HAL
open science

Caractérisation du fonctionnement hydrique des sols à l'aide d'un modèle mécaniste de transferts d'eau et de chaleur mis en œuvre en fonction des informations disponibles sur le sol

Mohamed Mumen

To cite this version:

Mohamed Mumen. Caractérisation du fonctionnement hydrique des sols à l'aide d'un modèle mécaniste de transferts d'eau et de chaleur mis en œuvre en fonction des informations disponibles sur le sol. Sciences du Vivant [q-bio]. Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 2006. Français. NNT : . tel-02823458

HAL Id: tel-02823458

https://hal.inrae.fr/tel-02823458

Submitted on 6 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.

Institut national de la
recherche agronomique

ACADIMIE D'AIX-MARSEILLE
UNIVERSITE D'AVIGNON ET DES PAYS DE VAUCLUSE

THESE

Présentée à l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse
pour obtenir le grade de diplôme de DOCTORAT

Ecole doctorale « Sciences et Agronomie »(ED 380)
Spécialité : Sciences Agronomiques
UMR_A 1114 CSE « Climat, Sol et Environnement »

Par

Mohamed MUMEN

Caractérisation du Fonctionnement Hydrique des Sols à l'aide d'un Modèle Mécaniste de Transferts d'Eau et de Chaleur Mis en Œuvre en Fonction des Informations Disponibles sur le Sol

Soutenue publiquement, le 8 mars 2006 devant le jury composé de :

M. Vincent VALLES	Professeur-Université d'Avignon	Président du jury
Mme. Isabelle BRAUD	Directeur de recherche-CEMAGREF, Lyon	Rapporteur
M. Yves COQUET	Maître de conférence-INA-PG, Paris	Rapporteur
M. Emmanuel CLOPPET	Ingénieur-Météo France, Toulouse	Examinateur
M. Guy RICHARD	Directeur de recherche-INRA, Orléans	Directeur de thèse
M. André CHANZY	Directeur de recherche-INRA, Avignon	Directeur de thèse

Avant propos

Ce travail de thèse a été réalisé au sein de l'unité Climat, Sol et Environnement (CSE) de l'INRA d'Avignon en collaboration avec l'INRA de Mons et inscrite dans l'école doctorale de l'université d'Avignon et des Pays de Vaucluse.

Je remercie tout d'abord le ministre de l'éducation du gouvernement libyen pour le financement de ce travail.

Je suis très reconnaissant envers M. André Chanzy, directeur de l'unité, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire durant les années de ma thèse. Je le remercie pour avoir accepté d'être mon directeur de thèse. J'aimerais aussi le remercier pour son encadrement et ses conseils tout au long de ma thèse et pour son aide dans la rédaction de ce mémoire. Grande merci André aussi pour votre accueil chaleureux et vos agréables invitations dans votre maison avant mon départ.

Je remercie également M. Guy Richard mon deuxième directeur de thèse pour son encadrement et ses conseils constructifs pendant la durée de ma thèse.

Je tiens à remercier MM. Bernard Blavoux et Marc Elbeze, responsable de l'Ecole Doctorale « Sciences et Agronomie » pour m'avoir permis de réaliser cette thèse au sein de l'Ecole Doctorale.

Je remercie les membres du jury de ma thèse. Je suis particulièrement reconnaissant envers Mme. Isabelle Braud et Yves Coquet qui ont accepté d'être les rapporteurs de ce travail.

Je remercie aussi M. Vincent Vallès d'avoir accepté de présider le jury de cette thèse.
Merci à M. Emmanuel Cloppet pour sa participation au jury.

Je n'oublie pas à remercier tous les membres de mon comité de pilotage qui se sont réunis pour orienter mon travail. Je remercie MM. Dominique King de l'INRA d'Orléans et Christophe François de l'université Paris sud.

Une partie de ce travail a été réalisé au sein de l'unité expérimentale de l'INRA d'Estrées-Mons. J'aimerais remercier Frédéric Mahu, Paul Regnier et Hubert Boizard pour leur aide pendant la manipulation.

Je remercie également Gilbert Sappe, Olivier Marloie, Bernard Bes, Dominique Renard et Stéphane Ruy de l'unité CSE d'Avignon pour leur contribution aux différentes étapes de mon travail.

Merci en particulier au service de la documentation. Merci à Michèle Maximilien, Michèle Tolozan, Claude Rias, Pascal Aventurier et Hugues Lesier (Merci Hugues pour le Caméoscope).

Grand merci au secrétariat. Je remercie Odile, Rosy, Chantal et Carine.

Je tiens à remercier Frédéric Huard pour les données climatiques.

Je n'oublie pas ici l'équipe SOSICSE. Je suis très reconnaissant envers Patrice Lecharpentier, Philipe Clastre, Sylvain et Dominique Ripoche.

Je remercie tout particulièrement l'ensemble de mes collègues dans le laboratoire. Merci à Albert, Nadine Brisson, Frédéric, Bernard, Françoise, Dominique, Martine, Marie L, Marie W, Inaki, Claire, Erwann, Gérôme, David C, Samuel, Rolland, Franck, Jean-François, Dalila, Yves, Véronique, Nadine, Vienny et Vincent.

Merci en particulier à mon co-bureau David Beal pour avoir m'aidé à relire l'écriture d'André. J'ai passé avec toi David des moments très agréables que je n'oublierais jamais.

Merci à mes amis Mohieldin, Fowad, Yahya, et mon frère Mosa pour leurs aide pendant les corrections. Grand merci à Mohamed Zenasni, Sid Ahmed, Nadhir, Abdalsalam Hedjazi et Ali Ganoun pour leur soutien.
Je n'oublie pas ici de remercier ma voisine Mme. Odette Rambi pour sa sympathie et gentillesse. Elle m'a beaucoup aidé pour rendre notre vie familiale plus agréable.

J’ai une attention particulière à toute ma famille qui m’a soutenu tout au long de ma thèse. Grand merci à ma mère, mon père, mes frères et sœurs. Merci particulier à mon frère Ali d’avoir m’aidé tout au long de mon étude.

En dernier lieu, merci de tout mon cœur à ma femme Najat d’avoir partagé avec moi tous les moments et d’avoir vécu étape par étape ce travail malgré une vie bien chargée.

Et pardon à tous ceux que j’aurais oublié……

A ma mère et mon père

A ma femme et mes enfants

Houda, Abdelrhman, Abdelmajid et Sohaib

Je dédie ce travail

Table des matières

I. Variation de la teneur en eau des sols : représentation, modélisation ---------- 6

I.1 Composition du sol ---------- 6

I.2 Les variations de la teneur en eau du sol ---------- 8

I.3 Quelques notions sur la mesure de la teneur en eau du sol ---------- 13

I.3.1 Méthode gravimétrique ---------- 13

I.3.2 Méthode nucléaire ---------- 13

I.3.3 Méthode diélectrique ---------- 14

I.3.4 Télédétection ---------- 14

I.3.5 Tensiomètrie ---------- 14

I.3.6 Psychrométrie ---------- 15

I.4 Modélisation de la teneur en eau du sol ---------- 16

I.4.1 Modèle bicouches (modèle « force-restore ») ---------- 17

I.4.2 Modèle simple à réservoir ---------- 18

I.4.3 Modèle basé sur l'équation de Richards ---------- 21

I.4.4 Modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur ---------- 23

I.5 Choix du modèle TEC ---------- 24

I.6 Conclusion ---------- 28

II. Mise en œuvre du modèle TEC ---------- 30

II.1 Les propriétés hydrodynamiques du sol ---------- 30

II.1.1 La courbe de rétention et la conductivité hydraulique ---------- 30

II.1.1.1 Mesure de la courbe de rétention ---------- 31

II.1.1.1.1 La table de succion ---------- 31

II.1.1.1.2 Chambre de pression ---------- 31

II.1.1.1.3 Equilibre en phase gazeuse ---------- 32

II.1.1.2 Méthode de mesure de la conductivité hydraulique ---------- 33

II.1.1.2.1 Infiltromètre et mesure de la conductivité hydraulique à saturation (K_s) 33

II.1.1.2.2 Méthode du bilan hydrique ---------- 34

II.1.1.2.3 Méthode de Wind ---------- 35
II.1.1.2.4 La méthode de Multi-Step outflow---------- 36
II.1.1.2.5 Méthode de Beerkan ---------- 37
II.1.1.2.6 Méthode de l'infiltromètre à disque---------- 38
II.1.1.2.7 Méthode inverse ---------- 39
II.1.2 Le coefficient de diffusion gazeuse ---------- 40
II.2 Les propriétés thermiques du sol ---------- 40
II.3 Les conditions initiales ---------- 41
II.4 Les conditions a la limite inférieure ---------- 41
II.5 Les propriétés de surface du sol ---------- 41
II.5.1 Albédo ---------- 41
II.5.2 La Rugosité ---------- 41
II.5.3 Emissivité ---------- 42
II.6 Analyse de sensibilité et choix retenu pour la mis en oeuvre de TEC---------- 42
II.6.1 Méthodes ---------- 42
II.6.2 Résultats ---------- 43
II.6.3 Choix des paramètres ---------- 46
II.6.3.1 Les fonctions de pédotransferts comme alternatives aux méthodes de mesures des propriétés hydrodynamiques du sol---------- 48
II.6.3.1.1 Les différents types de fonction de pédotransferts (FPTs) ---------- 48
II.6.3.1.2 Evaluation des fonctions de pedotransfert ---------- 51
II.6.3.1.3 Choix des fonctions de pedotransfert---------- 55
II.6.3.2 Les fonctions de pédotransferts comme alternatives pour produire le coefficient de diffusion gazeuse ---------- 55
II.6.3.3 Les fonctions de pédotransferts comme alternatives pour produire les propriétés thermiques du sol ---------- 57
II.6.3.4 Les conditions initiales ---------- 59
II.6.3.5 Les conditions a la limite inférieure ---------- 62
II.6.3.6 Les propriétés de surface ---------- 63
II.7 Conclusion ---------- 64

III. L'expérimentation de Mons ---------- 67

III.1 Le site expérimental ---------- 67

III.2 Les traitements mis en place ---------- 67

III.3 Les mesures réalisées ---------- 68

III.3.1 Le suivi du régime hydrique ---------- 68

III.3.2 Le suivi du régime thermique ---------- 71

III.3.3 La masse volumique ---------- 73

III.3.4 Analyse de la granulométrie ---------- 75

III.3.5 Les propriétés hydrodynamique du sol ---------- 76

III.3.5.1 La méthode de Wind et la chambre de pression ---------- 76

III.3.5.2 La méthode de Beerkan ---------- 78

III.3.5.3 La méthode inverse du modèle ---------- 81

III.4 Les mesures climatiques ---------- 83

III.5 Conclusion ---------- 86

IV. Représentation de la dynamique de la teneur en eau dans les couches de surface d'un sol cultivé : expérimentation de Mons ---------- 88

IV.1 Representing moisture dynamic in tilled soil layers as a function of soil characterization efforts ---------- 93

IV.1.1 Introduction ---------- 93

IV.1.2 Material and Methods ---------- 94

IV.1.3 The Experiment ---------- 95

IV.1.4 The Model ---------- 96

IV.1.5 Scenarios ---------- 99

IV.1.5.1 Soil hydraulic functions ---------- 99

IV.1.5.2 Initialization ---------- 103

IV.1.5.3 Bottom Boundary conditions ---------- 103

IV.1.6 Results ---------- 104

IV.1.6.1 Impact of tillage on soil hydraulic properties and moisture variations - 104

IV.1.6.2 Impact of soil hydraulic function estimation ---------- 107

IV.1.6.3 Impact of soil moisture initialisation ---------- 114

IV.1.6.4 Impact of the bottom boundary condition ---------- 116

IV.1.7 Conclusions ---------- 118

V. Simulation de la teneur en eau de la surface du sol en utilisant un modèle mécaniste mis en œuvre avec des informations limitées de sol ---------- 121

V.1 Top soil moisture simulation using a mechanistic model implemented with limited soil characterization. ---------- 124

V.1.1 Introduction ---------- 124

V.1.2 Material and method ---------- 126

V.1.2.1 The soil water transfer model ---------- 126

V.1.2.2 The Reference data set ---------- 127

V.1.2.3 Options for TEC model implementation with limited observations ------- 131

V.1.2.3.1 Hydraulic functions ---------- 132

V.1.2.3.2 Initialization ---------- 132

V.1.2.3.3 Bottom boundary condition ---------- 133

V.1.2.4 Validation set of data ---------- 133

V.1.3 Results ---------- 134

V.1.3.1 Impact of using PTF functions ---------- 134

V.1.3.2 Impact of the initialisation ---------- 138

V.1.3.3 Impact of bottom boundary conditions ---------- 141

V.1.4 Proposed methodology and evaluation against the validation set of data ---- 142

V.1.5 Conclusions ---------- 146

Liste des Tableaux

Tableau I-1 Résumé des différentes méthodes de mesures de la teneur en eau ---------- 16

Tableau I-2 Principales hypothèses faites dans le modèle TEC ---------- 27

Tableau II-1 Résume des méthodes de mesures de potentiel hydrique ---------- 32

Tableau II-2 La gamme des variations des paramètres testés ---------- 43

Tableau II-3 Synthèse sur l'impact et l'accessibilité des données d'entrée du modèle TEC --- 47

Tableau II-4 Caractéristiques des travaux réalisées sur l'évaluation des FPTs. ---------- 52

Tableau II-5 Caractéristiques des travaux réalisées sur l'évaluation des FPTs dans des modèles de transfert d'eau. ---------- 54

Tableau II-6 Variables d'entrée et domaines de validité des FPTs choisies. ---------- 55

Tableau II-7 Paramètres d'entrées du modèles de (de Vries 1963). ---------- 58

Tableau II-8 Les paramètres étudiées dans TEC ---------- 64

Tableau II-9 Les paramètres TEC ne faisant pas l'objet d'une étude particulière dans notre travail ---------- 65

Tableau III-1 Description générale de l'expérimentation ---------- 68

Tableau III-2 Fractions granulométriques des trois traitements. ---------- 75

Tableau IV-1 Soil characteristics ---------- 95

Tableau IV-2 List of TEC model INPUT ---------- 98

Tableau IV-3 Soil hydraulic functions and variables used in the PTF to determine hydraulic function parameters ---------- 101

Tableau V-1 Soil characteristics ---------- 128

Tableau V-2 Number of raining sequences for reaching RMSE =0.01 m^3 m^{-3} in the 0-30 cm layer for various initial potential and various amount of rain in each sequence and two different soil ---------- 141

Liste des Figures

Figure I-1 Représentation schématique de la constitution d'un volume de sol---------- 7

Figure I-2 Principaux processus physiques dans l'évaporation de sol ---------- 10

Figure I-3 Evolution de la teneur en eau des horizons 0-5 cm et 0-30 cm pour deux types de sol aux propriétés hydrodynamiques contrastées. ---------- 11

Figure I-4 Les propriétés hydrodynamiques (conductivité hydraulique en haut, courbe de rétention en bas) des deux sols utilisés dans la comparaison présentée. ---------- 12

Figure I-5 Schéma de principe du tensiomètre ---------- 15

Figure I-6 Représentation schématique du module de bilan hydrique du modèle STICS ----- 19

Figure I-7 Contribution des couches du sol à l'évaporation en fonction de la profondeur pour différentes valeurs des paramètres *CFES* et *ZESX* ---------- 20

Figure I-8 Représentation schématique du modèle TEC ---------- 26

Figure II-1 Principe de la table de succion (a) et la chambre de pression (b) ---------- 31

Figure II-2 Mesure du potentiel matriciel en phase gazeuse---------- 32

Figure II-3 Infiltromètre de Müntz---------- 33

Figure II-4 Infiltromère à double anneau---------- 34

Figure II-5 Infiltromètre de Guelph---------- 34

Figure II-6 Méthode de bilan hydrique pour calculer la conductivité hydraulique ---------- 35

Figure II-7 Principe de la Méthode de Wind ---------- 36

Figure II-8 Schéma de la méthode de Multi-step outflow ---------- 37

Figure II-9 Protocole de la méthode de BEER-KAN---------- 38

Figure II-10 Schéma d'un infiltromètre TRIMS ---------- 39

Figure II-11 Evolution de la teneur en eau de surface (horizons 0-5 cm et 0-30 cm) pour un sol limon sableux en fonction de valeurs déférentes de l'albédo du sol. ---------- 44

Figure II-12 Le RMSE de la teneur en eau de surface (horizons 0-5 cm et 0-30 cm) pour un (a) un sol limon sableux et (b) un sol argilo-limoneux en fonction de valeurs déférentes des paramètres testes ---------- 45

Figure II-13 Coefficient de diffusion gazeuse en fonction de la porosité libre à l'air ---------- 56

Figure II-14 Variations de la température de l'air pour l'année 2002 sur le site de Mons ----- 61

Figure II-15 Evolution de la température du sol calculée à partir de l'équation (II-10). ------- 62

Figure III-1 Evolution de la teneur en eau volumique de la couche 0-5 cm au cours de temps pour le traitement TILL ---------- 69

Figure III-2 Evolution de la valeur absolue du potentiel hydrique pour les traitements (a) NOTILL et (b) TILL ---------- 70

Figure III-3 Evolution de la température du sol mesuré sur le terrain pour les traitement (a) TILL, (b) NOTILL et (c) COMP ---------- 72

Figure III-4 La masse volumique des parcelles (a) TILL, (b) NOTILL et (c) COMP. --------- 74

Figure III-5 Courbe de rétention ajustée pour les trois traitements : (TILLSURF 0-22.5 cm, NOTILLSURF 0-5 cm et COMPSURF 0-27.5 cm). ---------- 76

Figure III-6 Courbe de la conductivité hydraulique pour les trois traitements. ---------- 77

Figure III-7 Courbes de rétention établies à partir de la méthode de Beerkan ---------- 79

Figure III-8 Courbe de la conductivité hydraulique établie à partir de la méthode de Beerkan ---------- 80

Figure III-9 Courbes de rétention dérivées du calage ---------- 82

Figure III-10 Courbes de conductivité hydraulique dérivées du calage ---------- 82

Figure III-11 Conditions climatiques durant l'expérimentation ---------- 85

Figure IV-1 La conductivité hydraulique des traitements TILL et NOTILL. ---------- 90

Figure IV-2 Les propriétés hydrodynamiques des trois traitements dérivées à l'aide de FPT de Wosten. (a) La courbe de rétention (b) La conductivité hydraulique ---------- 91

Figure IV-3 La teneur en eau simulée et observée à l'aide de la FPT de Wosten ---------- 92

Figure IV-4 Soil hydraulic properties (a) represents the measured hydraulic conductivities, (b) the retrieved hydraulic conductivities by inverting the TEC model (c) the measured retention curve. SURF and SUB in the caption refers to surface and subsurface layer, respectively.- 106

Figure IV-5 Soil moisture measured and simulated using the REF scenario---------- 107

Figure IV-6 Soil Hydraulic functions given by the PTFs (WOS, BRA, VER, COS), the measurements (BRK, WND) and the TEC model inversion in the case of the Surface layer of the TILL Case. (a) $\psi(\theta)$ (b) $K(\theta)$---------- 108

Figure IV-7 Comparison of the soil moisture given by the REF (solid line) and (a) BRA, (b) COS , (c) WOS and (d) WND scenarios ---------- 111

Figure IV-8 Error (RMSE) obtained on the soil moisture in the 0-5 cm layer (a, c, e) and the 0-30 layer (b,d,f) with the different scenarios for hydraulic functions ---------- 113

Figure IV-9 Influence of the soil moisture initialization on the soil moisture in the top 30 cm. Bold line corresponds to the REF simulation. ---------- 115

Figure IV-10 Influence of the initialization conditions on the soil moisture in the top 30 cm ---------- 115

Figure IV-11 Influence of the bottom boundary conditions on the soil moisture in the top 30 cm. Bold line corresponds to the REF simulation. ---------- 117

Figure IV-12 Error made on the soil moisture in the 0-30 cm layer---------- 117

Figure V-1 Representation of the hydraulic properties (a) $\psi(\theta)$, (b) $K(\theta)$ of the soils used in the study. ---------- 129

Figure V-2 Evolution of the soil volumetric water content averaged in the 0-5cm and 0-30 cm for the reference simulation made with the MO-SiL soil with (a) the Mons Climatic sequence and (b) the Avignon climatic sequence. ---------- 131

Figure V-3 Comparison of the soil volumetric water content averaged in the 0-5cm and 0-30 cm simulated with the soil properties given by the reference (REF) or the Rawls and Brakensiek (1985) (BRA) and Wösten (1997) (WOS). ---------- 135
Figure V-4 Error (RMSE) on the soil volumetric water content averaged in (a) the 0-5 cm layer and (b) the 0-30 cm layer. The RMSE was computed by gathering results obtained with both Avignon and Mons climatic sequences for every soil and every PTF. ---------- 136
Figure V-5 Error (MEP) on the soil volumetric water content averaged in (a) the 0-5 cm layer and (b) the 0-30 cm layer. The RMSE was computed by gathering results obtained with both Avignon and Mons climatic sequences for every soil and every PTF. ---------- 136
Figure V-6 same as Figure 4 for the local moisture at 30 cm derived either from the simulated moisture results (BRA, WOS) or from simulated water potential converted into soil moisture by the reference $\psi(\theta)$ relations (BRA-CALC and WOS-CALC) ---------- 137
Figure V-7 Error (RMSE) on the soil volumetric water content averaged in (a) the 0-5 cm layer and (b) the 0-30 cm layer ---------- 138
Figure V-8 Evolution of the average soil water content in the 0-30 cm layer for (a) the AL-SiCL and (b) CO-SiL soil. Simulations differed by the initialisation guesses and the amount of precipitation which were applied every 6 days---------- 140
Figure V-9 Error (RMSE) on the soil volumetric water content averaged in a) the 0-5 cm layer and b) the 0-30 cm layer. The RMSE was computed by gathering results obtained with both Avignon and Mons climatic sequences for every soil using different guesses or strategies- 142
Figure V-10 Comparison of the soil volumetric water content averaged in the 0-5cm and 0-30 cm ---------- 144
Figure V-11 Same as Figure V-10, but with the SL-NOTILL experiment ---------- 145
Figure V-12 Same as Figure V-11, but with the SiCL-AL102 experiment---------- 145

Liste des symboles

Paramètre	Définition	Unité
ϕ	Porosité du sol	$L^3 L^{-3}$
τ	Constante de temps	T
ψ	Potentiel hydrique	L
$\lambda (\theta)$	Conductivité thermique	$MT^{-3} LK^{-1}$
$\Lambda(\theta)$	Inertie thermique du sol a la teneur en eau θ	$MT^{-2} K^{-1}T^{-1/2}$
Λ_s	Inertie thermique lorsque le sol est a saturation	$MT^{-2} K^{-1}T^{-1/2}$
ρ_v	Densité de la vapeur d'eau	ML^{-3}
ρ_w	Densité de l'eau	ML^{-3}
a	Albédo du sol	sans dim
C	Pourcentage d'argile	$M M^{-1}$x 100
C_m	Capacité calorifique volumique des constituants	$ML^{-1} T^{-2}K^{-1}$
C_a	Capacité calorifique volumique de l'air	$ML^{-1} T^{-2}K^{-1}$
$C (\psi)$	Capacité capillaire	L^{-1}
CO	Pourcentage de carbone organique	$M M^{-1}$x 100
C_{ps}	Capacité calorifique volumique du sol	$ML^{-1} T^{-2}K^{-1}$
C_s	Capacité calorifique volumique de solide	$ML^{-1} T^{-2}K^{-1}$
CSi	Somme des pourcentages d'argile et de limon.	$M M^{-1}$x 100
C_T	Capacité calorifique du sol	$ML^{-1} T^{-2}K^{-1}$
$D (\theta)$	Diffusion gazeuse dans le sol	$L^2 T^{-1}$
DoY	Jour julien,	T
D_T	Diffusivité thermique du sol	$L^2 T^{-1}$
D_{TT}	Conductivité thermique apparente	$MT^{-3} LK^{-1}$
D_{vh}	Conductivité gazeuse isotherme	$L T^{-1}$
E_g	Flux d'évaporation du sol nu	$M L^{-2} T^{-1}$
F_C	Fraction massique des constituants minéraux autre que quartz	$M M^{-1}$ x 100
F_{MO}	Fraction massique de la matière organique	$M M^{-1}$ x 100

F_Q	Fraction massique de quartz	$M\ M^{-1} x\ 100$
G	Flux de chaleur dans le sol	MT^{-3}
H	Flux de chaleur sensible	MT^{-3}
HA	Teneur en eau résiduelle de la couche *i*	L^3L^{-3}
h_b	Pression capillaire	L
HUCC	Teneur en eau a la capacité au champ	L^3L^{-3}
HUR	Teneur en eau réelle	L^3L^{-3}
$K(\theta)$	Conductivité hydraulique du sol	LT^{-1}
K_i	Conductance évaporative	LT^{-1}
K_s	Conductivité hydraulique a saturation	LT^{-1}.
L	Chaleur latente de vaporisation	L^2T^{-2}
LE	Le flux de chaleur latente	MT^{-3}
M_{50}	Madian des particules de sable	L
M_a	Masse de la phase gazeuse	M
MO	Pourcentage de matière organique	$M\ M^{-1}$ x 100
M_s	Masse de la phase solide	M
M_t	La masse totale de sol	M
M_w	Masse de la phase liquide	M
OC	Le pourcentage de carbone	$M\ M^{-1}$ x 100
P_g	Le taux de précipitation atteignant la surface du sol	LT^{-1}
Phase (z)	Déphasage de l'onde de température à une profondeur z par rapport l'onde annuelle de température	T
Por_a	La porosité libre a l'air	L^3L^{-3}
P_{va}	Pression partielle de vapeur d'eau de l'air	$M\ L^{-1}\ T^{-2}$
R_a	Rayonnement atmosphérique	MT^{-3}
R_g	Rayonnement global	MT^{-3}
R_n	Flux du rayonnement net a la surface	MT^{-3}
RU	Réserve utile en eau	L
S	Pourcentage de sable	$M\ M^{-1}$ x 100
S_f	Pourcentage de sable fin	$M\ M^{-1}$ x 100
S_g	Pourcentage de sable grossier	$M\ M^{-1}$ x 100

Si	Pourcentage de limon	$M\ M^{-1}$ x 100
t	Temps	T
T(z)	Température du sol à la profondeur z (m),	K
T_{tz}	Température du sol au cours de temps	K
T_a	Température de l'air	K
T_{amp}	Amplitude thermique, annuelle ou journalière.	K
T_{mean}	Température moyenne du sol	K
U_a	Vitesse du vent	LT^{-1}
V_a	Volume de la phase gazeuse	L^3
V_s	Volume de la phase solide	L^3
V_t	Volume total de sol	L^3
V_w	Volume de la phase liquide	L^3
w_{fc},	Teneur en eau volumique a la capacité au champ,	L^3L^{-3}
w_{sat}	Teneur en eau volumique a la saturation	L^3L^{-3}
w_{seq}	Teneur en eau de la surface a l'équilibre entre les forces de gravite et de capillarite.	L^3L^{-3}
z_0	Rugosité aérodynamique	L
zesx	Profondeur maximale du sol affectée par l'évaporation du sol	L
θ	Teneur en eau volumique du sol	L^3L^{-3}.
θ_s	Teneur en eau à saturation	L^3L^{-3}
ρ_d	Masse volumique du sol	ML^{-3}
ρ_s	Masse volumique du solide	ML^{-3}
ρ_v	Masse volumique de la vapeur d'eau	ML^{-3}

INTRODUCTION GENERALE

Introduction Générale

Le contenu en eau des sols n'est pas nécessairement un terme important dans les bilans impliqués dans les cycles hydrologiques. Toutefois la teneur en eau intervient dans de nombreux processus dont la maîtrise est importante dans les applications agricoles, hydrologiques et environnementales. En agriculture, la connaissance précise de la teneur en eau du sol est essentielle pour la gestion appropriée des ressources d'eau et bien planifier les opérations du travail du sol. Avec ces dernières, la structure du sol obtenues dépendra de la structure initiale, des modalités de travail du sol, des propriétés du sol (texture, teneur en matière organique) et de la teneur en eau. Si le sol est trop humide, il y a des risques de tassement et la fragmentation du sol n'est pas satisfaisante du fait d'une plasticité trop importante du sol. Si le sol est trop sec, le travail du sol exige une énergie excessive et peut également produire de grandes mottes (Dexter et Bird 2001). Il peut donc intéressant pour l'agriculteur d'avoir une prévision des teneurs en eau du sol pour une meilleure planification des opérations à réaliser pendant la phase d'implantation, qui est souvent une phase tendue au niveau de l'organisation du travail. Cette tension a d'ailleurs tendance à s'accroître avec l'augmentation de la taille des exploitations agricoles.

Le travail de thèse s'inscrit dans le cadre d'un projet plus vaste qui vise à proposer des outils de prévision de la teneur en eau dans les couches de surface. Une telle prévision résulte d'un modèle de transferts d'eau dans le sol couplé à un forçage atmosphériques donné par les prévisions météorologiques. La principale difficulté dans ce type d'approche réside dans la caractérisation des propriétés de transfert du sol et en particulier celles de la couche labourée qui joue un rôle crucial dans les échanges sol-atmosphère. Ces propriétés représentent un maillon essentiel pour la compréhension et la modélisation du comportement hydrique des sols tel que leur capacité du sol à retenir l'eau ou conduire l'eau entre les couches et vers l'interface sol atmosphère. La caractérisation des propriétés de transfert peut se faire en laboratoire. C'est malgré tout, une opération lourde dont la généralisation est inimaginable dans un contexte opérationnel. Si la question de la détermination des propriétés hydrodynamiques pour la mise en œuvre d'un modèle de transfert hydrique est souvent le problème traité, il convient de ne pas négliger les autres entrées tels que l'initialisation ou le calcul des conditions aux limites.

L'objectif de ce travail est de mettre en place une méthode permettant de faire fonctionner un modèle de transfert hydrique pour estimer l'évolution de la teneur en eau dans la couche

labourée, qui est considérée comme déterminante pour prendre la décision d'intervenir dans les parcelles ou pas. Nous nous limiterons au cas des sols nus et, *de facto*, les résultats de ce travail se limiteront à des opérations techniques réalisées dans le cadre de l'implantation des cultures. Un tel choix nous oriente également vers des conditions climatiques à demande évaporative modérée, sachant que les opérations d'implantation des cultures se font au printemps ou à l'automne. Pour aborder d'autres actes techniques comme la récolte, des modèles prenant en compte la végétation devront être pris en compte. Ceux-ci apportent des difficultés supplémentaires, telles que le rôle de la végétation dans les échanges avec l'atmosphère ou la prise en compte des puits racinaires qui vont agir sur l'ensemble du profil hydrique de la couche occupée par les racines.

L'enjeu de ce travail est de pouvoir mettre en œuvre des modèles de transfert hydrique avec des informations facilement accessible telles que les données climatiques standard ou des propriétés des sols classiquement répertoriées telles que la granulométrie ou la teneur en matière organique. La méthode développée devra prendre en compte ce contexte d'informations limitées et nous évaluerons quelle sera la précision sur les variables de sortie qui nous intéressent (la teneur en eau dans les 30 premiers centimètres) avec les hypothèses nécessaire pour renseigner les variables et paramètres d'entrée du modèle de transfert hydrique. Dans tout ce travail, nous aurons le souci de proposer des méthodes robustes et par conséquent, nous essayerons de balayer une large gamme de sols.

Le travail réalisé est présenté en cinq chapitres.

Dans le premier chapitre, nous analysons les facteurs de variation de la teneur en eau du sol et les différents types de modèle permettant d'en représenter les variations. L'objectif de cette partie est de définir les critères de choix du modèle retenu pour notre étude.

Dans le second chapitre, nous faisons une synthèse bibliographique sur les différentes méthodes possible pour déterminer les entrées du modèle retenu.

Pour appuyer ce travail nous avons réalisé une expérience sur le domaine expérimental de l'INRA à Mons. Plusieurs traitements ont été réalisés sur un même sol mais avec des états structuraux différents, choisis pour couvrir la gamme des états possibles (du sol finement travaillé à la trace de roue). Sur cette expérience, les données de prévision météorologique ont également été archivées pour évaluer la pertinence des prévisions de teneur en eau. Le troisième chapitre est consacré à la présentation de cette expérience et des principaux résultats.

Dans le quatrième chapitre (présenté sous forme d'un article scientifique) nous cherchons à évaluer, pour un sol et la diversité de ses états structuraux possibles au sein de la couche

labourée, les performances qu'on peut atteindre en mettant en œuvre un modèle avec les informations facilement accessibles mentionnées ci-dessus. Ce travail s'appuie sur les résultats expérimentaux recueillis au cours de l'expérimentation de Mons. Nous cherchons également à évaluer la marge de progression qu'il est possible d'atteindre lorsque des mesures sur les propriétés hydrodynamiques ou la teneur en eau sont possibles.

Enfin, dans le cinquième chapitre (également présenté sous forme d'un article scientifique), nous élargissons l'étude à une grande gamme de sols pour aboutir à une méthodologie de mise en œuvre des modèles qui est ensuite confrontées à des données expérimentales.

Chapitre I

Variation de la teneur en eau des sols : représentation, modélisation

I. Variation de la teneur en eau des sols : représentation, modélisation

I.1 Composition du sol

Le sol est un milieu complexe et dynamique à trois phases : solide, liquide et gazeuse. La phase solide est composée de particules minérales et de particules organiques, la phase liquide est composée d'eau et de solutés, la phase gazeuse est l'air du sol. Les particules de la phase solide sont de tailles diverses et de formes irrégulières. Deux notions sont importantes à considérer pour caractériser les particules solides et leur agencement : la texture du sol et la structure du sol.

