Nous pouvons distinguer deux types de convection qui coexistent dans la plupart des cas : la **convection libre** et la **convection forcée**. Avec la convection libre, les déplacements des volumes gazeux sont liés à des différences de masse volumique qui sont principalement dûes

à des différences de température. Dans la convection forcée, les déplacements des masses d'air se font sous l'action d'une force extérieure (vent).

Ces déplacements de masses d'air se font de manière plus ou moins régulière et ordonnée, on parle de mouvement turbulents . Ceux-ci entraînent un brassage des masses d'air qui tend à les homogénéiser (Figure I.2). Lorsque la convection libre et la convection forcée coexistent (convection mixte), nous pouvons distinguer deux cas qui dépendent du gradient de température entre le sol et la surface : la stabilité et l'instabilité thermique (Figure I.2).

. La **stabilité** est obtenue lorsque la température du sol est inférieure à celle de l'air. Dans ce cas, la convection libre s'oppose aux flux ascendants. Ceci se traduit par une stabilisation des masses d'air. Cette situation est obtenue principalement la nuit.

. L'**instabilité** est obtenue lorsque la température du sol est supérieure à celle de l'air. Dans ce cas, la convection libre accentue les flux ascendants. Cette situation correspond la plupart du temps à une condition d'évaporation diurne.

Dans la modélisation des échanges convectifs, il est donc nécessaire de prendre à la fois en compte les deux types de convection, libre et forcée. La convection forcée fait intervenir la vitesse du vent et la rugosité de surface qui agit sur les turbulences. La convection libre dépend quant à elle de la stratification thermique de l'air.

La modélisation de LE et de H passe donc par une caractérisation des convections libre et forcée. Il existe deux types de modélisation :

- l'approche directe dite des fluctuations. Celle-ci est basée sur une analyse statistique des mouvements turbulents;
- l'approche analogique qui consiste à exprimer les flux convectifs par le produit d'un coefficient de diffusivité turbulente et d'un écart de température (pour H) ou de concentration de vapeur d'eau (pour LE).

La première approche requiert la connaissance de grandeurs telles que la composante verticale du vent, la température ou la pression partielle de vapeur d'eau sur des pas de temps très courts (inférieurs au 1/10 ème de seconde). Ce type d'approche convient pour la mesure directe des flux, mais il est peu adapté pour la simulation des flux. Nous développerons donc l'approche analogique.

1.1.4.2. Représentation analogique des flux convectifs : la méthode aérodynamique.

Dans le mode de représentation analogique, les flux s'expriment :

$$H = \rho_a C_p h_s \cdot (T_a - T_s) \quad (I.10)$$

$$LE = L \cdot h_l \cdot (C_a - C_s) \quad (I.11)$$

où :

. ρ_a est la masse volumique de l'air (kg/m^3);

. C_p est la chaleur massique de l'air à pression constante ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$);

. C_a et C_s sont les concentrations de vapeur d'eau à la surface du sol et de l'air à un niveau de référence (kg/m^3)

. h_s et h_l sont les coefficients d'échange convectifs de chaleur et de masse entre la surface et le niveau de référence dans l'air (m/s).

En supposant que l'air est un gaz parfait, (I.11) peut également s'écrire :

$$LE = (LM_{H2O}/RT) \cdot h_l \cdot (Pv_a - Pv_s) \quad (I.12)$$

où :

. R est la constante des gaz parfaits ($8.314\ N\ m\ K^{-1}\ mole^{-1}$);

. M_{H2O} est la masse molaire de l'eau (kg);

. T, tempature de la masse d'air entre le sol et un niveau de référence $(T_a+T_s)/2$.

. Pv_a et Pv_s sont les pressions partielles de vapeur d'eau de l'air et à la surface du sol (Pa).

L'utilisation de cette formulation ramène donc le problème de l'estimation des flux convectifs à la détermination de h_s et h_l. La méthode généralement utilisée pour le calcul de ces coefficients de diffusivité turbulente (ou coefficients d'échanges turbulents) est basée sur la théorie de similitude de *Monin & Obukhov (1954)*. Celle-ci est applicable dans la couche limite dans laquelle les flux verticaux sont conservatifs.

1.1.4.3 Calcul des coefficients d'échange

Nous allons donner dans ce paragraphe un exemple de calcul des coefficients d'échange, dans les cas de la convection mixte et de la convection forcée. La convection libre ne sera pas prise en compte dans ce travail. Ainsi, pour éviter une telle situation, nous imposerons un vent minimum de 1 m/s. D'après la théorie de la similitude de *Monin & Obukhov, 1954*, h_s s'écrit :

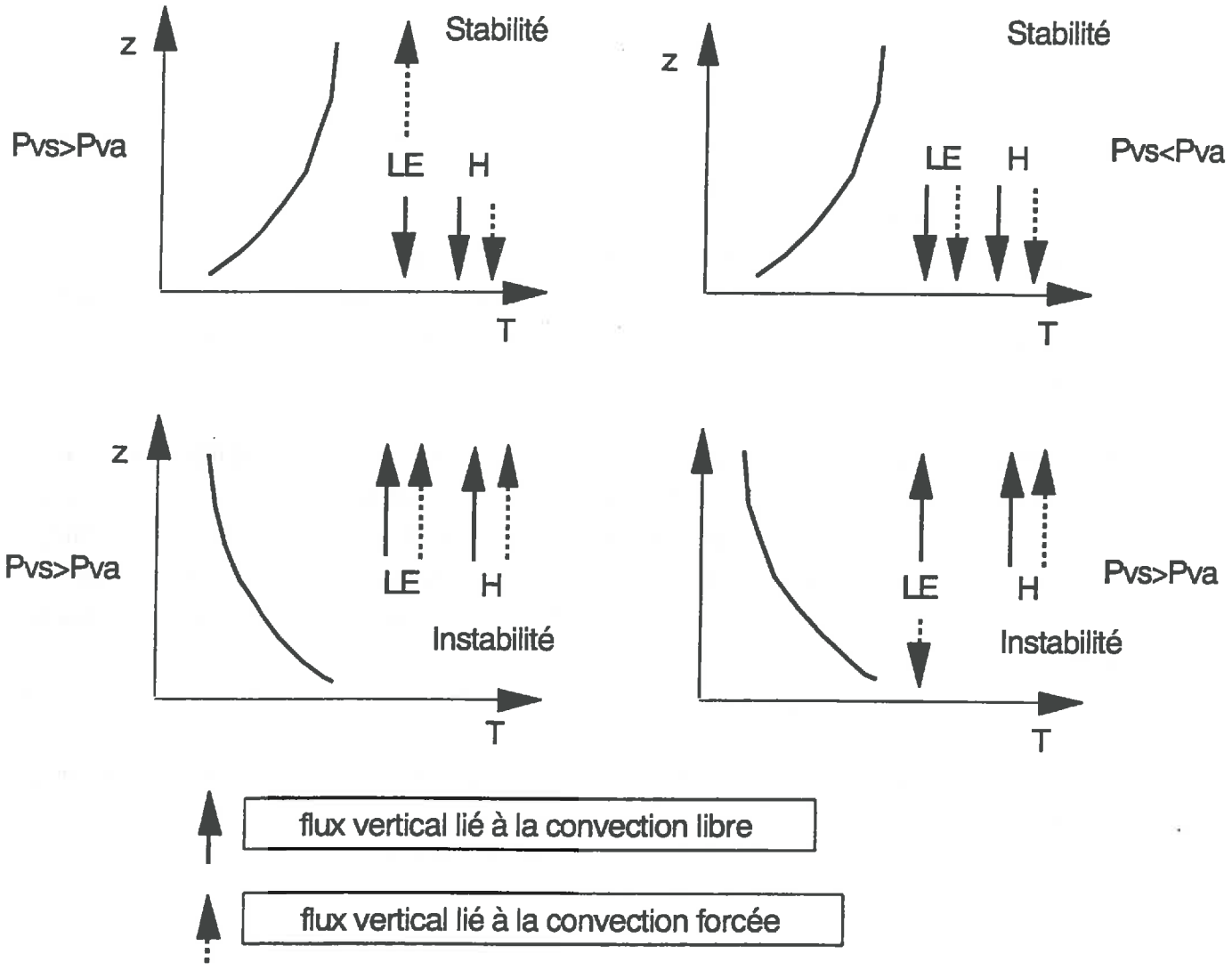


Figure I.2 : Sens des flux verticaux de chaleur sensible et latente dans les cas de stabilité ou d'instabilité thermique

$$h_s = \frac{\kappa^2 Ua}{\left(\phi_m(z_a/L') - \phi_m(z_0/L')\right)\cdot\left(\phi_h(z_a/L') - \phi_h(z_{0T}/L')\right)} \qquad (I.13)$$

où :

- Ua est la vitesse du vent à une altitude de référence z_a;
- κ est la constante de Karman ($\cong 0.4$);
- L' la longueur d'Obukhov (m) qui prend en compte la stratification thermique de l'air (Cf. annexe II);
- z_0 longueur de rugosité du sol (m);
- z_{0T} la longueur de rugosité pour le transfert de chaleur (m) (Cf. annexe II);
- ϕ_m et ϕ_h sont les fonctions de stabilité pour les transferts de quantité de mouvement et de chaleur respectivement. Celles-ci sont calculées selon l'approche de *Paulson, 1970* (Cf. annexe II).

Les coefficients d'échange dépendent donc de Ua, de T_a, de T_s et de z_0. Cette dernière variable est une caractéristique du sol qui prend, pour les sols nus, une valeur comprise entre 0.1 mm et 1 cm (*Brunet, 1990*). Dans la suite, nous supposerons que h_l et h_s sont égaux (*Récan, 1982*). Le calcul des coefficients d'échange pour différentes valeurs de température et de vent fait apparaître une hiérarchie entre les facteurs de variations qui sont par ordre décroissant d'importance (Figures I.3):

- le vent;
- la stratification thermique de l'air. Son effet est surtout important par vent faible au voisinage de la neutralité et en condition stable;
- la température de l'air qui n'a qu'un effet mineur.

1.1.5 Conclusion

De cette analyse des propriétés physiques sur les échanges énergétiques entre l'interface sol-atmosphère et l'air, nous pouvons dégager deux modélisations possibles de l'évaporation :

- la première est donnée par l'expression analogique de LE (équation I.12).
- dans la seconde, nous déduisons LE du bilan d'énergie (équation I.3) en déterminant Rn, G et H.

Pour estimer l'évaporation à partir de ces deux approches, nous devons connaître:

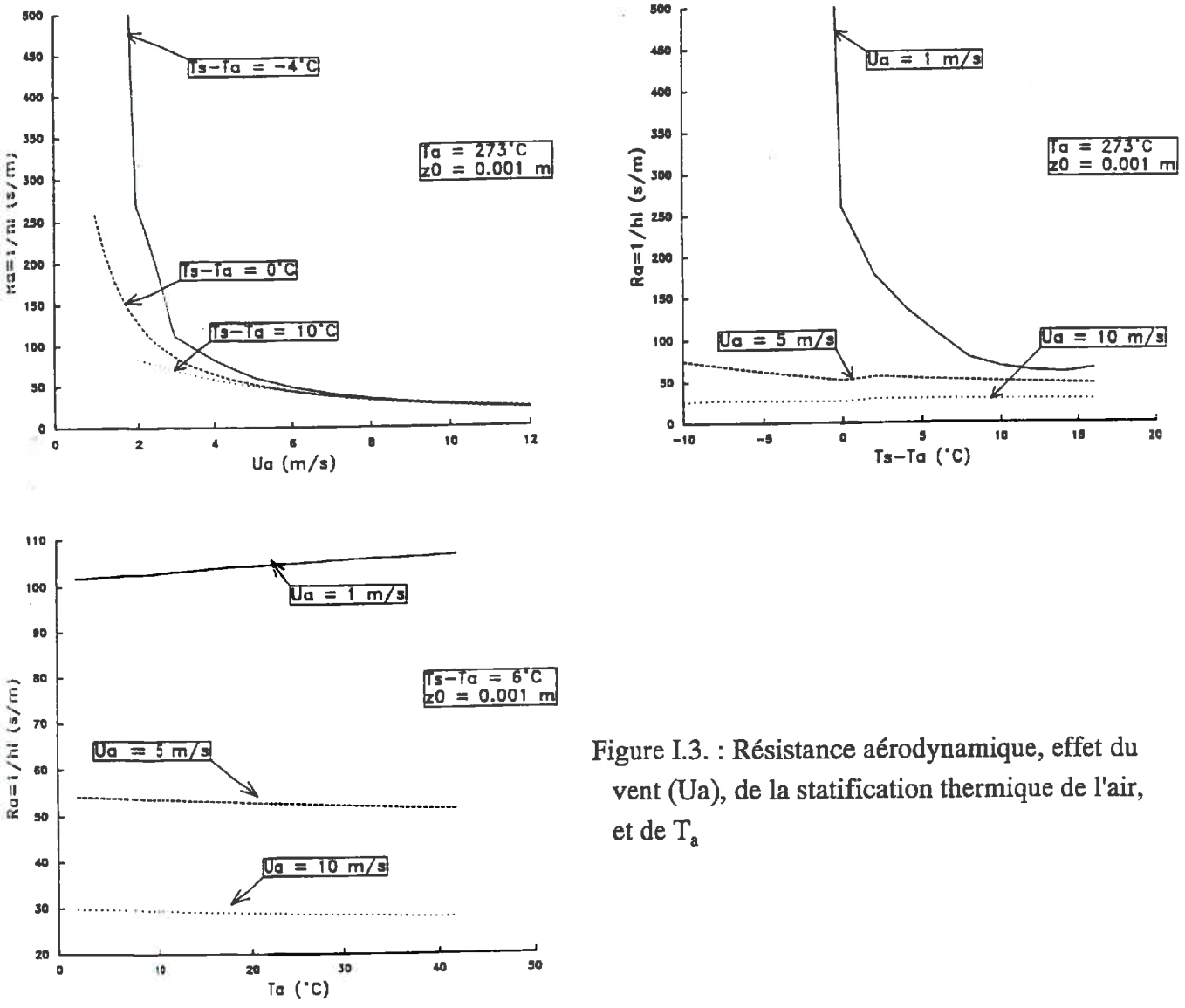


Figure I.3. : Résistance aérodynamique, effet du vent (Ua), de la statification thermique de l'air, et de T_a

modélisation	apports énergétiques	description de la masse d'air	variables de surface	paramètres de surface
- modèle analogique		T_a, Pv_a, U_a	T_s, Pv_s	z_0
- bilan d'énergie	Rg,Ra,G	T_a, U_a,	T_s	z_0,a,ε_s

L'utilisation de ces modèles pour l'estimation de l'évaporation requiert en particulier la connaissance de variables descriptives de la surface. Celles-ci doivent être, soient mesurées *in situ*, soient calculées par un autre modèle qui prend en compte le fonctionnement hydrique et thermique du sol.

1.2. Le système physique sol.

Nous présenterons de manière succincte les principales lois physiques qui sont mises en jeu dans le bilan hydrique du sol. Pour une présentation plus complète, il est possible de se référer aux travaux de *Récan, 1982, Camillo et al, 1983, Menenti, 1984, Passerat de Silans, 1986, Passerat de Silans et al 1989, Witono & Bruckler, 1989.* Pour le sol, nous adopterons la convention de signe suivante: l'axe vertical (axe des z) et les flux sont orientés positivement vers le bas.

1.2.1. Les transferts d'eau dans le sol.

L'eau se déplace dans le sol en phases liquide et gazeuse. Les transferts en phase liquide sont décrits par la loi de Darcy généralisée aux milieux non-saturés. Celle-ci s'écrit dans le cas des transferts monodimensionnels (dans ce travail nous n'aborderons que des systèmes physiques à transferts verticaux) par l'équation suivante :

$$\phi_l = -K\,\rho_e \cdot \frac{\partial \psi_T}{\partial z} \qquad \text{(I.14)}$$

où l'axe des z est orienté vers le bas et :

. ϕ_l est la densité de flux d'eau en phase liquide (kg m^{-2} t^{-1}).

. K est la conductivité hydraulique (m/s);

. ψ_T le potentiel hydrique total (m).

En toute rigueur, le potentiel hydrique est l'énergie libre de l'eau dans le sol. Dans la suite, nous entendrons par potentiel hydrique, la hauteur d'une colonne d'eau dont l'énergie potentielle serait égale à l'énergie libre de l'eau. Ceci revient en fait à diviser l'énergie libre par l'accélération de la pesanteur (g). Les deux principales composantes du potentiel hydrique total (ψ_T) sont: le potentiel matriciel (ψ) qui rend compte de l'énergie de liaison de l'eau et la matière solide (*Hillel, 1980*), et le potentiel gravitaire (nous négligeons le potentiel osmotique).

Les transferts d'eau en phase gazeuse sont décrits par la loi de Fick:

$$\phi_g = D \cdot \frac{\partial C_v}{\partial z} \qquad \text{(I.15)}$$

où l'axe des z est orienté vers le bas et :

. ϕ_g est la densité de flux d'eau en phase gazeuse (kg m^{-2} t^{-1});

. D le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans le sol (m^2/s);

. Cv la concentration de vapeur d'eau (kg/m^3).

En supposant que la vapeur d'eau est un gaz parfait, Cv peut être reliée à la pression partielle de vapeur d'eau par la relation :

$$Cv = PvM_{H2O}/RT \qquad \text{(I.16)}$$

où :

. Pv est la pression partielle de vapeur d'eau (Pa).

Sous hypothèse de validité de la loi de Kelvin pour la vapeur d'eau dans le sol, Pv dépend du potentiel matriciel ψ_m et de la température selon la relation :

$$Pv = P(T) \cdot \exp \frac{M_{H2O}\psi g}{RT} \qquad \text{(I.17)}$$

où :

- P(T) est la pression partielle de vapeur saturante à la température T.

Nous voyons donc que la description physique des flux d'eau dans le sol nécessite la connaissance :

- des coefficients de transfert K et D;

- des variables d'état ψ et T

en tout point du sol.

Une des principales difficultés rencontrées pour la modélisation des flux d'eau réside dans la détermination des coefficients de transfert K et D. Ceux-ci varient fortement d'un sol à l'autre (K essentiellement) ainsi qu'en fonction de son humidité et dans une moindre mesure, de sa température. Celle-ci joue néanmoins un rôle important dans les transferts d'eau en phase gazeuse, ce qui rend nécessaire la prise en compte des transferts de chaleur dans le sol, dont la formulation donnée pour la surface (Cf. I.1.1.3.) peut être appliquée pour tout le sol.

1.2.2. Les lois de conservation.

Conservation de l'énergie : la loi de conservation de l'énergie décrite dans le paragraphe I.1.1.1., s'applique également à tout volume de sol.

Conservation de la masse : dans un phénomène de transport faisant intervenir plusieurs constituants avec création ou disparition de masse (phénomène de changement de phase), l'équation de la conservation de la masse pour une phase d'un constituant i s'écrit :

$$\frac{\partial(\rho_i \theta_i)}{\partial t} = -\frac{\partial(\phi_i)}{\partial z} + I_i \qquad \text{(I.18)}$$

où

. ρ_i : masse volumique du constituant i (kg/m^3);
. θ_i : teneur volumique du constituant i (m^3/m^3);
. ϕ_i : densité de flux de masse du constituant i ($kg\ m^{-2}\ s^{-1}$);
. I_i : termes sources ou puits traduisant les changements de phase du constituant i ($kg\ m^{-3}\ s^{-1}$).

Dans le cas des transferts d'eau dans le sol, cette loi est appliquée aux phases liquide et gazeuse de l'eau.

Tableau I.1 : Principales hypothèses faites dans le modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur.

HYPOTHESES
Hypothèses sur le système physique
H1. Les flux sont mono-dimensionnels et verticaux.
H2. Il n'y pas de source ni de puits de masse ou de chaleur dans le sol.
H3. Le sol est non déformable. Nous nous plaçons dans le cadre classique et simplifié de la modélisation des transferts en milieu rigide.
Hypothèses sur les constituants
H4. L'eau est incompressible et chimiquement pure.
H5. La vapeur d'eau est assimilée à un gaz parfait (I.16).
H6. Les phases liquide et vapeur sont en équilibre thermodynamique. Ceci implique que l'humidité relative dans le sol est reliée au potentiel hydrique matriciel par la loi de Kelvin (I.17).
H7. La pression totale de la phase gazeuse dans le sol est constante et égale à la pression atmosphérique.
Hypothèses sur la nature des flux
H8. Les flux de vapeur d'eau sont décrits par la loi de Fick. Nous supposons donc, que les flux de vapeur d'eau liés à la convection sont négligeables.
H10. Le transport d'eau adsorbée engendré par le gradient thermique (*Kay et Groenvelt, 1974*) est négligé.

1.2.3. Equations des flux en régime transitoire.

Nous pouvons appliquer le bilan de masse de la teneur en eau et le bilan d'énergie pour un volume élémentaire de sol. En remplaçant les termes de flux par les lois de Darcy (I.14), de Fick (I.15) et de Fourier (I.9) et en faisant certaines hypothèses sur la description du système physique, sur les propriétés des constituants du sol et sur la nature des flux (tableau I.1), nous pouvons écrire:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(K\rho_e \cdot \frac{\partial \psi_T}{\partial z} + D \cdot \frac{\partial C_v}{\partial z} \right) \tag{I.19}$$

$$C \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(\lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial z} + LD \cdot \frac{\partial C_v}{\partial z} \right) \tag{I.20}$$

où :

. θ est la teneur en eau volumique (m^3/m^3);

. C est la capacité calorifique du sol ($J\ m^{-3}K^{-1}$).

Cv étant une fonction du potentiel matriciel ψ et de T et θ étant relié à ψ par la relation $\theta=f(\psi)$, les équations I.19 et I.20 peuvent s'écrire en fonction des dérivés partielles de ψ et T :

$$Cm \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(D_{hh} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial z} + D_{hT} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} + D_{lh} \right) \tag{I.21}$$

$$C \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(D_{Th} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial z} + D_{TT} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right) \tag{I.22}$$

où les coefficients sont décrits dans l'annexe I. Les équations I.21 et I.22 constituent un système de deux équations différentielles non linéaires à deux inconnues ψ et T. Celles-ci décrivent à la fois les transferts d'eau et de chaleur dans le sol. Nous avons là, les équations de base du modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur.

1.2.4 Mise en oeuvre du modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur et estimation de l'évaporation

La résolution du système non-linéaire d'équations différentielles du modèle mécaniste n'étant pas possible analytiquement, il est nécessaire de recourir à des techniques d'approximation numérique. On utilise en général les méthodes des différences finies ou des éléments finis. La résolution du système par ces techniques numériques requiert la connaissance des profils initiaux de température de potentiel ainsi que les évolutions des conditions aux limites. Ces dernières sont pour les transferts de chaleur (ϕ_q): le flux de chaleur ou la température, et pour les transferts d'eau (ϕ_{H20}): le potentiel hydrique ou le flux d'eau.

Le modèle calcule l'évolution au cours du temps des profils de potentiel hydrique (ψ_{tz}) et de température (T_{tz}). En combinant ces profils avec les caractéristiques physiques du sol, il est possible de calculer les flux d'eau et de chaleur sur l'ensemble du profil. Ceci est notamment vrai pour la surface, permettant ainsi d'accéder au calcul de l'évaporation.

1.3. Couplage du modèle mécaniste (sol) avec la modélisation des flux convectifs et du bilan d'énergie.

Nous avons vu que la modélisation de l'évaporation est possible si nous nous intéressons au fonctionnement physique du système "surface du sol-atmosphère" ou du sol. Toutefois, une complémentarité est apparue entre ces deux approches. D'une part, nous pouvons modéliser G et LE à partir des calculs des flux convectifs et du bilan d'énergie, si nous connaissons l'évolution temporelle d'au moins une des variables d'état de la surface, T_s ou ψ_s. D'autre part, le modèle mécaniste (sol) permet la modélisation de ces variables d'état si G et E sont connus.

Cette complémentarité constitue la base du couplage du modèle mécaniste (sol) avec la modélisation des flux convectifs et du bilan d'énergie, qui se fait en posant pour les conditions à la limite supérieure :

$$\phi_q = G = -Rn-LE-H \qquad (I.23)$$

$$\phi_{H20} = M_{H20}/(RT)\cdot h_l\cdot(Pv_s-Pv_a) \qquad (I.24)$$

En prenant les équations I.8 et I.10 pour calculer ϕ_q et ϕ_{H20}, nous devons connaître les variables climatiques Rg, Ra, Pv_a, T_a et Ua, les paramètres descriptifs de la surface (a, ε_s et z_0), ainsi que T_s et Pv_s. Ces deux dernières variables étant les résultats du modèle, un processus itératif est donc nécessaire (Figure I.4). Le schéma de fonctionnement d'ensemble

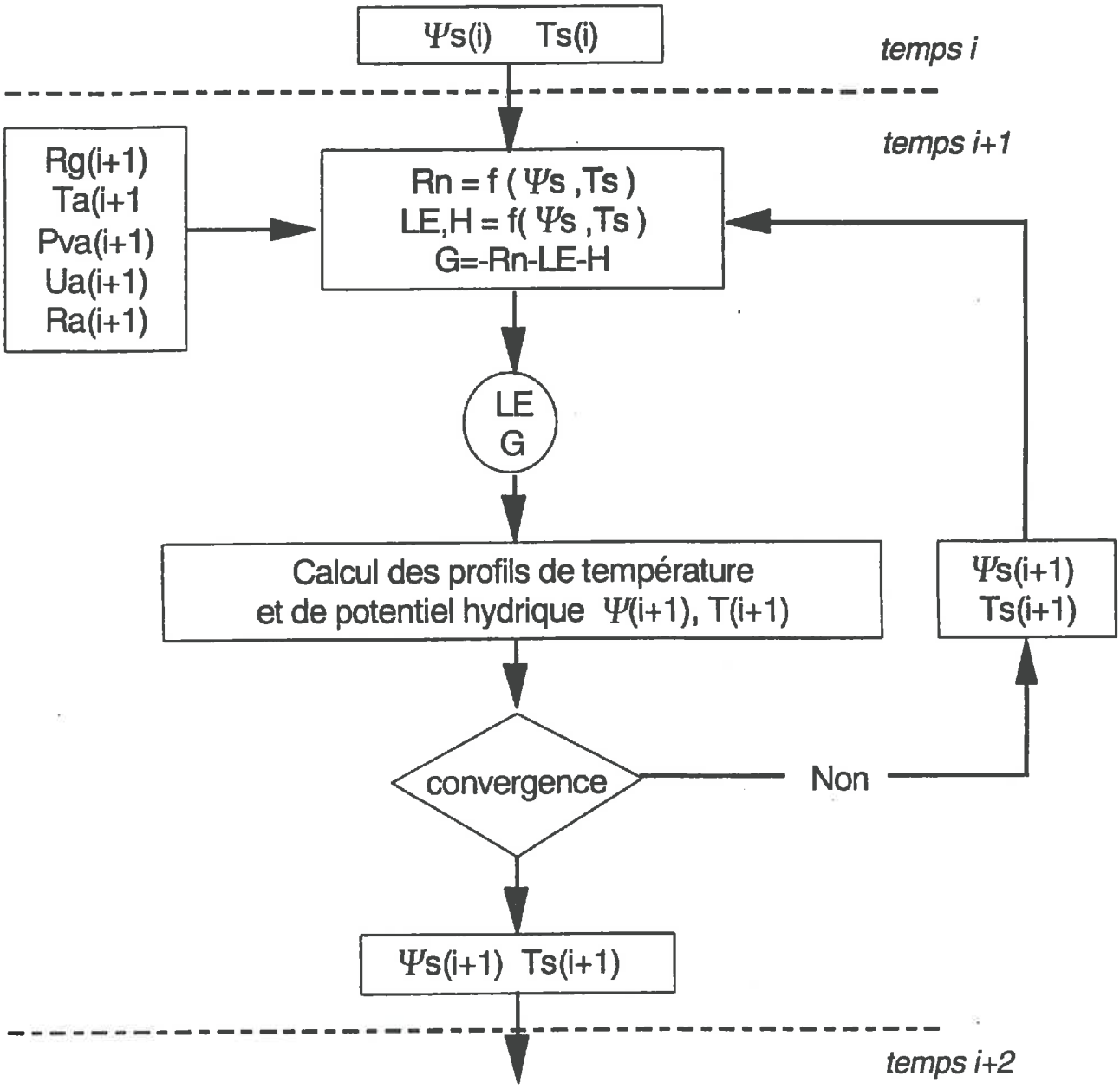


Figure I.4 : Organigramme simplifié du processus itératif pour l'introduction des conditions à la limite supérieure

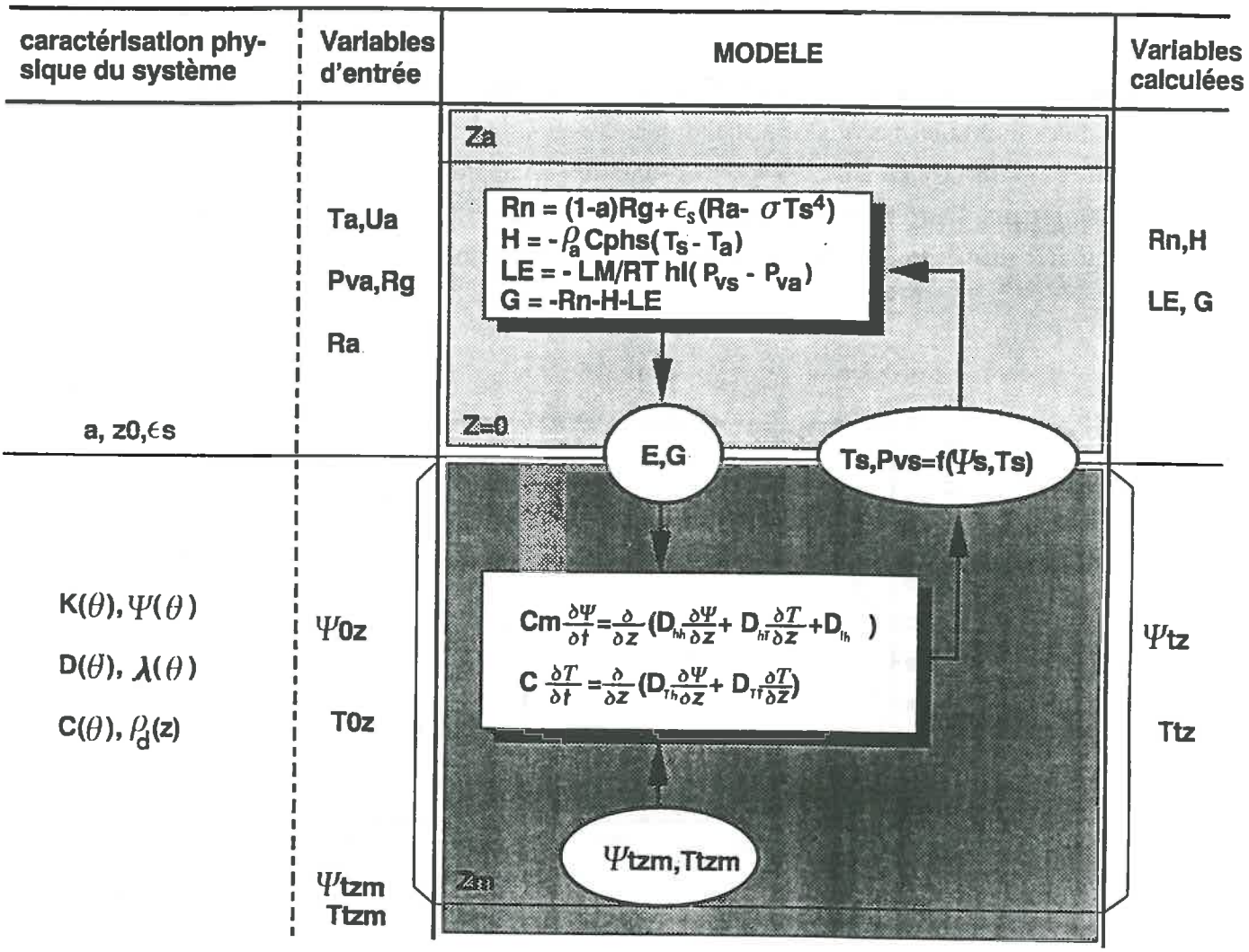


Figure I.5 : Description schématique du modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur.

du modèle mécaniste est présenté sur la figure (I.5). Nous avons notamment identifié sur celui-ci les caractéristiques physiques du système à connaître, les variables d'entrée et celles calculées par le modèle mécaniste.

L'utilisation du modèle mécaniste pour l'estimation de l'évaporation a été testée par de nombreux auteurs (*van Bavel & Hillel, 1976, Lascano & van Bavel, 1986, Witono 1988, Passerat de Silans et al., 1989*). Nous avons porté sur la figure I.6 une illustration de la qualité des résultats qu'il est possible d'atteindre par cette approche lorsque les propriétés physiques du sol sont connues. Toutefois, *Witono (1988)*, montre la sensibilité extrême du modèle mécaniste à la relation K(θ). Il met notamment en évidence qu'en extrapolant aux faibles humidités les modèles analytiques d'estimation de K(θ) tels que ceux de *Mualem, 1976* ou de *Van Genuchten, 1980*, le calcul de l'évaporation pouvait présenter des biais très importants. La relation K(θ) étant très délicate à déterminer en condition sèche, un calage du modèle mécaniste est nécessaire avant de l'utiliser comme simulateur de données.

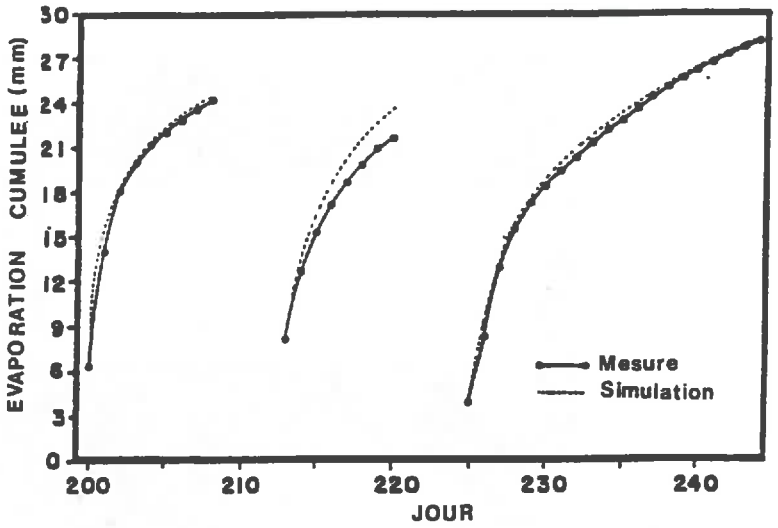


Figure I.6 : Comparaison entre les évaporations mesurées et calculées par un modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur (d'après *Lascano & Van Bavel, 1986*).

1.4. Conclusion.

Le modèle mécaniste dans sa version couplée avec la modélisation des flux convectifs et du bilan d'énergie permet de regrouper l'ensemble des principales lois physiques qui décrivent les transferts d'eau et de chaleur dans le sol et les basses couches atmosphériques. La composante

climatique de l'évaporation est prise en compte dans le calcul des conditions à la limite supérieure, tandis que la composante sol est modélisée par les transferts d'eau et de chaleur dans le sol. L'estimation de l'évaporation par le modèle mécaniste peut être très précise, mais son application pour un suivi de routine n'est pas encore opérationnelle. Les limites actuelles de ce modèle peuvent être regroupées en deux points qui sont d'importance inégale:

a) le modèle mécaniste décrit des phénomènes locaux. L'extension spatiale passe donc par une détermination des propriétés hydrodynamiques et thermiques du sol et des caractéristiques de surface. Celles-ci varient dans l'espace et dans le temps. De plus, certaines d'entre elles sont d'un accès très difficile ($K(\theta)$ par exemple).

b) le modèle mécaniste décrit des phénomènes instantanés. Ceux-ci présentent des variations rapides, ce qui nécessite de travailler avec des pas de temps courts. Une telle échelle de temps, associée à une résolution numérique des équations de transfert dans le sol, engendre des temps de calcul qui sont actuellement encore très importants.

Dans ce contexte, la modélisation simplifiée de l'évaporation apparaît comme une alternative nécessaire pour le suivi en routine de l'évaporation. Dans la perspective d'une mise au point de modèles simplifiés, nous pouvons nous interroger sur l'opportunité d'utiliser le modèle mécaniste comme simulateur de données.
En calculant à la fois l'évolution des variables d'état dans le sol et les termes du bilan d'énergie, le modèle mécaniste offre la possibilité de simuler à la fois les variables accessibles par télédétection (humidité de surface, température de surface) et l'évaporation. En ce qui concerne l'aptitude du modèle mécaniste à simuler des conditions différentes, nous considérons qu'il garantit une grande souplesse pour faire varier :

- les conditions climatiques qui sont caractérisées par des variables climatiques standards, donc très accessibles;
- les conditions hydriques, sous réserve que les propriétés hydrodynamiques soient bien connues sur l'ensemble de la gamme d'humidité simulée.

Par contre , la forte sensibilité du modèle mécaniste aux propriétés hydrodynamiques du sol, nous incite à effectuer un calage du modèle pour chaque sol. Ceci nous limite donc nécessairement à quelques cas et ne nous permet pas d'étudier de manière exhaustive la variabilité liée aux propriétés physiques du sol.

2. LES MODELES SIMPLIFIES D'ESTIMATION DE L'EVAPORATION DES SOLS NUS.

Dans ce chapitre, nous ne retiendrons que les modèles conçus pour le suivi de l'évaporation des sols nus. Ceux-ci diffèrent de la végétation par la nature des surfaces évaporantes et de leur processus de réalimentation en eau. Par exemple dans la transpiration des plantes, l'alimentation en eau des feuilles fait intervenir l'ensemble de la couche de sol colonisée par les racines, tandis que sur sol nu c'est avant tout les couches superficielles de sol qui auront une influence sur la réalimentation hydrique de la surface.

Nous distinguerons trois types de simplification:

- le premier regroupe la majorité des modèles simplifiés existants. Dans ceux-ci, le système physique sol est réduit à la couche de surface qui, par son dessèchement, agit sur la réduction de l'évaporation par rapport à la demande climatique. Plusieurs niveaux de simplification apparaissent allant de l'introduction d'hypothèses supplémentaires sur le système physique, tel qu'il est décrit dans le modèle mécaniste, à des relations empiriques;
- le second revient à simplifier la description du sol en le divisant en deux couches sur lesquelles nous appliquons un bilan hydrique;
- le dernier consiste à introduire dans le bilan d'énergie de surface, établi à l'échelle de temps journalière, une mesure instantanée de la température de surface.

Nous avons séparé ces trois voies de simplification dans cette présentation. Nous n'essaierons pas de donner les performances de chaque modèle qui sont établies sur des jeux de données difficilement comparables. De plus, la qualité d'un modèle doit aussi s'évaluer sur son domaine de validité qui est toujours difficile à établir à partir des seuls résultats donnés dans la littérature. Nous nous limiterons donc à présenter la formulation des différents modèles et les hypothèses faites.

2.1. L'évaporation est réduite par le dessèchement de la couche de surface.

Tous les modèles reposant sur ce mode de simplification s'inscrivent dans une formulation générale du type :

$$E_j/Ep_j=f(sol,climat)$$

Nous allons présenter dans la suite les différentes alternatives proposées dans les travaux existants pour la caractérisation du dessèchement de la surface. Nous suivrons une progression correspondant à une simplification croissante des modèles.

2.1.1. Le modèle de Penman-Monteith : L'évaporation est réduite par la diffusion de la vapeur d'eau dans le sol.

Les hypothèses de base sont les suivantes (*Perrier, 1975*) :

i) Lorsque le sol s'assèche, l'évaporation se fait au niveau d'un front qui s'enfonce au cours du temps (la couche de sol se trouvant entre le front d'évaporation et la surface est aussi appelée Mulch) (Figure I.7);

ii) la pression partielle de vapeur d'eau au niveau du front d'évaporation est saturante;

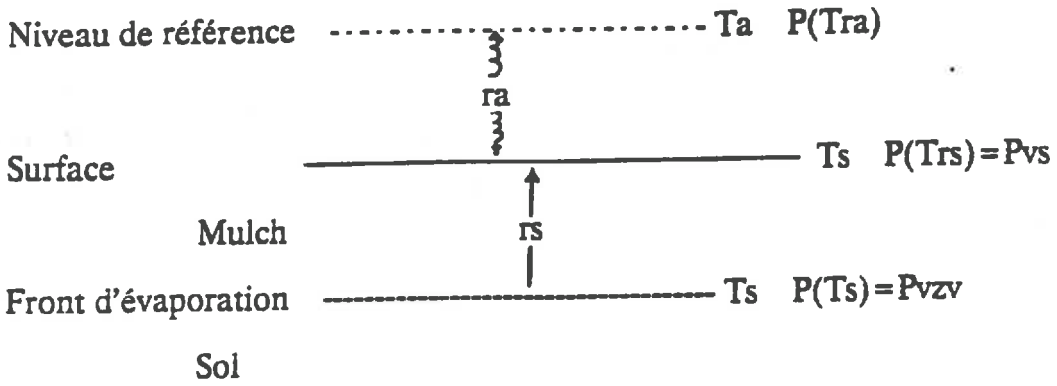


Figure I.7 : Description du système physique simplifié du modèle de Penman-Monteith

iii) Le transfert de la vapeur d'eau du front d'évaporation vers l'atmosphère est soumis à une résistance supplémentaire (la résistance du sol (r_s)) qui traduit le frein à la diffusion imposé par le sol entre le front d'évaporation et la surface du sol. Ceci peut s'écrire par la relation :

$$LE = - LM_{H20}/(RT)\cdot(Pvz_v - Pv_s) / r_s \qquad (I.25)$$

Pvz_v et Pv_s sont respectivement les pressions de vapeur d'eau au niveau du front d'évaporation et à la surface. L'écriture de LE sous la forme (I.25) suppose que le flux de vapeur d'eau dans le mulch soit conservatif.

Cette relation est ensuite introduite dans l'équation du bilan d'énergie qui est appliquée, soit au niveau de la surface (*Perrier, 1973, Perrier 1975, Camillo & Gurney, 1986, Brisson, 1989*)

soit au niveau du front d'évaporation (*Menenti, 1984*). Si, dans le cas du bilan d'énergie de surface, nous supposons de plus que :

iv) la couche de surface à travers laquelle se fait la diffusion de la vapeur d'eau est suffisamment mince pour être considérée homogène en température;

nous retrouvons la relation dite de Penman-Monteith (le détail des calculs est donné en annexe IV) :

$$LE = \frac{LEp}{1 + \gamma/(P'+\gamma)\cdot r_s/r_a} \qquad (I.26)$$

où :

- r_a est la résistance aérodynamique $(1/h_l)$ sm^{-1}.

La disponibilité de l'eau dans le sol est donc décrite par la résistance de surface r_s. Sa caractérisation a fait l'objet de nombreuses études. Il en ressort une grande hétérogénéité d'un travail à l'autre (Figure I.8). Diverses modélisations de r_s sont proposées :

$r_s = z_v/D$ (*Perrier 1987, Menenti, 1984*)

où D est le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans la couche superficielle de sol et z_v est la profondeur du front d'évaporation. On trouve également des formulations empiriques de r_s en fonction θ_s, qui est accessible par télédétection :

r_s (s cm^{-1}) $= 0.035\cdot(\theta sat/\theta)^{2.3}+0.335$ (*Shu Fen Sun, 1982*)
r_s (s m^{-1}) $= -8.05 + 41.4\cdot(\theta sat - \theta)$ (*Camillo & Gurney, 1986*)
r_s (s m^{-1}) $= 3.8113\cdot10^{4}\exp(-13.515\cdot\theta/\theta_{FC})$ (*Passerat de Silans, 1986*)

θ, θsat et θ_{FC} sont respectivement : l'humidité volumique, l'humidité volumique à saturation et à la capacité au champ de la couche 0-0.5 cm (Figure I.8).

Perrier (1975) étudie les propriétés d'un tel modèle et montre notamment qu'il existe une valeur seuil de r_s, appelée résistance critique r_c, au delà de laquelle toute augmentation de l'évaporation potentielle liée à une augmentation de la vitesse du vent ne se traduit pas par un accroissement de l'évaporation.

$$r_c \cong LM_{H2O}/RT\cdot\frac{(T_a - Tr_a)}{(Rn_*+G)}\cdot(P'+\gamma) \qquad (I.27)$$

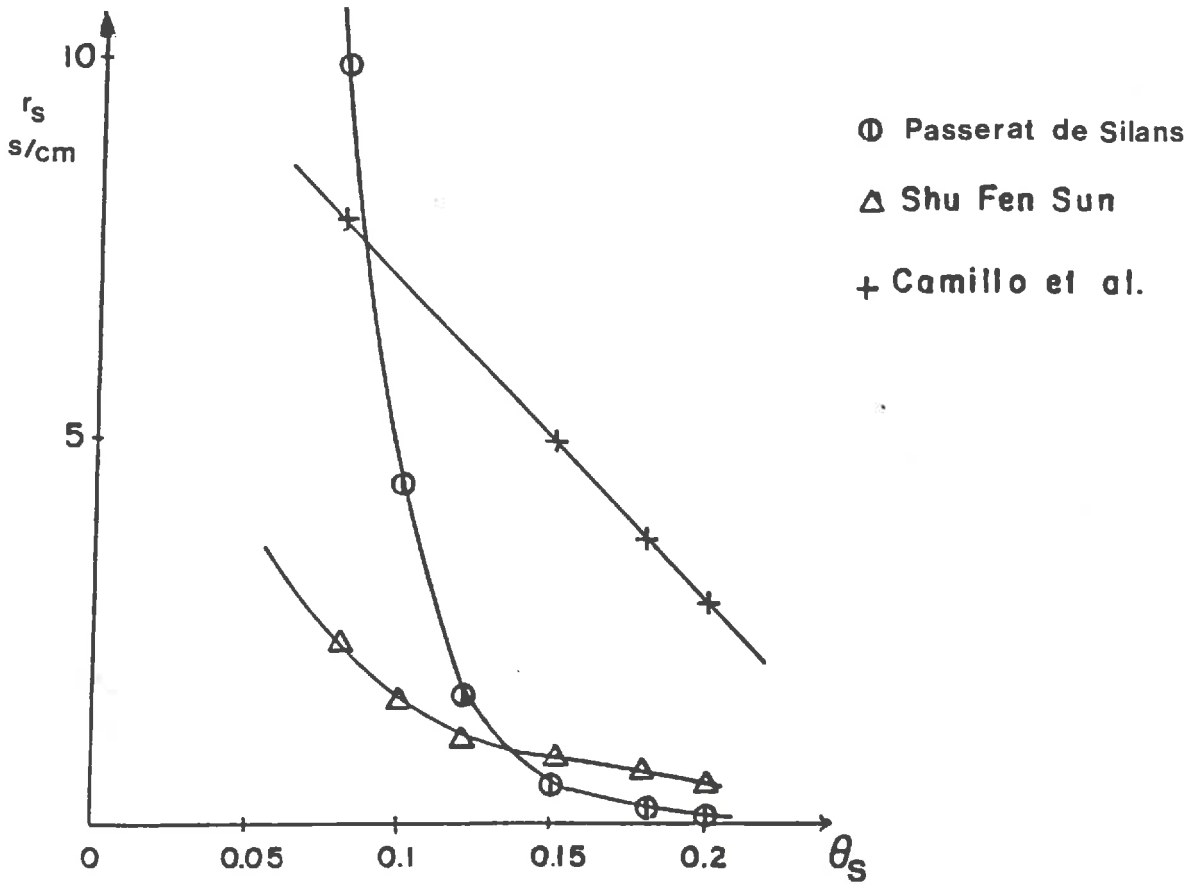


Figure I.8 : $r_s=f(\theta_s)$ (d'après *Passerat de Silans, 1986*).

où

. Rn_* est le rayonnement net climatique ($Rn_*=Rn-\varepsilon(T_a^4-T_s^4)$) ($w/m^2$);
. Tr_a est la température de rosée de l'air (°K).

Dans cette approche issue du bilan d'énergie, les calculs reviennent à déterminer la température de surface (Cf. annexe IV) qui résulte des échanges d'énergie entre le sol et l'atmosphère. Lorsque nous avons un sol ayant une résistance de surface voisine de la résistance critique, l'effet du vent sur le coefficient d'échange (Cf. I.1.1.3.) h_l est compensé par une diminution de la température de surface. En effet, cette diminution atténue l'instabilité thermique (en période diurne), réduisant ainsi h_l. De plus, cette baisse de température contribue à abaisser la pression partielle de vapeur d'eau à la surface. Cet exemple montre bien que la réduction de l'évaporation par rapport à la demande climatique n'est pas uniquement liée au dessèchement de la surface mais dépend également des conditions climatiques.

Lorsque le mulch n'est pas isotherme, *Perrier, 1973* retrouve une expression voisine de (I.26), mais dans laquelle r_s est remplacé par un terme (R_s) qui dépend non seulement du coefficient de diffusion gazeuse dans le mulch, mais aussi de sa conductivité thermique. Cette dernière étant une fonction de l'humidité du sol, la prise en compte des gradients thermiques ne modifie pas le bien fondé d'une relation du type $R_s=f(\theta_s)$.

2.1.2. L'évaporation est réduite par la rétention d'eau en surface.

Lorsque l'eau est retenue par la matrice solide, nous avons une diminution de la pression de la vapeur d'eau en équilibre avec la phase liquide. Le rapport des pressions de vapeur d'eau en équilibre entre une surface d'eau libre et une surface d'eau liée au sol (e), s'écrit pour une température donnée :

$$e = \exp\left(M_{h20}g/(RT)\,\psi\right) \qquad \text{(I.28)}$$

où :

- ψ est le potentiel hydrique matriciel (m).

Nous pouvons alors écrire le flux de chaleur latente de la manière suivante :

$$LE = -(e_s \cdot P(Ts)-P(Tra))/r_a \qquad \text{(I.29)}$$

P(Ts) et P(Tra) sont les pressions de vapeur saturante à la température de surface du sol et à la température de l'air. Dans ce cas la disponibilité de l'eau pour l'évaporation est paramétrée par 'e_s'. *Perrier, 1975*, montre qu'en introduisant la relation (I.29) dans l'équation du bilan d'énergie, il est possible d'écrire l'évaporation de la manière suivante :

$$E = A \cdot Ep + B \qquad \text{(I.30)}$$

Barton, 1979 et Passerat de Silans, 1986 établissent des relations expérimentales entre e et l'humidité volumique des 5 premiers millimètres de sol. *Perrier (1975)* montre qu'il existe, comme dans le cas du modèle à résistance de surface décrit dans le paragraphe précédent, une humidité relative critique e_c ($e_c \cong 0.5$) en dessous de laquelle l'évaporation n'augmente plus avec la vitesse du vent.

2.1.3. La réduction de l'évaporation est caractérisée par l'humidité de surface.

Nous avons vu avec les deux exemples précédents, que r_s ou e_s peuvent être décrits par des relations empiriques en fonction de l'humidité de la couche de surface. Certains auteurs (*Deardorff, 1977, Johns, 1982*) mettent directement en relation E_j/Ep_j et θ_s à l'aide de lois empiriques, sans passer par la simplification du système physique telle qu'elle a été pratiquée précédemment. A titre d'exemple, nous pouvons donner le formalisme de *Deardorff, 1977*:

$$E = f(\theta_s)\cdot Ep \qquad (I.31)$$

avec : θ_s humidité volumique de la couche superficielle,

$$f(\theta_s) = 1 \qquad \text{si } \theta_s > 0.75\cdot\theta_{FC} \qquad (I.32)$$

$$f(\theta_s) = \theta_s/(0.75\cdot\theta_{FC}) \qquad \text{si } \theta_s < 0.75\cdot\theta_{FC} \qquad (I.33)$$

θ_{FC} est l'humidité volumique à la capacité au champ qui peut s'exprimer par la relation donnée par *Schmugge, 1980* :

$$\theta_{FC} = 25.1 - 0.21\ (\%\text{sable}) + 0.22\cdot(\%\text{argile}) \qquad (I.34)$$

Deardorff, 1977 n'aborde pas les possibles variations de $f(\theta_s)$ en fonction du sol ou du climat. Cela sous entend que θ_{FC} est un bon indicateur des différences de comportement entre les sols par rapport à l'évaporation.

Dans la mesure où l'albédo dépend de θ_s, nous pouvons également inclure dans les modèles empiriques de la forme $E_j/Ep_j=f(\theta_s)$ l'approche de *Idso et al., 1974*. Ils montrent que l'évolution de l'albédo peut être décrite en trois phases. Lorsque le sol est humide, l'albédo est à son minimum (a_h). Puis au cours de la phase de dessèchement, il passe progressivement de a_h à la valeur maximale (a_s). Les auteurs suggèrent d'associer cette évolution de l'albédo pour distinguer les trois phases de l'évaporation. *Idso et al, 1979,* puis *Novak & Black, 1982,* reprennent cette suggestion pour modéliser l'évaporation. Ils définissent le rapport β:

$$\beta = \frac{a_s - a}{a_s - a_h} \qquad (I.35)$$

a étant l'albédo de la surface dont on cherche à estimer l'évaporation. L'évaporation s'écrit alors :

$$LE_j = [\delta+(1-\delta)\cdot\beta]\cdot[S_{Nj}+1.56L_{Nj}+C] \quad (I.36)$$

où

- δ est un paramètre qui caractérise l'évaporation résiduelle de la phase III;
- S_{Nj} et L_{Nj} sont les rayonnements nets dans les courtes et les grandes longueurs d'onde. La valeur 1.56, correspond à une valeur calée pour site donné;
- C est un paramètre qui dépend de la zone climatique et qui intègre en fait la part convective de la demande évaporative (deux valeurs de C sont données pour deux sites différents : 7 et 76 w/m2).

Le second terme du produit de l'équation (I.36) ne serait en fait qu'un mode de calcul de l'évaporation potentielle. Les auteurs montrent que pour un sol, δ varie de 0.34 à 0.75 en fonction de la densité de l'horizon de surface et de sa structure.

2.1.4 La réduction de l'évaporation est caractérisée par $\sum Ep$.

Au cours d'une séquence d'évaporation délimitée par deux épisodes pluvieux, le dessèchement du sol est d'autant plus rapide que la demande évaporative est forte. Il est donc relativement naturel d'associer à l'évolution de l'humidité de surface l'évaporation potentielle cumulée (*Vernet, 1963, Perrier, 1973, Boesten & Stroosnijder, 1986, Brisson & Perrier, 1991*). Par exemple, *Boesten & Stroosnijder, 1986*, proposent un modèle simple n'ayant qu'un paramètre caractéristique du sol. Le modèle s'écrit de la manière suivante :

$$\sum E_j = \sum Ep_j \quad \text{pour } \sum Ep_j \le \beta^2 \quad (I.37)$$

$$\sum E_j = \beta\cdot(\sum Ep_j)^{1/2} \quad \text{pour } \sum Ep_j > \beta^2 \quad (I.38)$$

Dans ce modèle, la durée de la phase I et la rapidité de la diminution de l'évaporation par rapport à la demande évaporative ne sont décrites que par un paramètre unique β donné pour un sol. *Boesten et Stroosnijder (1986)* trouvent comme valeurs de β : 3.4 $mm^{-1/2}$ pour un sable limoneux et 1.7 pour un limon sableux. Ils montrent également que pour le sable limoneux, la valeur de β ne varie que de 10% lorsque l'évaporation potentielle varie de 4 à 16 mm/j, ce qui laisse penser à une relative constance de β pour un sol donné.

2.1.5. La réduction de l'évaporation est une fonction du temps.

Si dans les modèles du paragraphe précédent nous supposons de plus que la demande climatique est constante, nous pouvons substituer $\sum Ep$ par le temps (*Vernet, 1963, Ritchie,*

1972, Stroosnijder & Kone, 1982). Nous pouvons avoir la formulation suivante (*Ritchie, 1972*) :

$$\sum E = \sum Ep \qquad \text{pour } t<t_1 \tag{I.39}$$

$$\sum E = E_1 + \alpha\cdot(t-t_1)^{1/2} \quad \text{pour } t>t_1 \tag{I.40}$$

où :

- E_1 est la valeur de l'évaporation cumulée à la fin de la phase I (mm);
- t_1 est la durée de la phase I (j).

Dans un tel modèle, les paramètres E_1 et α ont des domaines de validité réduit à un sol et pour un niveau de demande climatique (*Bond & Wallis, 1970, Jackson et al. , 1976, Van Bavel et Hillel, 1976, Gill & Prihar, 1983*).

2.2. Description simplifiée du sol : Le modèle bi-couche de bilan hydrique

Dans le modèle mécaniste (Cf. I.1), la discrétisation du sol dépend du maillage retenu pour la résolution numérique du système d'équations (I.21 et I.22). Lorsque le sol est assimilé à un système physique mono-dimensionnel, on le divise en général en plusieurs dizaines de couches. Pour simplifier cette description du sol, *Bernard et al., 1986,* ne considèrent plus que deux couches d'humidité volumique moyenne θ_1 et θ_2 (Figure I.9). Pour décrire les échanges entre les couches, les auteurs introduisent un coefficient de diffusivité de l'eau $C(\theta_1,\theta_2)$ ce qui permet d'écrire, s'il n'y a pas d'apports d'eau externes, le bilan de masse de la couche de surface de la manière suivante :

$$\frac{\partial\theta_1}{\partial t} = -\frac{E_j}{z_1} + C(\theta_1,\theta_2)\cdot(\theta_2(t)-\theta_1(t)) \tag{I.41}$$

Si nous connaissons $\theta_1(t)$, $\theta_2(t)$ et $C(\theta_1,\theta_2)$ il devient alors possible de calculer E_j. Ce modèle nécessite toutefois de connaître $C(\theta_1,\theta_2)$ qui est un coefficient de diffusion lié à la conductivité hydraulique du sol. Cette approche simplifiée ne contourne donc pas la principale difficulté de l'estimation de l'évaporation par l'approche mécaniste du bilan hydrique qui est l'estimation de K (Cf. I.1.2.1.). La mise en oeuvre opérationnelle d'un modèle bicouche risque donc de soulever les mêmes problèmes que ceux de l'approche mécaniste de bilan hydrique.

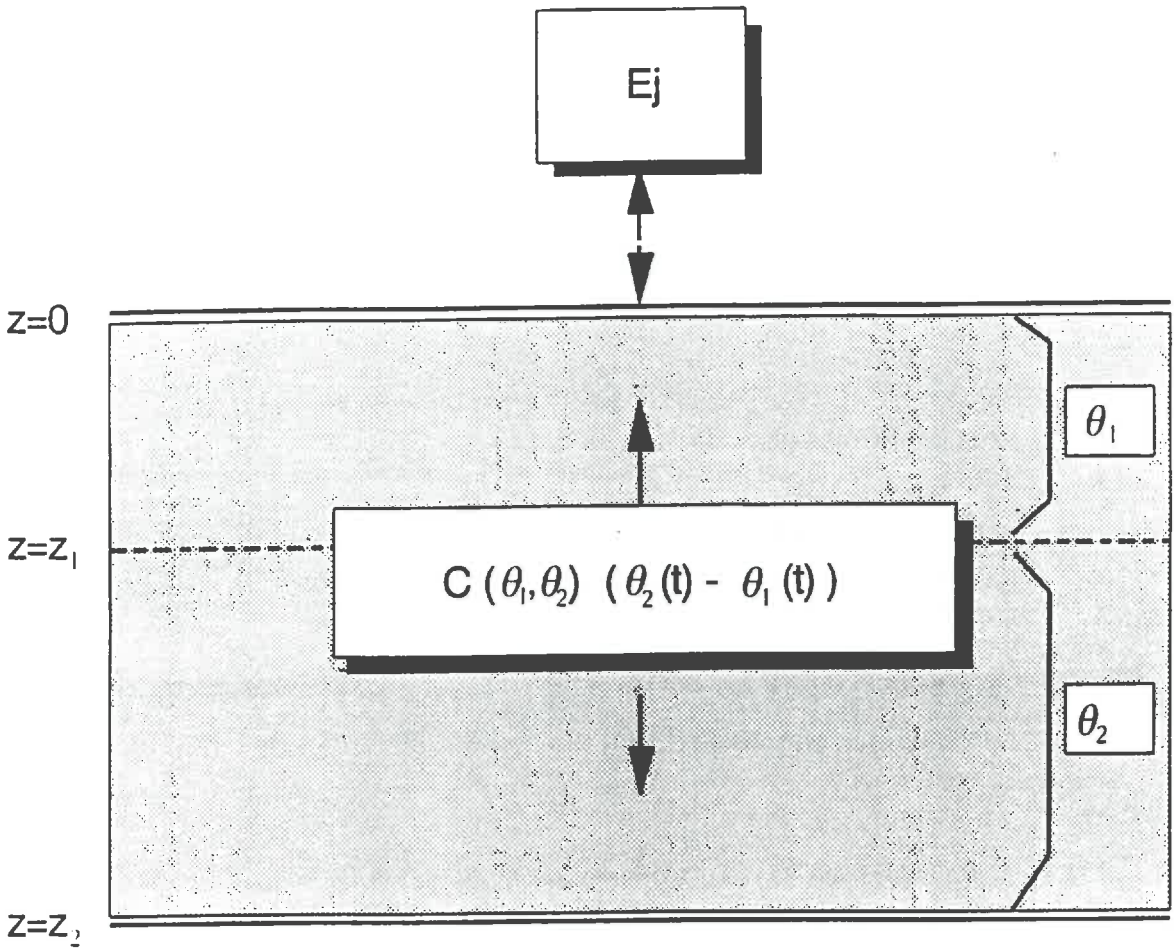


Figure I.9 : Description du système physique du modèle du modèle bi-couche de bilan hydrique

Dans les modèles bi-couches de bilan hydrique, nous pouvons également citer l'approche de *Deardorff, 1977*, qui a conçu son modèle par analogie avec le comportement thermique d'un sol nu développé par *Bhumralkar, 1975*.

2.3. Introduction de l'écart de température T_s-T_a instantané dans le bilan d'énergie journalier de la surface

C'est probablement la forme de modèle la plus étudiée au cours des quinze dernières années (*Jackson et al, 1977, Seguin et al, 1982, Récan, 1982, Itier & Riou, 1982, Vidal & Perrier, 1989, Carlson & Buffum, 1989, Lagouarde, 1990*). Ce succès est dû à la disponibilité en mode opérationnel de la mesure de T_s à partir de satellites. Cette approche a surtout été abordée dans le cas des sols couverts. Nous rappelons toutefois que les fondements physiques (équation du bilan d'énergie) sur lesquelles s'appuient les modèles présentés ci-dessous restent valables dans le cas des sols nus.

Si toutes les variables climatiques sont connues, l'équation du bilan d'énergie à la surface (Cf. I.1.1.1.) nous donne une équation à 2 inconnues T_s et Pv_s. Cette équation peut donc être résolue si nous connaissons T_s. C'est à partir de cette base théorique qu'ont été développés les modèles simplifiés reposant sur cette mesure. Comme il était raisonnable de n'envisager qu'une à 2 mesures par jour, le problème était donc d'intégrer dans un même modèle des mesures instantanées de température et des valeurs journalières de flux, tels que Rnj, Gj ou LEj.

2.3.1 démarche théorique.

Nous pouvons écrire le bilan d'énergie instantané de la manière suivante :

$$Rn(t) + G(t) + LE(t) + H(t) = 0 \qquad (I.42)$$

Le flux de chaleur sensible peut également s'écrire (Cf. I.1.1.3.):

$$H(t) = -\rho_a Cp\, h_S(T,\delta T,Ua,z_0)\cdot(T_s-T_a) \qquad (I.43)$$

Une mesure instantanée de Ts nous permet donc d'accéder à l'estimation instantanée du flux de chaleur sensible. Nous pouvons également intégrer sur une journée les différents termes du bilan d'énergie ce qui donne l'équation :

$$Rn_j + G_j + LE_j + H_j = 0 \qquad (I.44)$$

Si nous supposons connues les valeurs de Rn_j, G_j et H(t) au moment de la mesure de T_s et si nous recherchons LE_j, le problème est donc de connaître une relation entre H(t) et H_j. A partir de données expérimentales, *Itier & Riou, 1982*, montrent que :

$$H_j / Rn_j \cong H_{13h} / Rn_{13h} \qquad (I.45)$$

où l'indice 13h indique que les flux sont les valeurs instantanées mesurées aux environs du maximum thermique journalier, soit aux alentours de 13h heure solaire.

On obtient donc en combinant (I.43), (I.44) et (I.45) :

$$Rn_j+LE_j+G_j = \rho_a Cp\cdot h_s(T,\delta T,Ua,z_0)\cdot(T_s-T_a)_{13h}\cdot Rn_j/Rn_{13h} \qquad (I.46)$$

Vidal & Perrier, 1989, définissent un terme Di qui permet de généraliser l'approche dans le cas ou la relation (I.45) n'est pas satisfaite :

$$Di = H_j / Rn_j - H_{13h} / Rn_{13h} \qquad (I.47)$$

En prenant en compte le terme Di, la relation (I.46) devient :

$$Rn_j+LE_j+G_j = \rho_a Cp \cdot h_s(T,\delta T,Ua,z_0)\cdot(T_s-T_a)_{13h}\cdot Rn_j/Rn_{13h}-DiRn_j \qquad (I.48)$$

Des relations semi-empiriques expérimentales ont par ailleurs été établies (*Jackson et al 1977, Seguin et al, 1982*). Celles-ci s'expriment sous la forme :

$$Rn_j + LE_j + G_j = A + B\cdot(T_s-T_a)_{13h} \qquad (I.49)$$

D'après l'analyse précédente, les paramètres A et B peuvent s'écrire pour un ensemble de données journalières:

$$A = \overline{DiRn_j}$$

$$B = \frac{}{\rho_a Cph_s(T,\delta T,Ua,z_0)Rn_j/Rn_{13h}}$$

Nous pouvons remarquer dans cette formulation simplifiée l'apparition d'une constante (A) dans le bilan d'énergie (I.49) qui provient du passage d'une valeur intégrée sur la journée du flux de chaleur sensible à une valeur instantanée. Le paramètre de pente dépend quant à lui du coefficient d'échange $h_s(T,\delta T,Ua,z_0)$ et du rapport Rn_j/Rn_{13h} qui rend à nouveau compte du passage d'un flux intégré à un flux instantané.

2.3.2 analyse des paramètres A et B.

De nombreuses analyses ont été faites sur les paramètres A et B. *Seguin & Itier, 1983*, ont étudié la pente (paramètre B) de la relation (I.49). Ils montrent qu'il est nécessaire de dissocier les cas où l'air est stable, de ceux ou l'air est instable (pente forte). Lorsque l'instabilité est forte ($|Ri|>0.015$, Ri étant le nombre de Richardson), les variations de $h_s(T,\delta T,Ua,z_0)$ liées au vent deviennent négligeables. D'autre part, les auteurs considèrent que l'on peut définir 3 ou 4 grandes classes de rugosité correspondant à des grands types de couvert au sein desquels le terme B est insensible à la rugosité aérodynamique (z_0). Pour affiner la connaissance de la valeur de B, *Riou et al, 1988, Lagouarde, 1990*, proposent par une approche théorique, des expressions de B en fonction de de z_0.

Vidal & Perrier, 1989, montrent que dans le cas d'une culture irriguée le terme A dépend des apports d'eau. A devient proche de 0 lorsque ceux-ci sont importants. Ils redéfinissent le terme de pente B en introduisant une résistance r_0 du couvert. Celle-ci permet de prendre en compte la différence entre la température radiative du couvert et la température de l'air au sommet de la végétation. Les auteurs montrent que le terme B est alors relativement constant pour un type de culture.

Carlson & Buffum, 1989, font une étude sur les paramètres B et n de la relation (I.50) à partir de données générées par un modèle à couche limite planétaire (*Taconet et al., 1986*).

$$Rn_j + LE_j = B \cdot (Ts-Ta)^{n}_{13h} \qquad (I.50)$$

Ils montrent que le paramètres B dépend pour les sols nus, de la vitesse du vent avec des variations de l'ordre de 50% quand le vent passe de 1 m/s à 9 m/s. Par contre, n reste dans une gamme réduite de valeurs centrées sur 1. Ceci appuierait le choix d'une forme linéaire des modèles en Ts-Ta dans le cas des sols nus.

2.3.3. Autres formes de modèle.

Nous pouvons également citer quelques variantes du modèle précédent. Celles-ci ne sont pas issues d'une simplification des propriétés physiques telle qu'elle a été pratiquée ci dessus. Dans ces variantes, les auteurs essaient, par des formulations empiriques, d'assembler au mieux les variables journalières et instantanées.

$$E_j = Ep_j - B \cdot (Ts-T_{s0})_{13h} \qquad \textit{Nieuwenhuis et al., 1985} \qquad (I.51)$$

où T_{s0} est la température d'une surface de référence en permanence bien irriguée.

$$LE_j/Rn_j = A + B \cdot (Ts-Ta)_{13h} \quad \textit{André et al., 1988} \qquad (I.52)$$

2.4. Conclusion et choix des modèles simplifiés.

2.4.1. bilan sur les modèles simplifiés

Les différentes voies de simplification conduisent à deux groupes de modèles de conception différente. Nous avons d'une part les modèles que nous appelerons dans la suite "modèle physique simplifié" (Cf. I.2.1.1, I.2.1.2, I.2.2, I.2.3). Ceux-ci sont issus de l'application des lois physiques décrites dans le premier chapitre, soit en simplifiant le système physique sur lequel elles s'appliquent, soit en les intégrant dans le temps. D'autre part, nous avons des modèles statistiques (Cf. I.2.1.3, I.2.1.4, I.2.1.5) qui ont recours à des relations dont les paramètres ne sont accessibles que par un ajustement à partir de données expérimentales.

Tous les modèles font intervenir des paramètres qui dépendent du type de sol sans qu'il existe de méthodes simples pour les estimer à partir d'informations standards sur le sol. Celui-ci est dans la plupart des cas décrit par sa texture *(Ritchie, 1972 ou Schmugge, 1980)*. Par contre, l'effet de la structure du sol, notamment celle de la couche de surface qui évolue au cours du temps, n'est que très rarement mentionné. Or il apparait dans l'analyse physique de l'évaporation (Cf. I.1.), que les propriétés hydrodynamiques, qui sont par ailleurs fortement influencées par la structure du sol, ont un effet important. Ne réduire l'influence du sol qu'à sa seule texture risque donc d'amener des erreurs importantes sur l'estimation de l'évaporation.
Les modèles en T_s-T_a (cf. I.2.3.) sont les seuls à ne pas dépendre du sol. Une telle propriété constitue pour ces modèles un avantage indéniable par rapport aux autres approches en prévision d'une application opérationnelle.

Les modèles statistiques fonctionnent tous au pas de temps journalier ce qui reflète bien les préoccupations des utilisateurs demandeurs d'une information sur l'évaporation. Par contre, avec les modèles physiques simplifiés, les équations conservent leur caractère instantané. Comme nous nous sommes fixés au début de ce travail de n'avoir qu'une mesure obtenue par télédétection par jour, nous devons adapter les formes existantes des modèles au pas de temps journalier. Cette démarche est illustrée avec les modèles en (T_s-T_a) (Cf. I.2.3). Nous avons vu dans ce cas, qu'un passage d'une forme instantanée à une forme intégrée du bilan d'énergie induisait l'introduction de nouveaux paramètres, dont la signification est en grande partie liée à la représentativité journalière d'une mesure instantanée de T_s par rapport aux flux journaliers.

2.3.2. Choix des modèles simplifiés.

Dans notre choix, nous devons privilégier les approches physiques simplifiées. En effet une base physique d'un modèle présente de nombreux avantages :

- elle permet de donner une signification physique aux paramètres. Celle-ci ouvre la possibilité de les prévoir de manière tout à fait indépendante des mesures d'évaporation. Ainsi, il est possible d'étendre le domaine d'application du modèle à un grand nombre de situations.

- elle offre une possibilité d'amélioration lorsque certaines hypothèses simplificatrices peuvent être levées par des informations complémentaires.

<u>* cas où l'information de surface est Ts.</u>

Dans le cas de la mesure de la température de surface, la forme du modèle à choisir nous est donnée par la littérature :

$$Rn_j + LE_j + G_j = A + B\cdot(Ts-Ta)_i \qquad (I.53)$$

<u>* cas où l'information de surface est l'humidité de surface</u>

Les approches physiques simplifiées dans lesquelles l'intégration d'une information telle que l'humidité de surface (θ_s) peuvent être :

i) un modèle bicouche de bilan hydrique (Cf I.2.2.);
ii) le modèle à résistance de surface de *Penman-Monteith* (Cf. I.2.1.1.);
iii) ou un modèle s'écrivant :

$$LE(t)= LM_{h20}/RT\cdot h_l\cdot[e\{\theta_s(t)\}\cdot P\{Ts(t)\} - Pva\ (t)] \qquad (I.54)$$

La première voie, i), risque fort de répercuter les problèmes de détermination de la conductivité hydraulique que nous ne souhaitons pas aborder dans ce travail.

En ce qui concerne la troisième voie, iii), la variabilité des gradients hydriques que l'on rencontre au voisinage de la surface (Cf. *Bruckler & Witono, 1989*), risque probablement de se répercuter par des relations non-univoques entre l'humidité relative à la surface (e) et θ_s. Nous ne retiendrons donc pas cette voie.

La deuxième voie ii) peut convenir si nous exprimons la résistance r_s en fonction de θ_s. Une telle approche est surtout intéressante si nous arrivons à établir une relation univoque pour un sol donné entre r_s et θ_s. Si tel n'était pas le cas, nous risquons de nous retrouver avec un modèle de type statistique. Dans ce cas, nous développerons des relations statistiques entre E_j/Ep_j et θ_{0-5}. Si nous nous référons à l'analyse faite dans ce chapitre, la forme la plus générale des modèles d'évaporation utilisant une information sur l'humidité de surface s'écrit :

$$E/Ep = f(\theta_s, \text{paramètres sol, climat}) \qquad (I.55)$$

L'introduction de θ_s dans ces modèles fait intervenir à chaque fois une relation statistique : $r_s=f_{rs}(\theta_s)$ ou f (équation I.55). Afin de bien cerner leur domaine de validité, il convient donc de les étudier sur un jeu de données couvrant une grande variété de sols, de conditions hydriques et de sollicitations climatiques.

DEUXIEME PARTIE

MATERIELS ET METHODES

1. ACQUISITION DES JEUX DE DONNEES POUR LA MISE AU POINT DES MODELES SIMPLIFIES : calage et validation du modèle mécaniste - simulation

Introduction.

Les modèles simplifiés, que nous développerons dans la troisième partie, devront pouvoir intégrer des mesures de l'état de surface faites par télédétection. Ces modèles sont destinés à être utilisés sur de grandes surfaces qui présenteront nécessairement une variabilité de sol, de conditions hydriques et devront pouvoir être mis en oeuvre sous différentes conditions climatiques. Le succès de ces modèles est donc tributaire de leur aptitude à couvrir cette diversité de situations. L'analyse bibliographique faite dans la première partie montre à quel point les données servant à la mise au point des modèles simplifiés, sont déterminantes pour la définition de leur domaine de validité.

En nous limitant aux seules données expérimentales, nous aurions probablement une couverture très partielle des situations possibles. Nous avons donc annoncé, en introduction à ce travail, notre intention d'utiliser le modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur comme simulateur de données. Nous avons vu dans la première partie que ce modèle mécaniste présentait une grande souplesse pour faire varier les conditions hydriques et climatiques. Par contre, il est très sensible aux propriétés hydrodynamiques et une phase de calage est nécessaire pour pouvoir simuler l'évaporation en condition sèche (*Witono, 1988*). Nous avons donc choisi trois sols qui présentent des comportements hydriques contrastés.

L'acquisition des jeux de données s'est faite en trois phases :

- une première phase visant à caler et à valider le modèle mécaniste. Pour des raisons de disponibilité de mesure, le calage s'est fait uniquement sur la partie sol du modèle mécaniste (Cf. I.1.2.), en prenant comme condition à la limite supérieure le potentiel (ψ_s) et la température (T_s) de surface. Pour la mise en oeuvre du modèle mécaniste, son calage et sa validation, une expérience a été réalisée pour chaque sol;
- une seconde phase avec la simulation des données par le modèle mécaniste qui est utilisé dans sa version couplée avec le bilan d'énergie et les transferts convectifs. Nous avons employé pour ces deux premières phases, un logiciel développé et testé en 1984 par le laboratoire INRA de Physique du sol d'Avignon (*Bruckler et al., 1988a*).
- Enfin une dernière phase expérimentale servant à la validation des modèles simplifiés qui auront été conçus à partir des données simulées.

1.1. Les expérimentations.

1.1.1 Description des sites expérimentaux.

Les expériences ont été réalisées sur trois sites (Poirson, Vignères et Collias) au cours des années 1988, 1989 et 1990. Ces trois sites diffèrent essentiellement par la texture du sol (classes texturales tirées du triangle GEPPA, *Henin et al.*, 1969) et présentent des propriétés hydrodynamiques très contrastées.

Le site de Poirson, situé sur le domaine St Paul de l'INRA à Avignon : il est constitué d'un ensemble de 10 parcelles de texture limono-argileuse (Tableau II.1) d'environ 0.1 ha chacune. Ce site est équipé d'une infrastructure d'irrigation avec une rampe à déplacement frontal et d'une grue de chantier de 20 mètres de haut servant de support aux instruments de télédétection (Figure II.1). Chaque expérience a été réalisée après un travail du sol sur une couche de 15 à 20 centimètres réalisé avec des passages d'une rotobêche et d'un rotavator.

Le site des Vignères, situé sur le domaine des Vignères de l'INRA à 20 km d'Avignon : l'expérience conduite sur ce site a été réalisée sur une zone carrée de 20m de côté, se trouvant au centre d'une parcelle de texture argileuse (Tableau II.1). L'expérience à été précédée d'un travail du sol sur 10 centimètres à l'aide d'un rotavator.

Le site de 'Collias', situé sur le domaine St Paul de l'INRA à Avignon : le site est constitué d'une cuve de surface carrée de 3m50 de côté. Celle-ci est remplie par un limon sableux (Tableau II.1) provenant des environs du village de Collias dans le département du Gard. Le remplissage sous eau des cuves a donné au sol une bonne homogénéité sur l'ensemble du profil. Compte-tenu des dimensions de la cuve, aucun travail de sol n'a été effectué.