- La texture du sol représente la distribution des particules élémentaires en fonction de leur diamètre. Pour des particules de diamètre inférieur à 2 mm, trois types de particules sont distingués selon la classification de l'USDA : les sables (0.05-2 mm), les limons (0.002-0.05 mm) et les argiles (moins de 0.002 mm). Les particules de diamètre supérieur à 2 mm sont appelées les éléments grossiers.

- La structure du sol est une caractéristique dynamique qui se réfère à l'arrangement des particules solides. Elle définit la porosité du sol, c'est à dire l'espace poral qui peut être rempli d'eau et d'air. Le volume poral varie dans l'espace et dans le temps en fonction des conditions agri-environnementales et des propriétés du sol. La caractérisation de la structure du sol est indispensable pour l'étude du transfert de l'eau dans le sol car elle détermine les propriétés hydrodynamiques du sol.

Les variables importantes à connaître par rapport aux propriétés physiques et hydrodynamiques du sol sont, comme le montre la figure (I-1) :

La masse volumique du solide $$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \qquad \text{(I-1)}$$

La masse volumique apparente du sol $$\rho_d = \frac{M_s}{V_t} \qquad \text{(I-2)}$$

La porosité totale $$\phi = \frac{V_g + V_l}{V_t} \quad \text{(I-3)}$$

La teneur en eau volumique $$\theta = \frac{V_l}{V_t} \quad \text{(I-4)}$$

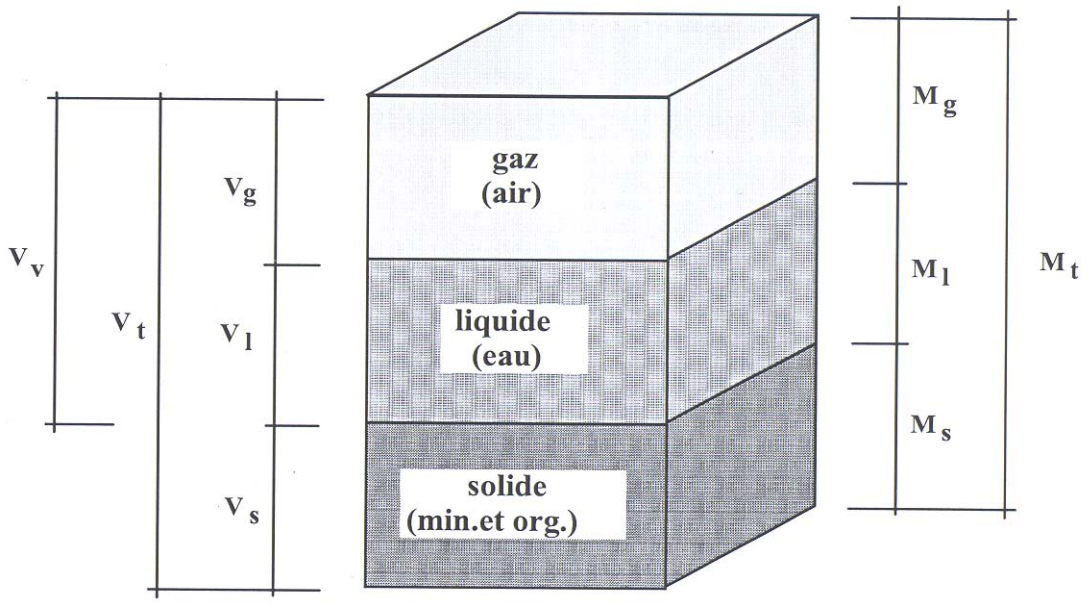


Figure I-1 Représentation schématique de la constitution d'un volume de sol

V_s représente le volume de la phase solide	m^3
V_l représente le volume de la phase liquide	m^3
V_g représente le volume de la phase gazeuse	m^3
V_t représente le volume total de sol	m^3
M_s représente la masse de la phase solide	kg
M_l représente la masse de la phase liquide	kg
M_g représente la masse de la phase gazeuse	kg
M_t représente la masse totale de sol	kg
ρ_s représente la masse volumique du solide	kg m^{-3}
ρ_d représente la masse volumique du sol	kg m^{-3}
ϕ représente la porosité du sol	m^3 m^{-3}
θ représente la teneur en eau volumique	m^3 m^{-3}

I.2 Les variations de la teneur en eau du sol

Lorsqu'une pluie tombe à la surface d'un sol nu, une partie ruisselle en surface et l'autre s'infiltre dans le sol. L'eau infiltrée est ensuite soit drainée vers les couches du sol profond ou la nappe soit évaporée. Le partage ruissellement infiltration est élément important car il permet de déterminer la quantité d'eau qui alimente réellement le sol. Celle-ci est en général inférieure aux précipitations sauf dans des zones d'accumulation où l'eau est acheminée par ruissellement produit par les surfaces adjacentes. L'infiltration est conditionnée par les propriétés de transfert du sol qui dépendent de nombreux facteurs :

Le type du sol (les propriétés hydrodynamiques du sol)

La compaction de la surface du sol (par exemple, dégradation de la structure de la couche de surface du sol et la formation d'une croûte dense imperméable)

La couverture du sol

La topographie et la morphologie

Le débit de l'alimentation (intensité de la précipitation, débit d'irrigation)

La teneur en eau initiale du sol

L'évaporation à la surface du sol se définit par le passage de l'eau de la phase liquide à la phase vapeur. L'évaporation est une des composantes fondamentales du bilan hydrique et son étude est essentielle pour connaître l'état hydrique d'un sol. Nous pouvons distinguer trois phases d'évaporation pendant une période de dessèchement d'un sol nu :

- La première phase concerne les sols humides en surface pendant laquelle l'évaporation est dépendante de la demande climatique. L'évaporation est égale à l'évaporation potentielle, qui est définie comme la quantité de l'eau qui pourrait être évaporée dans des conditions où l'eau n'est pas un facteur limitant du processus évaporatif.
- La deuxième phase est la phase où apparaît une diminution significative de l'évaporation réelle par rapport à l'évaporation potentielle. Cette diminution s'explique par une diminution de la teneur en eau à la surface du sol. Cette diminution est engendrée par l'insuffisance du flux de réalimentation de la surface du sol à partir des horizons profonds, flux qui n'arrive pas à compenser les pertes en eau liées à l'évaporation.
- La troisième phase est la phase avec une évaporation faible quand le sol devient très sec en surface. Les transferts d'eau dans le sol durant cette troisième phase se font principalement en phase vapeur car la conductivité hydraulique devient très faible.

Les changements de phase liquide/gaz ont principalement lieu dans les premiers centimètres en dessous de la surface du sol (hormis un sol très sec). Le coefficient de diffusion gazeuse apparent de la vapeur d'eau dans le sol et les transferts de chaleur dans le sol (qui alimentent le changement de phase) deviennent prépondérants.

L'évaporation d'un sol nu est donc influencée par la demande climatique mais aussi par la capacité du sol à répondre à cette demande et notamment par sa capacité à transmettre de l'eau depuis la profondeur vers la surface. La figure (I-2) résume les principaux processus physiques impliqués dans l'évaporation de l'eau du sol.

Les facteurs climatiques vont agir sur le flux d'évaporation à trois niveaux :

- Par l'apport d'énergie (rayonnements global et atmosphérique) pour assurer le changement de phase et dans une moindre mesure par les échanges convectifs entre le sol et l'air (température de l'air).
- Par la turbulence de l'air qui conditionne les échanges de vapeur d'eau entre la surface du sol et l'atmosphère. Ce sont principalement des processus convectifs qui dépendent de la vitesse du vent et de la rugosité de surface. Plus ces grandeurs sont grandes plus la turbulence est élevée et plus les échanges sont importants.
- Par le niveau de la teneur en eau de l'air. Plus l'air est sec, plus le contraste avec la surface évaporante est important.

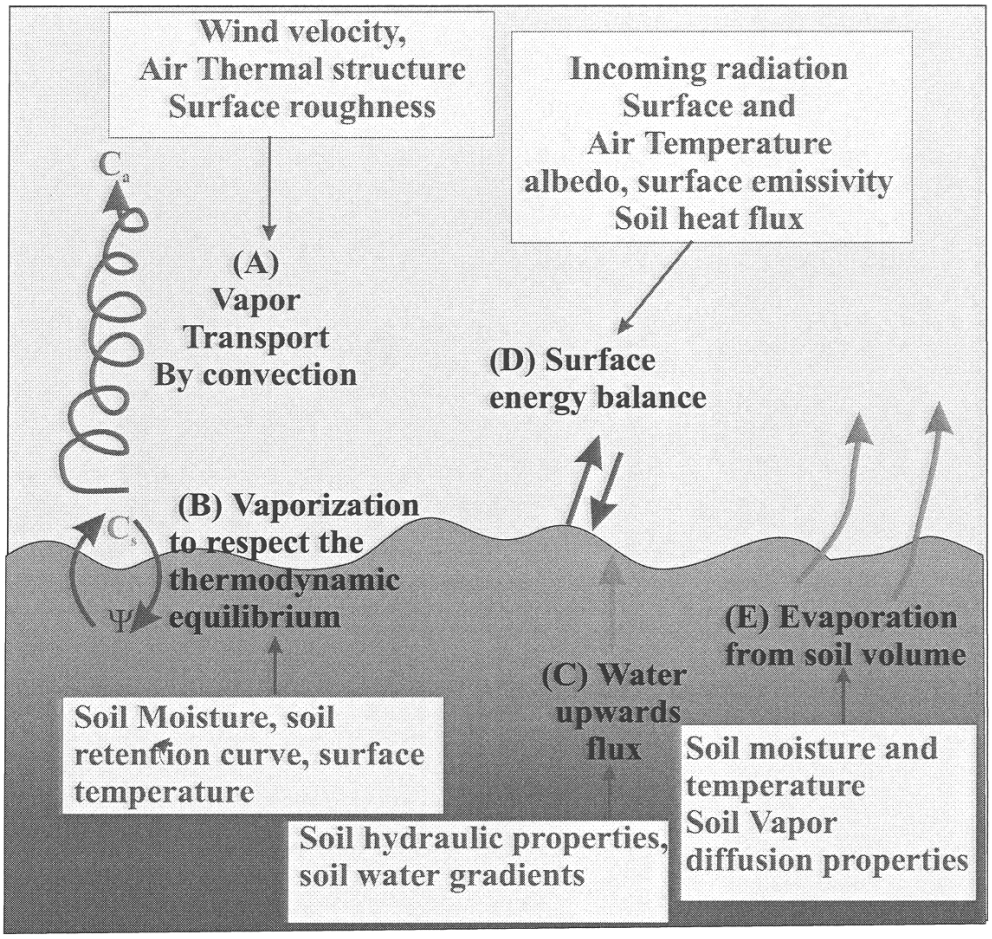


Figure I-2 Principaux processus physiques dans l'évaporation de sol, d'après (Chanzy 2003)

Les propriétés du sol qui influencent le plus le flux d'évaporation d'un sol nu sont les propriétés hydrodynamiques. Celles-ci interviennent dans la capacité du sol à retenir de l'eau et dans le transfert de l'eau depuis les horizons profonds vers la surface évaporante. Il faut aussi considérer les propriétés de la surface du sol (albédo et rugosité) qui joue sur le bilan d'énergie de la surface du sol.

Nous avons vu que les propriétés hydrodynamiques jouent un rôle essentiel dans le bilan hydrique et dans le changement de la teneur en eau du sol. La figure (I-3) illustre l'évolution de la teneur en eau au cours de temps pour deux sols qui ont des propriétés hydrodynamiques très contrastées, figure (I-4): un sol argilo-limoneux (AL-SiCL) selon la classification de l'USDA (42 % d'argile) et un sol limono sableux (MX-SL) (53 % de sable). Le sol limono sableux a une capacité de rétention plus faible que le sol argilo-limoneux. Cela se traduit par une teneur en eau plus faible au démarrage de la simulation (les

simulations ont été initialisées avec le même potentiel de l'eau). Le sol limono-sableux présente également une plus forte conductivité hydraulique que le sol argilo-limoneux. Cela implique un ressuyage plus rapide et une contribution potentielle des couches profondes à la réalimentation de la surface évaporante plus forte. En conséquence, on observe un assèchement plus marqué des couches profondes du sol limono-sableux par rapport à celui du sol argilo-limoneux.

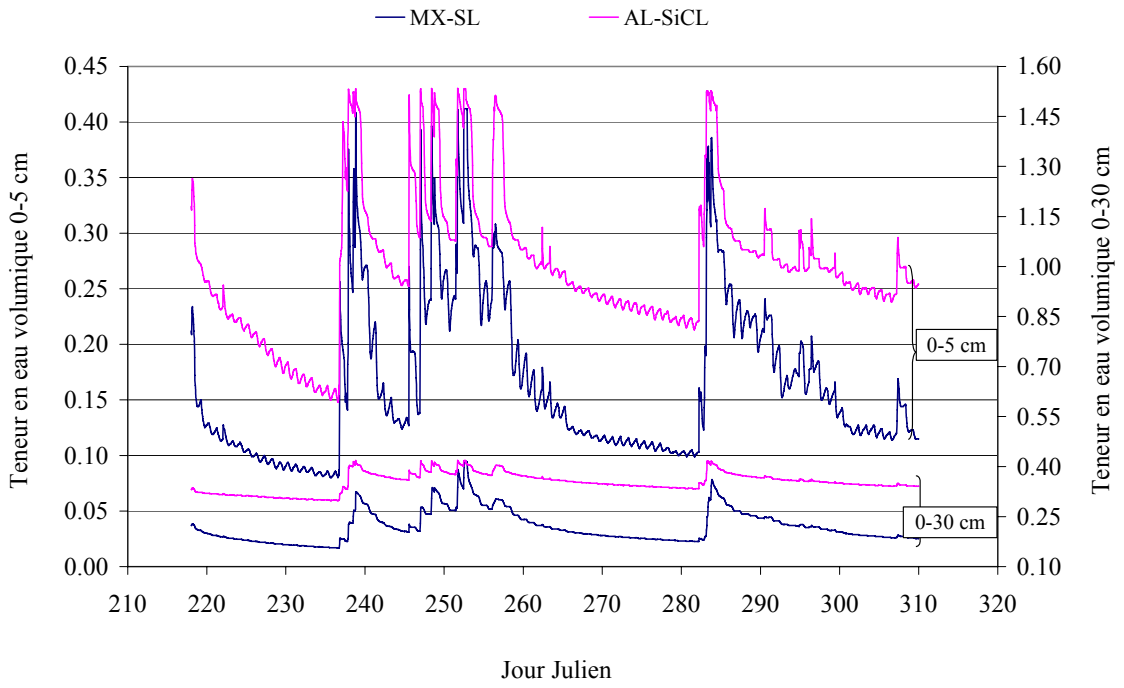


Figure I-3 Evolution de la teneur en eau des horizons 0-5 cm et 0-30 cm pour deux types de sol aux propriétés hydrodynamiques contrastées.

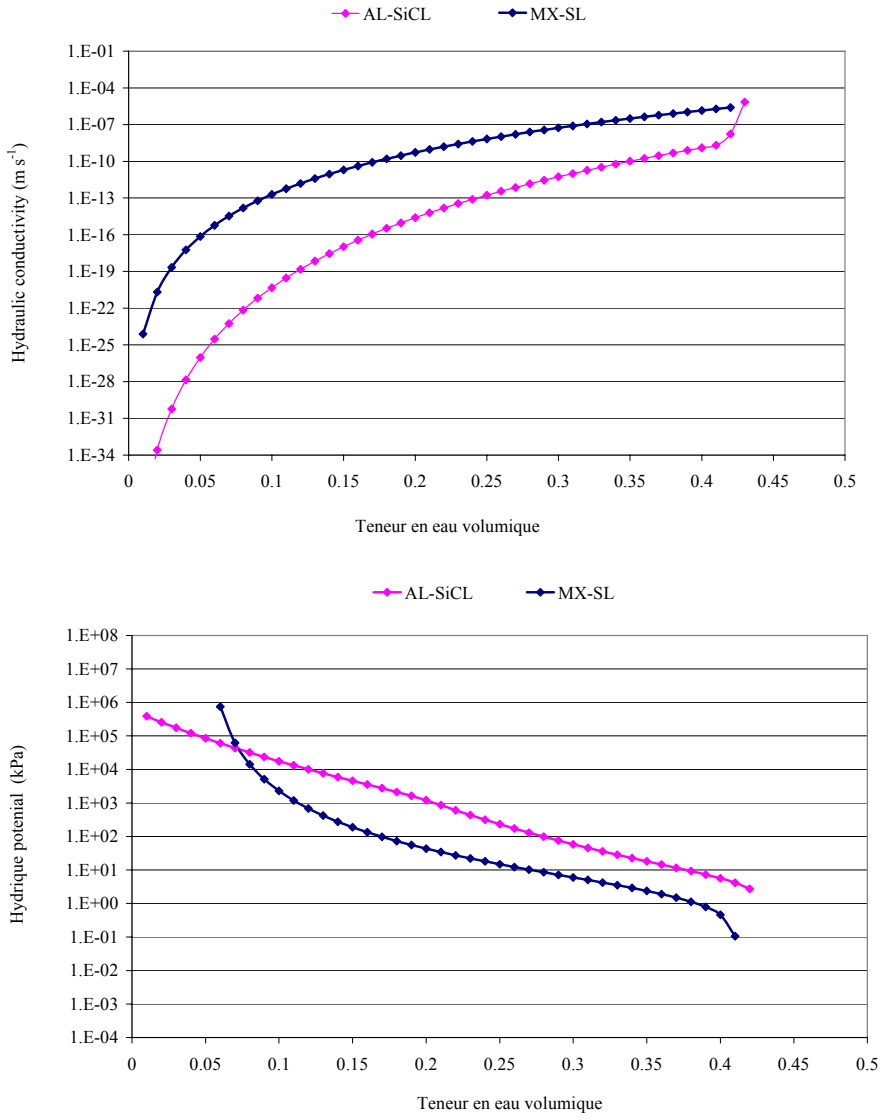


Figure I-4 Les propriétés hydrodynamiques (conductivité hydraulique en haut, courbe de rétention en bas) des deux sols utilisés dans la comparaison présentée.

Il est important de souligner que les propriétés hydrodynamiques du sol sont variées temporellement et spatialement. Ce qui signifie que le suivi du régime hydrique du sol n'est pas une tache facile et que le profil du la teneur en eau du sol est hétérogène et irrégulier. Le problème est encore plus compliqué notamment dans les sols travaillés, (les premiers 30 centimètres du sol). Grayson *et al.* (1997), a souligné que l'hétérogénéité spatiale du profil de la teneur en eau est contrôlée par plusieurs facteurs parmi eux les propriétés hydrodynamiques du sol. Dans les sols nus et cultivés, l'existence d'une croûte à la surface

du sol influence fortement les propriétés hydrodynamiques du sol, le taux de ruissellement et la rugosité du surface du sol (Le Bissonnais *et al.* 2005), (Hebrard *et al.* 2006).

I.3 Quelques notions sur la mesure de la teneur en eau du sol

On peut chercher à estimer la teneur en eau d'un sol à partir d'une mesure en lien avec la quantité d'eau dans le sol ou avec l'état énergétique de l'eau dans le sol, c'est à dire avec le potentiel de l'eau dans le sol.

I.3.1 Méthode gravimétrique

La mesure de référence de la teneur en eau d'un sol est la méthode gravimétrique, qui correspond à une pesée d'un échantillon de sol avant et après séchage à l'étuve à une température de 105 ^{o}C. Cette méthode est une mesure directe de la teneur en eau, toutes les autres méthodes sont des méthodes indirectes.

I.3.2 Méthode nucléaire

C'est la sonde à neutrons. Le principe de fonctionnement est basé sur la mesure de la quantité de neutrons lents réfléchis dans un volume de sol entourant une source radioactive. Ces neutrons lents réfléchis proviennent de l'interaction des neutrons rapides avec les atomes d'hydrogène qui sont inclus dans les molécules d'eau du sol. La relation quantité de neutrons détectés/teneur en eau du sol nécessite d'être étalonnée dans chaque situation expérimentale. Le volume de sol prospecté par le rayonnement (sphère d'influence) est de l'ordre de 20 cm, ce qui rend cette méthode inadéquate pour les mesures proches de la surface du sol.

I.3.3 Méthode diélectrique

Il s'agit des sondes capacitives et de la TDR (Time Domain Reflectometry ou Réflectométrie dans le Domaine Temporel). Ces méthodes sont basées sur le fait que l'eau possède une constante diélectrique ($\varepsilon_{eau} = 80$) beaucoup plus forte que celle de l'air et des minéraux ($\varepsilon_{air} = 1$ et $2 < \varepsilon_{minéraux} < 7$). Dans le cas des méthodes capacitives, la constante diélectrique est mesurée en introduisant un système à deux électrodes dans le sol. Ces électrodes forment avec le sol un condensateur dont la capacité dépend de la géométrie et de la permittivité du milieu. On mesure la fréquence propre d'un oscillateur induit par un tel condensateur qui est reliée à la permittivité diélectrique. La mesure TDR est basée sur la propagation d'une onde électromagnétique. Il s'agit de mesurer le temps de propagation d'une onde électromagnétique avant réflexion au bout d'un guide d'onde installé dans le sol (généralement constitué d'un ensemble de 2 à 3 aiguilles métalliques parallèles). Le temps de propagation dépend de la constante diélectrique du milieu. Ces méthodes nécessitent en général d'être étalonnées. Un étalonnage standard est cependant fourni pour la TDR (Topp et Davis 1985)

I.3.4 Télédétection

Il est possible d'accéder à la permittivité diélectrique des premiers centimètres de sol par télédétection micro-onde (radar, radiométrie). La principale difficulté de ces techniques résident dans les ambiguïtés induites par les effets de la végétation et de la rugosité qui rendent l'inversion de signal difficile ((Chanzy 1993); (Ulaby *et al.* 1986) Par contre la télédétection est une méthode permettant de mesurer la teneur en eau des tous premiers centimètres du sol.

I.3.5 Tensiomètrie

C'est l'instrument de mesure de l'état hydrique d'un sol qui est le plus répandu, en particulier au champ. Il permet de mesurer le potentiel de l'eau du sol. Il s'agit d'une coupelle en céramique poreuse fixée à l'extrémité intérieure d'un tube rempli d'eau et au

sommet duquel se trouve un manomètre (ou un capteur de pression) (figure I-5). Initialement à un potentiel proche de zéro, l'eau de la coupelle se met en équilibre avec l'eau du sol, qui est à un certain potentiel, en passant progressivement de la coupelle vers le sol. La chute de pression dans le tube, induite par le mouvement de l'eau, est mesurée par un manomètre. Un tensiomètre ne peut fonctionner que dans une gamme faible de potentiel (0-100 kPa). Pour des potentiels supérieures il y a cavitation, une phase gazeuse apparaît et rompt la continuité hydraulique entre le sol et le manomètre.

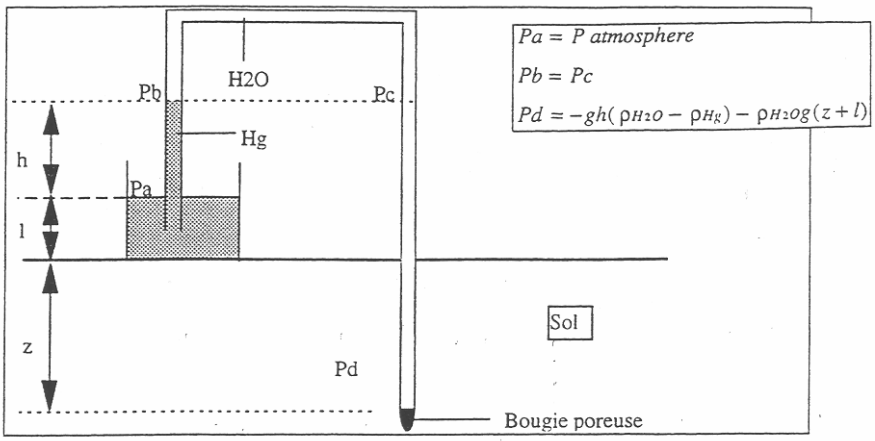


Figure I-5 Schéma de principe du tensiomètre d'après (Chanzy *et al.* 1995)

I.3.6 Psychrométrie

Dans ce cas, c'est la teneur en eau relative $P/P_0(T)$ de la vapeur d'eau dans la phase gazeuse du sol qui est caractérisée. En situation d'équilibre thermodynamique, la teneur en eau relative permet de calculer le potentiel hydrique grâce à la loi de Kelvin. On mesure ici l'écart de température du milieu et celle du point de rosée grâce à un thermocouple refroidi par l'effet Peltier dans une capsule poreuse insérée dans le sol. Le principale intérêt de cette méthode est la large gamme de mesure accessible in situ (0-10 MPa). Cependant, les mesures sont peu précises en condition humide et très sensibles à la qualité des mesures de température. Les variations de température du milieu doivent être prises en compte dans l'interprétation des données.

Tableau I-1 Résumé des différentes méthodes de mesures de la teneur en eau

Méthode	Principe	Utilisation
Gravimétrie	Pesée	Référence, destruction, exigeante en main d'œuvre
Sonde à neutron	Méthode nucléaire	Semi automatisable, problème des sources radioactives, volume de mesure=20 cm
Sonde capacitive	Mesure diélectrique	Automatisable, faible volume de mesure (1-2 cm)
TDR	Mesure diélectrique	Automatisable (cher), mesure rapide, volume de mesure =10 cm
Télédétection	Mesure diélectrique	Exhaustive (adaptée à la spatialisation, limitée aux premiers cm de sol, inversion difficile, effet de la végétation et la rugosité)
Tensiomètre	Mesure du potentiel de l'eau	Méthode la plus utilisée, gamme de mesure 0-100 kPa
Psychromètre	Mesure de la pression de l'eau en phase vapeur	Méthode peu précise en condition humide

Les méthodes présentées sont souvent coûteuses en temps de travail, en matériel ou bien en main d'œuvre. Elles sont peu adaptées pour prendre en compte la variabilité spatiale de l'état hydrique des sols (hormis la télédétection). Cela nous conduit à chercher d'autres moyens de caractérisation de l'état hydrique des sols. Nous proposons d'analyser l'utilisation des modèles de transfert d'eau.

I.4 Modélisation de la teneur en eau du sol

Un certain nombre de modèles mathématiques ont été proposés dans la littérature pour décrire les transferts d'eau dans le sol et les échanges d'eau entre le sol et l'atmosphère. La plupart de ces modèles sont mono-dimensionnels. Il existe quatre principaux types de modèle de transfert d'eau dans le sol:

- modèle bicouches
- modèle simple à réservoir
- modèle basé sur l'équation de Richards
- modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur.

I.4.1 Modèle bicouches (modèle « force-restore »)

Dans un modèle bicouches, le sol est représenté par deux horizons. La description des échanges entre les deux couches varie selon les modèles. Un des plus employés s'appuie sur le principe d'une homogénéisation des couches selon le 'principe de la force restore'. Dans ce modèle, les couches sont d'épaisseur d_1 et d_2. L'horizon 1 correspond au premier centimètre de sol (d_1) et il est utilisé pour le calcul de l'évaporation du sol. L'horizon 2, qui inclut l'horizon 1, correspond à l'épaisseur totale du sol (d2). Ce principe est appliqué dans le modèle ISBA (Interactions between Soil Biosphere Atmosphere) qui été développé par (Noilhan et Planton 1989). Le flux de surface est calculé par le bilan d'énergie et ainsi il est nécessaire de calculer les flux de chaleur dans le sol. Au final, les variables nécessaires pour calculer le bilan hydrique sont :

- les teneurs en eau volumique de l'horizon de surface w_s (I-7) et de l'horizon profond w_2 (I-8).
- la température de surface T_s (I-5) et sa moyenne journalière T_2 (I-6),

Les principales équations s'écrivent de la façon suivante :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T\ (R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2) \qquad \text{(I-5)}$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) \qquad \text{(I-6)}$$

$$\frac{\partial w_s}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1}(P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau}(w_s - w_{seq}), \quad 0 \le w_s \le w_{sat} \qquad \text{(I-7)}$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2}(P_g - E_g - E_{tr}) - \frac{C_3}{\tau}\max\left[0, (w_2 - w_{fc})\right], \quad 0 \le w_2 \le w_{sat} \qquad \text{(I-8)}$$

Le coefficient C_T représente les propriétés thermiques de la surface du sol permettant de décrire les variations de température associées aux flux.

Les coefficients, C_1, C_2 et C_3 sont des coefficients reliés aux propriétés hydrodynamiques du sol qui gouvernent l'évolution de la teneur en eau.

R_n représente le flux du rayonnement net à la surface de sol (W m^{-2}),

H représente le flux de chaleur sensible (W m^{-2}),

LE représente le flux de chaleur latente (W m^{-2}),

w_{fc}, w_{sat} et w_{seq} représentent la teneur en eau volumique à la capacité au champ, à la saturation et la teneur en eau de la surface à l'équilibre entre les forces de gravité et de capillarité.

ρ_w représente la densité de l'eau (kg m^{-3}),

τ représente une constante de temps (s),

P_g représente le taux de précipitation atteignant la surface du sol (mm s^{-1}),

E_g représente le flux d'évaporation du sol nu (kg m^{-2} s^{-1}),

E_r représente la transpiration de la végétation (mm s^{-1})

I.4.2 Modèle simple à réservoir

Les transferts d'eau sont basés sur le principe du réservoir : l'infiltration de l'eau dans le sol s'effectue par un débordement d'une couche à l'autre, l'évaporation se fait par un prélèvement au sein de chaque couche. Ce principe est exploité avec des niveaux de complexité variables allant du simple réservoir (Boulet 1999) à des modèles beaucoup plus compliqués comme le module du bilan hydrique du modèle STICS (Brisson *et al.* 1998).

Dans le modèle STICS, le sol peut être décrit par cinq horizons. Chaque horizon comporte quatre compartiments : la microporosité, la macroporosité, les fissures (cas des sols argileux gonflants) et les cailloux. Chaque horizon est principalement décrit par une masse volumique, une teneur en eau minimale (ou résiduelle), une teneur en eau au point de flétrissement, une teneur en eau à la capacité au champ et une teneur en eau initiale. Le transfert de l'eau dans la microporosité du sol est calculé par couche élémentaire de 1 cm. Les apports d'eau remplissent les couches en cascade sachant que la limite supérieure de chaque réservoir élémentaire correspond à la teneur en eau à la capacité au champ. Au niveau d'une discontinuité pédologique entre deux horizons la quantité d'eau infiltrée est limitée par le paramètre d'infiltration qui alimente ainsi la macroporosité de l'horizon. (Figure I-6).

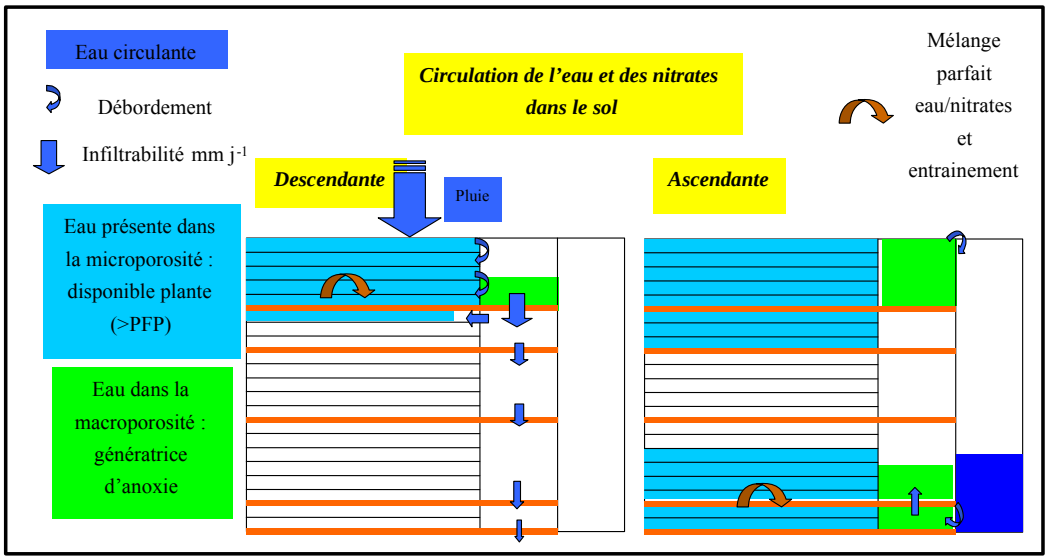


Figure I-6 Représentation schématique du module de bilan hydrique du modèle STICS, d'après (Brisson *et al.* 1998)

L'eau peut-être extraite par évaporation jusqu'à une profondeur *ZESX*. En surface, le sol peut se dessécher jusqu'à la teneur en eau résiduelle. En dessous de la profondeur *ZESX*, le prélèvement d'eau ne peut se faire que par extraction racinaire et la teneur en eau ne peut pas diminuer au dessous de celle du point de flétrissement.