Tableau II.1 : granulométrie des sols des trois sites étudiés

site expérimental	Argile (%)	Limons (%) fins	Limons (%) grossiers	Sables (%) fins	Sables (%) grossiers
Collias	10.5	14.5	36.1	15.7	23.1
Poirson	27.2	45.9	15.8	11.0	
Vignères	47.4	31.3	8.8	10.3	2.2

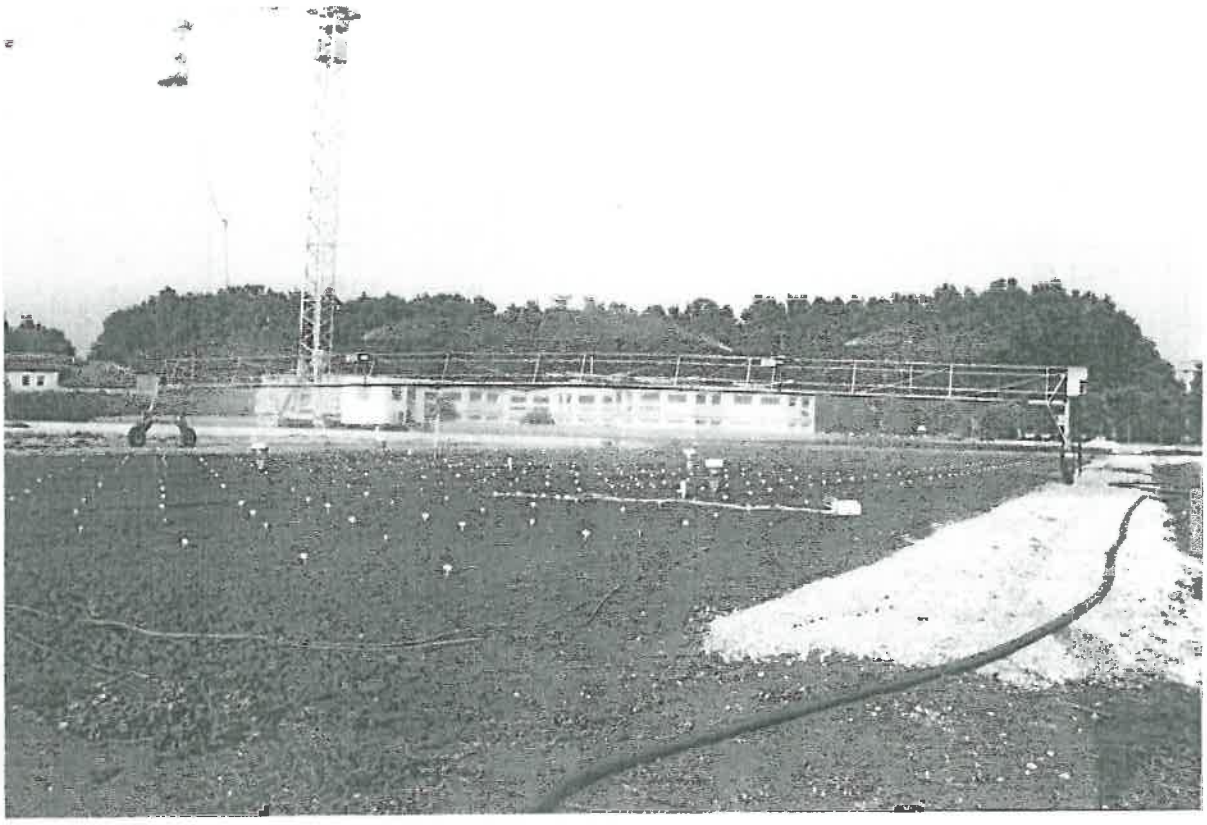
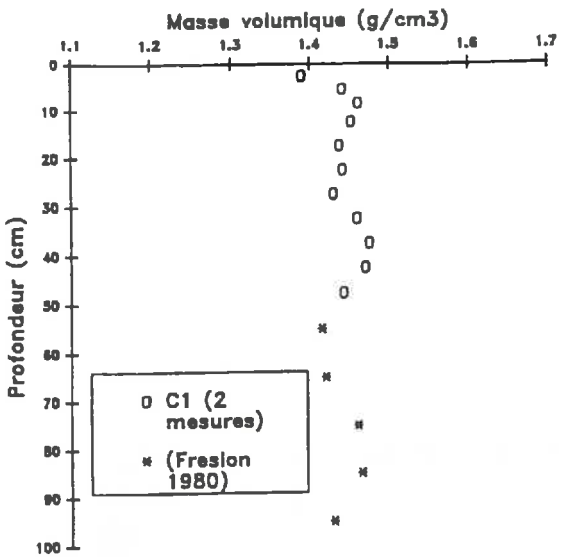


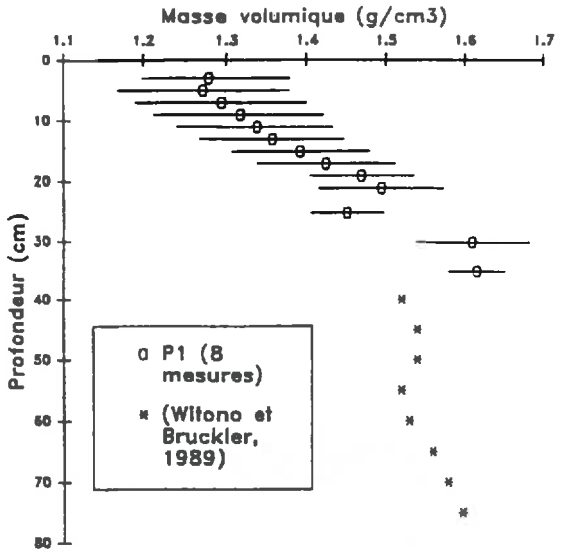
Figure II.1 : Dispositif expérimental de Poirson.

1.1.2. Les expériences.

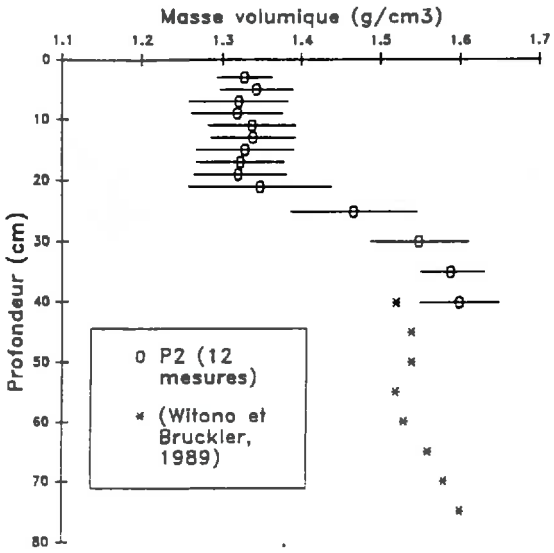
Cinq expériences ont été réalisées de 1988 à 1990, trois sur le site de Poirson et une sur chacun des deux autres sites. Nous les appellerons dans la suite P1, P2, P3 (Poirson), V1 (Vignères) et C1 (Collias). Les caractéristiques générales de ces expériences sont données dans le Tableau II.2. Les expériences P1, V1 et C1, faites en 1988, ont été conçues pour le calage et la validation du modèle mécaniste. Nous avons ensuite effectué deux campagnes de mesures sur le site de Poirson, pour compléter les jeux de données expérimentaux et fournir une base expérimentale plus large pour la validation des modèles simplifiés.



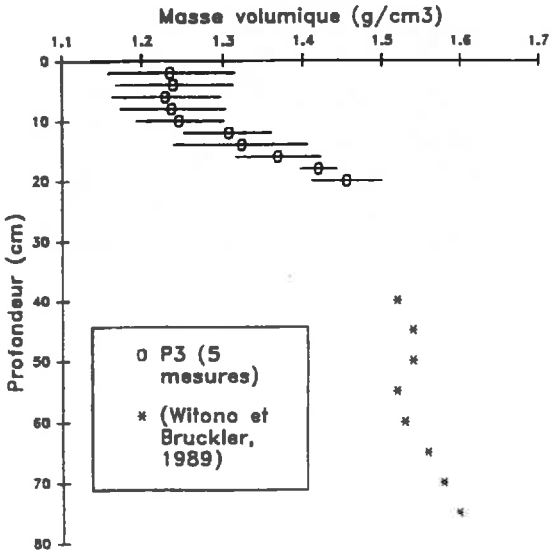
a)



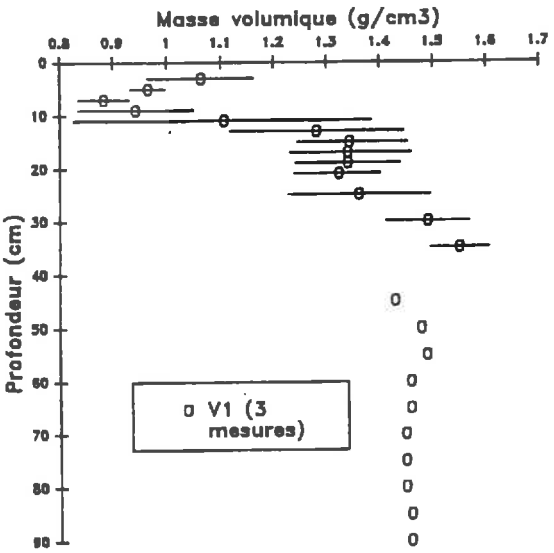
b)



c)



d)



e)

Figure II.2 : Mesures des masses volumiques sèches. Les traits horizontaux correspondent à ± 1 fois l'écart-type.

1.1.3. Les mesures réalisées

Les protocoles expérimentaux ont été conçus pour d'une part mettre en oeuvre, caler et valider le modèle mécaniste et d'autre part pour accéder aux variables d'entrée et de sortie des modèles simplifiés. Nous avons donc effectué :

- un suivi des profils d'humidité et de potentiel hydrique pour les comparaisons modèle mécaniste-expérience, ainsi que la détermination de l'humidité de surface, au sens strict pour obtenir la condition à la limite $\psi_s(t)$ et moyennée sur les premiers centimètres pour reproduire l'information accessible par télédétection hyperfréquence. Simultanément aux mesures d'humidité, nous avons mesuré les profils de potentiel hydrique pour pouvoir estimer l'évaporation par la méthode du plan de flux nul et établir les relations $\psi(\theta)$;
- un suivi des profils de température dans le sol pour les comparaisons modèle mécaniste- expérience, la détermination des conditions initiales de température et la mesure de T_s;
- une estimation de l'évaporation journalière pour les validations des modèles mécaniste et simplifiés;
- une estimation de la conductivité hydraulique pour une validation partielle des relations ajustées lors du calage du modèle mécaniste;
- une caractérisation du climat (Rn, Ep) pour la validation des modèles simplifiés;
- la détermination des caractéristiques physiques des sols nécessaires à la mise en oeuvre du modèle mécaniste: $\rho_d(z)$, $\psi(\theta)$.

1.1.3.1. masse volumique sèche.

Pour chaque expérience, des profils de masse volumique sèche (ρ_d) du sol ont été mesurés à l'aide d'une sonde à transmission gamma. Celle-ci permet l'estimation ρ_d avec une résolution verticale d'environ 1 cm et une précision de 30 kg/m^3 (*Stengel et al., 1986, Bertuzzi et al., 1987*). Les profils ont été acquis respectivement sur 90, 47.5, 40, 35 et 20 cm pour V1, C1, P2, P1, P3. Nous avons repris au-delà de ces profondeurs les résultats déjà acquis (*Witono, 1988* pour P1, P2, P3 et *Freslon, 1980* pour C1). Les résultats montrent (Figures II.2a à II.2e) que la variabilité des profils de masse volumique est relativement importante, surtout aux transitions entre les couches. Si nous comparons les expériences P1, P2 et P3 qui ont été faites sur la même parcelle à la suite d'un travail du sol similaire, nous constatons des différences sur le profil de ρ_d de l'horizon travaillé. De telles différences, qui sont probablement accompagnées de modifications sur les propriétés hydrodynamiques, illustrent bien la faible représentativité temporelle des propriétés physiques de la couche travaillée d'un sol cultivé.

Tableau II.2 : description générale des expériences

Identification expérience	Dates, durée	Apport d'eau	Nature des mesures
P1 (Cal. et valid. mod. mécaniste)	20/07/88 au 12/08/88 (24 jours)	Apport de 45 mm d'eau par irrigation en début d'expérience	profils d'humidité, profils de potentiel hydrique profils de température mesures radar
V1 (Cal. et valid. mod. mécaniste)	05/07/90 au 03/08/90 (29 jours)	Pluies : 14 mm du 01/07 au 05/07	profils d'humidité, profils de potentiel hydrique profils de température
C1 (Cal. et valid. mod. mécaniste)	10/09/88 au 01/10/88 (22 jours)	Irrigation 80 mm le 10/09	profils d'humidité, profils de potentiel hydrique profils de température
P2 (validation modèles simplifiés)	6/09/89 au 15/09/89 (10 jours)	2 états hydriques initiaux différents sec et humide 1 pluie de 30.1 mm le 10/09/89	profils d'humidité, profils de potentiel hydrique mesures radar mesures radiothermomètre
P3 (validation modèles simplifiés)	12/07/90 au 04/09/90 (55 jours)	Apport de 94 mm d'eau par irrigation du 5/07/90 au 9/07 pluie: 5.2 mm le 29/07 19 mm le 15/08 2.8 mm le 25/08	profils d'humidité, profils de potentiel hydrique profils de température mesures clim[illegible]ues

1.1.3.2 teneur en eau.

Afin de bien restituer les profils hydriques de la couche de surface, nous avons effectué dans les 20 premiers centimètres des mesures gravimétriques, qui permettent une bonne résolution verticale. Pour appréhender les alternances jour-nuit, qui sont particulièrement marquées dans les premiers centimètres, nous avons fait des prélèvements le matin, à midi et le soir. Sur le reste du profil hydrique, la teneur en eau volumique est obtenue par des mesures neutroniques tous les 10 cm. Toutefois, sur l'expérience V1, le sol argileux gonflant ne permettant pas l'installation des tubes d'accès, nous avons poursuivi les prélèvements gravimétriques jusqu'à 1 m. Les protocoles variant d'une expérience à l'autre, nous avons précisé dans le Tableau II.3 les modes d'échantillonnage spatiaux et temporels.

1.1.3.3. Le potentiel hydrique.

Les mesures de potentiel hydrique ont été réalisées avec des tensiomètres de type NARDEUX DTE1000 (manomètre à pression, P1, P2, V1) ou NARDEUX DTM5000 (manomètre à mercure, P1, P3 et C1). Selon les cas, nous avions entre 8 et 15 tensiomètres localisés autour des tubes d'accès neutroniques. Les mesures sont faites en même temps que celles de l'humidité au delà de 20 cm (Tableau II.3).
Pour élargir la gamme de mesure pour la détermination de la relation $\psi(\theta)$, nous avons effectué sur des échantillons de sol remaniés des mesures sur presse de Richard pour la gamme de 0 à -1000m, puis des mesures d'équilibre en phase gazeuse de -1000m à -20000m.

1.1.3.4. La température

Nous avons mesuré la température avec des sondes platine reliées à un sytème d'acquisition automatique. De 10 à 15 capteurs sont répartis de la surface jusqu'à 1m. Pour la mesure de surface, nous avons placé la sonde platine sous une fine pellicule de terre afin de protéger le capteur du rayonnement. Nous avons complété le dispositif de mesure de température par un radiothermomètre sur les expériences P2 et P3. Le radiothermomètre était fixé sur la grue pour P2, avec une mesure par jour à 15h (heure locale). Il était, par contre, sur un support fixe au cours de l'expérience P3 avec une scrutation tous les quarts d'heure.

Tableau II.3 : mesure de la teneur en eau

Identification expérience	échantillonnage vertical	Nombre de répétitions	heures de prélèvement (heure locale)
P1	0-1, 1-2, 2-3, 3-4, 4-5, 5-6, 6-7, 7-10, 10-15, 15-20 cm	10 à 14 h 5 le matin et le soir	du 20/07 au 27/07 : 6h30,14 et18h du 28/07 au 01/08 : 14h tous les j. du 03/08 au 12/08 : 14h tous les 2 j
	20 à 120 cm	3 tubes	du 20/07 au 01/08 : 14h tous les j. du 03/08 au 12/08 : 14h tous les 2 j
V1	idem à P1	10 à 14h 3 à 6h30 et 18h	du 05/07 au 12/07 : 6h30, 14h, 18h du 13/07 au 03/08 : 14h tous les 2 j
	20-80 cm	3 profils gravi.	du 05/06 au 12/06 : 14h tous les j. du 13/06 au 03/08 : 14h tous les 2 j
C1	0-1, 1-2, 2-3, 3-4, 4-5, 5-7, 7-10, 10-15, 15-20	5 à 14h 3 à 7h	du 10/09 au 22/09 : 7h et 14h du 23/09 au 1/10 : 14h tous les 2 j
	20-140	2 tubes	14h
P2	0-1, 1-5, 5-10, 10-15, 15-20 cm	9 par zones (4 zones)	12 h
	20 à 100 cm	1 tube par zone	14h
P3	0-1, 1-2, 2-3, 3-4, 4-5, 5-7, 7-10, 10-15, 15-20 cm	5	9h
	20 à 160 cm	2 tubes	15h

1.1.3.5. Les mesures climatiques.

Pour les expériences P1,P2,C1 et V1, aucune mesure climatique n'a été réalisée sur les sites expérimentaux. Les données disponibles sont celles des stations climatiques se trouvant à chaque fois à moins de 500 m. Toutefois le site de Collias se trouve dans un environnement climatique très particulier (murettes, haie au nord à 3m, serre au sud à 5 m). Sur ce site, nous exclurons donc toute utilisation des données climatiques pour l'interprétation des données.

Sur l'expérience P3, nous avons installé un dispositif permettant la mesure en continu du rayonnement net (pyrradiomètre différentiel), du flux de chaleur sensible (mesure des fluctuations (*Mac Aneney et al., 1988, Bertuzzi, 1989*)), des températures de l'air sec et humide à 1m et de la vitesse du vent à 1m.

1.1.3.6. Calcul de l'évaporation.

L'évaporation est calculée à partir des profils d'humidité volumique (θ) et de potentiels hydriques par la méthode du plan de flux nul (*Vachaud et al., 1978*). Au cours de notre étude, cette méthode nous est apparue peu précise pour une estimation journalière de l'évaporation et principalement en période humide. Le rôle central occupé par l'évaporation dans ce travail justifie le développement particulier que nous allons porter sur ce point. Les erreurs ont deux sources : l'estimation du stock hydrique et la localisation du plan de flux nul.

- Conséquences d'une erreur sur la mesure de l'humidité : ne disposant pas de méthode non destructive pour la mesure de l'humidité dans la couche de surface, nous sommes contraints à estimer l'humidité moyenne du site expérimental en prélevant chaque jour des échantillons sur des points différents. Compte-tenu de la variabilité spatiale de θ, le recours à un tel échantillonage induit donc un terme d'erreur sur l'estimation de θ moyenne sur la parcelle. Pour estimer ce terme d'erreur, nous avons mesuré pour deux situations, humide et sèche, 50 profils hydriques sur les 20 premiers centimètres. Nous obtenons dans ce cas, un écart-type sur l'humidité volumique moyenne des 20 premiers centimètres ($\theta_{0\text{-}20}$), 0.014 m^3/m^3 en condition sèche et 0.012 m^3/m^3 en condition humide. Cet écart-type nous renseigne sur l'erreur que nous ferions en ne prélevant qu'un échantillon. Pour connaître l'erreur que nous commettons en calculant la moyenne sur 10 échantillons, nous avons effectué 2000 tirages avec remise de 10 valeurs de θ_{0-20} dans les 50 valeurs expérimentales. L'étude faite sur les 2000 valeurs moyennes de θ_{0-20} montrent qu'en prenant 10 prélèvements, nous faisons une erreur d'écart-type 0.0036 et 0.0029m^3/m^3, respectivement pour les situations humide et sèche. Si nous traduisons cette erreur en stock d'eau, nous obtenons une valeur de 0.64 mm.

L'écart-type sur la variation du stock hydrique est donc de 1.28 mm ce qui donne pour l'évaporation, en prenant deux fois l'écart-type, une précision de :

$$E = E +/- 2.56 \text{ mm}$$

Tableau II.4 : Comparaisons des calculs de l'évaporation en situation humide lorsque le plan de flux nul (pfn) est déplacé de 5 à 10 cm.

Ep_j (mm/j)	E_j (mm/j) pfn à 5 cm	E_j (mm/j) pfn à 10 cm
3.6	2.2	4.0
2.6	1.4	3.5
1.5	1.2	1.6
1.9	3.0	3.8
3.2	2.8	4.7
2.3	1.8	3.1

- Conséquences d'une erreur sur la localisation du plan de flux nul : lorsque le sol est sec, la contribution des couches profondes est relativement faible. Une erreur de 10 cm sur la localisation du plan de flux nul a peu de répercussion sur le calcul de l'évaporation. Par contre, après un apport d'eau, le plan de flux nul se trouve dans les 10 premiers centimètres et se déplace probablement assez rapidement. Si nous ne disposons pas de mesure tensiométrique au sein de cette couche, ce qui est souvent le cas, nous devons faire un choix arbitraire sur la localisation de plan de flux nul. Sur quelques exemples (Tableau II.4), nous avons évalué les écarts obtenus sur l'évaporation lorsque nous déplaçons le plan de flux nul de 5 à 10 cm. Cela induit une variation moyenne de 1.4 mm/j.

Cette analyse met en évidence les difficultés soulevées par la méthode du plan de flux nul, pour l'estimation de l'évaporation journalière. Celles-ci sont surtout importantes en condition humide où la contribution à l'évaporation des 20 premiers centimètres a un poids très important. Deux conclusions peuvent être tirées de cette analyse :

- elle montre l'intérêt des mesures locales non destructives pour l'estimation des stocks hydriques et la nécessité de resserrer l'échantillonage du potentiel hydrique dans les 10 premiers centimètres afin d'avoir une meilleur localisation du plan de flux nul en situation humide;

- elle souligne encore un peu plus l'intérêt de travailler avec des données simulées, dans la mesure où celles-ci permettent de reproduire la réalité avec une précision meilleure que celle expérimentale. En effet, l'analyse fine de données d'évaporation ayant un tel niveau d'erreur, requiert nécessairement la multiplication des mesures pour atténuer les effets des erreurs de mesure. Ceci alourdirait encore plus la charge expérimentale.

1.1.3.7. Calcul de la conductivité hydraulique

Nous avons appliqué, pour le calcul de la conductivité hydrique, la méthode du plan de flux nul. Aux erreurs sur les variations de stock d'eau et de localisation du plan de flux nul (*Vachaud et al, 1978*) que nous avons évoquées dans le paragraphe précédent, s'ajoutent celles obtenues sur le gradient de potentiel hydrique. *Ainsi, Witono, 1988*, obtient, pour une même humidité, des valeurs de K qui peuvent varier d'un facteur 10. De plus cette méthode est limitée à une gamme restreinte d'humidité qui est dans la pratique liée à celle de la mesure tensiométrique (0-10 m). Les valeurs de K ainsi déterminées seront donc insuffisantes pour établir la relation K(θ) sur l'ensemble de la gamme de teneur en eau. C'est donc sur cette relation que nous effectuerons le calage du modèle mécaniste.

1.2 Calage et validation du modèle mécaniste (sol).

Le modèle mécaniste sera calé, dans sa version sol, avec les jeux de données expérimentaux obtenus au cours des expériences C1, P1 et V1. Dans la suite nous appellerons les sols (ou types de sol) par leurs propriétés texturales, c'est à dire : Limon sableux (C1), Limon argileux (P1) et Argile (V1). Notons que les propriétés physiques de ces trois sols ne sont pas à associer à un comportement représentatif de la classe texturale, mais aux sols qui ont été étudiés pour le calage du modèle mécaniste.

1.2.1 Le modèle mécaniste.

Dans la première partie (Cf. I.2), nous avons donné les fondements du modèle mécaniste. Nous allons maintenant passer en revue les différents choix qui ont été retenus pour sa mise en oeuvre. Il s'agit, pour la partie sol du modèle, de la description des propriétés hydrodynamiques et thermiques, des conditions limites et des options retenues pour la résolution numérique des équations du modèle.

1.2.1.1. Définition des couches - masse volumique sèche.

Le sol est divisé en plusieurs couches. Chaque couche est une entité homogène par ses propriétés physiques (masse volumique, propriétés hydriques et thermiques). Le Limon sableux ne comprend qu'une seule couche tandis que les deux autres sols en comprennent trois. Les masses volumiques de chaque couche sont données sur la Figure II.3.

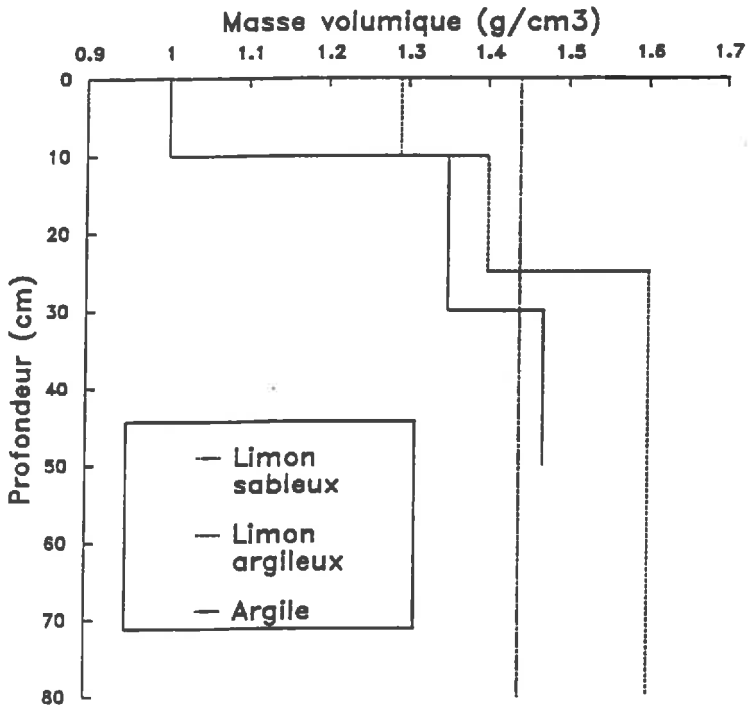


Figure II.3 : Masse volumique sèche des couches de sols prises pour le modèle mécaniste.

1.2.1.2 Les relations "potentiel matriciel - teneur en eau"

Dans les relations "potentiel matriciel-teneur en eau", nous avons choisi de caractériser la teneur en eau par l'humidité massique du sol (w exprimée en kg/kg). Ceci se répercute sur les relations $\psi(\theta)$ qui, pour une même relation $\psi(w)$, sont paramétrées par la masse volumique du sol. Ces relations ont été établies à partir des mesures de terrain et de laboratoire (Cf. II.1.1.3.3.).

Les formulations analytiques classiques (*Clapp et Hornberger, 1978, Van Genuchten, 1980*) ne permettent pas de décrire la relation "potentiel matriciel - teneur en eau" sur l'ensemble de

ces données. Nous avons donc conservé le formalisme de *Van Genuchten, 1980*, mais en ajustant plusieurs relations analytiques pour différents domaines de teneur en eau :

$$\frac{w-w_s}{w_s-w_r} = \left(\frac{1}{1+(\alpha\psi)^n}\right)^m \qquad \text{(II.1)}$$

où :

- w_s est la teneur en eau à saturation (kg/kg);
- w_r est la teneur en résiduelle (kg/kg);
- α (m^{-1}), n et m sont des coefficients numériques avec m=1-1/n et n>1.

Les résultats de l'ajustement (Annexe VII, Figure II.4) font apparaître des différences importantes entre les sols.

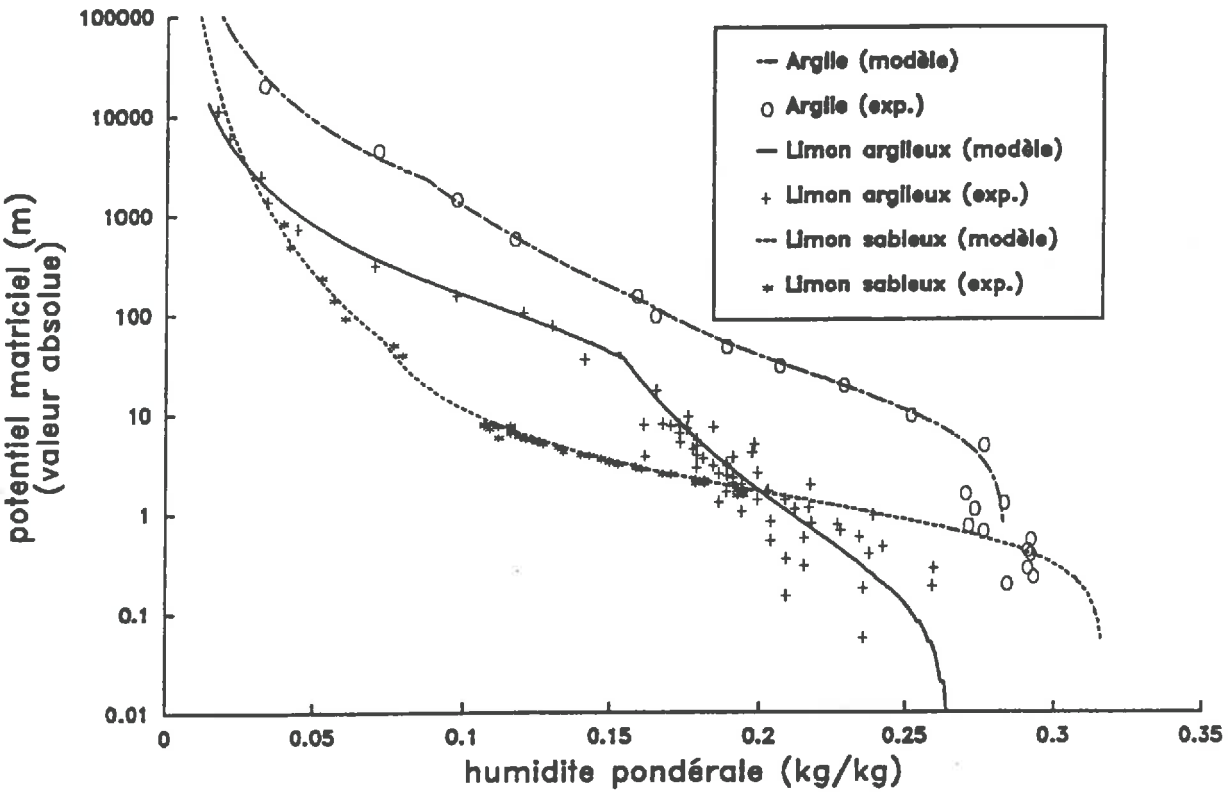


Figure II.4 : Relations $\psi(w)$.

1.2.1.3 la conductivité hydraulique.

Witono & Bruckler, 1989, ont montré la difficulté de reproduire sur l'ensemble de la gamme de teneur en eau, la relation "conductivité hydraulique - teneur en eau" avec les formulations analytiques classiques telles que celles de *Mualem, 1976* ou de *Van Genuchten, 1980*. Par conséquent, nous reprendrons la forme polynômiale que proposent *Witono & Bruckler, 1989*, en prenant un polynôme de degré trois :

$$\log_{10}(K) = a_0+a_1 \cdot w+a_2 \cdot w^2+a_3 \cdot w^3 \qquad \text{(II.2)}$$

La teneur en eau est à nouveau caractérisée par l'humidité massique. Le calage du modèle mécaniste (Cf. II.1.2.2.) se faisant sur la détermination de la conductivité hydraulique, nous avons voulu limiter le nombre de paramètres à caler, en faisant l'hypothèse qu'il n'y a qu'une relation K(w) par sol. Ceci implique que les variations de K(θ) d'une couche à l'autre sont alors contrôlées par la masse volumique. Il est probable que cette approximation ne corresponde pas à la réalité. Toutefois, nous pouvons privilégier, par la procédure de calage, la connaissance de K(θ) sur une couche en favorisant la convergence modèle-expérience sur celle-ci. Les valeurs des coefficients de la relation (II.2) seront données dans la suite (Cf. Tableau II.6.).

1.2.1.4. Le coefficient de diffusion gazeuse.

A partir de mesures du coefficient de diffusion gazeuse faites à 20°C sur plusieurs sols de texture différente, *Bruckler et al., 1989a* établissent une relation entre le coefficient de diffusion (D) et la porosité libre à l'air (por_a):

$$D = 0.229 \cdot 10^{-4} \cdot (por_a)^{2.248} \qquad \text{(II.3)}$$

Nous avons repris cette relation pour les trois sols. Nous pouvons remarquer que celle-ci présente des variations (relation parabolique) en fonction de la teneur en eau beaucoup moins fortes que celles de la conductivité hydraulique (relations exponentielles).

1.2.1.5. La conductivité thermique apparente.

Il est possible de déterminer la conductivité thermique apparente (λ*) à partir des mesures de température dans le sol en résolvant l'équation de la chaleur (*Balabanis, 1987, Witono, 1988*).

Toutefois, *Witono* obtient des valeurs très variables, et *Richard et al., 1989* montrent qu'une mauvaise localisation des capteurs de température peut conduire à des erreurs importantes sur λ^*. Nous prendrons donc un formalisme simplifié développé par *Van de Griend et O' Neill, 1986.* A partir d'une analyse faite sur 1446 sols (*Clapp et Hornberger, 1978*), ils établissent par régression multiple la relation suivante :

$$\Lambda_s = 0.654 \cdot \Lambda(\theta) - 2300 \cdot \theta + 1890 \qquad \text{(II.4)}$$

où :

- Λ_s est l'inertie thermique lorsque le sol est à saturation (J m^{-2} K^{-1} $s^{-1/2}$);
- $\Lambda(\theta)$ est l'inertie thermique du sol à l'humidité θ (J m^{-2} K^{-1} $s^{-1/2}$).

L'inertie thermique est donnée par :

$$\Lambda(\theta) = (\lambda^*(\theta) \cdot C(\theta))^{1/2} \qquad \text{(II.5)}$$

où :

- $C(\theta)$ est la capacité calorifique volumique du sol (J/m^3/°K). Celle-ci est calculée à partir des fractions volumiques de chaque constituant du sol (matrice solide, eau et air) et de leur capacité calorifique volumique.

Sur l'ensemble des sols étudiés les auteurs montrent que Λ_s varie de 2100 et 2900 $Jm^{-2}K^{-1}s^{-1/2}$ et donnent des valeurs moyennes par classe de texturale. Des équations (II.4) et (II.5) nous pouvons exprimer λ^* par la relation :

$$\lambda^* = 1/C(\theta) \cdot \left(1/0.654 \cdot (\Lambda_s + 2300 \cdot \theta - 1890)\right)^2 \qquad \text{(II.6)}$$

Nous avons pris les valeurs de Λ_s données par *Van de Griend et O'Neill, 1986,* correspondantes aux classes texturales des trois sols :

- Limon sableux : 2570 J m^{-2} K^{-1} $s^{-1/2}$
- Limon argileux : 2505 J m^{-2} K^{-1} $s^{-1/2}$
- Argile : 2180 J m^{-2} K^{-1} $s^{-1/2}$

Avec ce formalisme, λ^* varie de manière quasi-linéaire (Figure II.5) en fonction de θ. Les valeurs obtenues sont d'un ordre de grandeur satisfaisant (dans la littérature nous trouvons des valeurs qui varient de 0.1 à 3.5 W/m/°K), mais la forme des courbes $\lambda^*(\theta)$ présente une allure inhabituelle, les courbes expérimentales ayant une forme sigmoïde. Pour évaluer l'impact d'une mauvaise estimation de λ^*, nous avons mené une analyse de sensibilité du modèle mécaniste à la conductivité thermique sur quelques variables de sortie, telles que

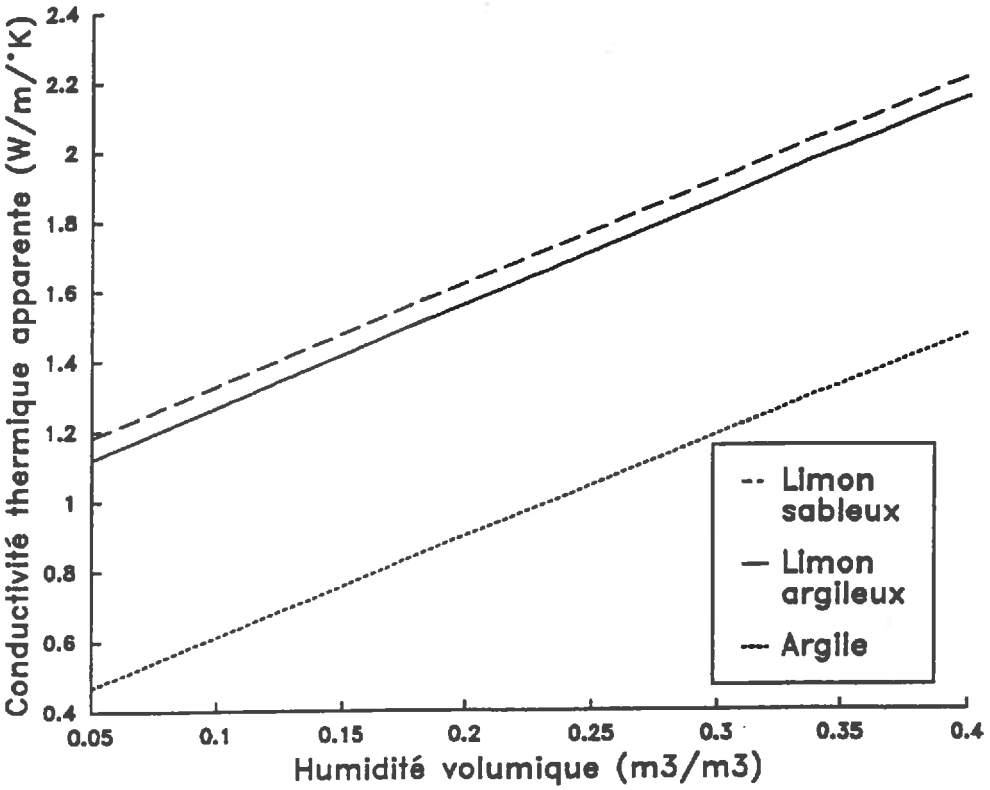


Figure II.5 : Relations $\lambda^*(\theta)$.

Tableau II.5 : Sensibilité du modèle mécaniste à la conductivité thermique. Comparaisons sur quelques variables obtenues après 60 heures de simulation par le modèle mécaniste.

classe texturale	$E_j$cum (mm)		θ_{0-5} (m^3/m^3)		T_s (°C)	
	λ^*	$0.5\cdot\lambda^*$	λ^*	$0.5\cdot\lambda^*$	λ^*	$0.5\cdot\lambda^*$
sable	5.1	5.1	0.112	0.112	30.3	31.9
argile-limoneuse	12.1	11.9	0.282	0.284	25.9	27.3
argile	12.4	12.2	0.331	0.333	26.3	26.8

l'évaporation, l'humidité volumique des cinq premiers centimètres (θ_{0-5}) ou la température de surface. Cette analyse fait apparaître, en utilisant les propriétés hydrodynamiques données par *Clapp et Hornberger, 1978*, pour les classes texturales sableuse, argilo-limoneuse et argileuse, une faible sensibilité du modèle à λ^* (Tableau II.5).

1.2.1.6. Les conditions aux limites et initiales

Les conditions aux limites sont issues des observations expérimentales. A la limite supérieures, ψ_s est déterminé à partir de l'humidité de surface qui est obtenue en extrapolant manuellement les profils hydriques à la surface, tandis que T_s est directement mesurée par des sondes platines. A la limite inférieure, le potentiel hydrique est celui mesuré au cours des expériences tandis que la température est supposée constante et égale à la température initiale à 50 cm.

Pour avoir les conditions aux limites à tout instant, des interpolations sont faites entre les mesures. Pour la température, la fréquence d'échantillonnage est suffisante pour effectuer des interpolations linéaires, tandis que pour le potentiel hydrique, nous avons utilisé des fonctions "splines". Lorsque nous avons en surface moins de deux mesures par jour, l'alternance jour-nuit est restituée en fixant les minima et les maxima d'humidité à 6h et 18h (Figure II.6). Les minima sont établis à partir de la valeur moyenne observée à 14 heures, tandis que les maxima sont fixés à 0.05 m^3/m^3.

Les profils initiaux de température et de potentiel hydrique sont issus des mesures de température, des mesures d'humidité de 0 à 20 cm et des mesures tensiométriques de 20 à 80 cm.

1.2.1.7. Caractéristiques numériques.

Pour la résolution du système d'équations différentielles (Cf. I.1.2.4), nous utilisons la méthode des éléments finis. Nous avons pris pour le calage du modèle mécaniste, un maillage comprenant 26 à 30 éléments. Les noeuds sont répartis de manière régulière de 0 à 80 cm, avec toutefois un resserrement important au voisinage de la surface et dans une moindre mesure au niveau de la limite inférieure. Ce nombre de noeuds est un compromis entre, d'une part la précision des résultats et d'autre part, la diminution des temps de calcul.

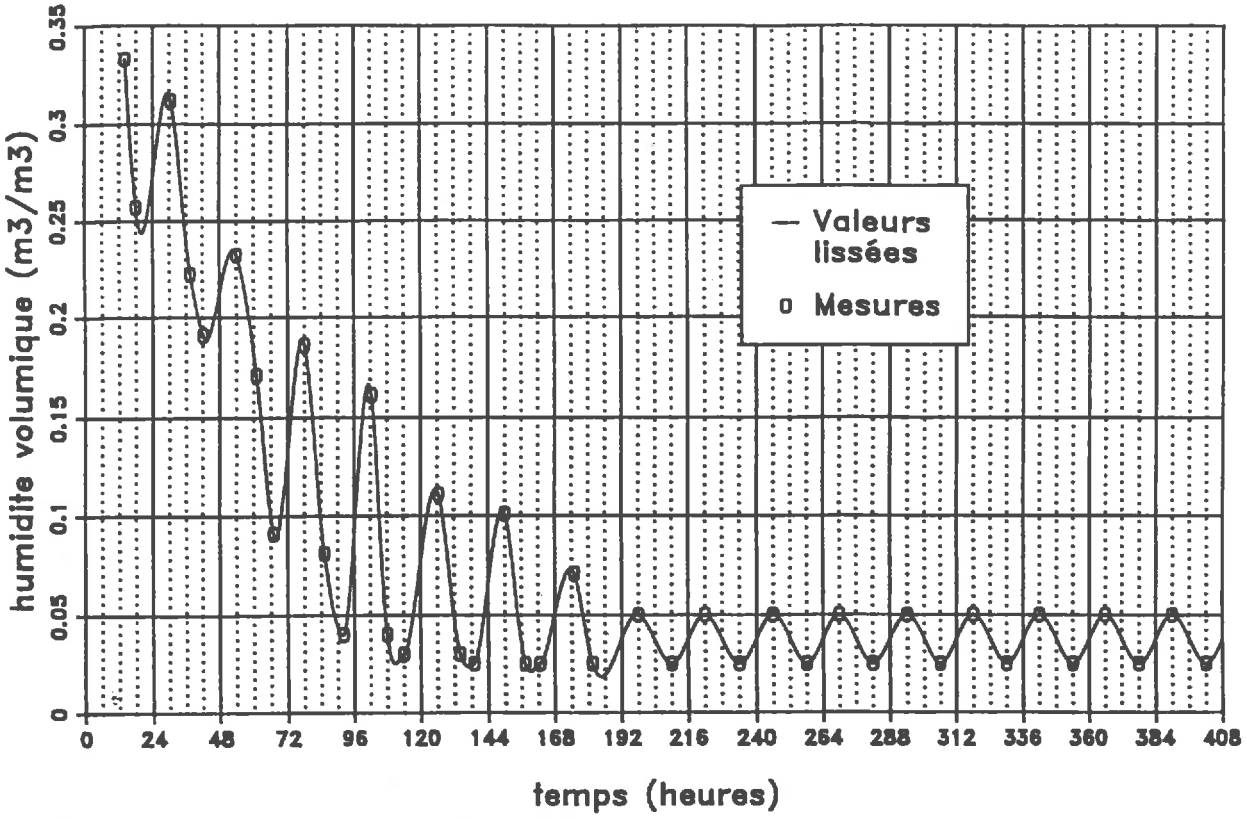


Figure II.6 : Evolution de l'humidité de surface du Limon argileux.

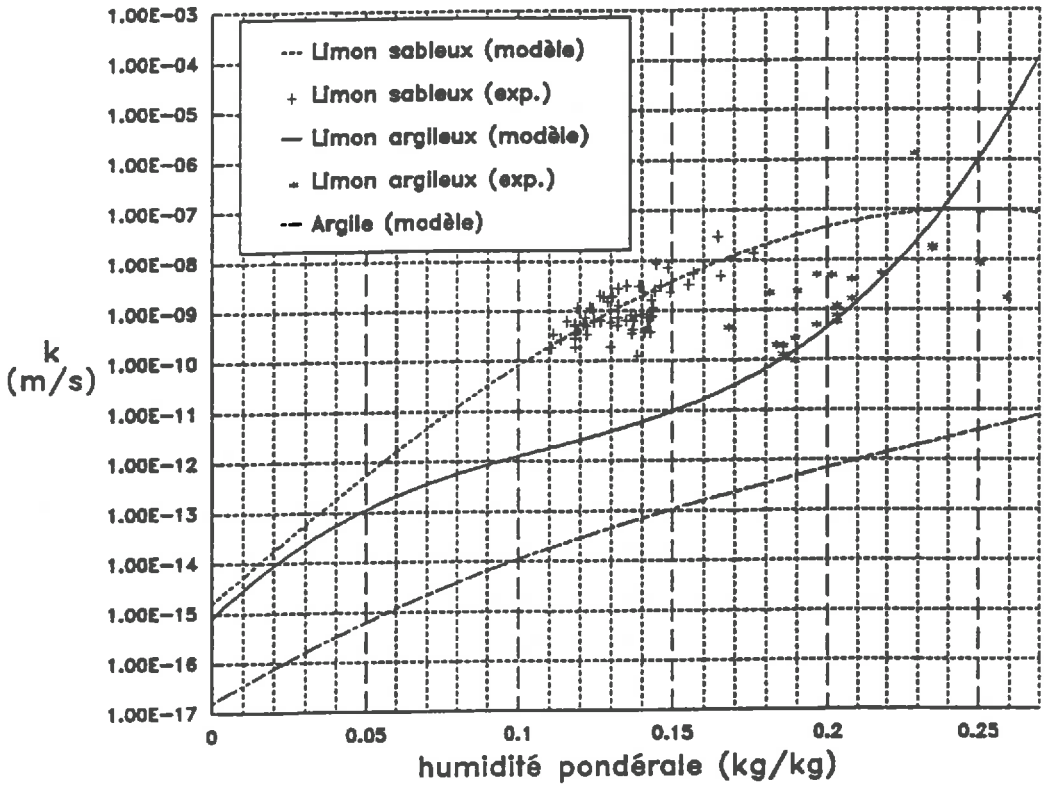


Figure II.7: Relations K(w)

Le pas de temps est compris entre 5s et 600s. Ses variations sont gérées automatiquement en fonction des variations des variables d'états $\psi(z)$ et T(z). Lorsque celles-ci varient fortement, les pas de temps tendent à diminuer.

1.2.2 Calage et validation du modèle mécaniste.

1.2.2.1 Procédure de calage.

Nous avons effectué le calage sur les paramètres a_0, a_1, a_2 et a_3 de la relation K(w) (Cf. II.1.2.1.3.). Celui-ci s'est fait en minimisant les écarts entre les humidités calculées et mesurées à 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm. En limitant notre critère de calage à l'évolution de l'humidité dans les 10 premiers centimètres, nous privilégions de fait la connaissance de la conductivité hydraulique de la couche de surface (Cf. II.1.2.1.3.). Le choix de cette couche se justifie d'une part par l'importance des variations de la teneur en eau dans cette couche et, d'autre part, par le rôle qu'elle joue dans les processus physiques de réalimentation en eau de la surface (Cf. I.1.2.).

Pour limiter les temps de calcul, nous avons pris une période de calage de 4 ou 5 jours selon les sols. Le calage a été fait avec le programme HAUS59 développé par l'INRA qui utilise la méthode itérative de convergence de Gauss-Marquardt et le critère du maximum de vraisemblance (*Bard, 1974*).

1.2.2.2 Résultats du calage et performances du modèle

Les relations K(w) (Figure II.7 et Tableau II.6) font apparaître des variations de la conductivité hydraulique entre les sols, pouvant atteindre, pour une valeur de w, cinq puissances de dix. Nous n'avons utilisé pour le calage du modèle mécaniste qu'une petite partie des données acquises aux cours des expériences C1, P1 et V1. Nous disposons donc de mesures complémentaires indépendantes de celles employées dans la procédure de calage qui vont pouvoir être mises à profit pour tester le modèle et le valider.

Validation sur la conductivité hydraulique : nous avons comparé les courbes K(w) aux estimations expérimentales faites dans la couche 20 - 50 cm (Figure II.7) sur le Limon sableux et le Limon-argileux. Les résultats expérimentaux confortent la pertinence des relations ajustées. Sur le Limon sableux qui ne comprend qu'une seule couche, la concordance

des deux approches est très bonne. Par contre, avec le Limon argileux, nous avons une légère sous-estimation de la relation calée par rapport aux données expérimentales. Ces données sont acquises pour la plupart dans la troisième couche dont la densité apparente est de 1.6 contre 1.29 pour la couche de surface. Or, nous avons paramétré par commodité les variations de K(θ) d'une couche à l'autre par les variations de densité. Il est donc fort probable qu'une telle procédure soit tout à fait insuffisante, ce qui expliquerait le décalage entre la relation K(w) calée et les points expérimentaux.
La forme analytique de la relation K(w), qui n'a aucune signification physique en soi, ne peut pas être extrapolée en dehors de la gamme d'humidité ayant servie au calage et notamment pour w supérieur à 0.317, 0.285 et 0.284 kg/kg pour le Limon sableux, le Limon-argileux et l'Argile.

Tableau II.6 : Valeurs des paramètres de la relation K(w) et comparaisons modèle-expérience de l'humidité volumique obtenues à 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5, 8.5, 12.5 et 17.5 cm cours des périodes de calage et de validation.

Sol	a_0	a_1	a_2	a_3	Pente obs/cal	Ordonnée obs/cal	r^2
Limon sableux	-14.8	54.1	-54.4	148.	0.91	0.013	0.92
Limon argileux	-15.1	60.4	-409.	1250.	0.94	0.014	0.97
Argile	-16.2	36.2	-90.3	127.	0.92	0.018	0.97

Validation sur l'évolution de l'humidité : n'ayant pris que 4 ou 5 jours pour la période de calage, nous avons donc des périodes de validation relativement longues allant de 9 jours pour le sol argileux à 15 jours pour le Limon argileux. Les Figures II.8a, II.9a et II.10a montrent, les évolutions des humidités volumiques calculées et mesurées pour quatre niveaux dans les couches de surface pour les trois sols. L'évolution de l'humidité volumique dans les 10 premiers centimètres continue à être bien estimée en dehors de la période de calage. Au delà de 10 centimètres, zone n'ayant pas servi au calage, nous avons également une bonne restitution de l'humidité sur l'ensemble des périodes de calage et de validation.
Toutefois, d'après la Figure II.11 et les résultats de la régression entre les valeurs calculées et observées de l'humidité volumique dans les 20 premiers centimètres (Tableau II.6), nous constatons que le modèle surestime la teneur en eau à 0.5 cm lorsque le sol est sec. Une telle difficulté à reproduire les profils hydriques au voisinage de la surface en situation sèche a déjà été constatée par *Witono, 1988*. La procédure utilisée pour extrapoler les profils hydriques à la surface pourrait constituer un élément d'explication. De plus, nous n'avons pas pris en compte

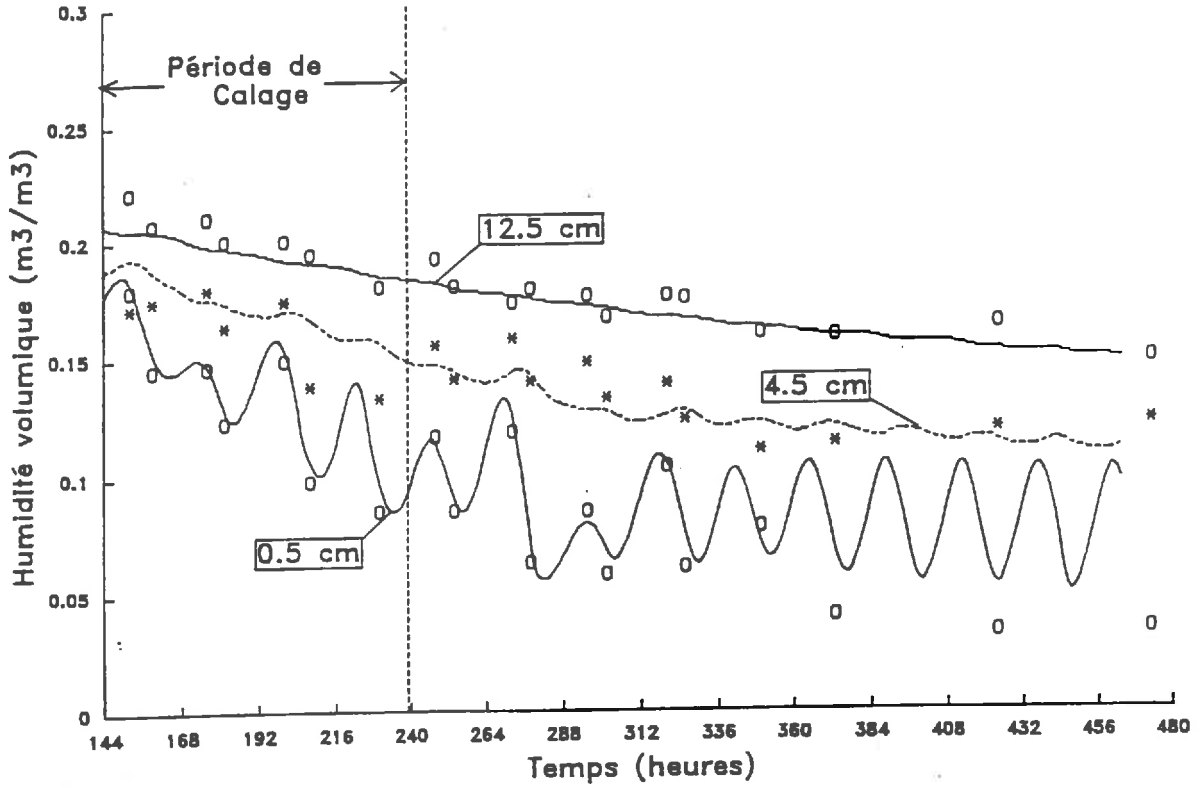


Figure II.8a: Comparaisons des humidités volumiques calculées par le modèle mécaniste (traits) et observées (symboles) dans le cas du Limon sableux.

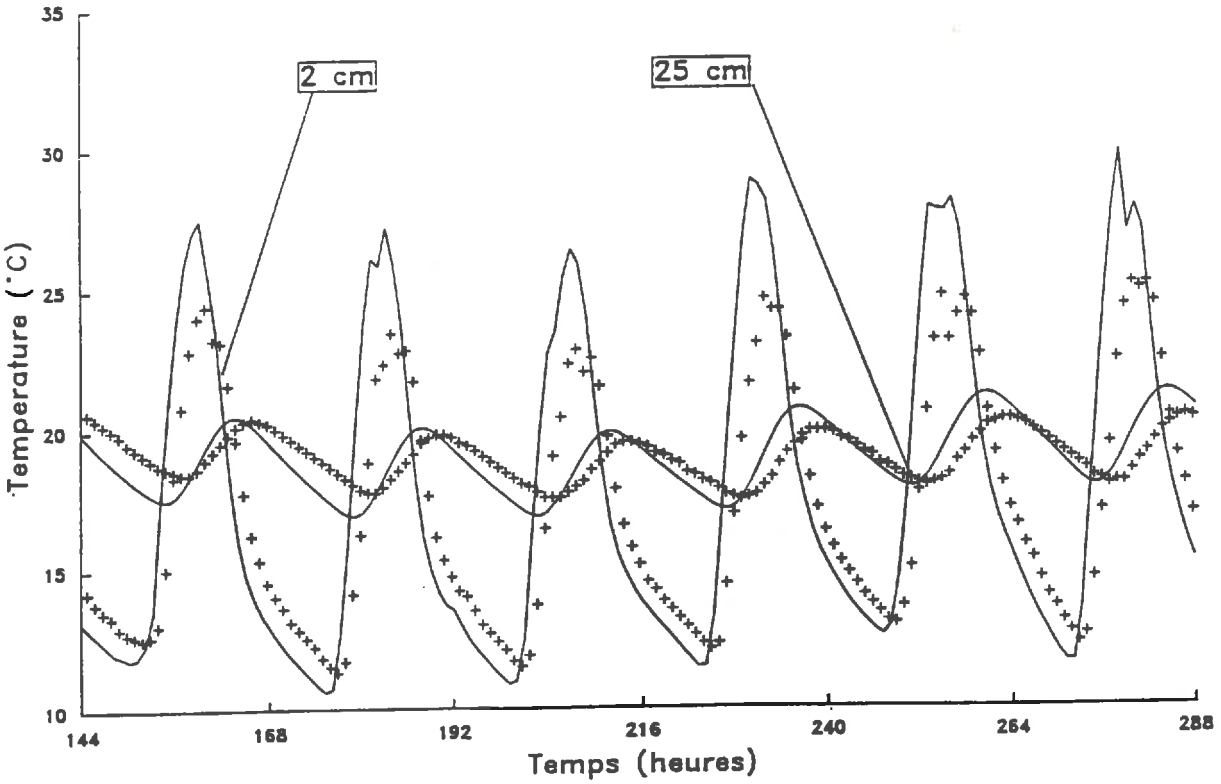


Figure II.8b : Comparaisons des Températures calculées par le modèle mécaniste (traits) et observées (symboles) dans le cas du Limon sableux.

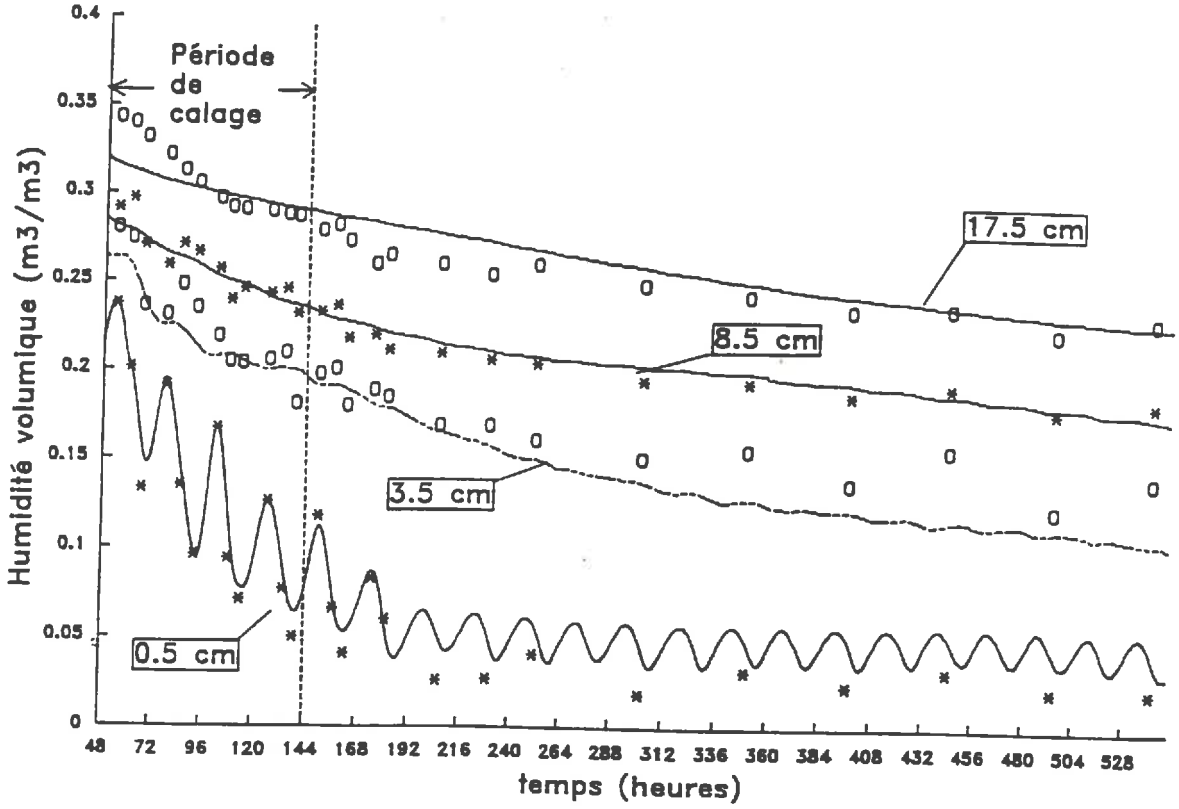


Figure II.9a: Comparaisons des humidités volumiques calculées par le modèle mécaniste (traits) et observées (symboles) dans le cas du Limon argileux.

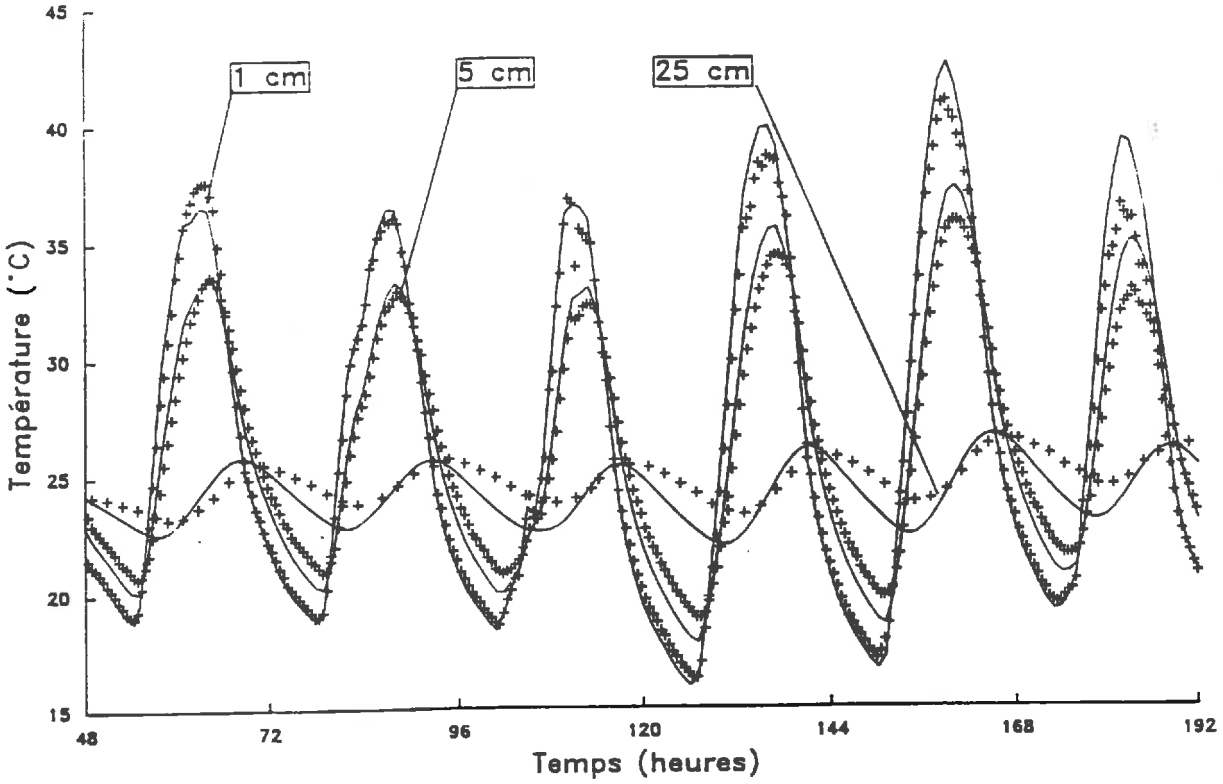


Figure II.9b : Comparaisons des Températures calculées par le modèle mécaniste (traits) et observées (symboles) dans le cas du Limon argileux.

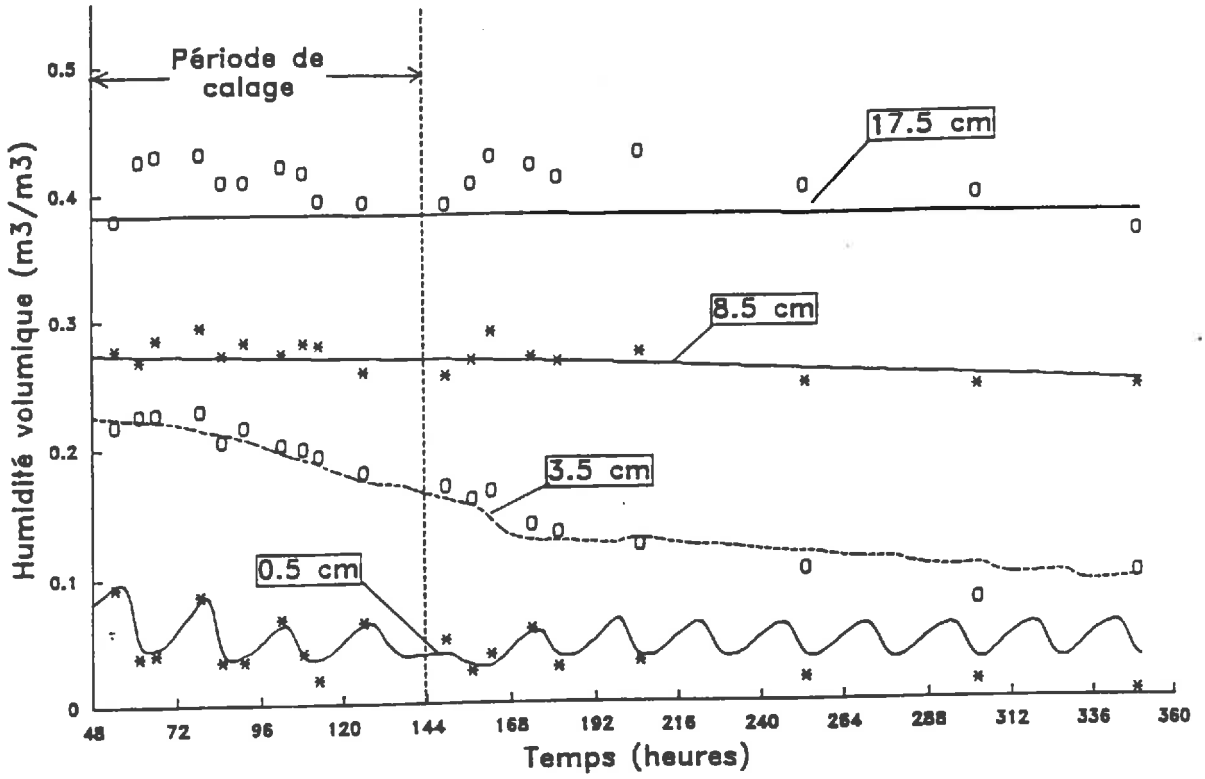


Figure II.10a: Comparaisons des humidités volumiques calculées par le modèle mécaniste (traits) et observées (symboles) dans le cas de l'Argile.

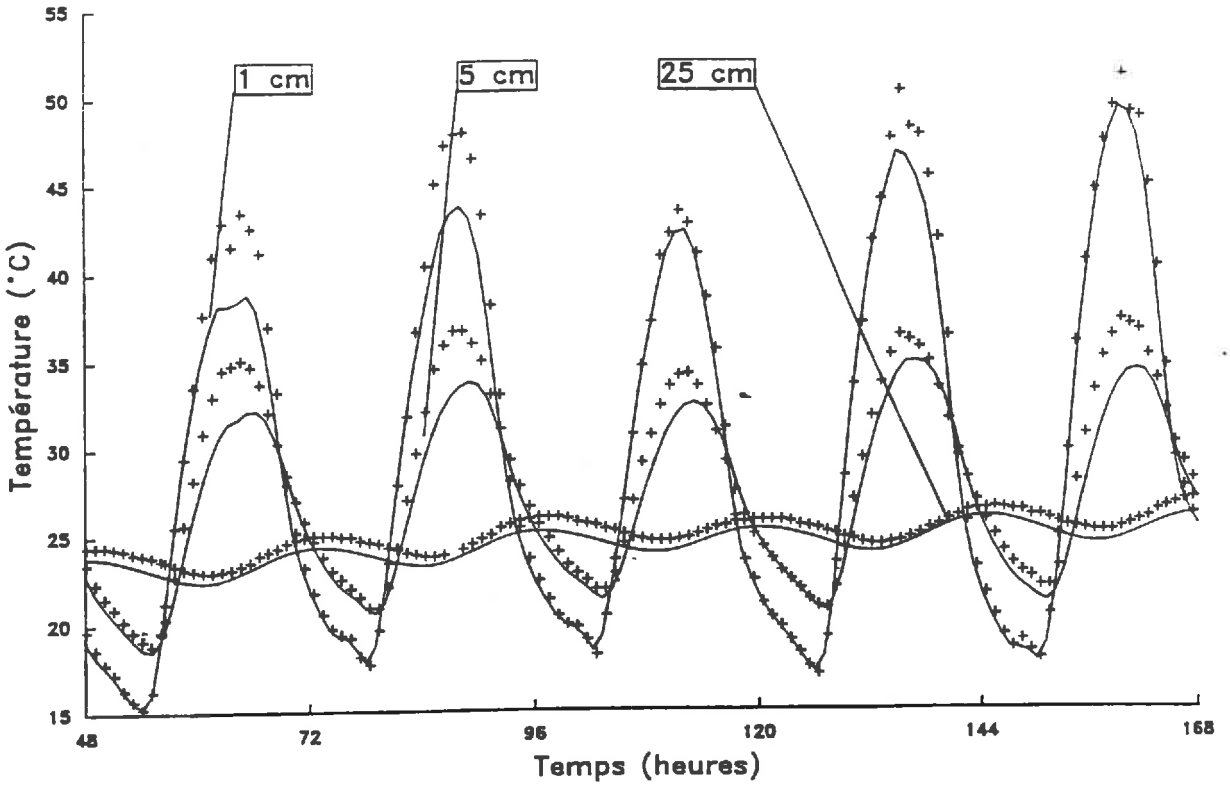


Figure II.10b : Comparaisons des Températures calculées par le modèle mécaniste (traits) et observées (symboles) dans le cas de l'Argile.

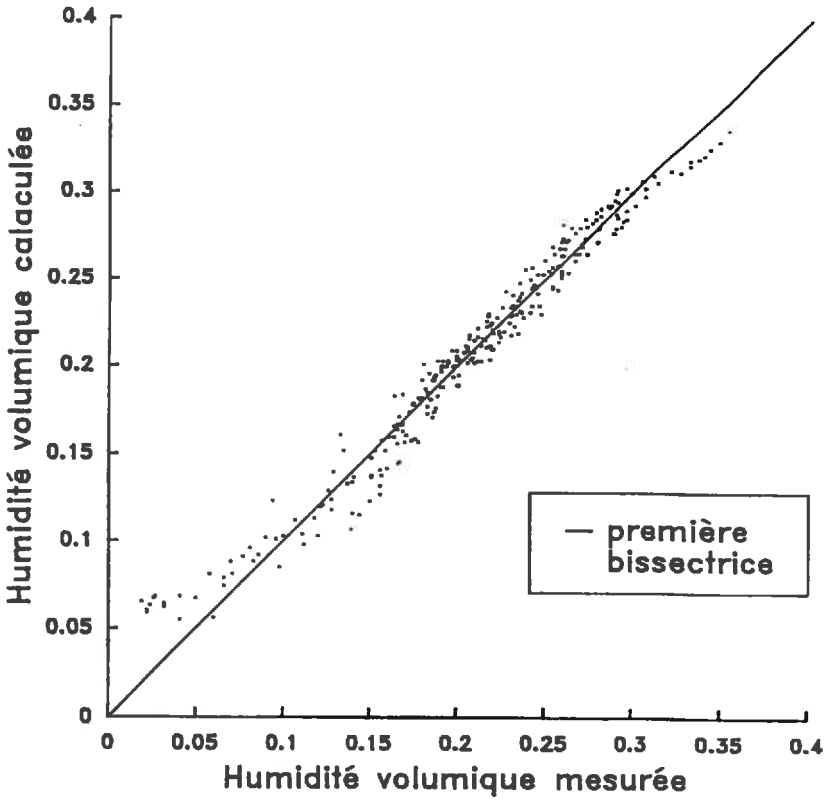


Figure II.11 : Comparaisons entre les humidités volumiques calculées par le modèle mécaniste et les valeurs observées, dans le cas du Limon argileux sur les 20 premiers centimètres. Les valeurs sont prises au cours des périodes de calage et de validation.

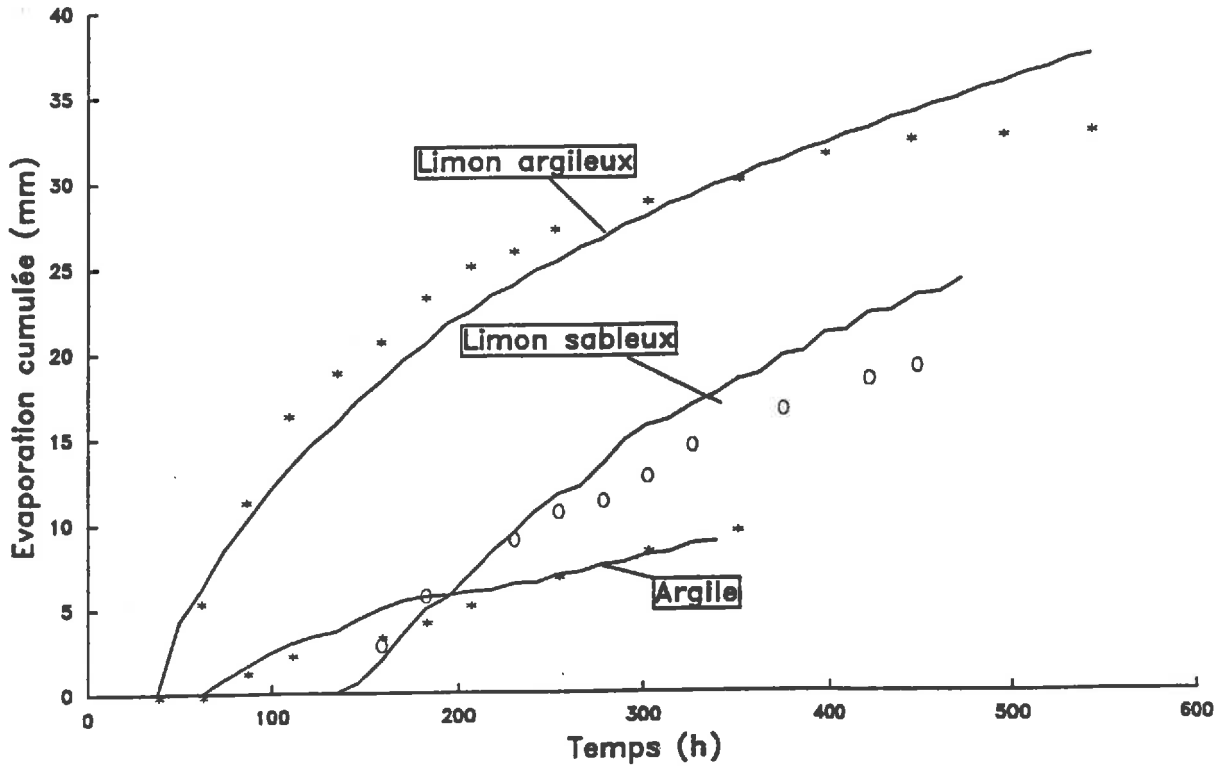


Figure II.12 : Comparaison des évaporations cumulées calculées par le modèle mécaniste (traits pleins) et observées (Symboles).

les croûtes de surface formées au cours des apports d'eau. Celles-ci ont probablement des conductivités hydrauliques et des coefficients de diffusion gazeuse plus faibles, ce qui devrait se traduire par un assèchement des croûtes en cours de journée plus important que celui prévu par le modèle.

Validation sur l'évolution de la température : les comparaisons faites sur la température (Figures II.8b, II.9b et II.10b) montrent que le modèle reproduit bien la décroissance de l'amplitude des variations journalières de la température. Nous observons toutefois un décalage (jusqu'à 5°C) sur l'amplitude et la phase de l'onde thermique entre les valeurs calculées et observées. Nous avons là, les symptômes d'une mauvaise estimation de la conductivité thermique qui semble être sous évaluée dans le cas de l'argile et sur-évaluée pour les autres sols. L'absence de détermination spécifique de λ^* expliquerait ce décalage. Celui-ci ne devrait théoriquement pas affecter les calculs de l'humidité volumique et de l'évaporation (Cf. II.1.2.1.4.).

Validation sur l'estimation de l'évaporation : l'estimation de l'évaporation sur les périodes de validation et de calage fait bien ressortir les comportements différents des trois sols (Figure II.12). En fin de séquence nous avons une erreur sur le cumul de l'évaporation de 4mm (0.18 mm/j) pour le Limon argileux, de 3.5 mm (0.27 mm/j) pour le Limon sableux et de 0.6 mm (0.05 mm/j) pour l'Argile. Ces écarts peuvent en partie s'expliquer par la non prise en compte de la croûte de surface. Prenons le cas du Limon argileux : le modèle a tendance à sous-estimer l'évaporation en période humide (début de séquence) et à la surestimer en situation sèche. Or il semblerait, d'après des observations visuelles faites sur les parcelles, que le changement de couleur lié à la diminution de l'humidité apparaisse en dernier au niveau des croûtes. La plus grande compacité du sol dans celles-ci assurerait une conductivité plus grande en début d'assèchement. Par contre, en situation plus sèche, la croûte de surface constiturait un frein envers les transferts d'eau. Le modèle mécaniste simulerait en fait le comportement du sol avant la formation d'une croûte.

1.2.2.3. Conclusion.

Malgré les imperfections de la procédure choisie, le modèle mécaniste calé sur trois sols permet de bien reproduire la variabilité des comportements hydriques de sols aussi différents que le Limon sableux et l'Argile. Les écarts modèle-expérience constatés sur certaines variables ne sont jamais très importants et ne s'apparentent pas à un fonctionnement physique du sol aberrant. Nous disposons en fin de compte, d'un simulateur de données, reproduisant le fonctionnement hydrique et thermique de trois sols contrastés qui sont, à certaines approximations près (absence de croûte, estimation de λ^*, $K(\theta)$ en profondeur déduite de la relation calée en surface avec une simple correction par ρ_d), voisins des sols expérimentaux

de Collias, Poirson et Vignères. Dans la phase de génération de données, le modèle mécaniste sera repris pour simuler le comportement hydrique et thermique de ces sols lorsqu'ils sont soumis à des situations hydriques et à des sollicitations climatiques variées.

1.3 Simulations des données par le modèle mécaniste.

Nous allons dans la suite reprendre la version du modèle mécaniste couplée avec le bilan d'énergie de surface et le calcul des flux convectifs qui est développée dans la première partie (Cf. I.1.3). Les propriétés hydrodynamiques seront celles utilisées ou calées au cours des phases de calage et de validation du modèle mécaniste.

1.3.1. Mise en oeuvre du modèle mécaniste.

1.3.1.1. couplage avec le bilan d'énergie et la modélisation des flux convectifs.

Nous avons vu (Cf. I.1.3.) que la mise en oeuvre du couplage du modèle mécaniste nécessitait la connaissance :

- des variables climatiques : Rg, Ra, T_a, Pv_a et Ua;
- des caractéristiques de surface : z_0, a, ε_s.

Les variables climatiques.

Ra n'étant pas une mesure de routine disponible dans toutes les stations climatiques, nous l'estimerons par la formule de *Brutsaert, 1975*:

$$Ra = 1.24 \cdot (pv_a/T_a)^{1/7} \cdot \sigma T_a^4 \qquad (II.7)$$

où

- pv_a est donné en mb et T_a en °K. Ces deux grandeurs sont mesurées à 2m.

L'équation (II.7) a été établie pour des jours clairs et sa validité à été vérifiée par *Mermier et Seguin, 1976*, sur le site de mesures climatiques de l'INRA à Avignon. Nous l'utiliserons toutefois indistinctement pour toutes les journées, avec ou sans nuages. Les données climatiques nécessaires sont donc réduites à la connaissance des quatres variables : Rg, T_a,

Pv_a et Ua. Dans la suite, nous utiliserons des séquences de données horaires. Les interpolations temporelles se feront à l'aide de fonctions "splines".

Les caractéristiques de surface :

- L'albédo est donné par une relation unique pour les trois sols :

si $\theta_s \geq 0.3$	$a(\theta_s) = 0.1$
si $\theta_s < 0.1$	$a(\theta_s) = 0.25$
si $0.3 > \theta_s \geq 0.1$	$a(\theta_s) = 0.25 - 0.75 \cdot (\theta - 0.1)$

où θ_s est l'humidité volumique à la surface du sol. Les seuils d'humidité et d'albédo proviennent de mesures effectuées par *Passerat de Silans, 1986*, sur la parcelle de Poirson (Cf. II.1.1.1)

- l'émissivité d'un sol nu est en général, sur l'ensemble du domaine spectral, comprise entre 0.9 et 0.98 (*Hillel et Van Bavel, 1976, Récan, 1982, Menenti, 1984*). Pour notre part nous la fixerons à 0.95 pour les trois sols.

- La longueur de rugosité de surface z_0 sera égale à 1 mm. Toutefois, nous serons amenés à tester son effet sur les modèles simplifiés. Pour cela nous prendrons des valeurs comprises entre 1 mm et 1 cm.

1.3.1.2 Caractéristiques numériques.

La seule modification apportée dans la version simulation du modèle mécaniste par rapport à celle prise pour le calage, a été faite sur le nombre de noeuds. Nous avons effectué des tests préalables sur un premier maillage de 40 noeuds et un second de 100 noeuds. Les comparaisons ont été faites sur deux variables, E_j et θ_{0-5} (Tableau II.7). Les résultats obtenus sur deux journées montrent des différences de 0.2 mm/j sur E_j et de près de un point (0.01 m^3/m^3) d'humidité pour θ_{0-5}. Nous retiendrons donc dans la suite le maillage de 100 noeuds qui minimise les effets de linéarisation des variables ψ et T dans l'espace.

1.3.2 Simulations des données par le modèle mécaniste.

Trois jeux de données ont été simulés. Un premier jeu, que nous appellerons dans la suite jeu de données principal, sera employé pour l'étude des propriétés du modèle mécaniste et pour la

Tableau II.7 : Comparaisons de deux maillages sur des résultats de simulation de deux jours (J1 et J2) faites avec le modèle mécaniste.

Variable		40 noeuds	100 noeuds
θ_{0-5}	J1	0.273	0.282
	J2	0.237	0.247
E_j	J1	4.87	5.00
	J2	5.04	5.14

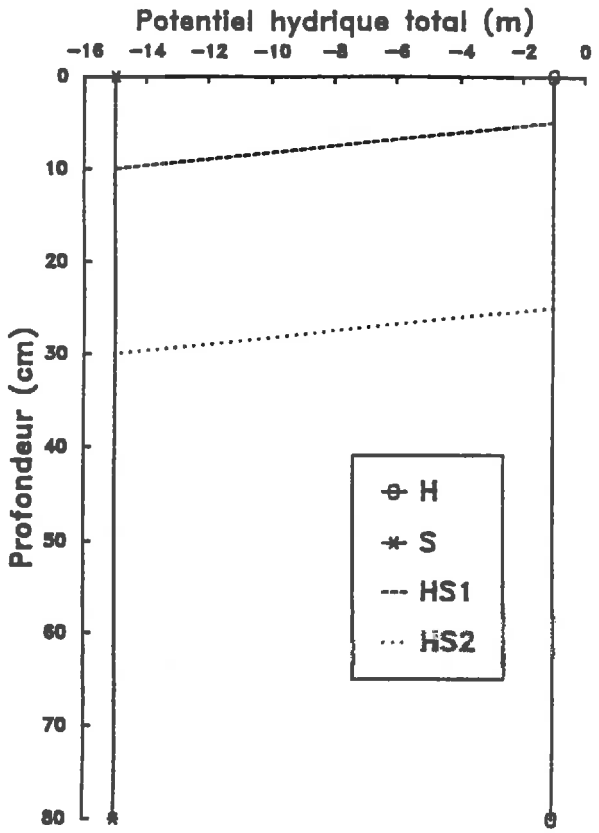


Figure II.13 : Profils initiaux de potentiel hydrique pour les simulations du jeu de données principal.

mise au point des modèles simplifiés. Une validation partielle de ces modèles sera faite sur un second jeu de données, indépendant du premier, par les séquences climatiques retenues. Ce jeu devrait permettre de tester la prise en compte du climat par les modèles simplifiés. Enfin, une dernière simulation de 45 jours, servira de base pour une étude de la dégradation des conditions d'utilisation des modèles à partir de scénarios (quatrième partie).

1.3.2.1 Le jeu de données principal.

Dans la première partie (Cf. I.2.4.), nous avons identifié un certain nombre de facteurs susceptibles d'intervenir dans les modèles simplifiés d'estimation de l'évaporation : le type de sol, l'état hydrique et thermique de la surface et la demande climatique. Ces facteurs ont déterminé le plan de simulation. Celui-ci combine **trois sols, quatre situations initiales d'humidité** et **cinq séquences climatiques**, ce qui fait au total 60 simulations.

- Les trois sols sont ceux décrits précédemment. Nous avons vu qu'ils couvraient un domaine très large de propriétés hydrodynamiques.

- Les séquences de données climatiques (Annexe VI) ont été recueillies par la station INRA de bioclimatologie d'Avignon qui mesure en routine Rg, Pv_a, Ta et Ua au pas de temps horaire. Nous avons retenu cinq séquences de 15 jours réparties tout au long de l'année. Celles-ci présentent des demandes évaporatives très contrastées (Tableau II.8). Notons que les parts convectives et radiatives sont très variables. Ceci reflète une des particularités du climat Avignonais marqué par une présence fréquente de mistral qui est un vent fort, froid et sec.

- Le choix de faire varier la situation initiale du profil d'humidité répond à un double objectif. D'une part, nous ne pouvons pas exclure *a priori* que les relations "état de surface - évaporation" soient affectées par l'histoire du profil hydrique et l'humidité des couches profondes. D'autre part, nous avons avec ces différentes situations initiales la possibilité de simuler le comportement du sol pour une même demande climatique, mais avec des conditions hydriques différentes. Les profils initiaux choisis (Figure II.13) correspondent à un sol humide (H), sec (S) et à un sol initialement sec qui a reçu soit une petite pluie (HS1), soit une pluie plus importante de quelques dizaines de mm (HS2). Les profils initiaux de température sont supposés au départ homogènes. La température est celle relevée à 50 cm sur le site de mesure climatique au premier jour de la séquence choisie.

Pour alléger le texte, nous avons établi un système d'abréviations qui est portée en Annexe V.

Tableau II.8 : Caractéristiques des séquences climatiques des jeux de données (l'identification des climats est précisée en Annexe V)

Identification climat	Ep_j moyenne (mm/j)	Ep_j min (mm/j)	Ep_j max (mm/j)	Part radiat. moyenne (mm)	Part convect. moyenne (mm)
		Jeu de données principal			
"Juil"	5.30	3.72	7.46	3.00	2.30
"Aout"	4.38	1.29	8.91	2.31	2.06
"Octo"	0.97	0.25	1.80	0.71	0.27
"Mars"	4.88	3.64	7.44	0.78	4.10
"Nove"	0.93	0.10	2.10	0.47	0.47
		Jeu de données complémentaire			
"Fevr"	1.07	0	2.25	0.18	0.87
"Mai1"	5.01	3.26	8.07	2.54	2.47
"Aou2"	4.72	3.53	6.32	2.59	2.13
"Sep3"	2.14	0.52	3.84	1.60	0.55
		Jeu de données pour scénarios			
"pi90"	4.33	0.92	7.99	2.65	1.69

1.3.2.2 Le jeu de données complémentaire

Un jeu de données complémentaire à été obtenu afin de tester les modèles simplifiés sur des conditions climatiques différentes de celles du jeu de données principal. Ce jeu de données combine les trois sols avec quatre séquences climatiques de 20 jours. Nous n'avons repris que le profil initial humide (H). Les séquences climatiques ont été choisies pour combler les manques du jeu de données principal en essayant de privilégier les jours de vent du sud, plus chaud et plus humide que le mistral et de couvrir des gammes de Ep_j comprises entre deux et trois millimètres (Tableau II.8).

1.3.2.3. Le jeu de données pour l'étude des scénarios

Ce jeu de données a comme principale particularité d'être beaucoup plus long que les précédents avec une séquence climatique de 45 jours (données provenant de l'expérience P3 Cf. II.1.1.2.). Une seule simulation a été faite sur le Limon argileux. Deux séquences pluvieuses ont lieu en milieu de séquence avec une pluie de 3.8 mm le 17ème jour et de 27.2 mm le 34ème jour.

1.4 Conclusion.

Nous avons effectué des simulations de données à partir d'un modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur. Le modèle a d'abord été calé sur les résultats récoltés au cours de trois expériences réalisées sur des sols présentant des propriétés hydrodynamiques très contrastées. De cette démarche nous pouvons tirer quelques remarques sur les phases de calage et de simulation:

Phase de calage : Pour alléger la procédure de calage, des hypothèses ont été faites. Celles-ci sont par ordre décroissant d'importance :

- pas de prise en compte de la croûte de surface (le modèle simulerait en fait le sol avant la formation d'une croûte de surface);
- une relation unique K(w) pour toutes les couches de sol;
- conductivité thermique issue de la bibliographie;
- une relation unique $D(por_a)$ pour les trois sols.

Nous pouvons nous demander, si avec un tel assemblage de propriétés hydrodynamiques, nous n'avons pas engendré un cas irréaliste, n'assurant pas une bonne cohérence entre les différentes variables simulées. L'analyse des résultats montre qu'en ayant centré le calage sur la détermination de K(w) dans les 10 premiers centimètres, nous obtenons sur les variables telles que l'humidité de surface ou l'évaporation, des écarts modèle-expérience assez faibles. De plus, le modèle mécaniste permet de distinguer très nettement les différences de comportement hydrodynamique entre chaque sol sur une large gamme de conditions hydriques. Le modèle mécaniste devrait donc permettre une bonne cohérence entre l'évaporation et les variables de surface qui seront dans la suite reprises dans la modélisation simplifiée.

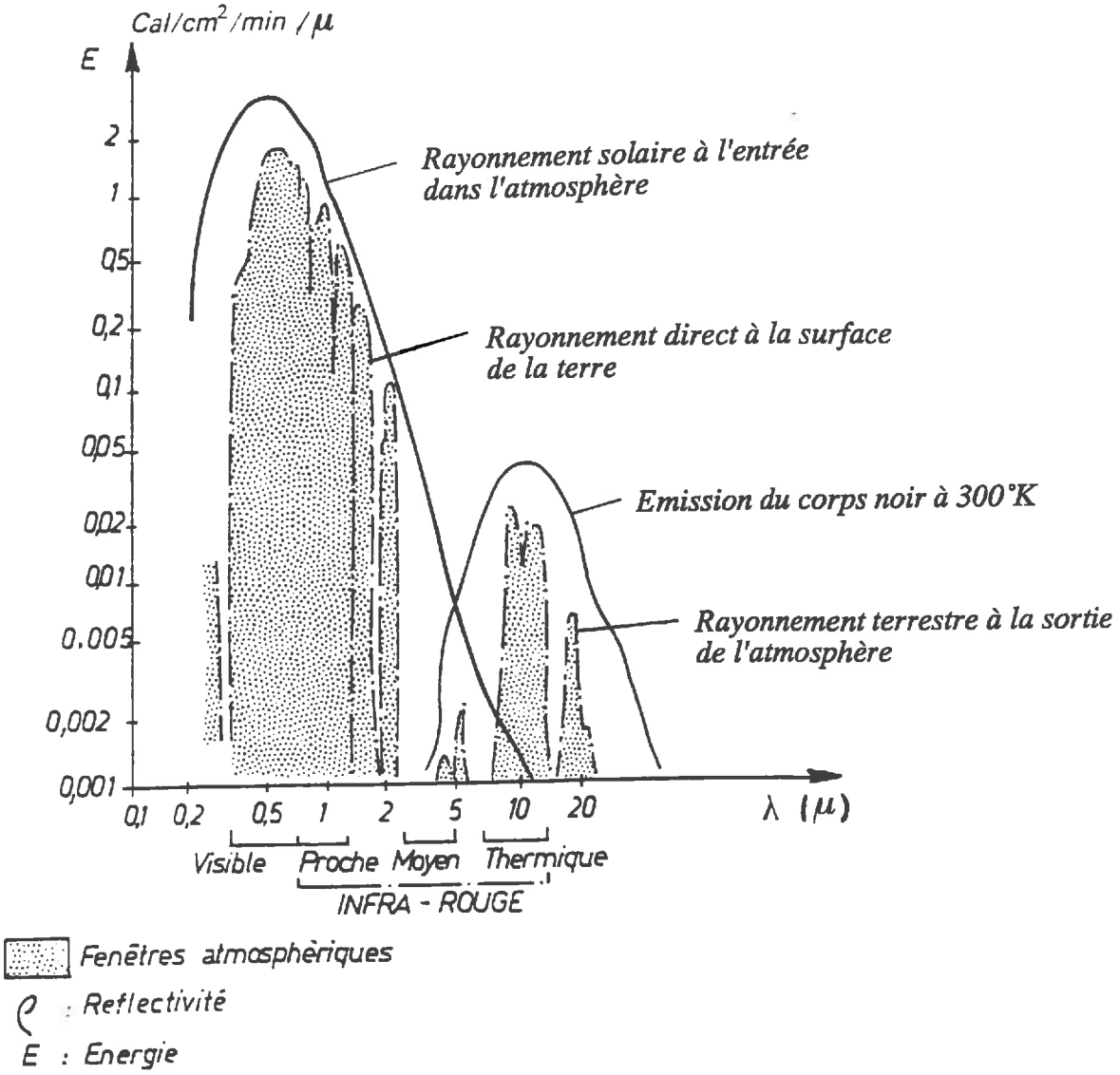


Figure II.14 : Comparaison entre le flux reçu à la surface de la terre et le flux émis à 300°K (d'après *Becker, 1978*)

2. LES MESURES OBTENUES PAR TELEDETECTION.

Dans ce chapitre, nous présenterons deux types de mesure : la radiométrie infra-rouge thermique pour la mesure de la température de surface et les mesures de rétrodiffusion hyperfréquence pour l'estimation de l'humidité de surface. A partir d'une analyse physique de la mesure, nous préciserons la nature de ces variables de surface qui seront introduites dans la modélisation simplifiée de l'évaporation. Nous évaluerons enfin la précision qu'il est possible d'atteindre sur ces variables.

Un déséquilibre très net apparaîtra sur la présentation des deux types de mesure en faveur des mesures de rétrodiffusion hyperfréquence. Deux raisons permettent de le justifier.

- L'acquis sur la radiométrie infra-rouge thermique est actuellement beaucoup plus important que dans le domaine des hyperfréquences. Nous nous placerons donc comme utilisateur d'une technique qui a déjà fait ses preuves. Par contre, la télédétection hyperfréquence s'est developpée plus tardivement. En ce qui nous concerne, l'estimation de l'humidité à partir de mesures radar est encore sujet de recherche.

- L'ensemble du travail s'inscrit dans un cadre expérimental plus vaste visant à améliorer l'interprétation des informations acquises par un radar et à développer des méthodes utilisant ces informations pour l'estimation de l'évapotranspiration (cas des sols nus et des couverts végétaux).

2.1 La télédétection infra-rouge thermique.

Le domaine spectral de l'infra-rouge thermique (IRT) regroupe les rayonnements dont les longueurs d'onde sont comprises entre 3 et 20 μm. L'origine de ce rayonnement provenant de la surface de la terre est principalement dûe à son émission radiative. En effet, la température étant en général comprise entre 230°K et 330°K, le rayonnement électromagnétique terrestre, d'après la loi de Planck, occupe essentiellement la bande [3-20] μm avec un maximum au voisinage de 10μm. De plus, au delà de 3-4 μm, la réflexion du rayonnement solaire est négligeable (Figure II.14). En mesurant donc par radiométrie le rayonnement émis par une surface, nous avons accès à une information sur sa température.

Tableau II.9 : Erreur faite sur la température de surface lorsque nous supposons que $T_s=T_B$, pour plusieurs valeurs de rayonnement atmosphérique (Ra) et d'émissivité du sol (ε_s)

	ε_s			
Ra(w/m²)	0.85	0.90	0.92	0.98
100	9.21	6.04	4.81	1.18
200	6.56	4.32	3.44	0.85
300	3.97	2.63	2.10	0.52
400	1.46	0.97	0.77	0.19

Tableau II.10 : Erreur faite sur la température de surface lorsque nous supposons que l'émissivité est égale à 0.95, pour plusieurs valeurs de rayonnement atmosphérique (Ra) et d'émissivité "vraie" du sol (ε_s)

	ε_s			
Ra(w/m²)	0.85	0.90	0.92	0.98
100	6.37	3.14	1.87	-1.83
200	4.55	2.25	1.34	-1.32
300	2.77	1.38	0.82	-0.81
400	1.02	0.51	0.30	-0.30

2.1.1. Bases physiques des mesures radiométriques dans l'infra rouge thermique.

En négligeant la réflexion du rayonnement solaire, la densité de flux du rayonnement IRT provenant d'une surface s'écrit :

$$\phi_{IRT} = \varepsilon_{sIRT}\sigma T_s^4 + \Upsilon_{sIRT}Ra_{IRT} = \sigma T_B^4 \qquad \text{(II.8)}$$

où :

- ε_s est l'émissivité de la surface;
- Υ_s est la réflectivité;
- l'indice IRT désigne le domaine spectral sur lequel s'appliquent les grandeurs physiques.
- T_B est la température de brillance (°K). Celle-ci correspond à la température qu'aurait un corps noir émettant un flux ϕ_{IRT}.

En supposant que la transmittance dans le sol est négligeable, $\Upsilon_{IRT}=1-\varepsilon_{IRT}$. Nous voyons que T_s, peut être déduite de ϕ_{IRT}, si ε_{sIRT} et Ra_{IRT} sont connues. La notion de surface, dans le cas de T_s est liée à la pénétration d'un rayonnement dans le sol qui est avec l'IRT comprise entre 1 et 10 µm. Pour une application à la modélisation de l'évaporation, la couche participant à l'émission radiative est suffisamment mince pour être assimilée à la surface.

La connaissance de l'émissivité est probablement l'obstacle majeur pour une estimation précise de T_s. Dans le domaine de longueur d'onde [8-14] µm, l'émissivité d'un sol nu peut varier de 0.85 à 0.98 (*Stoll, 1990*). Ces variations sont dues à la nature des constituants minéraux, à l'humidité du sol (ε_{sIRT} augmentant avec l'humidité), à la rugosité du sol et l'angle d'incidence au delà de 30°. Dans la pratique, ε_s est souvent mal connue et ses variations dans le temps sont difficiles à prévoir. Deux types d'approximation peuvent être envisagés. D'une part, nous pouvons supposer que $T_s=T_B$ ($\varepsilon_s=1$). Une telle hypothèse présente l'avantage de ne pas avoir à connaître Ra_{IRT}. Nous pouvons, d'autre part, estimer ε_s par une valeur moyenne de réferrence (0.95 par exemple) et ainsi calculer T_s, si Ra_{IRT} est connu. Les erreurs sur T_s engendrées par ces approximations ont été calculées pour différentes situations d'émissivité du sol et de rayonnement atmosphérique (Tableaux II.9 et II.10). Les erreurs peuvent atteindre plusieurs degrés. La seconde méthode donne dans l'ensemble de meilleurs résultats. Toutefois, elle nécessite la connaissance de Ra_{IRT} qui n'est pas toujours bien connu. De plus, l'intérêt de cette méthode n'est plus évident lorsque $\varepsilon_s>0.95$.

A cette source d'erreur, il convient également d'ajouter, lorsque la mesure est faite d'un satellite, les effets atmosphériques sur la transmission du rayonnement IRT, qui viennent

perturber la mesure. *Seguin et al., 1989*, estiment par exemple à 4°, l'erreur liée à ces effets dans les régions saheliennes. Il est toutefois probable que dans les prochaines années, la contribution de l'atmosphère sera mieux prise en compte. Dans le cas des sols nus, l'utilisation de la méthode du "local split window" (*Becker & Li, 1990, Becker & Li, 1991*) semble prometteuse.

2.1.2. Mesures expérimentales.

Les mesures expérimentales ont été réalisées à l'aide de radiothermomètres de type HEIMAN KT17 qui mesurent le rayonnement sur la plage [8-14] μm. Toutes les mesures ont été réalisées en visée verticale au cours des expériences P2 et P3 (Cf. II.1.2.2). Les configurations de mesures étaient les suivantes :

Expérience	hauteur du radiomètre	Ouverture	Diamètre de la surface de mesure	fréquence des mesures
P2	19.5 m	10°	3.4 m	1 mesure /j à 15h
P3	3.0 m	34°	1.8 m	en continu

La résolution en température sur un corps noir, donnée par le constructeur, est de 0.70°C. Ne disposant pas de valeurs expérimentales de ε_{sIRT} et de Ra_{IRT}, nous avons assimilé T_s à T_B.

2.2. Télédetection radar : principes, signification et acquisition des mesures.

2.2.1. Principe de la mesure radar.

Les radars utilisés en télédétection, sont des systèmes actifs qui émettent un rayonnement éléctromagnétique de fréquence comprise entre 1 GHz et 20 GHz. Le rayonnement réfléchi est mesuré selon la direction de propagation du rayonnement incident (Figure II.15). On parle dans ce cas de rayonnement rétrodiffusé. Un certain nombre de paramètres liés au fonctionnement du radar doivent être définis. Il s'agit :

- de la fréquence;
- des polarisations des rayonnements émis et réfléchis (H et V pour les polarisations verticale et horizontale);

- de l'angle d'incidence.

Le choix d'un jeu de ces paramètres constitue une configuration du radar. Les mesures radar sont la plupart du temps exprimées sous forme de section efficace de rétrodiffusion (σ_0). Celle-ci est une caractéristique de la surface observée, qui quantifie son pouvoir de rétrodiffusion. C'est donc à cette grandeur qu'aboutiront les traitements du signal radar. En raison de sa forte dynamique de variation, σ_0 est la plupart du temps exprimée en décibel ($P(dB) = 10\log_{10} P$).

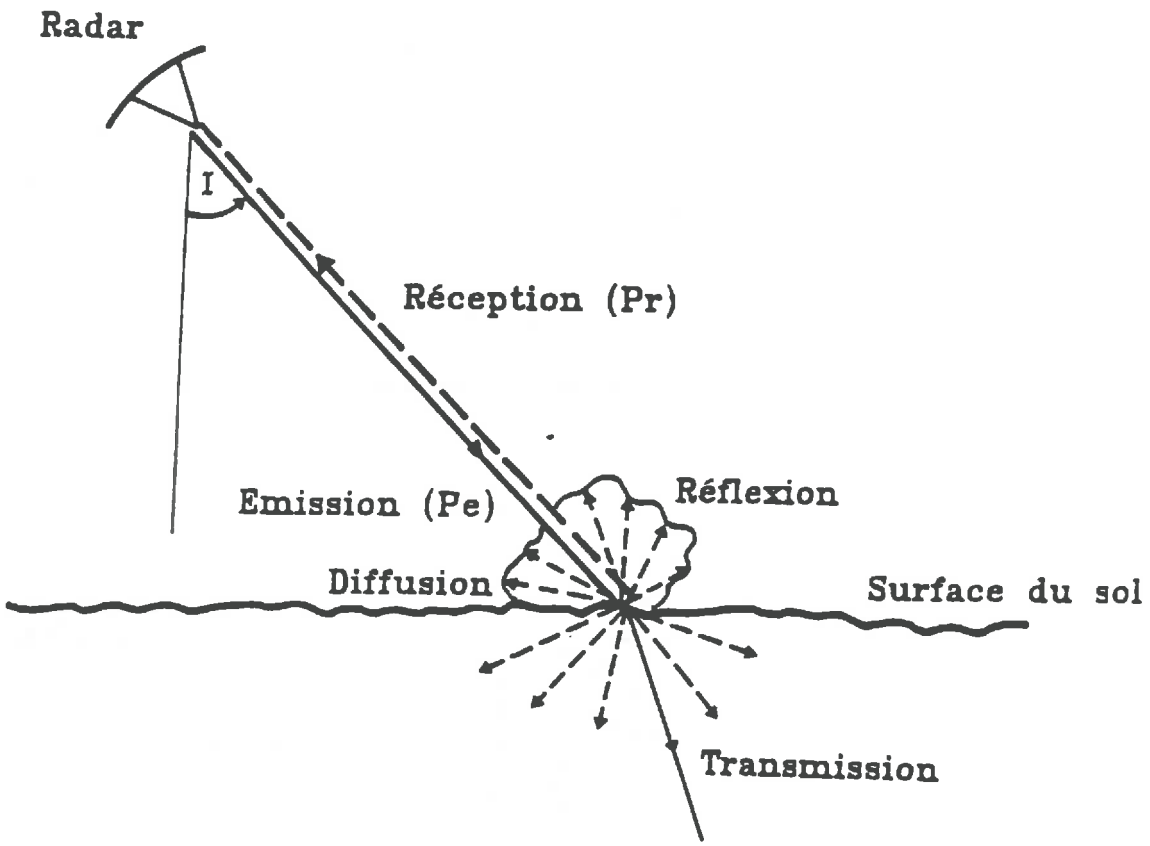


Figure II.15 : Schéma de principe de la mesure radar.

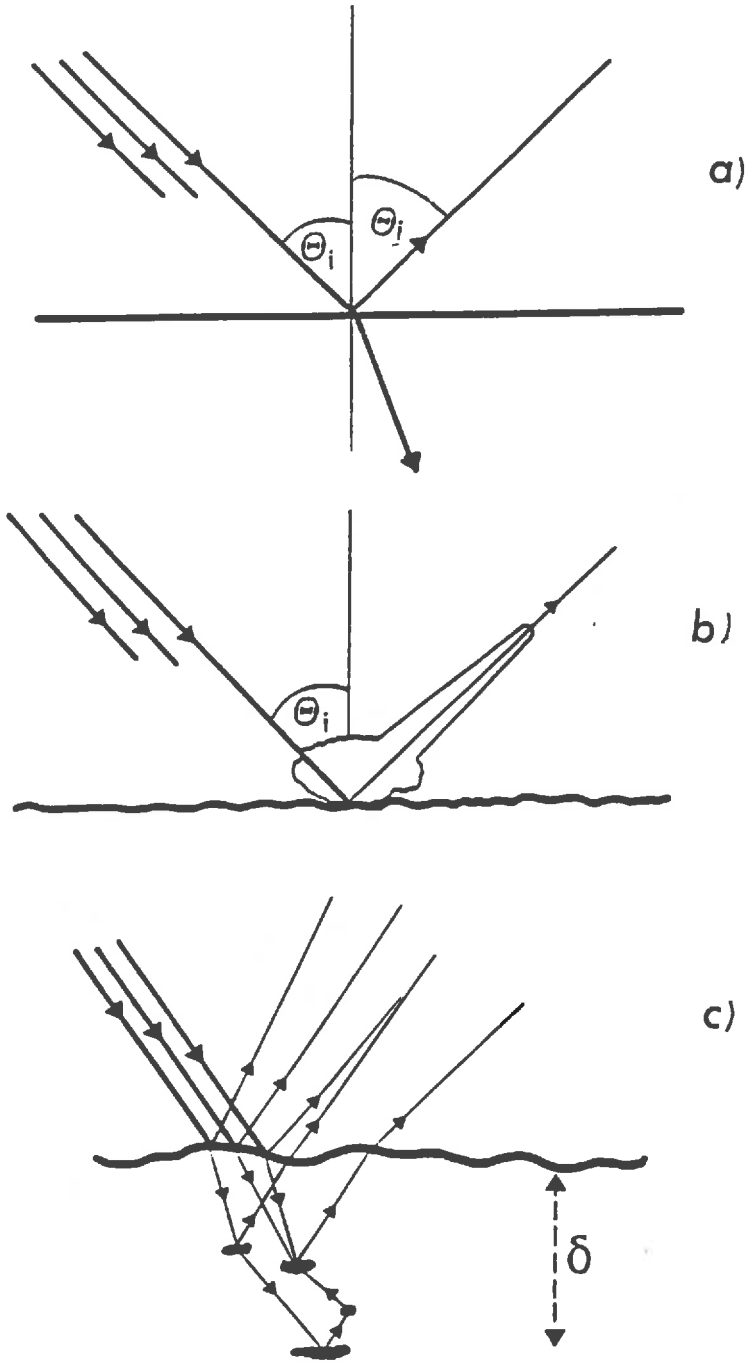


Figure II.16 : Schéma de principe de la réflexion d'une onde électromagnétique sur :

a) une surface lisse;

b) une surface rugueuse;

la figure c) décrit le cas de la diffusion de volume.

2.2.2. Signification des mesures radar.

2.2.2.1 Réflexion d'une onde électromagnétique.

Considérons deux milieux : l'air dans lequel se propage une onde incidente et le sol qui présente des propriétés diéléctriques différentes. Ces deux milieux sont séparés par une surface pouvant avoir une forme quelconque dans les trois dimensions de l'espace (Figure II.16).

Lorsqu'une onde électromagnétique se propageant dans l'air rencontre une surface lisse et infiniment grande, nous avons un partage de l'énergie véhiculée par le rayonnement incident, en une onde réfléchie et une onde transmise dans le sol. Dans ce cas, nous avons une réflexion spéculaire, avec une onde réfléchie qui se propage selon une direction, symétrique par rapport à la normale, de la direction incidente. Le partage de l'énergie entre les ondes transmises et réfléchies est caractérisé par la réflectivité qui dépend des propriétés diélectriques du sol.

Quand la surface n'est plus plane mais rugueuse, la réflexion se fait dans toutes les directions de l'espace : elle est alors dite diffuse. La répartition de l'énergie selon les directions de l'espace dépend de la rugosité.

L'énergie transmise dans le sol est en partie absorbée et en partie réfléchie. Le sol n'étant jamais un milieu homogène, les réflexions dans le sol se font de manière diffuse, nous parlerons de diffusion de volume. On considère généralement que l'épaisseur de sol qui participe à ce processus est de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde.

Le processus de rétrodiffusion des ondes radar affecte donc un volume de sol de quelques centimètres d'épaisseur. Deux facteurs auront un rôle prédominant : la rugosité qui gouverne la répartition du rayonnement réfléchi dans toutes les directions de l'espace, et la réflectivité dépendant de la permittivité diélectrique, qui règle le partage énergétique entre les ondes réfléchies et transmises dans le sol.

2.2.2.2 Permittivité diélectrique des sols.

La permittivité diélectrique du sol dans le domaine des hyperfréquences est une fonction de la nature des constituants, de leur forme et de la géométrie de leur assemblage (*De Loor, 1968, Wobschall, 1977, Dobson et al., 1985*). Les aspects géométriques étant complexes, ceux-ci sont la plupart du temps, soient négligés, soient ramenés à des formes simples. Quatre types

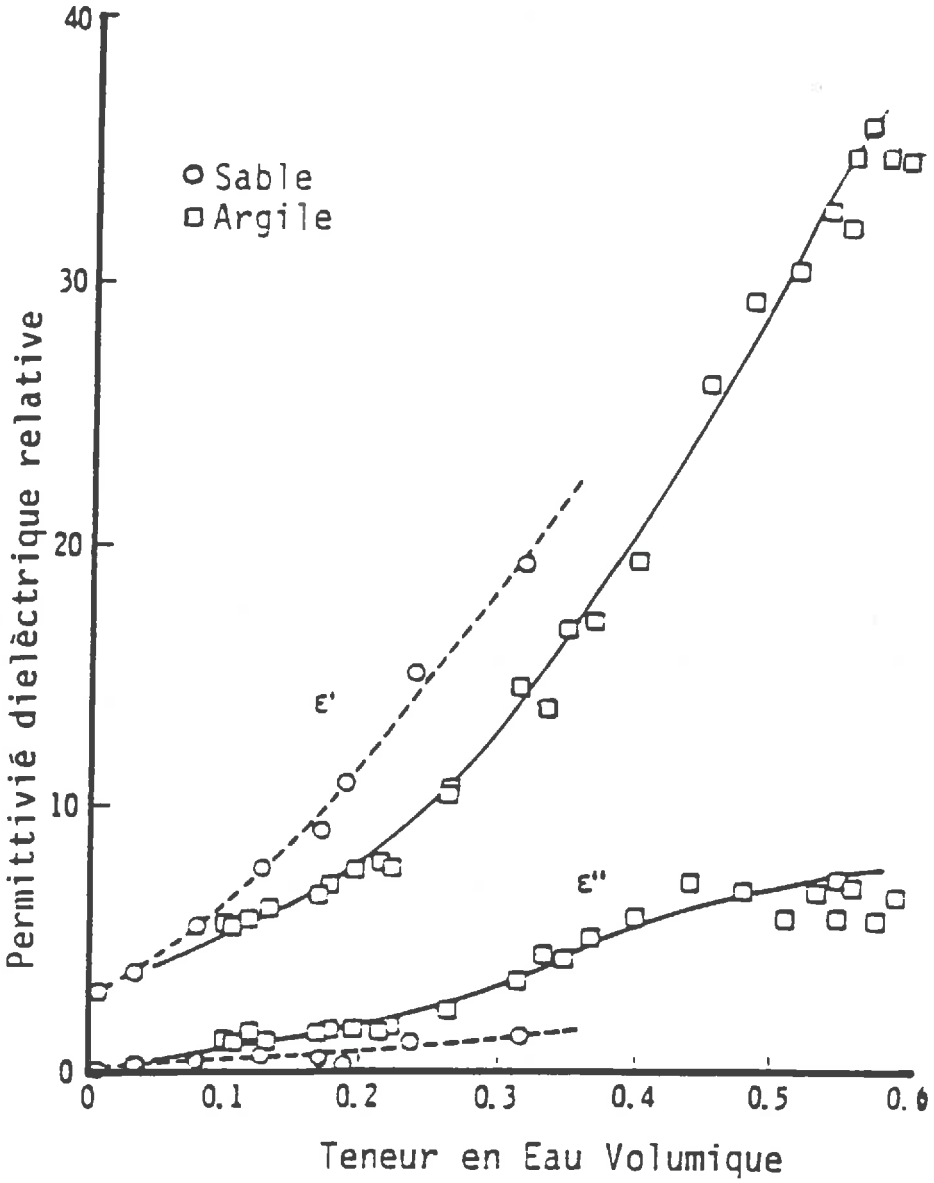


Figure II.17 : Relation "teneur en eau - permittivité diélectrique" pour deux sols de texture différente (d'après *Ulaby et al., 1982*)

de constituants sont en général pris en compte : les constituants minéraux, l'air, l'eau libre et l'eau liée qui ont une permittivité diélectrique relative (ε_r) de :

Minéraux	4.5-8
(Feldspath)	*(4.5-5)*
(mica)	*(8)*
air	1
eau libre	79
eau liée	3

Nous voyons qu'il existe un contraste important entre l'eau libre et les autres constituants. Sa forte permittivité diélectrique est dûe aux propriétés de polarisation des molécules d'eau qui sont modifiées lorsqu'elles sont liées à la phase solide (principalement sur les argiles) par des liaisons électriques. La teneur en eau volumique est donc un élément essentiel de la permittivité diélectrique des sols. Les relations $\varepsilon_r'=f(\theta)$ (Figure II.17) présentent pour θ croissant, un accroissement faible de ε_r' aux petites valeurs de θ, puis une augmentation plus forte. Ces deux parties de la relation $\varepsilon_r=f(\theta)$ s'expliquent par une affinité particulière des molécules d'eau à être liées à la matrice solide. Cette fraction d'eau reste donc préférentiellement dans le sol lorsqu'il est sec. L'étendue de la gamme de θ pour laquelle l'accroissement de ε_r est faible dépend de la texture du sol et notamment du taux d'argile. Différentes modélisations de la permittivité diélectrique sont disponibles : théoriques (*De Loor 1970, Dobson et al., 1971*), semi-empiriques (*Wobschall, 1977, Wang et Schmugge, 1980*) ou purement statistiques (*Dobson et al, 1984, Hallikainen et al. 1985*).

La température, en agissant sur l'agitation moléculaire (*Hoekstra et Delaney, 1974*) et la salinité (*Strogyn, 1985*), en réduisant la polarisabilité des molécules d'eau, ont également une influence sur la permittivité diélectrique. Elle est cependant minime au delà de 0°C et en dessous d'un seuil de salinité de 1 %.

2.2.2.3. Effets de la rugosité.

La rugosité influence les redistributions dans l'espace d'un rayonnement incident lorsqu'il rencontre une surface. Son effet se situe entre deux cas extrêmes qui sont d'une part, une réflexion spéculaire lorsque le sol est lisse, et d'autre part une réflexion lambertienne (absence de direction privilégiée) pour les sols très rugueux. La rugosité a donc un effet direct sur la décroissance angulaire de σ_0 (Figure II.18) qui est plus marquée pour les sols lisses, sur lesquelles la réflexion est essentiellement spéculaire. La notion de rugosité est à moduler en fonction de la longueur d'onde et de l'angle d'incidence. En effet, une surface qui est rugueuse pour une longueur d'onde, deviendra lisse pour une longueur d'onde plus grande. L'effet rugueux dépend des ordres de grandeur entre la hauteur des aspérités (h) et la longueur d'onde. Par exemple, le critère de Rayleigh définit une surface comme rugueuse si h (dans la pratique on associe h à l'écart-type moyen des hauteurs appelé dans la suite HRMS) vérifie la relation :

$$h >> \lambda/(8\cos(I)) \qquad \text{(II.9)}$$

où :

- I est l'angle d'incidence;

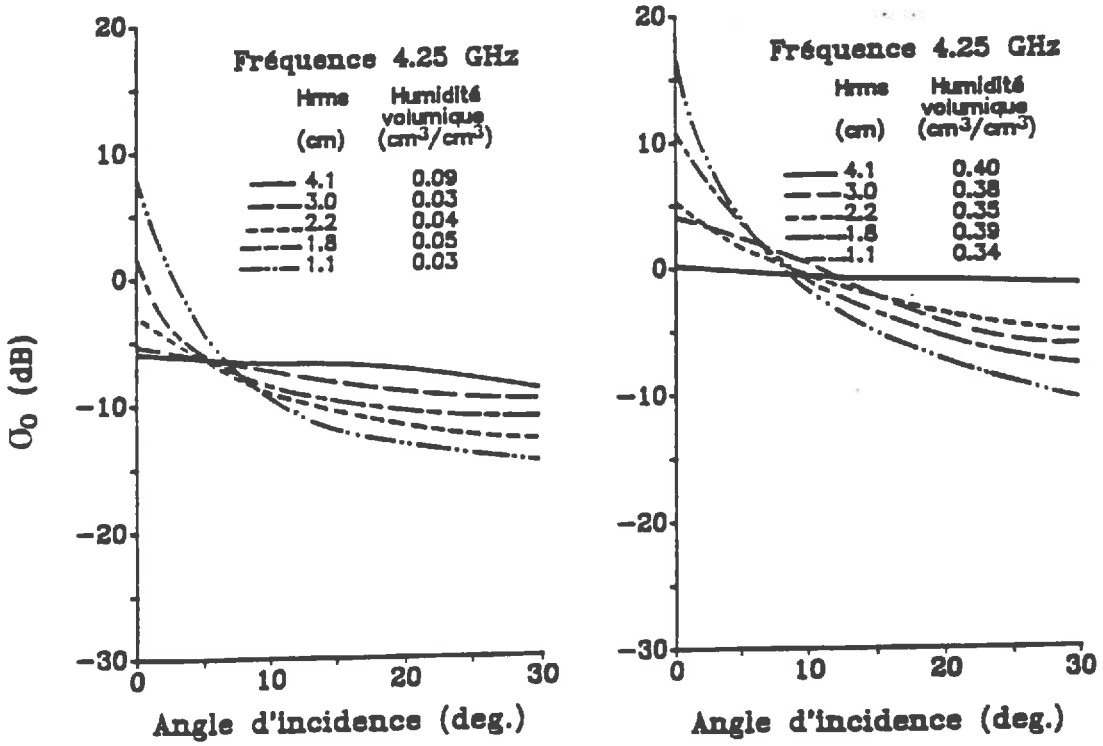


Figure II.18 : Comportement angulaire de la mesure radar, pour différents états de surface (Humidité, rugosité) (D'après *Ulaby et al., 1978*).
- λ_0 est la longueur d'onde (m);

La rugosité de la surface est en général décrite par deux grandeurs synthétiques qui sont la HRMS et la longueur de corrélation (l) des hauteurs. La diffusion se fait principalement en surface lorsque le sol est humide. Par contre, en situation sèche, la diffusion de volume prend une part non négligeable dans les processus de diffusion. Dans ce cas, la seule description de la surface ne permet plus d'expliquer les variations angulaires de σ_0 (*Bertuzzi et al., 1990*). Il faudrait tenir compte d'une "rugosité de volume" difficilement quantifiable.

La structure de la rugosité, suivant qu'elle est aléatoire ou périodique, peut influencer considérablement σ_0. Ainsi, sur des surfaces présentant une structure de bande (travail du sol), σ_0 peut varier de plusieurs dB (5 à 10 dB) lorsque nous passons d'une visée parallèle à une visée perpendiculaire à la direction des bandes (*Ulaby et al., 1982a*).

2.2.2.4 Conclusions : facteurs de variations du signal radar liés à la surface.

La réponse radar d'un sol nu est simultanément influencée par plusieurs facteurs qui sont par ordre décroissant d'importance :

- l'humidité et la rugosité;
- la texture;
(- la salinité dans le cas des sols salés.)

L'importance relative de chacun de ces facteurs dépend de la configuration du radar. Par exemple, en bande C aux faibles incidences, l'humidité est un facteur prépondérant tandis qu'aux grandes incidences, l'effet de la rugosité est important. Pour extraire une information du signal radar, telle que l'humidité, il convient soit de combiner plusieurs configurations soit d'en choisir une qui minimise les effets de la rugosité.

2.2.3 La mesure de l'humidité.

Une des principales applications des mesures radar sur sol nu, est la détermination de l'humidité de surface (*Ulaby et al., 1978, Bernard et al., 1982, Bruckler et al., 1988*). Celle-ci est, dans la plupart des cas, estimée avec une configuration radar qui minimise l'effet de la rugosité. *Ulaby et al., 1978* recommandent un angle compris entre 7° et 17°, une fréquence en bande C et une polarisation HH (Figure II.18).

La démarche suivie par tous les auteurs est de mettre directement en relation σ_0 et une grandeur caractéristique de l'humidité du sol. Lorque σ_0 est exprimé en dB, ces relations sont généralement linéaires et présentent une importante dynamique de variation pour les gammes d'humidité rencontrées en condition naturelle. Toutefois, la linéarité n'est pas applicable pour les sols saturés en eau (*Dobson & Ulaby, 1981, Mérot et Chanzy, 1991*).

Une des principales questions concernant les relations "σ_0-humidité du sol" est le choix d'une grandeur caractéristique de l'humidité. Si nous nous référons au paragraphe II.2.2.2.2, la définition de la grandeur physique idéale serait une intégrale des teneurs en eau volumique libre sur la couche participant à la rétrodiffusion, pondérée par la contribution de chaque volume élémentaire à σ_0. Une telle grandeur est bien sûr irréaliste et sans grand intérêt pour les applications. Pour définir la variable d'humidité à mettre en relation avec les mesures radar, il faut alors choisir :

- la nature de la variable;

- la profondeur sur laquelle celle-ci s'applique. Nous parlerons dans la suite de couche d'échantillonnage.

Nous passerons en revue les principales grandeurs retenues.

L'humidité volumique (*Ulaby et al., 1978, Bernard et al, 1982, Bruckler et al, 1988*): Cette grandeur ne prend pas en compte les deux états, libre et lié, de l'eau. Le choix de l'humidité volumique se répercute donc sur les relations d'étalonnage $\theta=f(\sigma_0)$ (Cf. Figure II.19) par une sensibilité à la texture du sol.

Le pourcentage de la capacité au champ (%FC) (*Ulaby et al., 1978, Schmugge, 1980*): Cette grandeur tend à uniformiser les étalonnages entre des sols de textures différentes. La capacité au champ augmente en règle générale avec la teneur en argile. Une telle corrélation aurait donc tendance à uniformiser la gamme du %FC correspondant à la première partie de la relation $\varepsilon_r=f(\text{humidité})$ (Cf. II.2.2.2.2).

Le potentiel hydrique (*Dobson & Ulaby, 1981, Bruckler et al, 1988*): Cette grandeur est à première vue séduisante car elle donne une indication de l'état de liaison entre l'eau et la matrice solide et constitue une variable intéressante dans le cadre de la modélisation de l'évaporation ou des transferts hydriques. *Dobson et Ulaby, 1981* montrent sur trois sols, que le potentiel uniformise les relations $\psi=f(\sigma_0)$ pour des sols de texture différente. Mais, comme pour %FC, le potentiel hydrique n'est pas une mesure de l'état de liaison électrique de l'eau avec la matrice solide. En effet, une grande partie du potentiel hydrique est dûe aux forces de rétention capillaire. L'eau retenue sous cette forme ne subit aucune contrainte électrique telle que l'eau liée mentionnée ci-dessus.

Choix de la profondeur d'échantillonnage: celle-ci est déterminée à partir d'analyses statistiques sur les coefficients de corrélations linéaires entre σ_0 et l'humidité. Avec une configuration radar optimale pour la mesure de l'humidité, un consensus semble se faire pour des profondeurs allant de 3 à 10 cm. Les bons résultats obtenus avec ces épaisseurs de couches ne reflètent pas uniquement une bonne adéquation avec la profondeur de pénétration, mais également les corrélations qu'il peut y avoir entre les humidités à différents niveaux au voisinage de la surface.

Reconsidération de l'effet texture sur les relations $\theta=f(\sigma_0)$: celui-ci est la plupart du temps discuté en évoquant la forme des relations $\varepsilon_r=f(\theta)$. Or nous avons vu (Cf. II.1.3.2) que la forme des profils hydriques dans les premiers centimètres est très variable d'un sol à l'autre. Si nous supposons qu'une grande part de la réflexion se fait au voisinage de la surface (premier centimètre), ce que tendent à montrer les modèles théoriques (*Witono, 1986, Bertuzzi et al., 1991*), la forme du profil d'humidité dans la couche d'échantillonnage devient un facteur de variation non négligeable des relations "σ_0-humidité de surface". En effet, l'eau se trouvant à

la base de la couche d'échantillonnage ne participe que très partiellement au processus de rétrodiffusion. Par contre, cette eau contribue à l'humidité moyenne dans des proportions variables selon la forme du profil hydrique. Ceci pourrait constituer un élément supplémentaire d'explication de l'effet texture sur les relations d'étalonnage qui ne serait pas uniquement dû à une mauvaise prise en compte de la teneur en eau liée. Cette hypothèse est parfaitement illustrée par la Figure II.19 sur laquelle l'effet texture est d'autant plus marqué que la couche d'échantillonnage de l'humidité est épaisse.

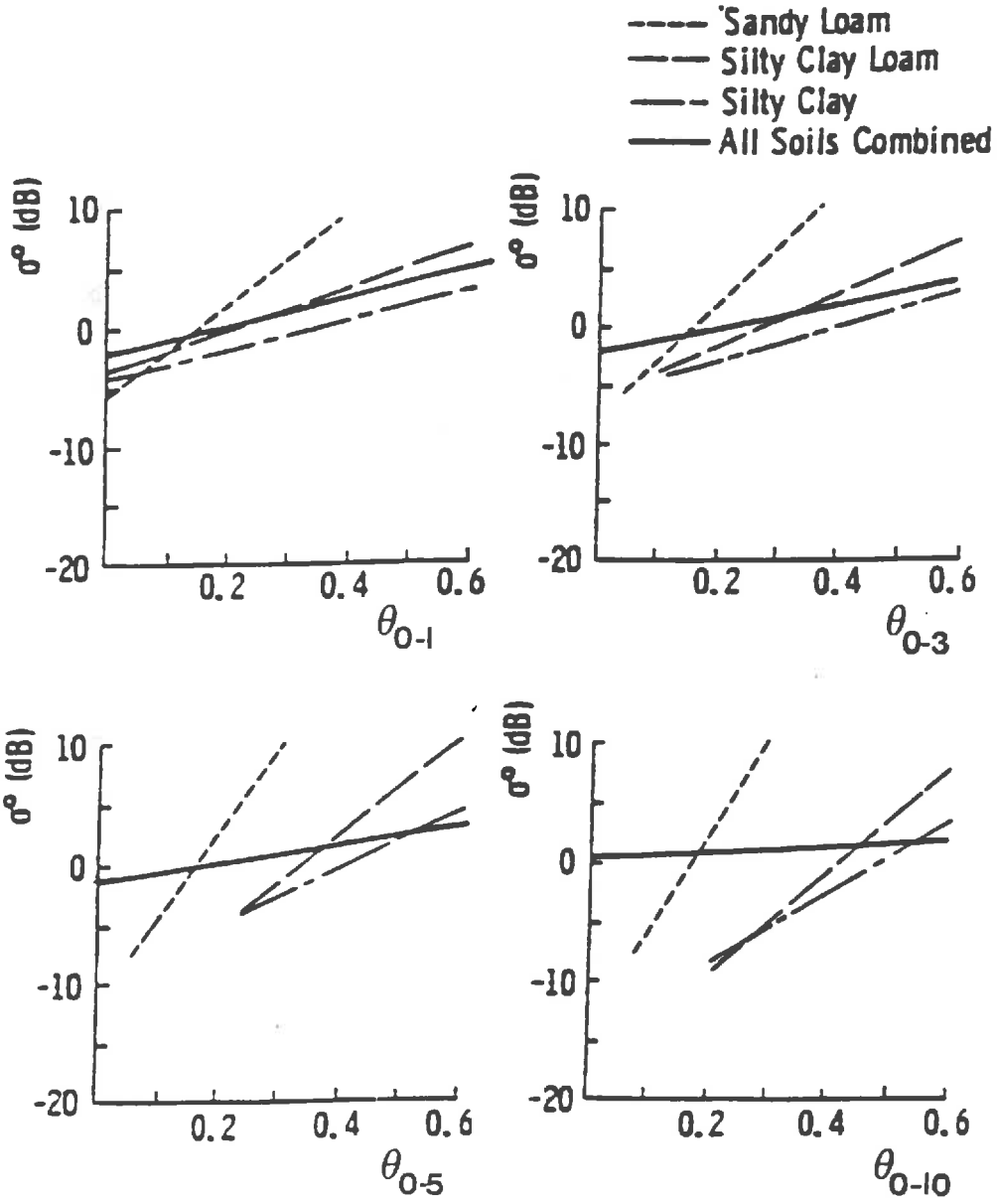


Figure II.19 : Résultats des régressions $\sigma_0=f(\theta)$ pour plusieurs sols, en prenant l'humidité volumique moyenne sur 1, 3, 5 et 9 centimètres (d'après *Dobson & Ulaby, 1981*).

Conclusions :

- L'utilisation de l'humidité volumique est à notre sens la variable qui a le plus de sens physique par rapport σ_0. Toutefois, les relations $\sigma_0 = f(\theta)$ dépendent de la nature du sol. L'effet du sol ne serait pas seulement dû à une mauvaise prise en compte de la part d'eau liée, mais aussi à la forme des profils hydriques au sein de la couche d'échantillonnage de l'humidité.

- D'autres variables, tels que le potentiel hydrique ou le pourcentage de la capacité au champ permettent d'obtenir une relation "σ_0-teneur en eau" pour des sols différents. De telles grandeurs ne constituent pas une meilleure estimation de la teneur volumique en eau libre, mais elles uniformisent des relations naturelles qui existent entre l'humidité à la capacité au champ et la quantité d'eau liée, ou entre la quantité d'eau libre à la surface et le potentiel hydrique moyen sur la couche d'échantillonnage. Ces grandeurs présentent, dans des perspectives d'applications opérationnelles, un avantage indéniable. Mais il convient de vérifier, si l'uniformisation des relations "σ_0-teneur en eau" restent valables sur un grand nombre de sols.

- Pour notre part, notre dispositif expérimental ne permettant pas une étude exhaustive sur l'effet texture, nous mènerons la phase expérimentale de ce travail en caractérisant l'humidité de surface par l'humidité moyenne mesurée sur les cinq premiers centimètres (θ_{0-5}).

2.2.4 Expériences radar.

2.2.4.1 Objectifs des expériences

Les expériences ont été réalisées sur le site expérimental d'Avignon (Cf. II.1.2.1) qui présente l'avantage d'avoir une très bonne infrastructure (grue pour fixer les instruments, plusieurs parcelles accessibles à la mesure, système d'irrigation). Toutefois ce site est fixe, ce qui exclut toutes expériences visant à étudier l'effet type de sol.

Dans le cadre de notre étude, deux points expérimentaux ont été abordés. Ceux-ci concernent l'estimation de θ_{0-5}.

- Quelle est l'erreur faite sur θ_{0-5}, lorsque la cible est bien caractérisée et la configuration optimale pour la mesure de l'humidité ?

- Dans une perspective de mesure satellitaire, les projets actuels garantissent une bonne fréquence temporelle des mesures si l'on accepte de travailler sur plusieurs angles d'incidence qui ne sont pas forcément ceux optimum pour l'estimation de θ_{0-5}. A court terme, le lancement du satellite ERS-1, dont la configuration se situe en dehors des gammes jugées optimales pour l'humidité des sols, est prévu. **Quel est le niveau de performance envisageable sur la mesure de θ_{0-5} en bande C aux grands angles d'incidence ou en configuration ERS-1?**

2.2.4.2. Le Radar Ramses IV.

Toutes les mesures radar ont été réalisées avec le diffusiomètre RAMSES IV conçu par le Centre National d' Etudes Spatiales (CNES) dont les principales caractéristiques sont données dans le Tableau II.11. C'est un instrument de type FM-CW dont le principe est développé dans les travaux de *Ulaby et al., 1982, Pausader, 1982 et Lopes, 1983.* Le radar est fixé sur une grue de chantier permettant d'avoir les antennes à une hauteur de 20m30. L'interfaçage mécanique entre le radar et le chariot mobile de la grue est constitué d'une platine assurant les

Tableau II.11: Principales caractéristiques du Radar RAMSES IV.

Fréquences centrales (F)	: 5.3, 9.4, 13.4 GHz
Antenne d'émission	: cornet pour polarisation horizontale (H) et polarisation verticale (V)
Antenne de réception	: Deux antennes paraboliques pour F = 5.3 GHz F = 9.4 et 13.4 GHz
Demi angle d'ouverture du lobe d'antenne à 3 Db ($\beta/2$)	: 2.65° à 5.3 GHz, 2.19° à 9.4 GHz 1.64° à 13.4 GHz
Source hyperfréquence	: YIG bande large
Modulation de fréquence	: triangulaire . Excursion en fréquence (ΔF): 250 et 500 MHz . Fréquence de modulation (fm) : 66Hz
Filtrage du signal basse fréquence	: 1200 Hz
Autoétalonnage	: Ligne à retard

variations d'angle en incidence et en azimut. Le pilotage de RAMSES IV et l'acquisition des données sont gérés par un microordinateur de type AT.

Acquisition des mesures : L'acquisition se fait par module de 200 valeurs qui correspondent chacune à la puissance moyenne de 512 valeurs. La durée d'acquisition d'un module est d'environ cinq secondes.

Mode de fonctionnement : RAMSES IV peut fonctionner selon trois modes : en mode mesure, en mode autoétalonnage (les antennes sont court-circuitées par une ligne à retard qui simule une cible distante de 14 m, un tel mode permet de suivre les dérives électroniques) et en mode d'étalonnage externe.

Surface de résolution au sol: La mesure radar se fait au sein d'un lobe d'antenne conique dont l'intersection avec une cible plane donne une ellipse de grand axe L et de petit axe l. Compte tenu de la hauteur de la grue et de l'angle d'ouverture des antennes, les dimensions des surfaces de mesure au sol sont à 5.3 GHz :

Angle d'incidence	L (m)	l (m)	surface (m^2)
15°	1.92	1.85	2.8
23°	2.10	1.94	3.2
50°	4.34	2.78	4.7

Séquence de mesure : Les séquences de mesures sont gérées par un microordinateur. La platine se déplace en bout de flèche. Le radar effectue un module d'acquisition en mode autoétalonnage à l'arrêt. La mesure sur la parcelle se fait ensuite pendant le trajet retour de la platine avec une succession de quatre modules d'acquisition, soit 800 points échantillonnés sur 20 secondes. Le déplacement de la platine pendant cette période est de 13m10. Enfin, une seconde mesure en mode autoétalonnage est faite à l'arrêt. Le déclenchement des modules d'acquisition, au cours du déplacement de la platine, sont pilotés par sa position qui est donnée à 10 cm près par un compteur d'impulsions. Ce système permet d'avoir une localisation très précise des surfaces mesurées au sol.

Echantillonnage : La notion d'échantillons indépendants est très importante en télédétection radar. Il existe une source de bruit liée à la répartition des diffuseurs au sein de la surface qui engendre des fluctuations très fortes du signal (effet de Speckle). Il est donc indispensable de moyenner des mesures pour obtenir une précision suffisante. Le nombre d'échantillons indépendants obtenus au cours d'une séquence de mesure est donné par (*Pausader, 1982*):

$$n_f = \frac{2\Delta F \cdot \Delta D}{c} \qquad n_s = \frac{2\beta}{\lambda} \cdot L \qquad N = n_s \cdot n_f \qquad \text{(II.10)}$$

où :

. N est le nombre d'échantillons indépendants;

. n_f est le nombre d'échantillons décorrélés fréquentiellement;

. n_s est le nombre d'échantillons décorrélés spatialement;

. c la vitesse de la lumière ($3 \cdot 10^8$ m/s);

. D est l'écart de la distance radiale entre les points extrêmes de la cible observée (m);

. β est l'angle d'ouverture du lobe d'antenne (rad);

. λ longueur d'onde (0.057 m à 5.3 GHz).

En appliquant les relations (II.10), nous obtenons par mètre parcouru par RAMSES IV et à 5.3 GHz, les nombres suivants :

Angle d'incidence	15°	23°	50°
n_s	3	3	3
n_f	6	7	14
N	18	21	42

2.2.4.3. Traitement des données acquises : l'équation Radar

La mesure effectuée par le sytème d'acquisition est la puissance du signal reçu. Celle-ci est reliée à la section efficace de rétrodiffusion de la cible et les caractéristiques de l'instrument par l'équation radar :

$$P_r = P_e \cdot \frac{1}{(4\pi)^3} \cdot \lambda^2 \iint_S \frac{G_e(\phi) \cdot G_r(\phi) \cdot G_a(I,\phi)}{D^4} \cdot \sigma_0(I,\phi) \cdot dS \qquad \text{(II.11)}$$

où :

. P_r : puissance reçue (W);

. P_e : puissance émise (W);

. λ : longueur d'onde (m);

. $G_e(\phi)$ et $G_r(\phi)$: gains des antennes d'émission et de réception;

. $G_a(I,\phi)$: gain de la chaine d'acquisition;

. ϕ : est l'angle entre la direction antenne-surface élementaire dS et l'axe principal du lobe d'antenne

. θ_i est l'angle d'incidence
. D distance de la cible à l'antenne (m);
. S surface illuminée par le radar (m^2).

Le traitement de la mesure radar consiste, à partir de l'équation (II.11), à extraire σ_0 qui est la grandeur caractéristique de la cible. Les fonctions de gain et la distribution de σ_0 rendent la déconvolution de l'intégrale difficile à réaliser. Les grandeurs P_e, G_e, G_r, G_a sont prises en compte dans un étalonnage externe qui consiste à faire une mesure sur une cible étalon (lentille de Luneberg) de section efficace de rétrodiffusion connue σ_E. L'équation radar appliquée à la lentille de Luneberg s'écrit :

$$P_{rE} = P_e \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \cdot G_e(0) \cdot G_r(0) \cdot G_a(0) \cdot \sigma_E / D_E^4 \qquad \text{(II.12)}$$

Le terme intégral disparait dans l'équation (II.12) car la lentille est assimilée à une cible ponctuelle.
En faisant les approximations suivantes :

- D et $\sigma_0(\theta_i)$ sont constants sur la cible;
- $\iint_S G_e(\phi) \cdot G_r(\phi) \cdot G_a(\phi) \cdot dS = (1/S) \cdot (G_e(0) \cdot G_r(0) \cdot G_a(0))$;

σ_0 peut s'écrire :

$$\sigma_0(\theta_i) = (P_r/P_{rE}) \cdot (D/D_E)^4 \cdot \sigma_E/S = P_r/K \cdot D^4/S \qquad \text{(II.13)}$$

où :
. $K = P_{rE} \cdot \sigma_E / D_E^4$ est la constante d'étalonnage. Pour prendre en compte les fluctuations liées à l'électronique, K est déterminé en fonction des mesures d'autoétalonnage (Auto).

Pour le calcul de σ_0, la moyenne des puissances reçues pendant le trajet du radar (de 4m50 à 13.1m) est introduite dans l'équation (II.13). La valeur de σ_0 ainsi obtenue est ensuite convertie en dB.

2.2.4.4. Précision de la mesure de σ_0

Les erreurs systématiques : Celles-ci sont liées aux approximations faites dans le calcul de σ_0 et aux erreurs de pointage lors de la calibration externe. Nous considèrerons, que pour une

même configuration de mesure et pour l'utilisation d'une relation K(Auto), ces erreurs sont fixes et ne perturbent pas les variations relatives de σ_0.

Les erreurs aléatoires : Trois types d'erreur sont considérées (liste probablement non - exhaustive) :

- l'erreur liée aux effets de Speckle. C'est une erreur inhérente aux propriétés de diffusion d'une surface hétérogène. S'il n'y a pas de diffuseur dominant sur la cible, et si celle-ci est suffisamment grande pour contenir un nombre élevé de diffuseurs élémentaires, on montre (*Ulaby et al., 1982*) que la distribution de la puissance reçue a une densité de probabilité de type exponentielle :

$$f_P(P)= 1/P_0 \exp(-P/P_0) \qquad \text{(II.14)}$$

où :
- P_0 est l'espérance de la puissance reçue;
- P est la puissance reçue.

La moyenne de N mesures indépendantes de P (échantillons indépendants), P_N, suit alors une loi de χ^2 à 2N degrés de liberté :

$$2P_0/P_N = \chi^2(2N) \qquad \text{(II.15)}$$

L'écart en dB correspondant à l'intervalle de confiance à 95% s'écrit:

$$\Delta P_{N(95\%)}(dB) = 10\log_{10}(\chi^2_{0.975}(2N)/\chi^2_{0.025}(2N)) \qquad \text{(II.16)}$$

telle que $prob(\chi^2 \leq \chi^2_{val}) = val$. Les mesures radar ont été réalisées sur des distances de 4.5 et 12.5m. Les intervalles de confiance à 95%, calculés à partir de (II.16), sont donnés dans le Tableau II.12 pour les différentes configurations.

- l'erreur liée aux fluctuations de l'instrument non prises en compte par l'autoétalonnage. Celles-ci sont difficiles à évaluer de manière stricte. Toutefois un ordre de grandeur peut être établi en calculant l'écart-type résiduel de la régression linéaire entre K et Auto (Figure II.20), soit 0.04 dB.

- l'erreur sur l'angle d'incidence. Compte-tenu des vibrations et de l'inertie de l'instrument, il était impossible de maintenir l'angle d'incidence à moins de 1° près. Les variations aléatoires de l'angle d'incidence se répercutent sur σ_0 (la cible n'étant pas vue sous le même angle d'incidence) et sur le calcul de l'aire de la surface observée. *Bertuzzi et al., 1990*, proposent une relation simplifiée pour prendre en compte les variations angulaires de

Tableau II.12 : intervalle de confiance (en dB) de l'erreur liée à l'effet de speckle. Le nombre d'échantillons indépendants est donné entre parenthèses

Angle d'incidence	Distance parcourue par le radar pendant la mesure	
	4.5 m	12.5 m
15	3.87 *(87)*	2.28 *(225)*
23	3.41 *(103)*	2.11 *(262)*
50	2.50 *(189)*	1.49 *(523)*

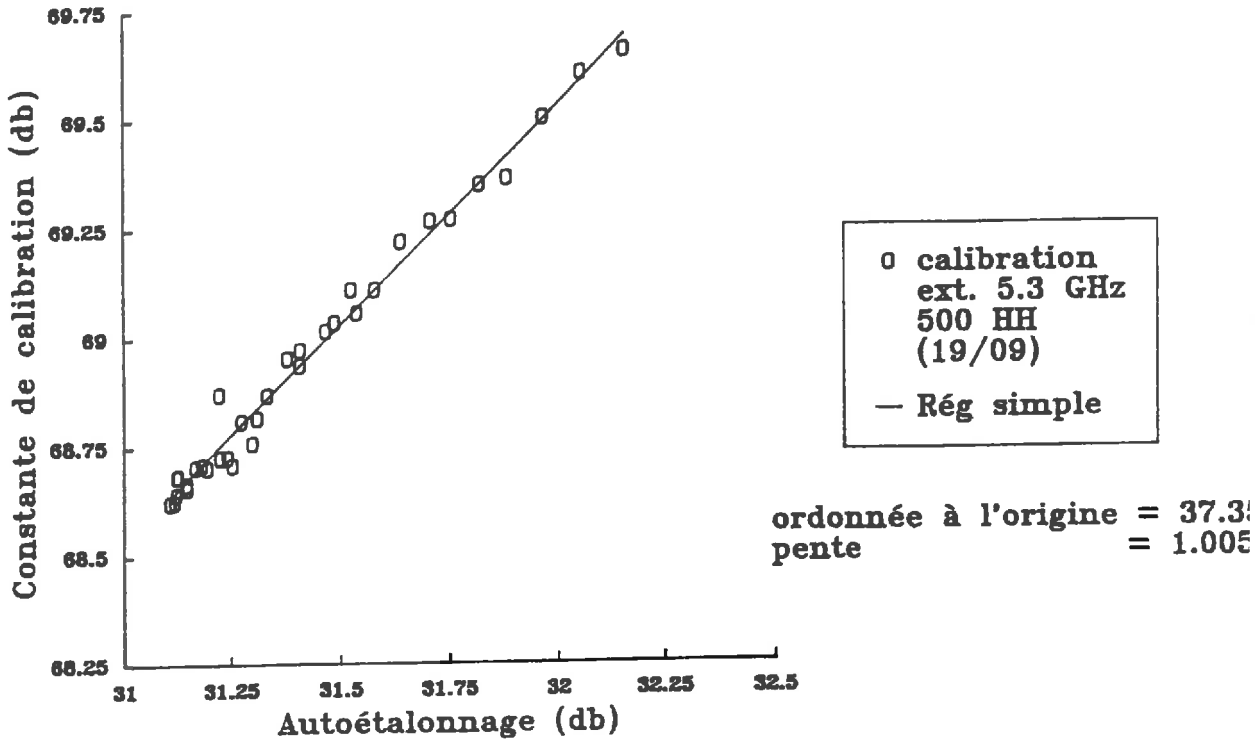


Figure II.20 : Relation "constante de calibration - Autoétalonnage" (K=f(Auto)).

σ_0 lorsque la surface est moyennement rugueuse. Soit I_r un angle de référence. La différence $\sigma_0(\theta)-\sigma_0(\theta_r)$ est un polynôme de degré deux de la HRMS, soit pour $I_r=15°$:

$$\sigma_0(I)-\sigma_0(I_r) = (1644 \cdot HRMS^2+3.1 \cdot HRMS-0.6555) \cdot (I-I_r) \qquad (II.17)$$

où :

. $\sigma_0(I)-\sigma_0(I_r)$ est exprimé en dB;

. HRMS est l'écart type des hauteurs de la rugosité de surface (m);

. $I-I_r$ est exprimée en degré.

La relation (II.17) donne pour une différence d'angle de 0.5 degré et une HRMS de 0.011 un écart sur σ_0 de 0.21 dB. En raison de la diminution de la décroissance angulaire lorsque θ augmente (Cf. Figure II.18), ce terme devrait diminuer aux incidences plus fortes.

L'erreur faite sur le calcul de l'aire de la surface pour un même écart d'angle de 0.5 degré donne des erreurs de :

0.03 dB à 15°
0.05 dB à 23°
0.14 dB à 50°

Les deux termes d'erreurs liés à l'angle d'incidence sont de signe opposé et se compensent donc partiellement.

- bilan . Les sources d'erreur peuvent être considérées indépendantes les unes par rapport aux autres. L'erreur de mesure est toutefois dominée par l'effet de speckle. La faible part liée à l'instrument nous place dans des conditions très favorables pour obtenir le maximum de précision sur l'estimation de la teneur en eau, qui est un des objectifs expérimentaux que nous nous sommes fixés.

2.2.4.5. Performances de l'estimation de θ_{0-5} lorsque la configuration radar est "optimale" pour l'humidité.

Les expériences ont été réalisées avec la configuration radar donnée comme optimale pour l'estimation de l'humidité volumique moyenne des cinq premiers centimètres soit :

F = 5.3 GHz; polarisation HH et 15° d'angle d'incidence.

Les mesures radar ont été acquises au cours de périodes de dessèchement sur trois parcelles différentes du dispositif de Poirson (Cf. II.1.1.1.), au cours des campagnes de mesures de 1988 et 1989. Les valeurs de σ_0 ont été moyennées sur des parcours allant de 4m50 à 12.5m. Entre les trois séries de valeurs, des modifications importantes ont été réalisées sur le radar. Le passage d'une série à l'autre se fait grâce à la relation K(Auto) qui peut toutefois induire un terme supplémentaire d'erreur (Cf. II.2.2.4.4). L'humidité moyenne des cinq premiers centimètres a été mesurée en combinant des mesures gravimétriques et des mesures de masse volumique sèche (Cf. II.1.1.3). Chaque valeur est la moyenne de neuf ou dix échantillons. Ceux-ci ont été prélevés sur la zone de mesure à l'aide de micro-tarières pour éviter de détruire la surface. A la fin de chaque expérience, six profils de rugosité ont été acquis avec un rugosimètre à laser (*Bertuzzi et al, 1990a*). De ces profils de rugosité, nous avons calculé la HRMS (de 0.006 à 0.014 m) et la longueur de corrélation l (0.077 à 0.178 m).

De la même manière que dans le paragraphe II.1.2.4, nous avons estimé l'erreur sur l'humidité volumique moyenne sur la couche 0-5 cm lorsque nous prélevons 10 échantillons. L'écart-type est alors de 0.0036 et 0.0038 m^3/m^3 pour les sols humides et secs.

La relation $\theta_{0-5}=f(\sigma_0)$ est portée sur la Figure II.21a. Les valeurs d'humidité vont de 0.05 à 0.35 m^3/m^3 pour une variation du signal de 11 dB. La relation présente sur la gamme [0.1-0.3] m^3/m^3, une allure linéaire. Toutefois cette linéarité est discutable aux valeurs extrêmes d'humidité ($\theta_{0-5}<0.075$ et $\theta_{0-5}>0.25$ m^3/m^3). La régression linéaire (58 points) donne :

$$\theta_{0-5} = 0.224 + 0.025 \cdot \sigma_0 \qquad \text{(II.18)}$$

$r^2=0.91$

écart-type résiduel = 0.026 m^3/m^3

A titre de comparaison, *Ulaby et al., 1978, Bernard et al., 1982*, trouvent également des valeurs de pente de 0.025 $m^3/m^3/dB$.

2.2.4.6. Estimation de θ_{0-5} avec des configurations "non-optimales" pour l'estimation de l'humidité.

La dégradation de l'estimation de l'humidité de surface, lorsque nous avons une configuration radar différente de celle optimale pour l'humidité, se mesure selon deux critères :

- la sensibilité à la rugosité s'accroît;
- la dynamique de variation de σ_0 pour une même gamme d'humidité diminue.

La part relative des erreurs aléatoires devient alors importante ce qui induit une diminution de la précision de l'estimation de l'humidité.

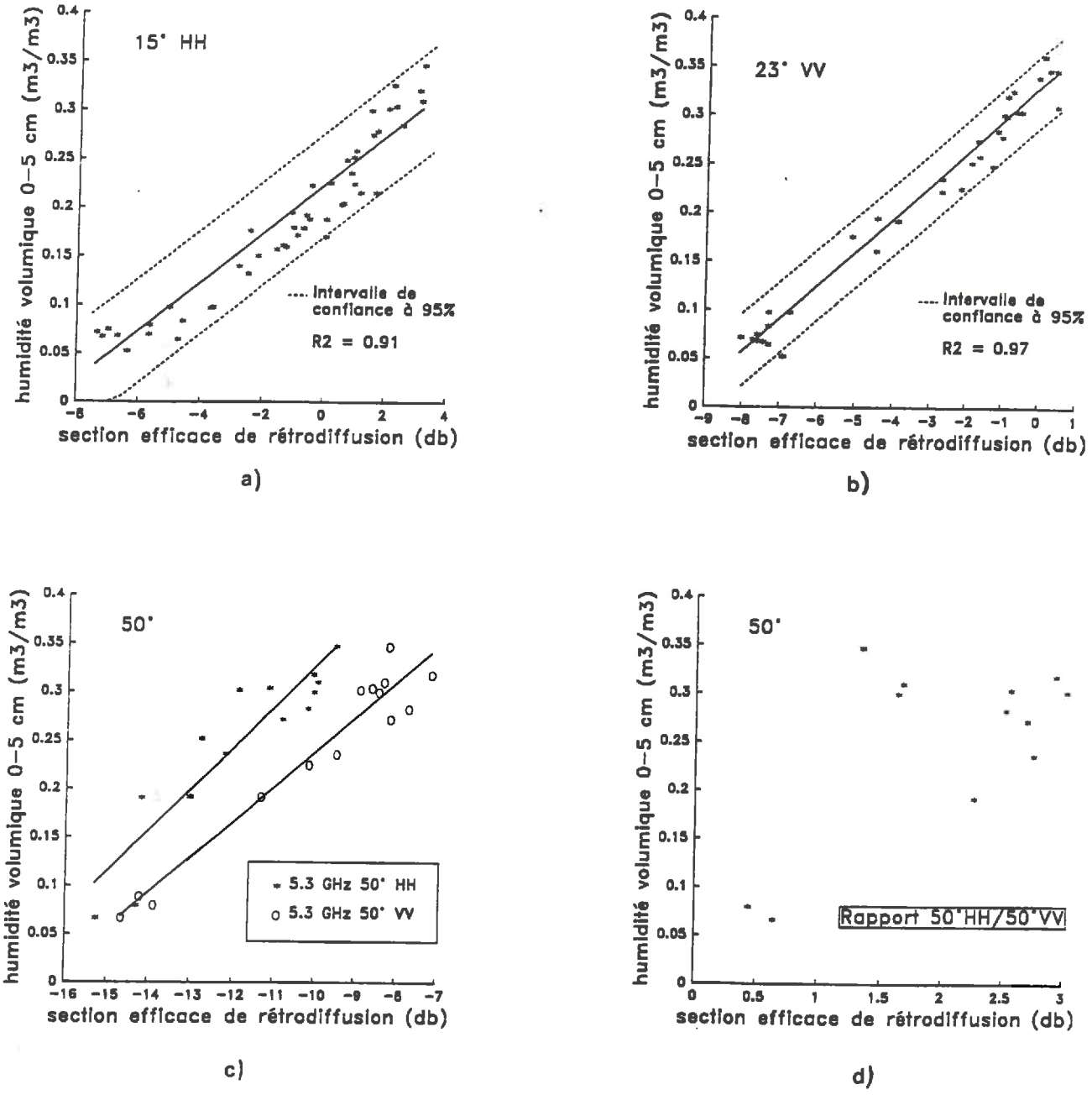


Figure II.21 : Relations $\theta_{0-5}=f(\sigma_0)$ pour différentes configurations radar (optimales et non-optimales pour la mesure de l'humidité).

C'est ce dernier point que nous allons étudier pour la configuration du satellite ERS-1 (5.3 GHz, polarisation VV et 23° d'angle d'incidence) et pour les grands angles d'incidence (50°) à 5.3 GHz. Pour les incidences élevées, nous testerons les relations obtenues avec les polarisations HH et VV ainsi que le rapport des polarisations. En effet, *Autret et al., 1989*, montrent sur la base de modèles théoriques, que le rapport des mesures en polarisation HH et VV est insensible à la rugosité.
Les valeurs expérimentales proviennent toutes de la même expérience (P2, Cf. II.1.2.2) avec des σ_0 moyennées au cours d'un déplacement du radar de 4.50 m.

A 23°, pour la configuration ERS-1, les résultats sur l'estimation de l'humidité sont satisfaisants avec une bonne dynamique de variation de σ_0 (9dB) et une faible dispersion des points (Figure II.21b). La relation $\theta_{0-5}=f(\sigma_0)$ linéaire, est donnée par régression (33 points):

$$\theta_{0-5} = 0.328 + 0.034 \cdot \sigma_0 \qquad \text{(II.19)}$$
$$r^2=0.97$$
$$\text{écart-type résiduel} = 0.017$$

A 50° (Figure II.21c), la dynamique de variation de σ_0 en fonction de l'humidité reste importante (8 dB en VV, 6 dB en HH), ce qui rend l'estimation de l'humidité possible aux grands angles d'incidence. Par contre, le rapport des deux polarisations (Figure II.21d) présente des variations de 2.5 dB. Cette gamme est comparable à celle prédite par *Autret et al., 1989,* à partir du modèle de diffusion de surface de Kirchhoff (*Ulaby et al., 1982*). L'utilisation du rapport de polarisation pour l'estimation de l'humidité requiert donc une précision des mesures radar d'environ 0.25 dB (un dixième de la dynamique totale), ce qui nécessite théoriquement 9400 échantillons indépendants si nous appliquons la relation (II.16).

2.2.4.7 Remarques sur la dispersion des mesures.

Dans l'analyse des erreurs aléatoires sur la mesure σ_0, nous avions trouvé une erreur, dont l'intervalle de confiance à 95% était dans le meilleur des cas égal à 3dB. Or, si nous reprenons les relations $\theta_{0-5}=f(\sigma_0)$, nous constatons que la dispersion des valeurs de σ_0, pour une humidité donnée, est plus faible que celle prédite par le calcul d'erreur. Pour quantifier ce décalage sur les niveaux d'erreur, nous avons calculé les écarts-types résiduels des régressions $\sigma_0=f(\theta_{0-5})$ (Tableau II.13). Ceux-ci peuvent être considérés comme des estimateurs du terme d'erreur aléatoire sur σ_0, ce qui implique les hypothèses suivantes:

- les erreurs sur θ_{0-5} sont nulles,
- les relations $\sigma_0=f(\theta_{0-5})$ sont effectivement linéaires,

- les erreurs d'estimation des coefficients de la droite d'étalonnage sont négligeables.

Nous avons traité séparément les mesures faites, pour une configuartion donnée, sur une même surface, portée à des niveaux hydriques différents. La comparaison des intervalles de confiance à 95% (Tableau II.13) fait ressortir une variabilité expérimentale de σ_0 (4 fois l'écart-type résiduel de la régression $\sigma_0=f(\theta_{0-5})$ toujours inférieure à celle prédite par le calcul de l'effet de speckle. Ceci pose un certain nombre de questions :

- le nombre d'échantillons indépendants est-il sous estimé?
- l'hypothèse sur l'absence de diffuseur dominant est-elle pertinente dans le cas des sols nus?
- l'effet de speckle présenterait-il un caractère stable dans le temps pour une surface donnée? Ceci signifierait que l'évolution temporelle de σ_0 sur une cible fixe serait moins bruitée, que ce que prévoit l'estimation du speckle. Pour illustrer ce point, nous avons représenté l'évolution de la cartographie de σ_0 obtenu sur un même transect (Figure II.22). Nous constatons que les caractéristiques des cartes de σ_0 sont conservées d'un jour à l'autre. Nous pouvons également remarquer que les variations de σ_0 sur la zone sèche sont modifiées après l'évènement pluvieux.

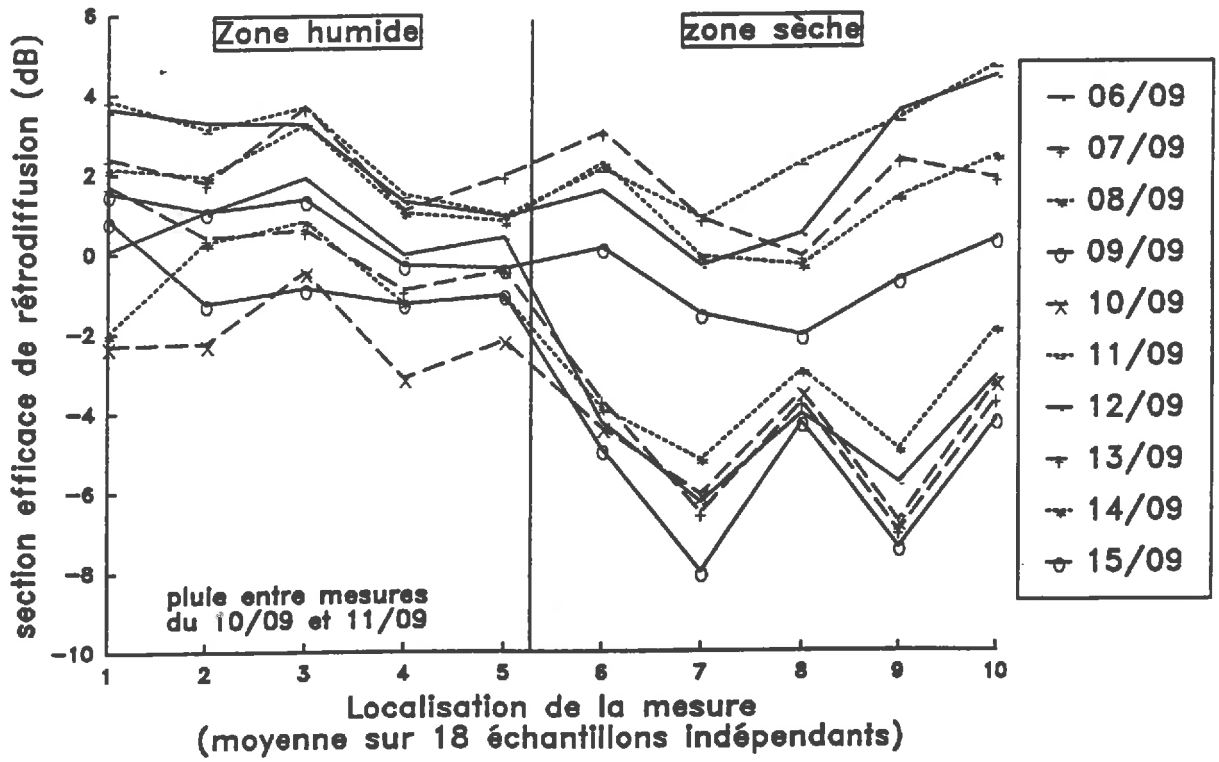


Figure II.22 : Variations de σ_0 le long d'un même transect à plusieurs dates de mesure.