L'évaporation du sol est calculée en deux temps par une formulation semi-empirique à partir de l'évaporation potentielle et des propriétés des sols. Est tout d'abord calculée l'évaporation réelle à partir de l'évaporation potentielle. Puis est calculée la répartition du flux d'évaporation au sein du profil de sol, depuis la surface jusqu'à la profondeur *ZESX*. La contribution de chaque couche élémentaire de sol *i* à l'évaporation (*ESi*) décroît avec la profondeur (*Zi*), selon la fonction :

$$\frac{ES_i}{ES}\alpha\left(1-\frac{Z_i}{ZESX}\right)^{CFES}K_i \qquad Z_i \leq ZESX \tag{I-9}$$

CFES est un coefficient de courbure, et K_i est une « conductance évaporative » définie par:

$$K_i = \frac{HUR - HA}{HUCC - HA} \tag{I-10}$$

HUR étant la teneur en eau réelle, *HUCC* la teneur en eau à la capacité au champ et *HA* la teneur en eau résiduelle de la couche *i* (m^3 m^{-3}). Une variation des paramètres *ZESX* et *CFES* permet de rendre compte des variations de conductivité hydraulique entre sols. Pour une même conductance évaporative, la contribution relative de chaque couche se distribue dans le profil, en fonction de *ZESX* et *CFES*, comme illustré dans la figure I-7.

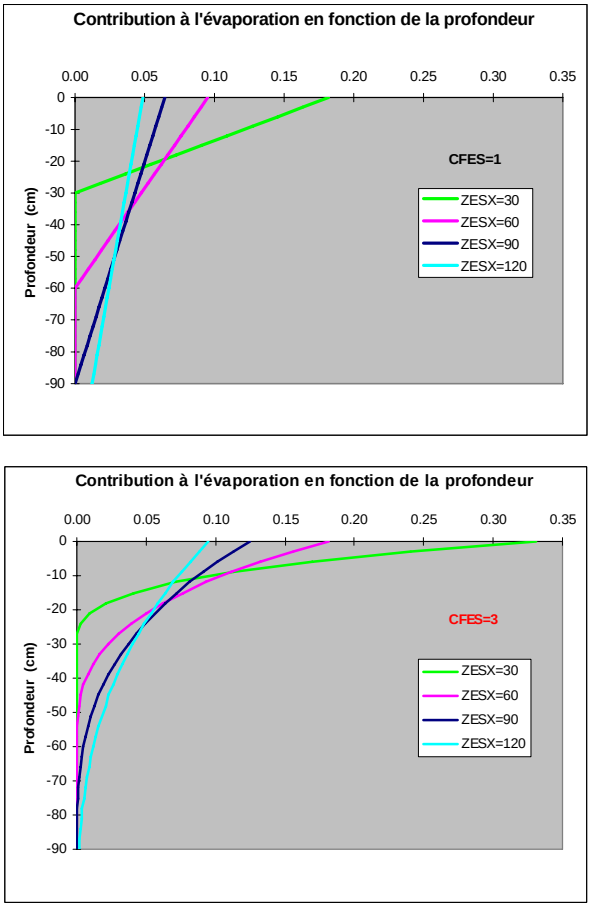


Figure I-7 Contribution des couches du sol à l'évaporation en fonction de la profondeur pour différentes valeurs des paramètres *CFES* et *ZESX* (d'après (Brisson *et al.* 1998)

Si l'on veut simuler un très fort gradient d'humidité en surface au cours d'un dessèchement du sol, il faut prendre une valeur élevée de *CFES*, par exemple 10. Les valeurs proposées en standard sont *CFES*=5.0 et *ZESX*=60cm.

Les deux principales limites à l'utilisation du modèle STICS sont les suivantes :

- *CFES* et *ZESX* dépendent du sol, mais il n'existe pas à l'heure actuelle de tabulation ou de fonction qui relie ces paramètres aux propriétés standard du sol telles que la texture.

- le calcul de l'évaporation du sol est basé sur des relations empiriques qui ne prennent pas en compte les remontées capillaires.

I.4.3 Modèle basé sur l'équation de Richards

La description mathématique de l'écoulement vertical est obtenue en considérant :
- d'une part l'équation dite de continuité qui exprime la conservation de la masse d'eau dans un volume élémentaire représentatif du sol. Elle s'écrit, pour une dimension :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} \qquad \text{(I-11)}$$

où:

θ représente la teneur en eau volumique (volume d'eau par volume de sol),
q représente la densité de flux volumique,
t représente le temps,
z représente la profondeur qui est mesurée positivement vers le bas.

- d'autre part l'équation de conservation de la quantité de mouvement (équation de Darcy, 1856)

$$q = K(\theta)\frac{\partial \psi}{\partial z} \qquad \text{(I-12)}$$

ψ représente le potentiel hydrique total.
La combinaison de ces deux équations donne l'équation de Richards :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K(\theta)(\frac{\partial \psi}{\partial z})\right] \qquad \text{(I-13)}$$

L'introduction du coefficient de diffusivité D(θ) par Childs et Georges-Collis en 1950, permet d'exprimer l'équation (I-13) avec θ comme seule variable descriptive d'état hydrique de sol :

$$D(\theta) = K(\theta)\frac{d\psi}{d\theta} \tag{I-14}$$

L'équation I-13 devient alors :

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z} - K(\theta)\right] \tag{I-15}$$

On peut également écrire l'équation (I-13) en prenant ψ comme une seule variable d'état dans le cas de sol non saturé de la manière suivante :

$$C(\psi)\frac{\partial\psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K(\psi)\frac{\partial\psi}{\partial z} - K(\psi)\right] \tag{I-16}$$

Ou *C(ψ)* est la capacité capillaire définie par :

$$C(\psi) = \frac{d\theta}{d\psi} \tag{I-17}$$

L'équation (I-16) est une équation différentielle aux dérivées partielles qui est non linéaire. La résolution de cette équation n'est 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 numérique de cette équation nécessite la connaissance des éléments suivants :

- Les fonctions C(ψ) et K(ψ) sous une forme analytique continue,
- Les conditions initiales,
- Les conditions aux limites.

L'équation de Richards ne prend en compte que les transferts d'eau sous forme liquide. De plus, le couplage avec l'atmosphère par des relations physiques est possible si les transferts de chaleurs sont pris en compte. Si tel n'était pas le cas, le recours à des relations semi empiriques donnant le flux d'évaporation en fonction du climat et d'état hydrique du sol est alors nécessaire. Plusieurs relations empiriques se trouvent dans la littérature, (Chanzy 1991), telle que la relation de Penman-Monteith. Dans celle-ci, l'effet de l'état hydrique du

sol sur le flux d'évaporation est pris en compte par la résistance de surface du sol qui est reliée à l'humidité du sol.

I.4.4 Modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur

Ce type de modèle se base sur le bilan de masse (eau) et le bilan d'énergie pour un volume élémentaire du sol. En considérant le flux de d'eau (en phase liquide et en phase vapeur) et de l'énergie de l'équation I-13 par les lois de Darcy, de Fick et de Fourier, nous pouvons définir le système de deux équations différentielles suivantes (cas des transferts monodimensionnels) :

$$C\frac{\partial\psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{hh}\frac{\partial\psi}{\partial z} + D_{hT}\frac{\partial T}{\partial z} - K\right) \qquad \text{(I-18)}$$

où :

D_{hh} représente la conductivité hydraulique liée au gradient de potentiel hydrique (m s^{-1}),

D_{ht} représente la diffusivité hydrique liée au gradient de température (m^2 s^{-1}). Elle regroupe la D_{lt} (la diffusivité en phase liquide liée aux gradients de température (m^2 s^{-1}), et D_{vt} (la diffusivité en phase gazeuse liée aux gradients de température (m^2 s^{-1})

L'équation (I-18) exprime les transferts d'eau sous l'influence combinée des gradients de potentiel et des gradients de température.

$$C_h\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\rho_v\, L D_{vh}\frac{\partial\psi}{\partial z} + D_{TT}\frac{\partial T}{\partial z}\right) \qquad \text{(I-19)}$$

où :

D_{vh} représente est la conductivité gazeuse isotherme (m s^{-1}),

D_{TT} représente la conductivité thermique apparente (W.m^{-1}.k^{-1}),

C_h représente la capacité thermique volumique apparente (J m^{-3} K^{-1}),

L représente la chaleur latente de vaporisation (J $kg^{-}1$),

ρ_v est la masse volumique de la vapeur d'eau (kg m^{-3})

L'équation (I-19) reprend l'équation générale des flux de chaleur à la quelle s'ajoute un terme de chaleur latente associé au flux de vapeur d'eau.
Les deux équations (I-18) et (I-19) sont appelées les équations de (Philip et De Vries 1957). Les modèles basés sur ces deux équations peuvent inclure un module de bilan d'énergie. Il devient alors possible de calculer l'évaporation réelle sans passer par des relations empiriques. Cependant, de tels modèles demandent une caractérisation très détaillée du sol et de sa surface. Ils requièrent d'importants temps de calcul.

I.5 Choix du modèle TEC

Nous avons deux principales exigences par rapport aux choix d'un modèle de transfert d'eau qui doit pouvoir calculer :
Les profils hydriques au voisinage de la surface de sol pour rendre compte des gradients de teneur en eau très importants ;
Les flux de surfaces afin de rendre le couplage avec l'atmosphère possible.

La discrétisation verticale des modèles bicouches ne permet pas une représentation satisfaisante des évolutions de la teneur en eau dans les couches de surface. A propos des modèles simples à réservoir, le calcul de l'évaporation du sol passe par des formulations semi empiriques. Les remontées capillaires ne sont pas prises en compte. Ce handicap est partiellement pris en compte dans STICS, par la courbe de répartition du prélèvement d'eau par évaporation (Eq. I-9) qui s'étend sur une profondeur de quelques dizaines de centimètres. Toutefois un travail préalable d'estimation des paramètres comme CFES sur un grand nombre des sols est encore nécessaire.
Pour les modèles qui sont basés sur l'équation de Richards, il est nécessaire de calculer les transferts de chaleur ou alors passer par des relations semi empiriques comme par exemple la relation de Penman-Monteith qui fait intervenir une résistance de surface (Camillo et Gurney 1986). Le couplage avec les flux de chaleur serait une solution satisfaisante. Toutefois celle-ci est peu éloignée de formulation de Philip et De Vries (Eqs I-18 et I-19) qui présente l'avantage de prendre en compte les flux d'eau en phase vapeur. Aussi nous optons pour le modèle TEC (Witono et Bruckler, 1989, Chanzy et Bruckler, 1993) qui s'appuie sur le formalisme de Philip et De Vries.

La figure (I-7) représente le principe de fonctionnement de TEC. Ce schéma résume les principales caractéristiques physiques du système, les variables d'entrées, les conditions initiales, les conditions aux limites et les variables de sortie.

Le sol est représenté par un ensemble de trois horizons maximum. Chaque horizon est caractérisé par une masse volumique ρ_d, une courbe de rétention en eau $\theta(\psi)$, les paramètres qui conditionnent les transferts d'eau en phase liquide $K(\theta)$ ou en phase vapeur $D(\theta)$, les paramètres qui contrôlent les transferts de chaleur $\lambda(\theta)$ et $C(\theta)$. La surface du sol est caractérisée par son albédo (a), sa rugosité aérodynamique (z_0) et son émissivité de surface (ε_s). Chaque couche est discrétisée en éléments délimités par des nœuds aux niveaux desquels seront calculées les variables d'état ψ et T dans le sol.

Le modèle nécessite comme conditions initiales un profil de potentiel matriciel et un profil de température. Les conditions à limites supérieures peuvent être soit un flux d'eau et de chaleur à la surface du sol, soit le potentiel hydrique et la température, soit un ensemble de données climatiques qui vont permettre, à l'aide du bilan d'énergie, d'estimer le potentiel hydrique et la température de surface. Ces données climatiques sont le rayonnement global (R_g), le rayonnement atmosphérique (R_a), la température de l'air (T_a), la pression partielle de vapeur d'eau de l'air (P_{va}) et la vitesse du vent (U_a).

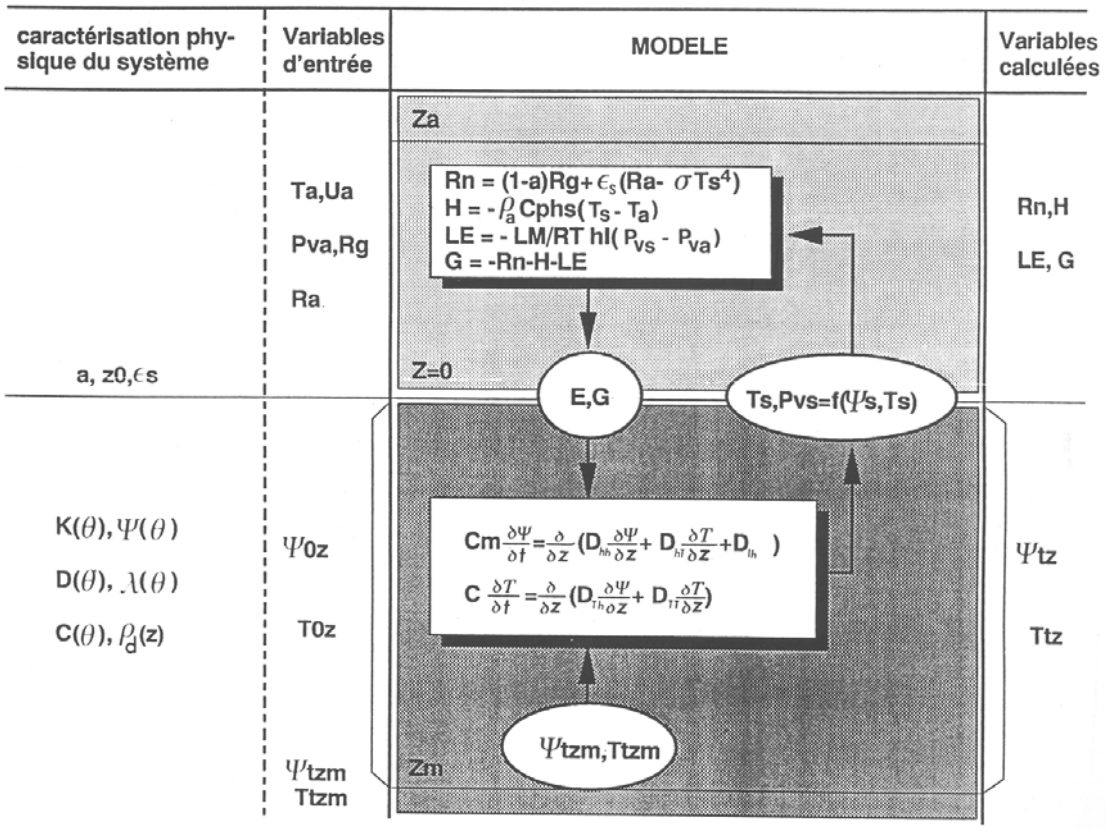


Figure I-8 Représentation schématique du modèle TEC, d'après (Chanzy 1991)

Les conditions à la limite inférieure peuvent être soit un flux d'eau et de chaleur, soit le potentiel hydrique et la température.

Le modèle TEC est basé sur les équations (I-18) et (I-19) qui sont résolues par la méthode des éléments finis. 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 (propriétés hydrodynamiques et thermiques), il est possible de calculer les flux d'eau et de chaleur sur l'ensemble du profil. Le pas de temps est compris entre 0.1 s et 600 s. Ses variations sont gérées automatiquement en fonction des variations relatives et absolues des variables d'état *$\psi(z)$* et *$T(z)$*. Lorsque celles-ci varient fortement, les pas de temps tendent à diminuer. Le tableau (I-2) résume les hypothèses du modèle TEC.

Tableau I-2 Principales hypothèses faites dans le modèle TEC,d'après (Chanzy 1991)

Hypothèses sur le système physique	H1. Les flux sont mono-dimensionnels et verticaux. H2. Il n'y pas de sources ni de puits de masses ou de chaleur dans le sol. H3. Le sol est non déformable.
Hypothèses sur les constituants	H4. L'eau est incompressible et chimiquement pur. H5. La vapeur d'eau est assimilée à un gaz parfait. H6. Les phase liquide et vapeur sont en équilibre thermodynamique. 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. H9. Le transport d'eau adsorbée engendrée par le gradient thermique est négligé.

I.6 Conclusion

Dans le premier chapitre, nous avons présenté les principaux facteurs de variation de la teneur en eau de la surface du sol et les processus qui sont à l'origine de ces variations. Nous avons ensuite défini les différentes méthodes de laboratoire et de terrain pour mesurer ses variations. Toutes ces méthodes sont plus ou moins coûteuses en matériel et en main d'œuvre, elles posent des problèmes de mesures représentatives pour la parcelle d'intérêt. Aussi, l'utilisation de modèles de transfert d'eau pourrait permettre de s'affranchir de tous ces problèmes de suivi hydrique de la couche de la surface du sol.
Plusieurs modèles de transferts d'eau sont disponibles dans la littérature. Nous pouvons les diviser en quatre familles :

- Modèle bicouches
- Modèle simple à réservoir
- Modèle basé sur l'équation de Richards
- Modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur.

Les trois premiers types de modèle présentent l'inconvénient de calculer le flux d'évaporation de la surface du sol à partir de relations empiriques. Nous avons donc retenu le modèle TEC qui répond au mieux à nos exigences. Ce modèle permet d'étudier les transferts d'eau et de chaleur dans le sol et permet d'un bon couplage avec l'atmosphère.

Chapitre II

Mise en œuvre du modèle TEC

II. Mise en œuvre du modèle TEC

La mise en œuvre du modèle TEC nécessite la détermination :
des paramètres caractérisant les propriétés de transfert et de stockage d'eau sous forme liquide et gazeuse, de chaleur et ceux intervenant dans le bilan d'énergie à la surface du sol (albédo et émissivité, rugosité) ;
des conditions initiales, hydriques et thermiques ;
des conditions aux limites, hydriques et thermiques, aux faces supérieure et inférieure du domaine considéré.

Nous allons successivement examiner les différentes méthodes à notre disposition pour déterminer les paramètres, les conditions initiales et aux limites nécessaires à la mise en œuvre de TEC en dégageant les paramètres les plus importants pour la suite du travail. Nous procéderons pour cela à des analyses de sensibilité du modèle TEC.

II.1 Les propriétés hydrodynamiques du sol

II.1.1 La courbe de rétention et la conductivité hydraulique

Les propriétés hydrodynamiques d'un sol sont définies par la courbe de rétention et par la courbe de conductivité hydraulique. La courbe de rétention représente la relation entre le potentiel matriciel et la teneur en eau du sol. Elle indique la quantité d'eau que le sol peut retenir à un potentiel donné. Cette propriété est influencée à la fois par la texture et par la structure du sol. Les sols qui ont une texture fine, tels que les sols argileux, retiennent plus d'eau que ceux à texture grossière, comme les sols sableux. La conductivité hydraulique caractérise la capacité d'un sol à transmettre l'eau.
Méthodes de mesure des propriétés hydrodynamiques d'un sol

II.1.1.1 Mesure de la courbe de rétention

II.1.1.1.1 La table de succion

L'échantillon est posé sur une plaque poreuse prolongée par un tuyau souple. L'ensemble plaque poreuse-tuyau est rempli d'eau, figure (II-1-a). Dans cette configuration, la hauteur de l'exutoire du tuyau par rapport à la plaque poreuse permet d'imposer le potentiel désiré à l'échantillon de sol.

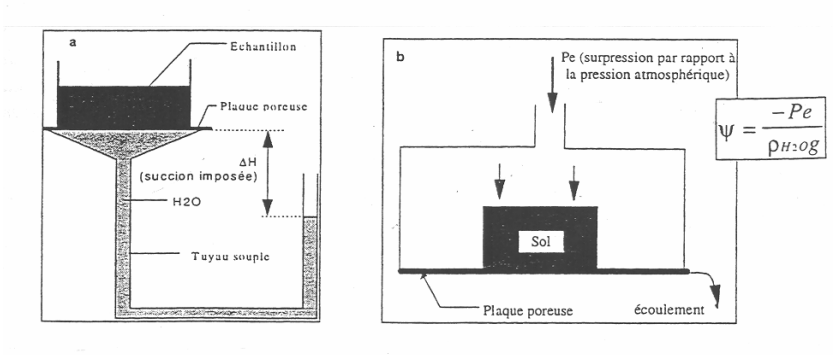


Figure II-1 Principe de la table de succion (a) et la chambre de pression (b) (d'après (Chanzy *et al.* 1995)

II.1.1.1.2 Chambre de pression

Le principe est analogue à celui de la table de potentiel sauf qu'ici l'échantillon est soumis à une pression de gaz à l'intérieur d'une chambre de pression (figure II-1-b).

II.1.1.1.3 Equilibre en phase gazeuse

Cette méthode est utilisée pour les forts potentiels. Le principe est la mise en équilibre du potentiel hydrique entre la phase vapeur de l'atmosphère dans lequel baigne un échantillon de sol et la phase liquide dans l'échantillon de sol. Le potentiel hydrique dans la phase vapeur est fixé par une solution de potentiel osmotique connu (figure II-2). L'équilibre des potentiels peut ici être très long à atteindre.

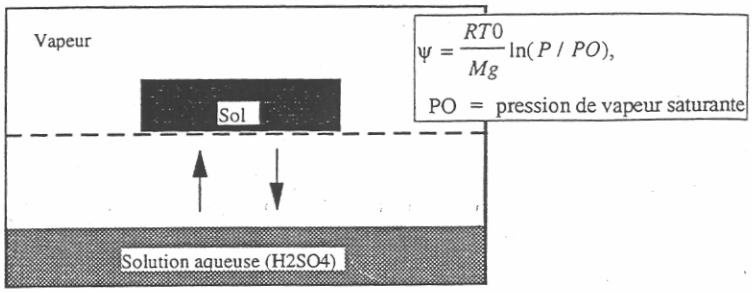


Figure II-2 Mesure du potentiel matriciel en phase gazeuse, d'après (Chanzy *et al.* 1995)

Tableau II-1 Résume des méthodes de mesures de potentiel hydrique

Méthode de mesure de la courbe de rétention en eau	Gamme des potentiels imposables	Remarques
Table de potentiel	0 – 10 kPa	Laboratoire
Chambre de pression	0 – 10 MPa	Laboratoire
Equilibre en phase gazeuse	Jusqu'à 200 MPa	Laboratoire (temps d'équilibre long)

II.1.1.2 Méthode de mesure de la conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique est un élément essentiel et très sensible de la description des transferts de la phase liquide. On peut s'intéresser soit à l'ensemble de la relation K(θ), soit à la conductivité hydraulique à saturation.

II.1.1.2.1 Infiltromètre et mesure de la conductivité hydraulique à saturation (K_s)

Cette méthode peut s'effectuer en laboratoire sur un cylindre de sol non remanié en imposant une différence de charge hydraulique constante entre les deux extrémités de la colonne. La mesure du débit sortant permet de calculer K_s. Ces mesures, réalisées au laboratoire, posent le problème d'obtenir un échantillon non remanié et, surtout, représentatif. Ces conditions sont souvent difficiles à respecter et peuvent être des sources d'erreurs importantes. On peut aussi réaliser des mesures de terrain, intéressant des volumes plus importants qu'au laboratoire, généralement plus intégratrices, mais aussi plus lourdes à mettre en œuvre. Le principe est d'appliquer une lame d'eau sur une partie du sol délimitée par un cylindre et d'observer, par exemple, le débit nécessaire au maintien d'un niveau constant. Ce débit, s'il se stabilise, correspond à la valeur du K_s. Les différents appareils sont : l'infiltromètre de Müntz (figure II-3), l'infiltromère à double anneau (figure II-4), l'infiltromètre de Guelph (figure II-5).

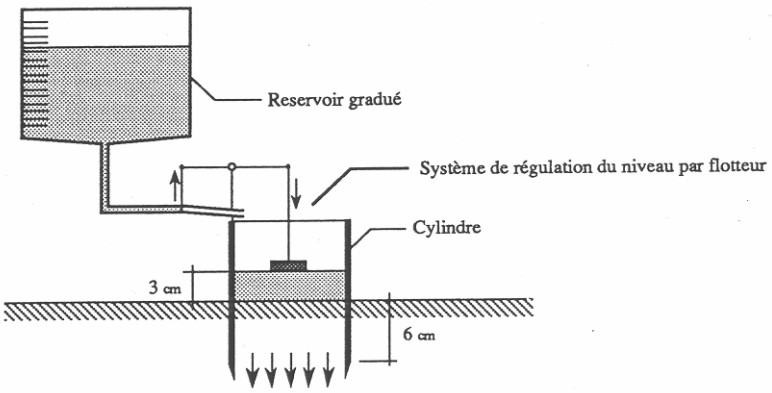


Figure II-3 Infiltromètre de Müntz, d'après (Musy et Soutter 1991)

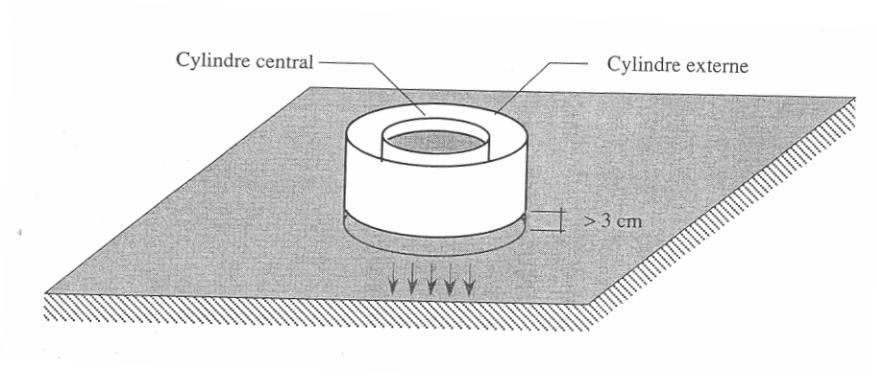


Figure II-4 Infiltromère à double anneau, d'après (Musy et Soutter 1991)

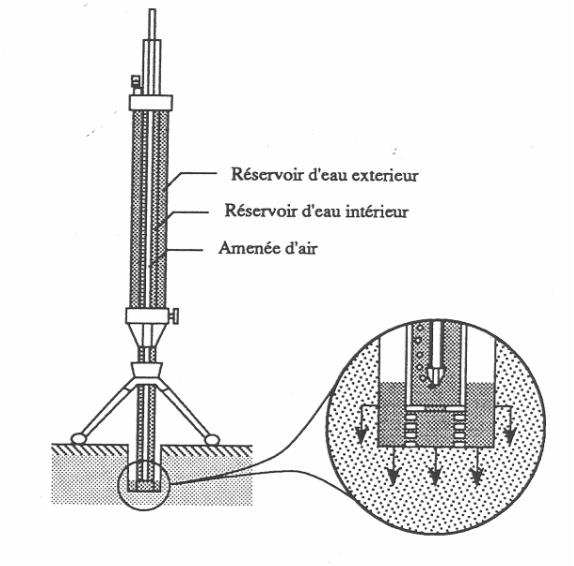


Figure II-5 Infiltromètre de Guelph, d'après (Musy et Soutter 1991)

II.1.1.2.2 Méthode du bilan hydrique

Si l'on dispose d'un profil de teneur en eau du sol et d'un profil de potentiel hydrique à deux temps différents, il est possible d'évaluer la valeur de K(θ) à partir des variations du stock hydrique et des gradients de potentiel (figure II-6).

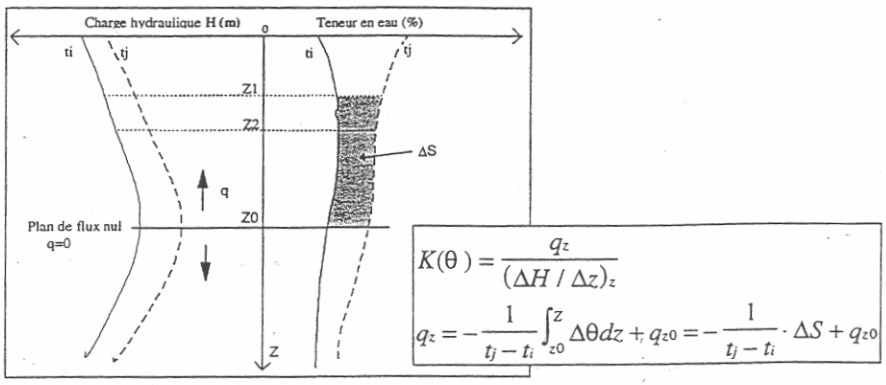


Figure II-6 Méthode de bilan hydrique pour calculer la conductivité hydraulique, d'après (Chanzy *et al.* 1995)

II.1.1.2.3 Méthode de Wind

C'est une méthode de laboratoire. Un cylindre de sol initialement saturé en eau est placé sur une balance. Des tensiomètres sont implantés au centre de ce cylindre (figure II-7). Le sol est alors soumis à un régime évaporatif et les variations du potentiel matriciel ainsi que celles de la masse de l'échantillon sont enregistrées. L'algorithme de Wind permet, à partir de ces données, d'estimer la teneur en eau aux différentes profondeurs et d'obtenir ainsi les courbes caractéristiques $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$ de l'échantillon. Cet algorithme cherche à reconstituer, à chaque pas de temps de mesure, le profil de teneurs en eau locales, $\theta(z,t)$ à partir de la teneur en eau moyenne observée de l'échantillon et du profil des potentiels mesurés. Ceci est effectué par la recherche itérative d'une relation $\psi(\theta)$ qui permet de convertir le profil des potentiels mesurés en profil des teneurs en eau locales. Après le calcul de la teneur en eau moyenne l'ajustement de la relation $\psi(\theta)$ est réalisé sous la condition que la différence entre les teneurs en eau moyenne mesurée et calculée soit minimale. Les limitations de la méthode sont liées aux imprécisions des mesures tensiométriques à faible potentiel et à la gamme limitées de mesure des tensiomètres (0 –100 kPa) (Tamari *et al.* 1993; Wind 1968).

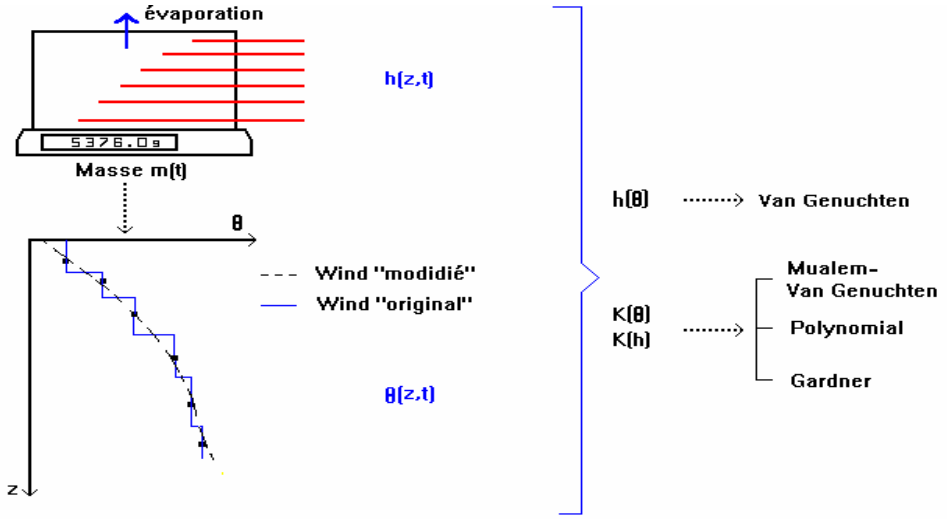


Figure II-7 Principe de la Méthode de Wind, d'après (Mohrath *et al.* 1996)

II.1.1.2.4 La méthode de Multi-Step outflow

C'est une méthode de laboratoire pour dériver les propriétés hydrodynamiques du sol à partir des mesures de outflow et d'une méthode numérique d'inversion de l'équation de Richards. Kool *et al.* (1985a) ont été les premiers à appliquer la technique d 'inversion en utilisant l'expérience de « one-step outflow ». Ensuite van Dam *et al.* (1992) ont souligné que cette méthode ne donnait pas une solution unique. Pour contourner ce problème, van Dam *et al.* (1994) ont proposé la méthode de « multi-step outflow ». Cette méthode, à partir d'un échantillon du sol saturé en eau (cylindre), consiste à appliquer plusieurs niveaux de potentiel de l'eau sur la face supérieure du cylindre (par une pression d'air) et à enregistrer les quantités d'eau qui sont collectées au cours de temps à la base du cylindre dans une burette (figure II-8). A partir de ces mesures et en utilisant un modèle de transfert d'eau, il est possible de déterminer les paramètres de la courbe de rétention et de la courbe de conductivité hydraulique.

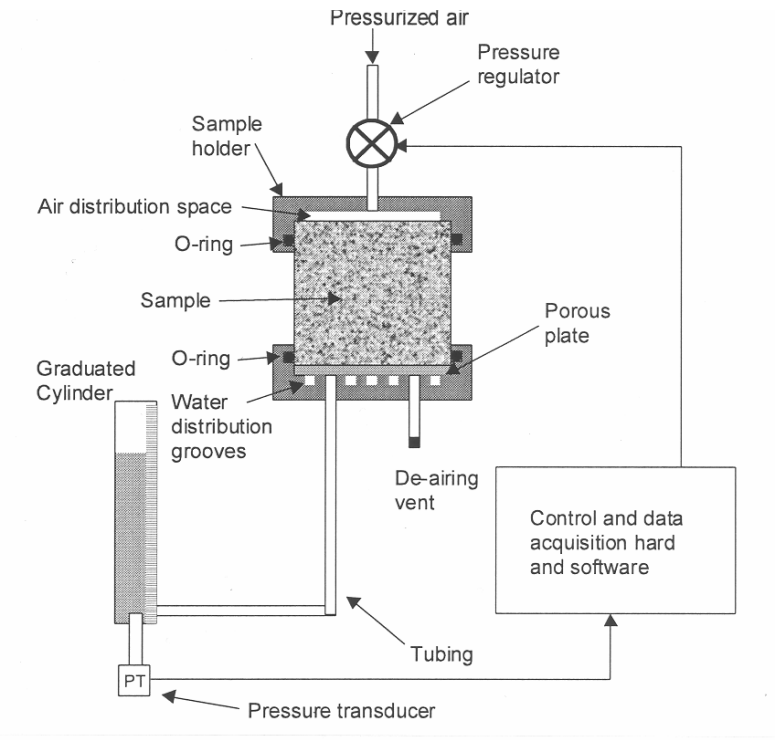


Figure II-8 Schéma de la méthode de Multi-step outflow

II.1.1.2.5 Méthode de Beerkan

La méthode dite «Beerkan» est une méthode indirecte de détermination des caractéristiques hydrodynamiques d'un sol *in situ.* Cette méthode est décrite par (De Condappa 2000), (Haverkamp *et al.* 1997), (Chan et Govindaraju 2004), (Braud *et al.* 2005; Lassabatère *et al.* 2005). La Figure (II-9) présente le protocole de cette méthode.