2.3. Conclusion

L'estimation précise de la température par radiométrie infra-rouge thermique requiert la connaissance de l'émissivité et du rayonnement atmosphérique. Si ces grandeurs ne sont pas accessibles, l'erreur sur T_s peut atteindre deux à trois degrés. Celle-ci pourra être majorée en condition de mesure satellitaire par les difficultés de prise en compte de la contribution de l'atmosphère, ce qui porte actuellement l'erreur de mesure de T_s entre 5 et 7 °C. Toutefois, nous pouvons espérer, que dans un proche avenir, des progrès vont permettre de réduire l'incertitude liée aux effets atmosphériques.

Nous avons choisi comme variable caractéristique de l'humidité de surface la teneur en eau volumique moyenne des cinq premiers centimètres θ_{0-5}. C'est la variable, parmi celles utilisées par les différents auteurs, qui se rapproche le plus de la teneur volumique en eau libre qui serait la grandeur idéale. Toutefois, avec θ_{0-5}, les relations "humidité-σ_0" sont influencées par le sol et notamment sa texture. L'origine de cette dépendance est double. Avec θ_{0-5}, nous ne prenons pas en compte la fraction de l'eau liée à la matrice solide qui varie selon la teneur en argile. Un second élément, qui n'est à notre connaissance jamais avancé, est la forme que prennent les profils hydriques dans les cinq premiers centimètres qui sont très différents d'un sol à l'autre.

Dans des conditions expérimentales favorables pour établir les relations $\theta_{0-5}=f(\sigma_0)$, nous montrons expérimentalement que l'écart-type sur l'estimation de θ_{0-5} est de l'ordre de 0.017 à 0.02 m^3/m^3. En bande C, c'est à 15° que nous avons la meilleure dynamique de variation de σ_0 en fonction de l'humidité de surface. Toutefois, nous conservons une bonne sensibilité des mesures radar à l'humidité en configuration de type ERS-1 ou avec des forts angles d'incidence (50°). La mesure de l'humidité reste donc potentiellement possible dans ces configurations. Mais leur utilisation est envisageable si nous pouvons nous affranchir de l'effet rugosité.

TROISIEME PARTIE

LES MODELES SIMPLIFIES

INTRODUCTION

Dans la première partie, nous avons identifié, à la suite d'une revue bibliographique, quelles étaient les différentes voies de simplification des modèles simplifiés d'évaporation. Nous avons ensuite vu comment pouvaient être reprises dans ces modèles, des informations telles que l'humidité ou la température de surface. Dans la seconde partie, nous avons pu préciser la nature des variables de surface accessibles par télédétection qui sont la température de surface (T_s) donnée par la radiométrie infra-rouge thermique et l'humidité volumique moyenne des cinq premiers centimètres (θ_{0-5}), qui est accessible par télédétection hyperfréquence active. Cette partie sera donc consacrée à l'étude et au développement de modèles simplifiés d'évaporation qui permettent d'exploiter ces variables télédétectées.

D'un point de vue méthodologique, nous mènerons ce travail exclusivement sur le jeu de données principal (Cf. II.1.3.2.). Celui-ci regroupe les données simulées par le modèle mécaniste sur les trois sols (Limon sableux, Limon-argileux et Argile) avec cinq séquences climatiques et quatre conditions initiales d'humidité. La conduite de la modélisation sera guidée par les considérations suivantes :

- en introduction générale, nous avons limité notre sujet à l'estimation journalière de l'évaporation à partir d'une mesure de télédétection par jour;
- dans la première partie, nous avons vu que l'évaporation ne pouvait pas être déduite d'une caractérisation de l'état de surface, indépendamment des conditions climatiques. Nous pourrons donc être amenés à introduire des variables climatiques dans les modèles simplifiés. Celles-ci devront être accessibles à partir des mesures standards effectuées au niveau des stations climatiques classiques;
- pour pouvoir être utilisables de manière opérationnelle, les modèles simplifiés doivent pouvoir fonctionner dans des situations variées de sol (type, condition hydrique) et de climat. Pour faciliter leur mise en oeuvre, il est souhaitable que chaque modèle présente une forme analytique la plus générale possible qui puisse s'adapter à une grande diversité de sols et couvrir l'ensemble des climats rencontrés au cours d'une année. Nous devrons également veiller à limiter le nombre de paramètres, en particulier ceux qui dépendront de l'état de surface ou du type de sol.

Dans un premier chapitre, nous effectuerons une analyse qualitative des données simulées, pour appréhender les propriétés du modèle mécaniste. Nous essayerons notamment de dégager les rôles respectifs du sol et du climat dans le processus d'évaporation. Ensuite, nous développerons successivement les modèles simplifiés utilisant T_s puis θ_{0-5} comme variable d'entrée.

1. PROPRIETES DU MODELE MECANISTE.

Toute cette analyse s'appuie sur les résultats des simulations du jeu de données principal. Les conclusions qui seront avancées dépendront donc de la validité du modèle mécaniste. Nous essayerons, dans la mesure du possible, de les étayer par des résultats expérimentaux ou théoriques.

1.1. Comparaisons synthétiques des différentes simulations.

Nous avons choisi comme critère de comparaison des différentes simulations, l'évaporation cumulée à la fin du quinzième jour (Tableau III.1). C'est une variable synthétique qui intégre à la fois le fonctionnement hydrique du sol et son couplage avec les sollicitations climatiques. Les résultats montrent un important contraste entre les différents sols. Lorsque la demande climatique est forte et le profil initial humide, l'évaporation sur le Limon sableux (70 mm) est cinq fois plus grande que celle obtenue avec l'Argile (14 mm).

Tableau III.1 : Evaporation cumulée (mm) à la fin du quinzième jour de simulation. La correspondance des climats et des conditions initiales d'humidité est donnée en Annexe V.

Conditions initiales	**Limon sableux**		**Limon argileux**		**Argile**	
	"juil"	"nove"	"juil"	"nove"	"juil"	"nove"
H	70.1	15.5	31.3	14.3	14.4	7.3
S	17.0	9.3	19.6	10.6	11.8	5.8
HS1	27.1	12.6	23.1	12.2	14.0	7.0
HS2	45.0		29.7	14.0	14.4	7.3

La variabilité induite par les différents profils initiaux d'humidité fait apparaître des comportements différents d'un sol à l'autre. Sur le Limon sableux, les 4 simulations faites avec un climat donné fournissent des résultats très différents. Par contre sur l'Argile, la variation des résultats est beaucoup plus réduite. Ceci pourrait être dû à la faible conductivité hydraulique de ce sol, mais également à la notion d'humide ou sec qui n'est pas forcément comparable d'un sol à l'autre. Nous rappelons que les conditions hydriques initiales ont été

définies à partir de profil de potentiel hydrique. Les stocks d'eau pouvant être mobilisés pour l'évaporation dépendent donc de la relation $\psi(\theta)$ et peuvent affecter les cumuls d'évaporation.

Pour conclure, nous pouvons dire que ces résultats confirment la pertinence des choix faits pour le plan de simulation. Les grandes variations sur l'évaporation introduites par le choix des sols, des climats et des profils initiaux reproduisent bien une large gamme de situations.

1.2 Analyse d'une séquence d'évaporation - comparaisons entre les trois sols.

Nous avons choisi pour chaque sol une séquence d'évaporation correspondant aux mêmes données climatiques et commençant avec le même profil initial de potentiel et de température. Nous avons sélectionné "juil" comme climat et un profil initial humide (H) (Cf. Annexe V). Ce choix se justifie par la volonté d'avoir une dynamique de variation maximale des variables étudiées.

Sur les Figures III.1, III.2 et III.3, nous avons représenté l'évolution au cours du temps de l'humidité volumique de la couche de surface, les flux d'évaporation potentielle et réelle, la répartition des flux d'eau en phase gazeuse et liquide permettant la réalimentation de la surface et la vitesse du vent. La représentation de cette variable climatique est justifiée par les fortes variations inter-journalières qu'elle présente et son rôle particulièrement important dans les échanges convectifs de chaleur et de vapeur d'eau.

Nous avons également représenté l'évolution des profils hydriques obtenus à midi pendant la séquence d'évaporation. Pour pouvoir conserver une bonne lisibilité de l'évolution du profil hydrique au voisinage de la surface, nous avons limité la représentation des profils hydriques aux 20 premiers centimètres (Figures III.4).

1.2.1 Evolution de l'évaporation.

L'évolution comparée des évaporations journalières potentielle et réelle fait ressortir les trois phases classiquement évoquées pour décrire l'évaporation des sols nus. Les trois sols se distinguent par la durée respective de chacune des trois phases.
La répartition intra-journalière de l'évaporation se fait selon le schéma suivant : en début de journée, nous avons une période pendant laquelle le sol évapore à l'évaporation potentielle puis nous avons un net décrochement entre LE et LEp. La durée de la période pendant laquelle LE=LEp dépend du niveau de dessèchement du sol.

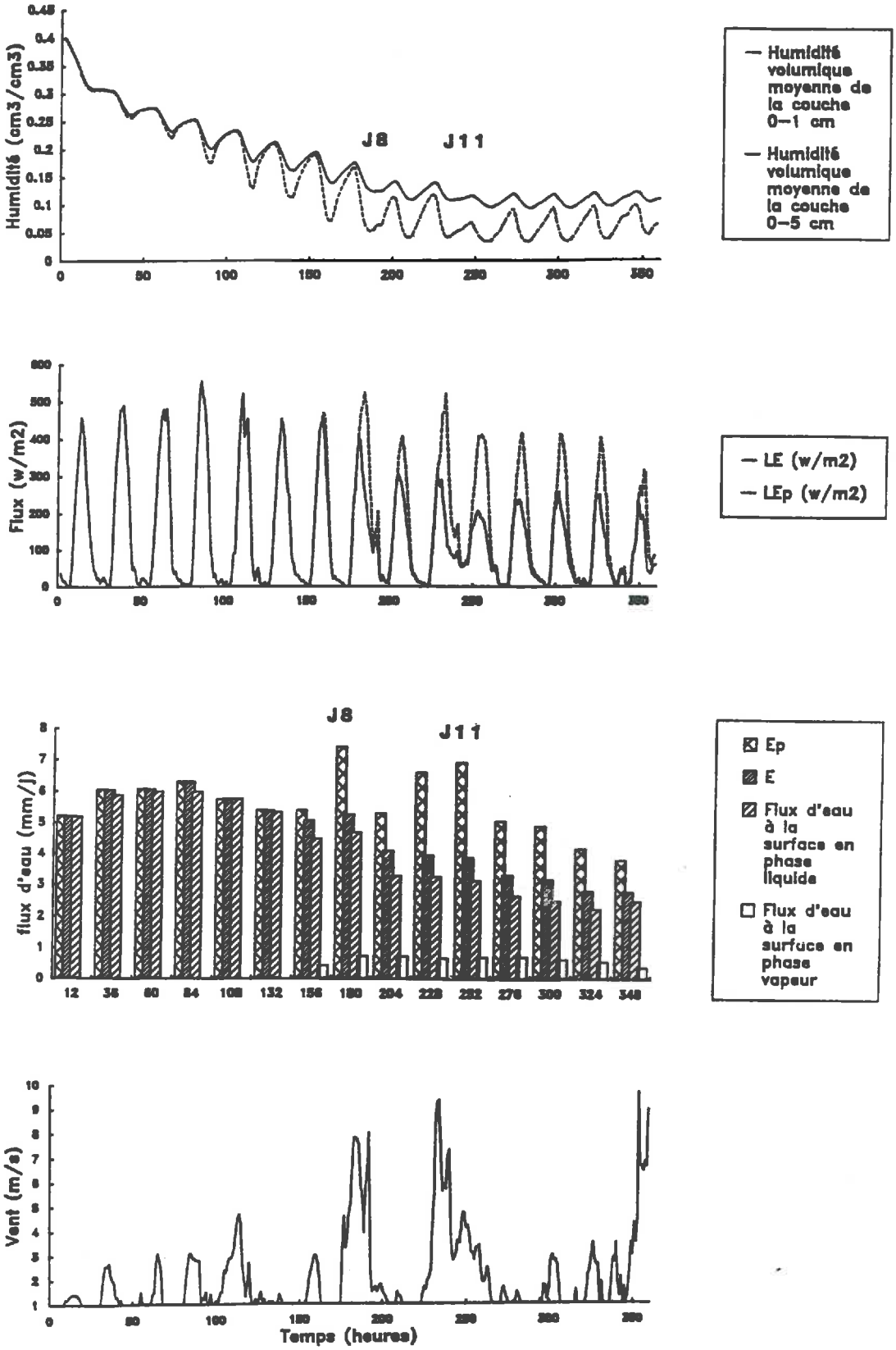


Figure III.1 : Evolution de certaines variables simulées par le modèle mécaniste sur le Limon sableux pendant une séquence d'évaporation (Climat : "juil", profil initial : H (Annexe V)).

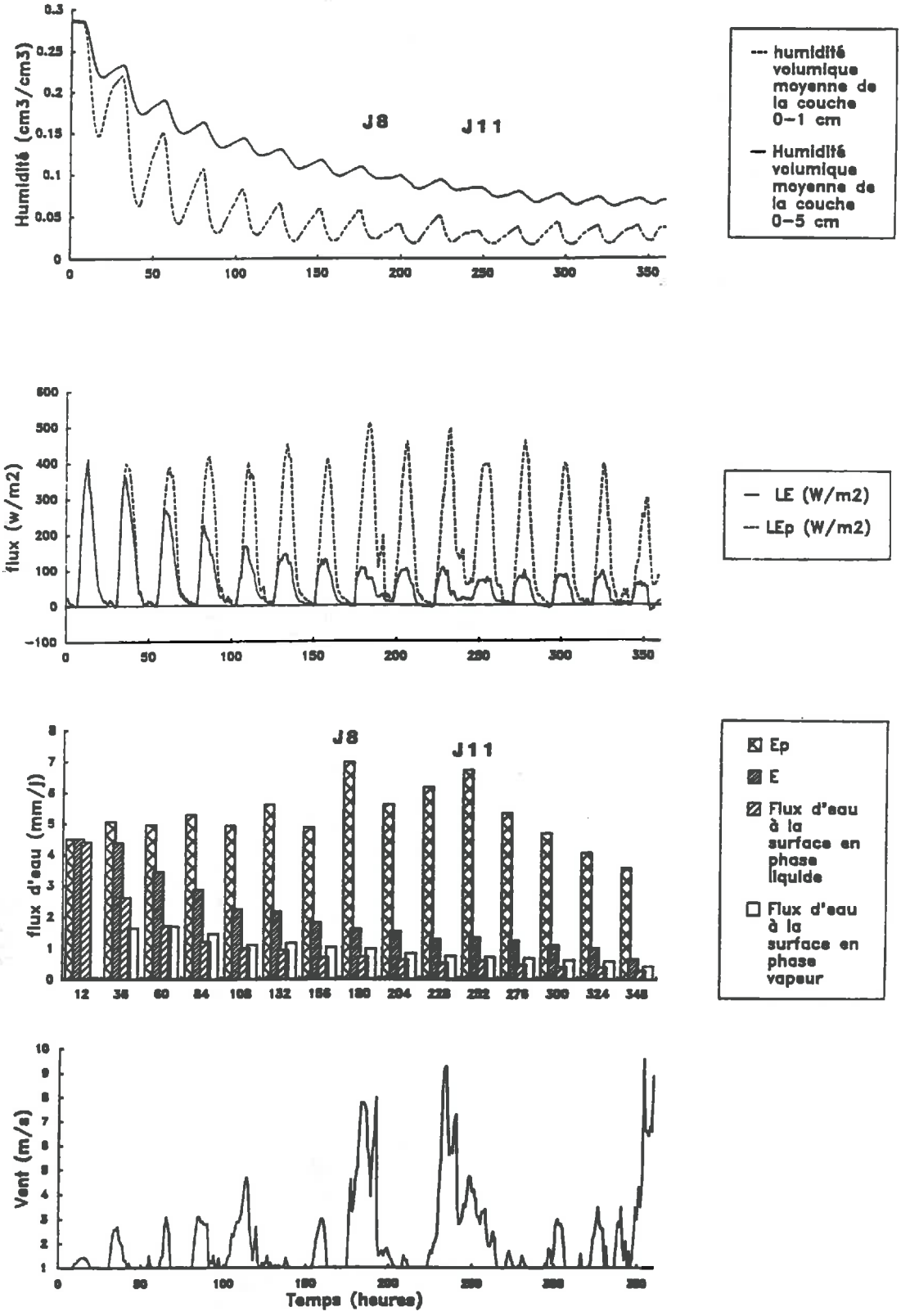


Figure III.2 : Evolution de certaines variables simulées par le modèle mécaniste sur le Limon argileux pendant une séquence d'évaporation (Climat : "juil", profil initial : H (Annexe V)).

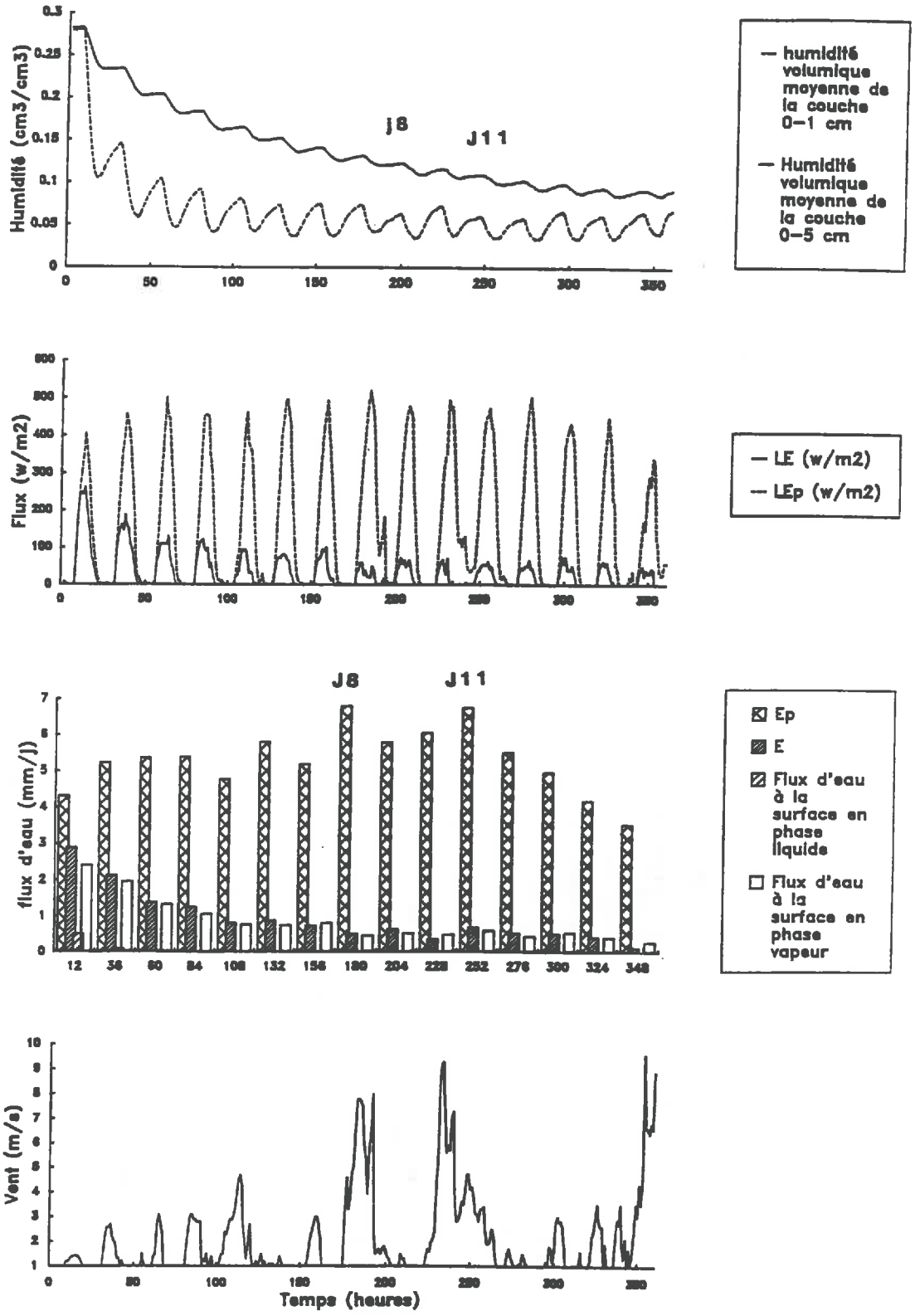


Figure III.3 : Evolution de certaines variables simulées par le modèle mécaniste sur l'Argile pendant une séquence d'évaporation (Climat : "juil", profil initial : H (Cf. Annexe V)).

Pour les 2 jours de grand vent (jours 8 et 11) nous avons une augmentation, par rapport aux journées précédentes, de l'évaporation potentielle qui dépasse 1 mm/j. Toutefois, lorsque le sol est suffisamment sec en surface pour limiter l'évaporation (Figures III.2 et III.3), cette augmentation de la demande climatique ne se traduit pas par un accroissement de l'évaporation. Ce résultat est conforme à l'analyse théorique faite par *Perrier, 1975*, à partir du modèle de Penman-Monteith (Cf. I.2.1.1.). Cette propriété, qui est particulièrement importante pour l'étude des modèles utilisant le rapport E_j/Ep_j (Cf. III.1.3.), sera reprise de manière approfondie dans la suite.

1.2.2. Nature des flux d'eau dans les couches superficielles.

En condition humide, les flux d'eau dans le sol se font principalement en phase liquide. Par contre, au voisinage de la surface, les flux en phase gazeuse apparaissent dès le début de la phase II pour les trois sols. Au cours de cette seconde phase, la répartition des flux d'eau en phases liquide et gazeuse varie beaucoup d'un sol à l'autre. Sur l'Argile (Figure III.3), les transferts d'eau se font exclusivement en phase gazeuse tandis que sur le Limon sableux (Figure III.1.) ceux-ci n'apportent qu'une faible contribution au flux total.
Quantitativement, les flux en phase gazeuse sont du même ordre de grandeur d'un sol à l'autre en fin de séquence d'évaporation et présentent alors de faibles variations interjournalières.

Tableau III.2 : Epaisseur (cm) de sol dans laquelle les flux d'eau journaliers en phase gazeuse sont supérieurs à ceux en phase liquide. (climat "Juillet", profil initial H (Annexe V)).

Jour	Limon sableux	Limon-argileux	Argile
J1	< 0.2	< 0.2	0.5
J3	< 0.2	0.5	1
J5	< 0.2	1	2
J7	< 0.2	1	3
J9	< 0.2	1	3
J11	< 0.2	1	3
J13	< 0.2	2	4
J15	< 0.2	2	4

Le calcul de l'épaisseur de la couche dans laquelle les flux journaliers en phase vapeur sont supérieurs à ceux en phase liquide (Tableau III.2) montre que pour le Limon argileux et l'Argile, les flux gazeux ne sont pas limités au strict voisinage de la surface, mais qu'ils prennent également une part importante au sein des premiers centimètres de sol.

1.2.3. Evolution de la teneur en eau de la couche de surface.

Les fluctuations jour-nuit de l'humidité volumique rendent compte d'une recharge en eau au cours de la phase nocturne. La décroissance très nette de l'amplitude, que nous observons lorsque nous passons d'une humidité volumique moyenne sur 0-1 cm (θ_{0-1}) à celle de la couche 0-5 cm (θ_{0-5}), montre que cette recharge ne concerne que les premiers centimètres de sol. Celle-ci est principalement liée aux transferts d'eau dans le sol. Par exemple, la contribution de la rosée à la variation de stock nocturne de la couche 0-1 cm ne dépasse jamais 10% pour les séquences d'évaporation présentées (Figures III.1 à III.3).

A l'échelle de 15 jours, nous pouvons observer pour chaque sol, deux phases caractérisant l'évolution de θ_{0-1} : une première phase pendant laquelle la couche se vide de son contenu en eau et une seconde que nous pourrions qualifier de stationnaire pendant laquelle les minima de teneur en eau n'évoluent presque plus d'un jour à l'autre.

1.2.4. Evolution des profils hydriques.

L'évolution des profils hydriques est représentée pour chaque sol sur la Figure III.4. Il ressort très nettement des différences entre les sols concernant l'assèchement des 20 premiers centimètres. Sur le Limon sableux, les variations de stock hydrique entre deux journées se font sur une couche dont l'épaisseur est supérieure à 20 cm. Par contre, pour l'Argile, l'essentiel des variations de stock a lieu dans les 10 premiers centimètres. Ceci est confirmé par le calcul de l'épaisseur de la couche qui contribue, par une variation de stock à 75% de l'évaporation. Nous obtenons ainsi les résultats suivants :

- de 1à 6 cm pour l'Argile;
- de 2 à 30 cm pour le Limon argileux;
- de 3 à 35 cm pour le Limon sableux.

Nous avons représenté pour chaque sol l'évolution de profils hydriques mesurés expérimentalement. Bien que les conditions climatiques et les profils initiaux d'humidité ne soient pas exactement ceux des simulations, nous pouvons constater que les différences de

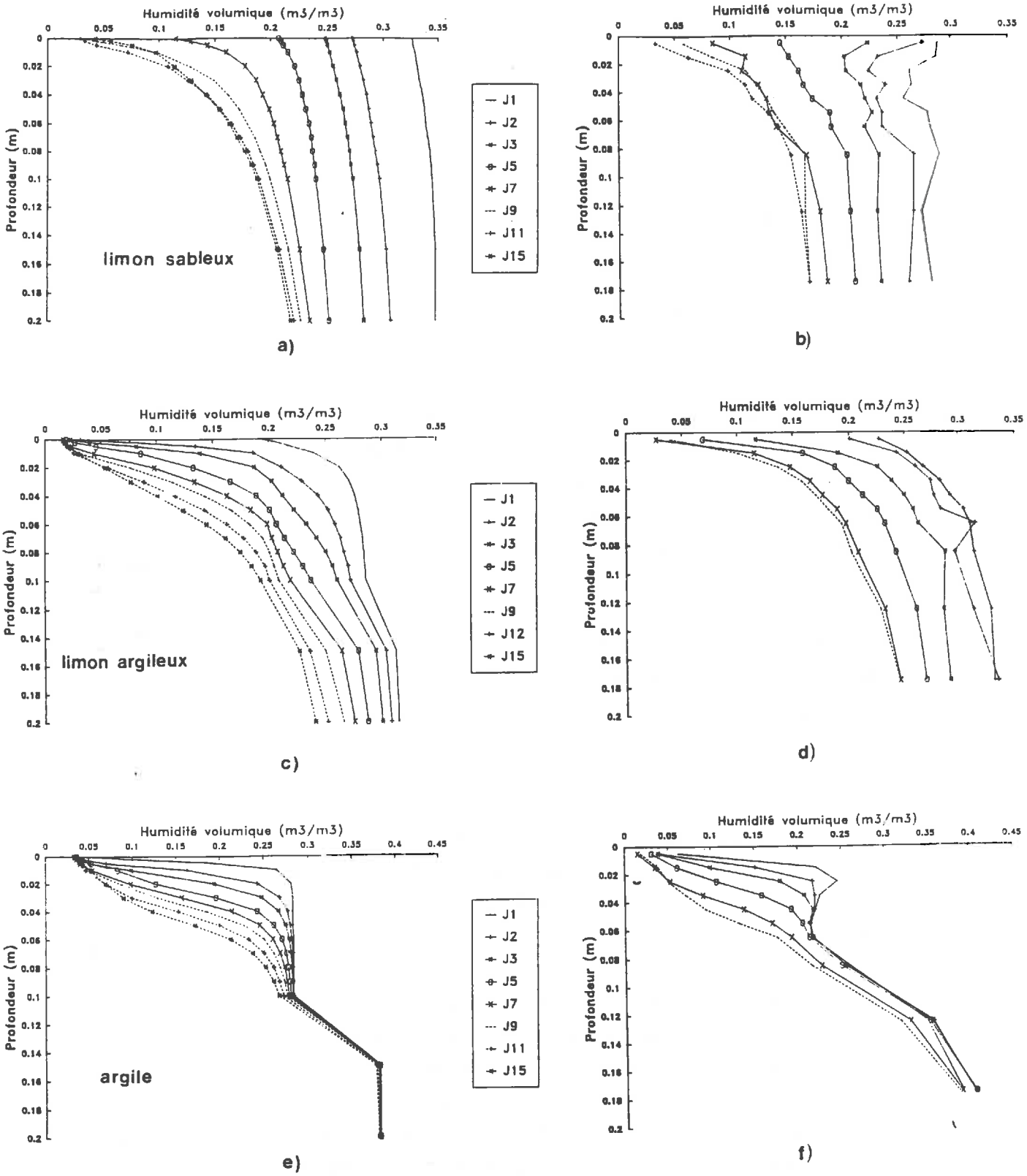


Figure III.4 : Evolution du profil hydrique, au cours d'une séquence d'évaporation, simulé par le modèle mécaniste (Climat : "juil", profil initial : H (Cf. Annexe V)) : a) Limon sableux, c) Limon argileux et e) l'Argile. Ces profils simulés sont comparés à l'évolution des profils hydriques mesurés : b) Limon sableux, d) Limon argileux et f) l'Argile.

comportement hydrique engendrées par le modèle mécaniste reflètent effectivement une réalité expérimentale.

1.3 L'évaporation : influence du sol et du climat.

1.3.1. influence du vent.

Dans le suivi des séquences d'évaporation (Cf. III.1.2.), nous avons vu que l'augmentation de la demande climatique induite par une augmentation de la vitesse du vent, ne semblait pas se répercuter sur l'évaporation lorsque le sol était sec. Cependant, l'assèchement de la surface au cours de ces séquences masquait en partie l'effet du vent sur l'évaporation. Nous avons donc répété des simulations selon la procédure suivante.

Une simulation de référence a été retenue (Limon-argileux, climat "Juil" et un profil hydrique initial humide (Cf. Annexe V)). Nous avons choisi les journées 4 et 12 afin d'avoir deux situations initiales présentant un état hydrique différent. Les calculs ont été refaits plusieurs fois pour chacune des journées sur une période de 24 heures en introduisant les données suivantes :

- les profils initiaux de température et de potentiel hydrique sont ceux donnés par la simulation de référence à 0 heure pour les jours 4 et 12;
- Les variables climatiques Rg, Pv, et Ta sont celles de la simulation de référence; seul le vent est modifié. Huit niveaux de vent, supposés constants et compris entre 1 et 10 m/s ont été retenus.

Les résultats sont donnés dans les Tableaux III.3 et III.4. Dans le Tableau III.3, nous constatons que les différentes vitesses de vent n'induisent que des modifications mineures de la répartition de l'eau dans la couche de surface. Par conséquent, nous pouvons négliger les sources de variations qui proviendraient d'une différence des profils hydriques. Les simulations montrent (Tableau III.4) un découplage très net entre l'évaporation potentielle et l'évaporation réelle. Celui-ci est d'autant plus accentué que le sol est sec. Dans le cas du jour 12, l'évaporation décroît lorsque le vent et Ep_j augmentent. De tels résultats établis à l'échelle de temps de la journée, rappellent ceux de *Perrier, 1975*, basés sur l'analyse du modèle de Penman Monteith (Cf. I.2.1.1). La "résistance du sol moyenne" de la journée serait, dans le cas du jour 4, proche de la résistance critique (r_c), tandis que celle du jour 12 serait supérieure à r_c.

Tableau III.3 : Profils d'humidité dans la couche de surface, obtenus sur le Limon argileux à midi, aux cours des simulations des jours 4 (j4) et 11 (j11) faites avec plusieurs niveaux de vitesse de vent.

Vent (m/s)	Humidité à 0 cm (m^3/m^3)	Humidité à 1 cm (m^3/m^3)	Humidité à 3 cm (m^3/m^3)	Humidité à 5 cm (m^3/m^3)
1.0 j4	0.017	0.090	0.182	.207
3.0 j4	0.016	0.078	0.181	.207
5.0 j4	0.016	0.073	0.180	.206
7.0 j4	0.016	0.072	0.180	.206
10.0 j4	0.016	0.070	0.179	.206
1.0 j12	0.014	0.026	0.087	.141
3.0 j12	0.014	0.025	0.086	.141
5.0 j12	0.015	0.025	0.085	.141
7.0 j12	0.015	0.026	0.085	.141
10.0 j12	0.015	0.026	0.085	.141

Tableau III.4 : Evaporation journalière cumulée réelle et potentielle obtenue sur le Limon argileux. Pour chaque journée, les simulations ne diffèrent que par la vitesse du vent.

Vent (m/s)	Ep jour 4 (mm/j)	E jour 4 (mm/j)	Ep jour 12 (mm/j)	E jour 12 (mm/j)
1.0	5.02	2.66	5.27	1.26
2.0	5.22	2.75	5.40	1.25
3.0	5.91	2.75	6.25	1.20
4.0	6.60	2.75	7.25	1.14
5.0	7.32	2.75	8.44	1.26
6.0	8.05	2.73	9.36	1.23
8.0	9.55	2.76	11.16	0.99
10.0	10.90	2.62	13.20	0.98

Toutefois la comparaison s'arrête là. Avec le modèle de Penman-Monteith, le découplage entre E et Ep est une conséquence d'une disponibilité réduite de l'eau à la surface sur le bilan d'énergie, à un instant donné. Par contre, à l'échelle de temps journalière, nous avons en plus l'évolution de cette résistance qui peut également influencer l'évaporation. Il est probable que le sol, en déterminant le flux d'eau vers la surface, ait une action sur les variations de la disponibilité de l'eau à la surface.

1.3.2. influence du sol.

La question est de savoir en quoi le sol influence le niveau d'évaporation indépendamment des conditions climatiques. Pour cela, nous mènerons une analyse sur les flux d'eau au voisinage de la surface. Compte-tenu de notre objectif de modélisation, nous aborderons l'analyse des flux d'eau dans le sol à l'échelle de temps journalière.

1.3.2.1. Relations entre θ_{0-5} et les flux d'eau vers la surface.

Les flux d'eau au voisinage de la surface se font à la fois en phase liquide et gazeuse (cf. III.1.2.2.). Dans ce paragraphe, nous allons mener une analyse séparée des composantes liquides et gazeuses du flux d'eau au voisinage de la surface du sol. Nous choisirons comme mode de représentation, la relation entre le flux d'eau intégré sur 24 heures et θ_{0-5} mesurée à midi, qui peut être considérée comme un indicateur de l'état de dessèchement de la couche de surface.

a) Les flux d'eau en phase liquide (ϕ_l).

Ceux-ci sont représentés sur les Figures III.5. L'effet du sol est particulièrement important ce qui n'est pas étonnant si nous nous référons à la diversité des relations K(w) et ψ(w) (Cf. II.1.2.1.). Sur le sol argileux (Figure III.5c) ϕ_l devient très rapidement négligeable. Par contre pour les deux autres sols, les flux en phase liquide sont variables. La représentation des points par classe d'évaporation potentielle fait ressortir une influence de la demande climatique. Toutefois, cette influence est à nuancer en fonction de deux grandes tendances :

- l'influence de la demande évaporative s'atténue lorsque le sol se dessèche pour disparaître en dessous d'un seuil d'humidité qui dépend du sol (<0.05 m^3/m^3 pour le Limon sableux, 0.1 m^3/m^3 pour le Limon argileux et plus de 0.2m^3/m^3 pour l'Argile);
- pour Ep_j>3 mm/j, les flux d'eau en phase liquide ne sont plus influencés par la demande évaporative, à l'exception du Limon sableux lorsque $\theta_{0-5} > 0.15$ m^3/m^3.

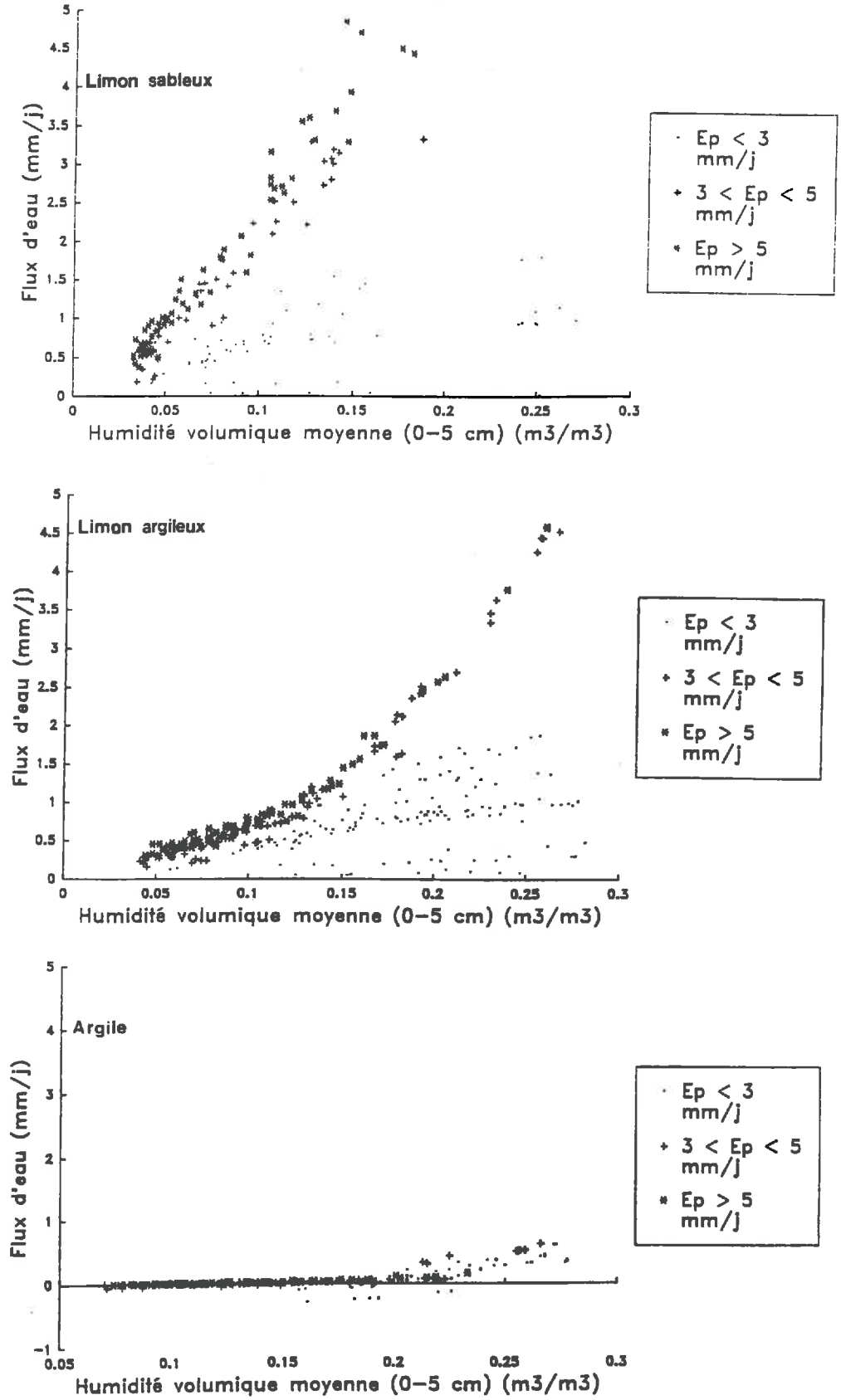


Figure III.5 : Flux d'eau en phase liquide au voisinage de la surface. Les flux sont intégrés sur 24 heures.

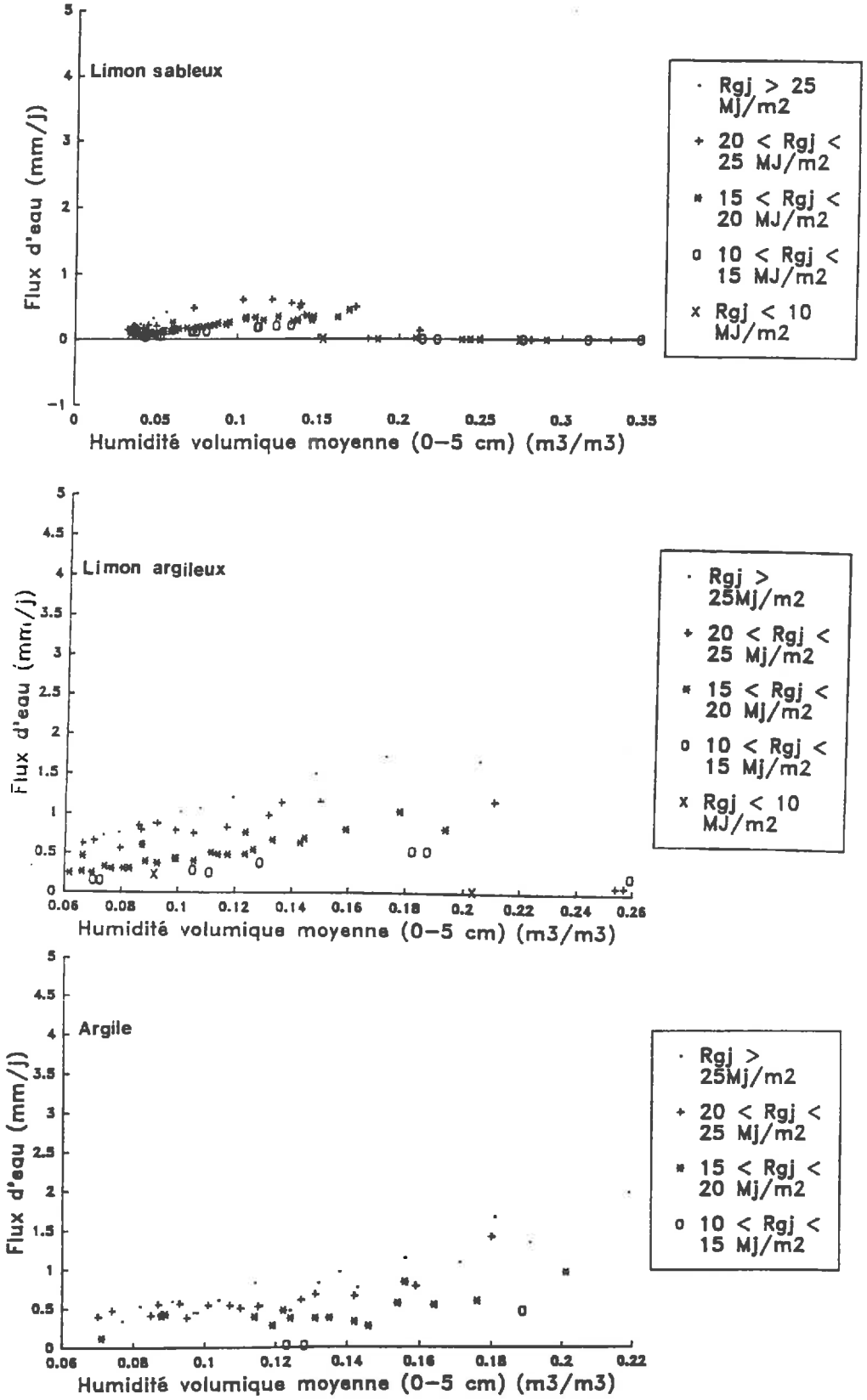


Figure III.6 : Flux d'eau en phase gazeuse au voisinage de la surface. Les flux sont intégrés sur 24 heures.

b) Les flux d'eau en phase gazeuse (ϕ_g).

L'analyse de l'influence de Ep_j sur ϕ_g ne faisant pas clairement ressortir un effet de cette variable, nous avons étudié les effets du rayonnement global (Rg) et de la vitesse du vent (Ua_j) qui interviennent dans les composantes radiatives et convectives de la demande climatique. La vitesse de vent ne permettant aucun classement des valeurs de ϕ_g, nous n'avons conservé que la représentation de $\phi_g=f(\theta_{0-5},Rg)$ (Figures III.6).

Contrairement aux flux d'eau en phase liquide, ϕ_g semble relativement indépendant de θ_{0-5} et du sol (Figures III.6). Ceci s'explique en partie par le coefficient de diffusion gazeuse qui présente des variations en fonction de l'humidité nettement moins importantes que celles de la relation $K(\theta)$. De plus, D est relié, par une même relation pour les trois sols, à la porosité libre à l'air près, ce qui expliquerait en partie les faibles variations de ϕ_g entre les sols.

Par contre les valeurs de ϕ_g sont variables pour θ_{0-5} donné. Sur les Figures III.6, la répartition des points par classe de Rg_j permet de classer les valeurs de flux. Celles-ci seront d'autant plus élevées que Rg_j est fort. Ceci serait dû à l'augmentation de la température des couches superficielles associées à un fort rayonnement global. Cette hausse de température s'accompagne d'une augmentation de la pression partielle de vapeur d'eau dans les couches superficielles, augmentant ainsi l'évaporation, et par conséquent ϕ_g qui contribue de manière importante au flux d'eau au voisinage de la surface en période diurne (*Witono & Bruckler, 1989*).

c) Conclusion.

Cette analyse permet de bien dégager les propriétés qui influencent les flux d'eau au voisinage de la surface. Quand le sol s'assèche, ϕ_l devient indépendant de la demande climatique, tandis que ϕ_g, n'est sensible qu'à la part radiative de cette demande. Ainsi, lorsque le sol est suffisamment sec en surface, le flux d'eau vers la surface devient indépendant de la part convective de Ep_j, corroborant donc les remarques faites précédemment à propos du découplage entre E et Ep par journée de vent. Nous pouvons cependant nous demander, si l'influence du sol est à l'origine de l'indépendance de ϕ_l et ϕ_g à la demande climatique convective, ou si cette indépendance n'est qu'une conséquence des propriétés de l'évaporation lorsque la disponibilité en eau est faible ($r_s<r_c$, $e_s<e_c$, Cf. I.2.1.1 et I.2.1.2.). Il est probable que les facteurs sol et climat agissent simultanément, mais il est difficile de quantifier leur part respective. Sans vouloir mener une étude exhaustive sur ce point, nous l'illustrerons par un exemple particulier dans le paragraphe suivant.

1.3.2.2. Influence du sol sur l'évolution de l'évaporation au cours de la journée.

Nous avons repris deux simulations de l'étude faite dans le paragraphe III.1.3.1 (journée 4, Ua_j=1 m/s et Ua_j=10 m/s). Nous rappelons que ces deux simulations donnent la même évaporation journalière (Tableau III.4). Toutefois, il apparaît que l'évolution horaire de l'évaporation est différente selon les niveaux de vitesse de vent (Figures III.7). Ceci s'explique bien si nous analysons les évolutions du flux d'eau à un centimètres (ϕ_{1T}) et de θ_{0-1}. L'augmentation de l'évaporation nocturne ne suscite qu'une légère hausse de ϕ_{1T}. Ceci se

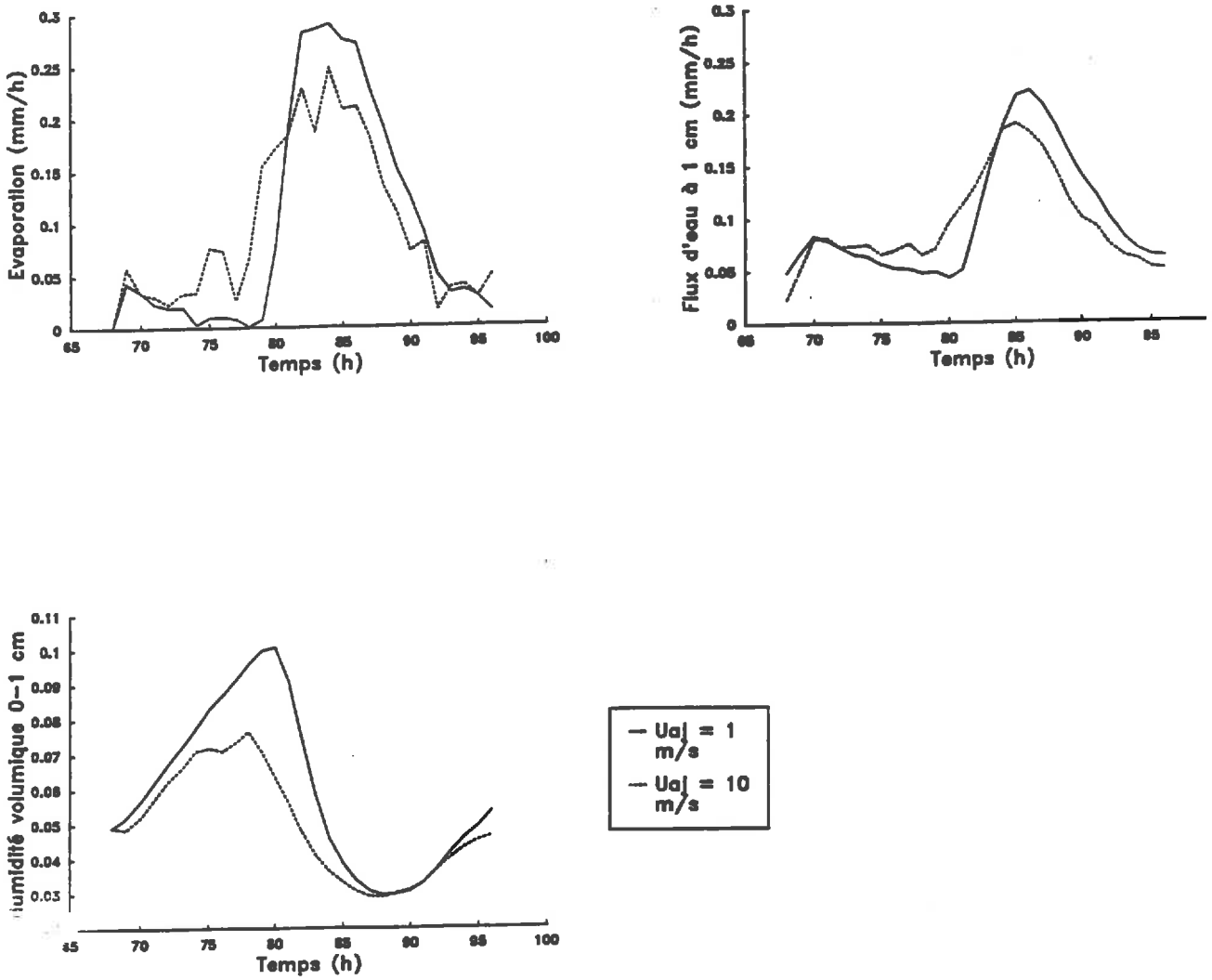


Figure III.7 : Evolutions pendant un cycle jour-nuit de l'évaporation, du flux d'eau total à 1 1 cm et de θ_{0-1}. Les deux simulations ne diffèrent que par la vitesse du vent qui est constante (1 m/s et 10 m/s)

répercute sur la recharge en eau nocturne du premier centimètre qui est moins forte par vent fort. Le matin, par contre, grâce à une recharge en eau plus importante dans le cas où Ua_j=1 m/s, l'évaporation atteint un niveau plus élevé.

Nous voyons à travers cet exemple, que le sol, en limitant les variations de ϕ_{1T} par rapport à celles du climat, influence l'évolution de θ_{0-1} et par conséquent, la disponibilité en eau à la surface. Dans ce cas, les couches de surface formeraient, par un stockage de l'eau non évaporée la nuit, un système de régulation qui modifierait la répartition journalière de l'évaporation et qui rendrait son cumul à l'échelle de temps de la journée indépendant de la demande climatique nocturne.

1.4 Conclusion.

Une analyse des propriétés des données simulées fait ressortir les points suivants :

- le modèle mécaniste reproduit bien les trois phases d'évaporation. Le début de la phase II est accompagnée de l'apparition des flux d'eau dans le sol en phase gazeuse qui contribuent de manière non négligeable au flux d'eau total;
- le modèle simule bien les évolutions journalières et inter-journalières des variables de flux ou d'état;
- les comportements différents des trois sols sont bien restitués, tant au niveau de l'évaporation, des profils hydriques ou de la répartition des flux d'eau dans le sol en phase liquide ou gazeuse. Le changement dans le choix des conditions limites de surface (variable d'état (ψ_s,T_s), dans le phase de calage, flux d'eau et de chaleur pour les simulations), ne semble pas modifier le comportement des trois sols, tant au niveau de l'évaporation qu'au niveau de l'évolution des teneurs en eau;
- l'évaporation réelle simulée ne réagit pas dans les mêmes proportions aux différentes composantes de la demande climatique (radiative et convective). Lorsque le sol est sec en surface, l'augmentation de l'évaporation potentielle liée à une augmentation du vent n'induit pas une croissance du flux d'évaporation. Une telle propriété est confirmée par l'analyse des flux d'eau au voisinage de la surface. Lorsque le sol est suffisamment sec, les flux d'eau journaliers en phase liquide dépendent en permier lieu de θ_{0-5}, tandis que ceux en phase gazeuse varient principalement en fonction de la part radiative de la demande climatique.

Ceci a une conséquence directe sur le rapport E_j/Ep_j qui est souvent utilisé dans la modélisation simplifiée de l'évaporation (Cf. I.2.). Ce rapport ne peut pas être une simple

fonction de θ_{0-5}, mais il dépendra également de facteurs climatiques tel que le vent. Les modèles en E_j/Ep_j devront donc, dans la suite, s'écrire selon la formulation générale :

$$E_j/Ep_j=f_{sol}(\theta_{0-5},\underline{climat(Ua_j,...)})$$

2. MODELES D'ESTIMATION DE L'EVAPORATION UTILISANT LA VARIABLE T_s.

Nous avons vu dans la première partie, que T_s pouvait être directement introduit dans l'équation du bilan d'énergie :

$$Rn_j+G_j+LE_j = A+B(T_s-T_a)_i \qquad \text{(III.1)}$$

où :
- l'indice j désigne les flux intégrés sur la journée;
- l'indice i désigne une mesure instantanée de l'écart T_s-T_a.

Cette relation résulte de l'introduction d'une grandeur instantanée, T_s-T_a, dans l'équation du bilan d'énergie posée à l'échelle de temps journalière. Nous testerons la relation (III.1) à partir des données générées par le modèle mécaniste. Avec ces données, nous analyserons les hypothèses du modèle simplifié (III.1) et proposerons, si cela est possible, une modélisation plus fine des coefficients A et B. Nous nous fixons au préalable certaines contraintes :

- nous nous limiterons aux **journées claires**, sans nuage. Ce choix se justifie par la faible probabilité d'avoir des mesures de T_s à partir d'un satellite au cours d'une journée nuageuse, mais aussi par souci de donner à l'écart T_s-T_a une bonne représentativité par rapport aux flux journaliers. En effet, les flux suivent une évolution journalière qui est relativement stable d'un jour à l'autre par temps clair. Par contre cette évolution est plus difficile à prévoir sous couvert nuageux.

- nous ne retiendrons que les journées présentant une **structure thermique de l'air instable en milieu de journée**. En effet *Seguin & Itier, 1983* montrent que le coefficient B dépend de la structure thermique de l'air. Ils dissocient ainsi les journées où T_s-T_a>0°C de celles où T_s-T_a<0. Pour notre part, nous ne traiterons que les jours pour lesquels T_s-T_a>2. Lorsque T_s-T_a<2°C, l'analyse faite sur le jeu de données simulées prnicipal montre que nous pouvons raisonnablement approximer E_j par Ep_j dans la majorité des cas (Figure III.8). L'erreur moyenne commise par cette approximation est, sur ce jeu de données, de 0.12 mm/j.

- nous fixerons l'**heure de mesure de T_s-T_a à 14h**. Tous les auteurs recommandent de faire les mesures de température au plus chaud de la journée. Un tel choix se justifie également pour la mesure de T_a. Dans les stations standards de mesures climatiques, seules les mesures des minima et des maxima journaliers de température sont disponibles. T_a obtenue à 14 heures devrait donc être relativement proche de $T_a$max.

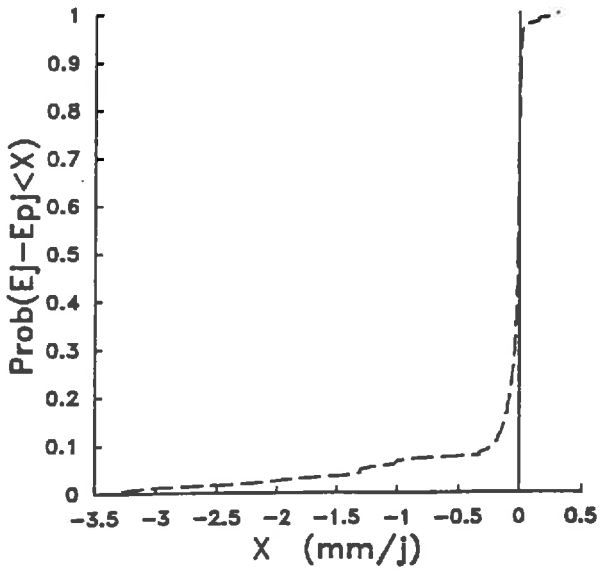


Figure III.8 : Fonction de répartition de l'erreur faite sur E_j, lorsque nous supposons que $E_j=Ep_j$ pour les journées où $(T_s-T_a)_{14h}<2°C$.

Dans la suite nous mènerons les analyses sur le jeu de données principal. Les conclusions seront confrontées aux jeux de données expérimentales. Dans tous les cas, nous ne conserverons que les journées qui vérifient les critères mentionnés ci-dessus.

2.1. Ajustement du modèle sur les données simulées par le modèle mécaniste.

Nous allons dans la suite considérer deux versions différentes du modèle en faisant des hypothèses différentes sur G_j :

- version I : $G_j = 0$;
- version II: G_j = valeur "réelle" simulée par le modèle mécaniste.

L'ajustement a été fait sur les valeurs du jeu de données principal (Cf. II.1.3.2.). Les valeurs des paramètres A et B, ainsi que les résultats des ajustements linéaires sont données dans le Tableau III.5. Nous voyons que la prise en compte de G_j modifie légèrement le paramètre de pente B, mais n'améliore pas la qualité de l'ajustement. Nous conserverons cependant, dans la suite, la version II qui est plus proche d'une réalité physique. Nous avons représenté pour la version II, la relation entre T_s-T_a et $Rn_j+G_j+LE_j$ obtenus par simulation (Figure III.9). Cette relation est dans l'ensemble linéaire. Toutefois, nous remarquons que pour T_s-T_a compris entre 2 et 12 °C, nous avons des points qui s'alignent selon des structures linéaires dont la pente est plus forte que celle de la relation linéaire générale.

Tableau III.5 : Valeur des coefficients et propriétés statistiques du modèle $Rn_j+G_j+LE_j=A+B(T_s-T_a)$.

Version du modèle	Coefficient A (mm/j)	Coefficient B (mm/j/°K)	R^2	Ecart-type résiduel sur LE_j (mm/j)
version I (G_j=0)	-1.25	0.31	0.85	0.54
version II ($G_j \neq 0$)	-0.98	0.275	0.81	0.57

Le plan d'expérience adopté pour le jeu de données principal (Cf. II.1.3.2), permet d'avoir des simulations différentes effectuées avec la même séquence climatique. Celles-ci ne diffèrent alors que par l'état hydrique et le type de sol. Si nous sélectionnons les valeurs simulées correspondant à une même journée climatique (Figure III.10), nous constatons que les points s'alignent, indépendamment du sol et de son état hydrique, selon des droites ayant des pentes variables. Celles-ci sont d'autant plus fortes que la vitesse du vent est élevée. Les points de la Figure III.9 qui se démarquent de la relation linéaire générale correspondent donc à des journées de grand vent.

La répartition des points (Figure III.9) par type de sol ne fait pas ressortir d'effet sol. Nos résultats coïncident parfaitement avec ceux déjà obtenus expérimentalement ou par simulation:

A (mm/j)	B (mm/j/°K)	type de données	Auteurs
-1.07	0.25	expérimentales (prairies)	*Seguin et al. 1982*
-0.97	0.25	simulées (sol nu)	*Récan, 1982*
-1.00	0.25	expérimentales (sol nu)	*Seguin, 1983*
	[0.2-0.3]	simulées (sol nu)	*Carlson & Buffum, 1989*

Les résultats mentionnés par *Seguin , 1983*, concernent des sols nus ayant la même longueur de rugosité z_0=1 mm que celle retenue pour les simulations. La bonne concordance avec les résultats obtenus sur prairie (*Seguin et al., 1982*) pourraient s'expliquer par la valeur de z_0 qui est, selon les auteurs, comprise entre 1 et 2 mm. La comparaison entre les données mesurées et simulées, permet donc de vérifier la cohérence physique des résultats du modèle mécaniste, entre T_s et les flux d'énergie à la surface du sol. *Récan, 1982* retrouve cette cohérence avec modèle similaire et *Carlson et Buffum, 1989* avec un modèle de couche limite atmosphérique.

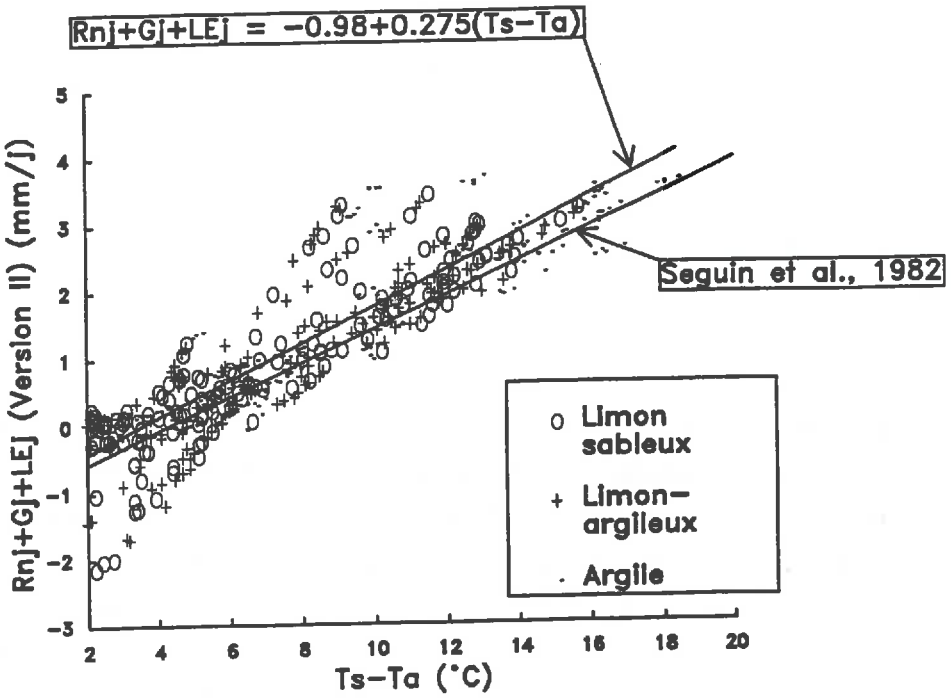


Figure III.9 : Modèle $Rn_j+G_j+LE_j=A+B(T_s-T_a)_{14h}$: Données simulées par le modèle mécaniste et modèle ajusté.

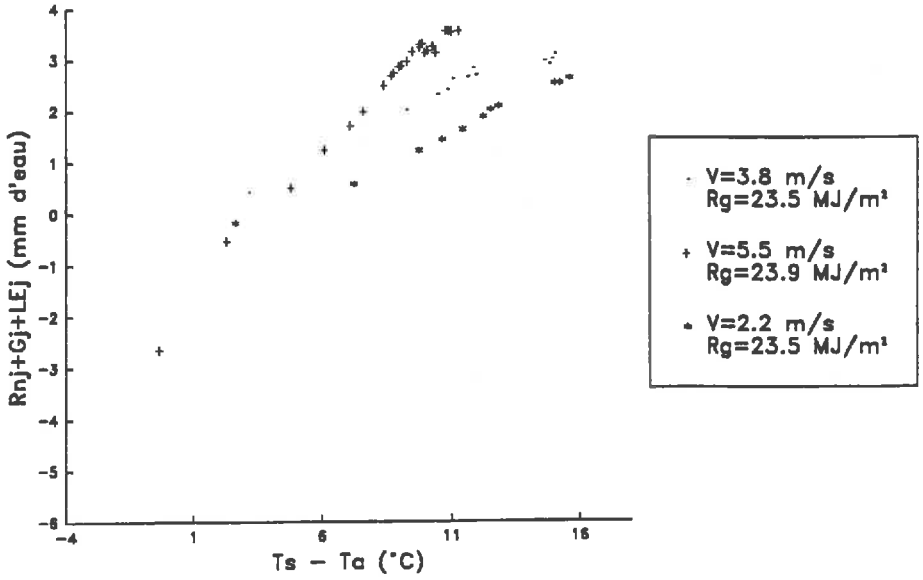


Figure III.10 : Relations entre $Rn_j+G_j+LE_j$ et $(T_s-T_a)_{14h}$ pour trois journées différentes.

2.2. Influence de la longueur de rugosité z_0.

En intervenant dans le calcul des coefficients d'échange convectif, la longueur de rugosité z_0 peut affecter la température de surface. Certains auteurs (*Riou et al., 1988, Lagouarde, 1990*) montrent par des approches théoriques, que le coefficient B de la relation (III.1) varie en fonction de z_0.

Dans le cas des sols nus, la valeur z_0 est comprise entre 1 et 10 mm (*Brunet, 1990*). Celle-ci varie en fonction de la rugosité de surface qui peut être caractérisée par l'écart-type moyen des hauteurs ou HRMS (Cf. II.2.2.2.3). On considère généralement qu'il existe un ordre de grandeur de 1 à 10 entre z_0 et la HRMS. La rugosité des surfaces cultivées présente des variations dans l'espace d'une parcelle à l'autre, mais aussi une évolution dans le temps liée par exemple à un travail du sol ou aux effets de facteurs naturels tels que la pluie ou le gel. Cette variabibilité spatiale et temporelle de z_0 nous incite à étudier son influence sur les coefficients A et B du modèle (III.1).

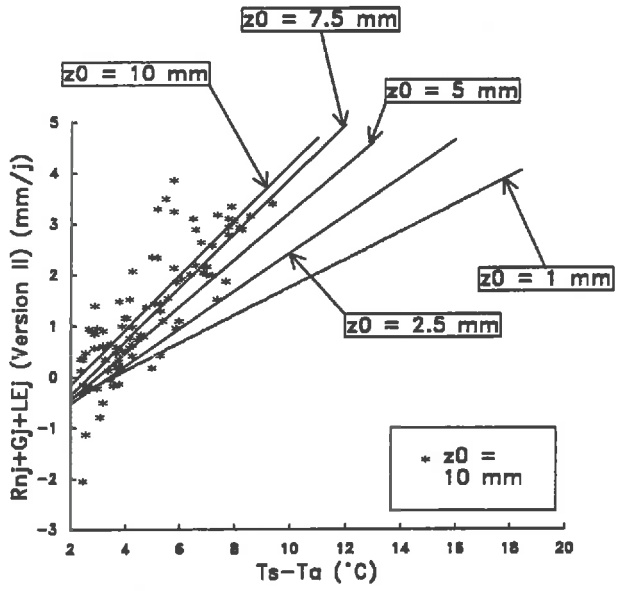


Figure III.11: Modèle $Rn_j+G_j+LE_j=A+B(T_s-T_a)_{14h}$ pour différentes longueur de rugosité z_0. Les symboles correspondent aux données simulées par le modèle mécaniste avec z_0=10 mm.

Les simulations du jeu de données principal (Cf. II.1.3.2) ayant un profil initial humide (H), ont été refaites avec des valeurs de z_0 égales à 2.5, 5, 7.5 et 10 mm. Le changement de rugosité ne semble pas affecter la gamme de variation de $Rn_j+G_j+LE_j$ qui est encore comprise

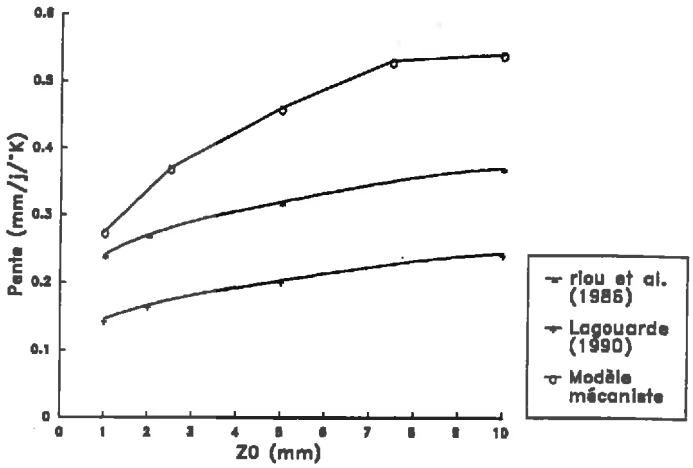


Figure III.12 : Variations du paramètre de pente B en fonction de la longueur de rugosité z_0.

entre -2 mm/j et 4 mm/j pour z_0=10 mm (Figure III.11). Par contre, la gamme de variation de T_s-T_a diminuent lorsque z_0 augmente, ce qui se répercute par un accroissement de la pente de la droite. Les variations du paramètre de pente B (Figure III.12) sont plus fortes aux faibles rugosités (z_0<5 mm) et tendent à s'atténuer pour z_0=10 mm. Ces variations sont dans l'ensemble supérieures à celles données par *Riou et al., 1988 et Lagouarde, 1990.*

2.3. Analyse des coefficients A et B à partir des données simulées par le modèle mécaniste.

En prenant des paramètres A et B fixes pour une longueur de rugosité donnée, nous constatons que l'erreur commise sur l'estimation de l'évaporation reste importante. Dans le cas de la version II du modèle $Rn_j+G_j+LE_j=A+B(T_s-T_a)$ (III.2.1), l'erreur sur E_j présente un écart-type de 0.57 mm/j (Tableau III.5). L'origine de cette erreur provient en grande partie de la mauvaise représentativité de l'écart instantané de température T_s-T_a par rapport aux flux moyens journaliers. Un coup de vent peut par exemple avoir lieu au moment de la mesure de T_s-T_a, induisant une baisse de l'écart de température sans que cette baisse soit représentative de l'évolution de T_s-T_a au cours de la journée.

Une voie d'amélioration du modèle est de reprendre la formulation théorique des paramètres A et B tels qui sont présentés dans la première partie. Nous avons vu que l'équation III.1 pouvait s'écrire de manière rigoureuse :

$$Rn_j+G_j+LE_j = - Rn_j/Rn_{14h}\cdot H_{14h} - Rn_j\cdot(H_j/Rn_j-H_{14h}/Rn_{14h}) \qquad \text{(III.2)}$$

où l'indice $_{14h}$ désigne les flux instantanés obtenus à 14h. La relation III.2 peut également s'écrire :

$$Rn_j+G_j+LE_j = B'\cdot H_{14h} + A' \qquad \text{(III.4)}$$

où A' et B' ne sont plus des coefficients constants mais égaux à :

$$A'= Rn_j\cdot(H_j/Rn_j-H_{14h}/Rn_{14h}) \qquad \text{(III.5)}$$
$$B'= Rn_j/Rn_{14h} \qquad \text{(III.6)}$$

Nous mènerons donc dans la suite une analyse des termes A' et $B'\cdot H_{14H}$ afin d'essayer d'améliorer leur connaissance à partir des informations disponibles telles que les mesures climatiques ou de l'état de surface (T_s, θ_{0-5}).

2.3.1 Analyse du terme $B'\cdot H_{14H}$.

Une première analyse montre qu'il existe une très forte corrélation entre B' et Rn_j. La régression linéaire entre ces deux variables donne:

$$B' = 1/1000\cdot(2.29+1.72\cdot Rn_j) \qquad \text{(III.7)}$$

avec R^2=0.89. Pour le calcul de H_{14h}, nous proposons de prendre le calcul du coefficient d'échange h_s (Cf. I.1.1.4.) avec les variables : T_{a14h}, $(T_s-T_a)_{14h}$, Ua_{14h}=1.22·Ua_j. Le facteur 1.22 a été établi à partir de données expérimentales de la station climatique d'Avignon.

En appliquant ces calculs, nous arrivons à l'estimation de $B'\cdot H_{14h}$, avec R^2=0.97 et une erreur d'écart-type de 0.13 mm/j. Il est donc possible d'avoir une estimation précise du terme $B'\cdot H_{14h}$, à partir de données relativement accessibles : Rn_j, T_{s14h}, T_{a14h} et Ua_j.

2.3.2. Analyse du terme A'.

Le calcul de A' par l'équation III.5 suppose que nous estimions H_j et $Rn_j/Rn_i\cdot H_{14h}$. Or dans les équations III.1 et III.2, le second membre de l'égalité est une estimation de H_j, ce qui nécessite l'utilisation d'un processus itératif. De plus, en rappelant que $Rn_j/Rn_i\cdot H_{14h}=B'H_{14h}$. l'équation III.2 devient celle du bilan d'énergie journalier de la surface. Nous revenons ainsi à l'équation de départ (équation I.44), rendant le processus itératif inutile. Une alternative est possible si

nous essayons de relier A' à des grandeurs connues telles que les variables climatiques ou d'état de surface (T_s, θ_{0-5}).

Le calcul de A' sur les données simulées par le modèle mécaniste, donne des valeurs très variables allant de -1.931 à 2.458 mm/j, avec une moyenne de -0.22 et un écart-type de 0.76 mm/j (Figure III.13). Toutefois, nous n'avons pas trouvé de relations satisfaisantes avec des variables connues (climatiques, T_s, θ_{0-5}). Parmi ces relations, nous montrons sur la Figure III.13 celle qui relie A' et $(T_s-T_a)_{14h}$ qui est la meilleure. La prédiction du terme A', qui permet le passage d'un flux intégré (H_j) à un flux instantané (H_{14h}) (Cf. I.2.2.3.) risque donc de constituer un point de blocage dans l'amélioration des modèles simplifiés utilisant la mesure de T_s-T_a.

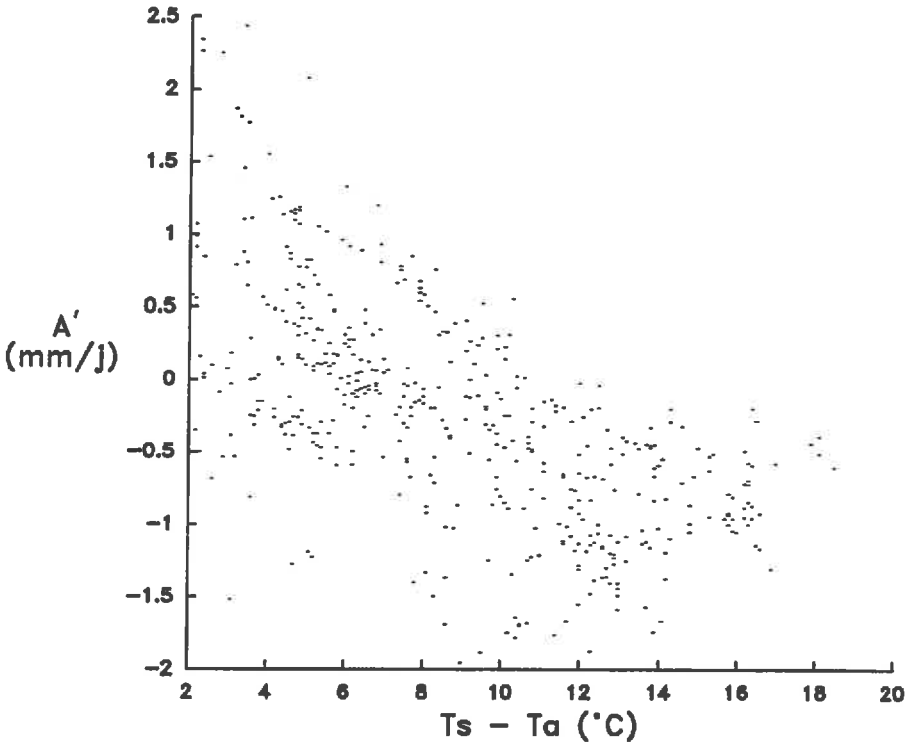


Figure III.13: Coefficient A' calculé d'après les données simulées par le modèle mécaniste en fonction de T_s-T_a obtenu à 14h.

2.4. Validations du modèle $Rn_j+G_j+LE_j = A+B(T_s-T_a)_{14h}$.

2.4.1. Validations sur des données simulées avec des séquences climatiques différentes.

Nous avons vu (Cf. III.2.1.) que les couples $(Rn_j+G_j+LE_j, T_s-T_a)$ obtenus pour une même journée climatique, mais sous des conditions hydriques et de sol différentes, présentaient une relation linéaire dont la pente variait d'un jour à l'autre. Ainsi, pour certaines "journées particulières", nous avions des données qui s'éloignaient de la relation linéaire regroupant la majorité des points. Pour évaluer le poids de ces "journées particulières" sur l'ajustement du modèle (III.1), nous allons refaire l'ajustement avec le jeu de données simulées complémentaire (Cf. II.1.3.2.). Celui-ci a été obtenu sur les trois sols avec des séquences climatiques différentes de celles employées dans le jeu de données principal.

Nous obtenons sur le jeu de données de validation la relation :

$$Rn_j+G_j+LE_j = -0.87 + 0.276\cdot(T_s-T_a)_{14h} \qquad \text{(III.8)}$$

avec une erreur sur A et B d'écart-type : $\sigma_A = 0.08$ et $\sigma_B = 0.009$. La relation obtenue avec le jeu de validation n'est donc pas significativement différente de celle ajustée avec le jeu de données principal. Les valeurs suivantes : A=-0.98 et B=0.275, semblent donc être satisfaisantes lorsque z_0=1mm.

2.4.2. Validation expérimentale.

2.4.2.1 Obtention des variables d'entrée (Rn_j, G_j et T_s-T_a)

* **Rn_j** : n'ayant pas de mesure de Rn_j pour les expériences P1 et P2, nous avons repris le mode d'estimation développé en Annexe X à partir des données climatiques standards recueillies sur une station climatique et des mesures de T_s et θ_{0-5}.

* **G_j** : dans la plupart des travaux, G_j est négligé (*Seguin & Itier, 1983, Riou et al, 1988, Vidal & Perrier 1989, Carlson & Buffum, 1989, Lagouarde, 1990*). Si cela est justifié dans le cas des couverts végétaux, la végétation formant un écran thermique limitant l'échauffement et le refroidissement du sol, il n'en est pas de même pour les sols nus.

L'histogramme des fréquences sur les valeurs de G_j, provenant du jeu de données simulées par le modèle mécaniste (Figure III.14), montre que l'hypothèse $G_j=0$ est largement vérifiée. Nous avons donc pris la méthode d'estimation présentée en Annexe X qui permet d'accéder à G_j à partir de Rg_j et $(T_a min+T_a max)/2-T_{50}$ (T_{50} étant la température à 50 cm). Avec une telle méthode, nous réduisons de moitié l'erreur commise sur G_j par rapport à celle que nous aurions en supposant que $G_j=0$. Sur les données simulées, l'erreur sur G_j donne, avec cette méthode d'estimation, une erreur d'écart-type de 0.2 mm/j.

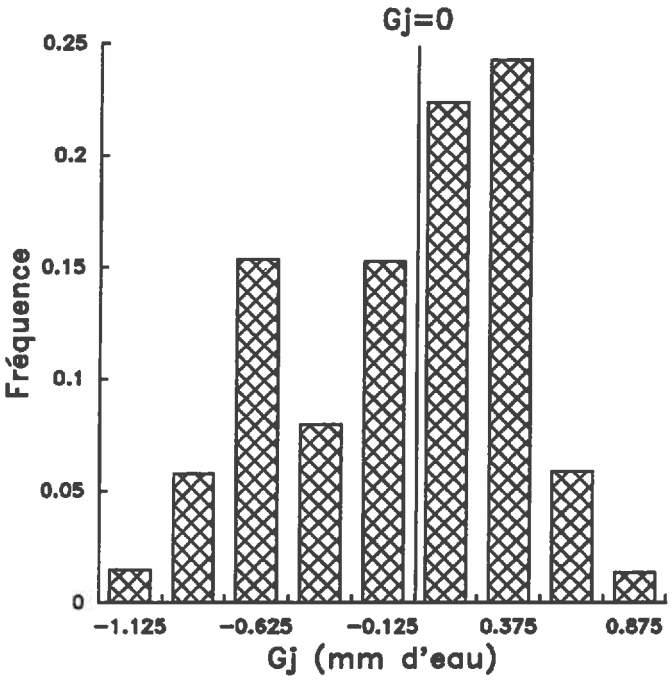


Figure III.14: Flux de chaleur dans le sol journaliers

* T_a : nous supposerons que T_a est soit connue au moment de la mesure de T_s (expérience P3) soit estimée en la prenant égale à $T_a max$ (expériences P1 et P2). La température de surface est mesurée à l'aide des sondes de température (P1) ou avec un radiothermomètre (P2 et P3).

2.4.2.4. Validation du modèle sur des données expérimentales

Nous avons validé la version II du modèle (III.1) sur les jeux de données P1, P2, P3 (Cf. II.1.1.). Les termes G_j et Rn_j ont été soit mesurés, soit estimés à partir des relations (III.10) et (III.9). Les évaporations ont été obtenues expérimentalement par bilan hydrique après un lissage temporel des humidités. En prenant pour les coefficients A et B les valeurs ajustées précédemment (A=-0.98 mm/j, B=0.275 mm j^{-1} $°K^{-1}$), nous avons comparé sur la Figure III.15, les évaporations mesurées et calculées par le modèle. Dans l'ensemble, le modèle ne semble pas fournir d'estimation biaisée de E_j. Toutefois les erreurs sur E_j sont relativement importantes, avec un écart-type sur la différence $E_j$mod.-$E_j$mes. de 1.06 mm/j, ce qui double la valeur obtenue avec les données simulées.

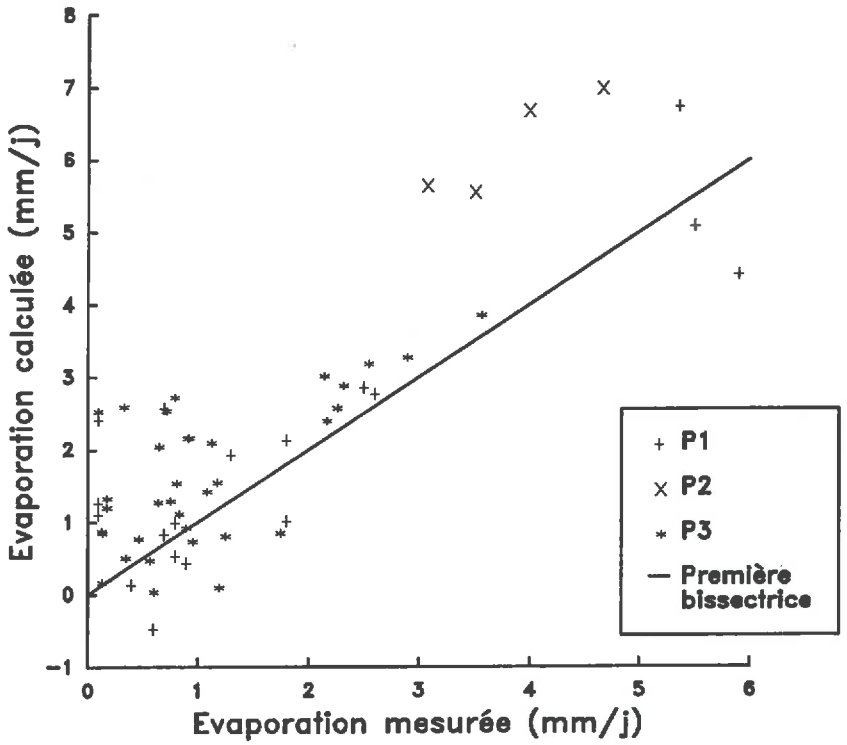


Figure III.15 : Comparaison modèle $[Rn_j+G_j+LE_j=-0.98+0.275\cdot(T_s-T_a)]$- expérience sur l'estimation de l'évaporation journalière.

2.5 Conclusion.

Ce chapitre a été consacré à la mise en oeuvre d'un modèle d'estimation de l'évaporation journalière à partir d'une mesure instantanée de l'écart de température T_s-T_a mesuré à 14 heures (heure solaire) et des flux journaliers Rn_j et G_j.

La pente (B) et l'ordonnée (A) à l'origine de la relation $LE_j+G_j+Rn_j=f(T_s-T_a)_{14h}$ sont respectivement de 0.275 mm j^{-1} $°K^{-1}$ et de 0.98 mm/j pour une rugosité z_0 de 1 mm. Ces paramètres sont indépendants du type de sol mais varient fortement en fonction de la longueur de rugosité. La sensibilité de B à z_0 est d'autant plus forte que z_0 est proche de 1 mm. Une caractérisation précise de la rugosité de surface est donc indispensable pour la mise en oeuvre de modèle d'estimation d'évaporation à partir d'une mesure de T_s.

Sur les données générées par le modèle mécaniste, qui ne comprennent pas de terme d'erreur de mesure sur les variables d'entrée, l'erreur d'estimation de E_j présente un écart-type de 0.57 mm/j qui traduit les difficultés d'estimer le flux de chaleur sensible journalier à partir de la seule mesure instantanée (T_s-T_a). Un tel niveau d'erreur doit être considéré comme minimal, et devrait se dégrader en conditions expérimentales, ce qui est vérifié lors de la phase de validation. Le modèle devrait donc donner, dans le meilleur des cas, une estimation de l'évaporation avec une précision de +/- 1 mm/j (intervalle de confiance à 95%). Cette précision paraît difficile à améliorer par une description fine des coefficients A et B.

3. MODELES D'ESTIMATION DE L'EVAPORATION UTILISANT LA VARIABLE θ_{0-5}.

Nous avons vu dans la première partie que lorsque la caractérisation de l'état de surface est l'humidité volumique, les modèles d'estimation de l'évaporation s'écrivent tous selon la forme générale :

$$E/Ep = f(sol,climat,humidité\ de\ surface(\theta_{0-5})). \qquad (III.9)$$

Dans un premier temps, nous analyserons les variables d'entrée Ep et θ_{0-5}. Cette analyse devrait nous permettre de choisir un mode de calcul pour Ep et établir la signification d'une humidité moyenne sur cette couche de sol vis à vis du processus d'évaporation. Nous établirons ensuite la fonction f. Deux approches seront abordées. La première consistera à introduire θ_{0-5} dans un modèle à résistance de surface en utilisant le modèle physique simplifié de Penman-Monteith (Cf. I.2.2.1.). Dans la seconde approche, nous mettrons directement en relation le rapport E_j/Ep_j et θ_{0-5} par une relation de type statistique.

Dans tout ce chapitre, nous supposerons que la variable accessible par télédetection est l'humidité volumique moyenne des cinq premiers centimètres (θ_{0-5}) mesurées chaque jour à 12 heures (heure solaire).

3.1. Analyse des variables d'entrée du modèle.

3.1.1 Calcul de l'évaporation potentielle.

Ep est l'évaporation que nous aurions si l'eau disponible en surface ne constituait pas un facteur limitant. La mesure directe d'une telle grandeur (évapotranspiromètres pesables ou lysimètres à drainage) pose des problèmes de suivi en routine et de représentativité *(Perrier et al., 1974)*. Par conséquent, de nombreuses méthodes d'estimation de l'évaporation potentielle à partir de mesures climatiques ont été développées. Nous retiendrons le formalisme de *Penman, (1948)*, qui est le plus physique. La principale hypothèse faite par Penman dans son calcul est de supposer que la pression partielle de vapeur d'eau à la surface est saturante. Ceci donne en l'appliquant au bilan d'énergie (les calculs sont détaillés en Annexe III) l'équation suivante :

$$LEp = \frac{\gamma}{P'+\gamma} \cdot Ea + \frac{P'}{P'+\gamma} \cdot (Rn+G) \qquad (III.10)$$

où :

- Ea est l'évaporation de la surface si elle était à la température de l'air (W/m^2);
- γ est la constante psychrométrique (Pa/°K);
- P' est la dérivée de la relation P(T) (Pa/°K).

Ep apparaît comme la somme de deux termes. Le premier est la composante convective, qui rend principalement compte de l'effet du vent sur la demande climatique. Le second terme est la composante radiative liée aux apports d'énergie sous forme de rayonnement ou de conduction de chaleur. Il existe deux manières de considérer l'évaporation potentielle qui répondent toutes les deux aux hypothèses de Penman. Ces approches, que nous allons préciser dans la suite, aboutissent à des résultats légèrement différents Ep et Ep_0.

3.1.1.1. L'évaporation potentielle d'une surface de référence : Ep_0.

Ep_0 est l'évaporation que nous aurions sur une surface de référence susceptible de satisfaire en permanence la demande évaporative. Cette surface, qui est en permanence bien alimentée en eau, a un fonctionnement hydrique et énergétique qui lui est propre. Les valeurs de rayonnement net (Rn_0), du flux de chaleur dans le sol (G_0) et de la résistance aérodynamique (r_{a0}), introduites dans le calcul de Ep_0, sont celles de la surface de référence. Celles-ci sont différentes des valeurs prises par la surface dont nous cherchons à caractériser E (la surface d'un sol nu par exemple) à partir de l'équation (III.8); la longueur de rugosité aérodynamique (z_0), la stratification thermique, l'albédo et le flux de chaleur dans le sol n'étant pas les mêmes.

Tableau III.6 : Evaporation journalière cumulée (mm): influence de z_0 et de la température initiale, supposée uniforme sur l'ensemble du profil.

	z_0 (m)			
T (°C)	0.0001	0.001	0.005	0.01
20	4.69	5.30	5.72	5.90
22	4.88	5.48	5.91	6.08
24	5.07	5.68	6.09	6.26
26	5.27	5.88	6.27	6.48

La caratérisation de l'évaporation potentielle par Ep_0 présente l'avantage d'une standardisation de la détermination de la demande climatique. Toutefois, une étude de sensibilité faite sur le paramètre de rugosité z_0 et le profil initial de température montre que les valeurs Ep_{0j} ainsi calculées restent très dépendantes des conditions sous lesquelles elles ont été obtenues (Tableau III.6). Ces résultats rejoignent l'analyse faite par *Van Bavel et Hillel, 1976*, qui soulignent l'ambiguïté que soulève la notion d'évaporation potentielle sur les sols nus. En effet, le sol joue un rôle important dans les échanges énergétiques avec l'atmosphère, indépendamment des conditions climatiques. Le choix d'une surface de référence "sol nu" ne permet donc pas de standardiser le calcul de l'évaporation potentielle. Nous n'adopterons donc pas ce mode de calcul.

3.1.1.2. L'évaporation potentielle de la surface étudiée : Ep.

Ep est l'évaporation de la surface étudiée (sol nu par exemple) si nous faisons la seule hypothèse que la disponibilité en eau n'est pas limitante. Dans ce cas, nous prenons dans le calcul de Ep les valeurs des variables intervenant dans le bilan d'énergie (Rn, G, r_a) obtenues sur la surface étudiée. Par exemple, lorsque la surface est sèche, le calcul de Ep prend en compte l'instabilité thermique qui affecte le calcul des coefficients d'échange convectifs qui permettent le calcul de Ea (III.10). Avec Ep, nous supposons que l'hypothèse de Penman n'affecte pas les variables Rn, G et ra. Ep caractérise alors l'énergie réellement disponible, au niveau de la surface d'étude, pour l'évaporation. A l'inverse de Ep_0, Ep est une grandeur purement fictive qui n'est accessible que par calcul. Toutefois, celle-ci correspondrait à une caractérisation plus réaliste de la demande évaporative au niveau de la surface étudiée, ce qui nous incite à retenir ce mode calcul dans la suite.

3.1.1.3. Comparaisons entre Ep_j et l'ETp Penman (ETp_{0j})

En choisissant Ep, nous prenons un mode de calcul de l'évaporation qui n'est pas actuellement dans la pratique disponible en routine. Nous allons donc comparer les valeurs de Ep_j à ETp_{0j} qui est le mode de calcul le plus répandu de l'évaporation potentielle. Nous rappelons que l'ETp_{0j} fait intervenir un certain nombre de relations empiriques (fonction de vent par exemple) qui ont été ajustées sur des couverts végétaux (Cf. calculs en Annexe X).

Nous avons calculé pour toutes les journées simulées du jeu de données principal : Ep_j et ETp_{j0} (Figures III.16). La comparaison des deux modes de calcul fait apparaître des écarts qui peuvent être importants. Dans certains cas, ils atteignent 3 mm/j ce qui induit des variations relatives de plus de 50%. Nous voyons également que pour une même journée climatique,

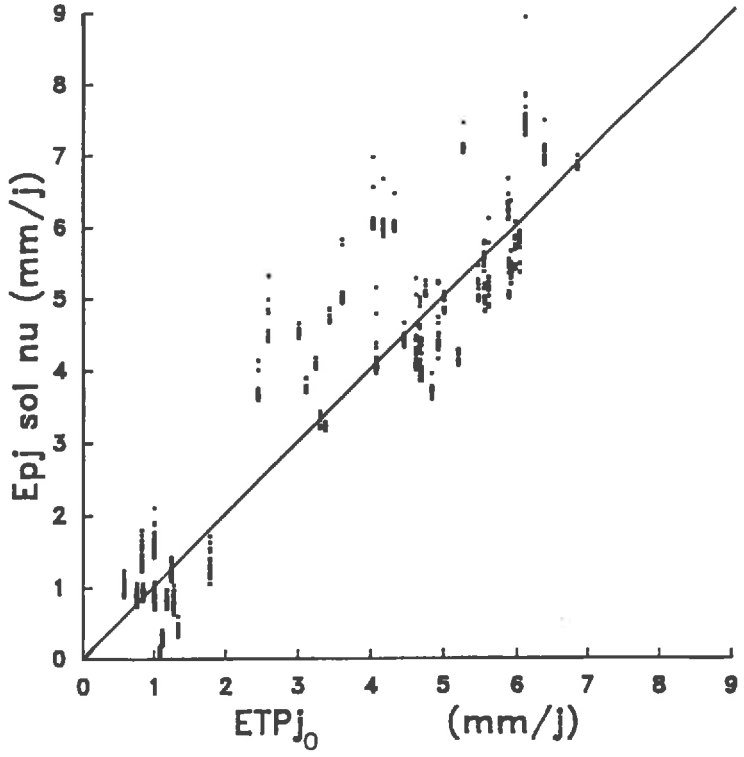


Figure III.16 : Comparaison entre l'ETp_{0j} Penman et Ep_j calculé pour un sol nu.

nous obtenons des valeurs différentes de Ep_j tandis que ETp_{0j} reste constant. Ces variations dépendent du sol et de son état hydrique. Celles-ci peuvent atteindre pour les cas extrêmes de 1 à 2 mm/j (ces variations s'évaluent en prenant les valeurs de Ep_j pour une valeur de ETp_{0j}; ces points s'alignent sur la Figure III.16 selon une direction verticale).

L'origine des écarts entre Ep_j et ETp_{j0} est multiple. En ce qui concerne la part radiative de la demande climatique, l'albédo (a), la température de surface (T_s) et le flux de chaleur d'un sol nu sont différents de ceux d'un couvert. De plus, pour un même sol, l'albédo et T_s peuvent varier en fonction du sol et de l'état hydrique ce qui explique en partie les différentes valeurs prises par Ep_j pour une même journée climatique. En ce qui concerne la part convective de l'évaporation potentielle, le calcul de ETp_{j0} prend implicitement en compte la résistance du couvert (dans le calcul de la fonction de vent, Cf. Annexe X) qui limite l'évaporation par rapport au cas des sols nus.

Ces résultats montrent la nécessité de développer un mode d'estimation de Ep spécifique au cas des sols nus. Nous n'aborderons pas ce point dans ce travail. toutefois, nous donnons en Annexe X, des relations empiriques permettant le passage de ETp_{j0} à Ep_j. Celles-ci seront utilisées dans la suite pour la validation expérimentale des modèles simplifiés.

3.1.2. Propriétés de la variable θ_{0-5}.

3.1.2.1. θ_{0-5} est- elle la meilleure variable pour caractériser la disponibilité en eau du sol?

Dans la deuxième partie, nous avons fixé à cinq centimètres l'épaisseur de la couche de sol sur laquelle nous avons une mesure d'humidité volumique de surface par télédétection hyperfréquence. Ce choix provenait d'une revue bibliographique montrant que les meilleures relations statistiques entre σ_0 (mesuré en bande C) et l'humidité du sol étaient en général obtenues avec une couche de sol de cinq centimètres. Toutefois, la prise en compte d'épaisseurs de 3,4 voir 10 centimètres ne dégrade pas beaucoup la qualité de l'estimation de l'humidité (Cf. *Ulaby et al, 1978, Bruckler et al., 1988*). De plus, l'utilisation d'autres bandes

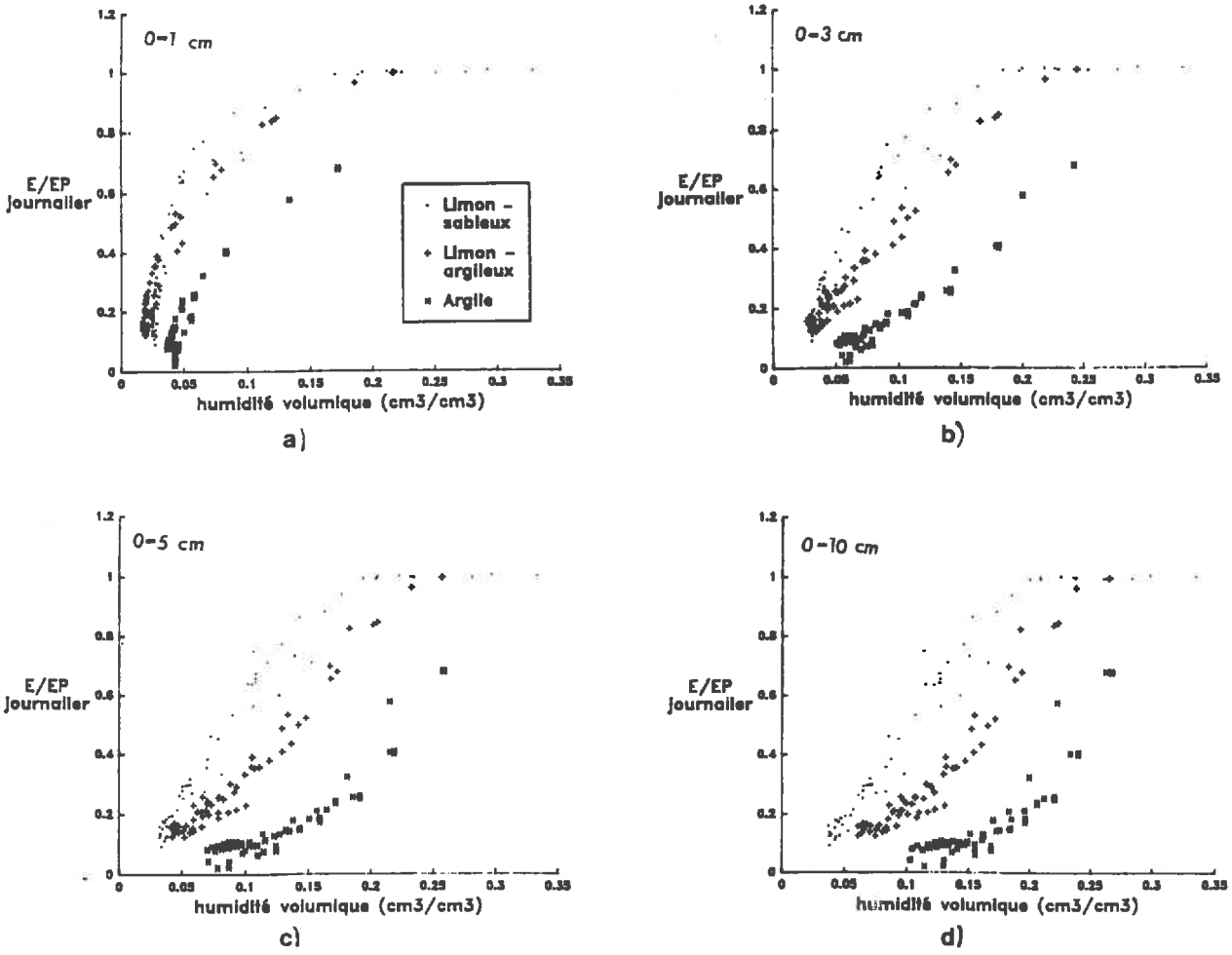


Figure III.17 : Relations entre E_j/Ep_j et l'humidité volumique moyenne des couches 0-1 cm (a), 0-3 cm (b), 0-5 cm (c) et 0-10 cm (d). Seules les données simulées avec le climat "juil' (Cf. Annexe V) sont représentées.

de fréquence (X ou L) pourraient remettre en question le bien fondé du choix des cinq centimètres.

Nous nous proposons donc de comparer les relations $E_j/Ep_j=f(\theta)$, en prenant en compte des couches de 1 (θ_{0-1}), 3 (θ_{0-3}), 5 (θ_{0-5}) et 10 centimètres (θ_{0-10}). Cette confrontation nous permettra d'évaluer la pertinence du choix d'une couche de cinq centimètres par rapport à un problème d'estimation de l'évaporation. Sur les Figures III.17 nous avons représenté ces relations pour les trois sols et pour la séquence climatique "Juil" (Cf. Annexe V).

Nous voyons sur les Figures III.17 que lorsque la couche considérée est trop mince, ce qui est le cas avec θ_{0-1}, une grande part des variations du rapport E_j/Ep_j ne s'accompagne pas de variations d'humidité. Dans ce cas, la connaissance de l'humidité de surface ne donne pas d'information sur la décroissance de l'évaporation réelle par rapport à la demande climatique. Par contre, plus la couche est épaisse, plus la gamme de variation de θ pour laquelle E_j/Ep_j décroît, est réduite. Dans le cas du Limon-argileux, celle-ci est de 0.20 m^3/m^3 lorsque nous prenons θ_{0-10} et de 0.225 avec θ_{0-3} et θ_{0-5}.

Le suivi d'une couche de 0-1 cm est à exclure pour l'estimation de l'évaporation. Par contre des couches de 3, 5 voir même 10 cm peuvent convenir. La méthode développée dans ce travail peut donc, en principe, s'appliquer à d'autres couches que les cinq premiers centimètres.

3.1.2.2. Relations entre θ_{0-5} et le profil hydrique

La variable θ_{0-5} décrit le contenu en eau moyen d'une couche dans laquelle les gradients hydriques sont particulièrement importants (Cf. III.1.2.4). Pour une valeur de θ_{0-5} donnée, nous pouvons avoir plusieurs profils hydriques présentant des formes différentes, ce qui est vrai lorsque nous passons d'un sol à l'autre. Mais pour un même sol, avons-nous une relation univoque entre θ_{0-5} et le profil hydrique? Si tel n'était pas le cas, nous aurions, pour une valeur de θ_{0-5}, des comportements différents du sol vis à vis de l'évaporation. La teneur en eau de surface est par exemple plus élevée pour θ_{0-5} donnée, lorsque le gradient hydrique est faible, ce qui se traduit par une disponibilité en eau plus grande dans ce cas. Il nous paraît donc important d'identifier les facteurs qui vont influencer le profil hydrique pour pouvoir ensuite les intégrer dans la modélisation simplifiée.

a) description des illustrations

Pour analyser la relation entre θ_{0-5} et la forme du profil hydrique de surface, nous avons choisi comme mode de représentation, l'écart d'humidité obtenu entre 1 et 5 cm. Cette analyse

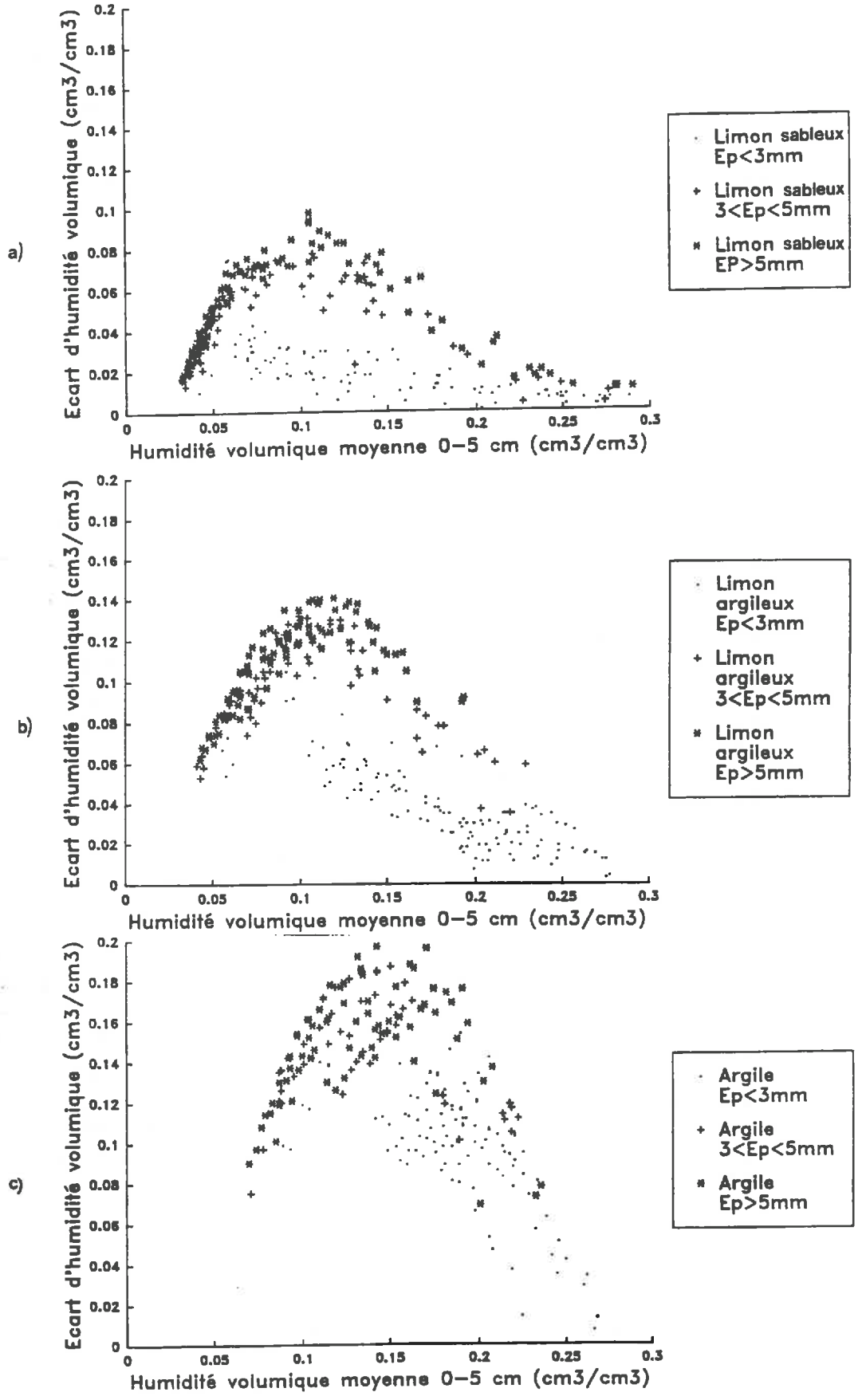


Figure III.18 : Ecarts d'humidité volumique entre 1 et 5 centimètres en fonction de θ_{0-5} obtenus à midi.

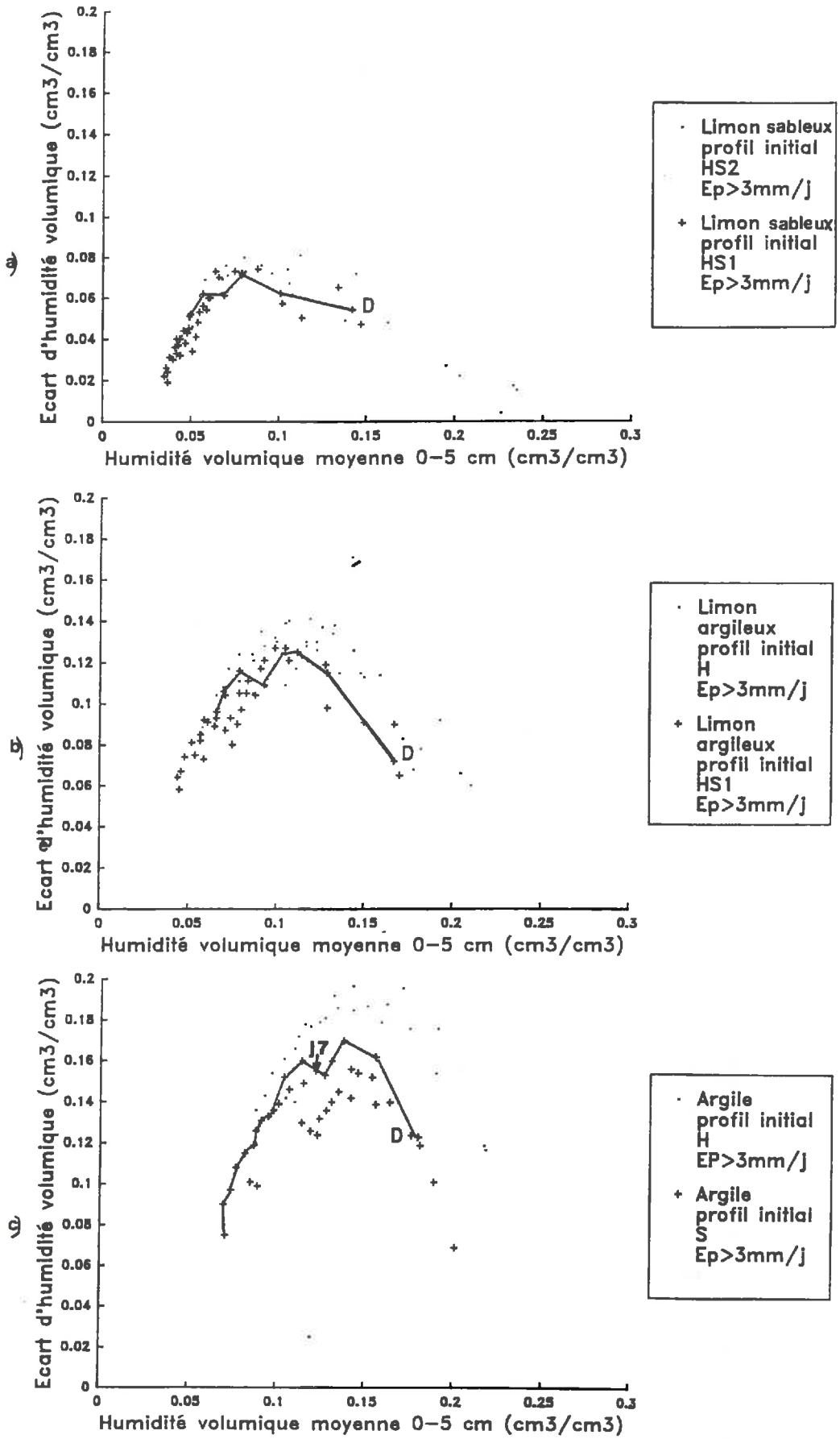


Figure III.19 : Ecarts d'humidité volumique entre 1 et 5 centimètres en fonction de θ_{0-5} obtenus à midi. Les points reliés par un trait plein correspondent aux valeurs successivement rencontrées au cours d'une séquence d'évaporation (D étant la première valeur).

a été faite sur les valeurs obtenues à midi de toutes les simulations du jeu de données principal. Trois types de facteur seront étudiés :

- la demande climatique;
- le sol;
- le profil hydrique initial.

Dans le mode de représentation choisi, l'effet d'un facteur s'évalue, pour θ_{0-5} donné, par les différences obtenues sur les écarts d'humidité entre un et cinq centimètres. Deux cas extrêmes peuvent être envisagés :

- un facteur a un effet sur le profil hydrique, s'il permet de discriminer des familles de points (Figures III.18 et III.19); l'effet est d'autant plus fort que la séparation de ces familles de points est nette. Par exemple sur la Figure III.18a, nous voyons que pour $Ep_j<3$ mm/j, les écarts d'humidité entre 1 et 5 centimètres sont nettement inférieurs à ceux obtenus avec une demande climatique plus forte;
- un facteur n'aura par contre aucun effet sur le profil hydrique, si la répartition des points dans le nuage semble indépendante du facteur étudié.

b) Effets du sol et du climat

Ces effets sont illustrés sur les Figures III.18. Les relations "écarts d'humidité entre 1 et 5 cm, θ_{0-5}" présentent une allure en forme de cloche. Lorsque le sol est humide, les gradients hydriques sont faibles. Dans ce cas les transferts d'eau sont suffisants pour compenser les départs d'eau liés à l'évaporation. Quand le sol continue à se dessècher, la réalimentation en eau ne permet plus de compenser les pertes en eau, ce qui se traduit par un assèchement des couches superficielles de sol. Les gradients hydriques deviennent alors élevés. Enfin, lorsque le sol est sec en surface, nous avons vu (Cf. III.1.2.2.) que les flux d'eau dans le sol se font en grande partie en phase gazeuse. Ce sont les couches situées à quelques centimètres qui se vident à leur tour de leur contenu en eau, ce qui tend à réhomogénéiser le profil hydrique dans les cinq premiers centimètres.

Quel que soit le niveau de la demande climatique, l'effet sol apparait très nettement sur presque toute la gamme d'humidité étudiée. Les profils hydriques sont d'autant plus contrastés que le sol est peu conducteur. Toutefois, cette influence diminue fortement pour les gammes d'humidité extrêmes, sèche ou humide, dans lesquelles les profils hydriques sont, pour un sol ou entre les sols, peu variables pour θ_{0-5} donné.

Pour une évaporation potentielle supérieure à 3 mm/j, la forme des profils hydriques semble, pour chaque sol porté à θ_{0-5} donnée, indépendante de la demande climatique. Par contre, lorsque $Ep_j<3$ mm/j, les profils hydriques présentent des gradients hydriques nettement moins

marqués que dans le cas Ep_j>3 mm/j (la distinction est moins nette pour l'Argile). Nous apportons toutefois une certaine réserve sur cette valeur seuil, la gamme d'Ep_j étant mal couverte entre 2 et 3 mm/j avec le jeu de données principal (Figure III.16).

c) Effet du profil hydrique initial

Sur les Figures III.19, nous avons sélectionné les écarts d'humidité obtenus pour des journées présentant une évaporation potentielle supérieure à 3 mm/j. Pour chaque sol, nous n'avons retenu que les points provenant de simulations ayant des profils initiaux d'humidité secs (S ou HS1) et humides (H ou HS2 cf. Annexe V). Afin d'évaluer la période pendant laquelle le profil hydrique est influencé par les conditions initiales, nous avons relié les points obtenus successivement au cours d'une séquence d'évaporation. Le point accompagné de l'étiquette D correspond à l'écart d'humidité obtenu à midi le deuxième jour (pour la clarté de la présentation nous avons éliminé les points correspondant aux premiers jours de simulation qui sont influencés par la situation initiale d'humidité). Cette représentation permet d'illustrer, avec quelques cas particuliers, le temps pendant lequel les profils hydriques dans les cinq premiers centimètres restent marqués par les conditions initiales d'humidité.

D'après les Figures III.19, nous constatons que l'effet profil hydrique initial a une influence dans le cas du sol argileux, qui persiste au moins pendant environ sept jours. Cette persistance des conditions initiales est due à la faible conductivité hydraulique qui ralentit les redistributions d'eau. Pour les autres sols, l'effet du profil hydrique initial disparaît très rapidement.
Les conditions initiales d'humidité comportaient également des différences sur le contenu en eau des couches de sol se trouvant au delà de 25 cm (Figure II.13). Il semblerait donc, que pour les trois sols, les gradients hydriques dans les cinq premiers centimètres soient peu sensibles à l'état hydrique des couches profondes.

d) Conclusions.

- Il ressort avant tout, que la signification de θ_{0-5} par rapport au processus d'évaporation est fortement tributaire du sol (Figures III.18). Compte-tenu du nombre réduit de sols étudiés dans ce travail, il serait tout à fait illusoire de vouloir intégrer les propriétés du sol dans la modélisation. **Nous nous contenterons d'établir des modèles qui puissent être calés pour chaque sol.**

- La disponibilité de l'eau à la surface pour θ_{0-5} donnée, dépend des gradients hydriques dans les cinq premiers centimètres. Pour un sol, ceux-ci ne sont pas reliés de manière univoque avec θ_{0-5}, mais ils varient en fonction de la demande climatique, lorsque Ep_j est inférieur à 3 mm/j. Ce seuil n'est pas une valeur générale mais il est satisfaisant pour les trois sols. Pour Ep_j>3mm/j, les gradients hydriques sont par contre bien caractérisés, pour

un sol donné par la seule information θ_{0-5}. Ainsi, l'histoire hydrique du sol et le niveau d'humidité des couches profondes ne semble pas avoir d'influence sur les gradients hydriques à la surface. Toutefois, une nuance est à apporter avec l'Argile, dont la faible conductivité hydraulique tend à ralentir les redistributions d'eau dans les couches de surface. L'influence du profil hydrique initial se maintient dans ce cas pendant plusieurs jours.

La connaissance de l'état hydrique des couches superficielles pourra donc être affinée en complétant l'information donnée par θ_{0-5} par une caractérisation de la demande climatique.

3.2. Le modèle mécaniste simplifié de "Penman-Monteith".

L'équation et les hypothèses de ce modèle ont été données dans la première partie (Cf. I.2.1.1.) et dans l'Annexe IV. Celles-ci sont rappelées dans le tableau III.7. Ce modèle bénéficie *a priori* de deux propriétés intéressantes :

- nous avons vu (Cf. III.1) que le rapport LE/LEp ne dépendait pas uniquement de la disponibilité en eau du sol pour l'évaporation, mais également de l'interaction entre cette disponibilité et les conditions climatiques. Le modèle de Penman Monteith permet donc, par le terme $[\gamma/(\gamma+p')]\cdot r_s/r_a$, de prendre en compte par une approche théorique cette interaction;

- en reliant r_s à l'épaisseur du mulch (z_m), nous avons un moyen de calculer r_s à partir d'observations sur la couche de surface, indépendamment du calcul de LE et LEp.

En associant l'augmentation de r_s à une augmentation de l'épaisseur du mulch, il est relativement naturel de vouloir relier les variations de r_s à une mesure de l'humidité de la couche de surface. L'introduction d'une information telle que θ_{0-5} dans le modèle de Penman Monteith et le respect des contraintes que nous nous sommes fixés au début de ce travail suppose que :

- nous établissions une relation entre r_s et θ_{0-5};
- nous traitions le changement d'échelle de temps en adaptant le modèle décrivant des phénomènes instantanés pour l'estimation journalière de l'évaporation.

3.2.1. Evolutions comparées de r_s et θ_{0-5}.

Dans la suite r_s est calculée à partir de l'équation (III.12) en prenant les valeurs de LEp, LE, p', r_a et γ issues du modèle mécaniste. Sur la Figure III.20, nous avons représenté l'évolution heure par heure de r_s et de θ_{0-5} pour une séquence climatique à forte demande évaporative. Nous voyons que les valeurs prises par r_s sont très marquées par les alternances jour-nuit. L'ordre de grandeur de ces variations journalières est comparable à la dynamique de variation de r_s au cours de la séquence d'assèchement. Par contre, nous ne trouvons pas cette propriété sur l'évolution de θ_{0-5} qui présente des variations journalières nettement inférieures à la gamme totale d'humidité rencontrée. L'heure pour laquelle nous établirons la relation $r_s=f(\theta_{0-5})$ aura donc une grande importance.

Tableau III.7: Hypothèses et forme analytique du modèle mécaniste simplifié de Penman Monteith

Forme Analytique

$$LE = \frac{LEp}{1+[\gamma/(p'+\gamma)]\cdot r_s/r_a} \qquad \text{(III.11)}$$

$$r_s = \frac{LEp - LE}{LE\cdot[\gamma/(p'+\gamma)\cdot 1/r_a]} \qquad \text{(III.12)}$$

Hypothèses

H1 : L'évaporation se fait au niveau d'un front d'évaporation qui s'enfonce lorsque le sol s'assèche (formation d'un mulch).

H2 : Le mulch est isotherme.

H3 : Les flux d'eau dans le mulch se font en phase gazeuse. Ceux-ci sont conservatifs et soumis à une résistance r_s liée aux propriétés de diffusion gazeuse du milieu.

H4 : La pression de vapeur d'eau est saturante au niveau du front d'évaporation.

3.2.2. Relations $r_s=f(\theta_{0-5})$.

Sur les Figures III.21 a,b et c, qui représentent r_s en fonction de θ_{0-5} obtenue à midi pour toutes les journées disponibles, nous pouvons constater que :

- les relations sont différentes d'un sol à l'autre. De telles différences ont déjà été constatées par *Passerat de Silans, 1986* (Cf. I.2.1.1.) et correspondraient à l'influence du sol sur la signification de θ_{0-5} par rapport à l'évaporation (Cf. III.1.3.2., III.3.1.2.);
- la dispersion des points est importante. Celle-ci croît lorsque nous passons du Limon sableux à l'Argile. Pour une même valeur de θ_{0-5}, r_s peut varier de plus de 1000 s/m. Nous sommes donc loin d'une relation univoque entre ces deux grandeurs;
- lorsque θ_{0-5} est au voisinage de 0.05 m^3/m^3 avec le Limon sableux et dans une moindre mesure avec le Limon argileux, r_s présente d'importantes variations, sans qu'elles soient accompagnées d'une modification de θ_{0-5}. Dans cette gamme d'humidité, θ_{0-5} n'apporte donc plus aucune information sur r_s.

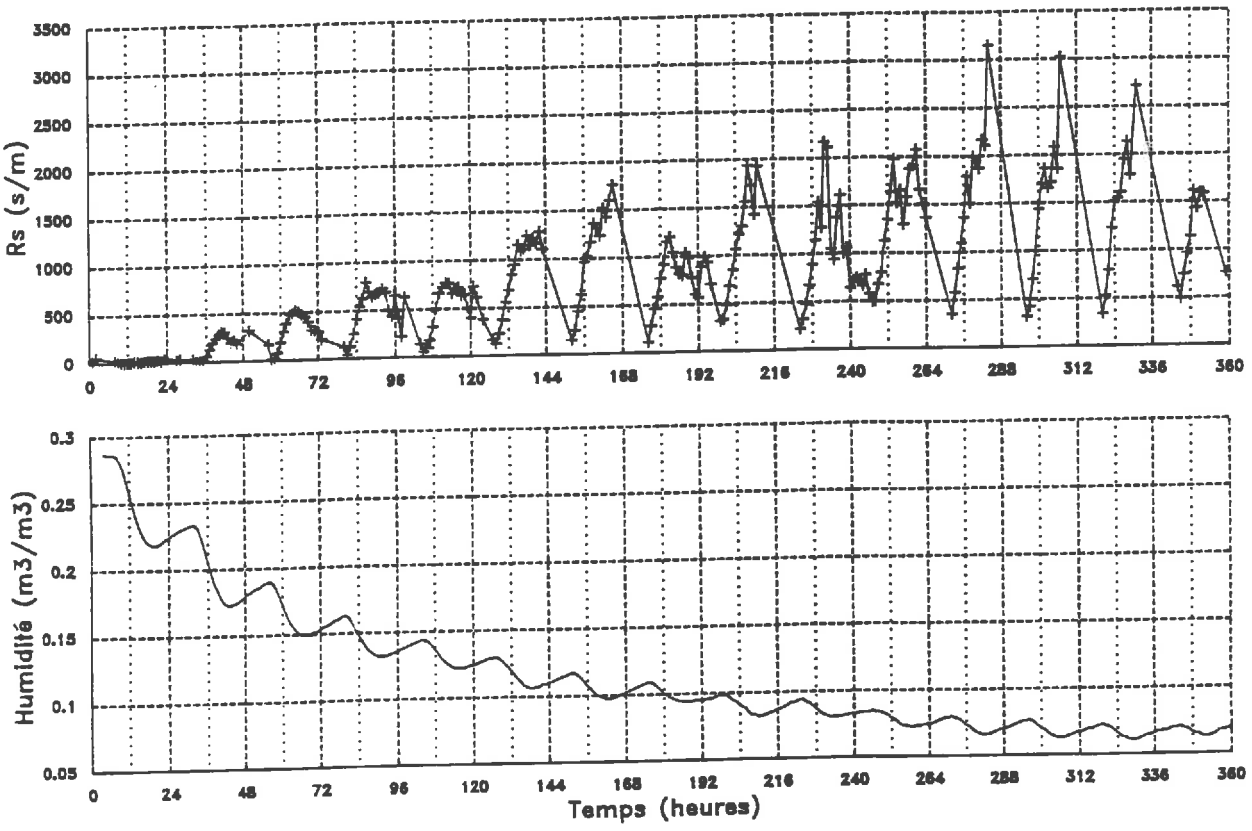


Figure III.20 : Evolution comparée de r_s et de θ_{0-5} au cours d'une séquence d'évaporation simulée avec le Limon argileux : (Climat "juil"; Profil initial H (Cf. Annexe V)).

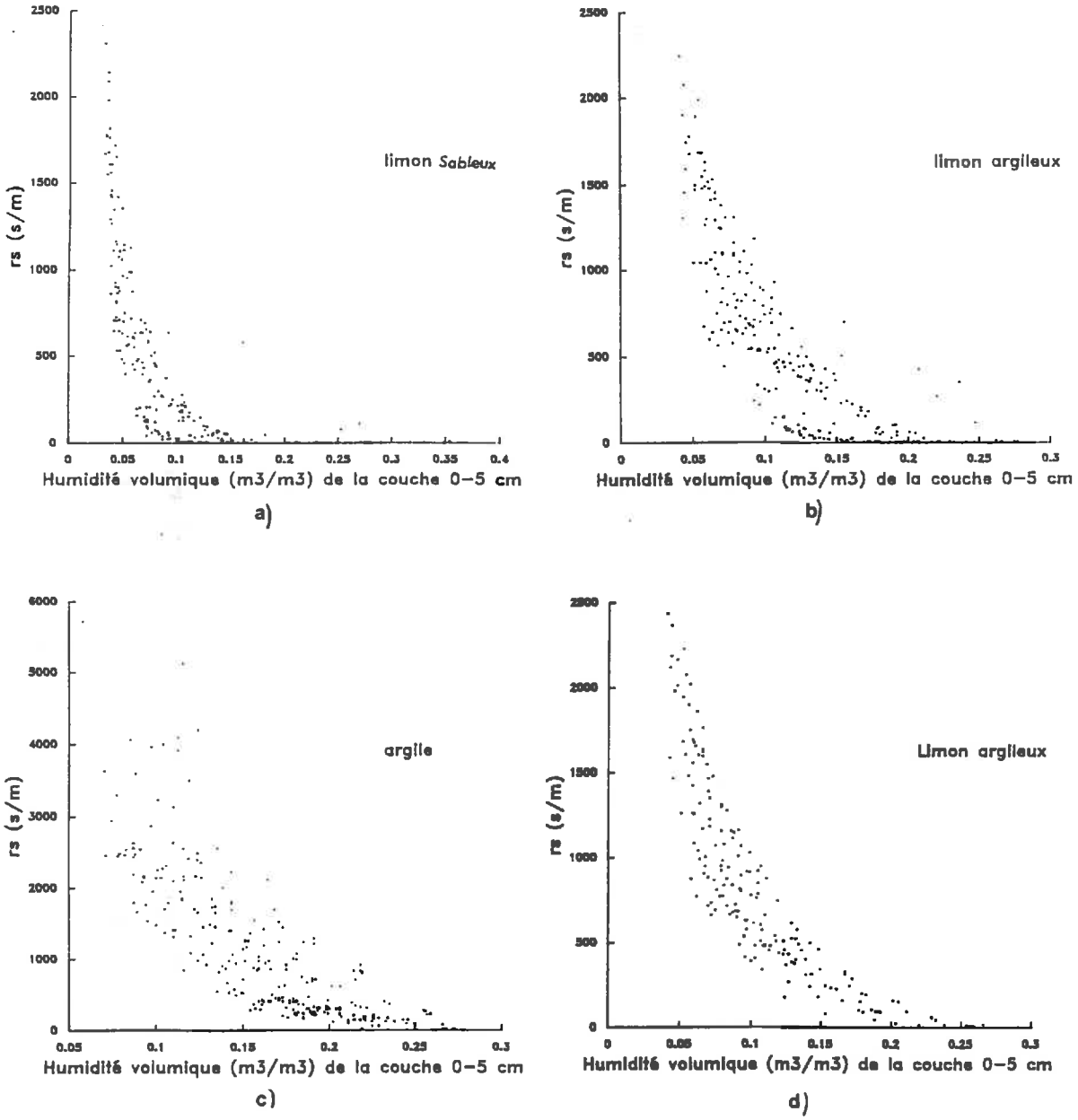


Figure III.21 : Relations $r_s=f(\theta_{0-5})$. θ_{0-5} est la valeur obtenue à midi. r_s est une valeur instantanée calculée à midi : (a), (b) et (c). r_s est moyennée sur la période 8-18h : (d).

En moyennant r_s sur la période 8h-18h et en ne retenant que les séquences climatiques à forte demande évaporative ("juil", "août" et "mars", Cf. Annexe V), nous ne réduisons que peu la dispersion de la relation $r_s=f(\theta_{0-5})$ (Figure III..21d) par rapport à celle obtenue avec les valeurs prises à midi (Figure III.21b). Le choix de la période de 8-18h se justifie par l'importance de la période diurne pour l'évaporation. De plus, nous devions filtrer les valeurs aberrantes de r_s dues au calcul de LEp/LE en phase nocturne (équation III.12). En effet, pendant cette période, LEp et LE prennent des valeurs voisines qui sont proches de zéro, ce qui peut entraîner des variations considérables du rapport LE/LEp qui ne seraient que des artéfacts numériques.

3.2.3. Conclusion.

Ces résultats montrent que la seule information θ_{0-5} ne nous permet pas d'estimer de manière précise la résistance de surface, telle qu'elle est définie dans le modèle de Penman Monteith. Nous montrons en Annexe XI, que la réduction de l'évaporation par rapport à la demande climatique ne s'explique pas uniquement en fonction des propriétés de diffusion du mulch (z_m, D). Il faut également prendre en compte les gradients de température, qui interviennent dans les gradients de pression partielle de vapeur d'eau qui sont avec D à la base du phénomène de diffusion gazeuse.

Une voie d'amélioration de l'approche présentée ci-dessus, consisterait à s'affranchir de l'hypothèse d'isothermie en prenant en compte le flux de conduction de chaleur dans le mulch (*Perrier, 1973*). Dans ce cas, nous avons vu que r_s était remplacée par une fonction $R_s=f(z_m,D,\lambda)$ dans l'équation III.11 (Cf. I.2.1.1). Nous pouvons, toutefois, noter que le calcul de r_s et R_s par l'équation III.12 donne le même résultat. La différence réside dans le déterminisme de ces grandeurs. Cependant, la formulation de R_s ne fait intervenir que des grandeurs dépendant de l'humidité, ce qui ne nous permet pas d'introduire d'autres variables que θ_{0-5} pour améliorer la connaissance des gradients de pression partielle de vapeur d'eau dans la couche de surface.

Une seconde voie possible d'amélioration serait d'affiner la connaissance de r_s par des relations statistiques en fonction des variables climatiques. Toutefois, une telle démarche nous éloigne des hypothèses de diffusion de la vapeur d'eau dans le mulch qui ont permis l'écriture du modèle de Penman Monteith. Le terme $[\gamma/(\gamma+p')]\cdot r_s/r_a$, qui permettait de calculer de manière théorique l'interaction entre la demande climatique et la disponibilité en eau du sol, deviendrait par l'introduction d'une relation $r_s=f(\theta_{0-5},climat)$, un terme statistique. Nous pensons donc qu'il est plus efficace de travailler directement avec des relations statistiques entre E_j/Ep_j et θ_{0-5} qui permettent de travailler à l'échelle de temps recherchée. Cette démarche est développée dans la suite.

3.3. Modèle de type statistique.

Dans ce modèle, nous établirons directement une relation statistique entre le rapport E_j/Ep_j et les variables d'entrée, selon la relation (III.8). Nous procéderons en deux étapes :

- nous mènerons d'abord une étude de la relation $E_j/Ep_j = f(\theta_{0-5})$;
- à partir de cette relation et en prenant en compte les conclusions tirées de III.3.1., nous essayerons d'introduire des variables supplémentaires susceptibles d'améliorer la précision du modèle pour l'estimation de l'évaporation.

3.3.1. Les relations Ej/Epj = f(θ_{0-5}).

Sur les Figures III.22, nous avons représenté, pour chaque sol, la relation entre E_j/Ep_j et θ_{0-5}. Nous voyons nettement apparaître trois phases qui se traduisent par une allure sigmoïde des relations $E_j/Ep_j = f(\theta_{0-5})$. Pour une valeur de θ_{0-5}, le rapport E_j/Ep_j présente une variabilité. Celle-ci est maximale lorsque E_j/Ep_j décroît avec θ_{0-5}. Cette variabilité est très forte dans le cas de l'Argile (Figure III.22c) et diminue lorsque nous passons du Limon argileux au Limon sableux. L'influence du sol se manifeste également sur la position latérale des nuages de points. La forme des nuages de points nous suggère d'utiliser une forme analytique de la relation f de type logistique (III.17).

$$E_j/Ep_j = \frac{\exp(A\cdot\theta_{0-5}+B)}{1+\exp(A\cdot\theta_{0-5}+B)}\cdot C+D \qquad \text{(III.13)}$$

Celle-ci est intéressante à double titre :

- elle permet de bien reproduire les trois phases d'évaporation;
- elle offre une grande souplesse d'utilisation dans la mesure où les paramètres A, B, C et D ont des actions faciles à contrôler.

Sur les Figures III.23 nous voyons que:

- A règle la pente au point d'inflexion, pour une amplitude donnée, qui est égale à (AC)/4;
- B règle le déplacement horizontal de la courbe pour A donné, l'abscisse du point d'inflexion étant égale à -B/A;

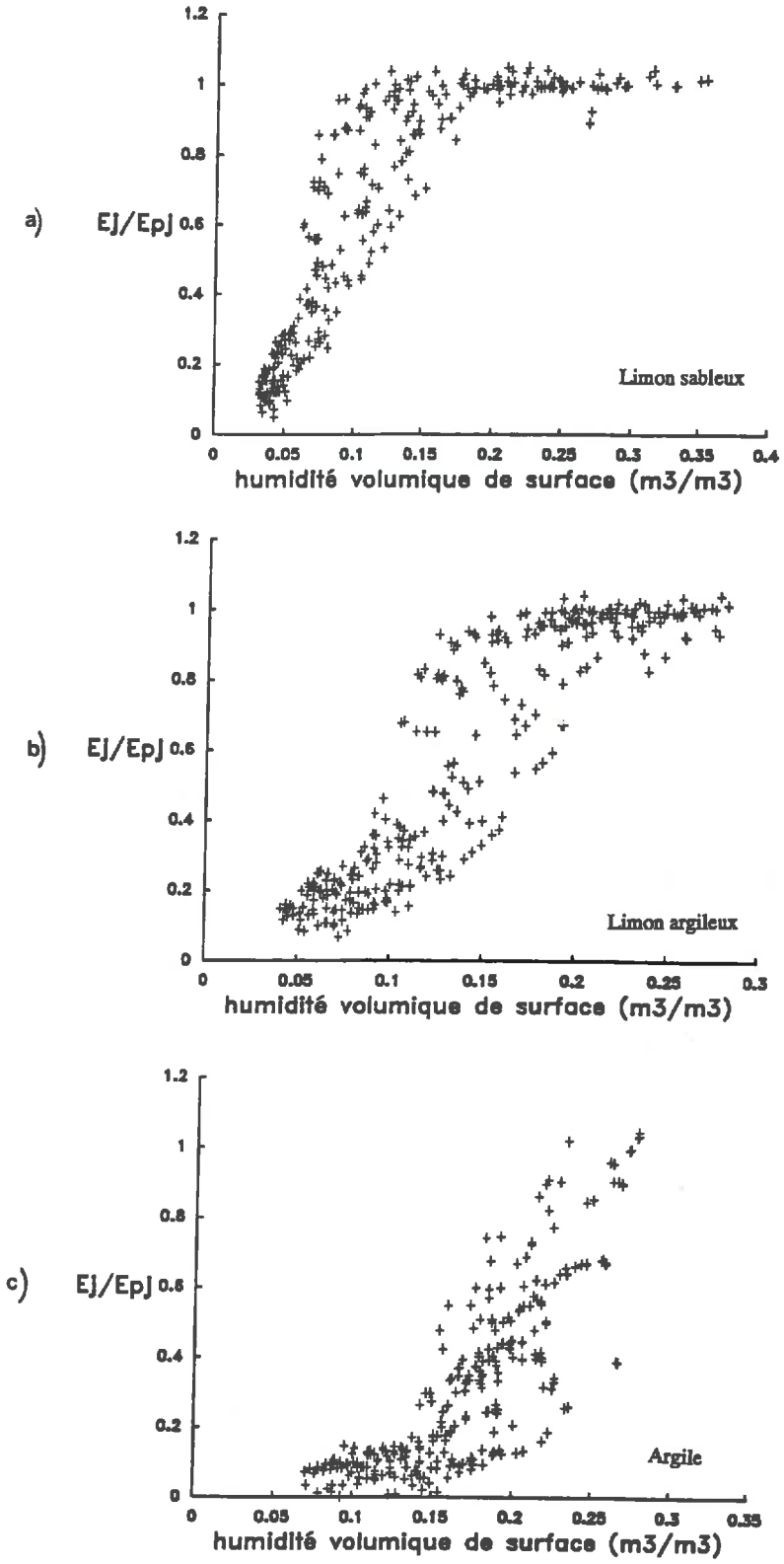


Figure III.22 : Relations $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$.

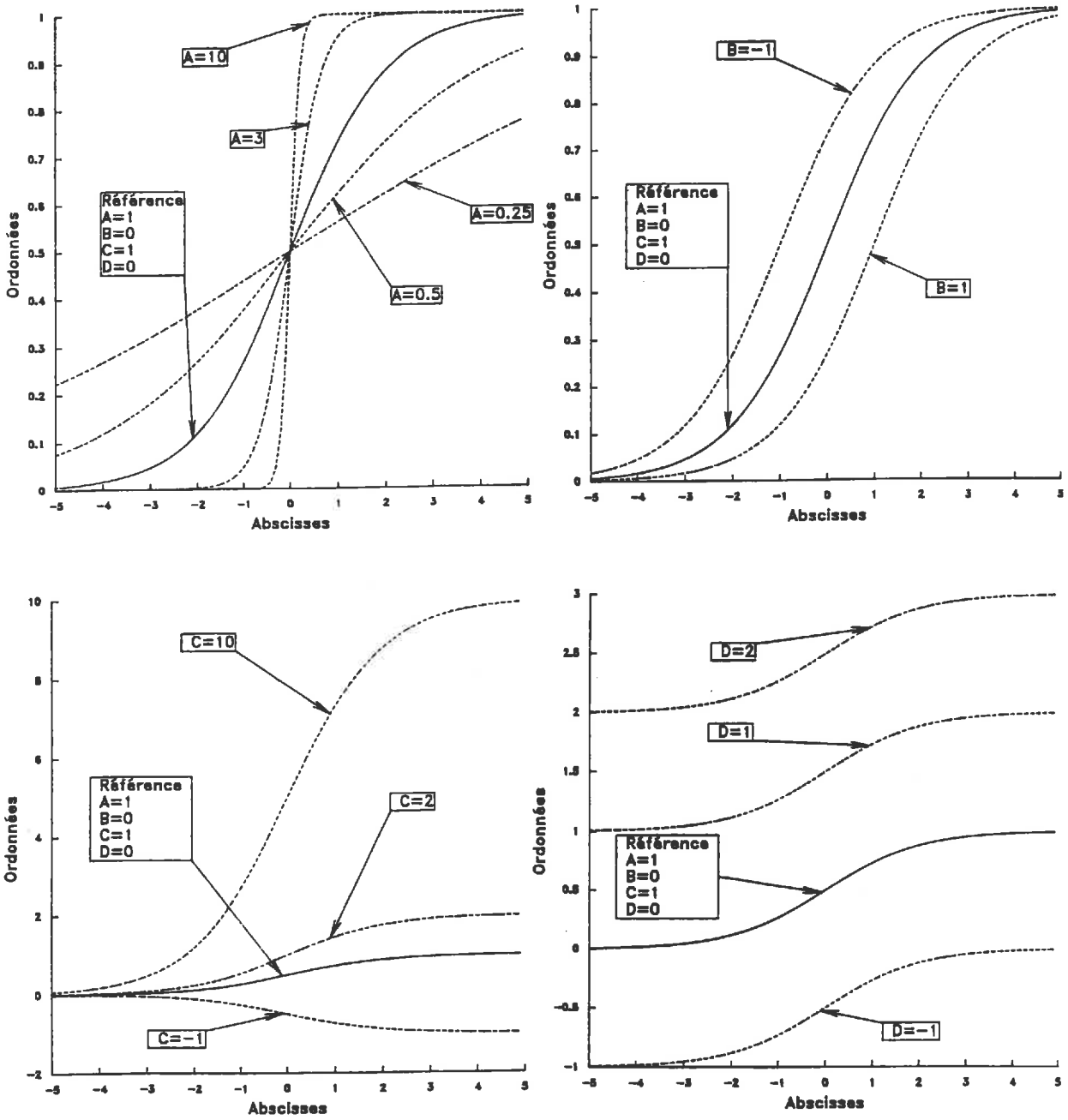


Figure III.23 : Effets des paramètres A, B, C et D de la fonction logistique (équation III.13)

- C règle l'amplitude de la sigmoïde dont la valeur est égale à C, le premier terme du produit variant entre 0 et 1;

- D règle le déplacement vertical de la courbe. D correspond à la valeur minimale prise par la fonction logistique.

Un ajustement de l'équation (III.13) est fait pour chaque sol sur le jeu de données simulé principal (Cf. II.1.3.2.). Afin d'optimiser la procédure de calage pour l'estimation de E_j, nous avons choisi de minimiser les écarts sur l'évaporation et non sur le rapport E_j/Ep_j. Pour réduire le nombre de paramètres à caler, nous supposons que E_j/Ep_j est compris entre 0.1 et 1, ce qui nous permet de fixer les paramètres C et D à 0.9 et 0.1 respectivement. Ce choix induit un comportement du modèle aberrant pour θ_{0-5} = 0 m^3/m^3 avec $E_j=0.1 \cdot Ep_j$. Nous estimons toutefois que ces conditions extrêmes sont improbables et limitées à des zones (déserts) pour lesquelles le suivi journalier de l'évaporation ne présente pas d'intérêt.

Les résultats sont donnés dans le Tableau III.8. Ceux-ci font apparaître une importante variation du paramètre B en fonction du sol. Nous avons également porté l'écart-type résiduel. Celui-ci peut être considéré comme une estimation du terme d'erreur liée à la simplicité du modèle $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$ par rapport au modèle mécaniste. En prenant deux fois l'écart-type, ce terme d'erreur est d'environ ±0.7 mm/j pour les trois sols. L'importance de ce terme nous incite à affiner notre modèle en prenant en compte d'autres variables dans la description des paramètres de l'équation III.13.

Tableau III.8: résultats des ajustements de la relation III.13 pour les trois sols. La comparaison entre les valeurs générées par le modèle mécaniste (obs) et celles calculées par la relation III.13 (cal) est faite sur la variable E_j.

Sol	A	B	Pente obs/cal	Orig obs/cal (mm/j)	R^2	écart type (mm/j) obs/cal
Limon sableux	36.32	-3.80	0.999	-0.064	0.97	0.31
Limon-Arg.	28.43	-4.51	0.997	-0.1	0.90	0.33
Argile	33.69	-8.36	0.813	0.09	0.72	0.30

3.3.2. Forme analytique et calage du modèle statistique.

Des analyses faites sur les propriétés du modèle mécaniste (Cf. III.1.) et la signification de θ_{0-5} (Cf. III.3.1.2.), il nous paraît important d'exploiter les faits suivants :

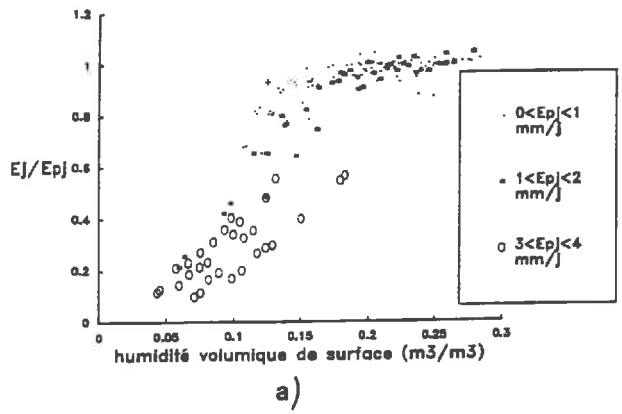
1) la forme du profil hydrique dépend, pour θ_{0-5} donné, de l'intensité de la demande climatique lorsque Ep_j<3 mm/j;

2) lorsque le sol est sec en surface, l'évaporation est surtout sensible au terme radiatif de la demande climatique.

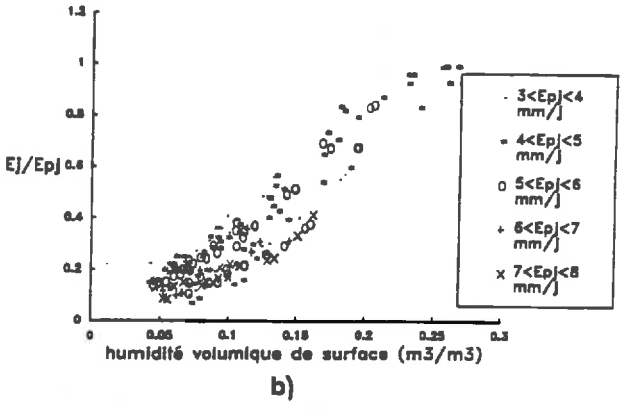
Le point 1) nous suggère de prendre en compte Ep_j comme variable complémentaire pour expliquer le rapport E_j/Ep_j. Le point 2) met en évidence l'influence du vent sur E_j qui varie selon l'humidité de surface. Pour θ_{0-5} donné et pour un sol suffisamment sec, E_j/Ep_j est d'autant plus faible que le vent est fort. En effet, nous avons vu que le vent n'affecte pas dans les mêmes proportions E_j et Ep_j (Cf. III.1.2.). Nous allons donc dans la suite étudier de manière qualitative l'influence du vent moyen journalier (Ua_j) et de Ep_j sur la relation $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$. Nous essayerons d'identifier le rôle joué par ces facteurs dans l'organisation des nuages de points observés sur les Figures III.22.

3.3.2.1. Influence de Ep_j.

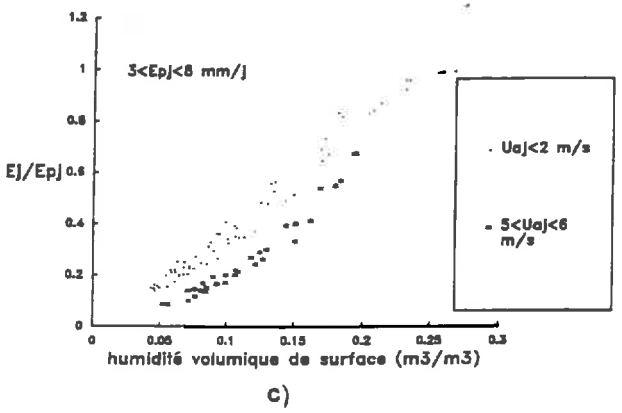
Sur les Figures III.24a et III.24b, nous avons séparé les points obtenus pour le Limon-argileux en classes d'évaporation potentielle. Sur la Figure III.24a, nous voyons que les classes 0-1, 1-2 et 3-4 mm/j se différencient par la gamme de θ_{0-5} dans laquelle E_j/Ep_j est égal à 1. Lorsque θ_{0-5} décroît, E_j/Ep_j reste d'autant plus lontemps égal à 1 que la demande évaporative est faible. Ceci est dû à l'influence de Ep_j sur la forme du profil hydrique. Nous avions vu, que pour Ep_j<3mm/j, les gradients d'humidité dans les cinq premiers centimètres étaient moins marqués que ceux obtenus pour des évaporations potentielles plus fortes. Ceci signifie, en d'autres termes, que la teneur en eau au voisinage de la surface est plus élevée, facilitant ainsi l'évaporation. Par contre, pour Ep_j supérieure à 3 mm/j (Figure III.24b), la séparation des points en classes d'évaporation potentielle n'apporte pas d'information sur la variabilité de E_j/Ep_j pour une valeur de θ_{0-5} donnée.



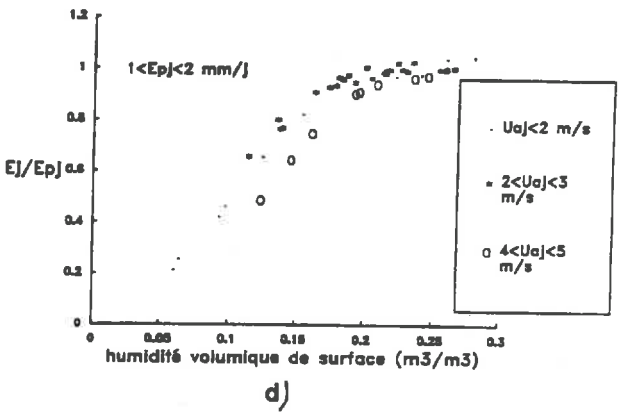
a)



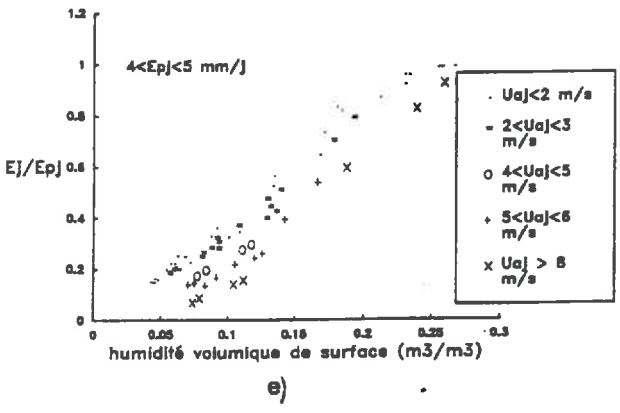
b)



c)



d)



e)

Figure III.24 : Relations $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$. Influence de Ep_j (a) et (b) et de Ua_j (c), (d) et (e).

3.3.2.2. Influence du vent (Ua_j).

Les Figures III.24c, III.24d et III.24e font apparaître l'importance du vent qui tend à décaler la relation $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$ et ceci, quelle que soit la la demande climatique. Sur la Figure III.24c, lorsque $Ep_j>3$mm/j, la séparation par classe de vent permet de bien séparer les points obtenus par vent faible ($Ua_j<2$ m/s) de ceux obtenus par vent fort ($5<Ua_j<6$ m/s). Lorsque nous portons les points d'une même classe d'évaporation potentielle ([1-2] mm/j sur la Figure III.24d et [4-5] mm/j sur la Figure III.24e) par classe de vent, nous constatons que si le vent augmente, le rapport E_j/Ep_j diminue, pour θ_{0-5} donné.

3.3.2.3. Les propriétés du modèle statistique.

Nous avons également fait la même analyse sur l'influence des variables Ep_j et Ua_j dans le cas des autres sols (Limon sableux et Argile). Les effets des variables Ep_j et Ua_j sur la relation $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$ sont les mêmes que dans le cas du Limon-argileux avec toutefois, une sensibilité à Ua_j plus marquée lorsque le sol est peu conducteur (Cf. Annexe VIII). Ceci nous encourage à prendre la même forme analytique pour les trois cas.

L'analyse faite sur l'influence de Ep_j et Ua_j sur la relation $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$ ainsi que la forme de ces relations observées sur Les Figures III.24, nous suggèrent de conserver une structure

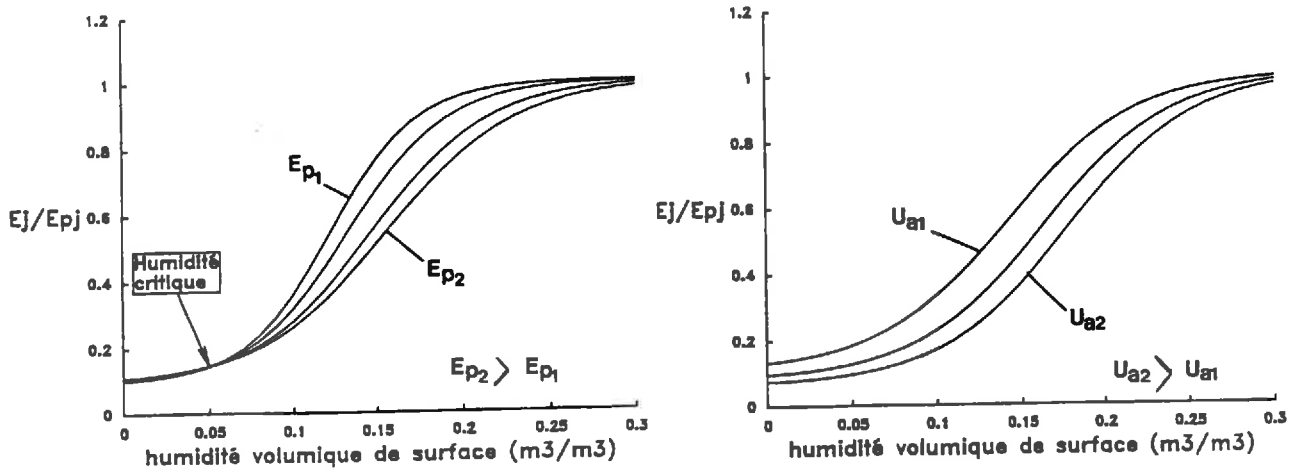


Figure III.25 : Représentation schématique des effets de Ep_j et de Ua_j sur la relation $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$.

analytique du modèle de type logistique. Nous inclurons les effets des variables Ep_j et Ua_j dans le calcul des paramètres A, B, C et D de la fonction (III.13). Ceci revient à paramétrer des familles de courbes en fonction de Ep_j et Ua_j. Compte-tenu des propriétés dégagées dans les paragraphes précédents, nous proposons de donner aux variables Ep_j et Ua_j les actions suivantes.

- Pour Ep_j inférieur à 3 mm/j, l'humidité de surface de transition qui marque le passage de la phase I ($E_j/Ep_j=1$) d'évaporation à la phase II diminue quand Ep_j décroît. Les courbes ont donc tendance à être décalées vers les petites valeurs de θ_{0-5} (Figure III.25a). Nous avons toutefois constaté (Cf. III.3.3.1) que la variabilité de E_j/Ep_j était réduite aux faibles humidités. Ceci se traduit par une intersection des courbes $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$ pour une valeur d'humidité "critique" marquée θ_c sur la Figure III.25a. Ainsi, nous aurons une pente au point d'inflexion plus forte. Ep_j aura donc une action sur les paramètres A et B.

- Pour Ep_j supérieur à 3 mm/j nous ne prévoyons aucune action de cette variable.

- Le vent joue à la fois sur la gamme de variation du rapport E_j/Ep_j et sur le décalage horizontal vers des valeurs plus fortes de θ_{0-5} lorsque Ua_j croît (Figure III.25b). Ua_j aura donc une action sur les paramètres B, C.

3.3.2.4. Le modèle $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5},Ep_j,Ua_j)$

Le modèle a été construit à partir des propriétés données dans le paragraphe précédent. La démarche est détaillée en Annexe IX. La forme finale du modèle comprend trois paramètres "a", "b" et "α" dont la signification est précisée dans le Tableau III.9. Ce modèle nécessite la connaissance de trois variables d'entrée qui sont θ_{0-5} mesurés à midi (heure solaire), Ep_j et Ua_j.

3.3.2.5 Calage du modèle.

Le calage s'est fait de la même façon et sur le même jeu de données que dans le paragraphe III.3.3.1.. Nous avons ajusté les paramètres a, b et α en minimisant les écarts sur l'évaporation. Les résultats de l'ajustement sont donnés dans le Tableau III.10. Nous voyons sur la Figure III.26 un exemple de prise en compte par le modèle de l'effet du vent pour une classe d'évaporation potentielle. Ces résultats font apparaître une amélioration significative des performances du modèle pour l'estimation de E_j par rapport au modèle plus simple $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$ donné par la relation III.13. L'écart-type obtenu sur E_j est presque divisé par

Tableau III.9: Forme analytique du modèle simplifié de type statistique d'estimation de l'évaporation réelle d'un sol à partir de la mesure de θ_{0-5}.

Forme analytique :

$$E_j/Ep_j = \frac{\exp(A\cdot\theta_{0-5}+B)}{1+\exp(A\cdot\theta_{0-5}+B)}\cdot C+(1-C) \qquad \text{(III.14)}$$

$A = a+\max(3-Epj,0)\cdot 5$

$B = b-\max(3-Epj,0)\cdot 5\cdot(-0.025\cdot b-0.05)+(Uaj-3)\cdot\alpha$

$C = 0.90-0.05\cdot\alpha\cdot(Ua_j-3)$

Variables d'entrées :

. θ_{0-5} Humidité volumique moyenne des cinq premiers centimètres de sol observée à midi (m^3/m^3)

.Ua_j est le vent moyen journalier (m/s)

.Ep_j est l'évaporation potentielle journalière (mm/j)

Paramètres du modèle :

. a : paramètre (sans dimension) rendant compte de vitesse de la décroissance de l'évaporation en fonction θ_{0-5}.

. b : paramètre (sans dimension) rendant compte du seuil d'humidité pour lequel le sol ne suit plus la demande évaporative.

. α : paramètre (s/m) qui exprime la sensibilité des relations $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$ au vent.

trois dans le cas de l'Argile et du Limon argileux. Tandis qu'avec le Limon sableux, l'écart-type plus élévé par rapport aux autres sols, s'explique par les valeurs globalement plus fortes de E_j obtenues avec ce sol.

Le paramètre "b" de déplacement horizontal des courbes reste le plus variable par rapport au type de sol. Il semblerait que α augmente en valeur absolue lorsque le sol est peu conducteur. Quant à "a", ses variations paraissent significatives, mais aucune règle de variation ne semble se dessiner au regard des résultats obtenus sur les trois sols étudiés. L'étude de sensibilité faite dans la suite (Cf. III.3.3.5) sur ces trois paramètres nous permettra de relativiser l'importance à accorder à la gamme de variation de chaque paramètre.

3.3.3. Effet de la longueur de rugosité z_0

Nous avons vu, dans le cas du modèle en T_s-T_a, que la longueur de rugosité z_0 influençait de manière très significative les paramètres du modèle. Dans le cas présent, z_0 risque de modifier les calculs de E_j et Ep_j. De plus, il n'est pas évident qu'en changeant z_0, la fonction f conserve les mêmes paramètres pour un sol donné. En effet, nous avons vu que le vent avait une influence non négligeable sur le rapport E_j/Ep_j. L'action de Ua_j sur ce rapport n'est probablement pas indépendante de z_0. Nous devons donc considérer deux questions.

- Y a t-il autant de calculs différents de Ep_j qu'il y a de valeurs de z_0 différentes?
- Les paramètres "a", "b" et "α" varient-ils avec z_0?

Il est évident qu'une réponse affirmative à ces questions risque de compliquer sérieusement la mise en oeuvre du modèle simplifié. Nous allons donc évaluer dans la suite l'influence de z_0, en essayant de répondre à la question : Le modèle simplifié permet il d'estimer l'évaporation avec un même jeu de paramètres, lorsque la rugosité est mal connue? Pour cela, nous avons étudié 2 rugosités (z_0=2.5 mm et z_0=10 mm) différentes de celle du jeu de données principal (z_0=1 mm) en adoptant la procédure suivante :

- les paramètres du modèle sont ceux obtenus pour z_0=1mm (Cf. Tableau III.10);
- nous prenons pour Ep_j, les valeurs calculées avec les données de la simulation faite sur la surface ayant z_0=1 mm. Ceci reproduit le cas où en absence d'information sur z_0, nous sommes contraints d'adopter un calcul de Ep_j pour une rugosité de référence;
- en prenant θ_{0-5} simulée par le modèle mécaniste lorsque z_0=2.5 mm ou z_0=10mm;
- enfin, en comparant les évaporations calculées par le modèle simplifié aux évaporations simulées par le modèle mécaniste pour les rugosités z_0=2.5 mm et z_0=10 mm.