La mise en œuvre de la méthode repose sur l'analyse de la granulométrie et sur des essais d'infiltration. Le principe de ces essais est le suivant :

- On installe des petits cylindres d'un diamètre égal à 15 cm à la surface du sol.
- On dépose un morceau de plastique dans le cylindre pour éviter les perturbations de la surface du sol liées au versement de l'eau.
- On verse une petite quantité d'eau (environ 150 ml dans notre cas) dans le cylindre et on note le temps de départ.
- On prépare une autre quantité d'eau et on attend la disparition de la lame d'eau qui a été ajoutée.

- On enregistre le temps nécessaire à la disparition de cette lame d'eau et on verse l'autre volume en notant le temps de versement.
- On répète ce protocole plusieurs fois.
- On prélève un profil de teneur en eau tous les 5 cm dans les premiers 30 cm du sol avant (à côté du cylindre) et après l'essai (au centre du cylindre) et un cylindre pour la mesure de la masse volumique.
-

A partir des données d'infiltration, des mesures de la granulométrie, de la teneur en eau et de la masse volumique, nous avons utilisé l'algorithme proposé par (Lassabatère *et al.* 2005) pour estimer les propriétés hydrodynamiques de la couche de sol à la base du cylindre.

-

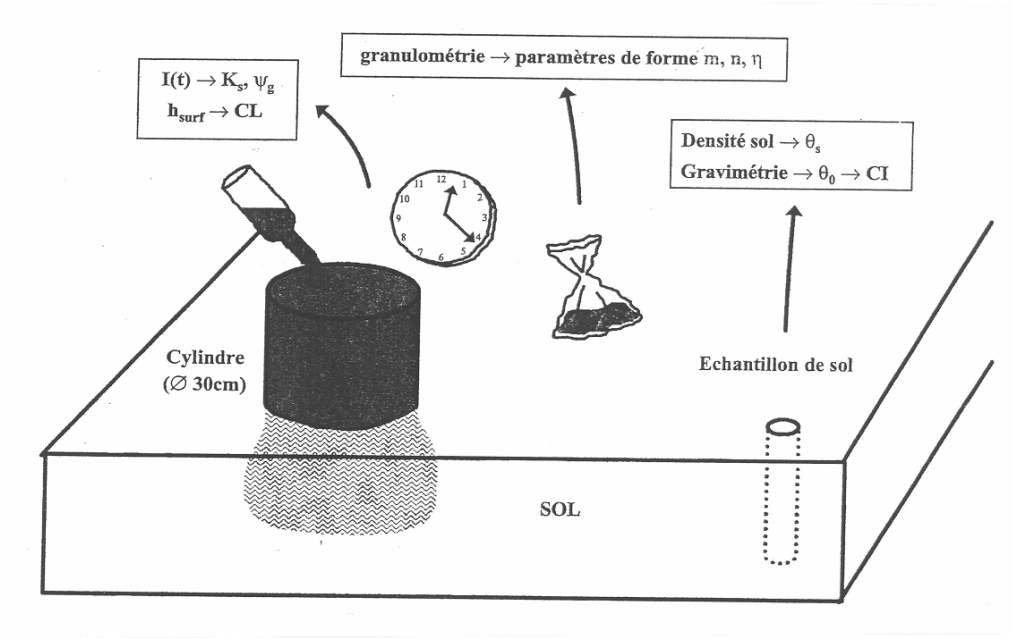


Figure II-9 Protocole de la méthode de BEER-KAN, d'après (Findeling 2001)

II.1.1.2.6 Méthode de l'infiltromètre à disque

L'infiltromètre à potentiel multi-disques TRIMS (Triple Ring Infiltrometer under Multiple Potentiel) permet d'accéder à la courbe de conductivité hydraulique des premiers centimètres de sol dans la gamme 0-2 kPa. Le principe est d'apporter de l'eau à la surface du sol sous un potentiel contrôlé (figure II-10). L'opérateur enregistre les variations du niveau d'eau dans le

réservoir au cours de temps. Ces variations sont converties en variations des volumes puis en hauteur d'eau infiltrée. A partir de ces hauteurs infiltrées, nous pouvons obtenir la conductivité hydraulique à un potentiel donné. Des équations et des méthodes de résolution peuvent être trouvées dans la thèse de (Vandervaere 1995).

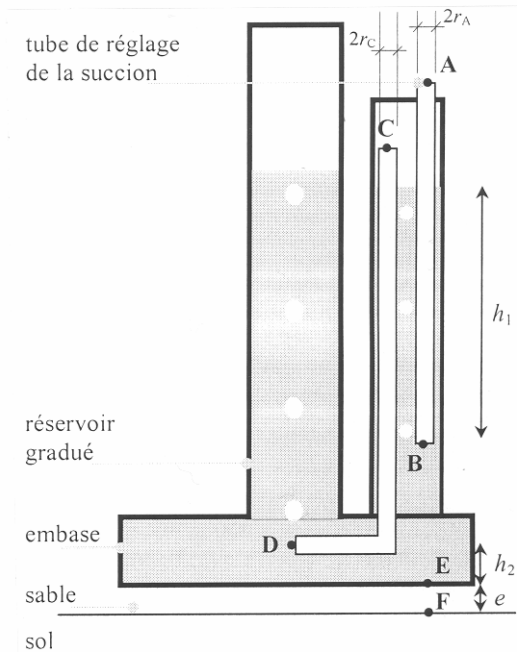


Figure II-10 Schéma d'un infiltromètre TRIMS

II.1.1.2.7 Méthode inverse

Les mesures de conductivité hydraulique peuvent être fortement entachées d'erreur. Celles-ci sont une répercussion de celles commises sur les mesures des flux et des potentiels, en particulier dans la gamme des faibles teneurs en eau. De plus, il est difficile de caractériser $K(\theta)$ en dehors de la gamme de mesures tensiométriques. Pour contourner ces problèmes et disposant d'un modèle de transfert d'eau dans le sol, il est possible de procéder de façon inverse, c'est à dire de caler la conductivité hydraulique de façon à restituer des profils de teneur en eau, de potentiel de l'eau, ou des flux d'eau mesurés (Kool *et al.* 1985a). Une fois cette conductivité établie sur une base de données expérimentales, elle peut être testée, par simulation, dans d'autres conditions de mesure et elle peut être comparée à des conductivités mesurées à l'aide des méthodes décrites précédemment.

Toutes les méthodes présentées ici sont coûteuses en temps de travail et doivent être multipliées pour prendre en compte la variabilité spatiale. Par ailleurs, les propriétés des premiers centimètres des sols cultivés évoluent au cours de temps, notamment suite à un travail du sol. Il n'est pas donc toujours imaginable de réaliser une caractérisation expérimentale des propriétés hydrodynamiques sur de vastes territoires. C'est pourquoi des chercheurs ont mis au point des fonctions de pédotransfert qui permettent d'estimer des propriétés de sol à partir de données facilement accessibles.

II.1.2 Le coefficient de diffusion gazeuse

La connaissance du coefficient de diffusion gazeuse dans le sol est importante dans l'étude d'échange de gaz respiratoire dans les sols, des pertes gazeuses d'engrais azotés. En outre le coefficient de diffusion gazeuse dans le sol est un indicateur sensible des conséquences du tassement. Plusieurs méthodes de mesures ont été proposées pour mesurer le coefficient de diffusion gazeuse : (Currie 1960a), (Currie 1960b), (Ball *et al.* 1981) au laboratoire, (Lai *et al.* 1976), (McIntyre et Philip 1964) *in situ*. Toutes ces méthodes sont longues et nécessitent beaucoup de temps.

II.2 Les propriétés thermiques du sol

Plusieurs méthodes de mesures ont été proposées dans la littérature pour la mesure de la conductivité thermique et la capacité calorifique. Pour les mesures de terrain, nous pouvons notamment citer (Laurent 1989) qui propose des sondes à choc thermique. Des méthodes de laboratoire sont également disponibles telles que celle présenté par (Bruckler *et al.* 1987) qui placent un échantillon de sol dans un calorimètre. Des sondes de température sont placées dans l'échantillon et la conductivité thermique est obtenue par une méthode inverse.
Comme pour la caractérisation des propriétés hydrodynamiques, il est nécessaire de multiplier les mesures pour appréhender leur dynamique en fonction de l'état hydrique et pour prendre en compte leur variabilité spatiale.

II.3 Les conditions initiales

Le modèle TEC nécessite un profil de potentiel hydrique et un profil de température du sol comme conditions initiales.
En général, des hypothèses sont faites en relation avec les propriétés du sol et la climatologie. Il est par exemple reconnu que le sol est à la capacité au champ après un épisode pluvieux et un certain temps de ressuyage. Cette hypothèse est retenue par (Olioso *et al.* 2002) pour un délai de ressuyage de 24 heures.

II.4 Les conditions a la limite inférieure

Les conditions limites à la surface, peuvent être dérivées des données climatiques en résolvant l'équation du bilan d'énergie. En profondeur, il est beaucoup plus difficile d'estimer ces conditions aux limites.

II.5 Les propriétés de surface du sol

II.5.1 Albédo

Il est possible de mesurer l'albédo avec deux pyranomètres. On mesure les rayonnements incident et réfléchi dans le domaine spectrale 320 – 3000 nm, (François *et al.* 2002). Il est accessible aussi par la télédétection, (Jacob et Olioso 2005)

II.5.2 La Rugosité

La rugosité de surface joue sur la turbulence. Elle est accessible à l'aide de mesures de profils verticaux de vent réalisés dans la couche limite de la surface. Ces mesures sont lourdes à mettre en œuvre. Toutefois, il existe une relation entre la rugosité physique (telle qu'elle peut être mesurée par un rugosimètre (laser ou aiguilles) (Brutsaert 1982). En

première approximation, une valeur de 1/10ème de la rugosité définie par la l'écart type moyen des hauteurs par rapport à un plan de référence peux donner un bon estimateur de la rugosité aérodynamique. Cela donne pour un sol nu des longueurs de rugosité aérodynamique variant 0.001 à 0.05 m selon l'état de surface.

II.5.3 Emissivité

Il est possible de mesurer cette grandeur in situ, (Rubio *et al.* 1997, Stoll, 1988). Cette mesure demeure néanmoins délicate à réaliser et est maîtrisée par un très réduits de laboratoires. En général on se contente de valeurs issues de la littérature qui varient pour les sols entre 0.92 (pour les sols sableux) à 0.98 pour les sols plus argileux (Stoll, 1988)

II.6 Analyse de sensibilité et choix retenu pour la mis en oeuvre de TEC

Afin d'établir notre stratégie pour a mise en œuvre du modèle TEC, nous avons réalisé une analyse de sensibilité pour identifier les données d'entrée sur lesquelles nous devront porter l'effort de caractérisation.

II.6.1 Méthodes

Nous avons mené une analyse de sensibilité dite mono-variante pour sa simplicité de mise en œuvre, (Gao *et al.* 1996),(Pitman 1994),(Cayrol 2000). Celle-ci s'appuie sur des simulations pour lesquelles un seul parametre est modifié. De ce fait nous ne prenons pas en compte l'effet desinteractions pouvant intervenir entre plusieurs varaiables comme cela a pu être étudié par (Yapo *et al.* 1998),(Bastidas *et al.* 1999; Gupta *et al.* 1998).
Nous avons choisi les deux sols extrêmes, d'un point de vue textural, dans la gamme des sols étudiés dans ce travail. Il s'agit le sol de Collias (10 % d'argile CO-SL) et le sol Alpilles 101 (40 % d'argile AL-SiCL). Ensuite, nous avons changé séparément la valeur de chaque paramètre de manière à explorer la gamme des valeurs possibles que nous pouvons

rencontrer, voir tableau (II-2). L'évaluation de la sensibilité du modèle a été faite sur les variables objectifs de notre étude, à savoir la teneur en eau dans la couche de surface et plus précisément dans les couches 0-5 et 0-30 cm.

Tableau II-2 La gamme des variations des paramètres testés

Le paramètre	La valeur supérieure (H)	La valeur inférieure (L)
Le coefficient de diffusion gazeuse $D(\theta)$ (gaz)	$\times 2$	$\div 2$
La conductivité thermiques $\lambda(\theta)$ (lam)	$\times 2$	$\div 2$
La masse volumique ρ_d (den)	+ 0.2 g cm^{-3}	- 0.2 g cm^{-3}
Les conditions initiales ψ_{0z} (psiCI)	- 10 kPa	- 98 kPa
Les conditions initiales T_{0z} (TemCI)	+ 10 °C	- 10 °C
Les conditions a la limite inférieure ψ_{0zm} (psiCL)	- 10 kPa	- 98 kPa
Les conditions a la limite inférieure T_{0zm} (TemCL)	+ 10 °C	- 10 °C
L'albédo (a) (alb)	+ 0.1	- 0.1
La rugosité (z_0) (rug)	$\times 10$	$\div 10$
L'émissivité (ε_s) (ems)	+ 0.03	- 0.03

II.6.2 Résultats

La figure (II-11) illustre ici le type les résultats obtenus avec l'albédo. Le résultat des autres paramètres testés est montré dans l'annexe A. La figure (II-12 a et b) montre le RMSE calcule entre la teneur en eau des deux niveaux teste pour un sol limon sableux et un sol argilo-limoneux.

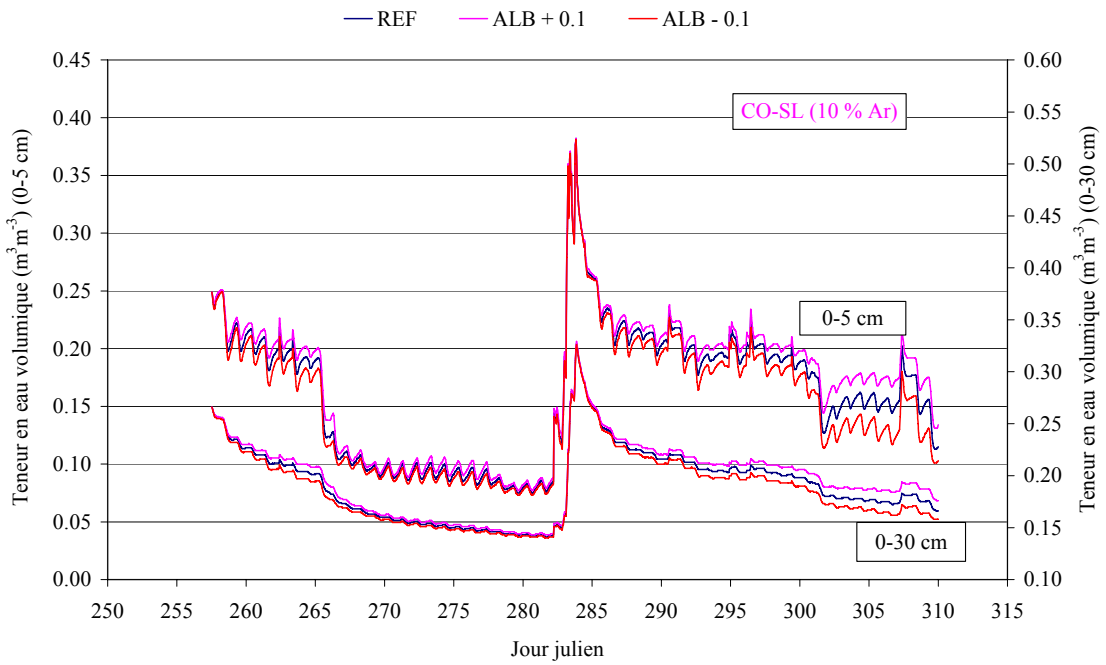
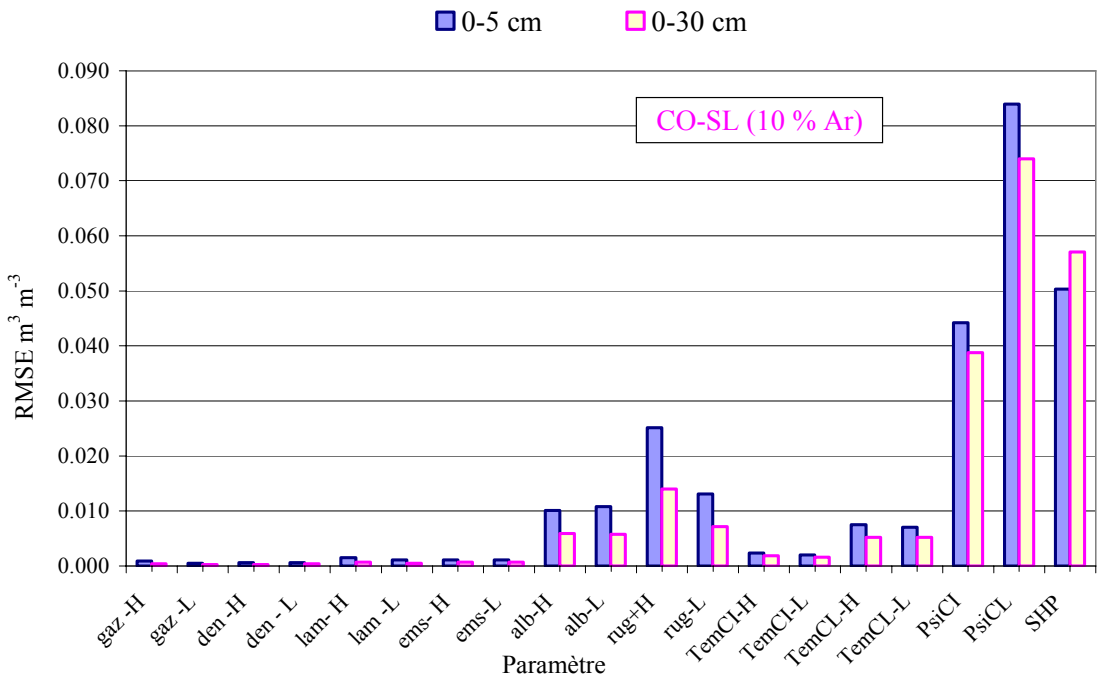


Figure II-11 Evolution de la teneur en eau de surface (horizons 0-5 cm et 0-30 cm) pour un sol limon sableux en fonction de valeurs déférentes de l'albédo du sol.



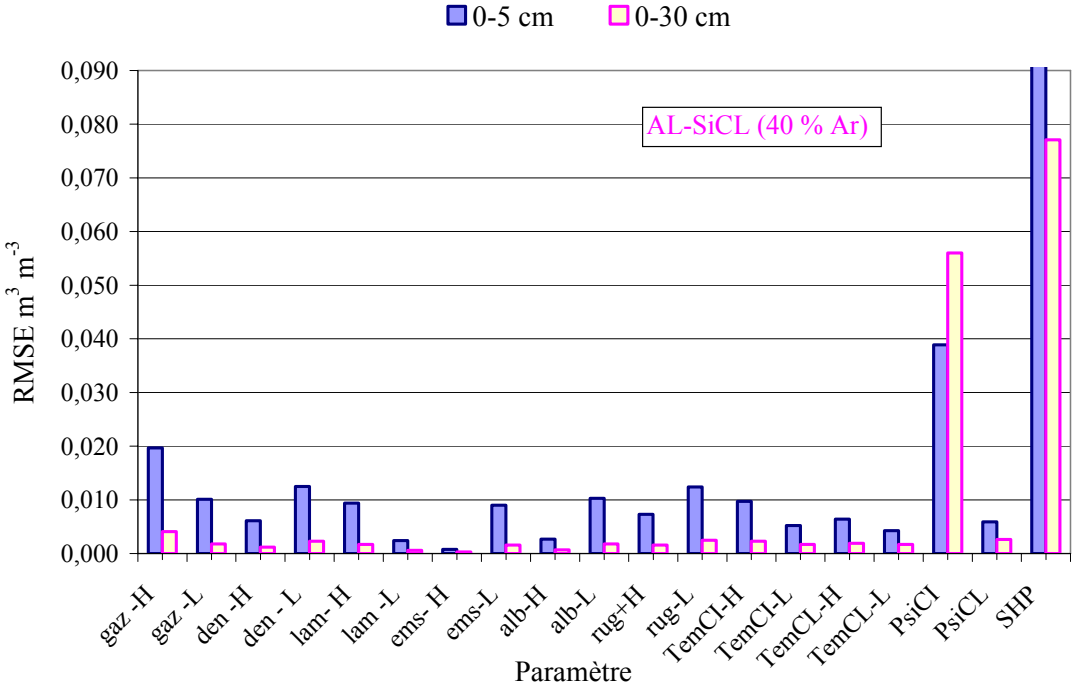


Figure II-12 Le RMSE de la teneur en eau de surface (horizons 0-5 cm et 0-30 cm) pour un (a) un sol limon sableux et (b) un sol argilo-limoneux en fonction de valeurs déférentes des paramètres testes (H : Hiegh, L :Low).

A partir de la figure (II-12 a et b), nous voyons clairement se dessiner une hiérarchie entre les variables considérées. Cette hiérarchie est comparable d'un sol à l'autre à l'exception du coefficient de diffusion gazeuse qui a une influence plus importante dans le cas des sols les moins conducteurs. Les données d'entrée qui ressortent le plus sont les propriétés hydrodynamiques et les conditions aux limites associées aux transferts d'eau. Les propriétés de surface ont également une influence non négligeable, quoique nettement inférieures aux données citées précédemment. Par contre, les autres données d'entrée, en particulier celles associées aux transferts de chaleur ont une influence très faible sur la représentation des humidités de surface. Notons, que cette hiérarchie entre données d'entrée est très dépendante des variables cibles retenues pour l'analyse de sensibilité. Une autre hiérarchie aurait pu se dégager si l'analyse de sensibilité portait sur la température.

II.6.3 Choix des paramètres

A l'issue de la revue bibliographique sur les méthodes de mesure et l'analyse de sensibilité, nous pouvons maintenant classer les différentes données d'entrée en trois catégories :

- les données d'entrée ont un impact mais nous considérons que leur caractérisation est relativement accessible
- les données d'entrée ont peu d'impact sur la teneur en eau dans la couche 0-30 cm
- les données d'entrée ont un fort impact sur la teneur en eau dans la couche 0-30 cm et sont difficilement mesurable en routine dans un cadre opérationnel.

Dans le Tableau II.3 nous classons les différentes données d'entrée en fonction des critères mentionnés précédemment.

Tableau II-3 Synthèse sur l'impact et l'accessibilité des données d'entrée du modèle TEC

Le parametre	Facilement accessible	Peu d'impact sur la teneur en eau 0-30 cm	Fort impact sur la teneur en eau 0-30 cm mais difficilement mesurable en routine.
Les proprietes hydrodynamiques $\psi(\theta)$, $k(\theta)$ (SHP)			√
Le coefficient de diffusion gazeuse $D(\theta)$ (gaz)		√	(√)
Les proprietes thermiques $\lambda(\theta)$, $C(\theta)$ (lam)		√	
La masse volumique ρ_d (den)		√	
Les conditions initiales ψ_{0z}			√
Les conditions initiales T_{0z}		√	
Les conditions a la limlite inferieure ψ_{0zm}			√
Les conditions a la limlite inferieure T_{0zm}		√	
L'albedo (a)	√		
La rugosite (z_0)	√		
L'emissivite (ε_s)		√	

Les propriétes hydrodynamiques, les conditions initiales et les conditions à la limite inferieure sont les données d'entrée qui ont un fort impact sur le regime hydrique de la couche de surface du sol et qui sont difficilement mesurables. Ces donc sur ces données d'entrée que nous allons focaliser notre travail dans la suite. Une attention particulière aurait pu également porté sur la détermination du coefficient de diffusion gazeuse. Malheureusement, la mesure de ce coefficient reste difficile et seul un petit nombre de laboratoire n'en a la maîtrise. Par ailleurs, il y a très peu d'études sur les variations de ce coefficient en fonction des propriétés du sol. Par conséquent, nous utiliserons une option un peu par défaut, conscient que nous faisons là une hypothèse assez forte.

II.6.3.1 Les fonctions de pédotransferts comme alternatives aux méthodes de mesures des propriétés hydrodynamiques du sol

Depuis les années 60-70, les propriétés de rétention en eau et leur relation avec les caractéristiques du sol ont fait l'objet de nombreuses études. Au début, ces études étaient consacrées à l'estimation des paramètres nécessaires au calcul de la réserve utile. Il s'agissait d'estimer la teneur en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement. Dans les années 80, face au progrès de la modélisation des transferts d'eau dans le sol, les besoins ont été plus exigeants et l'attention s'est portée sur l'ensemble de la courbe de rétention d'eau et sur la courbe de conductivité hydraulique. Les techniques de terrain et de laboratoire en vue d'acquérir ces propriétés demeurent relativement longues et coûteuses (Klute et Dirksen 1986). En plus ces propriétés présentent des variabilités temporelles et spatiales très importantes. Pour contourner ces problèmes, des fonctions établies à partir des données présentes dans les bases de données « sols » se sont généralisées. Le terme de fonction de pédotransfert (FPT), proposé par (Bouma et Van Lanen 1987), est désormais adopté par toute la communauté de science du sol. Des synthèses très complètes sur les fonctions de pedo-transfert ont été proposées par (Bastet *et al.* 1998), (Wosten *et al.* 2001), (Bigorre 2000).

Une fonction de pédotransfert FPT est une fonction qui relie des caractéristiques du sol facilement observable ou mesurable (par exemple composition granulométrique, masse volumique, teneur en carbone organique) à une propriété ou un comportement du sol (rétention en eau, conductivité hydraulique).

II.6.3.1.1 Les différents types de fonction de pédotransferts (FPTs)

Les FPTs peuvent être regroupées en deux grands groupes.

- Le premier groupe correspond aux fonctions qui permettent d'estimer la teneur en eau à des valeurs particulières de potentiel matriciel en fonction des caractéristiques du sol. Nous pouvons citer (Salter et Williams 1965), (Salter *et al.* 1966), qui ont été les premiers à étudier l'effet de la granulométrie sur la réserve en eau du sol. Ils ont proposé des équations de la forme suivante :

$$RU = 1.5 - (0.012\,S_g) + (0.0123\,S_f) + (0.302\,OC) \qquad \text{(II-1)}$$

où :

RU représente la réserve utile en eau (mm d'eau par cm de sol),
S_g représente le pourcentage de sable grossier (g 100^{-1}g),
S_f représente le pourcentage de sable fin (g 100^{-1}g),
OC représente le pourcentage de carbone organique (g 100^{-1}g).

Petersen *et al.* (1968a); Petersen *et al.* (1968b) ont proposé des relations pour calculer la teneur en eau à un potentiel de -33 kPa (représentant la teneur en eau à la capacité au champ) (θ_{-33}) et la teneur en eau au point de flétrissement (θ_{-1500}).

$$RU = (\theta_{-33} - \theta_{-1500}) \qquad \text{(II-2)}$$

Par la suite le nombre des valeurs de potentiel étudié a augmenté. (Gupta et Larson 1979), (Rawls *et al.* 1982), (Ahuja *et al.* 1985) ont établi des équations, dont la forme générale est :

$$\theta_{\psi} = a\,S + b\,Si + c\,C + d\,MO + e\,\rho_d + \ldots + x\,\mathrm{var}\,iable\,X \qquad \text{(II-3)}$$

où :
θ_{ψ} est la teneur en eau volumique à la valeur de potentiel ψ (m^3 m^{-3}).
S (pour Sand) est le pourcentage de sable (g 100^{-1}g)
Si (pour Silt) est le pourcentage de limon (g 100^{-1}g)
C (pour Clay) est le pourcentage d'argile (g 100^{-1}g)
MO est le pourcentage de matière organique (g 100^{-1}g)
Variable *X* est une autre propriété du sol, souvent une teneur en eau comme celle à la capacité au champ ou bien celle au point de flétrissement.
a, *b, c*, *d*, *e*, *x* sont les coefficients de régression.

L'avantage de ce type d'approche est que nous pouvons obtenir des prévisions précises pour des points spécifiques de la courbe de rétention. Mais les inconvénients sont qu'un grand nombre d'équations de régression sont nécessaire pour reconstituer les propriétés hydrodynamiques du sol sur toute la gamme de teneur en eau.

Le second groupe comprend les FPTs permettant une estimation des propriétés hydrodynamiques sur toute la gamme d'humidité à l'aide de fonctions analytiques. Les fonctions analytiques les plus utilisées sont celle de (Brooks et Corey 1964) pour la conductivité hydraulique :

$$K = K_s \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{\eta} \qquad \text{(II-4)}$$

et celle de (Van Genuchten 1980) pour la courbe de rétention:

$$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha\psi|^n)^m} \qquad m = 1 - 1/n \qquad \text{(II-5)}$$

où:

θ_s est la teneur en eau à saturation ($cm^3\ cm^{-3}$)
K_s est la conductivité hydraulique à saturation ($m\ s^{-1}$)
α, n, m *et* η sont des paramètres d'ajustement des courbes,
ψ est le potentiel hydrique (m),

Dans ce cas, les FPTs permettent de relier les paramètres de ces fonctions analytiques à des caractéristiques du sol facilement accessibles (texture, matière organique, masse volumique, etc). Parmi ces FPTs, nous pouvons distinguer deux types de modèles.
- les FPTs à fondement statistique. Ces FPTs sont ajustées sur des bases de données. Les principales FPTs disponibles dans la littérature sont (Cosby *et al.* 1984), (Rawls et Brackensiek 1985), (Vereecken *et al.* 1989), (Vereecken *et al.* 1990), (Wösten 1997). Ces FPTs diffèrent par les bases de données qui ont été utilisées pour les déterminer. Par ailleurs, le nombre de caractéristiques décrivant le sol varie. Nous trouvons des fonctions qui n'utilisent que la granulométrie du sol comme celles de (Cosby *et al.* 1984) et des fonctions qui utilisent également la masse volumique ou bien la teneur en matière organique comme celles de (Vereecken *et al.* 1990). La FPT de (Wösten 1997) prend également implicitement en compte la structure du sol en distinguant la couche de surface (couche labourée) de celle en profondeur dans le calcul des coefficient de la FPT.

- les FPTs à fondement physique. Les paramètres de ces fonctions sont directement issus des caractéristiques de constitution du sol. Ces fonctions se basent sur la similarité de forme entre la courbe de rétention et la distribution cumulée de tailles des particules. Le modèle de (Arya et Paris 1981) est le modèle le plus couramment utilisé. Il impose de diviser la fonction de la distribution cumulée des tailles des particules en un certain nombre de classes. Il s'agit ensuite d'associer à un ensemble donné, un ensemble de pores, puis d'utiliser un modèle capillaire pour déterminer les propriétés de rétention en eau. Ce modèle a été repris par (Haverkamp et Parlange 1986),(Tyler et Wheatcraft 1989). Ces fonctions présentent l'avantage de s'appuyer sur des fondements physiques plus solides, mais elles exigent une description très détaillée de la granulométrie du sol qui est rarement disponibles (Soet et Stricker 2003; Tietje et Tapkenhinrichs 1993).

II.6.3.1.2 Evaluation des fonctions de pedotransfert

Plusieurs études ont été faites pour comparer les fonctions de pedotransfert existantes. Parmi ces études nous pouvons citer les travaux de :

- (Williams *et al.* 1992), (Tietje et Tapkenhinrichs 1993), (Kern 1995) et (Cornelis *et al.* 2001) pour évaluer la courbe de rétention,
- (Tietje et Hennings 1996) pour la conductivité hydraulique à saturation,
- (Bohne *et al.* 2000), (Wagner *et al.* 2001) et (Wanger *et al.* 2002) pour la conductivité hydraulique en condition non saturée,
- (Wagner *et al.* 2004) pour l'ensemble des propriétés hydrodynamiques.

A partir de ces évaluations, nous pouvons dire que les fonctions de (Vereecken *et al.* 1989), (Vereecken *et al.* 1990) et (Wösten 1997) sont celles qui donnent le plus souvent les meilleures résultats (Tableau II-4).

Tableau II-4 Caractéristiques des travaux réalisées sur l'évaluation des FPTs.