Tableau III.10: résultats des ajustements de la relation III.18 pour les trois sols. La comparaison entre les valeurs simulées par le modèle mécaniste (obs) et celles calculées par le modèle simplifié (cal) est faite sur la variable E_j.

Sol	a	b (s/m)	α obs/cal	pente obs/cal (mm/j)	origine	R^2	Ecart type (mm/j) obs/cal
Limon sableux	36.38	-3.61	-.16	0.995	-0.01	0.99	0.20
Limon-arg.	26.67	-4.06	-.19	0.997	-0.03	0.98	0.12
Argile	30.29	-7.52	-.24	0.969	0.03	0.94	0.13

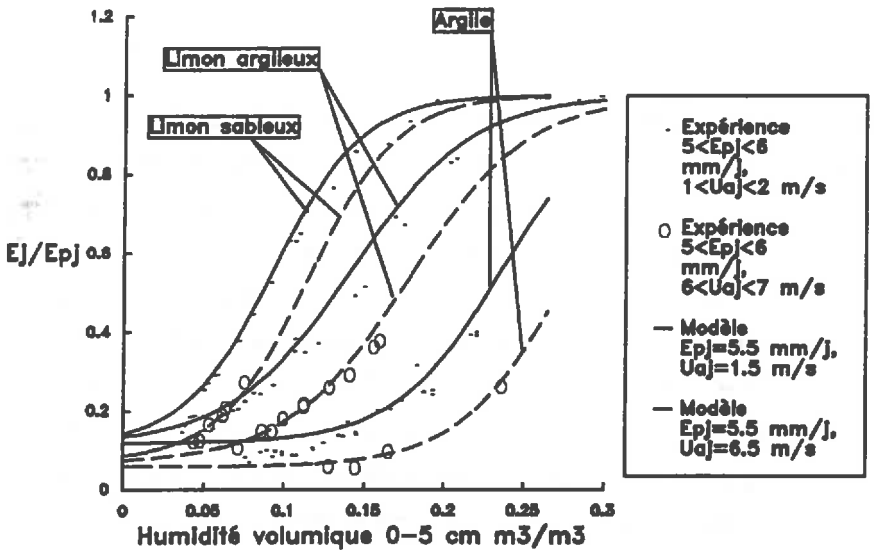


Figure III.26 : Comparaison modèle (modèle simplifié) - expérience (données simulées par le modèle mécaniste) pour les trois sols, sur une classe de Ep_j et deux classes de vent.

Tableau III.11: Influence de z_0 sur le modèle $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5},Ep_j,Ua_j)$. Les paramètres a,b et α sont calés pour z_0=1 mm; Ep_j est donné par les simulations faites avec z_0=1mm, θ_{0-5} de provient de celles faites avec z_0=2.5 mm et z_0=10 mm; les valeurs de E_j estimées par le modèle simplifié (cal) sont comparées à E_j simulées (obs) pour z_0=2.5 mm et z_0=10 mm. Nous avons reporté entre parenthèses les résultats obtenus pour le calage du modèle simplifié (Tableau III.10)

Sol	z_0 (mm)	pente (obs/cal)	ordonnée à l'origine (obs/cal) (mm/j)	R^2	écart-type résiduel (mm/j)
Limon sableux	2.5	0.86 *(1.00)*	0.19	0.96	0.42 *(0.20)*
	10.0	0.88	-0.2	0.93	0.55
Limon-argileux	2.5	0.99 *(1.00)*	0.04	0.97	0.18 *(0.12)*
	10.0	0.90	0.11	0.94	0.26
Argile	2.5	1.03 *(0.97)*	0.04	0.97	0.12 *(0.13)*
	10.0	0.93	0.10	0.94	0.13

Les résultats sont donnés dans le Tableau III.11. Ceux-ci ne font pas apparaître, dans les cas du Limon-argileux et de l'Argile, une dégradation importante de l'estimation de l'évaporation par rapport aux résultats obtenus après calage, lorsque z_0=1 mm. Par contre, avec le Limon sableux, la non prise en compte de la hauteur de rugosité conduit à une sous-estimation de E_j. Nous avons vu que lorsque la disponibilité en eau était réduite, l'évaporation n'augmentait pas avec la croissance de la part convective de la demande climatique (Cf. I.2.1.1, I.2.1.2, III.1.3.). Dans ce cas, l'évaporation serait indépendante de z_0. Par contre, lorsque la disponibilité en eau n'est plus limitante, z_0 affecte de manière significative le calcul de Ep_j (Tableau III.6), ce qui expliquerait le comportement particulier du Limon sableux, qui se maintient plus longtemps dans des conditions proche de l'évaporation potentielle (Cf. III.1.2).

Le modèle apparaît donc dans l'ensemble peu sensible à z_0. Ceci nous permet de suggérer, pour une mise en oeuvre opérationnelle du modèle, de standardiser le calcul de Ep_j pour une rugosité de référence (z_0=1 mm par exemple). En prenant ce calcul de Ep_j, les paramètres du modèle simplifié devraient permettre une estimation satisfaisante de E_j pour différentes rugosités, sous réserve qu'à leurs variations ne soient pas associées des modifications des propriétés hydrodynamiques.

3.3.4. Validation du modèle statistique.

3.3.4.1. Validation du "module climatique".

Il s'agit d'établir la pertinence des variables climatiques Ep_j et Ua_j et des paramètres qui contôlent cet effet. Pour cela nous avons pris le jeu de données complémentaire (Cf. II.1.3.2.). Celui-ci contient des valeurs simulées par le modèle mécaniste sur les trois sols avec des séquences climatiques différentes de celles du jeu de données principal.

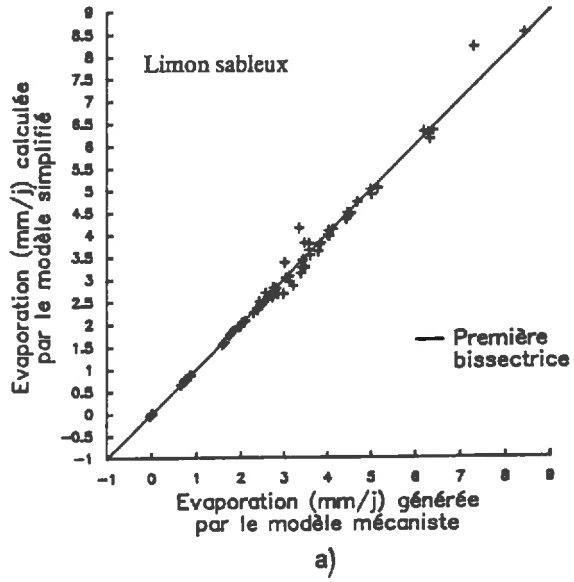
Sur les Figures III.27 nous avons représenté la comparaison entre les valeurs de E_j générées par le modèle mécaniste et celles calculées par le modèle simplifié. Il ressort que le modèle résiste bien au changement de conditions climatiques dans les cas du Limon-fin et du Limon-Argileux. Dans le cas de l'Argile, nous obtenons une estimation légèrement biaisée de E_j, qui pourrait s'expliquer par la sensibilité du profil hydrique aux conditions initiales d'humidité constatées dans le paragraphe III.3.1.2.2. En effet, dans cette phase de validation nous n'avons pris qu'un type de profil d'humidité initial.
Les écarts-types des erreurs commises sur E_j sont similaires à ceux obtenus dans la phase de calage (Argile exceptée) :

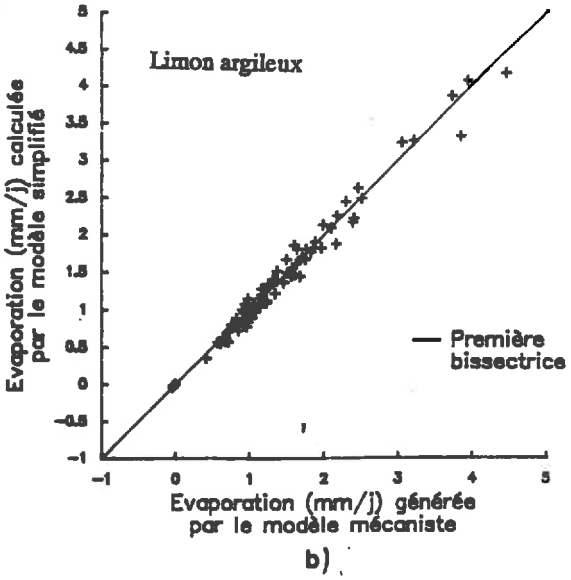
sol	écart type (mm/j)
Limon sableux	0.18
Limon argileux	0.13
Argile	0.26

Nous pouvons penser à ce niveau, que le modèle simplifié permet de bien restituer l'évaporation dans une large gamme de demandes climatiques.

3.3.4.2. Validation expérimentale de la forme analytique du modèle simplifié.

Une validation expérimentale a été faite sur les jeux de données expérimentales P1, P2 et P3. Ces données permettront d'apprécier l'allure générale des relations $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$, mais elles ne devraient pas être suffisantes pour évaluer la pertinence des variables Ep_j et Ua_j dans la relation f. En effet les données ont été acquises en période estivale, avec $Ep_j>3$ mm/j. De plus,





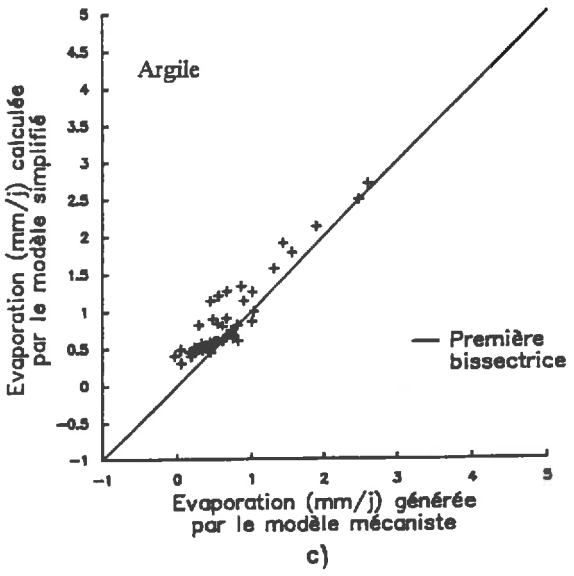


Figure III.27 : Comparaisons entre E_j calculées par le modèle simplifié et E_j simulées par le modèle mécaniste. (E_j, Ep_j, Ua_j et θ_{0-5} proviennent du jeu de données complémentaire)

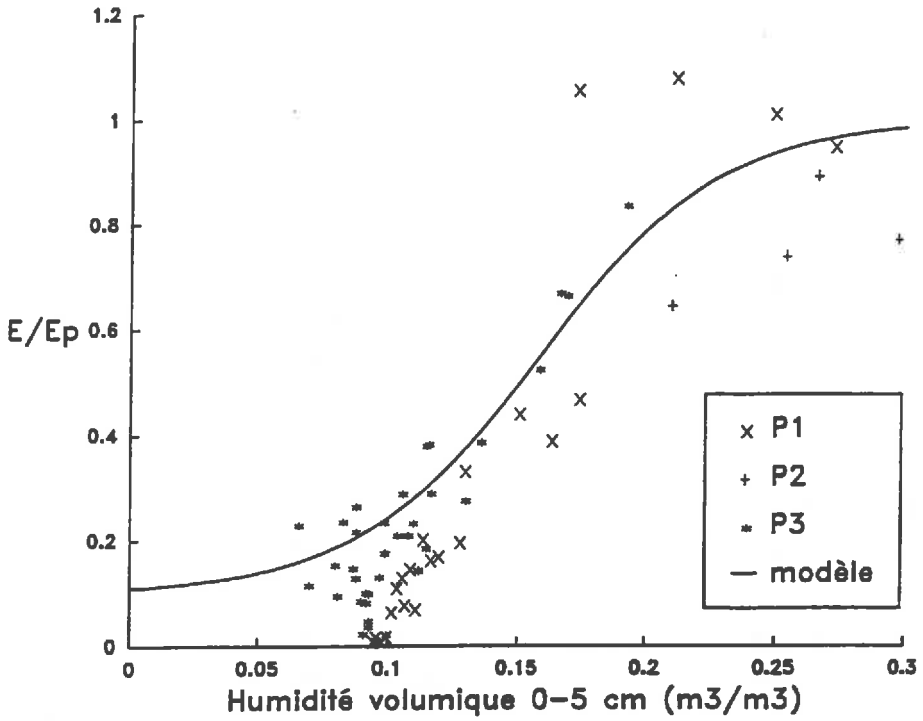


Figure III.28 : Comparaison modèle expérience de la relation $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$. Le modèle est celui donné par la relation III.13 sur laquelle nous avons appliqué les coefficients du Limon argileux (Tableau III.8).

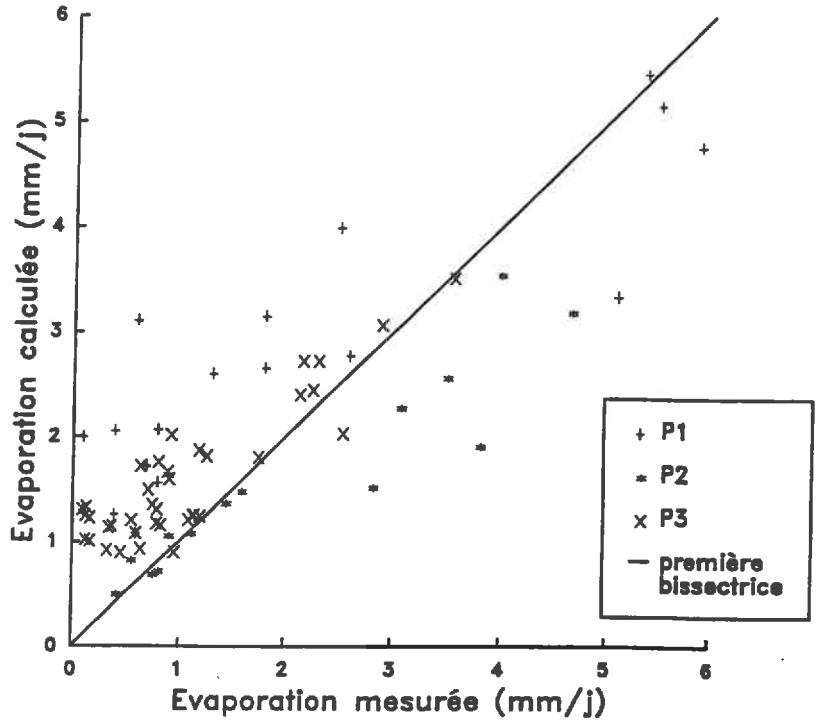


Figure III.29 : Comparaison modèle-expérience de l'évaporation journalière. L'évaporation est calculée par la relation III.14 appliquée avec les coefficients du Limon argileux (Tableau III.10).

compte-tenu des erreurs expérimentales, le nombre de données n'est pas assez important pour dégager l'influence du vent sur le rapport E_j/Ep_j.

Les points expérimentaux sont issus des expériences P1, P2 et P3 (Cf. 1.1.) faites sur le site de Poirson dont le sol présente une texture limono-argileuse. L'évaporation potentielle a été calculée à partir des données climatiques standards, recueillies au niveau d'une station climatique voisine se trouvant à 500m. Nous avons utilisé l'algorythme développé en Annexe XI pour passer de ETp_{0j} (ETp penman) à Ep qui caractérise la demande climatique au niveau du sol nu.

La représentation graphique des couples de points $(E_j/Ep_j,\theta_{0-5})$ permet de retrouver l'allure sigmoïde de la relation $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$ (Figure III.28). Sa position est voisine de celle prédite par la relation (III.13) ajustée sur les données simulées. Toutefois, il semblerait y avoir une surestimation sytématique du rapport E_j/Ep_j par le modèle aux faibles humidités ($\theta_{0-5}<0.15$ m^3/m^3). Ceci se retrouve sur l'évaporation (Figure III.29), lorsque nous appliquons le modèle (III.14), avec les paramètres ajustés sur les données simulées (Tableau III.10). L'écart-type entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées est alors de 0.79 mm/j (nous avions obtenu 1.06 mm/j dans le cas du modèle en T_s-T_a, Cf. III.2.4.2.4.).

Cette validation expérimentale partielle montre la pertinence d'une information, telle que θ_{0-5} pour estimer le rapport E_j/Ep_j. Toutefois un certain nombre de questions restent ouvertes :

- l'influence de Ep_j et Ua_j sur E_j/Ep_j est-elle bien reproduite par le modèle?
- toutes les données expérimentales tendraient à montrer que nous surestimons l'évaporation en condition sèche avec le modèle mécaniste. Ceci serait-il dû aux seules propriétés de diffusion de la croûte de surface, non prise en compte dans le modèle (Cf. II.1.2.2.)? N'y aurait-il pas, dans des conditions de forts gradients hydriques et thermiques, des artéfacts liés aux hypothèses du modèle mécaniste. Les flux convectifs de vapeur d'eau qui sont principalement liés aux gradients thermiques dans le sol, ne sont pas pris en compte. Ceux-ci s'opposent, pendant la journée, aux flux diffusifs (*Menenti 1984*). Nous pouvons également nous demander si les équilibres phase liquide - phase gazeuse décrits par la loi de Kelvin (Cf. I.1.2.1.) sont toujours réalisés.

3.3.5. Propriétés des paramètres du modèle.

Nous proposons de mener l'analyse de sensibilité selon le protocole suivant :

- nous supposerons que les paramètres ne sont pas corrélés entre eux. Nous étudierons individuellement pour chaque paramètre son effet sur l'estimation de l'évaporation. Nous travaillerons uniquement sur le Limon-argileux;
- nous ferons varier successivement chaque paramètre en maintenant les deux autres à leur valeur ajustée. La gamme de variation des paramètres sera établie en fonction des valeurs obtenues pour les trois sols (Tableau III.10). Pour chaque jeu de paramètres (une valeur pour le paramètre variable, les valeurs ajustées pour les deux paramètres fixes) nous recalculerons l'évaporation avec le modèle sur l'ensemble des données qui ont servi au calage du modèle et à la validation du module climatique (Cf. II.1.3.2.), soient 380 journées. Nous établirons enfin l'écart-type obtenu sur la différence E_j simulée par le modèle mécaniste (référence) et E_j recalculée par le modèle simplifié. Cet écart-type constituera notre critère d'évaluation de la sensibilité du modèle.

Ce protocole permet d'obtenir une représentation synthétique de la sensibilité du modèle aux paramètres tout en prenant en compte l'ensemble des situations climatiques et hydriques rencontrées sur Avignon (nous supposons que les 380 journées sont représentatives des variabilités climatiques et hydriques). Les résultats donnés par ce protocole sont représentés sur les Figures III.30. Ces figures font apparaître une sensibilité forte du modèle aux paramètres a et b, et sensibilité relativement faible pour α. Ceci nous incite à être très exigeants pour la caractérisation de a et de b.

2.4 Conclusion partielle sur l'utilisation de θ_{0-5} pour la modélisation de l'évaporation.

Nous avons montré la pertinence de l'humidité volumique moyenne sur quelques centimètres (3 à 10 cm) pour suivre l'évolution du rapport E_j/Ep_j. Toutefois, lorsque la couche de surface sur laquelle nous avons θ est trop fine (un centimètre par exemple), une grande part des variations de E_j/Ep_j, en condition sèche, ne sont plus reliées à des variations de θ. Nous recommandons donc, pour des applications de suivi de l'évaporation, de choisir des configurations radar qui permettent d'avoir une profondeur de pénétration suffisante (de 3 à 10 cm) lorsque le sol est sec.

En ce qui concerne la modélisation de E_j/Ep_j, nous avons introduit la mesure de θ_{0-5} dans deux types de modèle : le modèle physique simplifié de Penman-Monteith et un modèle statistique mettant en relation le rapport E_j/Ep_j et θ_{0-5}. Dans la première approche, il n'est pas

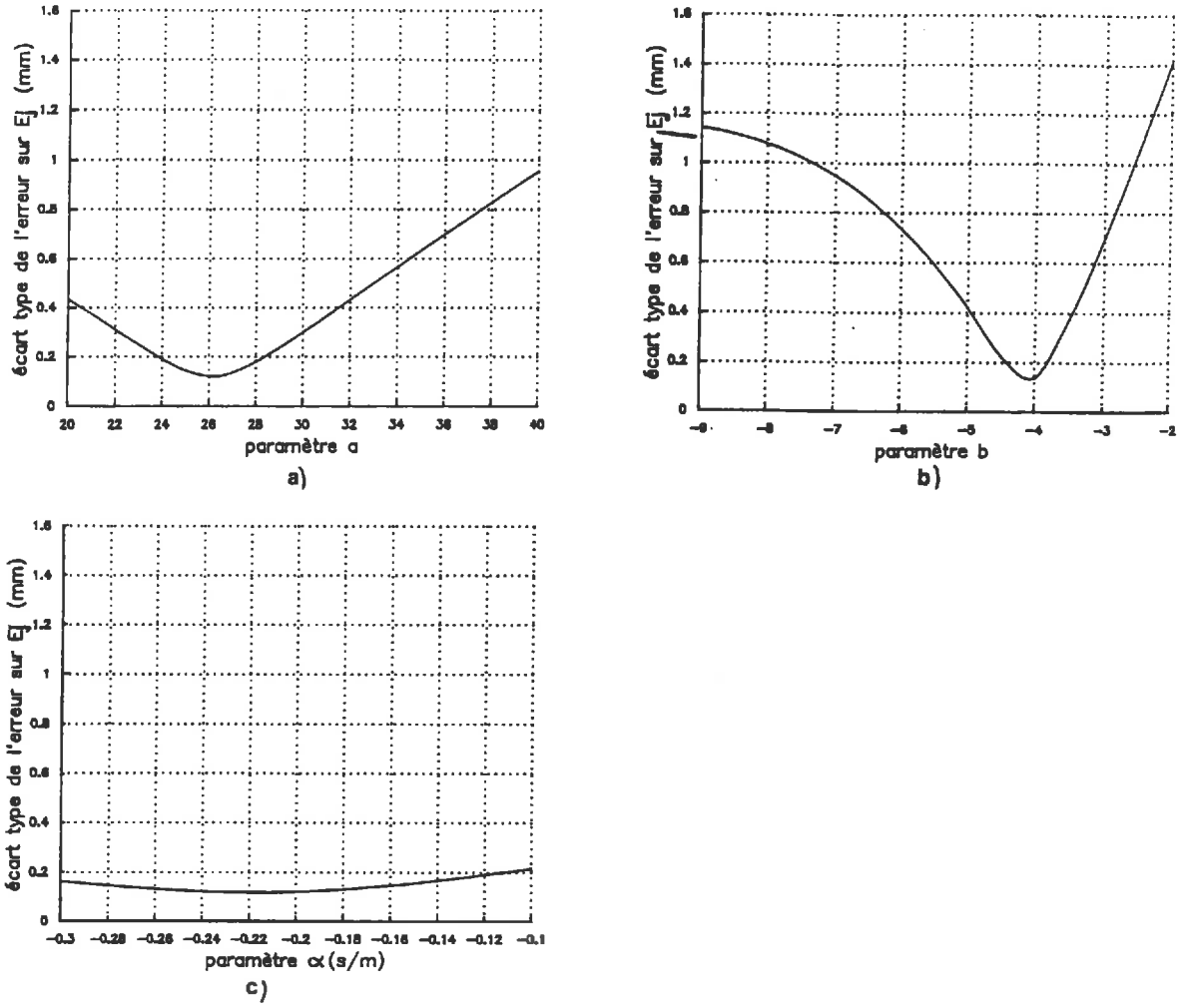


Figure III.30 : Sensibilité du modèle III.14 aux paramètres a, b et α.

possible d'établir une relation précise entre r_s et θ_{0-5}.

Le modèle statistique s'avère très précis lorsque les variables d'entrée et les trois paramètres sont bien connus. Nous montrons qu'avec une même forme analytique simplifiée, il est possible d'estimer l'évaporation pour des conditions climatiques et des sols très contrastés. Sous réserve de validité du modèle mécaniste, il est probable que le modèle statistique puisse être adapté à une grande variété de climats et de sols. Nous restons, toutefois, prudents sur la notion de "grande variété de sol". En effet, nous avons établi les modèles simplifiés pour des cas où la couche de surface était homogène sur au moins 10 centimètres. Il reste à savoir si la formulation analytique (Equation III.14) du modèle statistique s'adapte aux cas des sols présentant d'importantes variations de leurs propriétés hydrodynamiques dans les premiers centimètres (cas des croûtes de surfaces).

Les performances de cette approche dépendront de la précision avec laquelle nous serons capable d'estimer :

- Ep_j, nous avons vu les difficultés que soulève la définition d'une telle grandeur dans le cas des sols nus;
- les paramètres a, b et α. Ceux-ci sont très variables d'un sol à l'autre et leur stabilité dans le temps avec l'évolution de l'état de surface n'est pas garantie. Par quel moyen pourrons nous y accéder? Quelles seront les informations minimales à connaître sur le sol pour en avoir une estimation précise? L'accessibilité de ces paramètres constituera dans la suite un élement important d'appréciation du modèle.
- θ_{0-5}; une détermination précise de l'humidité de surface est nécessaire pendant la phase de décroissance du rapport E_j/Ep_j.

CONCLUSION DE LA TROISIEME PARTIE : COMPARAISONS DES MODELES ET COMPLEMENTARITE

Dans cette partie, nous avons développé séparément deux approches reposant sur l'utilisation de mesures différentes accessibles par télédétection. L'évaluation de ces approches ne doit pas uniquement se faire sur la comparaison des erreurs de prédiction, mais également sur la facilité de leur mise en oeuvre.

- Le modèle en T_s-T_a permet, avec les mêmes paramètres, de modéliser l'évaporation sur tous les types de sol. Toutefois, la pente des relations $Rn_j+G_j+LE_j=A+B(T_s-T_a)_{14h}$ varie fortement en fonction de z_0, rendant nécessaire sa caractérisation avec une bonne précision pour la mise en oeuvre du modèle. Du fait des variations très rapides de T_s associées aux fluctuations climatiques, ce type de modèle reposant sur une mesure journalière de T_s-T_a ne permet pas une estimation de l'évaporation plus précise que +/- 1 mm/j (intervalle de confiance à 95%). De plus, la mesure de T_s n'étant pas possible avec un couvert nuageux, nous risquons de ne pas avoir une estimation régulière de l'évaporation.

- Le modèle en θ_{0-5} permet d'obtenir un bon niveau de précision, et l'acquisition régulière de θ_{0-5} est garantie par la transparence des nuages aux rayonnements hyperfréquences. En adoptant une procédure d'estimation de l'évaporation potentielle pour une rugosité de référence (z_0=1mm par exemple), le modèle est peu sensible à la rugosité de surface. Mais il requiert la connaissance de paramètres qui sont fortement influencés par le type de sol. Les liens existants entre ces paramètres et les caractéristiques physiques du sol ne sont pas *a priori* évidents.

Dans une perspective d'utilisation simultanée des deux mesures T_s et θ_{0-5}, il apparait en premier lieu, qu'une certaine redondance existe entre ces informations si nous nous limitons à l'estimation de l'évaporation telle qu'elle est développée dans cette partie. Nous pouvons par contre envisager une complémentarité sur les deux points suivants :

- en moyennant les deux estimations de l'évaporation lorsque θ_{0-5} et T_s sont disponibles. La moyenne devrait réduire l'erreur d'estimation de E_j, si les erreurs des deux modèles ne sont pas corrélées;
- en inversant le modèle en θ_{0-5} pour estimer ses paramètres, lorsque la double mesure, T_s et θ_{0-5}, est disponible le même jour.

Nous consacrerons la dernière partie à l'étude de la dégradation de l'estimation de l'évaporation par les modèles simplifiés, lorsque les variables d'entrée (θ_{0-5}, T_s, Rn_j, Ep_j, Ua_j) présentent des erreurs de mesure, et les paramètres des modèles sont mal connus. Nous comparerons ensuite les performances de prédiction de l'évaporation par les deux modèles.

Ces analyses se feront sur la base d'une séquence d'évaporation estivale de 45 jours. Enfin, nous testerons la complémentarité des mesures de T_s et θ_{0-5} pour l'estimation des paramètres du modèle en θ_{0-5}.

QUATRIEME PARTIE

COUPLAGE DES MODELES SIMPLIFIES AVEC LES MESURES DE TEMPERATURE ET D'HUMIDITE DE SURFACE ACQUISES PAR TELEDETECTION

INTRODUCTION

Dans la partie précédente, une première évaluation des performances prédictives des modèles simplifiés a pu être faite à partir des données simulées par le modèle mécaniste. Toutefois, les variables d'entrée des modèles simplifiés (Rn_j, G_j, E_j, Ep_j, Ua_j, T_s-T_a, θ_{0-5}) extraites de ces jeux de données ne contenaient pas de terme d'erreur, ce qui induisait nécessairement une vision optimiste concernant la précison de l'estimation de l'évaporation. De plus, les modèles simplifiés sont mis au point à l'échelle locale. Or, dans la pratique, ces modèles devraient être en partie destinés au suivi de grandes surfaces, avec des mesures de température ou d'humidité de surface faites à partir de plate-formes aéroportées ou satellitaires. Une mise en oeuvre opérationnelle de ces modèles s'accompagnera donc d'un certain nombre de dégradations des conditions d'utilisation liées à la mesure de télédétection et au changement d'échelle:

- **dégradations liées à la mesure télédétectée** : nous avons vu, dans la deuxième partie, que l'estimation de l'humidité et de la température de surface s'accompagnait d'une erreur due aux instruments, aux conditions d'échantillonnage (effet de speckle), aux perturbations atmosphériques et à une mauvaise connaissance de la cible (texture, rugosité, émissivité);

- **dégradations liées au changement d'échelle** : En changeant d'échelle, nous rencontrerons deux types de problèmes.
D'une part nous aurons à traiter simultanément une grande diversité de situations : les paramètres caractéristiques du sol du modèle $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$ ou la rugosité de surface, dans le cas du modèle basé sur l'estimation de (T_s-T_a), ne seront pas forcément connus avec précision sur l'ensemble des surfaces observées. Les données climatiques seront nécessairement recueillies au niveau de quelques stations climatiques, qui ne sont pas forcément représentatives des zones suivies.
D'autre part, au sein même des surfaces élémentaires (pixel), sur lesquelles toutes les informations nécessaires pour le fonctionnement des modèles seraient disponibles, nous pouvons avoir des hétérogénéités (sol, humidité, rugosité...). L'utilisation de modèles définis à l'échelle locale ne pourra pas toujours s'appliquer sur de telles surfaces.

Dans cette partie, nous traiterons de manière globale ces dégradations, en supposant que les variables d'entrée sont assorties d'erreurs de mesure et que les paramètres présentent une certaine indétermination. Nous ne mènerons pas une étude exhaustive, mais nous fournirons plutôt des illustrations des répercussions que la dégradation des conditions d'utilisation des modèles simplifiés induit sur l'estimation de l'évaporation.

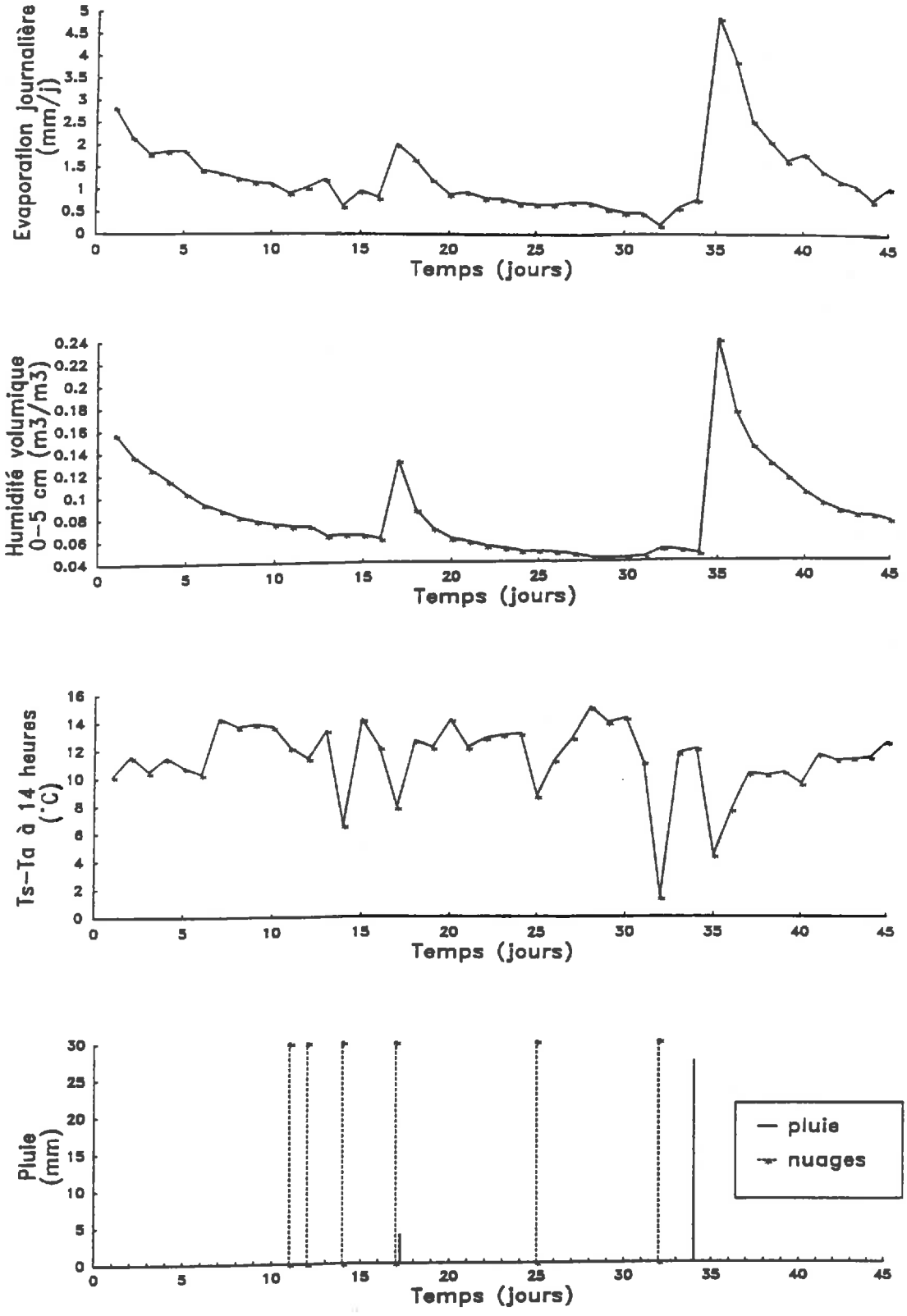


Figure IV.1 : Simulation de référence.

1. SENSIBILITE DES MODELES AUX ERREURS DE MESURE ET D'ESTIMATION DES PARAMETRES.

Dans la suite nous parlerons de modèle 1 et modèle 2 pour désigner les formes suivantes :

$Rn_j+G_j+LE_j = A+B\cdot(T_s-T_a)$ (modèle 1). Nous supposerons que z_0=1mm (IV.1)

$E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5},Ua_j,Ep_j)$ (modèle 2). (IV.2)

Nous rappelons que contrairement au modèle 1, le modèle 2 présente une forme non-linéaire en fonction de la variable θ_{0-5}. Cette non-linéarité aura des répercussions sur la propagation des erreurs d'humidité de surface dans le calcul de l'évaporation.

1.1. Présentation des scénarios.

1.1.1. La séquence d'évaporation de référence.

L'étude de sensibilité des modèles sera menée à partir d'une simulation de référence de 45 jours, faite avec le modèle mécaniste sur le Limon-argileux. Les données climatiques sont celles enregistrées du 13 Juillet au 26 Août 1990 au cours de l'expérience P3 (Cf. II.1.1.) effectuée en Avignon. Les conditions hydriques initiales sont celles d'un sol ressuyé (3 jours de ressuyage) après un apport d'eau d'environ 100 mm. Deux évènements pluvieux ont lieu le 17ème (3.8 mm) et le 34ème jour (27.2 mm). Au cours de cette séquence, nous avons également six jours nuageux qui ne permettent pas l'estimation de E_j par le modèle 1. Les principales variables simulées sont données sur la Figure IV.1. L'alternance pluie-séquence d'évaporation apparaît très nettement sur les variables E_j et θ_{0-5}.

De cette simulation de référence, nous avons extrait l'évolution des variables d'entrée (T_s-T_a, θ_{0-5}, Ua_j, Ep_j, Rn_j et G_j) que nous avons ensuite "bruités" selon plusieurs scénarios d'erreurs. Pour simuler la variabilité des résultats que nous avons avec chacun de ces scénarios d'erreurs, nous avons calculé pour toutes les variables d'entrée 500 séquences de 45 jours composées des valeurs de la simulation de référence des variables d'entrée, corrigées par un terme d'erreur aléatoire. Nous avons ensuite appliqué les modèles simplifiés aux séquences de données ainsi créées.

Tableau IV.1 : Description des scénarios pour le modèle 1 : erreurs sur les variables d'entrée.

Identification du scénario	T_s-T_a biais (°C)	T_s-T_a σ (°C)	Ep_j σ (mm/j)	Rn_j+G_j σ (mm/j)
SCO	0.0	0.5	0.2	0.2
SCM	0.0	2.0	0.5	0.5
SCP	0.0	3.0	1.0	1.0
SCOB	1.0	2.0	0.5	0.5
SCMB	2.0	2.0	0.5	0.5
SCPB	4.0	2.0	0.5	0.5

Tableau IV.2 : Erreur faite sur E_j estimée par le modèle 1, lorsque les variables d'entrée présentent une erreur aléatoire ou biaisée (les scénarios sont décrits dans le Tableau IV.1).

Identificateur scénario	moyenne de l'erreur sur E_j (mm/j)	intervalle de confiance à 95%
SCO	0.02	[-0.82,1.71]
SCM	0.00	[-1.69,1.95]
SCP	0.02	[-2.96,2.97]
SCOB	-0.27	[-1.95,1.73]
SCMB	-0.55	[-2.23,1.40]
SCPB	-1.10	[-2.76,0.83]

1.1.2. Présentation des différents scénarios

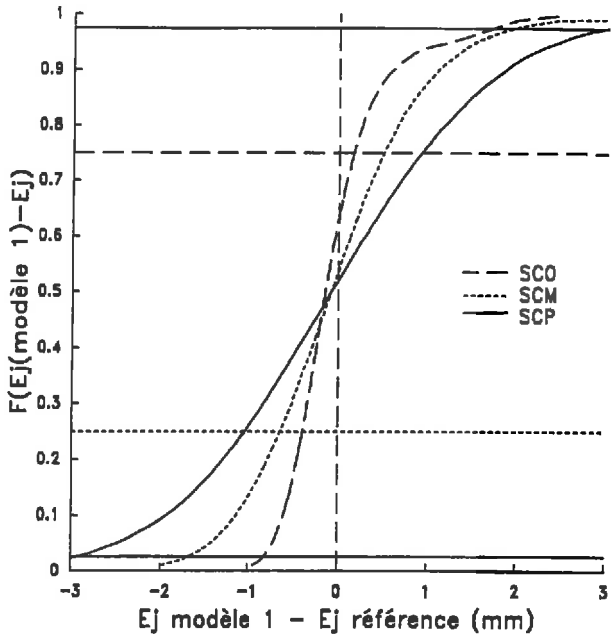
Pour chaque modèle, nous avons étudié six scénarios qui correspondent à des niveaux de dégradation différents de la précision sur les variables d'entrée. Pour les trois premiers scénarios, nous supposons que les erreurs suivent des lois de distribution gaussienne d'espérance nulle. Nous adopterons dans la suite la nomenclature suivante :

- SCO = scénario "optimiste"; celui-ci correspond à des conditions expérimentales très contrôlées telles que celles obtenues sur le site de Poirson au cours des expérimentations radar (Cf. II.2.3.). Nous supposons que les mesures de T_s et θ_{0-5}, qui sont respectivement données par la radiométrie infra-rouge thermique et déduites de la section efficace de rétrodiffusion (σ_0), sont obtenues avec une erreur proche du minimum que nous puissions rencontrer en conditions expérimentales très contrôlées (Cf. II.2.3.). De plus, nous considérons que les variables climatiques (Rn_j+G_j, Ep_j et Ua_j), associées à cette caractérisation fine des variables de surface, sont connues avec une bonne précision. Les performances sur l'estimation de l'évaporation, qui seront établies avec ce scénario doivent être considérées comme une limite optimale de ce qui est possible d'atteindre avec les modèles simplifiés.

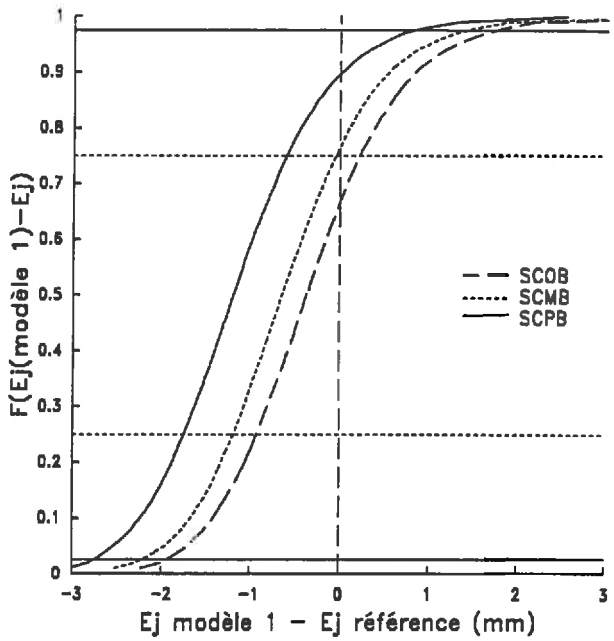
- SCM = scénario "moyen" et SCP = scénario "pessimiste"; ces scénarios correspondent à des cas où les variables de surface et climatiques sont acquises avec une erreur importante. Ces scénarios devraient nous permettre de nous rapprocher d'une utilisation où les variables de surface proviendraient de mesures satellitaires et les données climatiques du réseau météorologique.

- Nous étudierons sur les trois derniers scénarios (SCOB, SCMB, SCPB), des cas où T_s et θ_{0-5} sont connues avec une erreur comportant un terme aléatoire et un biais. Pour T_s, ces cas correspondent par exemple à des situations où l'émissivité de surface est mal connue (Cf. II.1.2.). Pour θ_{0-5}, le biais pourrait provenir d'une mauvaise prise en compte du type de sol ou de la rugosité de surface (Cf. II.2.2.). Pour les scénarios SCOB, SCMB et SCPB, les variables climatiques présentent une erreur aléatoire sans biais identique à celle du scenario SCM. Des biais seraient également envisageables sur les données climatiques, mais nous ne les prendrons pas en compte dans ce travail.

Les écarts-types et les biais des erreurs sur les variables d'entrée sont donnés dans les Tableaux IV.1 (modèle 1) et IV.4 (modèle 2).



(a)



(b)

Figure IV.2 : Fonction de répartition de l'erreur sur E_j faite avec le modèle 1, pour différents scénarios d'erreur sur les variables d'entrée

1.2. Sensibilité du modèle 1.

1.2.1. Sensibilité aux erreurs sur les variables d'entrée.

Pour la mise en oeuvre du modèle 1, nous considérons deux cas: si T_s-T_a est inférieur à 2°C alors E_j=Ep_j et si T_s-T_a est supérieur à 2°C, E_j est calculé à partir de l'équation (IV.1).

En ne conservant que les journées sans nuage, nous avons représenté (Figures IV.2) les fonctions de répartition des lois de distribution de l'écart : [E_j(modèle 1)-E_j(référence)]. La fonction de répartition d'une variable aléatoire quelconque X est définie par :

$$F(x) = \text{prob}\ (X \leq x)$$

Sur les Figures IV.2 et le Tableau IV.2, nous voyons que lorsque les erreurs de mesure sont sans biais, l'estimation de E_j est également sans biais ce qui est une conséquence de la forme linéaire du modèle 1. Par contre, le biais sur T_s-T_a s'accompagne d'un biais sur E_j, qui lui est proportionnel (0.3 mm/j par °K de biais). La détermination des intervalles de confiance sur E_j montre, qu'en conditions très contrôlées, nous avons une estimation de E_j avec un intervalle de confiance à 95% de ±1 mm/j. Cet intervalle est pratiquement doublé lorsque nous nous plaçons dans des conditions plus proches de celles que nous aurions avec une application opérationnelle.

1.2.2. Sensibilité à la longueur de rugosité de surface (z_0)

La séquence d'évaporation de référence provient d'une simulation faite avec z_0=1mm. Pour évaluer l'erreur que nous ferions sur l'estimation de l'évaporation lorsque la rugosité de surface est mal connue, nous avons calculé l'évaporation en prenant les variables d'entrée (Rn_j+G_j, Ep_j, T_s-T_a) de la séquence de référence et les coefficients du modèle 1 calculés pour z_0=2.5, 5, 7.5 et 10 mm (Cf. III.2.2.). Notons que nous aurions pu également étudier l'influence de z_0 de manière inverse, en prenant les données simulées pour différentes rugosités et en appliquant une seule relation correspondant à z_0 donnée.
Pour un scénario d'erreur SCM (Tableau IV.1) sur les variables d'entrée, les résultats font apparaître (Tableau IV.3) un biais très important sur E_j qui est, dans le meilleur des cas étudiés (z_0=2.5 mm), de -0.84 mm/j. La confusion entre z_0=1 mm et z_0=2.5 mm peut être considérée comme très probable dans le cas des sols nus, si aucune information n'est acquise sur la rugosité de surface. Sa caractérisation apparaît donc comme un préalable indispensable pour mettre en oeuvre le modèle 1.

Tableau IV.3: Moyenne et intervalle de confiance de l'erreur faite sur E_j estimée par le modèle 1, lorsque les paramètres sont ceux obtenus (Cf. III.2.2.) pour des rugosités allant de z_0=1 mm à 10 mm. Les variables T_s-T_a, Rn_j et G_j proviennent de la simulation de référence (z_0=1mm), avec un scénario d'erreur de type SCM (Cf. Tableau IV.1).

rugosité z_0 (mm)	moyenne de l'erreur sur E_j (mm/j)	intervalle de confiance à 95%
1.0	0.00	[-1.69,1.95]
2.5	-0.84	[-2.87,1.42]
5.0	-1.80	[-4.23,0.75]
7.5	-2.57	[-5.30,0.30]
10.0	-2.89	[-5.67,0.09]

Tableau IV.4 : Description des scénarios pour le modèle 2 : erreurs sur les variables d'entrée.

Identification du scénario	θ_{0-5} biais (m^3/m^3)	θ_{0-5} σ (m^3/m^3)	Ep_j σ (mm/j)	Ua_j σ (m/s)
SCO	0.00	0.02	0.2	0.1
SCM	0.00	0.04	0.5	0.5
SCP	0.00	0.06	1.0	1.0
SCOB	0.01	0.04	0.5	0.5
SCMB	0.02	0.04	0.5	0.5
SCPB	0.04	0.04	0.5	0.5

1.3. Sensibilité du modèle 2.

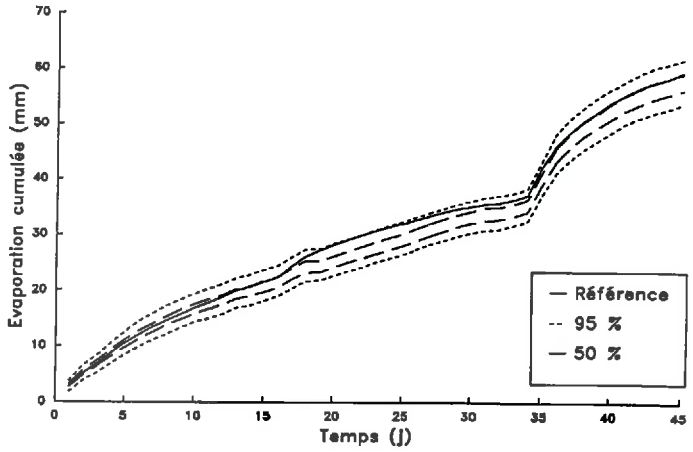
1.3.1. Sensibilité aux erreurs faites sur les variables d'entrée.

Le modèle 2 pouvant fonctionner chaque jour, indépendamment de la présence de couvert nuageux, il est possible d'évaluer les qualités prédictives du modèle sur l'estimation journalière de l'évaporation ou sur son cumul pour une période de plusieurs jours. Sur les Figures IV.3, nous avons représenté l'évolution des intervalles de confiance sur l'évaporation cumulée $E_j$cum pour les scénarios SCO, SCM et SCP (Tableau IV.4). La dégradation de l'estimation de $E_j$cum est très nette lorsque nous passons des scénarios SCO à SCP. Avec ce dernier qui est particulièrement défavorable, nous avons une erreur relative de 40%, si nous prenons l'intervalle de confiance à 95 %.

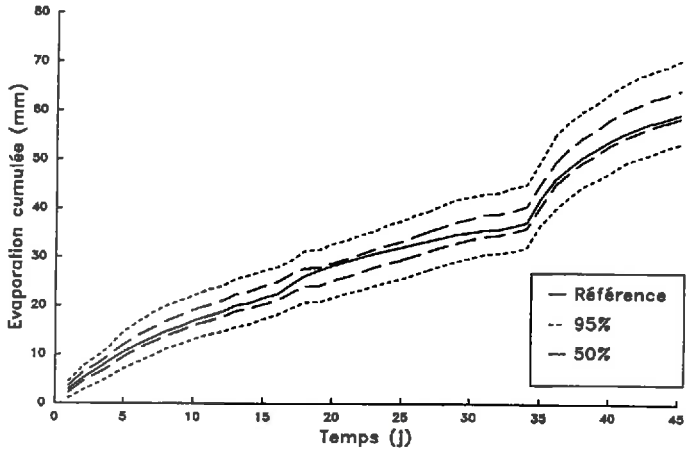
L'introduction d'une erreur de mesure aléatoire sans biais s'accompagne d'un biais sur E_j (Figures IV.4) qui est induit par les non-linéarités de la relation $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$ aux fortes et aux faibles humidités. Ce biais dépend de la gamme d'humidité considérée. Ainsi aux faibles valeurs d'humidité, une erreur aléatoire sur θ_{0-5} se traduira par un biais positif sur E_j, tandis qu'aux fortes humidités ce biais sera négatif. Pour le suivi de séquences longues, nous avons donc une compensation qui se fait et qui atténue le biais sur l'estimation de E_j. Cette compensation sera partielle ou totale, selon l'évolution de l'humidité de surface et les proportions de situations sèches ou humides rencontrées.

L'introduction d'un biais de 0.01 à 0.04 m^3/m^3 sur θ_{0-5} (Figure IV.4b et Tableau IV.5) produit un biais sur E_j, dont l'ordre de grandeur est comparable à celui lié aux erreurs non biaisées de θ_{0-5}. D'après les scénarios étudiés, l'incrément du biais obtenus sur E_j est compris entre 0.1 à 0.2 mm/j par point (0.01 m^3/m^3) d'humidité volumique.

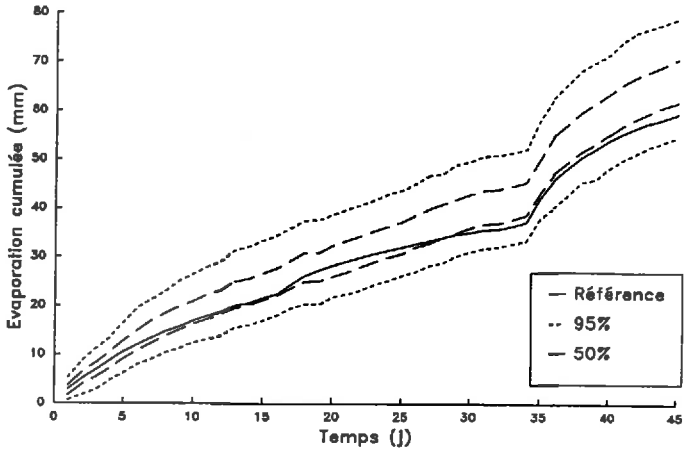
La détermination des intervalles de confiance à 95 % montre qu'en situation contrôlée (SCO), nous avons une erreur d'estimation d'environ plus ou moins 0.8 mm/j. Lorsque nous nous rapprochons d'une situation opérationnelle d'utilisation (SCM, SCP), l'erreur commise sur l'estimation journalière est comprise entre 1.5 et 2 mm/j.



(a)

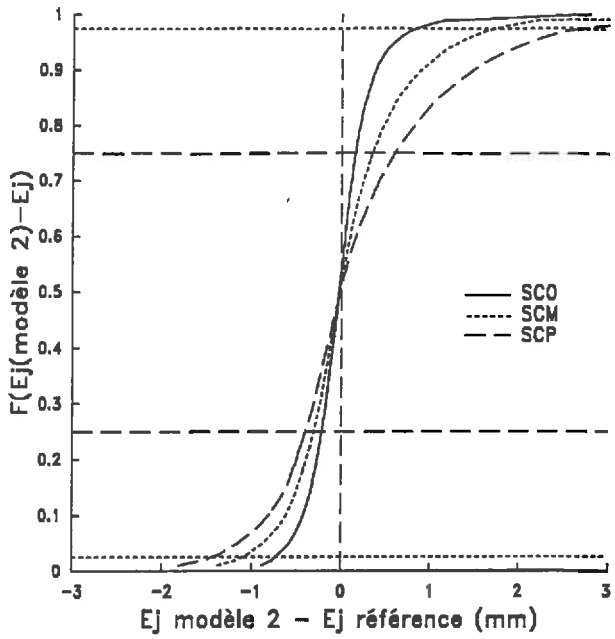


(b)

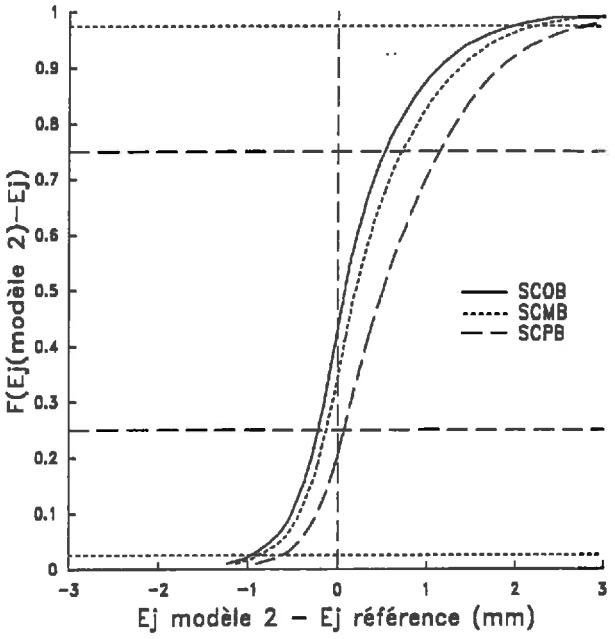


(c)

Figure IV.3 : évaporation cumulée au cours du temps, lorsque les paramètres du modèle 2 sont parfaitement connus et les variables d'entrée présentent une erreur aléatoire.
(a): scénario SCO, (b) scénario SCM, (c) scénario SCP (Tableau IV.4)



(a)



(b)

Figure IV.4 : Fonction de répartition de l'erreur sur E_j faite avec le modèle 2, pour différents scénarios d'erreur sur les variables d'entrée

Tableau IV.5 : Erreur faite sur les valeurs journalières de E_j par le modèle 2, lorsque les variables d'entrée présentent une erreur. Les scénarios sont décrits dans le Tableau IV.4.

Identificateur scénario	espérance de l'erreur sur E_j (mm/j)	intervalle de confiance à 95%
SCO	0.01	[-0.73,0.84]
SCM	0.12	[-1.10,1.72]
SCP	0.25	[-1.45,2.17]
SCOB	0.24	[-0.97,1.97]
SCMB	0.39	[-0.88,2.23]
SCPB	0.72	[-0.62,2.76]

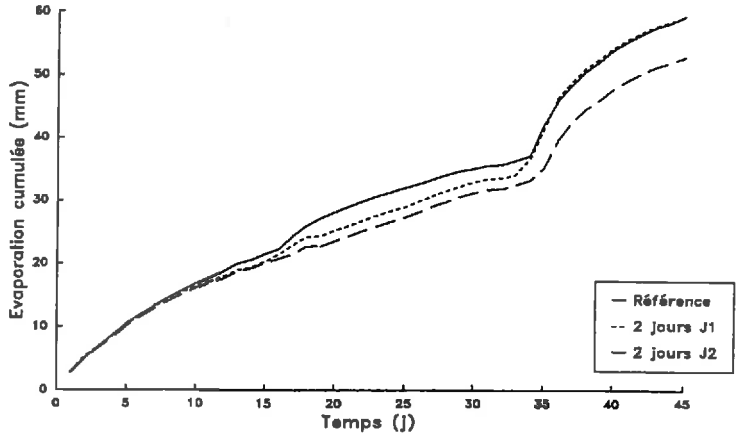
Tableau IV.6 : Analyse de l'erreur sur E_j lorsque les paramètres "a" et "b" du modèle 2 sont mal connus. Les variables d'entrée présentent une erreur aléatoire (SCM, Tableau IV.4) et 500 tirages ont été effectués pour chaque jeu de paramètres.

b		a			
		20.0	24.0	26.67 *(param. calé)*	32.0
-5.5	(a)	-0.6	-0.5	-0.4	-0.2
	(b)	[-2.5,0.1]	[-2.0,0.2]	[-1.8,0.4]	[-1.5,1.2]
	(c)	*0.275*	*0.229*	*0.206*	*0.172*
-4.5	(a)	-0.4	-0.2	-0.1	0.2
	(b)	[-1.8,0.4]	[-1.4,0.8]	[-1.3,1.3]	[-1.1,2.1]
	(c)	*0.225*	*0.186*	*0.169*	*0.141*
-4.06	(a)	-0.2	-0.0	0.1	0.4
(*param*	(b)	[-1.5,0.6]	[-1.2,1.3]	[-1.1,1.7]	[-0.9,-2.6]
calé)	(c)	*0.203*	*0.169*	*0.152*	*0.128*
-3.5	(a)	0.0	0.3	0.4	0.7
	(b)	[-1.2,1.2]	[-0.9,1.8]	[-0.8,2.2]	[-0.7,3.0]
	(c)	*0.175*	*0.146*	*0.131*	*0.109*
-3.1	(a)	0.3	0.5	0.6	1.0
	(b)	[-1.0,1.6]	[-0.8,2.3]	[-0.7,2.6]	[-0.5,3.3]
	(c)	*0.155*	*0.129*	*0.116*	*0.097*

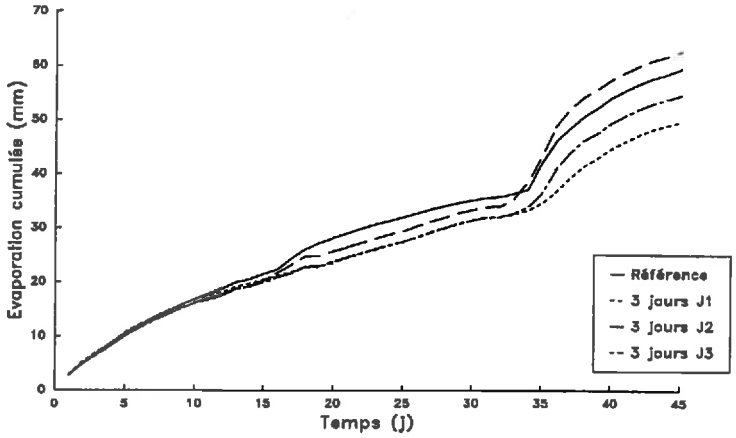
(a) : erreur moyenne

(b) : intervalle de confiance à 95%

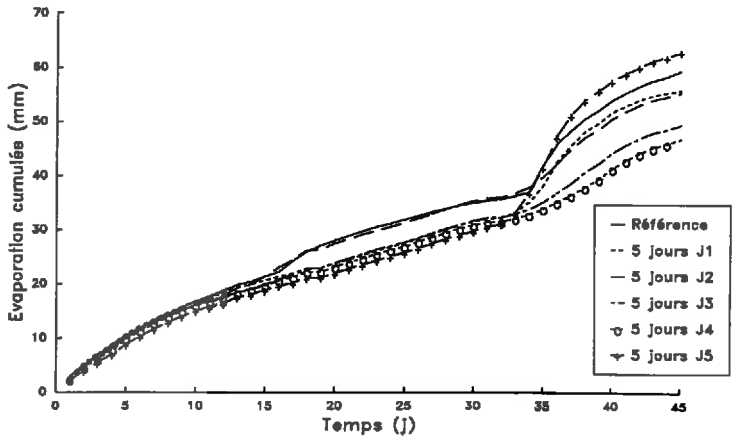
(c) : *abscisse du point d'inflexion (-b/a)*



(a)



(b)



(c)

Figure IV.5 : évaporation cumulée au cours du temps calculée par le modèle 2, lorsque la périodicité des mesures est supérieure à 1 jour. Les pluies ne sont pas prises en compte pour l'estimation de θ_{0-5} entre les mesures. J1,J2, ..., J5 correspondent au premier jour de mesure.

1.3.2. Sensibilité aux paramètres "a" et "b".

Nous avons fait varier les paramètres "a" et "b" dans une gamme allant de 20.0 à 32.0 pour le paramètre a et de -5.5 à -3.1 pour le paramètre b. Ces gammes de variations ont été établies à partir des résultats de l'analyse de sensibilité du modèle aux paramètres (Cf. III.3.3.5.). Pour les valeurs extrêmes de "a" (20.0 et 32.0) et de "b" (-5.5 et -3.1), nous avions vu dans cette analyse que l'écart-type de l'erreur sur E_j était de 0.5 mm/j. Nous avions également montré le faible poids du paramètre α sur l'estimation de l'évaporation. Nous prendrons donc dans cette analyse la valeur calée de α : α=-0.19.

Pour faciliter l'interprétation des résultats, nous rappelons que la position de la relation $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5},E_j,Ep_j)$, selon l'axe θ_{0-5}, est donné par l'abscisse du point d'inflexion qui peut être estimée par -b/a (Cf. III.3.3.1.). Les résultats sont portés dans le Tableau IV.6. Les erreurs sur les paramètres entraînent la plupart du temps un biais sur l'estimation de E_j. Toutefois ce biais semble être minimisé lorsque l'abscisse du point d'inflexion est proche de 0.15 qui est la valeur obtenue sur le Limon argileux

1.3.3. Influence de la fréquence d'acquisition de la mesure de θ_{0-5}.

Un des principaux intérêts du modèle 2 réside dans la régularité de mesure qu'offre la télédétection hyperfréquence. Jusqu'à présent nous avons supposé que la mesure de θ_{0-5} est disponible chaque jour. Toutefois, pour des raisons techniques et économiques, les futurs satellites radar auront, dans le meilleur des cas, des fréquences de passage de 3 jours (satellite ERS-1). Nous allons donc étudier la dégradation qu'apporte une diminution du nombre de mesures dans le temps, sur l'estimation de l'évaporation selon une procédure similaire à celle employée par *Bernard et al., 1981* et *Bruckler & Witono, 1989*. Pour cela, nous supposerons que :

- le modèle est maintenu au pas de temps journalier;
- θ_{0-5} est estimé par interpolation linéaire les jours de mesure manquante.

Pour bien dégager l'effet de la baisse de fréquence de mesure, nous avons supposé que les variables d'entrée sont connues sans erreur. Trois fréquences de passage (2, 3 et 5 jours) ont été testées sur la séquence de référence de 45 jours. Pour chaque fréquence de passage, nous avons considéré les différentes dates possibles de mesure. Sur la figure IV.5, nous voyons qu'au cours d'une phase dessèchement (jours 1-16, 18-33, 35-45), la réestimation de θ_{0-5} par interpolation linéaire permet une bonne estimation de l'évaporation. Par contre, lorsque nous

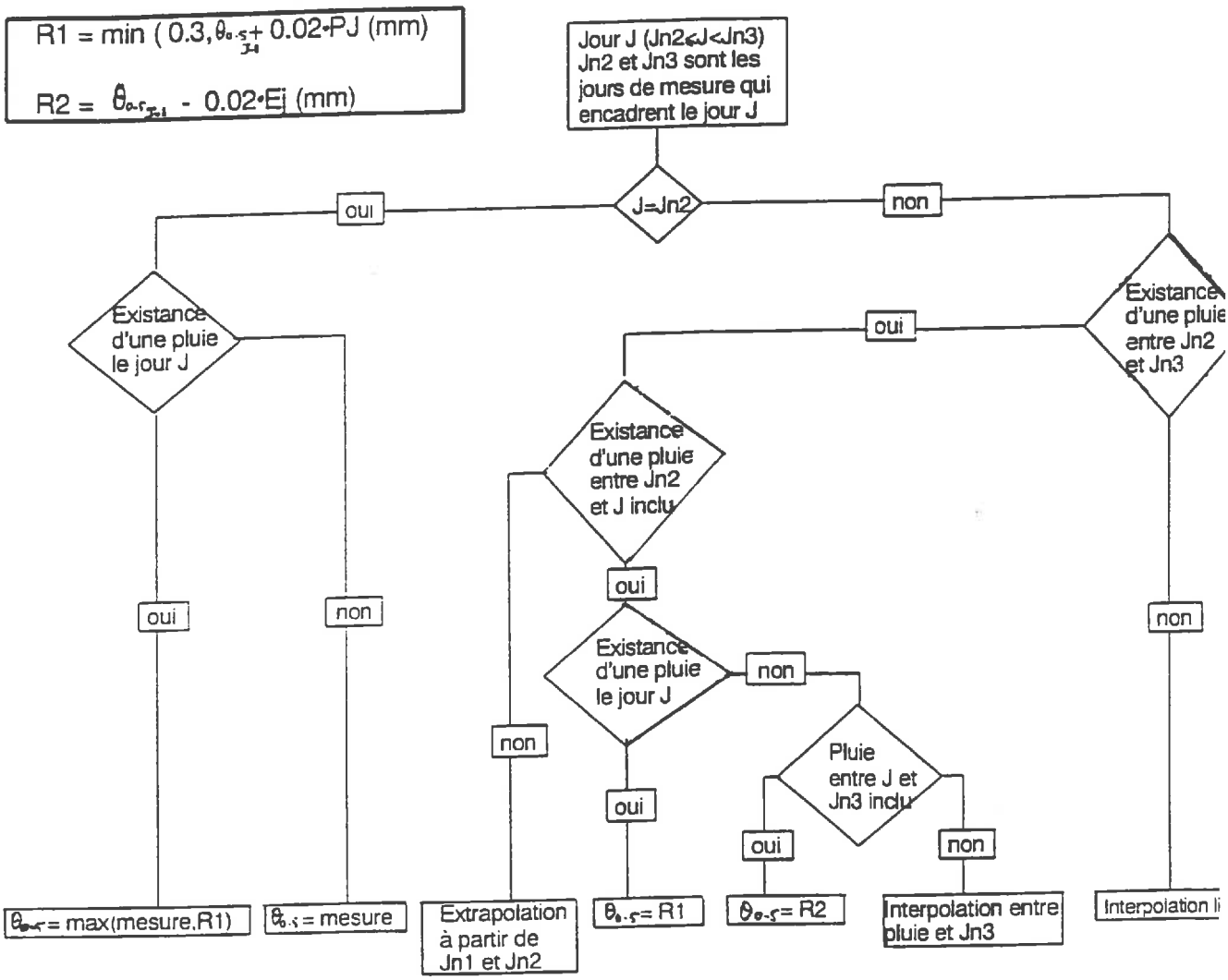
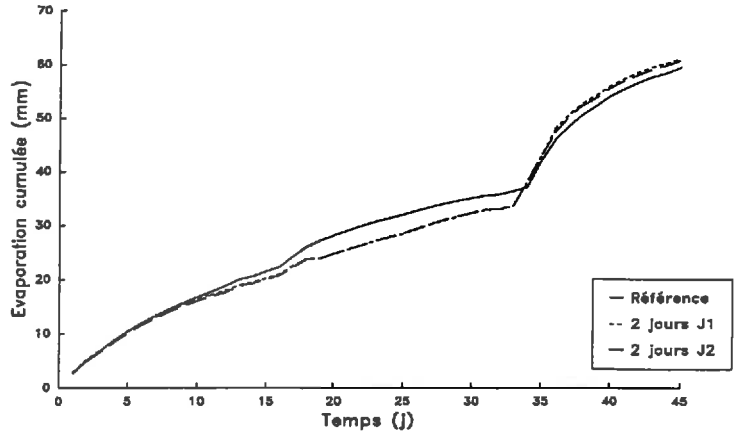
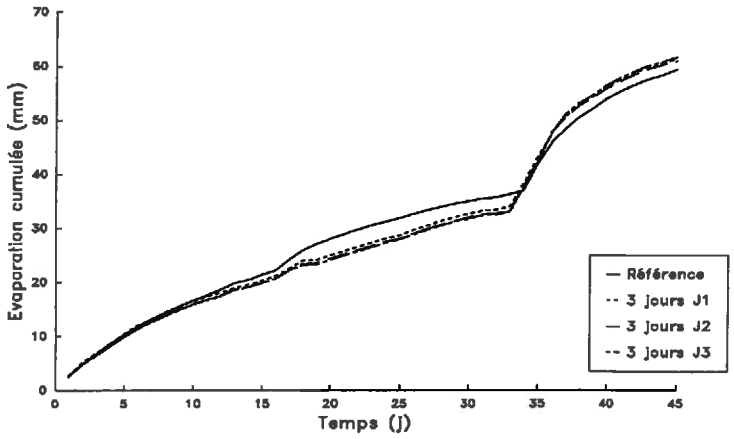


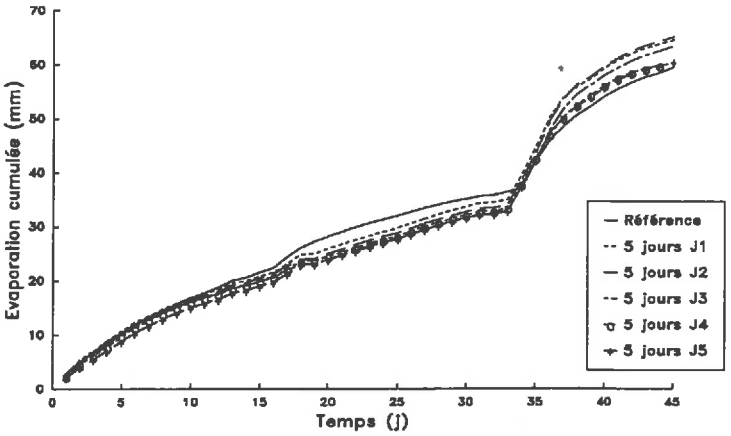
Figure IV.6 : Estimation de θ_{0-5} entre deux mesures radar avec prise en compte des pluies.



(a)

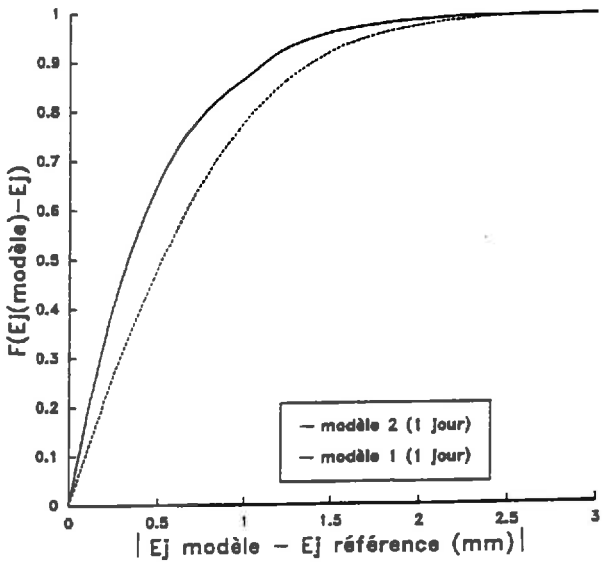


(b)

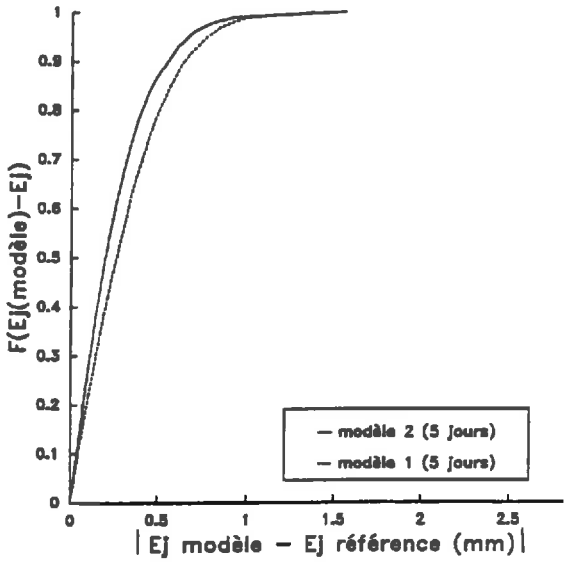


(c)

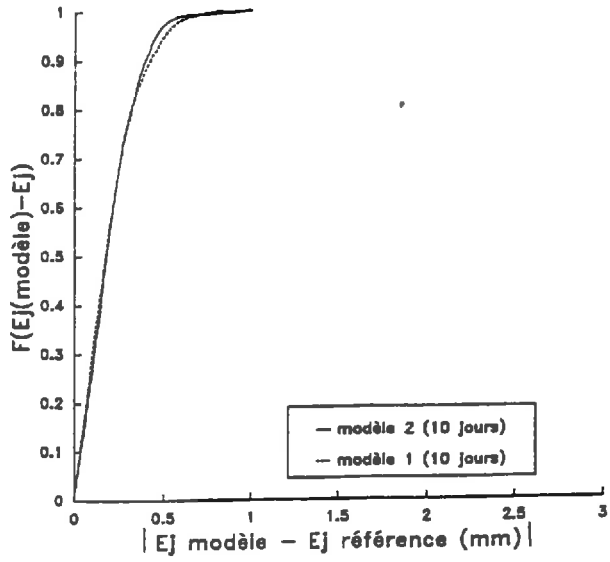
Figure IV.7 : évaporation cumulée au cours du temps calculée par le modèle 2 lorsque la périodicité des mesures est supérieure à 1 jour. Une estimation de θ_{0-5} est faite pour les jours de pluie sans mesure de θ_{0-5}. J1,J2, ..., J5 correspondent au premier jour de mesure.



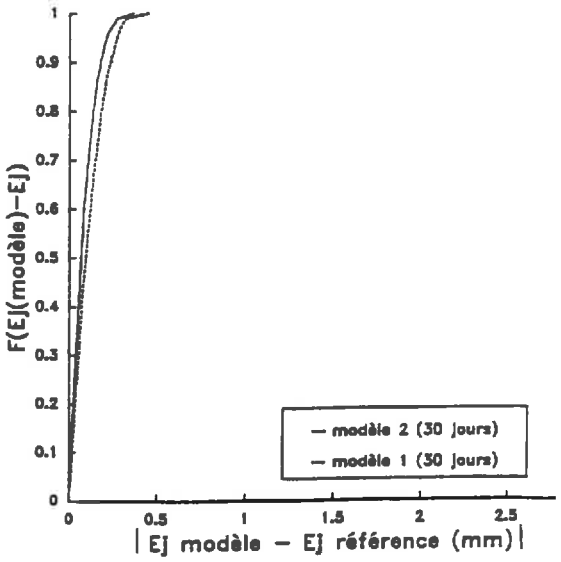
(a)



(b)



(c)



(d)

Figure IV.8 : Comparaisons des modèles 1 et 2 sur les estimations de l'évaporation journalière moyenne, pour des périodes allant de 1 à 30 jours.

avons un évènement pluvieux (jours 17 et 34), la restitution de la hausse d'évaporation, liée à la réalimentation de la surface par la pluie, n'est pas toujours satisfaisante. Au 45ème, nous pouvons avoir, pour une même fréquence de passage mais avec des jours de mesure différents, des écarts importants sur l'évaporation cumulée qui peuvent atteindre 15 mm pour une évaporation cumulée de référence de 59 mm. Les cas les plus défavorables correspondent à des situations pour lesquelles la mesure de θ_{0-5} suivant la pluie est éloignée de l'épisode pluvieux. La mesure d'humidité ne permet alors pas de rendre compte de l'augmentation de θ_{0-5} induite par la pluie.
De manière générale, l'erreur sur l'estimation de l'évaporation par le modèle 2, due à une diminution de la fréquence d'acquisition des mesures, est biaisée (sous estimation par le modèle) ce qui peut poser des problèmes sur l'estimation des cumuls d'évaporation.

Nous pouvons cependant très bien imaginer que disposant des informations climatiques nécessaires pour le calcul de l'évaporation, nous ayons aussi accès à une mesure des précipitations qui est une donnée climatique de base. Nous allons donc essayer d'introduire cette information dans la méthode d'interpolation sur θ_{0-5}. Nous procéderons de la manière suivante :

- lorsqu'il n'y a pas de précipitation entre deux mesures, nous faisons une interpolation linéaire;
- lorsqu'il y a un ou des événements pluvieux entre deux mesures, θ_{0-5} est estimée à l'aide d'un modèle de type réservoir (*Sherratt & Wheather, 1984, Choisnel, 1985*). Nous supposons que les cinq premiers centimètres constituent un réservoir qui se vide et se remplit préférentiellement (Cf. calculs de R1 et R2 donnés sur la Figure IV.6). Les différents cas sont traités sur l'organigramme de la Figure IV.6.

En appliquant cette procédure d'estimation de θ_{0-5}, nous voyons sur les figures IV.7 que pour des fréquences de passage allant jusqu'à cinq jours, nous améliorons considérablement la restitution de l'évaporation au cours de la période qui suit une pluie.

2. COMPARAISONS DES MODELES.

La comparaison des modèles a été faite avec un scénario d'erreur sur les variables d'entrée de type SCM (Tableaux IV.1 et IV.4). Nous supposerons que les paramètres des deux modèles sont bien connus.

Les comparaisons ont été faites sur l'estimation journalière de l'évaporation, ainsi que sur l'évaporation moyenne obtenue sur des périodes de 5, 10 et 30 jours qui sont classiquement

Tableau IV.7: Erreur moyenne sur E_j (mm/j) lorsque nous faisons la moyenne sur 1, 5, 10 ou 30 jours. Comparaisons entre les modèles 1 et 2 sur un scénario d'erreur SCM.

Modèle	1 jour	5 jours	10 jours	30 jours
modèle 1	0.68	0.32	0.21	0.12
modèle 2	0.52	0.26	0.21	0.09

retenues en climatologie. Le modèle 1 ne pouvant pas fonctionner en présence de nuages, nous avons établi un algorithme de réestimation des valeurs de E_j manquantes.

Lorsque nous avons des nuages, nous considérons deux cas :

- il n'y a pas de pluie: nous calculons la moyenne des rapports E_j/Ep_j concernant les deux journées de mesure qui encadrent la période nuageuse. Nous multiplions ensuite ce rapport moyen avec Ep_j correspondant à la journée nuageuse, pour estimer l'évaporation de la journée manquante;
- il y a une pluie : si la hauteur de précipitation (P_j) est supérieure à Ep_j, E_j est égal à Ep_j. Si P_j est inférieure à Ep_j alors E_j est égal à P_j

Nous avons porté sur les Figures IV.8, les fonctions de répartition de l'erreur absolue d'estimation de E_j en prenant les différentes périodes d'intégration 1, 5, 10 et 30 jours. L'intégration sur des périodes de 5, 10 ou 30 jours réduit considérablement l'erreur faite sur E_j (Figures IV.8, Tableau IV.7). L'erreur moyenne est diminuée par deux lorsque nous passons de la journée à la pentade et par cinq lorsque nous considérons l'estimation mensuelle. La comparaison des modèles donne un léger avantage pour les estimations journalières et pentadaires de l'évaporation par le modèle 2. Pour des périodes d'intégration plus longues, les deux modèles présentent des performances comparables.

3. COMPLEMENTARITE DES MESURES DE T_s ET θ_{0-5}.

Nous avions donné en conclusion de la troisième partie quelques indications sur les complémentarités possibles des variables T_s et θ_{0-5} dans le cadre de l'estimation de l'évaporation. Nous pouvons en effet envisager plusieurs pistes différentes :

- concevoir un nouveau modèle prenant en compte les deux varaiables T_s et θ_{0-5}. Toutefois, cette voie nous paraît être peu intéressante pour les raisons suivantes. D'une part,

nous avons vu que l'humidité et la température de surface étaient théoriquement des informations redondantes, une seule de ces grandeurs étant nécessaire pour connaître les différents flux intervenant dans le bilan d'énergie de la surface du sol (notamment LE). D'autre part, en associant à la variable θ_{0-5} la température de surface, nous pénaliserons la régularité d'acquisition des mesures de θ_{0-5} qui est un des atouts indiscutables de la télédétection hyperfréquence;

- calculer la moyenne des valeurs de E_j qui sont données par les deux modèles. Cette voie devrait améliorer la précision d'estimation de E_j, mais il nous paraît plus intéressant de développer la troisième approche qui devrait permettre de résoudre le problème d'accessibilité des paramètres a, b et α du modèle 2;

- le modèle 1 présente l'intérêt de ne dépendre que de la longueur de rugosité de surface, mais ne pourra fournir une estimation de E_j que par journées de ciel clair. A titre indicatif, on aurait entre 60 et 80 journées disponibles par an sur la Camargue. Le modèle 2, en étant basé sur θ_{0-5} mesurée par radar, offre une garantie de régularité pour l'estimation de E_j. Par contre, l'estimation de ses paramètres nécessite une inversion du modèle. **Est t-il possible d'inverser le modèle 2 en utilisant l'évaporation estimée par le modèle 1, lorsque la double mesure T_s et θ_{0-5} est réalisée?**

C'est donc sur ce point que nous allons tester la complémentarité.

3.1. Cas où la longueur de rugosité de surface est connue

Pour nous placer dans des conditions réalistes, nous travaillerons avec un scénario d'erreur sur les variables d'entrée des modèles de type SCM (Cf. Tableaux IV.2 et IV.4). Pour simuler la possibilité d'avoir des mesures toute l'année, nous allons travailler sur le jeu de données principal (Cf. II.1.3.2.) combinant les trois sols avec cinq climats et quatre conditions hydriques initiales. En ne conservant que les journées sans nuage, nous avons tiré (tirages avec remise) 300 journées pour lesquelles nous avons extrait T_s-T_a, θ_{0-5}, Ua_j, Rn_j, G_j et Ep_j. Sur les valeurs journalières de chaque variable, nous avons ajouté un terme d'erreur aléatoire selon les lois de distribution du scénario SCM. Pour éviter d'avoir des valeurs aberrantes d'humidité, nous avons fixé 0.02 m^3/m^3 comme valeur inférieure de θ_{0-5}. Avec le modèle 1, nous calculons E_j pour chaque journée. Nous calons ensuite les paramètres du modèle 2 à partir Ep_j, θ_{0-5} et Ua_j et de E_j calculé précédemment, en faisant varier le nombre de journées disponibles de 20 à 300. Pour améliorer le calage, nous forçons le modèle lorsque θ_{0-5}=0 m^3/m^3 et Ua_j=3 m/s en imposant E_j/Ep_j=0.1, ce qui n'est pas une hypothèse très forte.

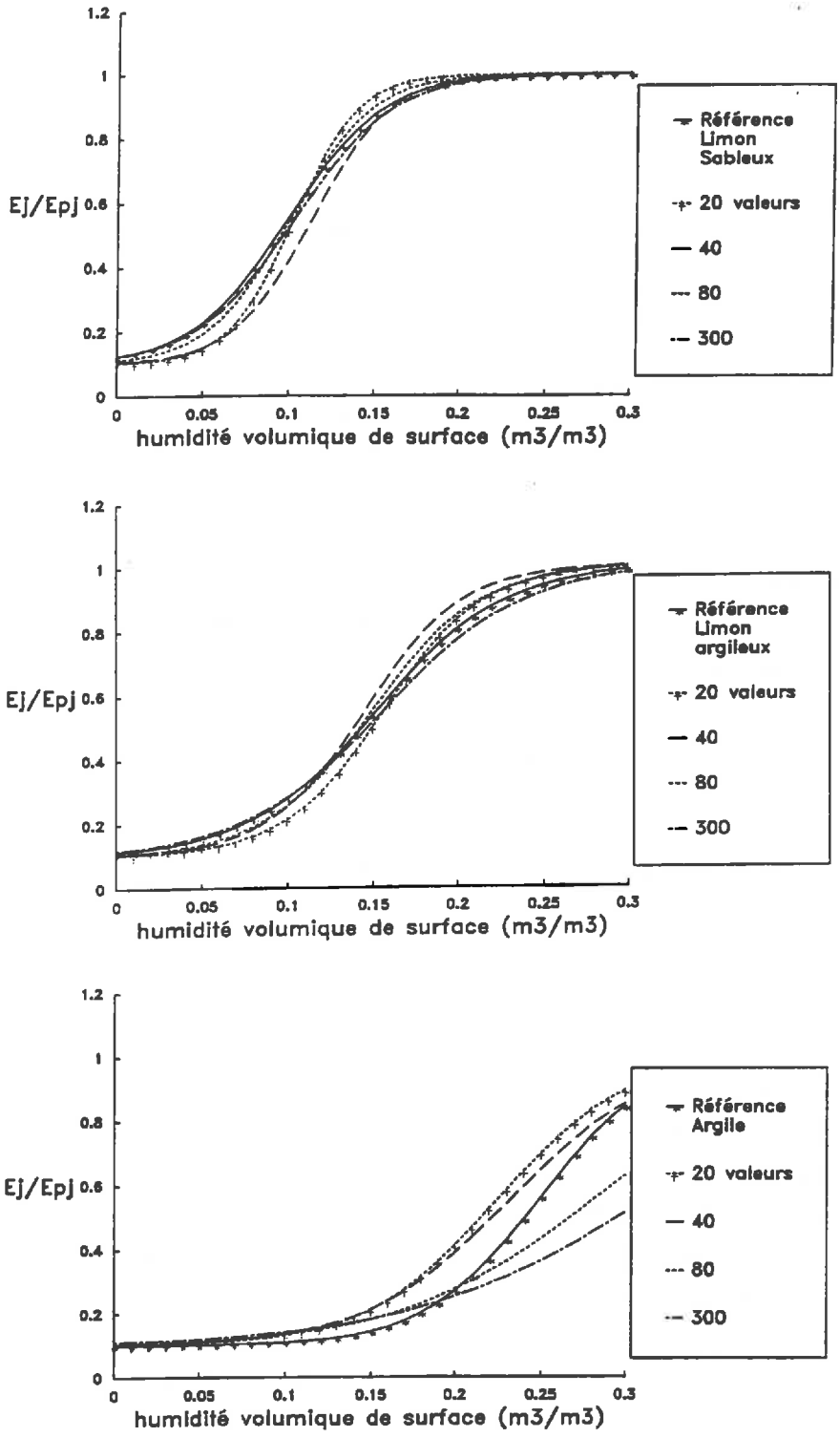
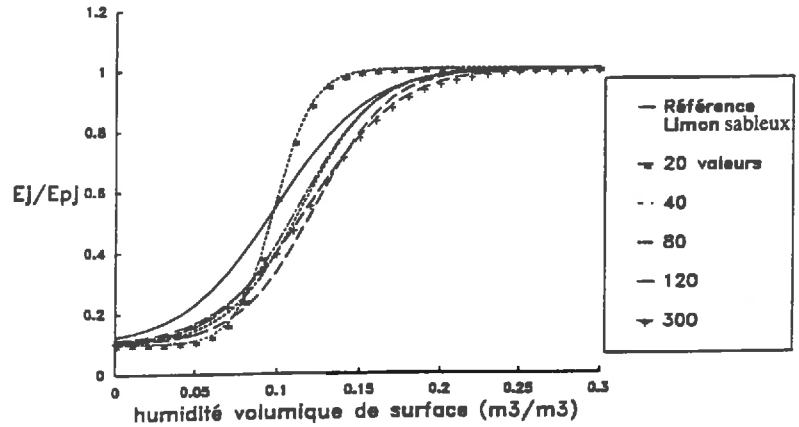
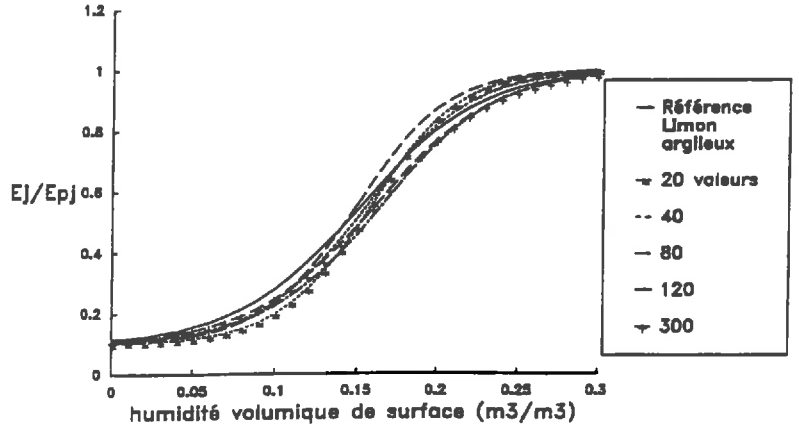


Figure IV.9 : Calage du modèle 2 à partir de l'évaporation estimée par le modèle 1 dans le cas où z_0 est connue. Les traits correspondent au modèle 2, pour différents calages fait avec desjeux de données contenant de 20 à 300 valeurs, et pour Ep_j=4 mm/j et Ua_j=3 m/s.





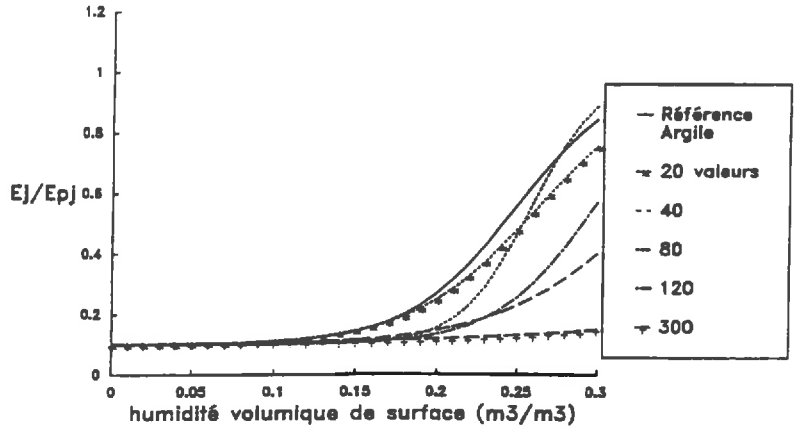


Figure IV.10 : Calage du modèle 2 à partir de l'évaporation estimée par le modèle 1 dans le cas où z_0 est mal connue. Les traits correspondent au modèle 2, pour différents calages fait avec des jeux de données contenant de 20 à 300 valeurs, et pour Ep_j=4 mm/j et Ua_j=3 m/s

Tableau IV.8 : évolution des paramètres en fonction du nombre de valeurs prises pour caler le modèle 2 pour le Limon sableux.

données servant au calage	a	b	α	-b/a
paramètres de ref.	36.38	-3.61	-0.16	0.099
20 valeurs	54.62	-5.61	-0.33	0.103
40 valeurs	44.83	-5.07	-0.33	0.113
80 valeurs	42.78	-4.30	-0.13	0.101
120 valeurs	44.92	-4.05	-0.15	0.090
300 valeurs	35.39	-3.64	-0.17	0.103

Tableau IV.9 : évolution des paramètres en fonction du nombre de valeurs prises pour caler le modèle 2 pour le Limon argileux.

données servant au calage	a	b	α	-b/a
paramètres de ref.	26.67	-4.06	-0.19	0.152
20 valeurs	34.14	-5.34	-0.35	0.157
40 valeurs	35.09	-5.09	-0.50	0.145
80 valeurs	31.50	-4.71	-0.42	0.150
120 valeurs	29.09	-4.36	-0.39	0.150
300 valeurs	24.33	-3.80	-0.32	0.156

Nous avons tracé sur les Figures IV.9 les résultats du calage pour les trois sols. Malgré les erreurs de mesure, cette procédure permet de bien différencier les trois sols et ceci en ne prenant que 20 journées de mesure pour le calage. Pour le Limon sableux et le Limon argileux, la procédure permet non seulement d'estimer l'abscisse du point d'inflexion, mais également de reproduire la décroissance du rapport E_j/Ep_j en fonction de θ_{0-5}. La qualité des résultats obtenus avec un nombre réduit de mesures peut surprendre compte-tenu des erreurs introduites sur les variables d'entrée. Ceci s'expliquerait par la forme analytique du modèle qui contient implicitement des informations tels que :

- $\max(E_j/Ep_j)=1$;
- $\min(E_j/Ep_j)=0.1$;
- forme sigmoïde de la relation $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$.

Il suffirait alors de quelques dizaines de journées (avec des mesures non biaisées de E_j(modèle 1), Ep_j, Ua_j et θ_{0-5}) pour déterminer l'abscisse et la pente au point d'inflexion.

Pour l'argile, les problèmes de calage proviennent probablement de l'absence de point en condition humide ($E_j/Ep_j \cong 1$) ce qui ne permet pas de placer le point d'inflexion et surtout de déterminer la pente en ce point. Un bon calage requiert donc des valeurs réparties sur l'ensemble de la gamme d'humidité.

Un examen plus détaillé des valeurs des paramètres ajustés (Tableaux IV.8, IV.9 et IV.10) montre qu'avec 20 valeurs nous avons une bonne estimation du rapport -b/a. Les valeurs suivantes permettent, dans le cas du Limon sableux et du Limon argileux, d'affiner la connaissance du paramètre "a". Sur ces sols, l'estimation de α n'est pas très précise. Toutefois, la hiérarchie des valeurs est respectée lorsque nous avons plus de 80 valeurs.

3.2. Cas où la longueur de rugosité de surface est mal connue.

Nous pouvons imaginer le cas où nous n'avons qu'une estimation très approximative de la rugosité de surface. Nous avons vu, qu'une erreur sur z_0 se répercutait par un biais important sur l'estimation de E_j par le modèle 1 (Cf. Tableau IV.3). Par contre le modèle 2 est peu sensible à la rugosité (Cf. III.3.3.3.). Nous allons donc traiter le cas où nous avons comme estimation de z_0, une valeur de 2.5 mm, pour une valeur réelle de 1 mm. Nous adoptons donc la même démarche que précédemment en calculant E_j avec le modèle 1 dont les paramètres sont ceux obtenus pour z_0=2.5 mm ($Rn_j+G_j+LE_j=0.37\cdot(T_s-T_a)_{14h}-1.26$).

Les résultats sur le Limon sableux et le Limon argileux (Figure IV.10) ne font apparaître qu'une légère dégradation de l'estimation des paramètres, lorsqu'il y a une confusion sur z_0, par rapport au cas où z_0 est parfaitement connu (Figure IV.10). Les relations $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$ se

Tableau IV.10: évolution des paramètres en fonction du nombre de valeurs prises pour caler le modèle 2 pour l'Argile.

données servant au calage	a	b	α	-b/a
paramètres de ref.	30.29	-7.52	-0.24	0.248
20 valeurs	26.48	-5.93	-0.26	0.224
40 valeurs	23.90	-5.53	-0.16	0.231
80 valeurs	17.74	-4.97	-0.12	0.280
120 valeurs	16.85	-4.87	-0.00	0.289
300 valeurs	14.27	-4.44	-0.09	0.312

différencient bien en fonction des trois sols. Pour les mêmes raisons que dans le paragraphe précédent, les ajustements restent médiocres sur l'Argile. Les très mauvais résultats obtenus avec 300 valeurs s'expliqueraient par des problèmes de convergence des paramètres vers la solution, montrant une fois de plus les difficultés rencontrées avec ce sol.

Le calage sur 20 valeurs donne comme paramètres pour le Limon-argileux les valeurs suivantes :

a = 36.22
b = -5.74 (-b/a=0.159)
α = -0.32 s/m

Si nous nous référons au Tableau IV.6 nous pouvons constater qu'avec a=32.0 et b=-5.5, le modèle 2 donne une estimation journalière de l'évaporation avec un biais de -0.2 mm/j et intervalle de confiance à 95% de [-1.5,1.2] ce qui est, au niveau des performances prédictives du modèle, peu différent du cas où les paramètres sont calés (0.12 mm/j de biais et [-1.10,1.72]).

CONCLUSION

Cette étude de scénarios d'erreur nous permet de fixer quelques ordres de grandeur sur la précision que nous pouvons attendre des modèles simplifiés selon le niveau de dégradation des conditions de leur utilisation. En nous plaçant dans une situation où les paramètres du modèle 2 et la rugosité sont connus, les intervalles de confiance à 95% sur E_j sont donnés dans le Tableau IV.11.

Tableau IV.11 :Erreurs sur E_j (intervalle de confiance à 95%) pour différents scénarios d'erreur des variables d'entrée. Les paramètres des modèles sont supposés connus. Nous avons porté en italique l'erreur sur E_j, lorsqu'on moyenne l'évaporation sur 5 jours.

modèle	absence d'erreur de mesure (*)	Conditions exp. très contrôlées	mise en oeuvre opération. "réaliste"	mise en oeuvre opération. "pessimiste"
modèle (1)	± 1 mm/j	± 1-1.5 mm/j	± 1.5-2 mm/j *(0.5 mm/j)*	± 3 mm/j
modèle (3)	± 0.4 mm/j	± 0.8 mm/j	± 1.1-1.7 mm/j *(0.5 mm/j)*	± 2 mm/j

(*) Ce terme correspond à l'erreur de simplification lorsqu'on passe du modèle mécaniste aux modèles simplifiés.

Le modèle 2 présente des résultats un peu meilleurs que ceux du modèle 1. Le principal avantage de l'utilisation de θ_{0-5} pour l'estimation de l'évaporation reste donc la régularité dans son acquisition. A l'échelle de temps journalière et en condition de mise en oeuvre opérationnelle, les résultats n'ont qu'une valeur qualitative. Par contre, en intégrant les estimations sur plusieurs journées, nous devrions pouvoir accéder à une estimation quantitative (Cf. valeurs pentadaires du Tableau IV.11).

Lorsque la caractérisation par télédétection des variables de surface (T_s et θ_{0-5}) comporte un biais, il en est de même pour E_j. Pour des biais inférieurs à 3° pour la température ou 0.04m³/m³ pour l'humidité, nous avons des biais sur E_j d'environ 0.3 mm/j par degré et de 0.1

à 0.2 mm/j par point (0.01 m^3/m^3) d'humidité volumique. Ce biais peut entraîner des dérives importantes de l'estimation des cumuls d'évaporation sur de longues périodes.

Dans le cas du modèle 2, la diminution de la fréquence d'échantillonnage se répercute par une mauvaise estimation de l'évaporation après les épisodes pluvieux. Toutefois, nous montrons qu'avec un algorithme simple, prenant en compte les dates de pluie et les quantités d'eau reçues, nous pouvons considérablement améliorer l'estimation de E_j. Il apparaît dans ce cas, qu'une fréquence de passage de 5 jours reste compatible avec une estimation précise de l'évaporation avec le modèle 2.

Des biais beaucoup plus importants apparaissent lorsque la rugosité de surface ou les paramètres du modèle 2 sont mal connus. Ces biais nous semblent dans bien des cas rédhibitoires pour l'utilisation des modèles simplifiés. La rugosité étant théoriquement accessible par des mesures radar en combinant plusieurs configurations, il est donc possible de déterminer les paramètres du modèle 1 par télédétection. Par contre, les paramètres du modèle 2 ne peuvent pas être à l'heure actuelle reliés à des grandeurs physiques classiques d'un sol. En combinant les modèles 1 et 2, lorsque la double information T_s et θ_{0-5} est disponible, nous montrons qu'avec un scénario d'erreur compatible avec une mise en oeuvre opérationnelle et une vingtaine de mesures il est possible d'estimer des paramètres qui différencient et reproduisent bien les relations $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$ pour chaque sol. Nous montrons que la longueur de rugosité peut être déterminée de manière relativement grossière sans altérer de manière significative les résultats.

Cette forme de complémentarité entre T_s et θ_{0-5} ouvre donc des perspectives intéressantes pour l'utilisation du modèle 2 sur des surfaces variées sans avoir *a priori* des informations sur le sol. Les conséquences de cette complémentarité sont nombreuses et importantes :

- elle rend possible la mise en oeuvre du modèle 2 qui nous paraît être le plus intéressant pour un suivi régulier de l'évaporation.

- elle peut se concrétiser par une cartographie du comportement hydrique de la couche de surface, avec des informations telles que l'abscisse du point d'inflexion (-b/a) ou le paramètre de pente "a".

- elle permet de substituer θ_{0-5} par σ_0 dans le modèle 2, ce qui est, nous allons le voir une propriété particulièrement intéressante. En effet, nous rappelons que toutes les relations expérimentales entre σ_0 et θ_{0-5} montrent qu'une relation linéaire permet de bien reproduire les variations du signal radar en fonction de l'humidité du sol. Nous avons vu, que même avec des configurations dites non optimales pour l'estimation de l'humidité du sol (Cf. II.2.2.3.6), la linéarité était maintenue. Par contre, la détermination des coefficients de la droite $\theta_{0-5}=f(\sigma_0)$ dépend de la rugosité (HRMS, orientation des rangs) et de la texture, ce qui risque

de poser de sérieux problèmes lorsque nous nous intéressons au suivi de grandes surfaces. Dans la mesure où la relation $\theta_{0-5}=f(\sigma_0)$ est linéaire, nous pouvons directement introduire σ_0 à la place de θ_{0-5}, ce qui donnerait :

$$E_j/Ep_j = f_{a',b',\alpha'}(\sigma_0, Ep_j, Ua_j)$$

Les paramètres a', b', α' qui sont différents de a, b, et α intégreraient implicitement la relation $\theta_{0-5}=f(\sigma_0)$ sans qu'il soit nécessaire de la connaître de manière explicite. De la même façon que pour a,b et α, la complémentarité telle qu'elle a été présentée, peut être appliquée pour déterminer a', b' et α'. Ceci devrait considérablement alléger l'utilisation du modèle 2 en condition d'utilisation opérationnelle. Il suffirait de connaître la longueur de rugosité z_0 et d'avoir des mesures de σ_0 obtenues selon la même configuration.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif de ce travail était d'étudier des modèles simplifiés d'estimation de l'évaporation sur sol nu, basés sur une mesure de l'état de surface accessible par télédétection, telles que la température de surface (T_s) mesurée par radiométrie infrarouge thermique ou l'humidité volumique moyenne des premiers centimètres de sol issues de données radar. Nous avons orienté la modélisation de l'évaporation vers des formes de modèle qui pourraient, à terme, être utilisables en mode opérationnel. Cette perspective nous a incité à faire un certain nombre de choix qui sont :

- le modèle doit pouvoir estimer l'évaporation au pas de temps journalier;
- nous n'avons qu'une mesure de télédétection par jour;
- la demande climatique est caractérisée par des données standards recueillies en routine dans les stations climatiques;
- les paramètres des modèles simplifiés doivent être facilement accessibles.

Nous avons dans un premier temps examiné la nature et la pertinence, par rapport à l'estimation de l'évaporation, des variables accessibles par télédétection. Dans le cas de l'infrarouge thermique, nous avons accès à la température de surface, qui est une variable qui intervient directement dans l'équation du bilan d'énergie. Par contre dans le cas des mesures radar, leur intérêt est moins évident. Nous avons donc plus particulièrement développé l'analyse de la signification de ces mesures.

Nous montrons qu'en conditions très contrôlées, il est possible d'avoir une estimation de l'humidité volumique moyenne des cinq premiers centimètres (θ_{0-5}) avec une erreur d'écart-type de 0.02 m^3/m^3. Lorsque nous nous éloignons des configurations radar considérées comme optimales pour la mesure d'humidité de surface, nous conservons une relation linéaire entre σ_0 et θ_{0-5} et la dynamique de variation de σ_0 reste importante. Il est donc possible, si la rugosité est connue, d'avoir un suivi de l'humidité avec des visées radar effectuées aux forts angles d'incidence.

En ce qui concerne la pertinence de l'humidité volumique moyenne des premiers centimètres par rapport à l'estimation de E_j/Ep_j, il est apparu nécessaire d'avoir une information sur une couche de sol dont l'épaisseur varie entre 3 et 10 centimètres. Si nous prenons une couche plus fine, nous montrons qu'en condition sèche, l'humidité ne varie plus tandis que E_j/Ep_j peut encore diminuer fortement. Pour le suivi de l'évaporation, nous recommandons donc, l'utilisation d'une fréquence (bandes C et S et L) et d'un angle d'incidence qui permette une pénétration suffisante (quelques centimètres) lorsque le sol est sec.

Nous avons ensuite étudié la modélisation simplifiée de l'évaporation. Deux modèles ont été retenus :

- le premier reste assez classique. il reprend la forme simplifiée $Rn_j+G_j+LE_j=A+B\cdot(T_s-T_a)_{14h}$ (modèle 1) développé par *Jackson et al., 1977*, puis par *Seguin et al., 1982*;
- le second est plus original; il relie par une relation statistique de type logistique, le rapport E_j/Ep_j à θ_{0-5} par une fonction à trois paramètres de la forme $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5},Ep_j,Ua_j)$ (modèle 2).

Bien que dans ce travail nous n'ayons pas testé l'utilisation de ces modèles simplifiés en conditions réelles, nous avons pu dégager un certain nombre de points qui permettent de préciser les modalités de leur utilisation et d'évaluer leurs performances. De manière générale, ces modèles intègrent des variables climatiques standards qui sont la température de l'air, la pression partielle de vapeur d'eau, le vent moyen journalier et le rayonnement global. Une même forme analytique, pour chaque modèle, a pu être adoptée sur trois sols présentant des propriétés hydrodynamiques très différentes. Il est donc probable que ces modèles puissent s'adapter à un grand nombre de sols. Une fois les paramètres connus, les modèles permettent une estimation de l'évaporation sous des contraintes climatiques variées, telles que celles rencontrées au cours d'une année en zone méditerranéenne, et avec une large gamme de conditions hydriques. Par la généralité de leur forme analytique et par l'étendue de leur domaine de validité, les modèles simplifiés étudiés présentent donc des propriétés intéressantes dans la perspective d'une mise en oeuvre opérationnelle future. Pour celle-ci nous devons toutefois :

- connaître de manière précise la longueur de rugosité de surface z_0 dans le cas du modèle 1. Par contre, lorsque celle-ci est connue, nous pouvons conserver les mêmes paramètres A et B pour tous les types de sols;

- déterminer les trois paramètres qui sont très variables d'un sol à l'autre. Ceux-ci n'étant pas *a priori* faciles à caractériser à partir des propriétés physiques standards du sol, la mise en oeuvre du modèle 2 risque donc d'être pénalisée par les difficultés rencontrées avec la détermination des paramètres. Nous montrons toutefois, que lorsque nous avons accès à la double information T_s et θ_{0-5} , et si nous avons une estimation approximative de z_0, il est théoriquement possible de déterminer les principaux paramètres du modèle 2 avec quelques dizaines de journées de mesure seulement. Celles-ci doivent cependant couvrir des conditions sèches pour lesquelles le sol limite fortement l'évaporation et des conditions humides pour lesquelles $E_j=Ep_j$. Cette procédure d'estimation des paramètres du second modèle ne requiert pas nécessairement une grande précision sur les variables d'entrée. Celles-ci doivent cependant être connues sans biais.

Les performances des modèles ont été comparées sur l'estimation de l'évaporation de 1, 5, 10 et 30 jours. Le modèle 2 offre de meilleurs résultats sur les courtes périodes. Par contre, sur 10 et 30 jours, les deux modèles ont une précision comparable. Des ordres de grandeur des intervalles de confiance à 95% ont pu être établis. Si nous considérons des scénarios d'erreur sur les variables d'entrée, compatibles avec un suivi opérationnel effectué à partir de données satellitaires, nous pouvons avoir une estimation journalière à ± 1.5-3 mm/j pour le modèle en T_s et ± 1-2 mm/j pour le modèle basé sur la mesure θ_{0-5}. Ces erreurs d'estimation peuvent être réduites à ± 0.5 mm/j en prenant les cumuls sur cinq jours.

Un des points de blocage que nous risquerons de rencontrer avec de tels modèles simplifiés résidera dans notre capacité d'accéder à une estimation non biaisée des variables de surface accessibles par télédétection telles que T_s et θ_{0-5}. Nous montrons que ces biais se répercutent sur E_j ce qui peut engendrer une dérive importante sur la détermination de l'évaporation cumulée, lorsque de longues périodes sont prises en compte. Ces biais peuvent provenir de la conversion de la mesure de rayonnement en variable de surface lorsque l'émissivité du sol, la rugosité ou la texture sont mal connues. Ceci nous paraît donc justifier la poursuite de travaux sur l'interprétation des relations humidité=f(σ_0) ou T_s=f(rayonnement infra-rouge). Celles-ci sont maintenant connues dans de nombreux cas, mais leur généralisation ne semble pas encore possible. Cette généralisation nécessitera probablement la connaissance *a priori* de certaines caractéristiques du sol (texture, composition minéralogique ...). Quelles seront alors les informations minimales à connaître et par quels moyens seront elles acquises?

Toutefois, l'étude de la complémentarité des mesures de T_s et θ_{0-5} tend à minimiser le problème dans le cas particulier de l'estimation de l'évaporation sur sol nu à partir de mesures radar. En effet, nous avons montré qu'il était possible de nous affranchir de la relation $\theta_{0-5}=f(\sigma_0)$ si nous substituons θ_{0-5} par σ_0 dans le modèle 2. Les paramètres de cette nouvelle forme de modèle, qui contiennent implicitement les informations sur cette relation, devraient être accessibles en combinant les deux mesures de T_s et θ_{0-5}, lorsqu'elles sont disponibles le même jour. La substitution de θ_{0-5} par σ_0 ne devrait pas accroître les difficultés de mise en oeuvre du modèle qui serait alors du type :

$$E_j/Ep_j=f(\sigma_0,Ep_j,Ua_j)$$

Une grande part des résultats de ce travail ont été acquis grâce à l'utilisation d'un modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur qui rassemble la plupart des lois fondamentales de la physique des transferts d'eau et d'énergie dans le sol et dans les basses couches de l'atmosphère. Tout au long de ce travail, nous avons pu apprécier la pertinence de ce choix méthodologique. Les données simulées sont apparues très cohérentes, en n'étant jamais en contradiction avec des observations expérimentales. De plus, nous avons pu

constater, que même avec des jeux de données expérimentaux relativement complets (les expériences effectuées dans ce travail couvrent le suivi de 140 journées), il était difficile, du fait des erreurs de mesure, de rentrer dans une modélisation fine de l'évaporation. Les modèles physiques sophistiqués, tel que le modèle mécaniste apparaissent donc comme des outils puissants pour la conception et la mise au point de modèles simplifiés. L'utilisation de tels outils tend à se généraliser avec le développement des moyens de calcul. Toutefois, avec cette démarche, nous sommes limités par les imperfections des modèles physiques employés. La poursuite de travaux fondamentaux, même s'ils ne débouchent pas directement sur des applications concrètes, trouvent leur justification dans le développement de modélisations fines, qui améliorent notre perception des phénomènes physiques étudiés.

Les modèles simplifiés, développés dans ce travail, constituent en fait une forme de simplification du modèle mécaniste. Si dans le cas du modèle 1, les résultats expérimentaux et ceux issus de la bibliographie ont permis de le valider, il n'en est pas de même avec le modèle 2, pour lequel un certain nombre de questions restent posées :

- le modèle reproduit il bien l'action des variables Ep_j et Ua_j sur le rapport E_j/Ep_j? A cette question, seules des données expérimentales pourront une réponse satisfaisante. Toutefois, il est probable, qu'avec les erreurs de mesure, il soit nécessaire d'avoir des données acquises sur de longues périodes pour vérifier ce point;

- quel domaine de validité pouvons-nous attribuer à la forme analytique du modèle? Celui-ci peut-il, par exemple, s'adapter à des sols présentant d'importantes variations des propriétés hydrodynamiques dans les premiers centimètres. Si tel était le cas, quelles seraient alors l'importance et la vitesse des variations des paramètres du modèle en fonction de l'évolution de l'état de surface?

Le passage à une utilisation sur des grandes surfaces de ces modèles n'est pas abordé dans ce travail. Si les variables d'entrée couvrent des surfaces hétérogènes, la forme linéaire du modèle 1 devrait faciliter le changement d'échelle dans des conditions de rugosité de surface homogènes. En dehors de ces cas, la non-linéarité du paramètre de pente du modèle 1 en fonction de z_0, des paramètres du modèle 2 en fonction du type de sol ou de ce modèle 2 en fonction de θ_{0-5}, risque de poser de sérieux problèmes. Il est possible que la haute résolution spatiale apparaîtra comme une condition nécessaire pour l'utilisation des modèles développés dans ce travail avec un niveau de précision sur l'estimation de l'évaporation comparable à celui évoqué ci-dessus.

BIBLIOGRAPHIE

Andre J.C. et *al* (31 co-auteurs), 1988. Evaporation over land-surfaces : firsts results from HAPEX-MOBILHY special observing period. *Annales Geophysicae*, 6: 477-492.

Autret, M., R. Bernard & D. Vidal Madjar, 1989. Theoritical study of the sensitivity of the microwave backscaterring coefficient to the soil surface parameters, *Int. J. Remote Sens.*, 10(1):425-436

Balabanis, P., 1987. Caractérisation thermique des sols partiellement saturés. Application à la prédiction "*in situ*" du gel des couches de surface. Thèse de l'Université scientifique, technologique et médicale de Grenoble, Grenoble-France. 154 p

Barton, I.J., 1979. A parametrization of the evaporation from nonsaturated surfaces, *J. App. met.*, 18: 43-47

Bard, A., 1974. Non-linear parameter estimation. Academic Press, New York

Baudoin, A., T. Le toan & Q.H.J. Gwyn, 1990. Observations and modeling of the C-Band Backscatter variability due to multiscale geometry and soil moisture. *IEEE Trans Geosc. Rem. Sensing*, GE28(5): 886-895.

Becker, F., 1978. Physique fondamentale de la télédétection. dans: Principes physiques et mathématique de la télédétection. Ed. CNES, Toulouse, 1979 : 1-107

Becker, F & Z.F. Li, 1990. Towards a local split window method over land surfaces. Int. J. Rem. Sens., 11(3): 369-393.

Becker, F & Z.F. Li, 1991. Complementarity of temperature independant thermal infrared spectral indices (TISI) and NDVI: compared properties and combined use for soil and vegetation discrimination. ISPRS cinquième colloque international "mesures physiques et signatures en télédétection", Courchevel 14-18 Janvier 1991.

Bernard, R., M. Vauclin & D. Vidal Madjar, 1981. Possible use of active microwave remote sensing data for prediction of regional evaporation by numerical simulation of soil water movement in the unsaturated zone, *Wat. Res. Res.* 17(6): 1603-1610.

Bernard, R., P. Martin, J.L. Thony, M. Vauclin & D. Vidal madjar, 1982. C -band radar for determining surface soil moisture, *Rem. Sens. of Env.* 12: 189-200

Bernard, R., J.V. Soares & D. Vidal Madjar, 1986. Differential bare field drainage properties from airborne microwave observations, *Wat. Res. Res.*, 22: 869-875.

Bertuzzi, P., L. Bruckler, Y. Gabilly & J.C. Gaudu. 1987. Calibration and error analysis of gamma-ray probe for the *in-situ* measurement of dry bulk density. *Soil Sci.* 144(6): 425-436

Bertuzzi, P., 1989. Comparaison de trois méthodes d'estimation du flux de chaleur sensible au dessus d'un couvert de soja. Mémoire de DAA de l'Ecole National Supérieure Agronomique de Rennes (France).

Bertuzzi, P., A. Chanzy, D. Vidal Madjar & M.L. Autret, 1991. Applications of a microwave backscatter model for retrieving soil moisture over bare soil, à paraître dans *Int. J. Rem. Sens.*

Bertuzzi, P., J.M. Caussignac, P. Stengel, G. Morel, J.Y. Lorendeau & G. Pelloux, 1990a. An automated non-contact laser profile meter for measuring soil roughness in-situ. Soil Sci., 149(3): 169-178.

Bhumralkar, M., 1975. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *J. Appl. Meteorol.*, 14: 1246-1258.

Boesten, J.J.T.I.& L. Stroosnijder, 1986. Simple model for daily evaporation from fallow tilled soil under spring conditions in a temperate climate, *Neth. Jour. of Agric. Science*, 34: 75-90

Bond, J.J. & W.O. Willis, 1970. Soil water evaporation: first stage drying as influenced by surface residue and evaporation potential, *Soil Sci. Soc. Amer. Jour.*, 34: 924-928

Brisson, N., 1989. Modèle de simulation de la culture du soja et son fonctionnement hydrique, estimation agrométéorologique des potentialités de production, Thèse de doctorat, Institut National Agronomique de Paris-Grignon, France. 200 p.

Brisson, N. & A. Perrier, 1991. Asemi-empirical model of bare soil evaporation integrated to crop simulation. Soumis à *Wat. Res. Res.*

Bruckler, L. 1983. Transferts de masse et d'énergie dans les basses couches de l'atmosphère, Note interne, INRA- Station de Science du sol, Avignon.

Bruckler, L., H. Witono & P. Stengel, 1988. Near surface soil moisture estimation from microwave measurements, *Rem. Sens. of Env.*, 26: 101 -121

Bruckler, L., P. Bertuzzi, J.C. Gaudu, Y. Brunet, A. Passerat de Silans, P. Balabanis, J.L. Thony & M. Vauclin, 1988a. Transferts de masse et de chaleur entre le sol et l'atmosphère : comparaison entre modélisation et expérience in situ. In: Etudes sur les transferts d'eau dans le système sol-plante-atmosphère - Ed INRA : 21-70.

Bruckler, L. & H. Witono, 1989. Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modeling. 2. estimating soil balance, *Wat. Res. Res.*, 25(12): 2437 -2447.

Bruckler, L., B.C Ball & P. Renault, 1989a. Laboratory estimation of gas diffusion coefficient and effectice porosity in soils, *Soil Science* 147(1): 1-10.

Brunet, Y, 1990. Modèles d'étude des bilans énergétiques et hydriques à partir des mesures spatiales dans l'infra-rouge thermique. Télédétection Spatiale : aspects physique et modélisation,CNES. Cepadues éditions, Toulouse.

Brutsaert, W., 1975. On a derivable formula for long wave radiation from clear skies, *Wat. Res. Res.* 11: 742-744

Brutsaert, W., 1982. Evaporation into the atmosphere. Reidel Ed., 299pp

Businger, J.A., J.C. Wyngaard, Y. Izumi & E.F. Bradlay, 1971. Flux profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, 28: 181-189.

Camillo, P.J. R.J. Gurney & T.J. Schmugge, 1983. A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies, *Wat. Res. Res.*, 19(2) : 371-380.

Camillo, P.J. & R. Gurney, 1986. A resistance parameter for bare-soil Evaporation models, *Soil Sci.*, 104(2) : 95-105.

Carlson T.N. & M.J. Buffum, 1989. On estimating total daily evapotranspiration from remote surface temperature measurements, *Rem. sens. Environ.*, 29: 197-207.

Clapp, R.B. & G.M. Hornberger, 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties, *Wat. Res. Res.* 14(4): 601-604.

Chanzy A., 1986. Télédétection radar, Rapport de synthèse, Rapport interne INRA Station de Science du sol, Avignon - France. 150p

Choisnel, E. 1985. Un mdèle agrométéorologique opérationnel de bilan hydrique utilisant des données climatiques. "Les besoins en eau des cultures". Paris, Ed. INRA, 115-132

Deardorff, J.W., 1977. A parametrization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models, J. Appl. Meteor., 16: 1182-1185

De Loor, G.P. 1968. Dielectric properties of heterogeneous mixture containing water. *J. Microwave Power*, 3: 67-73

Dobson, M.C.,F. Kouyate, F.T. Ulaby, 1984. A reexamination of soil textural effects on microwave emission and backscaterring, *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.* GE22 (6): 530-536.

Dobson, M.C., F.T. Ulaby, M.T. Hallikainen & M.A. El Rayes, 1985. Microwave dielectric behaviour of wet soil-Part II: Dielectric mixing models, *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.* GE23(1): 35-46.

Dobson, M.C. & F.T. Ulaby, 1981. Microwave Backscatter dependence on surface roughness, soil moisture, and soil texture: Part III-Soil tension,*IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.* GE19(1): 51-61.

Dyer,A.J. & F.J. Maher, 1965. Automatic eddy-flux measurement with the evapotron. *J. Appl. Meteor.*, vol 4, 622-625.

Freslon, 1980. Transferts d'eau et de soluté dans un loess sous climat méditerranéen. Traçage naturel par les isotopes. Thèse de 3ème cycle de l'Université Pierre et Marie Curie -Paris 6- (France)

Gill, K.S. & S.S. Prihar, 1983. Cultivation and evaporativity effects on the drying patterns of sandy loam soils, *Soil Science* , 135: 367-376

Grant, D.R., 1975. Comparison of evaporation measurements using different methods, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 101: 543-550.

Hallikainen M.T., F.T. Ulaby, M.C. Dobson, M.A. El-Rayes & L.K. Wu, 1985. Microwave dielectric behaviour of wet soil, Part I: Empirical models and experimental observations. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.* GE23 (1): 25-34.

Henin, S., R. Gras & G. Monnier, 1969. Le profil cultural, l'état physique du sol et ses conséquences agronomiques. Ed. Masson et Cie, Paris 1969.

Hillel, D., 1980. Application of soil physics. Academic Press, New York, 385p

Hoekstra P. & A. Delaney, 1974. Dielectric properties of soils at UHF and microwave frequencies, *J. Geophysical Res.*, 10: 1699-1708.

Idso S.B.,R.J. Reginato, R.D. Jackson, B.A. Kimball & F.S. Nakayama, 1974. The three stages of drying of a field soil, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 38: 831-837

Idso S.B., R.J. Reginato & R.D. Jackson, 1979. Calculation of evaporation during the three stage of soil drying, *Wat. Res. Res.*, 15(2): 487 -488.

Itier B. & C. Riou, 1982. Une nouvelle méthode de détermination de l'évapotranspiration réelle par thermographie infrarouge, *J. Rech. Atmos.*, 16(2) : 113-125.

Jackson, R.D., S.B. Idso & R.J. Reginato, 1976. Calculation of evaporation rates during the transition from energy limiting phases using albedo data, *Wat. Res. Res.*, 12(1): 23-26.

Jackson, R.D., R.J. Reginato & S.B. Idso, 1977. Wheat canopy temperature: a practical tool of evaluating water requirements, *Wat. Res. Res.*, 13: 651-656.

Jackson, T.J. & T.J. Schmugge, 1989. Passive microwave remote sensing system for soil moisture: some supporting research. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.* GE27: 225-235

Johns G.G., 1982. Measurement and simulation of evaporation from a red Earth. II Simulation using different evaporation functions. *Aust. J. soil Res.*, 1982, 20, 179-191.

Kay, R.B. & P.H. Groenvelt, 1974. Thermal property estimation utilizing the Laplace Transformation with application to asphaltic pavement, *Int. J. Heat Masse Transfert*, 20: 259-267.

Lagouarde J.P., 1990, Use of NOAA-AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping, soumis à *Int J. Rem. sensing.*

Lascano, R.J. & C.H.M. Van Bavel, 1986. Simulation and measurement of evaporation from a bare soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50: 1127-1133.

Lopes, A., 1983. Etude expérimentale et théorique de l'atténuation et de la rétrodiffusion des micro-ondes par un couvert de blé. Application à la télédétection. Thèse de docteur ingénieur de l'Université Paul Sabatier-Toulouse (France): 129 p

Mac Anemey J., A. Baille & G. Sappe, 1988. Turbulence measurement during Mistral winds with a 1-dimensional sonic anemometer. *Bound. Layer. Meteor.* 42: 153-166.

Menenti, M., 1984. Physical aspects and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques, report 10 (special issue), Inst. Land Water Manag. Res.(ICW), Wageningen, The Netherlands. 202 p.

Mermier, M. & B. Seguin, 1976. Comment on "on a derivable formula for long wave radiation from clear skies", by W. Brutsaert. *Wat. Res. Res.*, 12: 1327-1328

Mérot, P. & A. Chanzy, 1991. Mesure de l'humidité du sol par radar dans des conditions d'excès d'eau. ISPRS 5ième colloque international. Mesures physiques et signatures en télédétection, Courchevel 14-18 Janvier 1991.

Milly, P.C.D., 1984. A linear analysis of thermal effects on evaporation from soil, *Wat. Res. Res.*, 20(8): 1075-1085

Monin A.S. & A.M. Obukhov, 1954. Dimensionless characteristics of turbulence in surface layer, *Akad. Nauk. SSSR, Geofiz. Inst. Tr.*, 24: 163-167

Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, *Wat. Res. Res*, 12: 513-522.

Nieuwenhuis, G.J.A., E.H. Smidt & H.A.M. Thunissen, 1985. Estimating of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images, *Int. J. Rem. Sensing*, 6(8): 1319-1334.

Novak M.D. & T.A. Black, 1982. Test of an equation for evaporation from bare soil, *Wat. Res. Res.*, 18(6): 1735-1737.

Passerat de Silans, A., 1986. Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle. Comparaison modèle expérience. Thèse de l'Institut National Polytechnique de Grenoble. Grenoble-France, 205p.

Passerat de Silans, A., L. Bruckler, J.L. Thony & M. Vauclin, 1989. Numerical modelling of coupled heat and water flows during drying in a stratified bare soil. Comparison with field observations. *J. of Hydrology*, 105 : 109-138.

Paulson, C.A., 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profile in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteorol.*, 9: 857-861

Pausader, M., 1982. Contribution à la télédétection hyperfréquence: Etude des relations entre la réflectivité radar et l'humidité des sols. Thèse de l'Université paul Sabatier-Toulouse (France): 145 p.

Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water bare soil and grass, *Proc. R. Soc. London*, ser. A., 193: 120-145.

Perrier, A., 1973. Bilan hydrique de l'assolement Blé-jachère et évaporation d'un sol nu, en région semi-aride. Dans : réponse des plantes aux facteurs climatiques. *Actes coll. Uppsala 1970, Ecologie et conservation*, 5: 477-487.

Perrier, A., P. Archer & A. Blanco de Pablos, 1974. Etude de l'évapotranspiration reélle et maximale de diverses cultures: dipositifs de mesures. *Ann. Agron.* 25(5): 697-731

Perrier, A., 1975. Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. II.- Expressions et paramètres donnant l'évapotranspiration réelle d'une surface "mince", *Ann. agron.* 26 (2) 105-123.

Perrier, A., 1987. Modélisation des échanges de surface : Continuum sol-plante atmosphère, dans : Climatologie et observation spatiale, Ecole d'été CNES, Roscoff, 1986, Ed. Cepadue, Toulouse 1987.

Philip, J.R. & D.A. De Vrries, 1957. Moisture movements in porous materials under temperature gradients, *Trans. Ann. Geophys. Union*, 38: 222-232

Prévot, L., R. Bernard, O. Taconet & D. Vidal Madjar, 1984. Evaporation from a bare soil evaluated using soil water transfer model and remote sensed surface soil moisture data. *Wat. Res. Res.* 20:257-265.

Priestley, C.H.B. & R.J. Taylor, 1972. On the assesment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters, *Mon. Weather Rev.*, 100: 81-92.

Récan, M., 1982. Simulation numérique du comportement thermique et hydrique d'un sol nu. Application à l'étude de l'évaporation par télédétection. Thèse de docteur ingénieur. Inst. Nat. polytechnique de Toulouse, 112 pp

Richard, G., L. Bruckler & P. Bertuzzi, 1989. Analyse critique d'une méthode d'estimation de la conductivité thermique d'un sol *in situ*, *Soil technology* 2 : 221-241.

Riou, C., B. Itier & B. Seguin, 1988. The influence of surface roughness on the simplified relationship between daily evaporation and surface temperature, *Int. J. Rem. Sens.*, 9(9): 1529-1533.

Ritchie, J.T., 1972, Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover, *Wat. Res. Res.*, 8(5): 1204-1213

Schmugge, T.J., 1980. Effect of texture on microwave emission from soils, *IEEE trans. Geosci. Rem. Sensing*, GE18(4): 353-361.

Seguin, B., 1975. Etude comprarée des méthodes d'estimation d'ETP en climat méditerranéen du sud de la France (Région d'Avignon), *Ann. agron.*, 26(6): 671-691

Seguin, B., S. Baelz, J.M. Monget & V. Petit, 1982. Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale. I. Mise au point méthodologique sur le site de la Crau, *Agronomie* 2(1) : 7-16.
II. Résultats obtenus à partir de données satellite, *Agronomie* 2(2): 113-118.

Seguin, B., 1983. Estimation de l'évapotranspiration à partir de l'infra -rouge thermique. IIe Coll. Int. Signatures spectrales d'objets en télédétection. Bordeaux, 12-16 Sept. 1983. Ed. INRA Publ., 1984 (Les colloques de l'INRA, n°23).

Seguin, B. & B. Itier, 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data, *Int. J. Rem. Sensing*, 4(2): 371-383.

Seguin, B., E. Assad, J.P. Fréteaud, J. Imbernon, Y.H. Kerr & J.P. Lagouarde, 1989. Use of meteorological sattelites for water balance monitoring in Sahelian regions. *Int. J. of Rem. Sens.*, 10(6): 1101 -1117.

Sherratt, D.J. & H.S. Wheather, 1984. The use of surface resistance-soil moisture relationships in soil water budget models, *Agric. Forest Meteorol.*, 31: 143-157.

Shu Fen Sun, 1982. Moisture and heat transport in a soil layer forced by atmospheric conditions. M.Sc. Thesis, Univ. of Connecticut.

Soarès, J.V., R. Bernard, O. Taconet, D. Vidal Madjar & A. Weill, 1988. Estimation of bare soil evaporation from aiborne measurements, *J. Hydrol.*, 99: 281-296.

Stengel, P., Y. Gabilly, P. Bertuzzi, J.C. Gaudu & A. Brifault. 1986. La double sonde LPC-INRA. Définition, expérimentation et utilisation en agronomie, *Bull. liason Lab. Pont et Chaussées* 14: 109-119.

Stoll, M.P., 1990. Mesures de la température et de l'émissivité de surface par télédétection : modèles et méthodes. Télédétection Spatiale : aspects physiques et modélisation,CNES. Cepadues éditions, Toulouse.

Strogyn, A., 1971. Equations for calculating the dielectric constant of saline water, *IEEE Trans. Microwave Theory Tech*, MTT19: 733-736.

Stroosnijder, L. & D. Koné, 1982. Le bilan d'eau du sol nu. In: F.W.T. Penning de Vries & M.A. Djiteye (Eds), la productivité des pâturages Sahéliens, p 133-165. Agricultural Research Report 918. Pudoc, Wageningen.

Taconet, O., T.N. Carlson, R. Bernard & D. Vidal-Madjar, 1986. Evaluating of a surface vegetation/model using satellite infrared surface temperatures, *j. climate appl. meteor.*, 26: 107-117.

Ulaby, F.T., P.B. Batlivala & M.C. Dobson, 1978. Microwave backscatter dependance on surface roughness, soil moisture and soil texture, I. Bare soil, IEEE *Trans. Geosci. Electron.*, 16(4): 286-295.

Ulaby, F.T., F. Kouyate, A.K. Fung & A.J. Sieber, 1982. A Backscatter model for a randomly pertubed periodic surface, IEEE *Trans. Geosci. Rem. Sens.* GE20 (4): 518-527

Ulaby F.T., R.K. Moore & A.K. Fung, 1982a. Microwave remote sensing: volume II. Surface scattering and emission theory, Addisson-Wesley publishing company.

Ulaby F.T., R.K. Moore & A.K. Fung, 1986. Microwave remote sensing: volume III. From theory to applications. Dedham, MA: Artech house, 1986.

Vachaud, G., C. Dancette, S. Sonko et J.L. Thony, 1978. Méthode de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique, *Ann. Agron.*, 21: 1-36

Van Bavel, C.H.M. & D.I. Hillel, 1976. Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat, *Agricultural meteorology*, 17: 453-476

Van de Griend, A.A. & P.E. 0'Neill, 1986. Discrimination of soil hydraulic properties by combined thermal infrared and microwave remote sensing, proc. IGARSS' 86 Symp. Zurich 8-11 September 1986. ESA SP-254 : 839 -845.

Van Genuchten, M.Th., 1980. A close form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 892-898.

Vernet, A. 1963. Evaporation de l'eau dans le sol. Dans : L'eau et la production végétale, Ed. INRA: 415-428.

Vidal, A & A. Perrier, 1989. Technical note : Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data, *Int. J. Rem. Sens.*, 10(8) : 1327-1337.

Witono , H., 1988. Couplage de mesures hyperfréquences en bande C et de modèles de transferts d'eau et de chaleur pour l'estimation du bilan hydrique sur sol nu. Thèse de docteur ingénieur de l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes-France, 240 pages.

Witono, H. & L. Bruckler, 1989. Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil atmosphere water transport modelling. 1. Field validation of a water flow model, *Wat. Res. Res.*, 25(12), pp 2423-2435.

Wang, J.R. & T.J. Schmugge, 1980. An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content, *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.* GE18 (4): 288-295.

Wobschall, D., 1977. A theory of the complex dielectric permittivity of soil containing water: the semidisperse model, *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.* GE15 (1): 49-58

Annexe I

Le modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur : détails des équations

(d' après Witono, 1988)

Tableau 1. Liste des symboles utilisés dans les équations de transferts couplés d'eau et de chaleur

Symbole	Nom	Unité
D_{va}	Diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air	(m^2/s)
g	Accéleration de la pesanteur	(m^2/s)
h	Potentiel matriciel de l'eau	(m)
K_s	Conductivité hydraulique à saturation	(m/s)
K	Conductivité hydraulique dans le domaine non saturé	(m/s)
M_z	Masse moléculaire de la vapeur d'eau	(kg/mole)
ϵ_a	Porosité libre à l'air	(cm^3/cm^3)
q	Flux dans le sol	($kg/m^2 \cdot s$ ou W/m^2)
R	Constante des gaz parfaits	(8.32 J/mole·K)
T	Température	(K)
t	Temps	(s)
w	Teneur en eau pondérale	(kg/kg)
z	Coordonnée verticale	(m)
Γ_{hv}	Chaleur latente de vaporisation	(J/kg)
θ	Teneur en eau volumique	(m^3/m^3)
$\lambda*$	Conductivité thermique apparente	(W/m·K)
ρ	Masse volumique	(kg/m^3)
D_{hh}	Conductivité hydrique liée aux gradients de potentiel	(m/s)
D_{hT}	Diffusivité hydrique liée aux gradients de température	(m^2/s)

Tableau 1. (suite)

Symbole	Nom	Unité
D_{lh}	Conductivité hydraulique en milieu non saturé et non isotherme	(m/s)
D_{lT}	Diffusivité en phase liquide liée aux gradients de température	(m^2/s)
D_{vh}	Conductivité gazeuse isotherme	(m/s)
D_{vT}	Diffusivité gazeuse liée aux gradients de température	(m^2/s)
D_{Th}	Coefficient de transferts de chaleur lié aux gradients hydriques	(W/m^2)
D_{TT}	Conductivité thermique apparente	($W/m \cdot K$)
C_m	Capacité capillaire	
C_h	Capacité thermique volumique apparente	($J/m^3 \cdot K$)

Indices correspondants :
a : air
l : liquide
m : masse
v : vapeur
T : chaleur
h : potentiel matriciel

Tableau 2. Equations relatives aux transferts d'eau et de chaleur

Numéro	Description
	Equations de flux
(1)	$q_l = -\rho_l \left[D_{lh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1\right) + D_{lT} \frac{\partial T}{\partial z}\right]$
(2)	$q_v = -\rho_l \left(D_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z}\right)$
(3)	$q_m = q_l + q_v$
(4)	$q_m = -\rho_l \left(D_{hh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{hT} \frac{\partial T}{\partial z} - D_{lh}\right)$
(5)	$q_T = -D_{Th} \frac{\partial h}{\partial z} - D_{TT} \frac{\partial T}{\partial z}$

Tableau 3. Coefficients de transferts

Numéro	Description
	Transferts d'eau
	Conductivité hydrique liée aux gradients de potentiel :
(8)	$D_{hh} = D_{lh} + D_{vh}$
	Diffusivité hydrique liée aux gradients de température :
(9)	$D_{hT} = D_{lT} + D_{vT}$
	Conductivité hydraulique :
(10)	$D_{lh} = K(h.T)$
	Diffusivité en phase liquide liée aux gradients de température :
(11)	$D_{lT} = K(h.T) \frac{\partial h}{\partial T}\vert_h$
	Conductivité gazeuse isotherme :
(12a)	$D_{vh} = \frac{1}{\rho_l} f(\epsilon_a) D_{va}(T) \frac{p_a}{p_a - p_v(h.T)} \frac{\partial \rho_l}{\partial h}\vert_T$
	ou :
(12b)	$D_{vh} = \frac{1}{\rho_l} f(\epsilon_a) D_{va}(T) \frac{p_a}{p_a - p_v(h.T)} (\frac{M_w}{RT})^2 g\, p_v(h.T)$
	Diffusivité gazeuse liée aux gradients de température :
(13a)	$D_{vT} = \frac{1}{\rho_l} f(\epsilon_a) D_{va}(T) \frac{p_a}{p_a - p_v(h.T)} \frac{\partial \rho_v}{\partial T}\vert_h$
	ou :
(13b)	$D_{vT} = \frac{1}{\rho_l} f(\epsilon_a) D_{va}(T) \frac{p_a}{p_a - p_v(h.T)} (\frac{M_w}{RT})^2 p_v(h.T)$
	$(\frac{\Gamma h_v}{T} + g \frac{\partial h}{\partial T}\vert_h - \frac{h}{T})$
	Transferts de chaleur
(14)	$D_{Th} = -\rho_l \Gamma_{hv} D_{vh}$
	Conductivité thermique apparente :
(15)	$D_{TT} = \lambda\star$

Tableau 3. (suite)

Numéro	Description
	Coefficients de stockage
	Transferts d'eau
	Capacité capillaire :
(16)	$C_m = \frac{\partial \theta}{\partial h}$
	Transferts de chaleur
	Capacité thermique volumique apparente :
(17)	$C_h = C*(\theta)$

Le coefficient de diffusion gazeuse D, tel qu'il est défini dans la première partie (Cf. I 2.3.1.) est égal :

$$D = f(\epsilon_a)\, D_{va}(T)\, \frac{p_a}{p_a - p_v(h.T)}$$

Tableau 4. Relations physiques de base utilisées dans le modèle mécaniste.

Description	Unité
Tension superficielle de l'eau :	
$\sigma_{aw}(T) = [(-0.15301 \cdot T) + 117.528] \cdot 10^{-3}$	(N/m)
Viscosité de l'eau :	
$\mu(T) = 1.0681 \cdot 10^{-3} \cdot \exp(-0.02372 \cdot T)$	(m^2/s)
Conductivité hydraulique généralisée :	
$K(h.T) = \frac{\mu(T_0)}{\mu(T)} \cdot K(h)$	(m/s)
Potentiel matriciel de l'eau généralisé :	
$h(\theta.T) = [\frac{\sigma_{aw}(T)}{\sigma_{aw}(T_0)} \cdot h(\theta)$	(m)
Chaleur latente de vaporisation :	
$\Gamma_{hv}(T) = 2.502 \cdot 10^6 - 1.957 \cdot (T-273)$	(J/kg)
Pression de vapeur saturante :	
$p_{vs}(T) = 4.063 \cdot 10^{-3} \cdot \exp(0.0609 \cdot T)$	(N/m^2)
Coefficient de diffusion de vapeur d'eau dans l'air :	
$D_{va} = 0.239 \cdot 10^{-4} \cdot [(T/281)^{1.88}]$	(m^2/s)
Relation de Kelvin :	
$p_v(h.T) = p_{vs}(T) \cdot \exp[\frac{M_w \cdot g \cdot h(\theta.T)}{(R \cdot T)}]$	

Tableau 5. Les équations de flux en régime transitoire : Le système d'équations non-linéaires du modèle mécaniste

$$C_m \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{hh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{hT} \frac{\partial T}{\partial z} - D_{lh}\right)$$

$$C_h \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{Th} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{TT} \frac{\partial T}{\partial z}\right)$$

ANNEXE II

Calcul des coefficients d'échange convectif (Récan, 1982)

$$h = \frac{\rho_a \, C_{pa} \, \kappa^2 \, U_a}{\left[F_M\left(\frac{Z_a}{L'}\right) - F_M\left(\frac{Z_o}{L'}\right)\right]\left[F_H\left(\frac{Z_a}{L'}\right) - F_H\left(\frac{Z_{oT}}{L'}\right)\right]}$$

U_a	vitesse du vent à l'altitude de référence Z_a
ρ_a et C_{pa}	masse volumique et chaleur spécifique de l'air
κ	"constante" de KARMAN ($\approx 0,35$)
L'	longueur d'OBUKHOV
Z_{oT}	longueur de rugosité pour le transfert de chaleur
F_M et F_H	fonctions de stabilité pour les transferts de quantité de mouvement et de chaleur respectivement

La longueur d'OBUKHOV L' est un paramètre caractéristique de l'état de stratification de la couche de surface :

$$L' = - \frac{u_3^*}{\kappa \, \frac{g}{T_a} \, \frac{H}{\rho_a \, C_{pa}}} \qquad \text{(II.17)}$$

où u^* est la vitesse de frottement qui est liée à la vitesse du vent U_a à l'altitude de référence Z_a par la relation :

$$U_a = \frac{u^*}{\kappa}\left[F_M\left(\frac{Z_a}{L'}\right) - F_M\left(\frac{Z_o}{L'}\right)\right]$$

La longueur d'OBUKHOV est positive lorsque la stratification thermique est stable (c'est à dire lorsque la température de l'air croît avec l'altitude) et négative dans le cas instable. Elle tend vers l'infini au voisinage de la neutralité.

Les fonctions F_M et F_H n'ont, jusqu'à présent, pu être déterminées de façon théorique. BUSINGER et al. proposent :

- cas instable ($L' < 0$) :

$$F_M(\zeta_a) - F_M(\zeta_o) = \text{Log}\,\frac{z_a}{z_o} + \text{Log}\,\frac{(\eta_o^2 + 1)(\eta_o + 1)}{(\eta_a^2 + 1)(\eta_a + 1)} + 2(\text{Arctg}\,\eta_a - \text{Arctg}\,\eta_o)$$

$$\eta_o = \left(1 - 15\,\frac{z_o}{L'}\right)^{1/4} \qquad \eta_a = \left(1 - 15\,\frac{z_a}{L'}\right)^{1/4}$$

$$F_H(\zeta_a) - F_H(\zeta_{oT}) = 0{,}74\ \text{Log}\,\frac{z_a}{z_{oT}} + 2\ \text{Log}\,\frac{\lambda_{oT} + 1}{\lambda_a + 1}$$

$$\lambda_{oT} = \left(1 - 9\,\frac{z_{oT}}{L'}\right)^{1/2} \qquad \lambda_a = \left(1 - 9\,\frac{z_a}{L}\right)^{1/2}$$

avec $\zeta = \dfrac{z}{L'}$ $\qquad \left(\zeta_a = \dfrac{z_a}{L'}\ ;\ \zeta_o = \dfrac{z_o}{L'}\ ;\ \zeta_{oT} = \dfrac{z_{oT}}{L'}\right)$

- Cas stable ($L' > 0$)

$$\left.\begin{aligned} F_M(\zeta_a) - F_M(\zeta_o) &= \text{Log}\,\frac{z_a}{z_o} + 4{,}7 + 4{,}7\ \text{Log}\,\frac{z_a - z_o}{L'} \\ F_H(\zeta_a) - F_H(\zeta_{oT}) &= 0{,}74\ \text{Log}\,\frac{z_a}{z_{oT}} + 4{,}7 + 4{,}7\ \text{Log}\,\frac{z_a - z_{oT}}{L'} \end{aligned}\right\} \text{si } \zeta > 1$$

$$\left.\begin{aligned} F_M(\zeta_a) - F_M(\zeta_o) &= \text{Log}\,\frac{z_a}{z_o} + 4{,}7\,\frac{z_a - z_o}{L'} \\ F_H(\zeta_a) - F_H(\zeta_{oT}) &= 0{,}74\ \text{Log}\,\frac{z_a}{z_{oT}} + 4{,}7\,\frac{z_a - z_{oT}}{L'} \end{aligned}\right\} \text{si } \zeta \leq 1$$

Lorsque L' tend vers l'infini, c'est à dire au voisinage de la neutralité, $F_M(\zeta_a) - F_M(\zeta_o)$ tend vers $\text{Log}(z_a/z_o)$ et on retrouve le profil logarithmique classique pour les vitesses :

$$U_a = \frac{u^*}{\kappa}\,\text{Log}\,\frac{z_a}{z_o}$$

$$z_{oT} = z_o \exp(-\kappa \,.\, Pr^{-1}\,\delta)$$

OWEN et THOMSON $\qquad \delta = 2{,}40 \quad Re^{*0{,}45}\ Pr^{0{,}8}$)

$Pr \simeq 0{,}74$ et $Re = U_* z_o / \nu_a$

ANNEXE III

CALCUL DE L'EVAPORATION POTENTIELLE SELON LA FORMULE DE PENMAN

Le bilan d'énergie appliqué à l'interface sol-atmosphère nous donne :

$$Rn+LE+H+G = 0 \quad (1)$$

Par convention, un flux est positif si il est orienté vers la surface.

Nous avons d'autre part les relations :

$$LE = L \cdot h_l(T,\Delta T,V,z_0) \cdot (C_a-C_s) \quad (2)$$

$$H = \rho C_p \cdot h_s(T,\Delta T,V,z_0) \cdot (T_a-T_s) \quad (3)$$

C_a et C_s sont respectivement les concentrations de vapeur d'eau dans l'air au niveau de référence de mesure climatique et au niveau de l'interface sol-atmosphère. T est la température moyenne de l'air. Nous supposerons que $T=(T_a+T_s)/2$.

Soit P(T) la fonction qui donne la pression de vapeur saturante à une température T. **En supposant que la vapeur d'eau soit un gaz parfait**, (2) peut s'écrire :

$$LE = LM_{H2O}/RT \cdot h_l(T,\Delta T,V,z_0) \cdot (P(T_{ra})-P(T_{rs})) \quad (4)$$

T_{ra} et T_{rs} sont les températures de rosée de l'air et du sol.

Posons : $$\gamma = \frac{h_s(T,\Delta T,V,z_0) \cdot \rho C_p RT}{h_l(T,\Delta T,V,z_0) \cdot LM_{H2O}} \quad (5)$$

Pour pouvoir résoudre le bilan d'énérgie, Penman fait l'hypothèse que **la surface est saturée** ce qui équivaut à écrire la relation :

$$T_{rs} = T_s \quad (6)$$

En combinant (4),(5), et (6) nous avons :

$$LE = \rho C_p \cdot h_l(T,\Delta T,V,z_0)/\gamma \cdot (P(T_{ra})-P(T_a)) + \rho C_p \cdot h_l(T,\Delta T,V,z_0)/\gamma \cdot (P(T_a)-P(T_s)) \quad (7)$$

Si les écarts de température sont suffisamment petits **nous pouvons linéariser la relation P(T)**, ce qui nous permet d'écrire :

$$(P(T_a)-P(T_s)) = P' \cdot (T_a-T_s) \quad (8)$$

Posons :

$$Ea = \frac{\rho C_p \cdot h_l(T,\Delta T,v,z_0)}{\gamma} \cdot (P(T_a)-P(T_{ra})) \quad (9)$$

Ea est une estimation du pouvoir évaporatif de l'air.
A partir des relations (1), (3), (7) et (9) nous pouvons exprimer l'écart de température comme suit :

$$T_a-T_s = \frac{-R_n - G - E_a}{\rho C_p \cdot h_l(T,\Delta T,v,z_0) \cdot (P'/\gamma+1)} \quad (10)$$

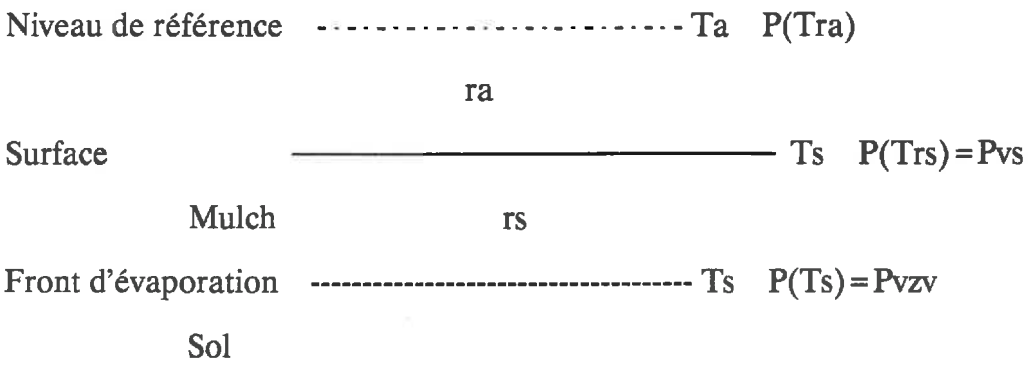
En introduisant (9) et (10) dans (8), nous obtenons la formule de Penman

$$-LE = \frac{\gamma}{P'+\gamma} Ea + \frac{P'}{P'+\gamma} (Rn+G) \quad (11)$$

Avec les hypothèses de Penman, le flux LE ainsi calculé correspond à l'évaporation potentielle Ep.

ANNEXE IV

CALCUL DE LA FORMULE DE "PENMAN-MONTEITH" DANS LE CAS DES SOLS NUS



Description schématique du système physique simplifié.

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

$$Rn+H+LE+G = 0 \quad (1)$$

Par convention, un flux est positif s'il est dirigé vers la surface.

$$LE = \frac{LM_{H20}}{RT} \cdot h_l(T,\Delta T,V,z_0) \cdot (P(Tra)-P(Trs)) \quad (2)$$

$$H = \rho Cph_s(T,\Delta T,V,z_0) \cdot (Ta-Ts) \quad (3)$$

posons :

$$h_l = h_l(T,\Delta T,V,z_0)$$
$$h_s = h_s(T,\Delta T,V,z_0)$$

$$\gamma = \frac{h_s \Gamma CpRT}{h_l LM_{H2O}}$$

Si nous supposons que l'évaporation se fait au niveau du front d'évaporation, que les flux d'eau à travers le mulch sont conservatifs et qu'ils sont soumis à une résistance à la diffusion rs, nous pouvons écrire:

$$LE = -\frac{LM_{H20}}{RT} \cdot \frac{Pvzv\text{-}Pvs}{rs} \quad (4)$$

Si de plus le mulch est isotherme et que la pression de vapeur d'eau au niveau du front d'évaporation est saturante, (4) peut s'écrire :

$$LE = -\frac{LM_{H20}}{RT} \cdot \frac{P(Ts)\text{-}P(Trs)}{rs} \quad (5)$$

(2) peut également s'écrire :

$$LE = \frac{LM_{H20}}{RT} \cdot h_l \cdot (P(Tra)\text{-}P(Ta) + P(Ta)\text{-}P(Ts) + P(Ts)\text{-}P(Trs)) \quad (6)$$

Posons :

$$Ea = -\frac{LM_{H20}}{RT} \cdot h_l \cdot (P(Tra)\text{-}P(Ta)) \quad (7)$$

En combinant (6) avec (7) et (5) et en linéarisant la fonction P(T), nous obtenons :

$$LE = -Ea\text{-}h_l rs \cdot LE\text{-}P'LM_{H20}/RT \cdot (Ts\text{-}Ta) \quad (8)$$

D'après (1) et (3) nous pouvons écrire :

$$Ts-Ta = \frac{Rn+G+LE}{\rho Cph_s} \quad (9)$$

Ce qui donne en combinant (8) et (9) :

$$LE = \frac{-Ea-P'/\gamma \cdot (Rn+G)}{1+h_l rs+P'/\gamma} \quad (10)$$

En posant :

$ra = 1/h_l$

et en remarquant que :

$$\lambda Ep = \frac{-Ea-P'/\gamma \cdot (Rn+G)}{1+P'/\gamma}$$

(10) peut s'écrire :

$$LE = \lambda Ep \cdot \frac{1+P'/\gamma}{1+rs/ra+P'/\gamma} \quad (11)$$

Ce qui se simplifie facilement pour donner :

$$LE = \frac{\lambda Ep}{1+\gamma/(P'+\gamma) \cdot rs/ra} \quad (12)$$

Remarquons que Ep est calculé avec les termes du bilan d'énergie de la surface étudiée (h_l, Rn et G). Si nous nous referrons au chapitre 2.1.1. de la troisième partie, Ep correspond bien au calcul retenu pour caractériser la demande climatique prise en compte dans les modèles simplifiés.

ANNEXE V

Identification des jeux de données simulées

Jeu de données principal

Ce jeu de données est composé de 60 simulations de 15 jours combinant :

- 1) le sol et le jeu de paramètres hydrodynamiques qui lui sont associés;
- 2) la sollicitation climatique;
- 3) le profil hydrique initial;

1) Séquence climatique

Les séquences climatiques sont identifiés dans le texte avec les abréviations suivantes (nous donnons entre parenthèses, l'évaporation potentielle journalière moyenne de la séquence):

"juil" = séquence climatique mesurée en juillet	(Ep_j=5.3 mm/j)
"aout" = séquence climatique mesurée en aout	(Ep_j=4.4 mm/j)
"octo" = séquence climatique mesurée en octobre	(Ep_j=1.0 mm/j)
"mars" = séquence climatique mesurée en mars	(Ep_j=4.9 mm/j)
"nove" = séquence climatique mesurée en novembre	(Ep_j=0.9 mm/j)

2) la situation initiale.

H = profil initial homogène humide
S = profil initial homogène sec
HS1 = profil initial hétérogène : 5 cm humide sur sec
HS2 = profil initial hétérogène : 20 cm humide sur sec

Jeu de données de validation

Ce jeu de donnée est composé de 12 simulations de 20 jours combinant 4 séquences climatiques, les trois sols et un profil hydrique initial d'humidité.

1) Séquence climatique

"fevr" = séquence climatique mesurée en février (Ep_j=1.1 mm/j)
"mai1" = séquence climatique mesurée en mai (Ep_j=5.0 mm/j)
"aou1" = séquence climatique mesurée en août (Ep_j=4.7 mm/j)
"sep3" = séquence climatique mesurée en septembre (Ep_j=2.1 mm/j)

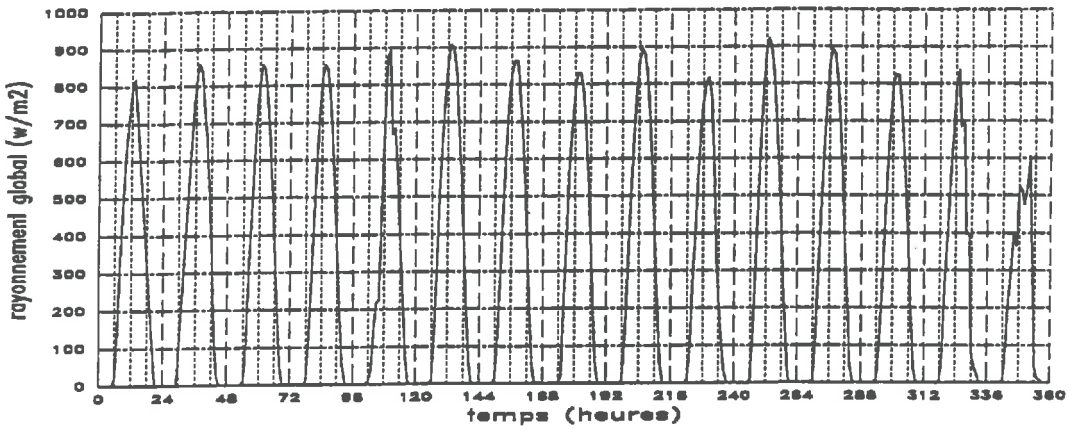
2) la situation initiale.