Auteurs	ψ (θ)/ K(θ)	FPT testées	Meilleur Résultat
(Williams *et al.* 1992)	ψ (θ)	(Gupta et Larson 1979) (Rawls *et al.* 1982) (Ahuja *et al.* 1985) (Gregson *et al.* 1987)	(Gregson *et al.* 1987)
(Tietje et Tapkenhinrichs 1993)	ψ (θ)	(Husz 1967) (Renger 1971) (Gupta et Larson 1979) (Arya et Paris 1981) (Rawls *et al.* 1982) (Pachepsky *et al.* 1982) (De Jong 1983) (Cosby *et al.* 1984) (Puckett *et al.* 1985) (Rawls et Brackensiek 1985) (Nicolaeva *et al.* 1986) (Saxton *et al.* 1986) (Vereecken *et al.* 1989) (Tyler et Wheatcraft 1989)	(Vereecken *et al.* 1989) (Rawls et Brackensiek 1985)
(Kern 1995)	ψ (θ)	(Gupta et Larson 1979) (Rawls *et al.* 1982) (De Jong 1983) (Cosby *et al.* 1984) (Saxton *et al.* 1986) (Vereecken *et al.* 1989)	(Rawls *et al.* 1982)
(Tietje et Hennings 1996)	K_s	(Bloemen 1980) (Brakensiek *et al.* 1984) (Cosby *et al.* 1984) (Campbell 1985) (Saxton *et al.* 1986) (Vereecken *et al.* 1990)	Aucune
(Cornelis *et al.* 2001)	ψ (θ)	(Gupta et Larson 1979) (Rawls et Brakensiek 1982) (Rawls et Brackensiek 1985) (Vereecken *et al.* 1989) (Wösten 1997) (Scheinost *et al.* 1997) (Schaap *et al.* 1999) (Wosten *et al.* 1999) class (Wosten *et al.* 1999) continuo	(Vereecken *et al.* 1989) (Wösten 1997)
(Wagner *et al.* 2001)	K (θ)	(Campbell 1985) (Gregson *et al.* 1987) (Vereecken *et al.* 1990) (Rawls et Brakensiek 1989), (1) (Rawls et Brakensiek 1989),	(Wösten 1997) (Vereecken *et al.* 1990)

		(2) (Rawls et Brakensiek 1989), (3) (Wösten 1997) (Wosten *et al.* 1999)	
(Wagner *et al.* 2004)	K (θ) ψ (θ)	(Cosby *et al.* 1984) (Brakensiek *et al.* 1984) (Campbell 1985) (Saxton *et al.* 1986) (Vereecken *et al.* 1990) (Wösten 1997) (Rawls *et al.* 1998) (Wosten *et al.* 1999)	(Wösten 1997) (Vereecken *et al.* 1990) Pour *ψ (θ)* (Wösten 1997) Pour K (θ)

Nous avons mentionné que toutes ces études avaient pour but d'évaluer la capacité des FPTs à estimer les propriétés hydrodynamiques du sol. L'évaluation se faisait donc sur la base de comparaison entre des propriétés hydrodynamiques mesurées et calculées. Par la suite, les fonctions ont été comparées sur la base de teneurs en eau calculées à l'aide de modèles de transfert d'eau : (Vereecken *et al.* 1992), (Espino *et al.* 1996), (Christiaens et Feyen 2001), (Van Alphen *et al.* 2001), (Minasny et McBratney 2002), (Sonneveld *et al.* 2003), (Starks *et al.* 2003). En général, ces études soulignent que les propriétés hydrodynamiques déterminées à partir des FPTs disponibles dans la littérature ne permettent pas de simuler de manière satisfaisante l'évolution de la teneur en eau du sol. Cependant, (Hack-ten Broeke et Hegmans 1996) ont montré que la FPT de (Wösten 1997) donne de bons résultats. (Starks *et al.* 2003) ont aussi montré, que dans certains cas, l'utilisation de FPT par classe de texture a donné de meilleurs résultats que ceux obtenus à partir de mesures de laboratoire des propriétés hydrodynamiques. Le tableau (II-5) récapitule les études réalisées.

Tableau II-5 Caractéristiques des travaux réalisées sur l'évaluation des FPTs dans des modèles de transfert d'eau.

Auteur(s)	Modèle utilisé	FPT testée	Remarques
(Vereecken *et al.* 1992)	SWATRER (Dierckx *et al.* 1986)	(Vereecken *et al.* 1989), (Vereecken *et al.* 1990)	Mauvais Résultat
(Espino *et al.* 1996)	SWATRER (Dierckx *et al.* 1986)	(Vereecken *et al.* 1989), (Vereecken *et al.* 1990)	Mauvais Résultat
(Hack-ten Broeke et Hegmans 1996)	SWACROP (Feddes *et al.* 1978), (Belmans *et al.* 1983), (Feddes *et al.* 1988)	(Wösten 1997)	Bon résultat
(Christiaens et Feyen 2001)	MIKE SHE (Refsgaard et Storm 1995)	(Rawls et Brackensiek 1985)	Mauvais Résultat
(Van Alphen *et al.* 2001)	WAVE (Vanclooster *et al.* 1994)	(Wosten *et al.* 1994) (Wösten 1997)	Bon résultat en combinant la FPT de (Wösten 1997) avec des mesures
(Minasny et McBratney 2002)	SWAP (Van Dam *et al.* 1997), (Kroes *et al.* 1999)	(Minasny *et al.* 1999) (Minasny et McBratney 2000)	Mauvais Résultat
(Sonneveld *et al.* 2003)	SWAP (Van Dam *et al.* 1997), (Kroes *et al.* 1999)	(Wösten 1997)	Mauvais Résultat
(Starks *et al.* 2003)	RZWQM (Ahuja *et al.* 2000) (Ma *et al.* 2000)	(Rawls *et al.* 1982) (Warrick *et al.* 1977) (Ahuja *et al.* 1985)	Bon résultat

II.6.3.1.3 Choix des fonctions de pedotransfert

Pour utiliser le modèle TEC, seules les fonctions du second groupe sont appropriées. Nous privilégierons les FPTs représentant à la fois la courbe de rétention et la conductivité hydraulique. Nous nous limiterons aux FPTs statistiques du fait des résultats décevants des FPTs physiques. Au final, nous avons retenu les FPTs de (Rawls et Brackensiek 1985), (Vereecken *et al.* 1989),(1990) et (Wösten 1997) qui ont donné des résultats satisfaisants dans les travaux d'intercomparaison. Nous intégrons la FPT de (Cosby *et al.* 1984) parce qu'elle nécessite le moins d'informations sur les caractéristiques du sol.
Les FPTs choisis sont présentées en détailles dans l'annexe B. Le tableau (II-6) résume les variables d'entrée et les domaines de validité des FPTs choisies.

Tableau II-6 Variables d'entrée et domaines de validité des FPTs choisies.

No.	Référence	Distribution des particules (g 100g-1)			Matière organique g 100g-^{1}	Masse volumique g cm-^{3}	Topsoil/ Subsoil
		Argile	Limon	Sable			
1	(Cosby *et al.* 1984)	0-60	7-70	6-92	-	-	-
2	(Rawls et Brackensiek 1985)	5-60	-	0	-	0.1-2.09	-
3	(Vereecken *et al.* 1989),(1990)	0-54.46	0-80.7	5.6-97.8	0.01-6.6	1.04-1.83	-
4	(Wösten 1997)	-	-	-	-	-	Oui

II.6.3.2 Les fonctions de pédotransferts comme alternatives pour produire le coefficient de diffusion gazeuse

Il n'existe pas à notre connaissance des fonctions de pédotransferts sur le coefficient de diffusion gazeuse. Nous utiliserons la relation proposé par (Bruckler *et al.* 1989). Ces auteurs ont réalisé des mesures sur différents sols. Ils montrent que les variations du coefficient de diffusion gazeuse dépendent avant tout de la porosité libre à l'air (volume d'air rapporté au volume de sol). Ils proposent une relation générale (figure II-13) que nous allons appliquer dans notre travail :

$$D = a_1 (Por_a)^{a_2} \qquad \text{(II-6)}$$

où :

D est la diffusion gazeuse dans le sol ($m^2\ s^{-1}$),

Por_a est la porosité libre à l'air ($m^3\ m^{-3}$) qui est égale à (ϕ - θ).

a_1 et a_2 sont des coefficients d'ajustement, qui valent 2.229 10^{-5} et 2.248, respectivement.

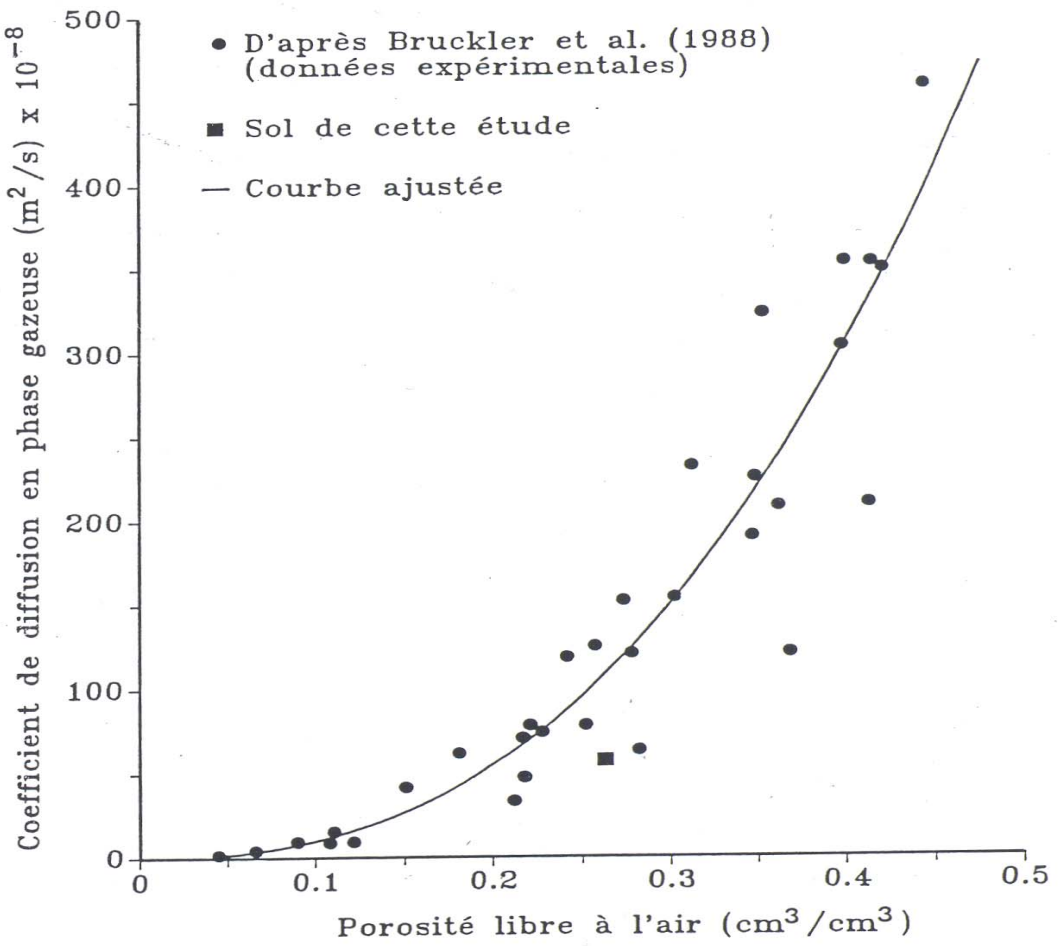


Figure II-13 Coefficient de diffusion en phase gazeuse en fonction de la porosité libre à l'air, d'après (Bruckler *et al.* 1989)

II.6.3.3 Les fonctions de pédotransferts comme alternatives pour produire les propriétés thermiques du sol

Il est possible de produire les propriétés thermiques du sol à partir des informations sur le sol facilement accessibles. Par exemple Van de Griend et O'Neill (1986) ont proposé des équations de régression multiple à partir des analyses faites sur une large gamme de sols.
Ces équations peuvent écrire de la manière suivante :

$$\Lambda_s = 0.654 \cdot \Lambda(\theta) - 2300 \cdot \theta + 1890 \qquad \text{(II-7)}$$

où :
Λ_s est l'inertie thermique lorsque le sol est à saturation (J m^{-2} K^{-1} $s^{-1/2}$). Elle varie entre 2100 et 2900 selon la classe texturale du sol.
$\Lambda(\theta)$ est l'inertie thermique du sol à la teneur en eau θ (J m^{-2} K^{-1} $s^{-1/2}$). Elle définie par :

$$\Lambda(\theta) = \sqrt{(\lambda(\theta) \cdot C(\theta)} \qquad \text{(II-8)}$$

La capacité calorifique $C(\theta)$ est calculée à partir des fractions volumiques des constituants du sol et leur capacité calorifique.
La conductivité thermique apparente $\lambda(\theta)$ peut alors calculé comme suivante :

$$\lambda(\theta) = \frac{1}{C(\theta)} \left[\frac{1}{0.654} \left(\Lambda_s + 2300 \cdot \theta - 1890 \right) \right]^2 \qquad \text{(II-9)}$$

Nous pouvons également citer le modèle de (de Vries 1963) qui permet de relier la conductivité thermique aux propriétés du sol par une approche semi empirique. Ce modèle est le modèle de référence pour caractériser la conductivité thermique avec des informations sur la composition des sols. Ce modèle traite de mélange de quartz (conductivité thermique quatre fois plus élevée que les autres constituants des sols), de matière organique, des autres constituants solides, de l'air et de l'eau. Le calcul de la conductivité résultante de ce mélange est réalisé de manière théorique en prenant notamment en compte les différences de gradient de température entre les phases.

Par conséquent, nous allons recourir au modèle de de Vries (1963). Les paramètres d'entrée du modèle de De Vries (1963) sont présentés dans le tableau (II-7).

Tableau II-7 Paramètres d'entrées du modèles de (de Vries 1963).

Fraction massique de Quartz	F_Q
Fraction massique des constituants minéraux autre que Quartz (souvent appelé fraction d'argile)	F_C
Fraction massique de la matière organique MO	F_{MO}
Masse volumique du sol	ρ_d
Masse volumique du solide	ρ_s

- Capacité calorifique

La capacité calorifique du sol est calculée à partir des capacités calorifiques des constituants du sol en utilisant la loi de mélange proposée par (de Vries 1963).

$$C_T = \rho_m C_m (1-\phi) + \rho_o C_o (1-\phi) + \rho_w C_w \theta + \rho_a C_a (\phi - \theta) \qquad \text{(II-10)}$$

Où :

C_T est la capacité calorifique du sol (J m^{-3} K^{-1})
C est la capacité calorifique des constituants (J kg^{-1} K^{-1})
ρ est la masse volumique (kg m^{-3})
Les indices *m, o, w* et *a* correspondent aux phases minérales, et organiques, à celles de la phase liquide et de l'air respectivement,
ϕ est la porosité du sol ($m^3 m^{-3}$)
θ est la teneur en eau volumique du sol ($m^3 m^{-3}$).

En négligeant la capacité calorifique de l'air et en supposant que les constituants de la phase solide qui incluent les fractions des minéraux et de la matière organique ont la même capacité calorifique, cette loi peut s'écrire de la manière suivante :

$$C_T = \rho_s C_s (1-\phi) + \rho_w C_w \theta \qquad \text{(II-11)}$$

C_s est la capacité calorifique de solide qui est égale à 755 J kg^{-1},
C_w est la capacité calorifique de l'eau qui est égale à 4180 J kg^{-1}

Tableau II-7 : Les valeurs de la capacité calorifique des constituants du sol.

Constituant	Capacité calorifique J m^{-3} K^{-1}
Quartz	2.0×10^6
Matière organique	2.51×10^6
Eau	4.18×10^6
Air	1.25×10^3

II.6.3.4 Les conditions initiales

Pour le profil de température du sol nous nous appuierons sur la propagation d'une onde sinusoïdale, en surface en tenant compte des propriétés de diffusivités du sol (Hillel 1982),(Jury *et al.* 1991),(Braud et Chanzy 2000). Nous nous intéresserons à l'onde annuelle de température en négligeant les cycles plus courts qui n'ont que peu d'impact sur l'initialisation ou sur la température en profondeur (cf § suivant). Cette fonction sinusoïdale peut s'écrire sous la forme suivante :

$$T(z) = T_{mean}(z) + T_{amp}(z)\exp\left(-\frac{z}{d}\right)\sin\left(2\pi\left(\frac{DoY - phase(z)}{365.25}\right) - \frac{z}{d}\right) \qquad \text{(II-12)}$$

où :

T(z) est la température du sol (°C) à la profondeur z (m),
T_{mean} est la température moyenne du sol (°C),
T_{amp} est l'amplitude thermique, annuelle ou journalière. Elle est égale à la moitié de la différence entre les températures maximum et minimum (°C).
DoY est le jour julien,
Phase(z) est le nombre de jours d'une date arbitraire à l'occurrence de la température moyenne de l'année. Pour une autre profondeur ce nombre peut être calculé de la manière suivante :

$$phase(z_2) = phase(z) + \frac{z_2 - z}{d}\frac{365.25}{2\pi} \qquad \text{(II-13)}$$

d est la profondeur d'atténuation (m) qui peut être calculé à partir de l'équation suivante :

$$d = \sqrt{\frac{365.25 * 86400\, D_T}{\pi}} \qquad \text{(II-14)}$$

où

D_T est la diffusivité thermique du sol ($m^2\ s^{-1}$) qui est le rapport entre la conductivité thermique $\lambda(\theta)$ et la capacité calorifique $C_T(\theta)$ du sol :

$$D_T = \frac{\lambda(\theta)}{C_T(\theta)} \qquad \text{(II-15)}$$

Par souci de simplicité, nous utiliserons la formule de (Van de Griend et O'Neill 1986) qui permet d'estimer facilement la conductivité thermique du sol :

$$\lambda(\theta) = \frac{1}{C_T(\theta)} * \left[\frac{1}{0.654}(\Lambda_s + 2300 * \theta - 1890)\right]^2 \qquad \text{(II-16)}$$

où :

Λ_s : est l'inertie thermique lorsque le sol est à saturation ($J\ m^{-2}\ K^{-1}\ s^{-1/2}$).

Nous avons pris les valeurs de Λ_s données par (Van de Griend et O'Neill 1986) correspondant aux classes de texture des sols étudiés. Ces valeurs sont données dans le tableau (C-1) l'annexe C.

La capacité calorifique a été calculée à partir de la loi de mélange de (de Vries 1963), équation (II-10). La température annuelle moyenne de l'air est considérée comme la température annuelle moyenne du sol T_{mean}.

Nous présentons dans la suite un exemple de calcul de la température du sol pour initialiser le modèle. Cet exemple correspond au calcul de la température du sol de l'expérience de

Mons (traitement TILL). Nous avons pris la température de l'air pour l'année 2002 pour le site de l'expérimentation. Les variations de cette température sont montrées sur la figure (II-14).

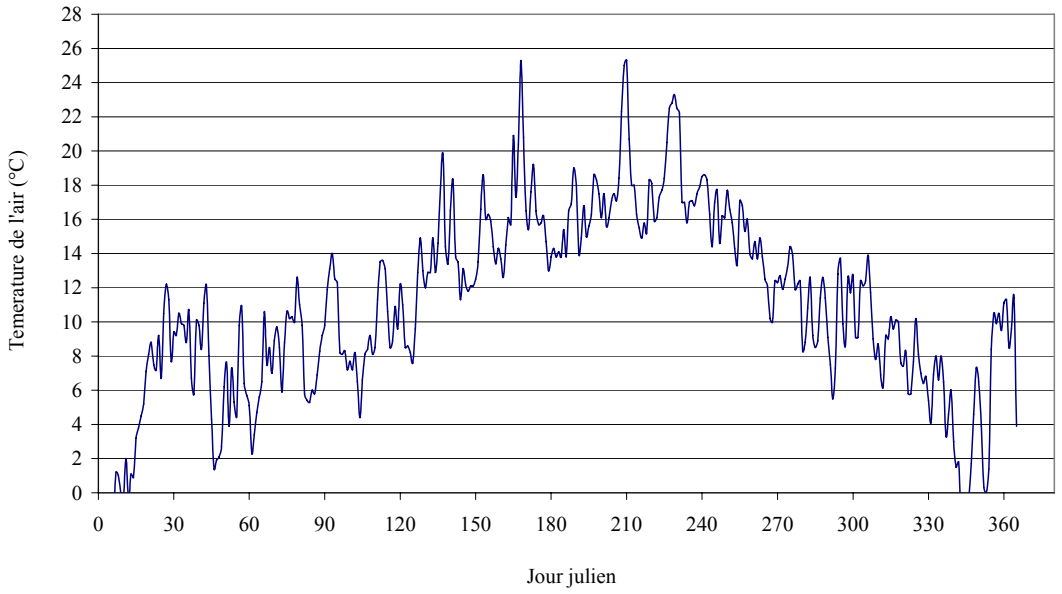


Figure II-14 Variations de la température de l'air pour l'année 2002 sur le site de Mons

A partir de ces variations nous avons calculé la température annuelle moyenne et ensuite l'amplitude. Le résultat de ces calculs est montré dans le tableau (C-2) l'annexe C.
La figure (II-15) présente le résultat de ces calculs.

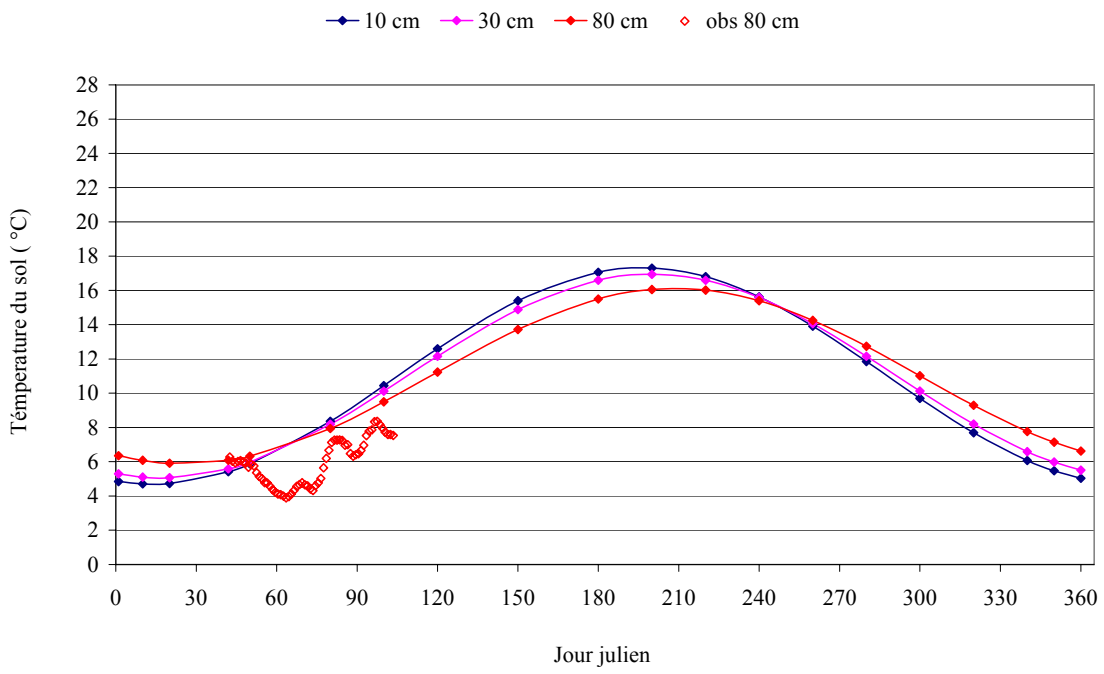


Figure II-15 Evolution de la température du sol calculée à partir de l'équation (II-10).

II.6.3.5 Les conditions a la limite inférieure

Pour l'eau, on peut imposer un flux d'eau gravitaire ou bien un potentiel hydrique en faisant une hypothèse simple (conditions constantes ou bien saturation quand il y a une nappe). À notre connaissance, l'impact de telles hypothèses pour prescrire les conditions aux limites inférieures sur le régime hydrique n'a pas encore été analysé. La question est principalement traitée par les météorologues qui ont concentré leurs études sur l'impact sur les prévisions météorologiques : (Habets *et al.* 2004), (Timbal et Henderson-Sellers 1998), (Entekhabi *et al.* 1994).

En ce qui concerne la température du sol, nous suivrons les mêmes démarches que les conditions initiales.

II.6.3.6 Les propriétés de surface

- l'albédo

En considérant que cette grandeur est facilement accessible par télédétection, nous avons retenu des valeurs trouvées dans la littérature pour chaque sol (voir tableau C-3, annexe C). Nous utiliserons dans ce travail un modèle simple basé sur deux valeurs reliant l'albédo du sol à la teneur en eau de surface du sol. Ce modèle s'appuie sur 2 points caractéristiques α_{max} et α_{min} qui correspondent à deux teneurs en eau θ_{min} et θ_{max}. (Chanzy 1991)

Si $\theta > \theta_{max}$ $\alpha = \alpha_{min}$ (II-17)

Si $\theta < \theta_{min}$ $\alpha = \alpha_{max}$ (II-18)

Si $\theta_{min} > \theta > \theta_{max}$ $\alpha = \alpha_{\min} + \frac{\alpha_{\max} - \alpha_{\min}}{\theta_{\max} - \theta_{\min}} \times (\theta - \theta_{\min})$ (II-19)

- la rugosité de surface

En considérant que ce paramètre est facilement accessible, nous avons retenu la valeur 0.002 m qui correspond environ au 1/10 de la rugosité d'un sol travaillé.

- l'émissivité

Dans la littérature, on trouve que l'émissivité des sols varie entre 0.95 et 0.98 : (van Bavel et Hillel 1976), (Récan 1982), (Menenti 1984). Nous avons retenu une valeur d'émissivité ε_s de 0.95 pour l'ensemble des sols étudiés.

II.7 Conclusion

Les propriétés hydrodynamiques du sol sont déterminantes pour la simulation du fonctionnement hydrique d'un sol. Une caractérisation la plus précise possible de ces propriétés est alors nécessaire. Leur estimation par des méthodes de laboratoire ou de terrain reste lourde, longue et coûteuse. Aussi est-il très important de bien évaluer l'intérêt des fonctions de pédotransfert. Ces fonctions sont des relations empiriques entre les propriétés hydrodynamiques du sol et une ou plusieurs caractéristiques du sol facilement accessibles. Nous avons présenté une synthèse bibliographique de ces fonctions en insistant sur les études ayant permis de les évaluer.

Pour mettre le modèle TEC en œuvre, nous avons adopté deux stratégies :

- Dans un premier temps, nous allons mettre en œuvre le modèle TEC sans recourir à des mesures, en se basant sur le minimum d'information sur le sol que l'on peut considérer comme disponible dans la plupart des parcelles agricoles (texture).

Les deux Tableaux (II-8) et (II-9) résument les données d'entrée étudiées dans ce travail et celles pour lesquelles nous avons effectué des choix a priori, sans analyser en détail les valeurs retenues et l'impact de ces choix.

Tableau II-8 Les paramètres étudiées dans TEC

Le paramètre	Le choix	Référence
Les propriétés hydrodynamiques	Fonctions pédotransferts	(Cosby *et al.* 1984) (Rawls et Brackensiek 1985) (Vereecken *et al.* 1989),(1990) (Wösten 1997)
Les conditions Initiales	Historique climatique	Potentiel : (Olioso *et al.* 2002) Température : (Braud et Chanzy 2000)
Les conditions aux limités inférieurs	Historique climatique, Flux gravitaire	Potentiel : (Olioso *et al.* 2002) Température : (Braud et Chanzy 2000)

Tableau II-9 Les paramètres TEC ne faisant pas l'objet d'une étude particulière dans notre travail

Le paramètre	Le choix	Référence
Les propriétés thermiques	Fonctions de pédotransfert	(de Vries 1963)
La diffusion gazeuse	Fonctions pédotransferts	(Bruckler *et al.* 1989).
La masse volumique	Mesure	
Les caractéristiques de surface	Mesure	
Les conditions aux limites supérieures	Climatologie	Climat

- Dans un second temps, nous nous intéressons à mettre en œuvre le modèle avec des mesures plus ou moins complexes, dont nous évaluerons l'intérêt par rapport à la précision des simulations. Il s'agit de remplacer les paramètres étudiés avec des vraies mesures de laboratoire ou de terrain. Dans les deux stratégies, les paramètres non étudiés sont identiques.

CHAPITRE III

L’expérimentation de Mons

III. L'expérimentation de Mons

L'objectif de l'expérimentation est d'obtenir un jeu de données à partir duquel nous examinerons la précision que nous pouvons obtenir sur la teneur en eau de la couche de surface (0-30 cm) d'un sol nu simulé par un modèle mécaniste de transferts d'eau et de chaleur, en utilisant différentes stratégies pour caractériser les propriétés hydrodynamiques du sol, les conditions initiales et les conditions aux limites inférieures.

III.1 Le site expérimental

Le site de Mons est situé sur le domaine expérimental de l'INRA sur la commune d'Estrées-Mons dans le département de la Somme. Les coordonnées du site sont 48.99° N latitude et 2.99° E longitude avec une altitude d'environ 85 mètres. La pente est faible, généralement inférieure à 2 %, ce qui limite la vitesse du ruissellement et favorise sa ré-infiltration éventuelle. Le climat est à dominante océanique avec une pluviométrie moyenne annuelle d'environ 700 mm bien répartie sur les 12 mois de l'année. La température de l'air du mois le plus froid (janvier) est d'environ 2° C en moyenne tandis que celle du mois le plus chaud (août) est de 18° C. La moyenne annuelle de la vitesse du vent est égale à 3.1 m s^{-1}. Ce domaine est situé dans une région de grandes cultures (céréales, betterave, pois, pomme de terre) à forte productivité. Les sols, de texture limoneuse (silt loam), sont réputés pour les potentiels de rendement élevés qu'ils permettent d'atteindre compte tenu du climat.

III.2 Les traitements mis en place

Trois traitements ont été mis en place pour couvrir une gamme large d'états structuraux au sein de l'horizon généralement labouré (environ les 30 premiers centimètres du sol). Le premier traitement correspond à une parcelle labourée chaque année (TILL) et travaillée avant les semis avec une herse rotative. Le second traitement est une parcelle non labourée depuis 1999 (NOTILL). Seul un travail superficiel est réalisé sur les cinq premiers

centimètres au moment des semis (plus un éventuel déchaumage l'été). Le troisième traitement est une parcelle nue qui a subi un tassement très sévère (COMP) suite à un passage de tracteur roue dans roue en conditions humides. Une placette de 4 m par 15 m a été ainsi obtenue.

La description générale de l'expérience est donnée par le tableau (III-1)

Tableau III-1 Description générale de l'expérimentation

Identification du traitement	Dates (durée)	Nature des mesures (profondeur maximale, cm)
TILL NOTILL COMP	11/02/2004 au 13/04/2004 (62 jours)	Profils de teneur en eau (40) Profils de potentiel hydrique (80) Profils de température (80) Profils de masse volumique (40) Analyse de granulométrie (0-30) Mesures des propriétés hydrodynamiques (0-10) Collection des données climatiques

III.3 Les mesures réalisées

III.3.1 Le suivi du régime hydrique

Les mesures de potentiel hydrique ont été réalisées avec quatre tensiomètres automatiques de type SKT 850 (Produit et commercialisé par la société SDEC) reliés à une centrale d'acquisition des données, et répartis aux profondeurs suivantes : deux tensiomètres à 10 cm, un tensiomètre à 50 et à 80 cm sur chaque parcelle.

Les mesures de la teneur en eau ont été réalisées avec les sondes capacitives de type HMS 9000 (produit et commercialisé par la société SDEC). Six sondes sont implantées dans chaque parcelle aux profondeurs 2.5, 7.5 et 15 cm (deux à chaque profondeur). Nous avons prélevé aussi des échantillons de chaque traitement pour des mesures gravimétriques. Ces mesures gravimétriques ont été réalisés sur des couches de 2.5 cm d'épaisseur entre 0 et 10 cm, de 5 cm d'épaisseur entre 10 et 40 cm. . Nous avons fait, pour chaque parcelle, une compagne de prélèvement par semaine avec quatre répétitions par jour de prélèvement.

La figure (III-1) présente l'évolution de la teneur en eau de la couche 0-5 cm au cours de temps pour le traitement TILL mesurée à partir des sondes capacitives ou des prélèvements gravimétriques. Les sondes capacitives posent un problème en période sèche. En effet en fin de période sèche, alors que la demande climatique s'intensifiait, les sondes capacitives ne permettaient pas de reproduire l'assèchement du sol tel qu'observé avec les mesures gravimétriques et tensiométriques (cf. le dernier point sur la figure III-1). Cette propriété, déjà constatée en d'autres circonstances (Chanzy, communication personnelle) nous a amener à rester prudent sur l'utilisation de ces données. Par ailleurs, les mesures capacitives n'ont pu être réalisées sur le traitement COMP et la qualité des données sur le traitement NOTILL est nettement moins bon qu'avec le traitement TILL. Ainsi, compte tenu de l'importance de la teneur en eau dans notre étude, nous n'avons pas pris en compte les données des sondes capacitives dans la suite de ce travail.

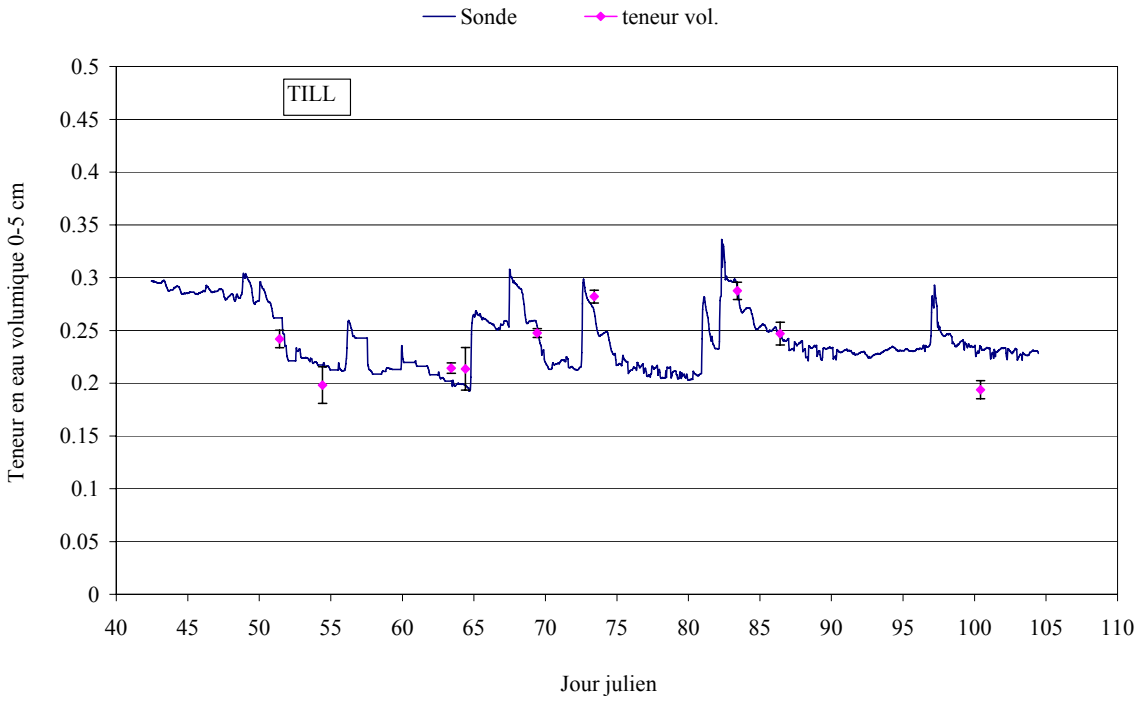
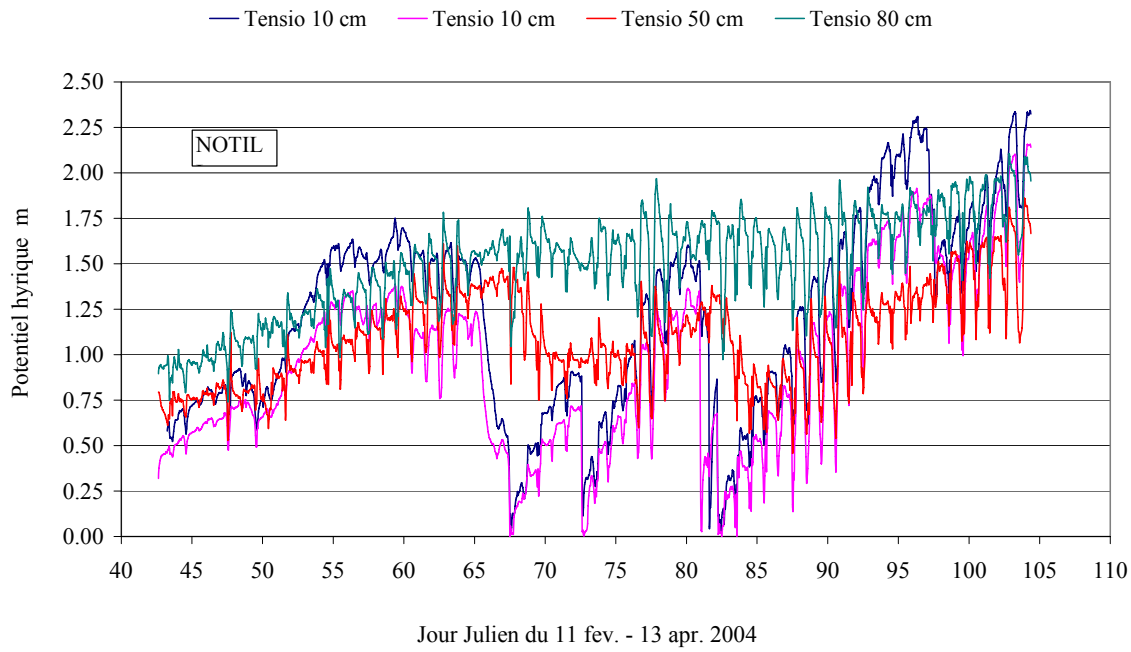
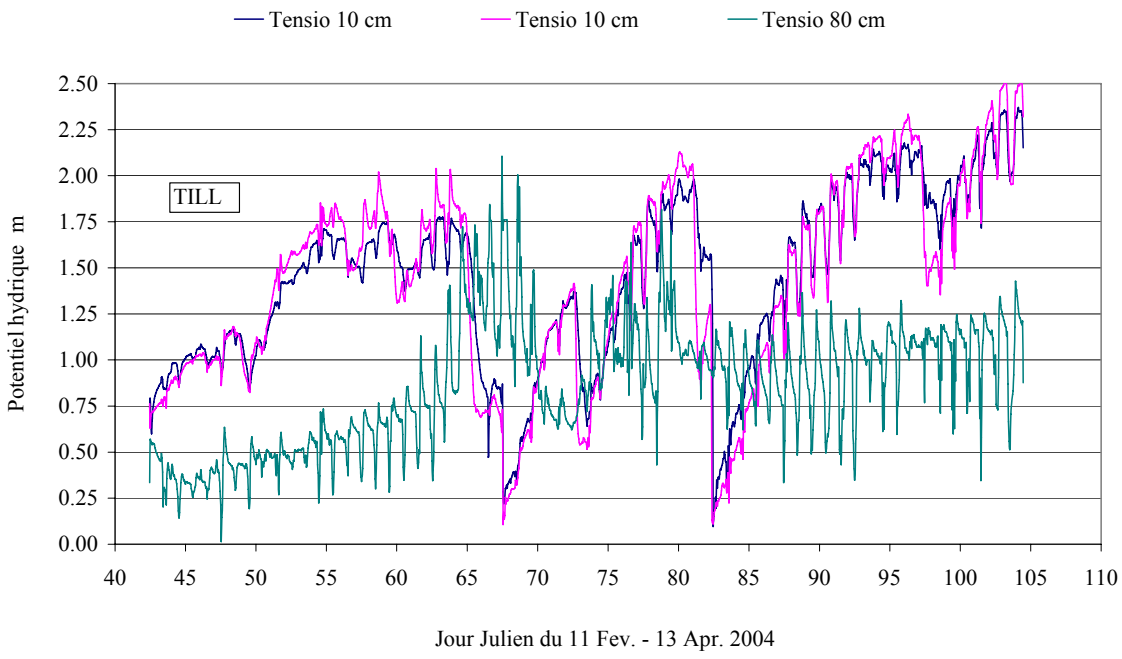


Figure III-1 Evolution de la teneur en eau volumique de la couche 0-5 cm au cours de temps pour le traitement TILL

Les mesures de potentiel hydrique pour les traitements NOTILL et TILL sont montrés dans les figures (III-2 a, b) respectivement. A cause de problèmes techniques, les mesures tensiométriques du traitement COMP ne sont pas exploitables.



(a)



(b)

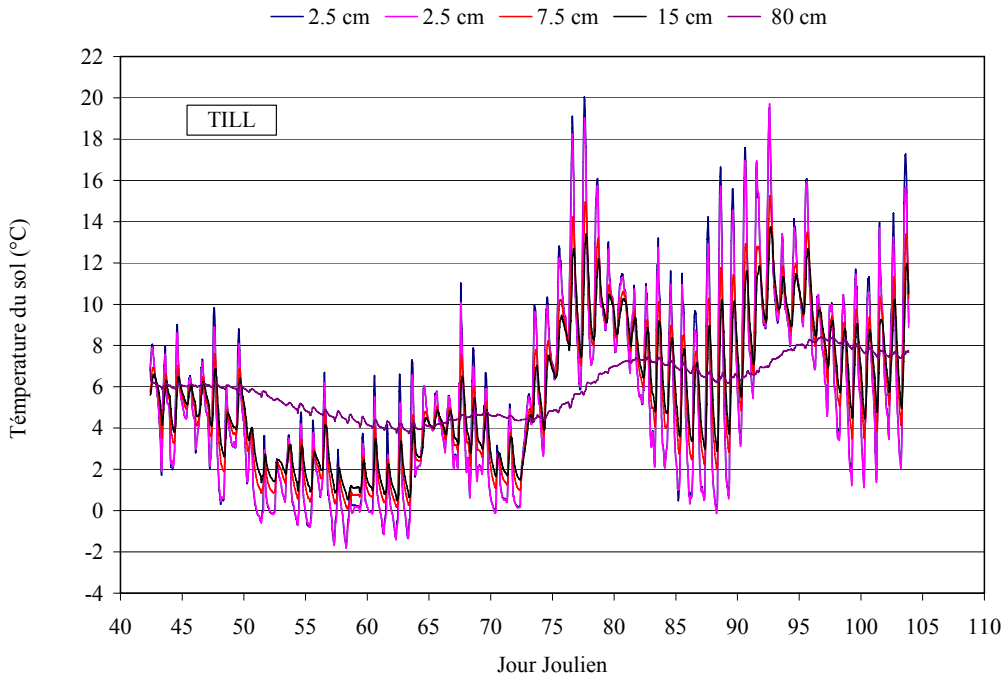
Figure III-2 Evolution de la valeur absolue du potentiel hydrique pour les traitements (a) NOTILL et (b) TILL

De la figure ci-dessus nous constatons que les variations nycthémérales sont souvent très fortes, même à la profondeur de 80 cm. Elles pourraient être liées à l'effet de la température

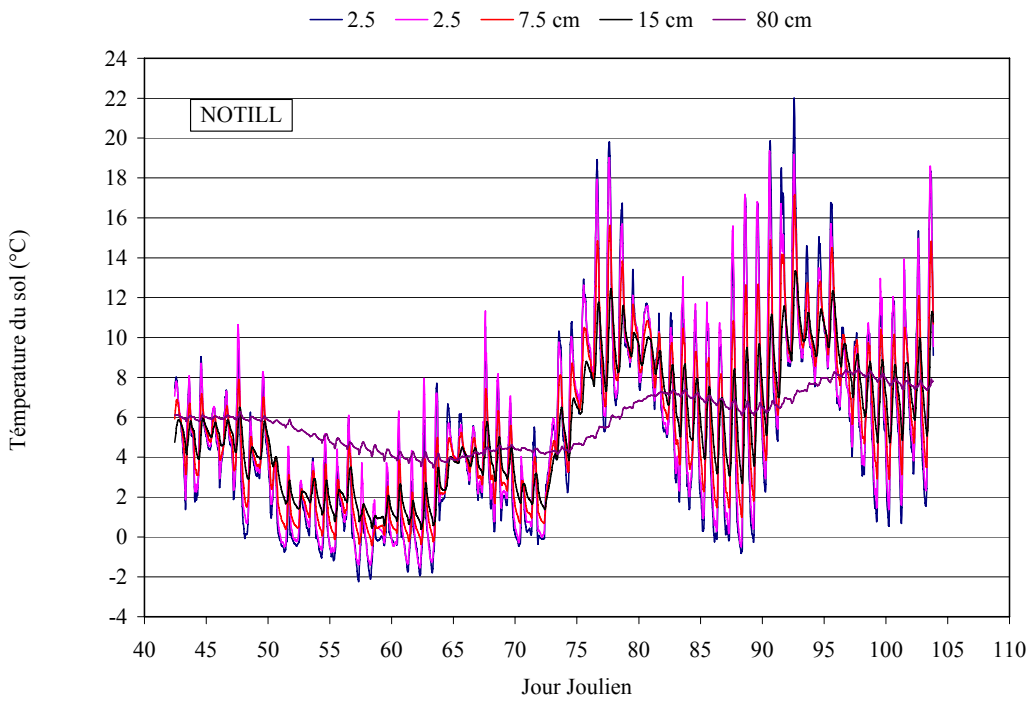
sur le manomètre ou à l'effet de la température sur le circuit hydraulique. Les deux tensiomètres à 10 cm de profondeur du traitement TILL donnent des résultats relativement cohérents avec les données d'humidité (III-1). Ils montrent entre eux une relative homogénéité de potentiel hydrique sur le site de mesures. Les tensiomètres à 80 cm semblent donner des résultats satisfaisant et seront utilisés pour avoir une condition à la limite inférieure de référence. Nous laisserons néanmoins les variations diurnes.

III.3.2 Le suivi du régime thermique

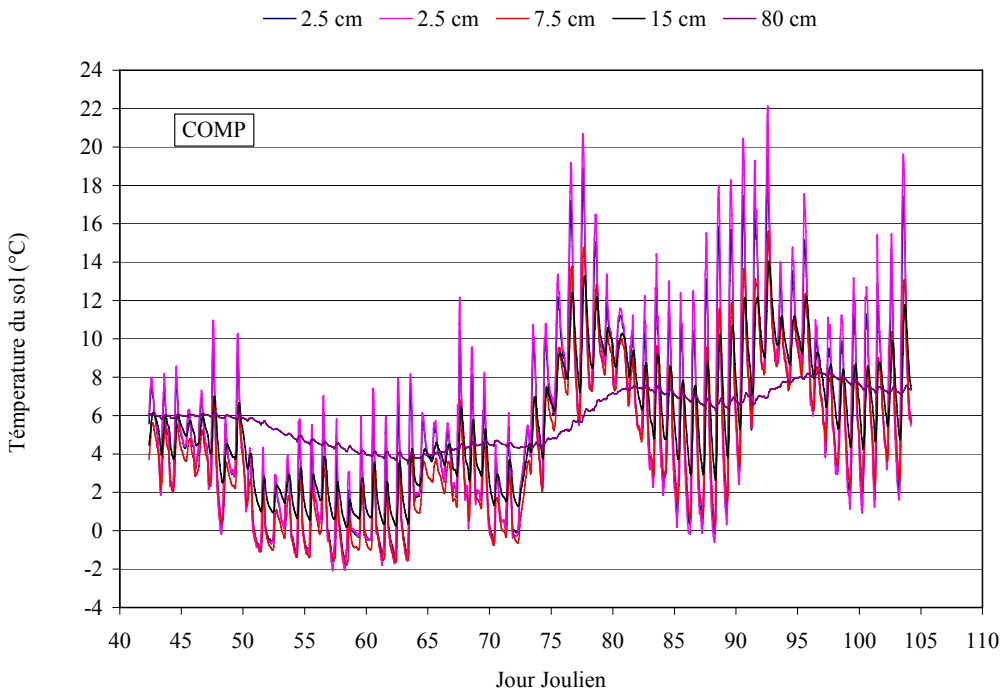
Nous avons mesuré la température du sol avec des thermocouples reliées à un système d'acquisition automatique. Cinq capteurs sont répartis dans le sol : 2,5 cm (deux répétitions), 7.5, 15 et 80 cm (une répétition).



(a)



(b)



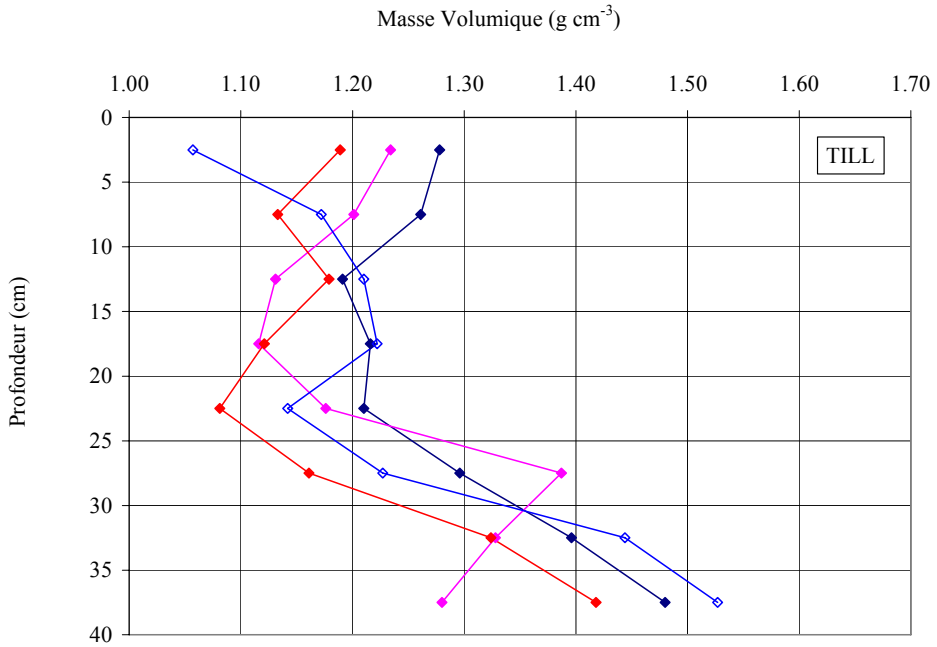
(c)

Figure III-3 Evolution de la température du sol mesuré sur le terrain pour les traitement (a) TILL, (b) NOTILL et (c) COMP

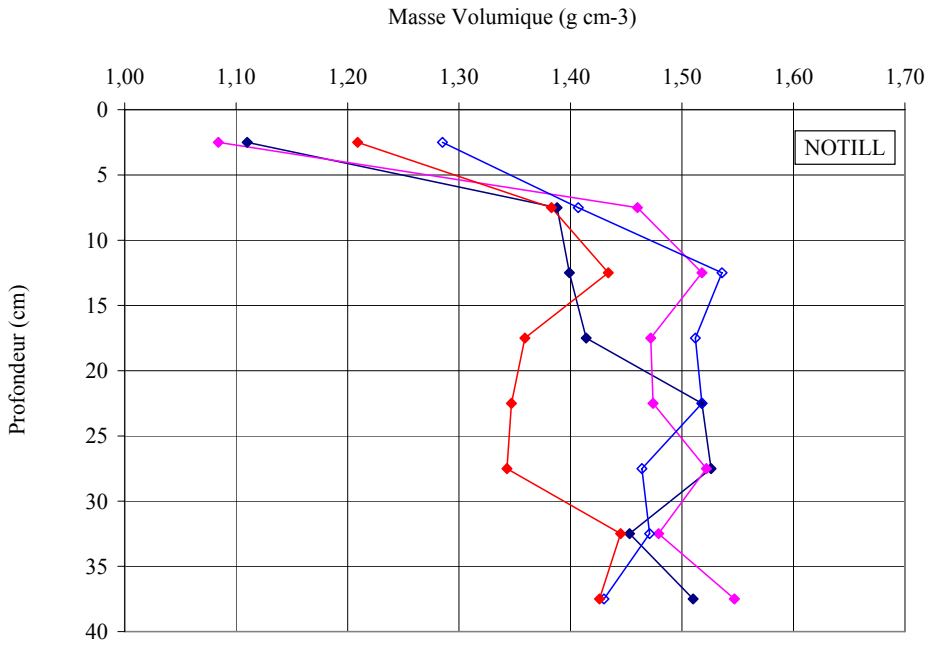
Les variations de la température du sol sont présentées dans la figure (III-3) ci-dessus pour les trois traitements. Les deux capteurs à 2.5 cm donnent des résultats similaires. Les fluctuations de la température du sol diminuent avec la profondeur. Il est important de souligner que les résultats sont similaires pour les trois traitements. Cela peut justifier de faire des hypothèses simples pour utiliser des valeurs issues de la climatologie.

III.3.3 La masse volumique

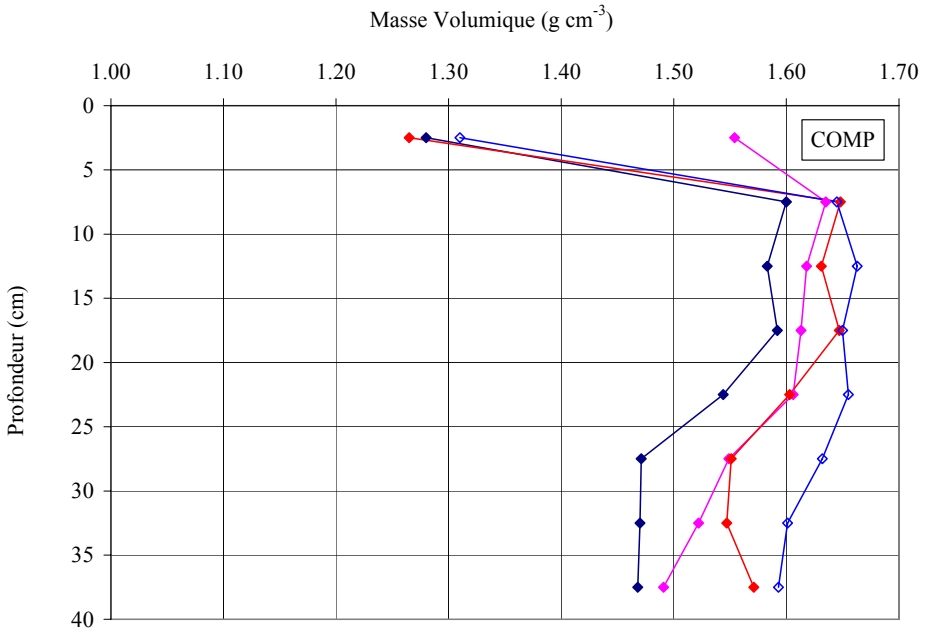
Pour chaque expérience, des profils de masse volumique (ρ_d) du sol ont été mesurés à l'aide d'une sonde à transmission gamma. Celle-ci permet l'estimation de la masse volumique avec une résolution verticale d'environ 1 cm et une précision de 0.03 g cm^{-3} (Bertuzzi *et al.* 1987). Les profils ont été acquis sur quatre profils par traitement, de 2.5 à 37.5 cm de profondeur avec une mesure tous les 5 centimètres (figure III-4).



(a)



(b)



(c)

Figure III-4 La masse volumique des parcelles (a) TILL, (b) NOTILL et (c) COMP.

Nous voyons des variations importantes de la masse volumique des 30 premiers centimètres entre les trois traitements mis en place. Le traitement TILL (figure II-2a), est caractérisé par une masse volumique relativement faible sur les 30 premiers centimètres, en lien avec le caractère annuel du travail du sol profond. En deçà de 30 centimètres, la masse volumique est beaucoup plus élevée, en lien avec la forte compacité des horizons Bt dans ce type de sol. En ce qui concerne le second traitement NOTILL, figure (II-2b), la masse volumique est faible sur les cinq premiers centimètres, probablement à cause d'un travail superficiel post-récolte (déchaumage). La masse volumique est ensuite assez élevée, proche de 1.5 g cm^{-3}. La figure (II, 2c) correspond à la masse volumique du traitement COMP. Les masses volumiques sont très élevées sur tout le profil, supérieures à celles du traitement NOTILL d'environ 0.1 g cm^{-3}.

Il est important de noter que les mesures à 2.5 cm de profondeur sont à prendre avec précaution, car la largeur du faisceau est de l'ordre de 5 cm.

III.3.4 Analyse de la granulométrie

Les mesures de texture du sol ont été réalisées pour chaque parcelle et pour les horizons (0-30 cm) à partir d'un échantillon de terre sèche d'environ 2 kg. Ces échantillons ont été envoyés au laboratoire d'analyse des sols à l'INRA d'Arras pour l'analyse granulométrique à 8 fractions. Le résultat de cette analyse est présenté dans le Tableau (III-2). On constate dans ce tableau que la texture variait peu en fonction des traitements.

Tableau III-2 Fractions granulométriques des trois traitements.

Traitement	Fraction massique g kg^{-1}							
	0-2 µm	2-20 µm	20-50 µm	50-100 µm	100-200 µm	200-500 µm	500-1000 µm	1000-2000 µm
TILL	197	281	445	59	4	7	4	3
NOTILL	240	279	419	52	5	3	2	0
COMP	219	283	439	47	4	4	3	1

III.3.5 Les propriétés hydrodynamique du sol

III.3.5.1 La méthode de Wind et la chambre de pression

Nous avons prélevé deux cylindres (7.5 cm de hauteur et 15 cm de diamètre) par traitement de l'horizon de surface (0-10 cm). Cette méthode est présentée en détaille dans le chapitre II (cf. II.1.1.2.3).

La courbe de rétention a été ajustée à partir de la courbe estimée par la méthode de Wind dans la gamme 0-100 kPa et des points de teneur en eau mesurés à 1 et 1.5 MPa.

La figure (III-5) montre la forme finale de la courbe de rétention ajustée sur les points mesurés pour les trois traitements.

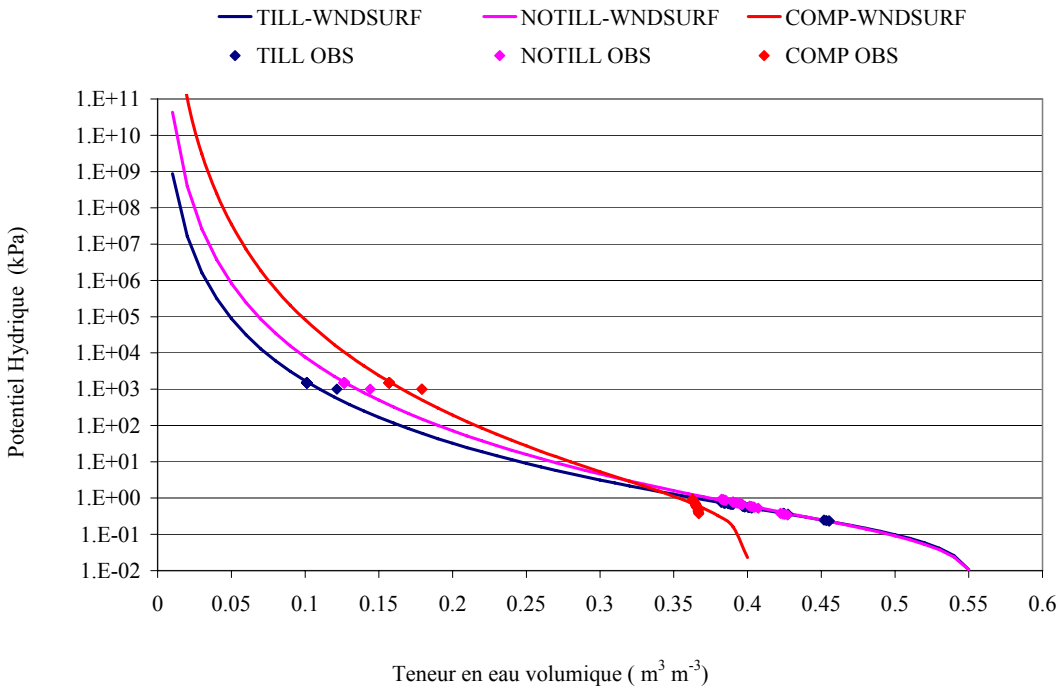


Figure III-5 Courbe de rétention ajustée pour les trois traitements : (TILLSURF 0-22.5 cm, NOTILLSURF 0-5 cm et COMPSURF 0-27.5 cm).

A fin de caractériser la courbe de la conductivité hydraulique nous avons choisi le modèle de (Brooks et Corey 1964),

$$K = K_s \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{\eta} \qquad \text{(III-1)}$$

où :

η est un paramètre de forme pour la courbe.

Ce modèle a été ajusté sur les données de Wind en prenant la valeur de la conductivité hydraulique à saturation K_s, qui a été calculée à l'aide de la méthode de Beerkan, pour les traitements TILL et NOTILL. En ce qui concerne le traitement COMP, nous avons retenu une valeur de K_s qui a été calculée à partir des fonctions de pédotransferts.
La figure (III-6) montre les courbes ajustées de la conductivité hydraulique pour les trois traitements.

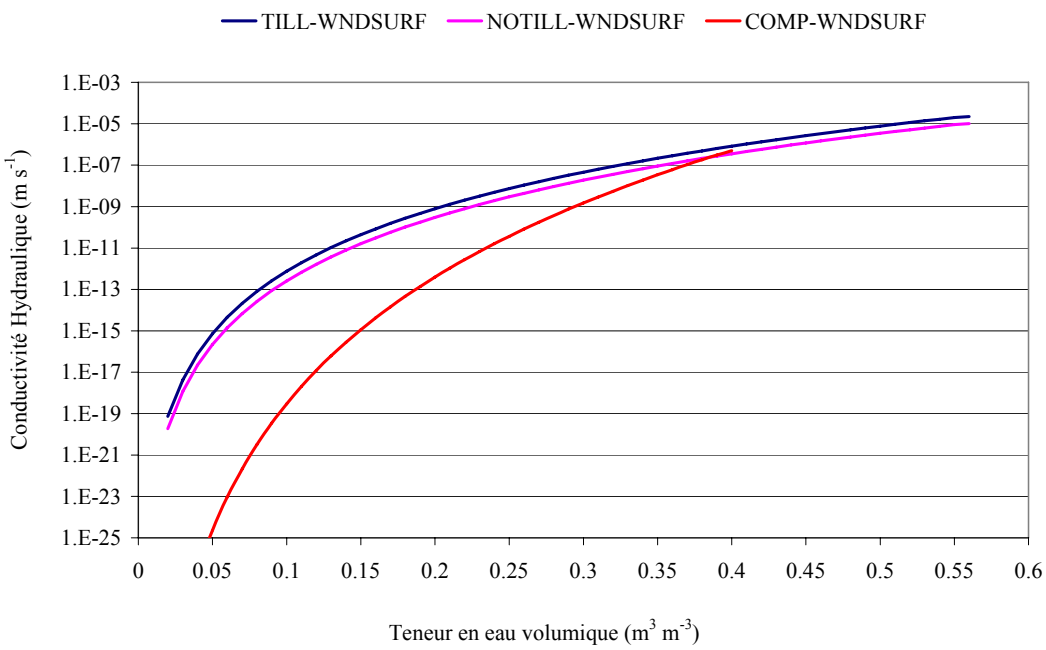


Figure III-6 Courbe de la conductivité hydraulique pour les trois traitements.

(TILLSURF 0-22.5 cm, NOTILLSURF 0-5 cm et COMPSURF 0-27.5 cm).

III.3.5.2 La méthode de Beerkan

Par cette méthode nous pouvons calculer les paramètres décrivant les relations entre :

- - La teneur en eau et le potentiel matriciel qui est représentée par le modèle de (Van Genuchten 1980), avec l'hypothèse de Burdine.

$$\frac{\theta}{\theta_s} = \left[1 + \left(\frac{\psi}{\psi_g} \right)^{\frac{2}{1-m}} \right]^{-m} \qquad \text{avec} \qquad m = 1 - 2/n \qquad \text{(III-2)}$$

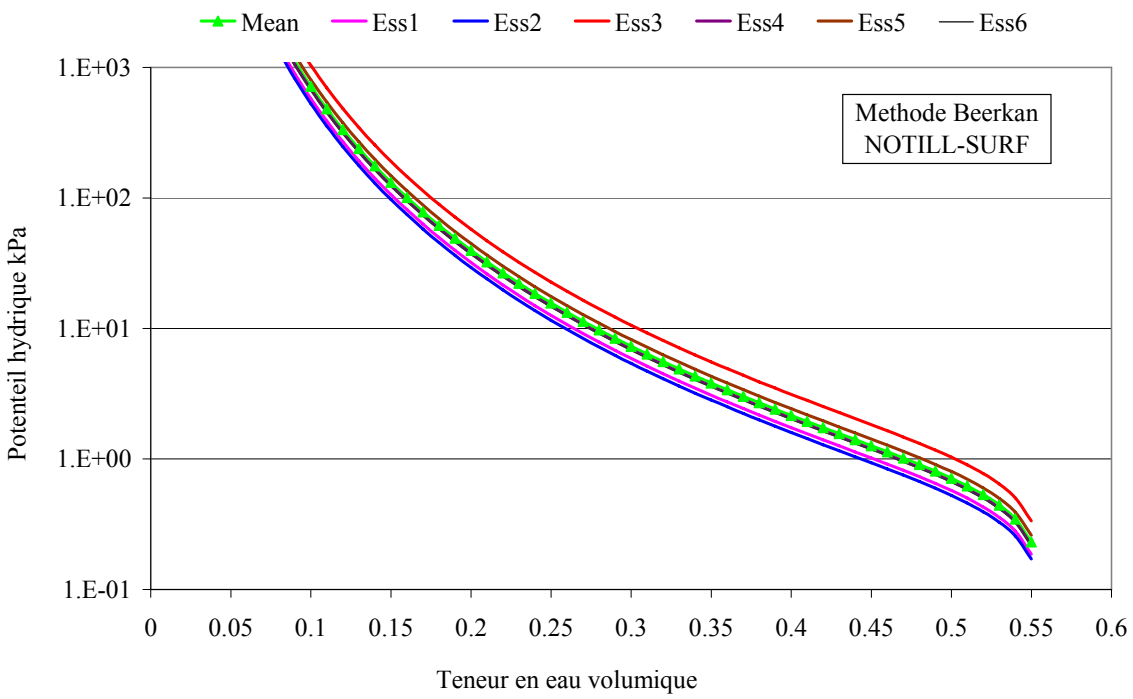
- La teneur en eau et la conductivité hydraulique qui est représentée par le modèle (Brooks et Corey 1964), (éq. III-1).