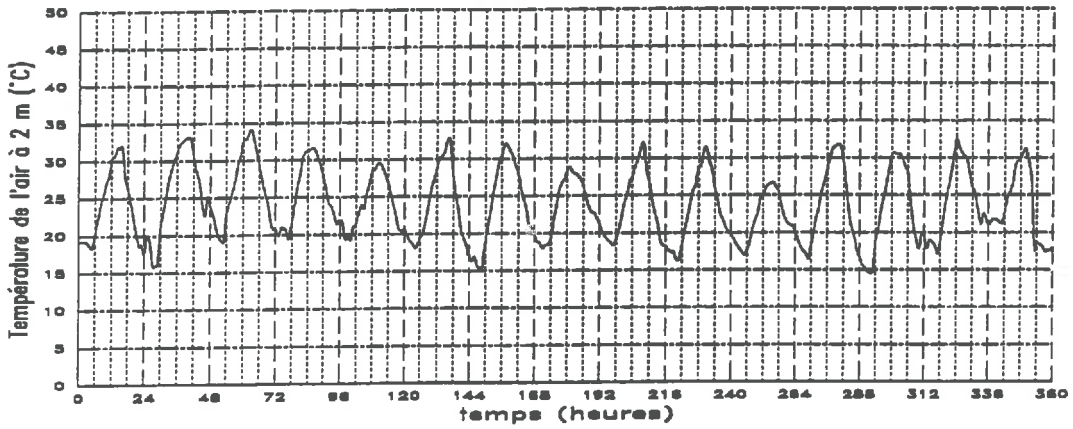
H = profil initial homogène humide

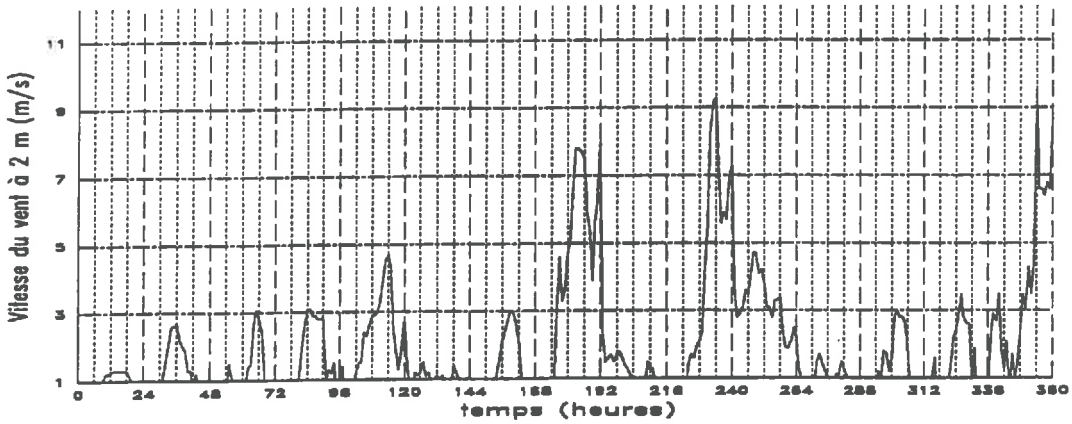
Jeu de données pour les scénarios

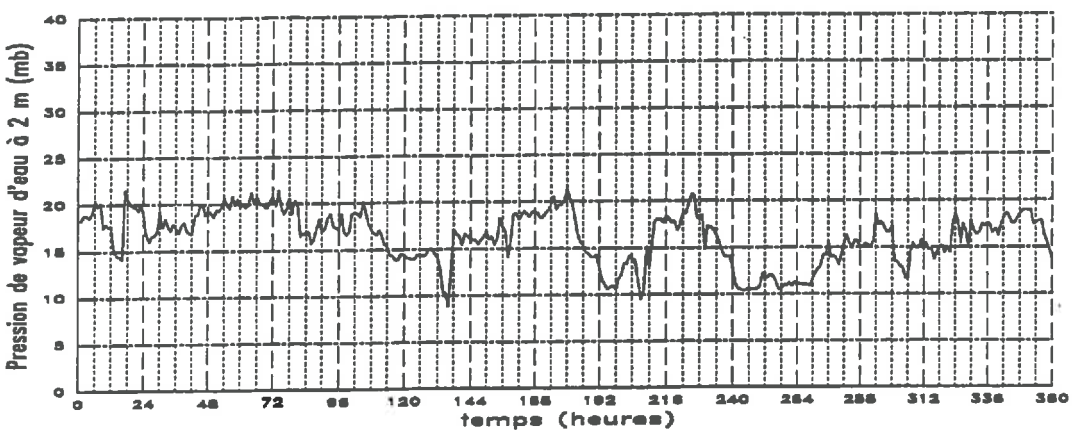
Ce jeu de données est composé d'une simulation de 45 jours effectué sur le Limon argileux avec la séquence climatique (Ep_j=4.33 mm/j)

ANNEXE VI : Conditions climatiques du jeu de données principal

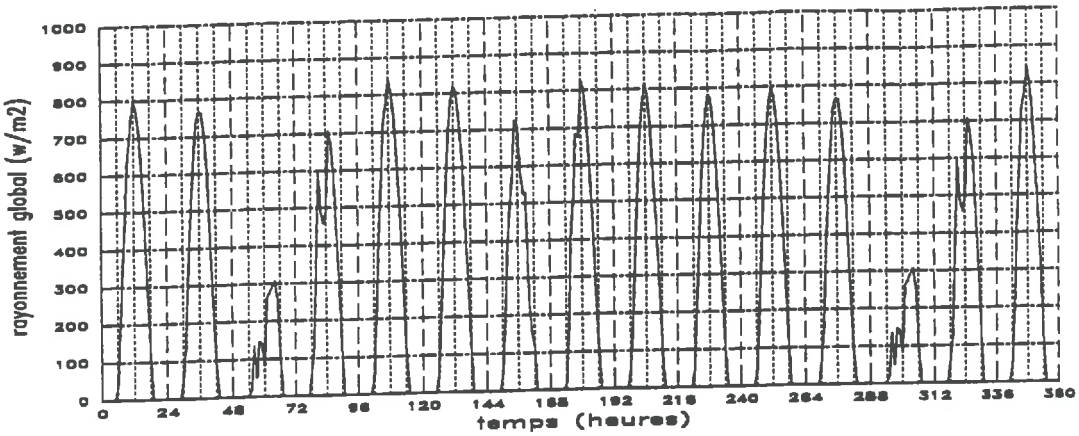


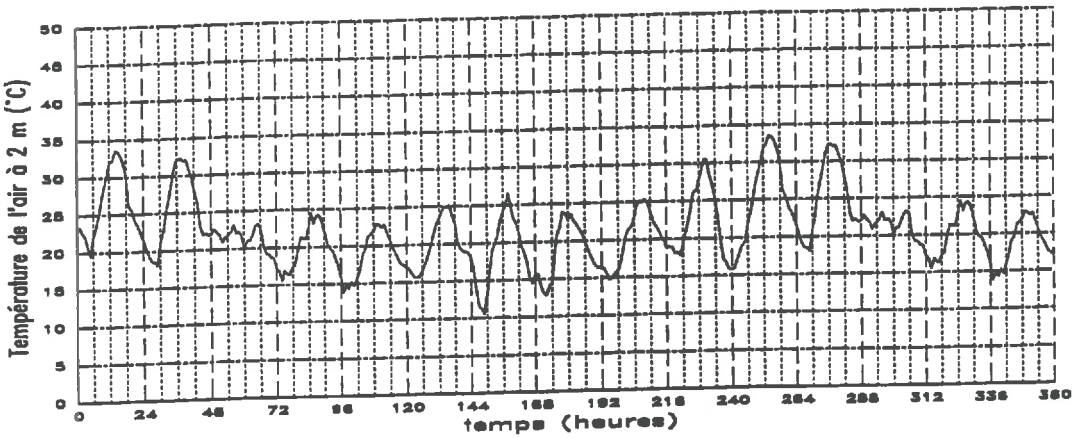


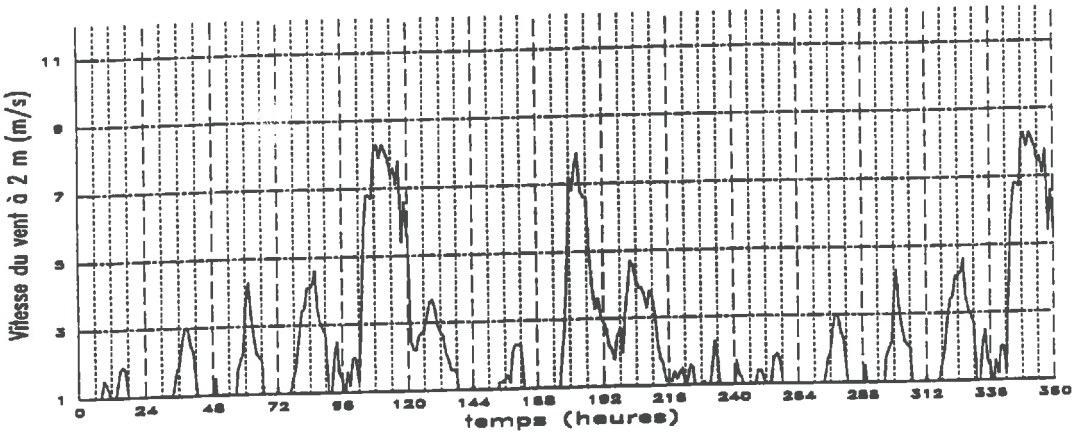


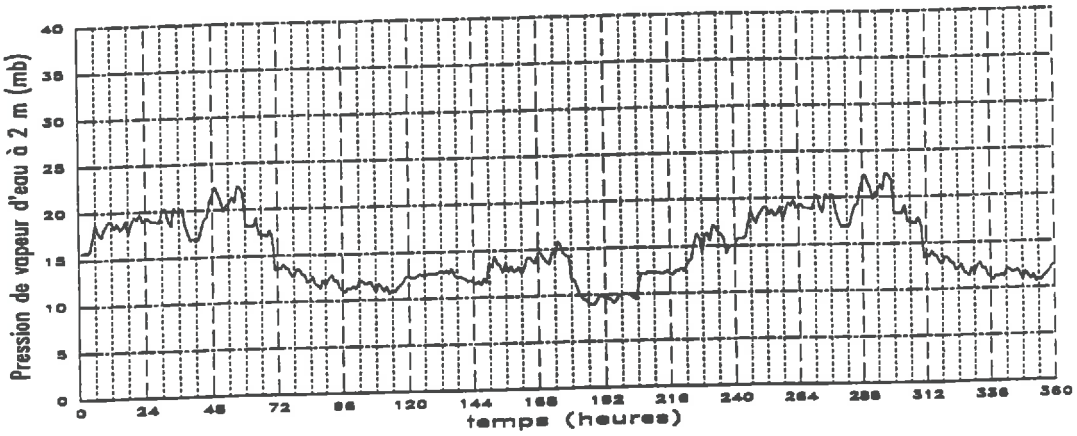


" juil "

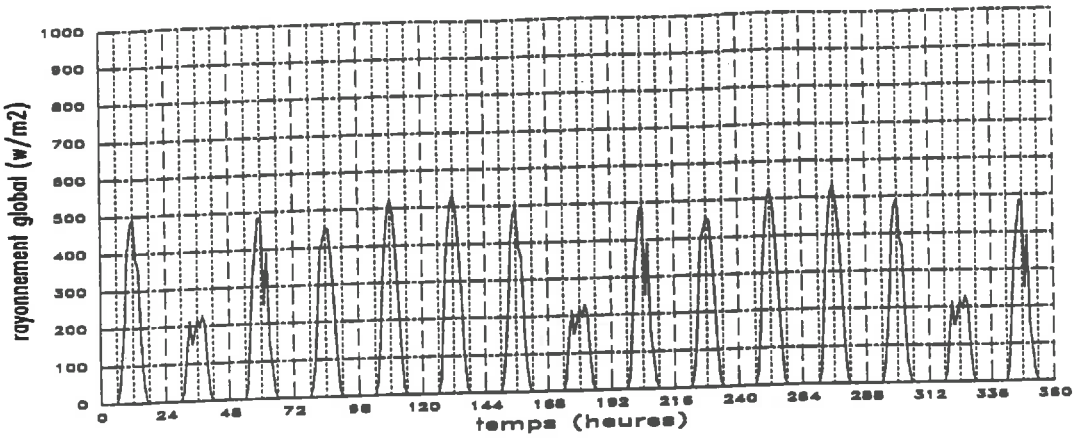

rayonnement global (w/m2)
temps (heures)

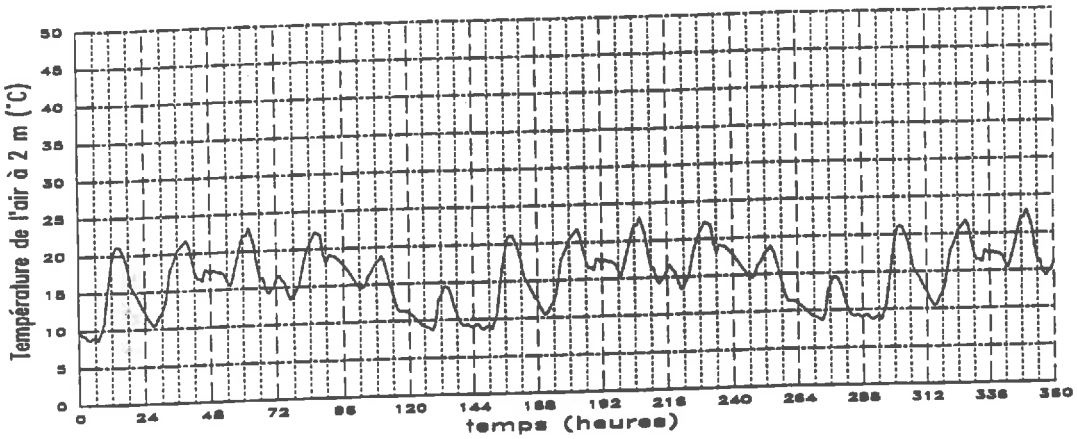

Température de l'air à 2 m (°C)
temps (heures)

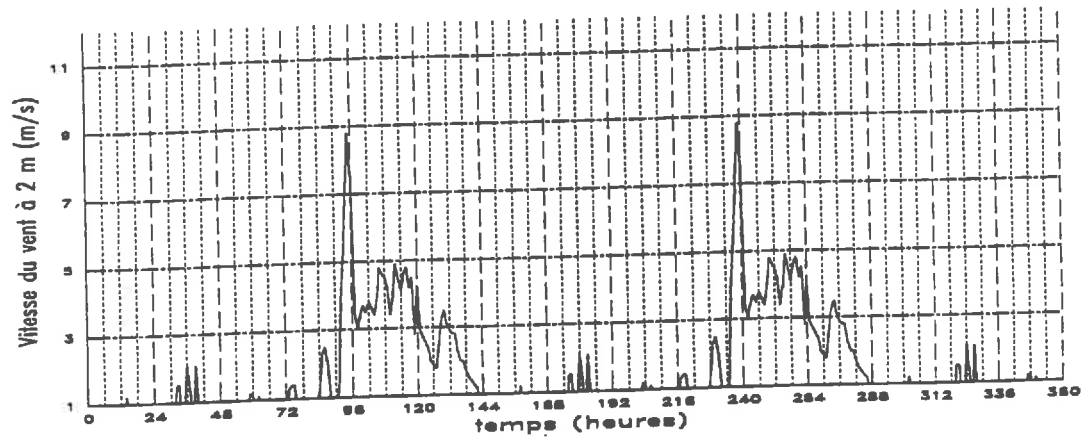

Vitesse du vent à 2 m (m/s)
temps (heures)

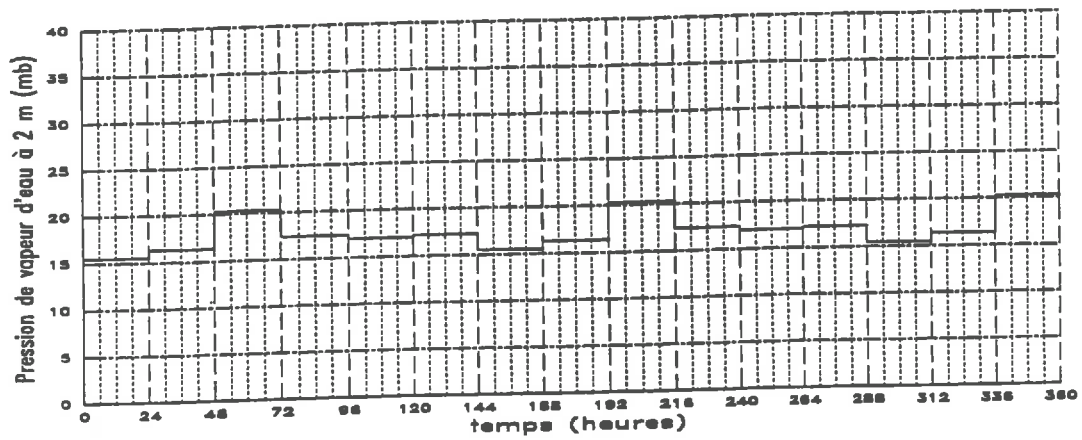

Pression de vapeur d'eau à 2 m (mb)
temps (heures)

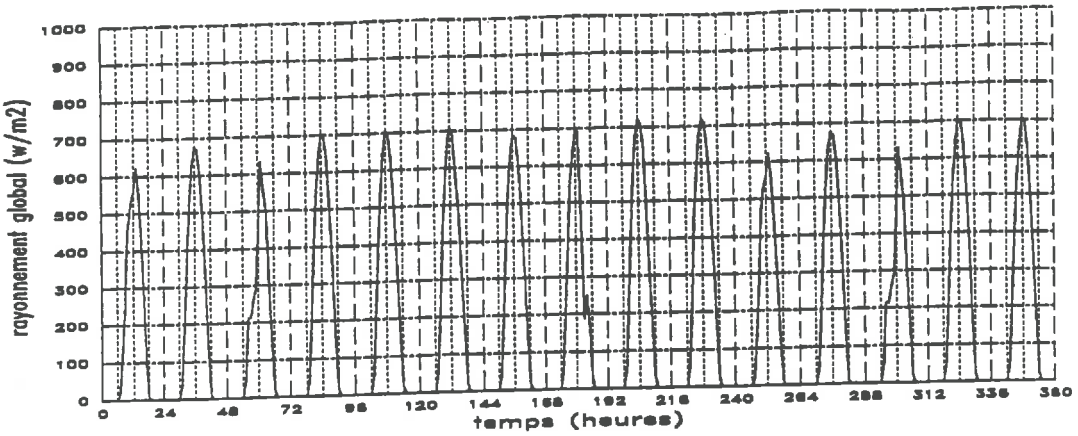
"aout"

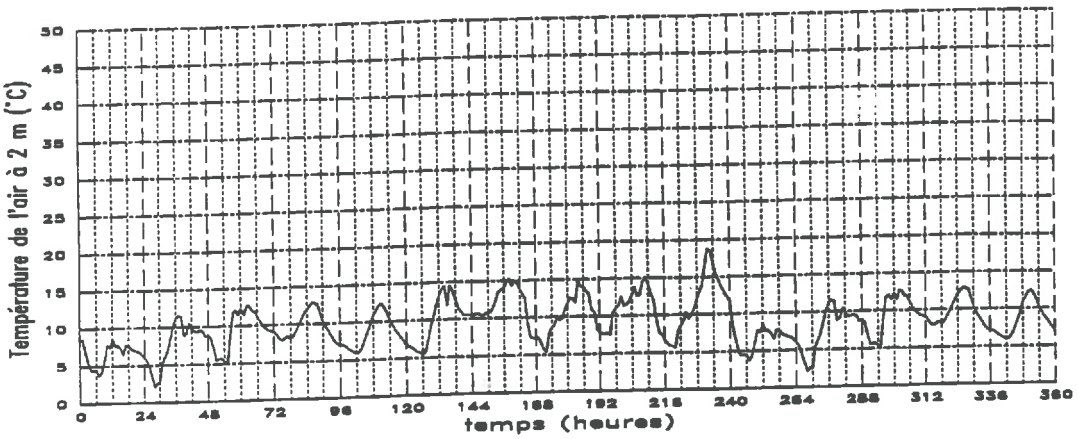

rayonnement global (w/m2)
temps (heures)

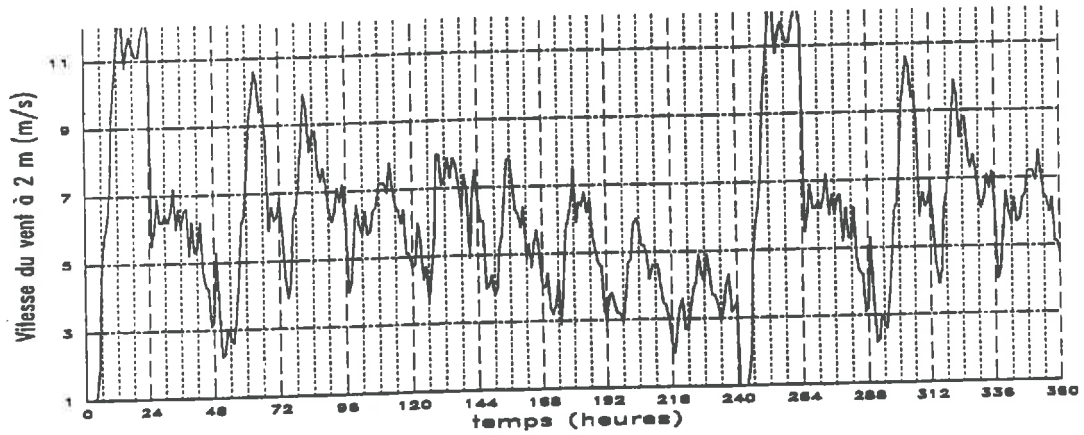

Température de l'air à 2 m (°C)
temps (heures)

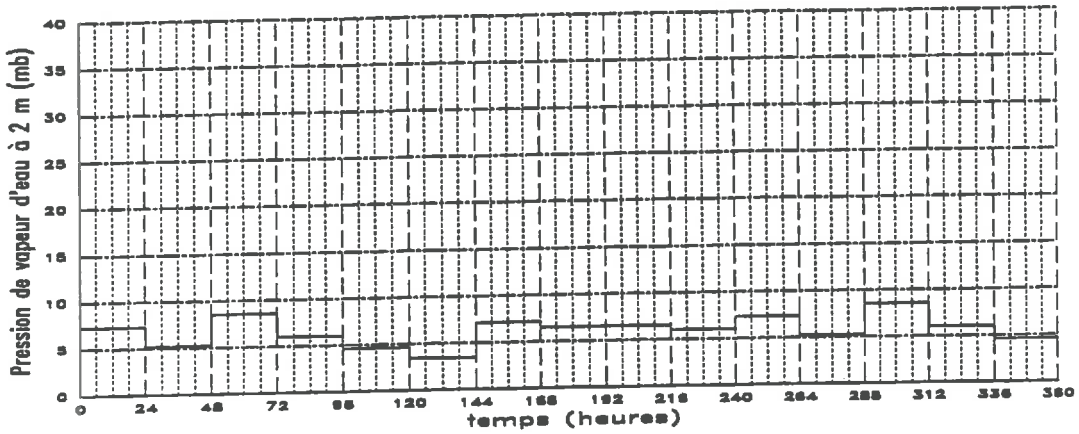

Vitesse du vent à 2 m (m/s)
temps (heures)


Pression de vapeur d'eau à 2 m (mb)
temps (heures)

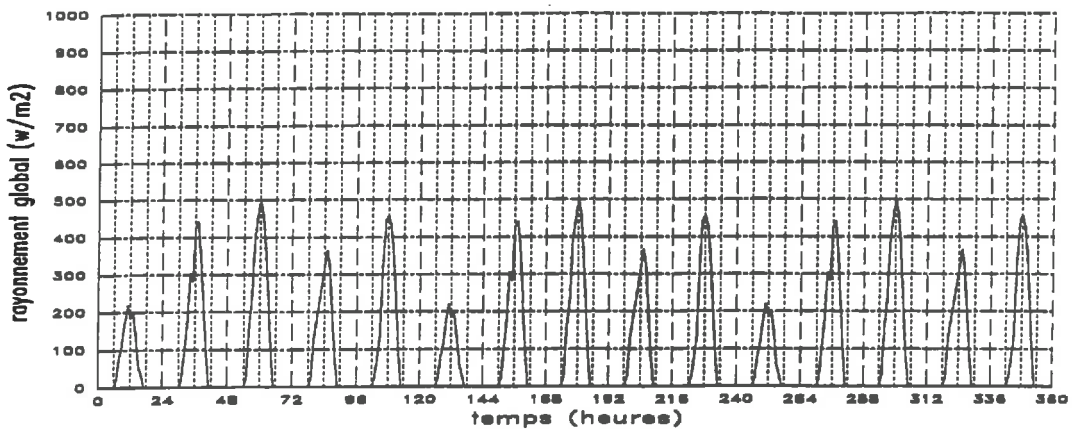

rayonnement global (w/m2)
temps (heures)

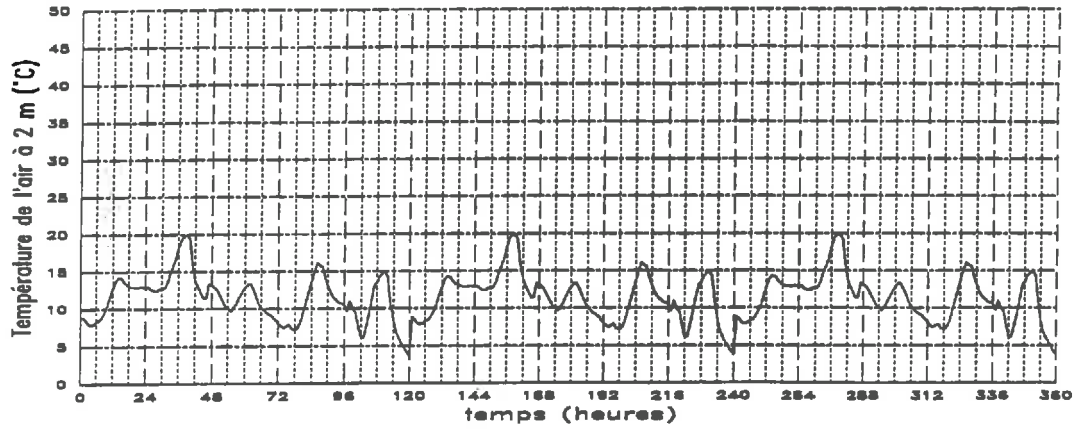

Température de l'air à 2 m (°C)
temps (heures)

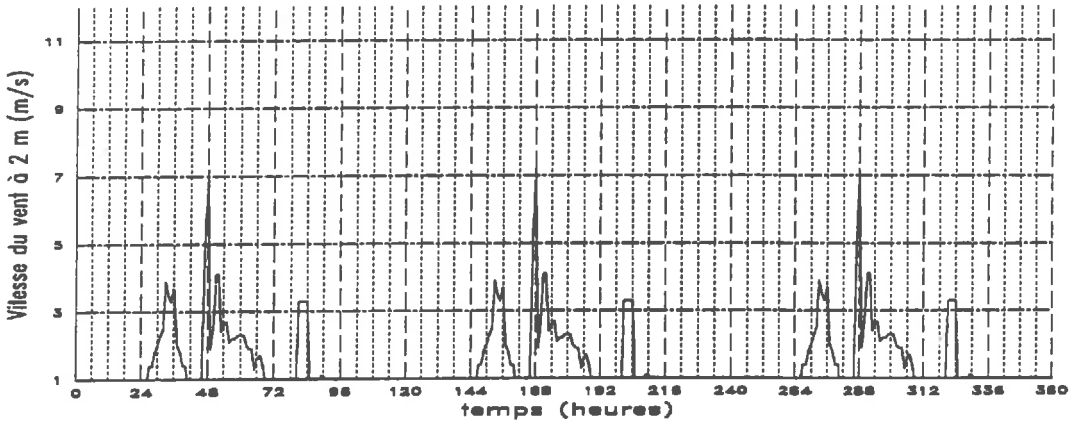

Vitesse du vent à 2 m (m/s)
temps (heures)

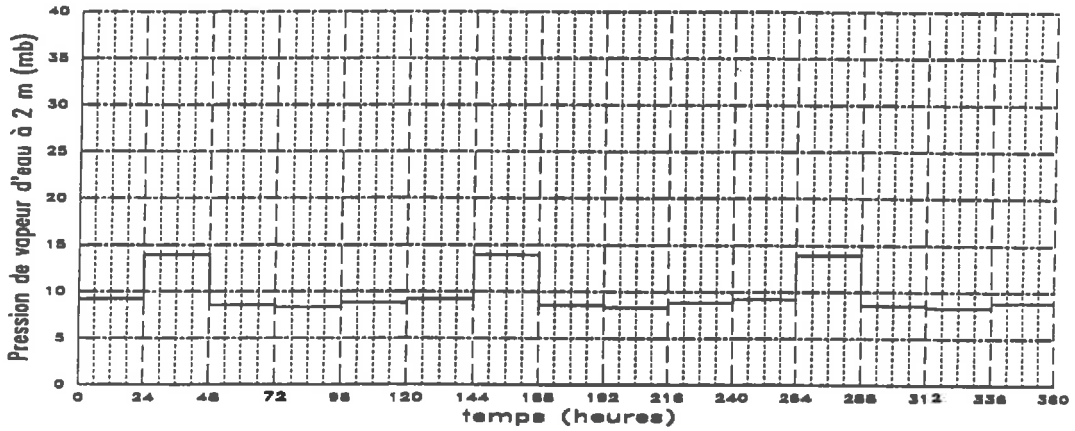

Pression de vapeur d'eau à 2 m (mb)
temps (heures)

"mars"


rayonnement global (w/m2)
1000
900
800
700
600
500
400
300
200
100
0
0 24 48 72 96 120 144 168 192 216 240 264 288 312 336 360
temps (heures)


Température de l'air à 2 m (°C)
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0
0 24 48 72 96 120 144 168 192 216 240 264 288 312 336 360
temps (heures)


Vitesse du vent à 2 m (m/s)
11
9
7
5
3
1
0 24 48 72 96 120 144 168 192 216 240 264 288 312 336 360
temps (heures)


Pression de vapeur d'eau à 2 m (mb)
40
35
30
25
20
15
10
5
0
0 24 48 72 96 120 144 168 192 216 240 264 288 312 336 360
temps (heures)

" NOVE"

ANNEXE VII

paramètres d'ajustement de la relation ψ(w).

gamme de teneur en eau massique (kg/kg)	w_s (Kg/kg)	w_r (Kg/kg)	α (m^{-1})	n
		Limon sableux		
w>0.073	0.317	0.061	1.209	1.720
w≤0.073	0.268	0.000	3.420	1.247
		Limon argileux : couche 1 et 2 (0-25 cm)		
w>0.153	0.265	0.100	6.789	1.202
w≤0.153	0.180	0.000	0.021	1.452
		Limon argileux : couche 3 (25-80 cm)		
	0.194	0.000	0.192	1.130
		Argile		
w>0.162	0.284	0.117	0.088	1.536
0.162≥w>0.087	0.305	0.000	0.14	1.217
w≤0.0.087	0.546	0.000	0.039	1.408

ANNEXE VIII

INFLUENCE DU VENT ET DE L'EVAPORATION POTENTIELLE SUR E_j/Ep_j

(LIMON SABLEUX ET ARGILE)

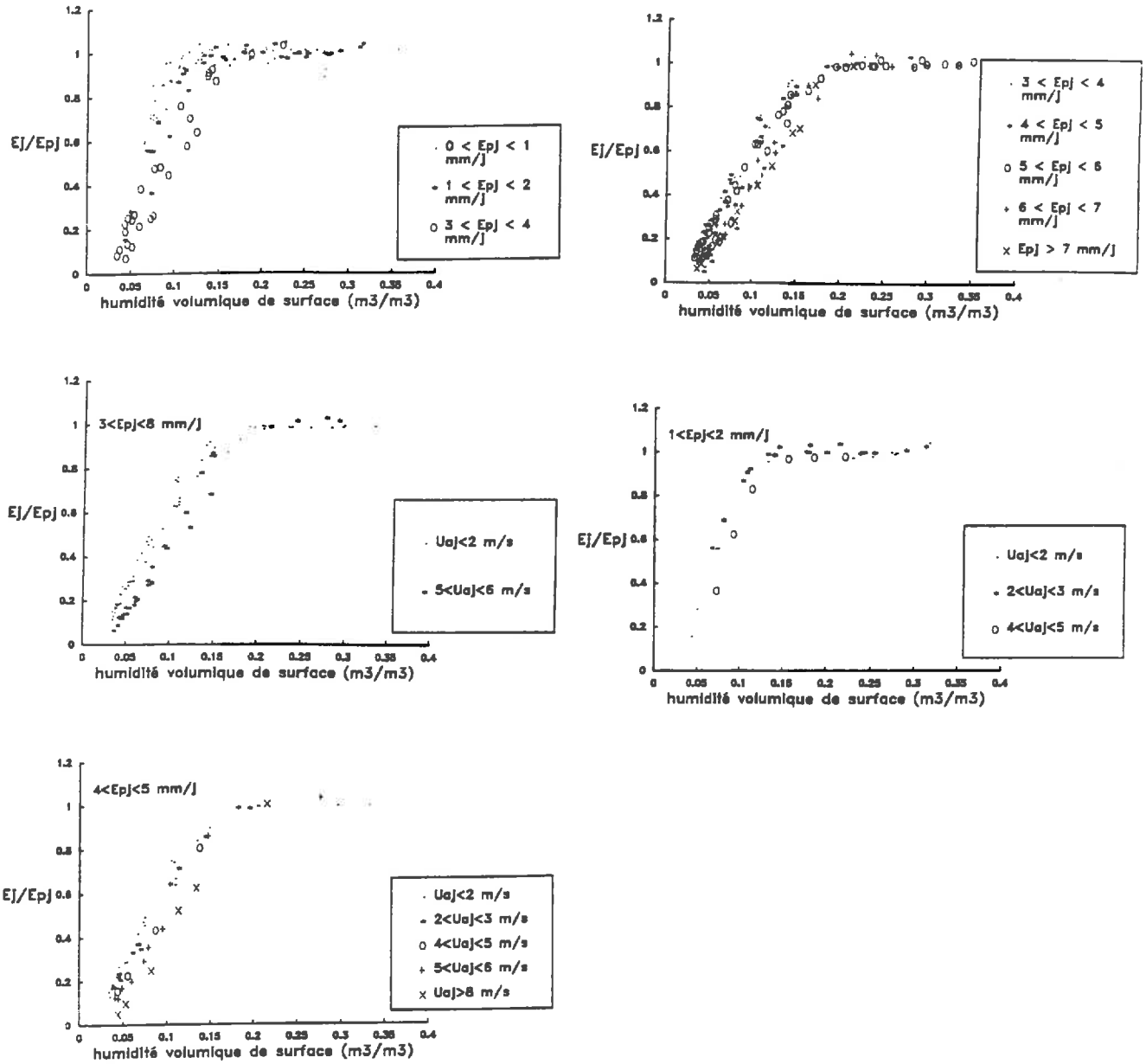


Figure AVIII.1 : Influence de Ep_j et Ua_j sur E_j/Ep_j dans le cas du Limon-sableux

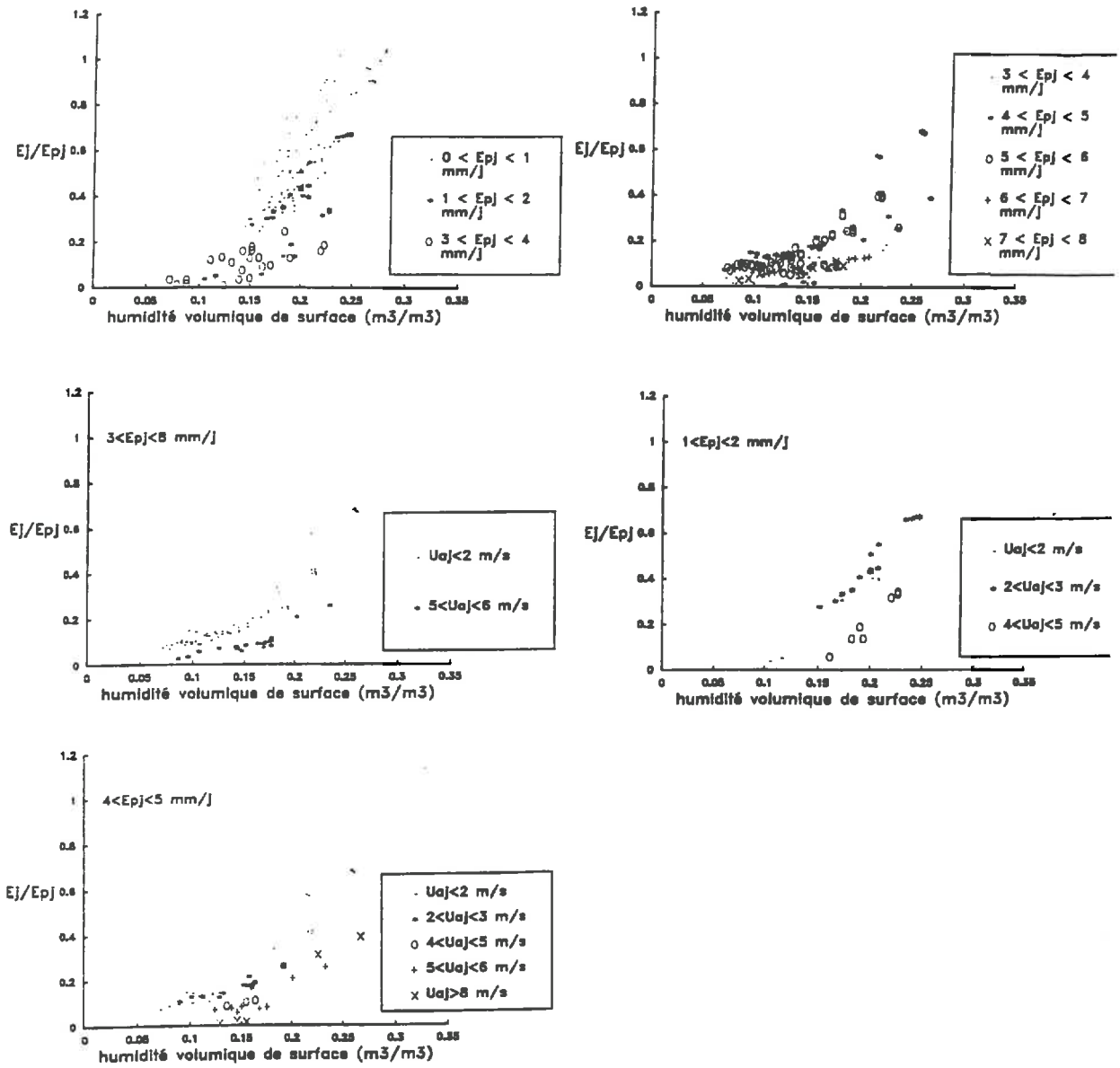


Figure AVIII.2 : Influence de Ep_j et Ua_j sur E_j/Ep_j dans le cas de l'Argile

ANNEXE IX

Détermination de la forme analytique du modèle statistique $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$

Le développement suivant a été construit selon les conclusions du paragraphe III.3.3.2.3.

a) Le paramètre de pente A.

Pour Ep_j inférieur à 3 mm/j, la pente augmente (donc A augmente) lorsque Ep_j diminue. En faisant le choix d'une variation linéaire de A en fonction de Ep, A peut s'écrire :

$$A = a+\Delta a(Ep_j) = a_1 + \max(0,3-Ep_j)\cdot a_2 \qquad (1)$$

où :

- a_1 est le paramètre A lorsque $Ep_j > 3mm/j$;
- a_2 est un paramètre qui règle les variations de A en fonction de Ep_j;
- $\Delta a(Ep_j)$ est la correction à apporter au paramètre A pour rendre compte de l'influence de Ep_j.

b) Le paramètre de position horizontale B.

Ce paramètre subit l'influence simultanée des deux variables Ep_j et Ua_j que nous allons aborder indépendamment, ce qui revient à écrire :

$$B = b + \Delta b(Ep_j) + \Delta b(Ua_j) \qquad (2)$$

où :

- $\Delta b(Ep_j)$ est la correction à apporter au paramètre B pour rendre compte de l'influence de Ep_j.
- $\Delta b(Ua_j)$ est la correction à apporter au paramètre B pour rendre compte de l'influence de Ua_j.

Le décalage des courbes en fonction de Ep_j dépend à la fois du changement sur le paramètre A et du fait que les courbes se croisent pour θc (Cf. III.3.3.2.3.). Ces conditions reviennent à écrire que les courbes logistiques paramétrées par les couples de paramètres (A=a, B=b) et ($A=a+\Delta a(Ep_j)$,$B=b+\Delta b(Ep_j)$) prennent les mêmes valeurs pour θc. Ce qui s'écrit :

$$\frac{\exp(a\theta_c+b)}{1+\exp(a\theta_c+b)} = \frac{\exp[(a+\Delta a(Ep_j))\theta_c+b+\Delta b(Ep_j)]}{1+\exp[(a+\Delta a(Ep_j))\theta_c+b+\Delta b(Ep_j)]} \quad (3)$$

Nous pouvons facilement montrer à partir de l'équation (3) que :

$$\Delta b(Ep_j) = -\Delta a(Ep_j)\cdot\theta_c \quad (4)$$

La valeur de θ_c étant étroitement liée à la position latérale (selon l'axe des humidités) des relations $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$, Nous proposons de réduire le nombre de paramètres en exprimant θ_c en fonction de b (équation 3). Cette fonction qui n'a pas forcément besoin d'être très précise peut être grossièrement approchée en étudiant la relation :

$$\theta_c = f(B) \quad (5)$$

où B est pris égal à la valeur ajustée dans le modèle (III.13) (Tableau III.10 du paragraphe III.3.3.1.). En prenant des valeurs pour θc de 0.04, 0.06 et 0.15 m^3/m^3 pour le Limon sableux, le Limon argileux et l'Argile, nous obtenons une relation linéaire :

$$\theta c = -0.025\cdot B-0.05 \quad (6)$$

Dans la suite nous utiliserons cette relation en substituant B par b.

Le décalage des courbes en fonction Ua_j peut être décrit par:

$$\Delta b(Ua_j) = (Ua_j-3)\cdot\alpha \quad (7)$$

L'équation (7) suppose que les variations du paramètre B liées au vent sont réglées par une fonction linéaire de l'écart entre Ua_j et un vent médian fixé à 3 m/s.
En combinant les équations (2), (4), (6) et (7) nous obtenons l'expression suivante :

$$B = b-\max(0,3-Ep_j)\cdot a_2\cdot(-0.025\cdot b-0.05)+(Ua_j-3)\cdot\alpha \quad (8)$$

c) Le paramètre d'amplitude C.

Nous supposons, que pour un vent médian fixé à 3 m/s, la valeur minimale du rapport E_j/Ep_j est 0.1., ce qui donne pour C une valeur de 0.90. D'autre part, pour limiter le nombre de paramètres, nous supposons que les variations de C en fonction de Ua_j sont linéaires et de pente $\alpha\cdot c_1$. Ceci s'écrit donc :

$$C = 0.90 + \Delta C(Ua_j) = 0.90+(Ua_j-3)\cdot\alpha\cdot c_1 \quad (9)$$

d) Le paramètre de position verticale D.

Le rapport E_j/Ep_j ne pouvant pas être supérieur à 1, nous pouvons écrire que :

$$D = 1-C \qquad (10)$$

e) Le modèle.

Les équations (1), (8), (9) et (10) font apparaître cinq paramètres : a_1, a_2, b, α et c_1. Un tel nombre risque de poser des problèmes d'ajustement et d'aboutir à des liaisons importantes entre certains paramètres. Nous proposons donc de réduire ce nombre en fixant :

- le paramètre a_2 : ce qui suppose que l'effet de Ep_j sur le paramètre A est indépendant du type de sol. Une telle hypothèse ne parait pas en contradiction avec une analyse qualitative des Figures III.24a et III.24b (III.3.3.2.) et de celles de l'Annexe VIII. Compte- tenu des différentes valeurs de A obtenues dans le paragraphe III.3.3.1., et après quelques essais, a_2=5 semble être une solution satisfaisante;

- le paramètre c_1, qui peut être considéré comme un facteur d'échelle entre $\Delta b(Ua_j)$ et $\Delta c(Ua_j)$. L'influence du type de sol sur la sensibilité de la relation $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$ à Ua_j n'est alors contenue que dans le paramètre α. L'ordre de grandeur de c_1 peut être déterminé en faisant les calculs suivants :

* si le vent induit une translation des relations $E_j/Ep_j=f(\theta_{0-5})$ de 0.02 m^3/m^3, nous pouvons montrer en calculant les coordonnées du point à l'assymptote que :

$$\Delta b(Ua_j) = 0.02 \cdot A \cong 0.02 \cdot 30 = 0.6$$

* le paramètre C varie entre 0.85 et 0.95 soit:

$$\Delta c(Ua_j) \cong 0.05$$

Il existe donc un facteur supérieur à 10 entre $\Delta b(Ua_j)$ et $\Delta c(Ua_j)$. Après quelques essais nous avons fixé c_1=0.05.

La forme finale du modèle est donc la suivante :

$$E_j / Ep_j = \frac{\exp(A \cdot \theta_{0-5} + B)}{1 + \exp(A \cdot \theta_{0-5} + B)} \cdot C + (1 - C)$$

$A = a + \max(3 - Epj, 0) \cdot 5$

$B = b - \max(3 - Epj, 0) \cdot 5 \cdot (-0.025 \cdot b - 0.05) + (Uaj - 3) \cdot \alpha$

$C = 0.90 - 0.05 \cdot \alpha \cdot ((Ua_j - 3)$

ANNEXE X

Relations de passage entre Ep_j et ETp_{0j} Penman

L'ETP Penman (ETp_{0j}) est calculé en routine dans les stations climatiques à partir des informations suivantes :

- Rg_j (rayonnment global journalier (cal/cm²))
- Pv_a (la pression partielle de vapeur d'eau (mb))
- Ua_j (la vitesse moyenne du vent (m/s))
- T_a (la température moyenne de l'air (°K))
- f_i (la fraction d'insolation)

ETp_{0j} est calculé à partir des équations suivantes :

$$LETp_{0j} = \frac{\gamma}{P'+\gamma} \cdot Ea_{0j} + \frac{P'}{P'+\gamma} \cdot (Rn_{0j}) \qquad (AX.1)$$

$$Rn_{j0} = 1/60 \cdot \left((1-a) \cdot Rg_j - \sigma T_a^4 \cdot (0.56-0.08 \cdot (Pv_a)^{1/2}) \cdot (0.1+0.9 \cdot f_i)\right) \qquad (AX.2)$$

$$Ea_{0j} = 0.26 \cdot (1+0.54 \cdot Ua_j) \cdot (Pv_{sa}-Pv_a) \qquad (AX.3)$$

où :

. Pv_{sa} est la pression partielle de vapeur saturante de l'eau dans l'air (mb)

. Rn_{j0} et Ea_{0j} sont exprimé en mm/j

Nous avons vu que les principales différences entre Ep_j et ETp_{0j} provenaient du rayonnment net, du flux de chaleur dans le sol G_j et du calcul des coefficients d'échanges convectifs (Ea). Nous allons donc apporter pour chacun de ces termes une correction, qui permet de prendre en compte les propriétés physiques particulières des sols nus. Ces corrections seront reprises pour la validation expérimentales des modèles simplifiés lorsque les données climatiques seront issues d'une station climatique.

1) LE RAYONNEMENT NET :

Ce mode de calcul sera utilisé en l'absence de mesure spécifique (Expériences P1 et P2 (Cf. II.1.1.)). Le rayonnement net d'un sol nu diffère de celui d'un gazon bien irrigué par l'albédo et l'émission radiative de la surface qui dépend de sa température. Nous ne pouvons donc pas,

dans le cas des sols nus, appliquer l'expression de Rn_{j0} telle qu'elle est donnée avec la relation III.8. Toutefois, celle-ci présente l'intérêt d'être utilisée en routine et d'avoir été établie à partir de longues séries expérimentales. Nous essayerons d'estimer le rayonnement net du sol nu en corrigeant la valeur Rn_{j0} donnée par la relation AX.2 La fonction de correction sera d'abord établie sur le jeu de données simulées par le modèle mécaniste, puis ensuite validée sur les données de l'expérience P3 (Cf. II.1.1.) qui comprennent la mesure de Rn.

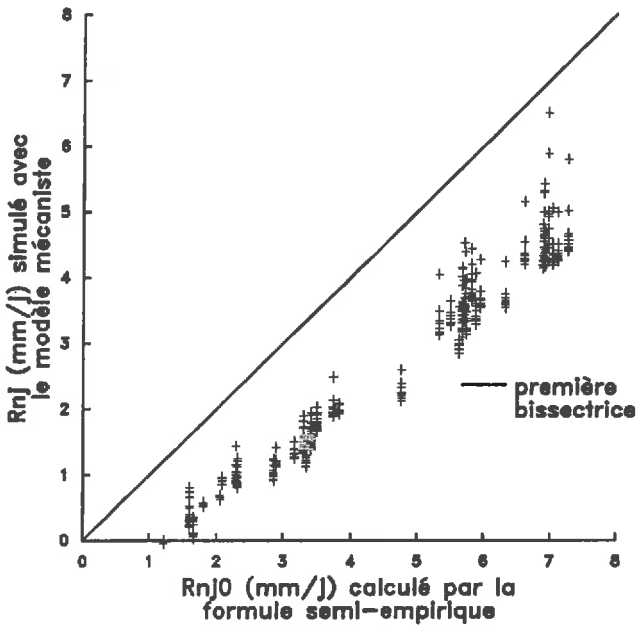


Figure AX.1 : Comparaison des rayonnements nets calculés sur gazons (Rn_{j0}) et simulés sur sol nu par le modèle mécaniste

Pour situer les valeurs de Rn_j obtenues sur sol nu par rapport aux estimations calculées par l'équation (AX.2), nous avons comparé sur la Figure AX.1 : Rn_j calculé par le modèle mécaniste et Rn_{j0} donné par (AX.2). Les résultats montrent que Rn_j est toujours inférieur à Rn_{j0}. Un tel écart s'explique bien par les différences sur l'albédo (plus fort dans le cas des sols secs) et la température de jour plus forte.

A cette tendance générale entre le sol nu et un gazon s'ajoute un effet lié à l'état hydrique du sol qui explique la dispersion des points pour une valeur de Rnj_0. En effet, lorsque le sol s'assèche, l'albédo croît ainsi que les pertes radiatives liées à l'augmentation de température. Par conséquent, nous proposons de calculer Rn sur les sites non instrumentés pour sa mesure, à partir de Rnj_0 et de T_s-T_a qui peut être considéré comme un indicateur de l'état de sécheresse du sol. La régression linéaire multiple $Rn_j=f(Rn_{j0},T_s-T_a)$ donne la relation :

$$Rn_j = -0.90 + 0.91 \cdot Rn_{j0} - 0.07 \cdot (T_s - T_a) \qquad (AX.4)$$

avec : $R^2 = 0.97$;

écart-type résiduel = 0.28 mm/j.

Pour vérifier la validité de cette relation, nous avons comparé les valeurs de Rn_j mesurées au cours de l'expérience P3 (Cf. II.1.1.) avec les résultats obtenus à partir des équations (AX.4) et (AX.4) (Figure AX.2). Sur 52 journées de mesure, la méthode d'estimation de Rn_j proposée, offre des résultats satisfaisants, avec une erreur moyenne d'écart-type : 0.49 mm/j. Nous utiliserons donc dans la suite, ces relations lorsque les mesures de Rn ne seront pas disponibles.

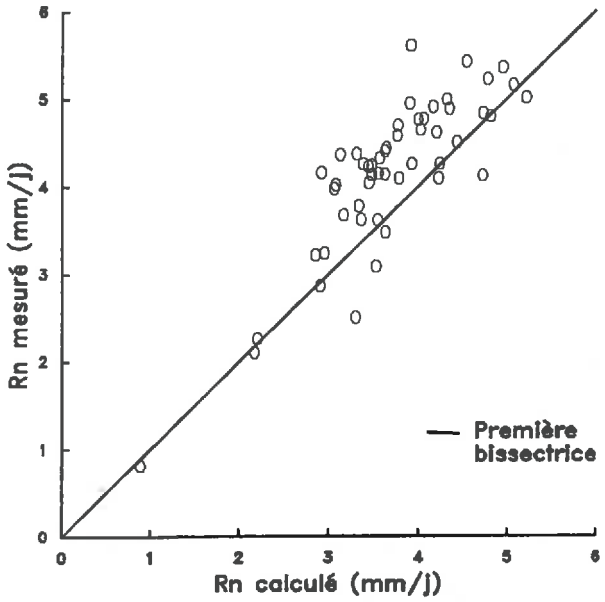


Figure AX.2 : Comparaison des rayonnements nets calculés et mesurés (expérience P3 (Cf. II.1.2.2.)) sur sol nu

2) LE FLUX DE CHALEUR DANS LE SOL.

Nous avons vu (Cf. III.2.4.2.1.) que G_j était rarement nul. IL nous paraît donc nécessaire d'introduire ce terme dans le calcul de la part radiative de ETp_{0j}. Nous distinguerons deux types d'effets: ceux liés au climat et ceux liés au sol (type de sol, état hydrique et thermique). Sur la Figure AX.3, nous avons représenté toutes les valeurs de G_j obtenues pour cinq

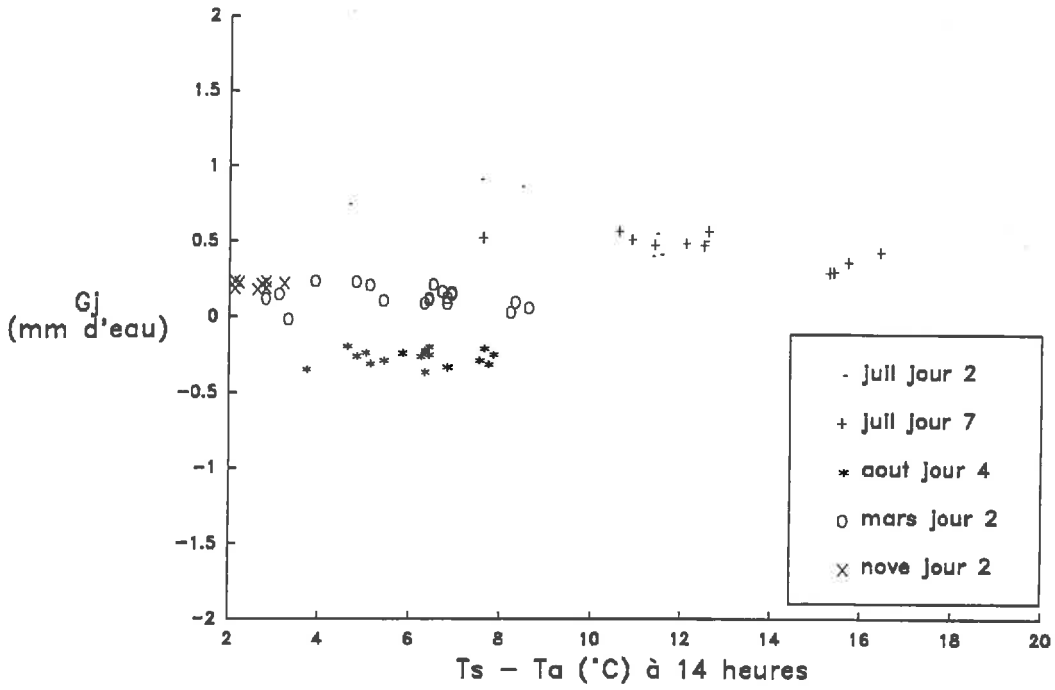


Figure AX.3: Flux de chalelcur dans le sol journalier pour cinq journées différentes (Cf. Annexe V).

journées climatiques différentes en fonction de T_s-T_a. Les répétitions obtenues pour chaque journée, correspondent aux différentes simulations faites avec les mêmes conditions climatiques, mais pour des sols ou des profils hydriques initiaux différents. L'écart de température est pris comme un indicateur de l'état hydrique du sol. Sur la Figure AX.3, nous voyons que lorsque T_s-T_a>2°, G_j est relativement constant, quel que soit le sol ou son état hydrique. Par contre, les variations entre les journées sont plus importantes. *Van Bavel et Hillel, 1976* trouvent également, pour la phase II d'évaporation, des valeurs de G_j identiques sur deux sols portés à différents degrés d'assèchement. **Ceci laisse à penser, que Gj en phase II d'évaporation est peu sensible au sol et à son état hydrique, mais il dépend principalement des conditions climatiques.**

Pour identifier les variables climatiques qui influencent G_j, nous avons étudié les corrélations entre G_j et les variables climatiques : Rg_j, Ua_j, $(T_amin+T_amax)/2=T_amoy$, Pv_a et T_amoy-T_{50} (T_{50} est la température à 50 cm de profondeur). Cette dernière variable rend compte des variations annuelles du stock thermique du sol.

Il apparaît que T_amoy-T_{50} présente la meilleure corrélation avec G_j (Tableau AX.1). Les résidus de la régression linéaire entre G_j et T_amoy-T_{50} sont corrélés à T_amoy et Rg_j. En choisissant T_amoy-T_{50} et Rg_j comme variables explicatives, T_amoy étant trop corrélée à

$T_a$moy-T_{50}, nous pouvons par régression linéaire multiple les mettre en relation avec G_j. Ce qui donne :

$$G_j \text{ (mm/j)} = -0.53 + 0.078 \cdot Rg_j + 0.09 \cdot (T_a\text{moy} - T_{50}) \qquad \text{(AX.5)}$$

où :

- Rg_j est exprimé en mm/j
- $R^2 = 0.78$
- écart-type résiduel = 0.203 mm/j

Avec l'équation (AX.5), nous réduisons de moitié l'erreur commise sur G_j par rapport à celle que nous aurions en supposant que G_j=0 (0.43 mm/j).

3. CALCUL DE LA PART CONVECTIVE DE Ep_j

Sur la Figure AX.4., nous voyons que le calcul de la part convective de l'évaporation potentielle (Ep_{cj}, ETp_{0cj}) est plus forte dans le cas des sols nus lorsque le vent est fort. Nous proposaons donc de corriger ETp_{0j} par une simple relation linéaire qui donne par regression l'équation suivante :

$$Ep_{cj} = -0.44 + 1.44 \cdot ETp_{0cj} \qquad \text{(AX.6)}$$

où Ep_{cj} et ETp_{c0j} sont exprimés en mm/j.

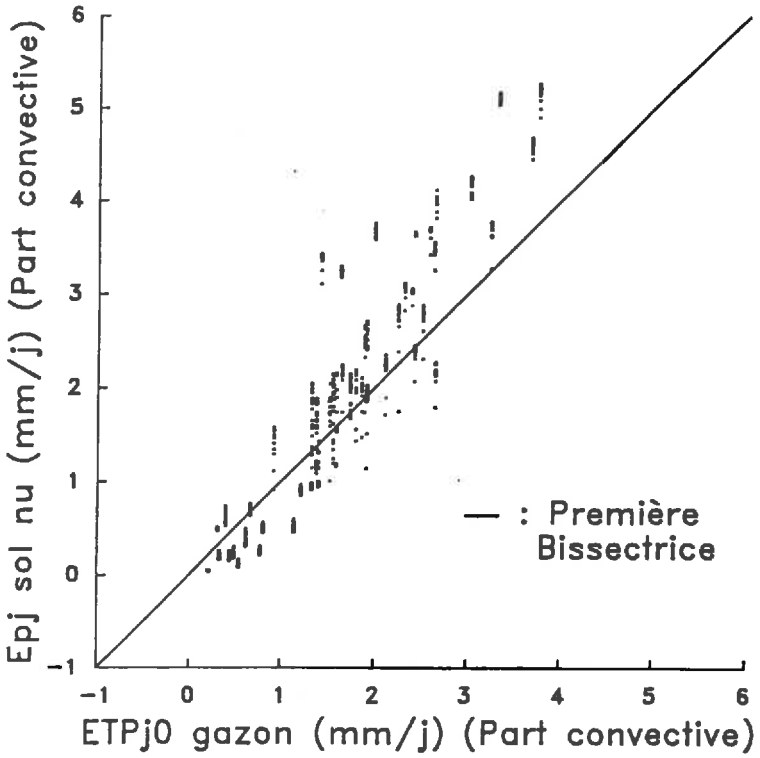


Figure AX.4 : Comparaison entre les parts convectives de l'ETp_{0j} Penman et de l'Ep_j d'un sol nu. La comparaison est faite à partir du jeu de données simulées principal (Cf. II.1.3.2).

ANNEXE XI

Analyse des hypothèses du modèle de Penman Monteith

Nous avons vu (Cf. III.3.2.) qu'il n'existait pas de relation univoque entre θ_{0-5} et r_s. Ceci étant en contradiction avec les hypothèses du modèle de Penman Monteith qui associe aux variations de r_s, une variation des propriétés de diffusion du mulch. Nous allons dans la suite tester les hypothèses (Cf. Tableau AXI.1) qui conduisent à la formulation du modèle de Penman Monteith (équation AXI.1). Les calculs sont développés dans l'annexe IV.

1. VERIFICATIONS SUR L'EPAISSEUR DU MULCH

En supposant que $r_s=z_m/D$, nous avons deux grandeurs, z_m et D, qui permettent d'expliquer les variations de r_s. Les variations de D ont deux origines : elles proviennent d'un changement de la porosité libre à l'air ou d'une variation de la diffusivité de la vapeur d'eau dans l'air liée à la température. Or, lorsque le sol est sec, la porosité libre à l'air varie peu (quelques %), ce qui induit de faibles variations sur D. Par exemple, lorsque la porosité libre à l'air varie de 0.45 à 0.50 m^3/m^3, nous avons une variation de 20% sur D (Cf. II.1.2.1.5). Quant à l'effet de la température, il intervient sur D avec un facteur multiplicatif $(T/281)^{1.88}$. Celui-ci passe de 0.95 à 273°K à 1.28 pour 320°K. Nous voyons donc qu'avec ces deux facteurs agissant sur D, nous sommes loin des variations prises par r_s. Sous hypothèse H3 du modèle (Tableau AXI.1 $r_s=z_m/D$), les principales variations de r_s s'expliqueraient par des modifications de l'épaisseur du mulch. Nous allons donc tester la cohérence des hypothèses H2, H3 et H4 (Tableau AXI.1) du modèle en comparant les épaisseurs de sol sur lesquelles ces hypothèses s'appliquent.

- Pour H2, nous pouvons calculer la profondeur jusqu'à laquelle le mulch peut être considéré comme isotherme. La notion d'isothermie ne pouvant être appliquée de manière stricte, nous nous sommes fixés un seuil de variation de 2°C.
- Pour H3, nous avons déterminé z_m à partir de r_s en fixant la valeur de D ($4.5 \cdot 10^{-06}$ m^2/s). Ce coefficient, correspond pour le Limon argileux, à une humidité du sol de 0.07 m^3/m^3 (Cf. II.1.2.1.4.)
- Pour H4, nous avons supposé que la pression de vapeur est considérée comme saturante pour une humidité relative de 90%.

Les résultats de ces calculs sont portés sur la Figure AXI.1. Nous constatons que chaque hypothèse conduit à des profondeurs significativement différentes. La profondeur calculée à partir de r_s (H3) ou celle qui vérifie H2 est d'un ordre de grandeur inférieur à celle répondant à

Tableau AXI.1: Hypothèses et forme analytique du modèle mécaniste simplifié de Penman-Monteith

Forme Analytique

$$LE = \frac{LEp}{1+[\gamma/(p'+\gamma)]\cdot r_s/r_a} \qquad \text{(AXI.1)}$$

$$r_s = \frac{LEp - LE}{LE\cdot[\gamma/(p'+\gamma)\cdot 1/r_a]} \qquad \text{(AXI.2)}$$

Hypothèses

H1 : L'évaporation se fait au niveau d'un front d'évaporation qui s'enfonce lorsque le sol s'assèche (formation d'un mulch).

H2 : Le mulch est isotherme.

H3 : Les flux d'eau dans le mulch se font en phase gazeuse. Ceux-ci sont conservatifs et soumis à une résistance r_s liée aux propriétés de diffusion gazeuse du milieu.

H4 : La pression de vapeur d'eau est saturante au niveau du front d'évaporation.

H4. Cette discordance ne peut pas être attribuée aux seuils choisis dans les calculs qui ont été pris pour maximiser l'épaisseur calculée par H2 et H3 et minimiser celle donnée avec H4.

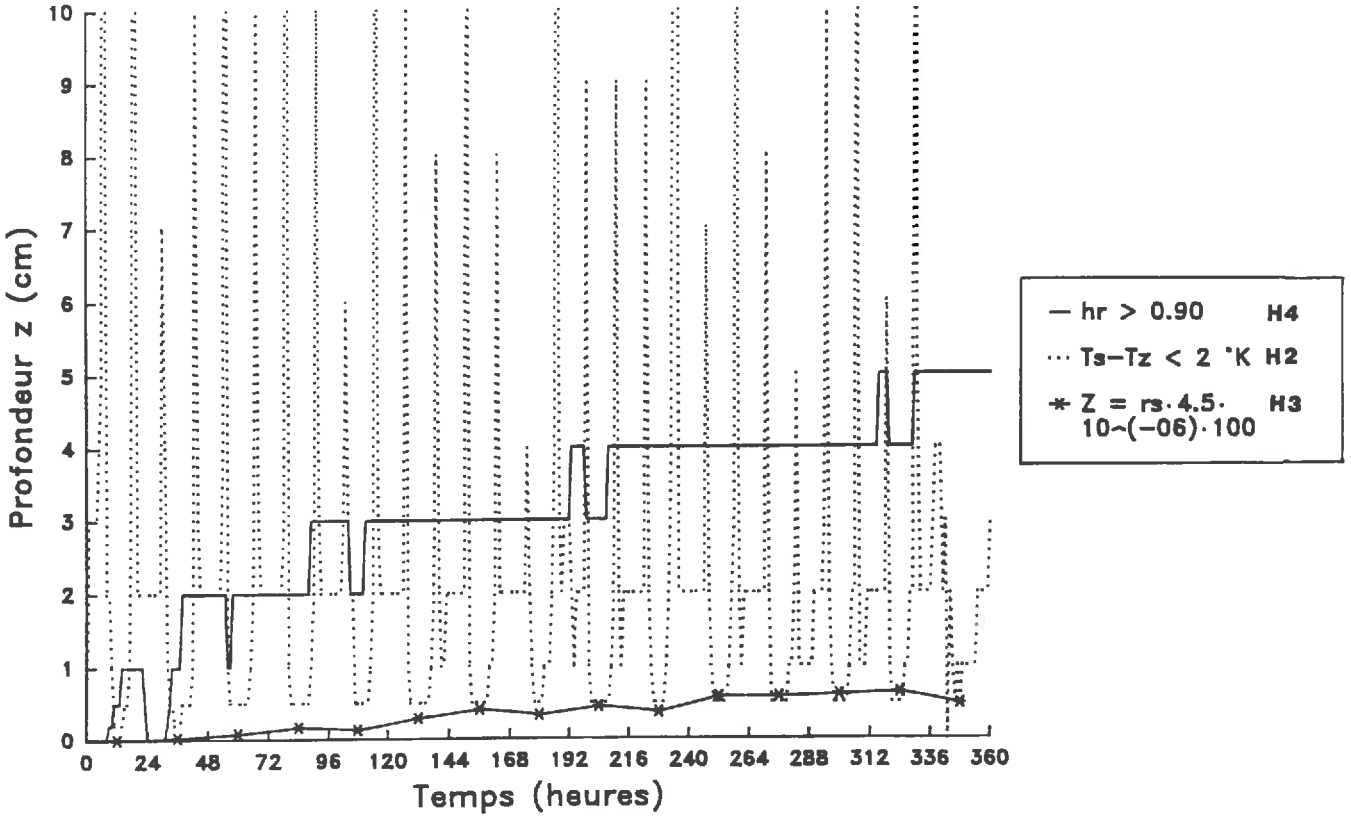


Figure AXI.1 : Calcul pour une séquence d'évaporation (Limon argileux, climat : "juil", profil initial : H (Cf. Annexe V)) des profondeurs verifiant les hypothèses H2, H3 et H4 (Tableau AX1.1).

2. ORIGINE DES FLUX EN PHASE GAZEUSE

Dans le modèle de Penman-Monteith (*Perrier, 1975*), il est supposé que la vaporisation de l'eau se fait à la base du mulch au niveau d'un front d'évaporation. De plus, les flux d'eau dans le mulch se font en phase vapeur et sont supposés conservatifs. Nous proposons donc de tester ces hypothèses en calculant la contribution de chaque couche de sol au flux d'eau en phase gazeuse. Nous avons représenté les profils de vaporisation obtenus sur le Limon-argileux au cours d'une séquence d'évaporation sur les Figures AXI.2. La vaporisation se fait sur une couche relativement fine d'environ 1cm d'épaisseur. Cette couche de vaporisation s'enfonce très vite au cours des premiers jours pour ensuite se fixer au voisinage de 1.5 cm. Malgré une relative constance de la profondeur du front d'évaporation, nous constatons que r_s continue à varier dans des proportions non négligeables. Nous pouvons également noter qu'en surface

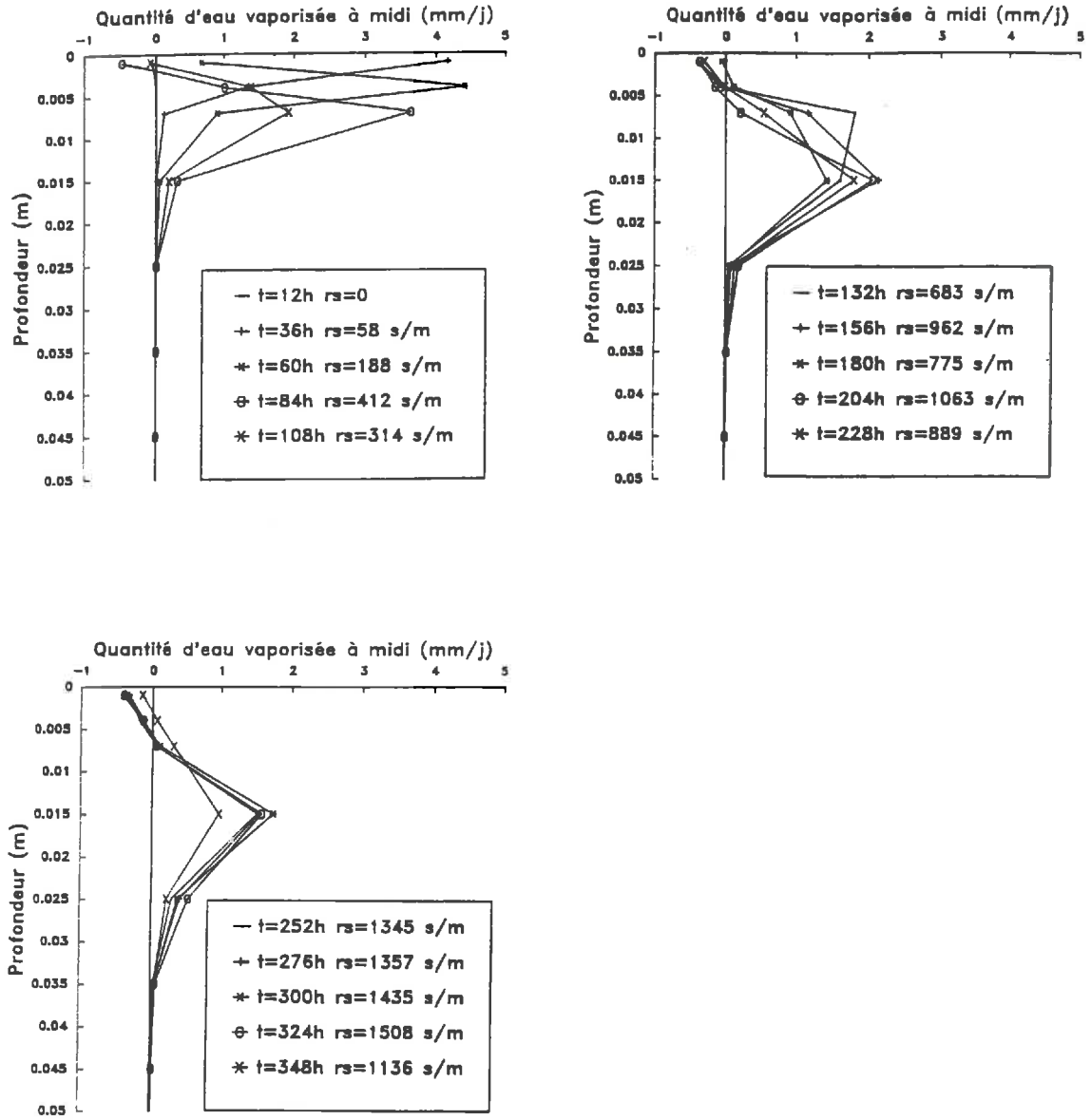


Figure AXI.2 : Quantité d'eau vaporisée dans les couches de surface au cours d'une séquence d'évaporation (Limon argileux, climat : "juil", profil initial : H (Cf. Annexe V)).

nous avons un phénomène de condensation qui serait dû aux potentiels matriciels très élevés (en valeur absolue) atteints à la surface.

Un examen plus détaillé de ces profils fait apparaître que pour des variations de r_s nous avons une redistribution de la vaporisation au sein de la couche de vaporisation. Si nous prenons par exemple les profils de vaporisation à t=348h et t=324h, nous avons des valeurs de r_s qui sont respectivement de 1136 s/m et de 1508 s/m. Dans les deux cas, la vaporisation se fait au sein d'une couche centrée sur 0.015 m. Toutefois nous pouvons constater que pour t=348h, les contributions à la vaporisation des couches centrées sur 0.005 m et 0.0075 m sont plus élevées

qu'à t=324h. Ceci nous incite à relier r_s à un critère plus synthétique qui est la distance moyenne (l_v) parcourue par la vapeur d'eau dans le sol. Celle-ci peut être définie comme la somme des profondeurs moyennes des couches, pondérées par leur contribution à la vaporisation. La longueur l_v peut s'écrire :

$$l_v = \sum_i (v_i/\phi_{gH20}) \cdot x_i \qquad \text{(III.16)}$$

où :

- v_i est la quantité d'eau vaporisée dans la couche i (mm/j);
- x_i est la profondeur moyenne de la couche i (m);
- ϕ_{gH20} est le flux de vapeur d'eau à la surface du sol (mm/j)

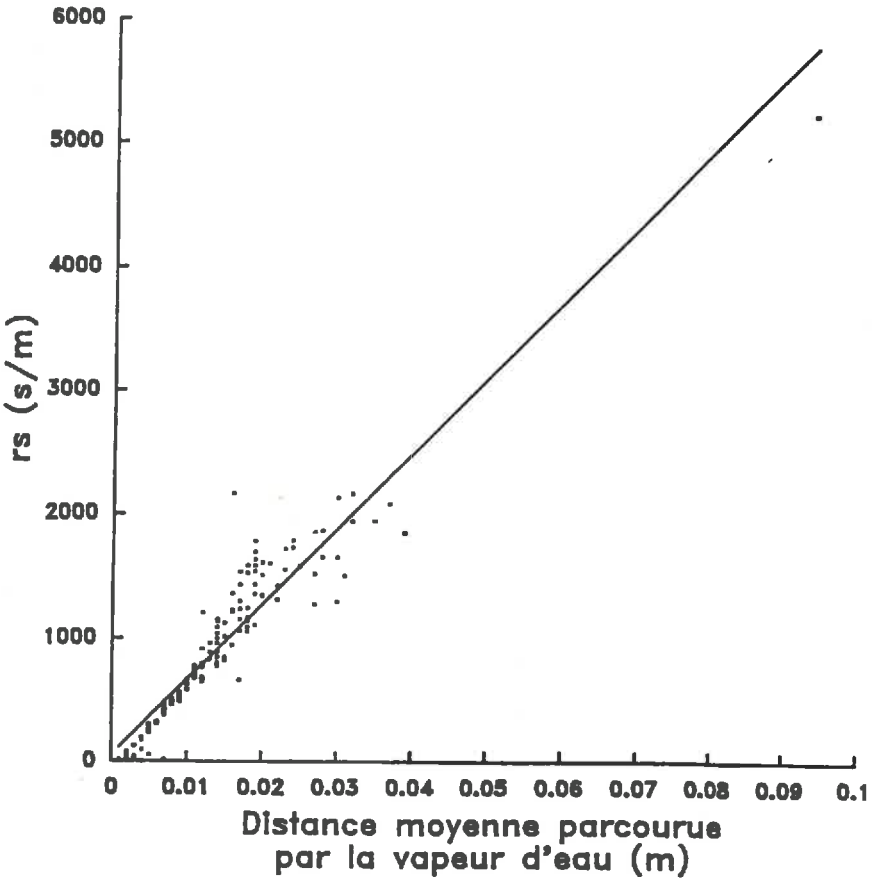


Figure AXI.3 : Relation entre r_s et la distance moyenne parcourue par la vapeur d'eau (l_v). Le calcul à été fait pour toutes les heures comprises entre 8 et 18 h pour une séquence d'évaporation (Limon argileux, climat : "juil", profil initial : H (Cf. Annexe V)). La droite correspond à la régression linéaire.

Nous avons calculé la distance moyenne pour chaque heure (limitée à la période 9-18h) d'une séquence d'évaporation (Figure AXI.3). En prenant les calculs faits à différentes heures de la journée, nous avons une relation linéaire entre r_s et l_v. l_v apparaît donc comme une grandeur beaucoup plus pertinente que θ_{0-5} pour décrire r_s sur l'ensemble de sa gamme de variation. Par exemple, la valeur de l_v prise pour r_s=5000 s/m se place bien dans le cadre d'une relation linéaire $r_s=f(l_v)$. Toutefois, les distances calculées sont quatre fois plus grandes que les épaisseurs de mulch calculées à partir de r_s (Figure AXI.1). En étant reliée à l_v, la résistance r_s serait donc bien associée au phénomène de diffusion de la vapeur d'eau dans les couches de surface.

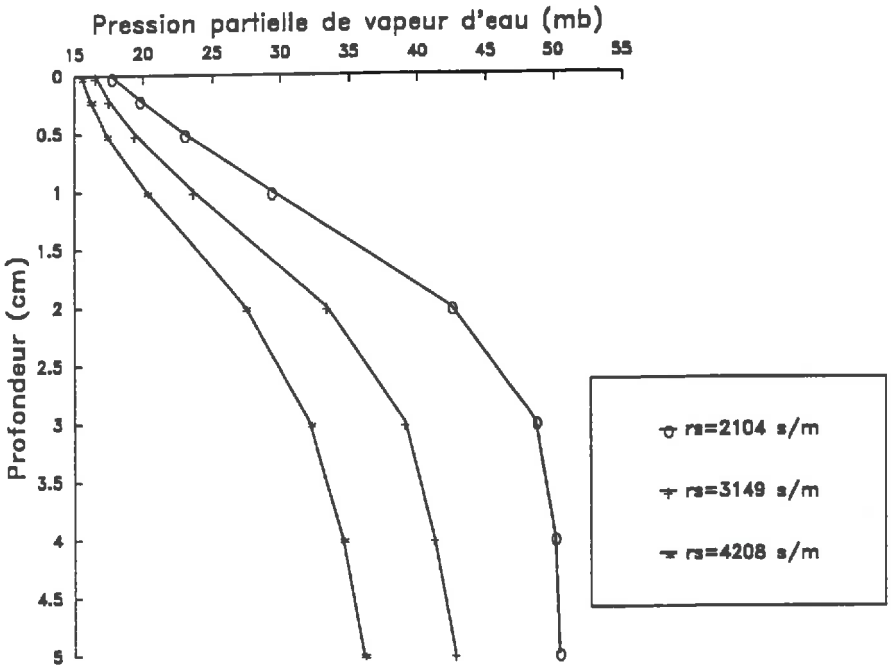


Figure AXI.4 : profil de pression partielle de vapeur d'eau pour trois heures consécutives choisie en fin d'après-midi (Limon-argileux, Climat :"juil" (Cf. Annexe V))

Impression réalisée au Service de Reprographie du Centre de Recherches d'Avignon.

ABSTRACT

This study deals with simplified models of bare soil evaporation which take as input remotely sensed informations, such as mean volumetric water content of the top layer (θ_{0-5}) derived from microwave measurements, or as surface temperature (T_s) given by thermal infrared radiometry. In order to develop models devised for an operational use, these models must estimate daily evaporation from one measurement per day of soil surface variable (T_s, θ_{0-5}) and classical climatic data.

We used a mechanistic heat and mass flows model to generate sets of data which cover a wide range of climatic and soil water content conditions. The mechanistic was firstly calibrated and validated on experimental measurements collected on three very different soils in regard to their hydrodynamical properties.

Two models were studied :

- *a physically based simplified model : $LE_j = -(Rn_j+G_j) + A + B.(T_s-T_a)_{14h}$ (model 1)*
- *a statistical model : $E_j/Ep_j=f_{a,b,\alpha}(\theta_{0-5}, Ep_j, Ua_j)$ (model 2)*

With one set of parameters, each model is able to estimate daily evaporation on a given soil for various soil moisture and climatic conditions. Then, we analysed on a scenario basis, consequences of the errors on the input data or on the model parameters. Best results were obtained with the model 2. Furthermore, this model lies on measurements which are not dependant on cloud. This is a garanty of regularity for evaporation monitoring. Nethertheless, the use of the model 2 requires the knowledge of soil dependant parameters that can not be related to soil properties. We propose an inversion procedure using both models when T_s and θ_{0-5} are available the same day. By this approach, it is now possible to have a regular estimation of evaporation using only remotely sensed and climatical data.

RESUME

L'étude porte sur des modèles simplifiés d'évaporation des sols nus qui intègrent des informations accessibles par télédétection, telles que l'humidité volumique moyenne des 5 premiers centimètres (θ_{0-5}) accessible par télédétection hyperfréquence ou la température de surface (T_s) mesurée par radiométrie infrarouge thermique. Afin de développer des modèles destinés à une utilisation opérationnelle, ceux-ci devront pouvoir donner l'évaporation au pas de temps journalier (E_j) à partir d'une mesure quotidienne de l'état de surface (T_s, θ_{0-5}) et des données climatiques standards (Ep_j, Ua_j, Rn_j).

Pour élargir au maximum le domaine de validité des modèles simplifiés, nous avons travaillé sur des données simulées par un modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur qui permet de faire varier les conditions climatiques et hydriques. Le modèle mécaniste a été au préalable calé et validé sur des données expérimentales provenant de trois sols ayant des propriétés hydrodynamiques très différentes.

Deux modèles ont été étudiés:

- *un modèle physique simplifié : $LE_j = -(Rn_j+G_j) + A + B.(T_s-T_a)_{14h}$ (modèle 1)*
- *un modèle statistique : $E_j/Ep_j=f_{a,b,\alpha}(\theta_{0-5},Ep_j,Ua_j)$ (modèle 2)*

Ces modèles permettent pour un même jeu de paramètres, de modéliser l'évaporation d'un sol soumis à des conditions hydriques et climatiques très variées. Sur la base de scénarios, nous avons ensuite analysé les répercussions sur l'estimation de E_j que pouvaient avoir les erreurs sur les variables d'entrée ou sur les paramètres des modèles. Nous obtenons les meilleurs résultats avec le modèle (2), qui présente par ailleurs des garanties quant à la régularité d'acquisition des mesures de θ_{0-5} offerte par l'utilisation des hyperfréquences, qui sont peu sensibles à la couverture nuageuse. Toutefois la mise en oeuvre du modèle (2) dépend de notre aptitude à accéder à ses paramètres qui sont très variables d'un sol à l'autre. Nous montrons que les jours où T_s et θ_{0-5} sont disponibles, nous pouvons utiliser l'évaporation estimée par le modèle (1) pour inverser le modèle (2) et ainsi accéder aux paramètres les plus sensibles de ce modèle. Nous obtenons ainsi un modèle pour le suivi de l'évaporation des sols nus dont la mise en oeuvre ne dépend que d'informations accessibles par télédétection et de mesures climatiques standards

Mots clés : évaporation, sols nus, modélisation, télédétection, microonde, infrarouge thermique, radar