La méthode repose sur deux aspects:

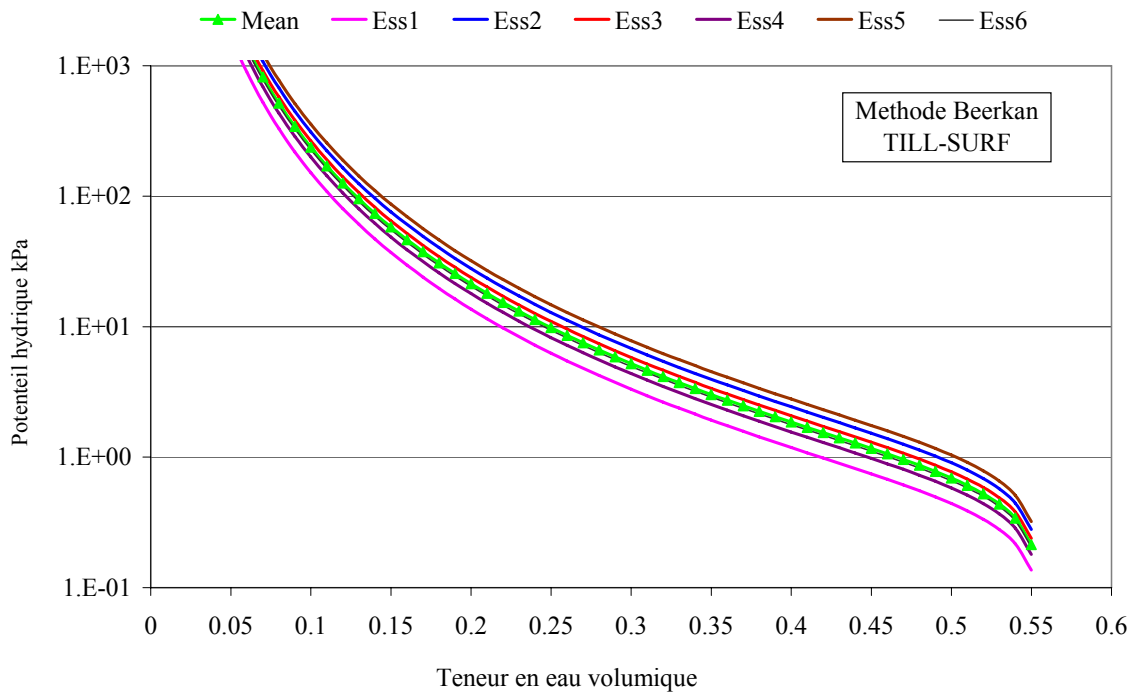
- - la théorie de l'analyse dimensionnelle qui permet de rendre l'équation d'infiltration adimensionnelle et qui permet d'obtenir trois paramètres de normalisation K_s, ψ_g et θ_s,
- - l'utilisation de fonctions de Pédotransfert à base physique pour estimer les paramètres texturaux *mn* et η à partir de la courbe granulométrique.

Notons que cette méthode n'a pas été appliquée au traitement COMP, car le sol étant très tassé, l'eau s'infiltrait trop lentement dans le sol.

Les figures (III-7 a, b) et (III-8 a, b) montrent les courbes de rétention et de la conductivité hydraulique ajustées avec la méthode ci-dessus. Ces courbes sont obtenues à partir de six répétitions ensuite nous avons pris la courbe moyenne. Le détail des résultats des mesures et des calculs intermédiaires est donné dans l'annexe E pour le traitement TILL et NOTILL.



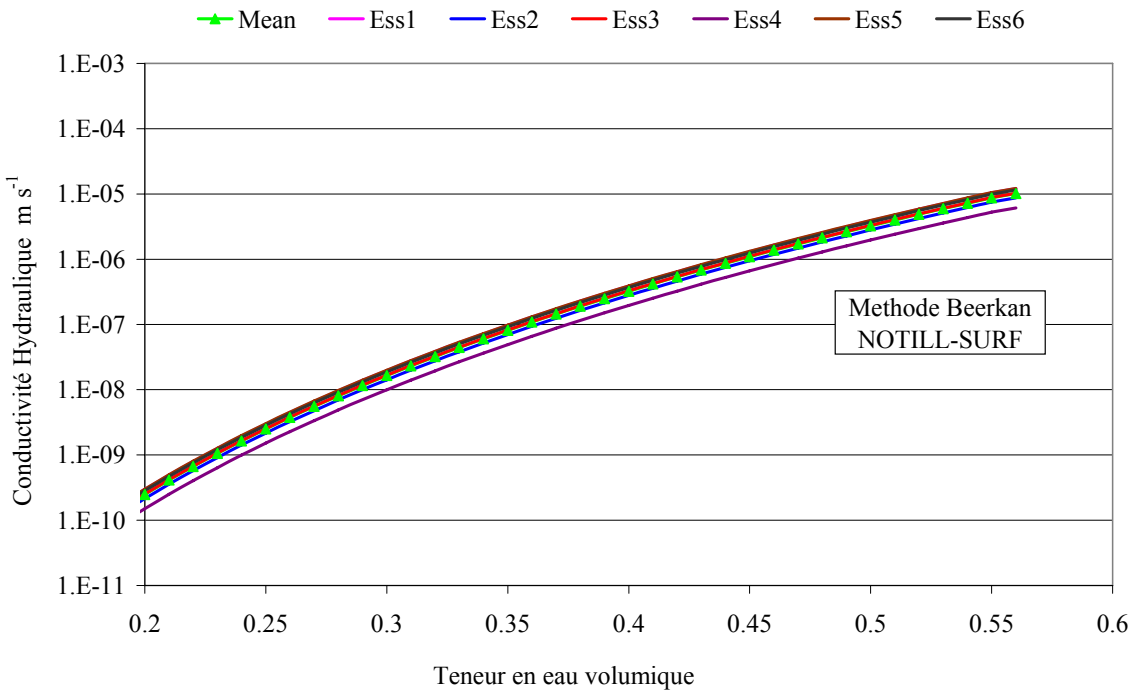
(a)



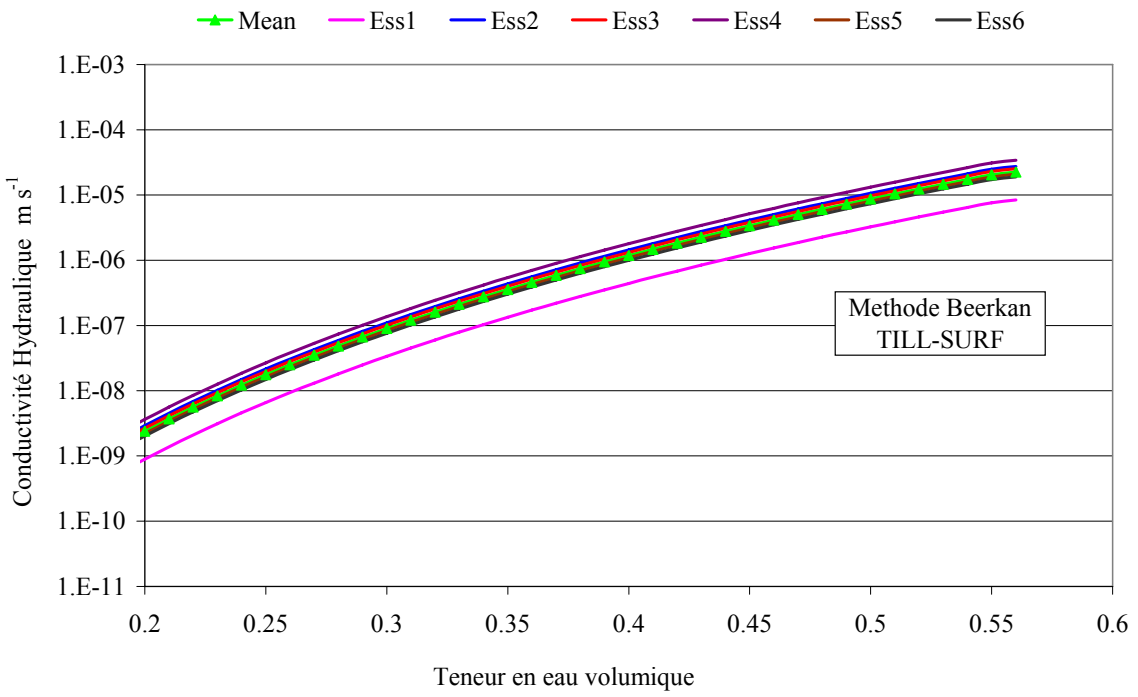
(b)

Figure III-7 Courbes de rétention établies à partir de la méthode de Beerkan

(a) NOTILLSURF 0-5 cm et (b) TILLSURF 0-22.5 cm.



(a)



(b)

Figure III-8 Courbe de la conductivité hydraulique établie à partir de la méthode de Beerkan. (a) NOTILLSURF 0-5 cm et (b) TILLSURF 0-22.5.

III.3.5.3 La méthode inverse du modèle

Le calage du modèle est une procédure par laquelle, nous estimons un ou plusieurs paramètres de façon à réduire au maximum l'écart entre les résultats du calcul et les mesures de la teneur en eau à 2.5, 5, 7.5, 12.5, 17.5, 22.5, 27.5, 32.5 et 37.5 cm.. Ce calage a été fait avec le programme HAUS59 développé par l'INRA qui utilise la méthode itérative de convergence de Gauss-Marquradt.

En fait, nous avons divisé pour chaque traitement, le sol en deux couches selon leur masse volumique. La couche superficielle (SURF) est celle affectée par les dernières opérations de travail du sol, tandis que la seconde couche (SUB) s'étend jusqu'à la base du sol. Nous avons effectué un calage pour estimer les paramètres de la courbe de rétention et de conductivité hydraulique.

Pour la courbe de rétention, nous avons calé les paramètres α et n de la relation (Van Genuchten 1980) (équation III-2). Pour la conductivité hydraulique, les paramètres calés sont K_s et η de la relation de (Brooks et Corey 1964) (équation (III-1). Les figures (III-9 et III-10) montrent les résultats des propriétés hydrodynamiques calées pour les traitements étudiés. Notons que, pour la couche profonde (au dessous de 27.5 cm) pour le traitement COMP, ses propriétés hydrodynamiques ne sont pas calées mais, elles sont calculées à partir des fonctions de pédotransferts du fait du petit nombre de mesure d'humidité que nous avions au delà de 27.5 cm.

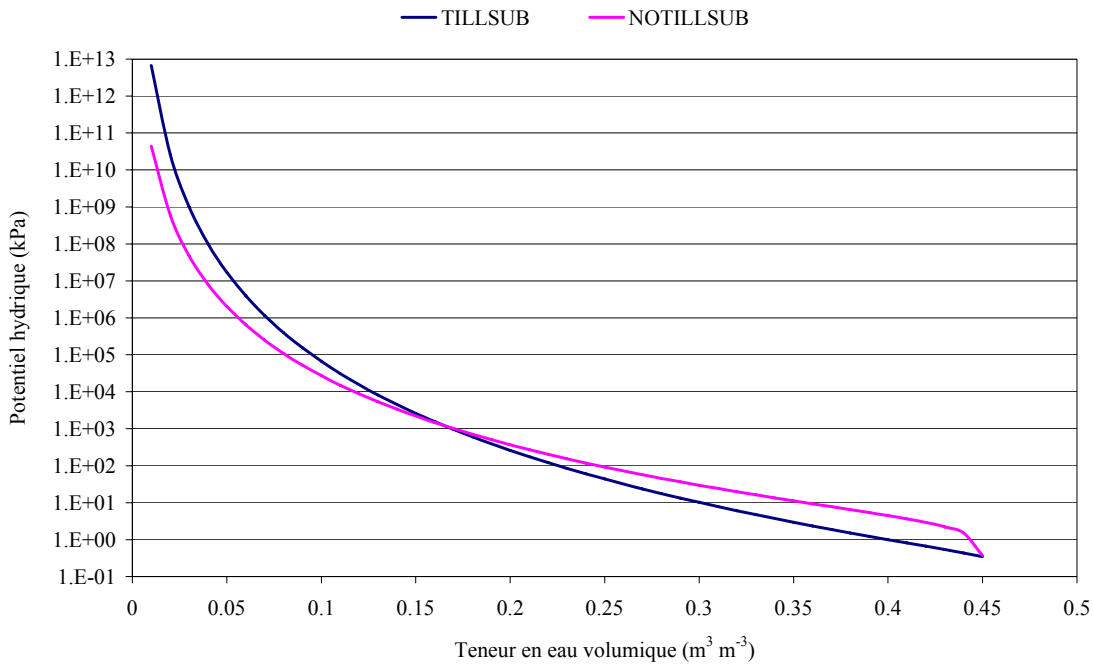


Figure III-9 Courbes de rétention dérivées du calage.(TILLSUB 22.5-80 cm, NOTILLSUB 5-80 cm).

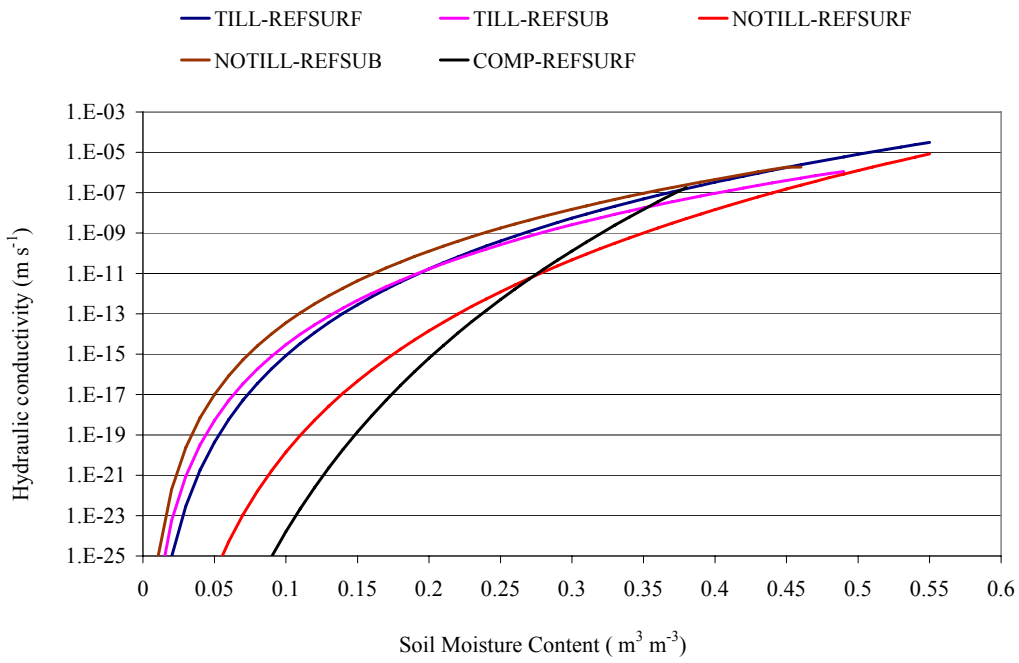
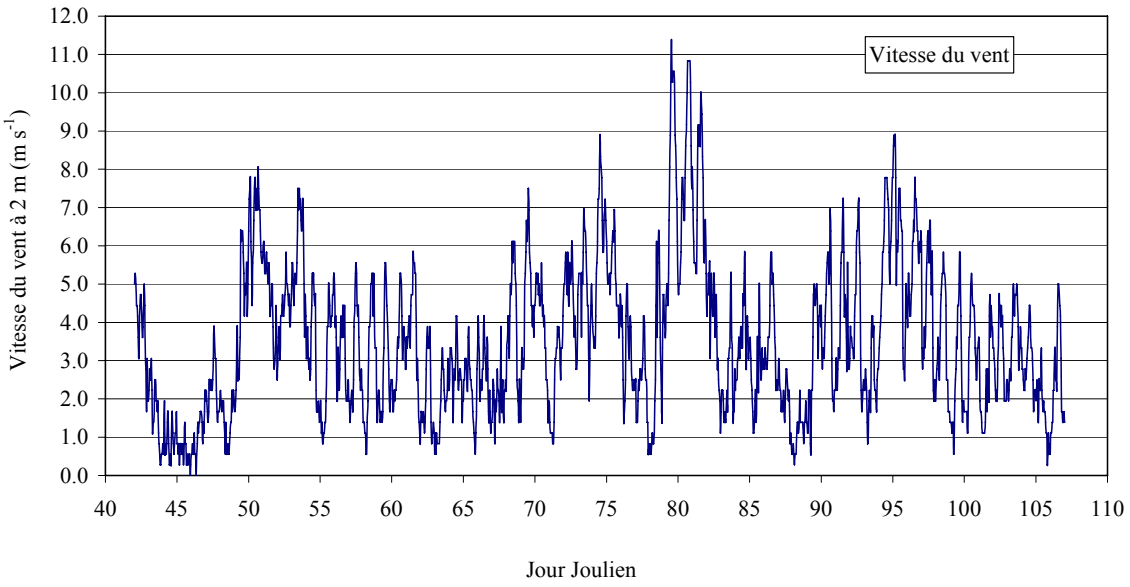


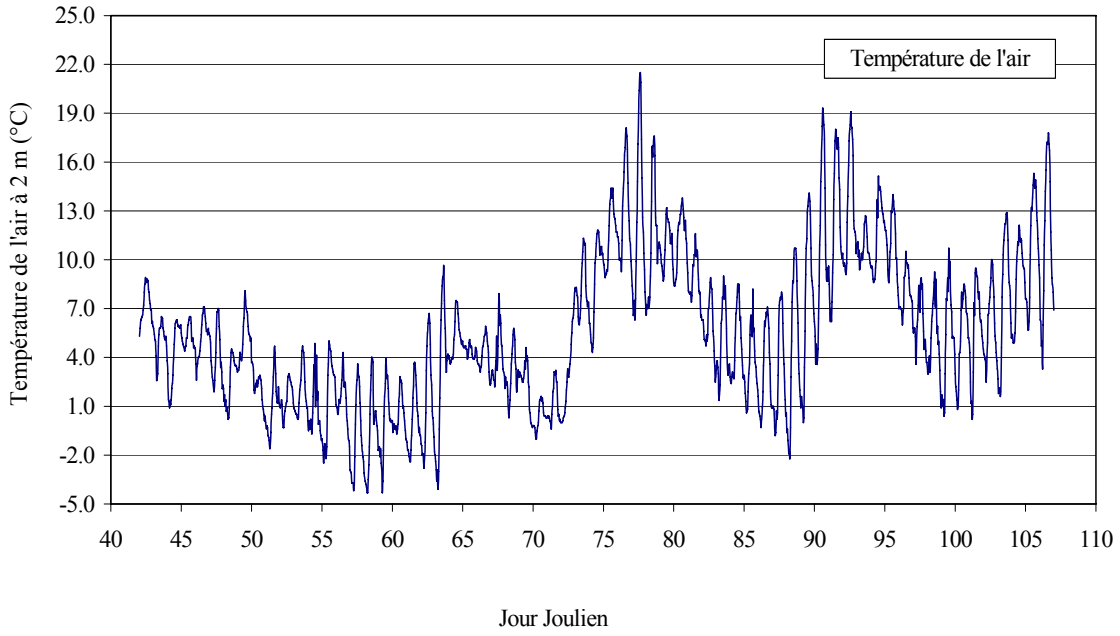
Figure III-10 Courbes de conductivité hydraulique dérivées du calage. (COMPSURF 0-27.5 cm)

III.4 Les mesures climatiques

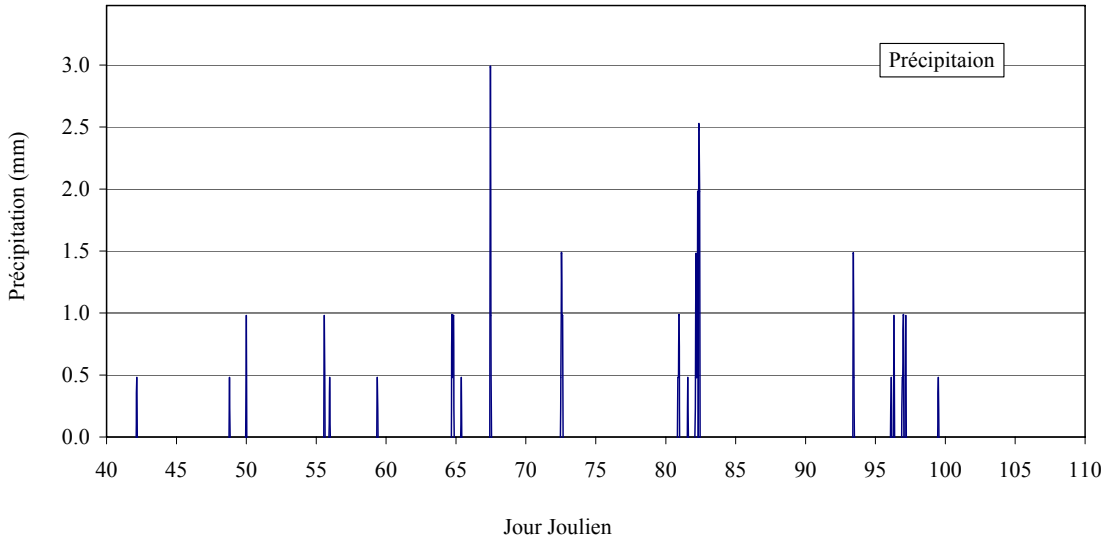
Les données climatiques collectées sont la température de l'air, le rayonnement global, la vitesse du vent, la teneur en eau relative de l'air et la précipitation. Le rayonnement global maximal journalier des 40 premiers jours de la manip était d'environ de 500 $W.m^{-2}$ (figure III-11a). Celui-ci a augmenté sur les 20 derniers jours pour atteindre des valeurs voisines de 700 $W.m^{-2}$. La moyenne de la vitesse du vent était de 4 $m.s^{-1}$avec des périodes de vent plus violent (jours 50 à 55, 80 à 85), figure (III-11 b). Quant à la température de l'air (figure III-11 c), les 25 premiers jours de l'expérience étaient caractérisés par une température moyenne oscillant entre 2 et 7°C. On constate ensuite une forte augmentation des températures jusqu'à la fin de la période d'étude. Les précipitation n'ont pas été intenses mais de nombreux épisode pluvieux on eu lieu (III-11d). La quantité totale qui est tombée pendant toute la période de l'expérience était 35 mm.

(a)

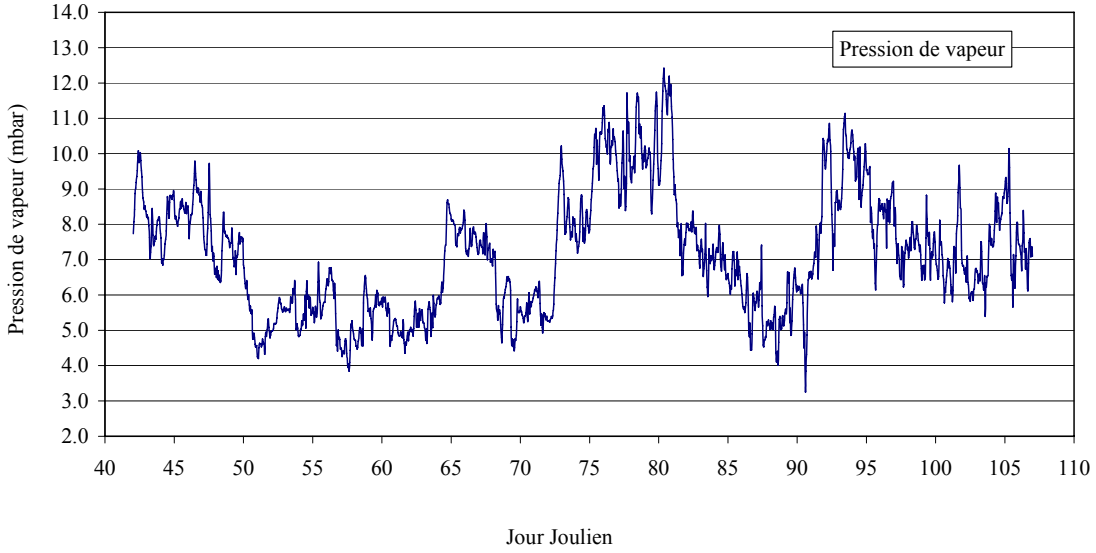

Vitesse du vent
Vitesse du vent à 2 m (m s-1)
12.0
11.0
10.0
9.0
8.0
7.0
6.0
5.0
4.0
3.0
2.0
1.0
0.0
40
45
50
55
60
65
70
75
80
85
90
95
100
105
110
Jour Joulien


Température de l'air
Température de l'air à 2 m (°C)
25.0
22.0
19.0
16.0
13.0
10.0
7.0
4.0
1.0
-2.0
-5.0
40
45
50
55
60
65
70
75
80
85
90
95
100
105
110
Jour Joulien

(c)



(d)



(e)

Figure III-11 Conditions climatiques durant l'expérimentation

III.5 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons présenté l'expérience de Mons qui a été effectuée durant les mois de février à avril 2004. Cette expérience avait pour but d'acquérir un jeu de données nous permettant de tester plusieurs modalités de mise en œuvre le modèle TEC.

Pour cela, un suivi hydrique et thermique a été fait sur trois traitements qui couvraient une large gamme d'états structuraux du sol. Des mesures de masse volumique et de granulométrie ont été faites. De nombreuses mesures de terrain et de laboratoire ont été effectuées pour estimer les propriétés hydrodynamiques du sol à partir de plusieurs méthodes. Les données climatiques ont été collectées pendant toute la période de cette expérience.

CHAPITRE IV

Représentation de la dynamique de la teneur en eau dans les couches de surface d'un sol cultivé

IV. Représentation de la dynamique de la teneur en eau dans les couches de surface d'un sol cultivé : expérimentation de Mons

Synthèse

Dans ce chapitre nous nous intéressons à la mise en œuvre du modèle TEC avec différentes stratégies d'acquisition des informations sur la caractérisation du sol. Ce travail s'appuie sur une étude de cas où nous cherchons à représenter les variations du régime hydrique sur des sols présentant différents états structuraux dans la couche de surface. Cette variabilité est typique des situations rencontrées avec les sols cultivés. Ce chapitre sera présenté sous la forme d'un article scientifique qui a été soumis à Soil Science Society America Journal

La mise en œuvre de ce modèle n'est pas une tache facile. Il exige beaucoup d'informations sur le sol, le climat et l'interface sol climat.

Le problème le plus difficile dans cette démarche réside dans la caractérisation des propriétés hydrodynamiques du sol qui représentent un maillon essentiel pour la compréhension et la modélisation du comportement hydrologique des sols. Nous nous intéressons ici à évaluer l'efficacité des différentes méthodes d'estimation de ces propriétés pour représenter l'évolution de la teneur en eau dans la couche labourée. Nous proposons de balayer les méthodes allant des plus fines, impliquant un calage du modèle sur les propriétés hydrodynamiques aux plus frustes basées sur des fonctions de pédotransferts dont les plus simples ne s'appuient que sur la granulométrie (Cosby *et al.* 1984))

Cette étude est complétée par l'analyse de l'impact de l'initialisation et les conditions limites inférieures du modèle sur le régime hydrique en faisant plusieurs hypothèses pour renseigner le modèle.

Cette étude est basée sur l'expérimentation de Mons présentée dans le chapitre III. Nous considérerons les trois traitements conçus pour représenter l'étendue de la gamme des situations possibles sur ce type du sol.

Les principaux résultats

Les principaux résultats de cette étude ont montré que les opérations de travail du sol ont des effets importants sur les propriétés hydrodynamiques du sol qui engendrent des impacts très significatifs sur le régime hydrique de la couche labourée. Nous avons trouvé que l'utilisation de la fonction de pédotransferts de Wosten conduit aux meilleurs résultats. Cette fonction est la seule à considérer les couches de sol profonde et superficielle séparément. De ce fait les structures spécifiques des horizons superficiels seraient mieux prises en compte.

Nous avons constaté que l'utilisation de mesures des propriétés hydrodynamiques par différentes méthodes n'améliore pas les résultats, voire les dégrade par rapport à la fonction de pédotransfert de Wösten.

Pour l'initialisation du modèle, nous montrons que selon le choix de la variable recherchée prise en compte dans les comparaisons modèles expérience (teneur en eau ou potentiel hydrique) la comparaison des résultats simulés et observés peut être très différente. Par exemple, si nous nous intéressons de prévoir la teneur en eau il préférable d'initialiser le modèle avec un profil de teneur en eau. Ainsi, des résultats satisfaisants ont été obtenus en initialisant le modèle avec un profil de teneur en eau. Il semble que ces résultats peuvent rester satisfaisant sur une période d'environ 20 à 30 jours, même si les propriétés hydrodynamiques ne sont pas bien caractérisées. Ceci montre qu'une mise à jour régulière de la teneur en eau de sol peut être un intéressant moyen pour représenter l'évolution de la teneur en eau du sol. Ceci est encouragement à mettre en place des schémas d'assimilation de données de type séquentiels.

Cette étude a également montré que l'initialisation du modèle et les conditions limites inférieures conduisent à des erreurs comparables à celles induites par les propriétés hydrodynamiques.

Nous avons constaté qu'il est préférable d'initialiser le modèle en surestimant plutôt l'état hydrique que le contraire. Les conditions limites inférieures, quant à elles, ont montré deux effets contrastés. Elles ont soit un effet négligeable sur l'évolution de la teneur en eau au voisinage de la surface, soit un effet très important. Dans ce dernier cas, on peut avoir des remontées capillaires très importantes avec l'instauration d'un flux permanent d'eau entre la base et le sommet du système représenté. Dans notre expérience on constate ce changement de comportement entre les traitements TILL et NOTILL. Sur la Figure IV-1, on peut constater que les courbes de conductivités sont très légèrement décalées et encadreraient

ainsi une relation seuil qui départagerait ces deux types de comportement. La pertinence de ce seuil mériterait une analyse plus approfondie.

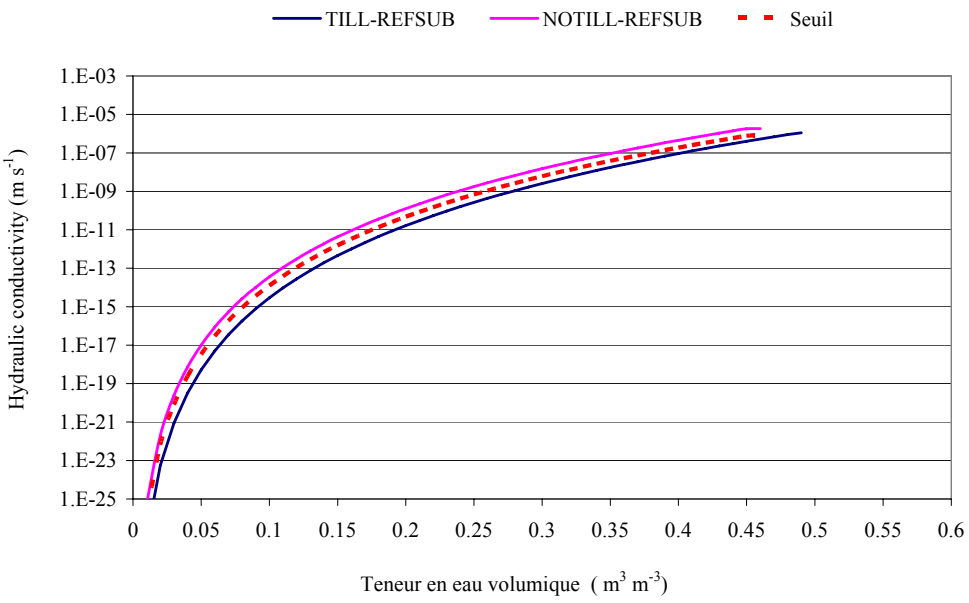
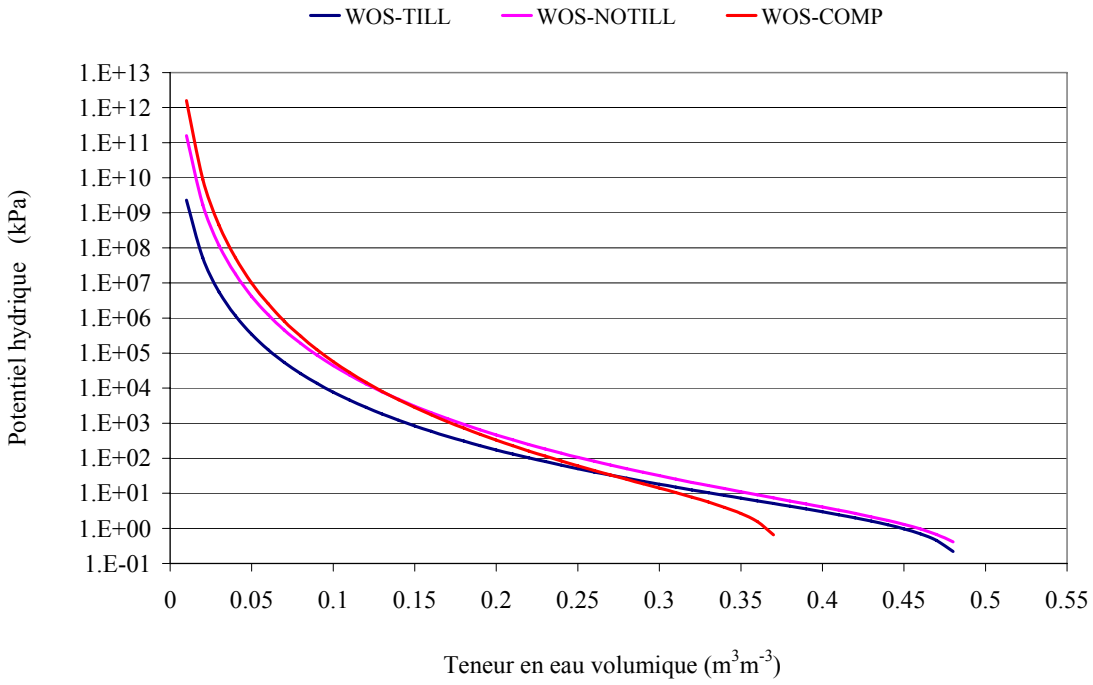


Figure IV-1 La conductivité hydraulique des traitements TILL et NOTILL.

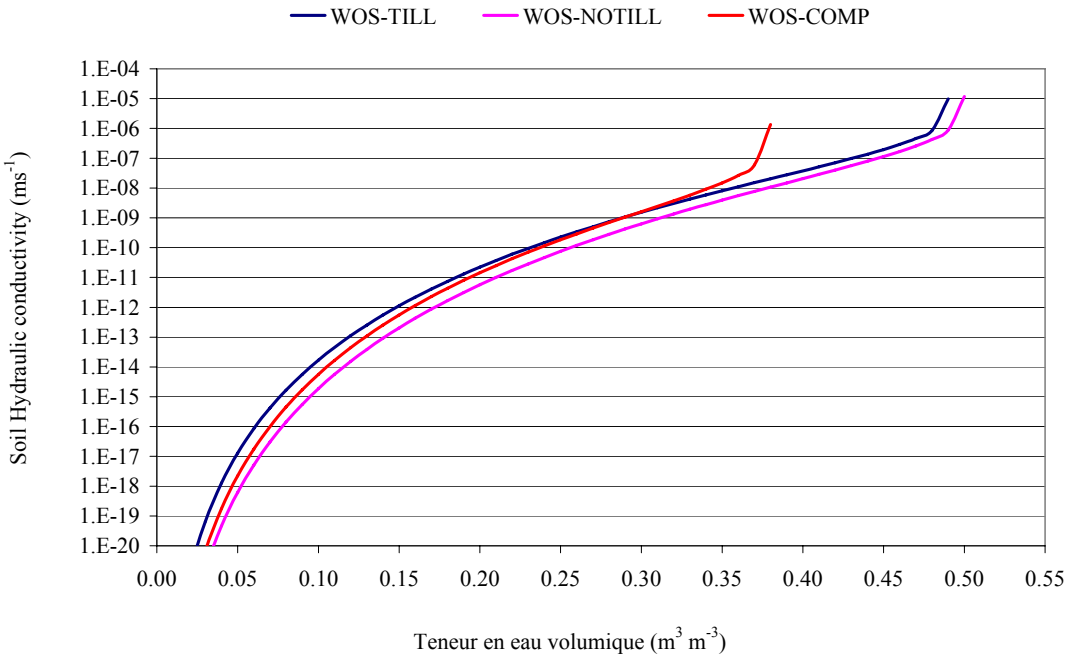
Aptitude des fonctions de pédotransfert à reproduire la variabilité des états structuraux.

En complément de l'article, il nous paraît important de voir dans quelle mesure la mise en œuvre du modèle TEC avec les fonctions de pédotransfert est en mesure de reproduire la variabilité des comportements hydriques engendrés par les états structuraux du sol.
Lorsque l'on compare l'effet de la structure prise en compte par la fonction de pédotransfert de Wösten par l'intermédiaire de la densité apparente, on constate que l'impact sur les propriétés hydrodynamiques reste faible (figure IV-2, a et b). Par contre, si le modèle est initialisé par des teneurs en eau mesurées sur les différents états structuraux, on peut constater sur la Figure IV-3a, que les différences constatées sur l'évolution de la teneur en eau sont relativement bien reproduites en début de simulation. Par contre, les courbes tendent ensuite à converger ce qui serait la conséquence de propriétés hydrodynamiques peu différenciées. On constate aussi que l'initialisation du modèle avec un profil de potentiel hydrique (figure IV-3b) ne peut pas distinguer les différents états structuraux. Ce qui signifie

qu'il est préférable d'initialiser le modèle avec un profil de teneur en eau si on s'intéresse de discriminer les différents états structuraux.

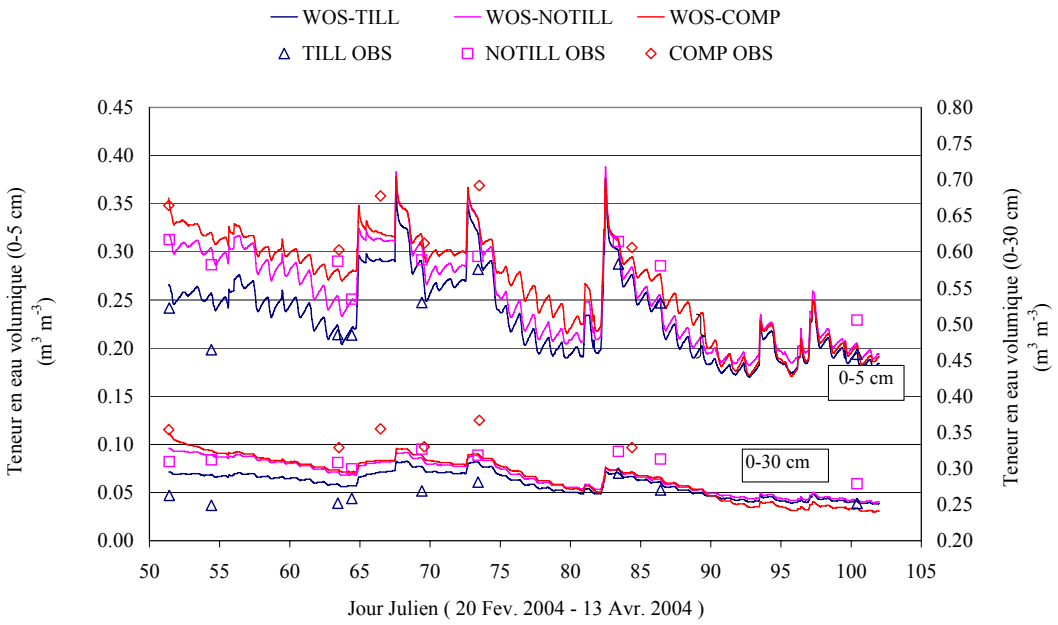


(a)

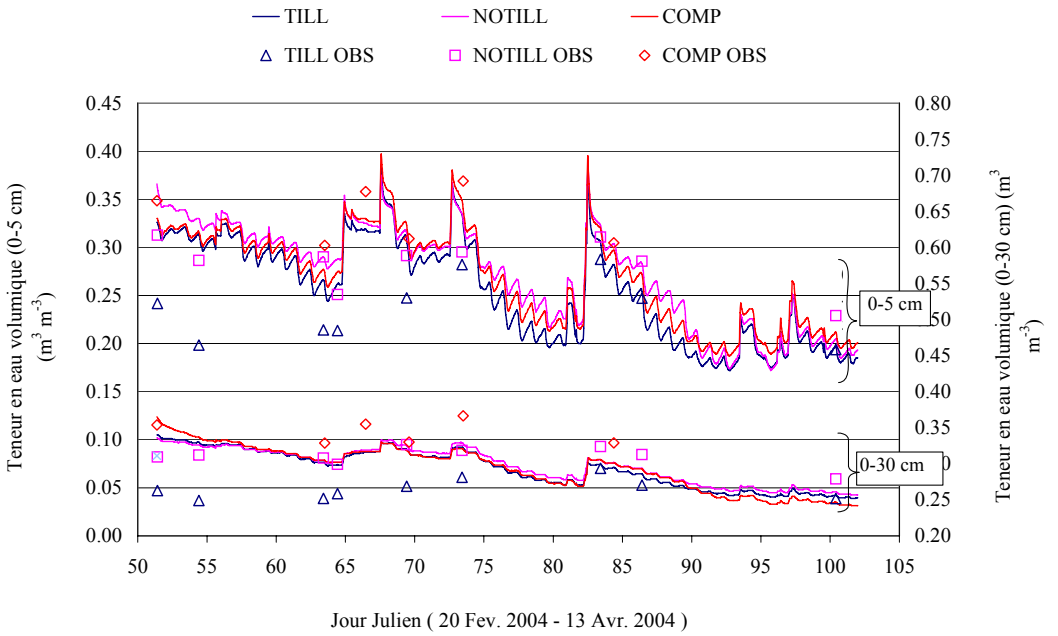


(b)

Figure IV-2 Les propriétés hydrodynamiques des trois traitements dérivées à l'aide de FPT de Wosten. (a) La courbe de rétention (b) La conductivité hydraulique



(a)



(b)

Figure IV-3 La teneur en eau simulée et observée à l'aide de la FPT de Wosten

(a) Initialisation avec un profil de teneur en eau (b) Initialisation avec un profil de potentiel hydrique.

IV.1 Representing moisture dynamic in tilled soil layers as a function of soil characterization efforts

IV.1.1 Introduction

Many processes in soil are affected by its water content. Its modelling is then crucial to represent the soil behaviour as mechanical stability, mass and energy transport or bio-geochemical reactivity. At present time we can say that a robust physical background exists to represent the evolution of soil water transport and soil water status in soil. Good results were obtained once the soil hydraulic properties, the upper and lower boundary conditions and the initial conditions are characterized (Wigneron *et al.* 1993). However, such a characterization effort is generally out of proportion with respect to application contexts. In most cases one can rely on climatic data and a simplified soil characterization, which is in general limited to soil texture and organic matter content. The difficulty is then to implement a water transfer model in soil from a limited set of data. Moreover, dealing with agricultural soils increases the difficulty because of the top soil structure variation induced by tillage management (Linden, 1982; Sillon *et al.*, 2002).

To implement soil transfer models, one needs to overcome three difficulties: (1) characterization of soil hydraulic properties, (2) description of the bottom boundary conditions, (3) model initialisation. In general, top boundary conditions can be derived from climatic data by coupling surface energy balance and soil heat and water fluxes equations. Hydraulic functions characterization is widely studied. Many studies concern on pedotransfert functions (PTFs) (Cosby *et al.* 1984; Rawls et Brackensiek 1985; Vereecken *et al.* 1989; Vereecken *et al.* 1990; Wösten 1997). They are established on soil data base using a more or less empirical approach. PTFs evaluation was done in several published studies. In general PTFs were compared through the accuracy obtained either on the retention curve and hydraulic conductivity (Cornelis *et al.* 2001; Tietje et Tapkenhinrichs 1993; Wagner *et al.* 2001) or on the soil moisture computed by a soil water transfer model (Vereecken *et al.* 1992);(Espino *et al.* 1996);(Sonneveld *et al.* 2003);(Van Alphen *et al.*). From these studies, it is difficult to draw a clear hierarchy between PTFs based on their performances. Most of these studies underlined the strong impact of the hydraulic inaccuracies obtained with such functions. The second difficulty is the water profile initialisation. A warming period is in

general recommended without clearly establishing what would be its duration. Olioso *et al.* (2002) assumed that soil is at field capacity after a rainy period. The last difficulty is the estimation of the boundary conditions. At the surface, they can be derived from climatic data by solving the surface energy balance. At the bottom, the boundary condition is much more difficult to estimate. It can be done by introducing a gravitational flow or by prescribing a water potential using simple hypothesis (constant from the initialisation as proposed by (Olioso *et al.* 2002) or at saturation when water table is near the soil surface). To our knowledge, the impact of such hypotheses about initial moisture profile and bottom boundary condition on soil moisture profile dynamic has not been analysed. The question has mainly been addressed by meteorologists who have focussed on meteorological forecast (Habets *et al.* 2004; Timbal et Henderson-Sellers 1998). Entekhabi *et al.* (1994) and Wigneron *et al.* (1999) have shown the feasibility of initializing soil moisture profile by assimilating observations of soil surface moisture. This implicitly demonstrates that initialization have a significant impact on simulation results as soil moisture dynamics.

The goal of this paper is to examine the accuracy we can obtain on soil moisture computed by a mechanistic model of soil heat and water flows using different strategies to characterize the soil. The study concerns agricultural soils that are bare. Target variable is the moisture in the top soil layer (0-30 cm) that is a key information for many applications in the field of agriculture: tillage management, sowing decision. We focus our investigation the possibility of accounting for the variations in soil structure due to tillage management.

IV.1.2 Material and Methods

The overall approach is to implement a mechanistic heat and mass flow model to simulate the soil moisture variations in the top soil layers. Three experimental cases were observed during an experiment made at Mons en Chaussée (France). Simulations were done using different sources of inputs or hypothesis to characterize soil hydraulic properties, the bottom boundary condition and the model initialization. The experiments were made on the same soil, concurrently, but with contrasted structure of the 0-30 cm layer.

IV.1.3 The Experiment

The experiment was located at the INRA Research centre of Estrées-Mons, which is located in northern France (48.99 N /2.99 E). The soil is a Luvisol Orthique in the FAO classification with a silt loam texture. Plots belong to the Estrée-Mons long term field experiment dealing with the effect of tillage management and compaction intensity on change in soil structure (Boizard *et al.* 2002). A comparison between minimum tillage and annual mouldboard ploughing was introduced in this experiment in 1999. Three plots have been selected to cover a wide range of structural states. Previous crop was winter wheat. A compacted plot (COMP) was obtained by making contiguous wheel tracks to cover a 4 m by 15 m surface. A tilled plot (TILL) resulted from annual mouldboard ploughing (30 cm depth). A plot with minimum tillage (NOTILL) resulted from superficial tillage without any ploughing for 5 years. Measurements were performed in 2004 from February 11th to April 13th. Compaction was done on February 2004 just before soil measurements. Last ploughing on TILL plot was performed on November 2003. Last superficial tillage on NOTILL plot (5 cm depth) was performed on August 2003 after wheat harvesting. Soil characteristics are summarized on Table (IV-1).

Tableau IV-1 Soil characteristics

Site ID	Depth cm	Clay (%)	Silt (%)	Sand (%)	Texture	Bulk density g cm^{-3}	Organic carbon (%)	Organic matter (%)
TILL	0-22.5	19.7	72.6	7.7	SL	1.176	0.94	1.62
	22.5-80	19.7	72.6	7.7	SL	1.356	0.50	1.00
NOTILL	0-5	24.0	69.8	6.2	SL	1.172	1.09	1.88
	5-80	24.0	69.8	6.2	SL	1.456	0.50	1.00
COMP	0-27.5	21.9	72.2	5.9	SL	1.607	0.88	1.51
	27.5-80	21.9	72.2	5.9	SL	1.533	0.50	1.00

A common set of measurements was implemented in each plot. It included hourly acquisition of soil water potential at 10, 50 and 80 cm using electric tensiometers (two replicates per depth), soil temperature at 2.5, 7.5, 15 and 80 cm using thermistance probes (two replicates per depth). Soil moisture was measured one or two times per week, as a function of rainfall events, with a gravimetric method. Measurements were made every 2.5 cm from 0 to 7.5 cm depth and every 5 cm from 7.5 to 37.5 cm. Soil bulk density profiles were determined with a transmission gamma ray probe (Bertuzzi *et al.* 1987) every five cm from 2.5 to 37.5 cm. Hydraulic conductivity and retention curves were determined in the laboratory on cores using the Wind method (Tamari *et al.* 1993). The range of moisture conditions for the retention curve was enlarged with measurement made in pressure chambers at – 1 and -1.5 MPa on small aggregates (3 mm diameter). Hydraulic properties were also estimated in the field using the "beerkan" method (Braud *et al.* 2005),(Lassabatère *et al.* 2005). This method was only implemented on TILL and NOTILL plots because infiltration rate was too slow on the COMP plot. Soil hydraulic properties were estimated with the two methods in the superficial layer of the three plots. They were also estimated below superficial the tilled layer (at 10 cm depth) in the NOTILL plot with the "beerkan» method. One (NOTILL, COMP) or two (TILL) samples were characterized with the WIND method and four with “beerkan” method.

Climatic data were provided by the climatic station located in the Estrées-Mons research centre. Cumulative precipitation, air temperature, vapor pressure, wind speed and solar radiations were collected hourly (at 2 m height).

IV.1.4 The Model

Simulation of soil moisture were done using the TEC model which is a mechanistic model of coupled heat and water flows (Chanzy et Bruckler 1993) in case of bare soils. The model is based on the (Philip et De Vries 1957) partial differential equations reduced to the case of vertical flow. These equations were solved by a Galerkin finite element method. The soil was divided in 43 linear elements over the top 80 cm. At the surface, the boundary conditions were obtained by solving the energy balance equation using climatic data (air temperature, vapour pressure, wind velocity, solar and atmospheric radiations) to compute the heat and water flux (Neuman condition). Moreover, such boundaries conditions switched to Dirichlet conditions (temperature and pressure head) when a water charge appeared during

a rain event. At the bottom either Neuman or Dirichlet conditions can be prescribed. The time step varied between 0.1 s to 600 s according to the magnitude of the change of the soil in soil water pressure head and temperature or the occurrence of rain. The TEC model computes the evolution of soil pressure head and temperature profiles at every node of the mesh as well as components of the surface energy balance.

TEC inputs are detailed in Table (IV-2). Soil properties, as the dry bulk density or the parameters of the hydraulic functions are defined for every layer which can include several elements. To simplify the soil description, soil is represented by two layers. Surface layer is defined as the layer affected by the most recent tillage operation and its thickness was 5 cm, 22.5 cm and 27.5 cm for the NOTILL, TILL and COMP cases, respectively.

Tableau IV-2 List of TEC model INPUT

TEC input	Structural State	Value	Source
Albedo	TILL;NOTILL COMP	function of $\theta_{0\text{-}1}$[1] [0.14-0.29] [0.18-0.35]	(Sillon 1999)
Surface Emissivity	ALL	0.95	(Chanzy *et al.* 1995)
Surface Roughness Length	TILL; NOTILL COMP	2 mm 1 mm	(Sillon 1999)
Soil layer depth and bulk density	ALL	See Table (IV-1)	measurements
Retention curve $\psi(\theta)$	ALL	According to scenarios	See scenarios
Hydraulic conductivity $K(\theta)$	ALL	According to scenarios	See scenarios
Thermal conductivity $\lambda(\theta)$	ALL	De Vries model	(de Vries 1963)
Gaseous diffusion cœfficient	ALL	Function of air filled porosity	(Bruckler *et al.* 1989)
Initialisation boundary conditions	ALL	According to scenarios	See scenarios
Climate: Solar radiations, precipitation, Wind, temperature, Vapor pressure	ALL		Measured
Climate Atmospheric radiations	ALL	Function of air temperature and vapour pressure	(Brutsaert 1975)

1 θ is the volumetric water content and 0-1 refer to depth layer in cm.

IV.1.5 Scenarios

In the present study, scenarios were restricted to the determination of the hydraulic functions (hydraulic conductivity and retention curve), the soil water pressure head profile initialization and the bottom boundaries condition for the water flux equation. These inputs are expected to be the most sensitive inputs to estimate soil moisture evolution. The other TEC inputs (see Table 2) either have a small impact on soil moisture outputs, as initial temperature profile, temperature at the bottom, thermal conductivity, roughness length, or can be easily measured or estimated with a sufficient accuracy, as albedo using remote sensing technics (Jacob et Olioso 2005) or soil gaseous diffusivity from the air filled porosity (Bruckler *et al.* 1989). These inputs were measured or prescribed according to already published result (Table 2) and remained identical whatever the scenarios (see Table 2). Soil hydraulic functions, initialization and bottom boundary conditions were addressed separately.

IV.1.5.1 Soil hydraulic functions

Scenarios were defined to cover various contexts of soil hydraulic characterization (hydraulic conductivity and retention curve) to implement the TEC model. The minimal level of information is represented by the use of PTFs. Four of existing PTFs were selected in this study. PTF of (Cosby *et al.* 1984) (COS scenario) is the simplest since it only depends on the fraction of sand, silt and clay. The other three also depends on the soil organic matter content and the dry bulk density: (1) (Cornelis *et al.* 2001) (BRA scenario), (2) (Vereecken *et al.* 1989; Vereecken *et al.* 1990) (VER scenario), (3) (Wösten 1997) (WOS scenario). The WOS PTF is the most recent one and presents the advantage of considering surface and deep soil layers, seperatly. The different PTFs use various classical analytical forms to represent the soil hydraulic functions and their parameters were linked to soil characteristics (Table 3). Two scenarios were based on soil hydraulic function measurements. The first one (BRK scenario) only considered the “beerkan” method to assess hydraulic properties. It is a simple approach since it does not require any equipment (only a cylinder and a chronometer) and soil core extraction. The second scenario (WND scenario) is based on hydraulic properties estimated from the Wind method, which is restricted to the -70 kPa to -10 kPa range of

value. We have therefore fitted the K(θ) relationship (Brooks et Corey 1964) using the experimental result given by the Wind method and the saturated hydraulic conductivity (K_s) determined by the "beerkan" experiment. Since the "beerkan" method could not be implemented in the COMP plot, we assumed that K_s was equal to 10^{-7} ms^{-1} (Sillon et al., 2003). For the retention curve, the parameters of the (Van Genuchten 1980) function were estimated by combining Wind method with the two measurements performed in dry conditions at -1 MPa and -1.5 MPa. Beerkan and Wind measurement were only done in the surface layer. For the sublayers, we used the soil hydraulic properties given by Wösten PTF to implement the TEC model with BRK and WND scenarios.

The third scenario (REF scenarios) was based on the calibration of the TEC model using the measurements of soil moisture during the experimental period. This scenario is supposed to represent the potentiality of the TEC model to represent temporal variations of soil moisture. The calibration was done differently for the two layers of each plot. Calibration started with the surperficial layer and the fitting procedure was focussed on the estimation of K(θ) parameters (η and K_s parameters, Brooks and Corey (1964)). Laboratory measurements (see WND scenario) were used for the retention curve and Wosten's PTF was used to represent the hydraulic properties of the deep layer. Once the surperficial layer was calibrated, we calibrated deep soil properties in three steps. First we fitted the K(θ) relationship with a prescribed retention curve given by Wosten's PTF. Second, we calibrated the retention curve (α and n parameters of Van Genuchten relation). Third, we made a last tuning on K(θ).

For all scenarios, measured temperature, moisture and water potential were used to initialize the simulation and prescribed the bottom boundary conditions. For the initialization we considered both the soil moisture profile (extrapolated to 80 cm using the water potential and the REF retention curve) and the soil water potential derived from the three measurements using linear interpolation. The potential between 0 and 10 cm was set to the value measured at 10 cm.

Tableau IV-3 Soil hydraulic functions and variables used in the PTF to determine hydraulic function parameters

PTF	Water retention curve	Soil hydraulic conductivity	Paramameters given by PTFs	Clay %	Sand %	Silt %	Densitycm-^{3}	Orgmatter %	Org. carbon%	Observations
(Rawls et Brackensiek 1985) BRA	$\theta(\psi)=\theta_r+\frac{\theta_s-\theta_r}{(1+\lvert\alpha\psi\rvert^n)^m}$	$k_u=k_s\left(\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}\right)^{1/2}\left[1-\left(1-\left(\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}\right)^{1/m}\right)^m\right]^2$	θ_r	✓	✓					$m=1-1/n$
			θ_s				✓			
			α	✓	✓					
			n	✓	✓					
			k_s	✓	✓					
COS (Cosby *et al.* 1984)	$\theta(\psi)=\theta_s(\psi/\psi_e)^{-1/b}$ if $\psi\leq\psi_i$ $\psi(\theta)=-m(\theta/\theta_s-n)(\theta/\theta_s-1)$ if $\psi>\psi_i$	$k(\theta)=k_s\left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{2b+3}$	θ_s	✓	✓					h_i considered to be equal to h at $0.9\theta_s$.m and n are function of h_i and θ_s (Brakensiek 1978)
			h_e		✓	✓				
			b	✓	✓					
			k_s	✓	✓					
VER			θ_r	✓					✓	$m=1$

(Vereecken *et al.* 1989; Vereecken *et al.* 1990)	$\theta(\psi)=\theta_r+\frac{\theta_s-\theta_r}{(1+\lvert\alpha\psi\rvert^n)^m}$	$k(\psi)=\frac{k_s}{(1+(b\psi)^\eta)}$	θ_s	✓			✓			
			α	✓	✓		✓		✓	
			n	✓	✓					
			b	✓	✓					
			η	✓		✓				
			k_s	✓	✓		✓	✓		
WOS (Wösten 1997)	$\theta(\psi)=\theta_r+\frac{\theta_s-\theta_r}{(1+\lvert\alpha\psi\rvert^n)^m}$	$k(\psi)=k_s\frac{\left[(1+\lvert\alpha\psi\rvert^n)^{1-1/n}-\lvert\alpha\psi\rvert^{n-1}\right]}{(1+\lvert\alpha\psi\rvert^n)^{(1-1/n)(l+2)}}$	α				✓	✓		Topsoil and subsoil are distinguished in θ_s determination. $m=1-1/n$
			n	✓			✓	✓		
			l	✓			✓			
			k_s				✓	✓		
			θ_s	✓			✓	✓		

IV.1.5.2 Initialization

Scenarios on the simulation initialization were done to study the impact of hypothesis required to overcome the lack of measurements. To separate the effect of initialization we took the hydraulic functions of the REF scenario and prescribed the bottom boundaries conditions to the measured soil pressure heads and temperature. To initialize simulations, we assumed that the soil moisture was constant over the whole profile. The average moisture derived from the measurements was taken as a first case. Then, simulations were done with initial moisture values varying from the average moisture by +/- 5%, 10%, 20%, 30% and 50%. Temperature was found to have a very little influence on the soil moisture simulations. So, we used the same temperature profiles for all simulations. The initial temperature was estimated every 5 cm. At each level we assume that temperature follows an annual sinusoidal law which phase and amplitude was computed from the annual mean air temperature, its annual amplitude, the considered depth and the soil thermal diffusivity at field capacity using a classical approach of sinusoidal wave propagation in homogeneous media (Jury *et al.* 1991).

IV.1.5.3 Bottom Boundary conditions

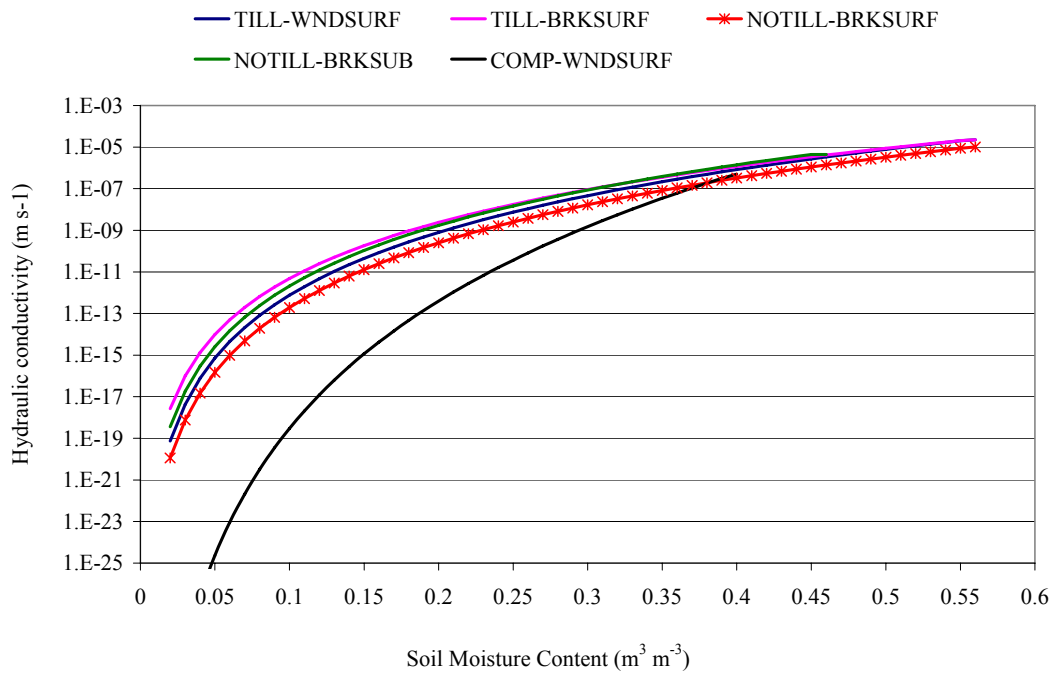
The approach followed to define the bottom boundary condition scenarios was similar to that for the initialization. The REF scenario was modified by changing the bottom boundary condition. For those related to water transport equation, the measured soil moisture at the beginning was fixed for the whole simulation period in a first simulation. Then, several simulations were done by varying this moisture by +/- 5%, 10%, 20%, 30% and 50%. We also made simulation using a gravitational water flux. For heat flow, temperature was computed at 80 cm as for the initialization.

IV.1.6 Results

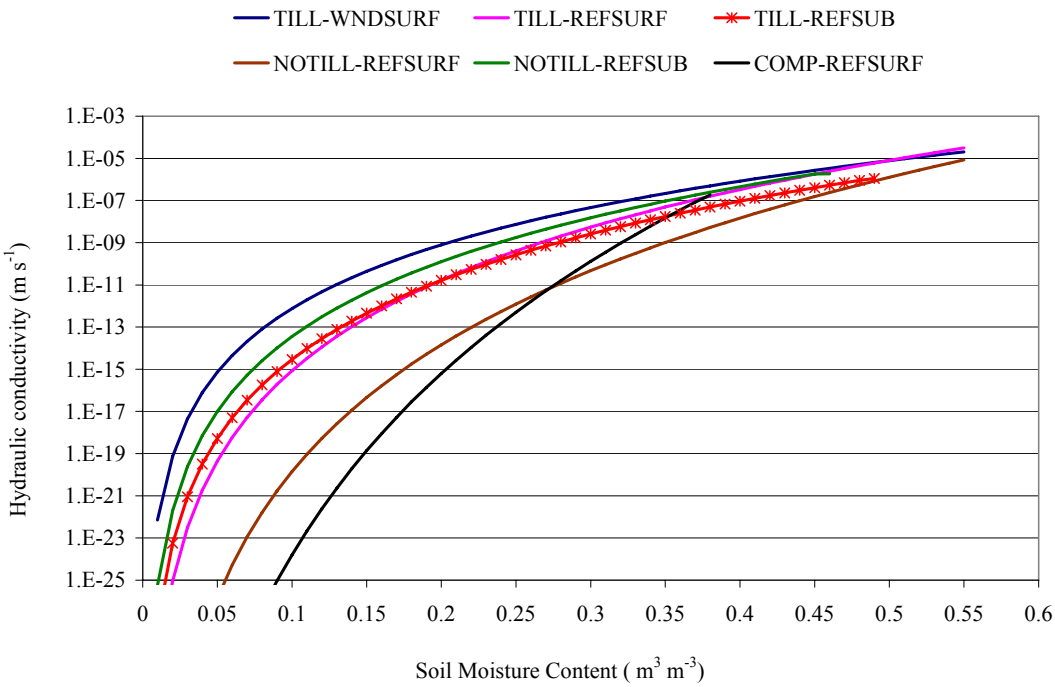
IV.1.6.1 Impact of tillage on soil hydraulic properties and moisture variations

Tillage management led to contrasted bulk density (Table 1) and hydraulic properties (Figure IV-4). Figure IV-4a shows the results of hydraulic conductivity measurements made in the superficial layer (TILL, NOTILL and COMP plots) and in the sublayer (NOTILL only). The K(θ) relationships are similar with the exception of the COMP plot which hydraulic conductivity is significantly lower below 0.3 m^3m^{-3}. Hydraulic conductivity was similar in TILL and NOTILL plots probably because the superficial layer has been similarly tilled the previous year in the two plots. Hydraulic conductivity below the superficial layer was similar to that of the superficial layer in the NOTILL plot in spite of a great difference in bulk density. This is likely due to the improvement in soil structure observed in no tilled layer thanks to the stimulation of biological activity. Finally we can also note that both Wind and Beerkan methods lead to similar K(θ) results.

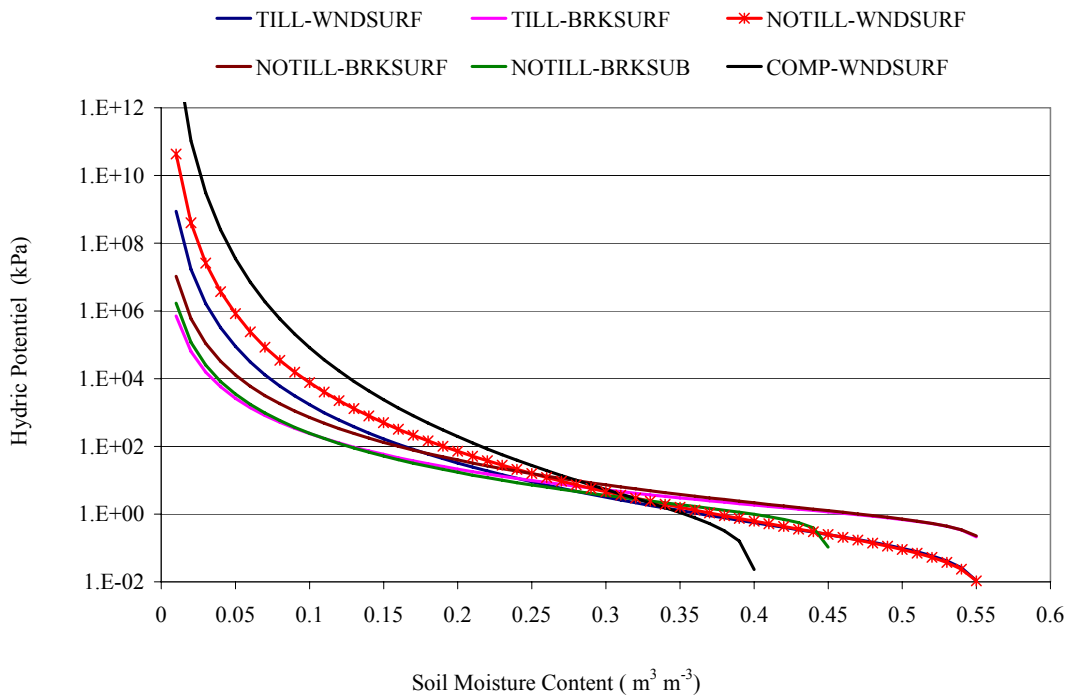
In Figure IV-4b, fitted K(θ) relationships are displayed and compared to that measured on the TILL plot by the Wind method. The fitted K(θ) relationships present a strong variability and are significantly different to the measurements. Such kind of discrepancy were observed previously (Heathman *et al.* 2003) and explained by the laboratory measurement lack of representativity. However, the good agreement in K(θ) between laboratory measurements (by the Wind method) and field measurements (by the "beerkan" method) somewhat weakens this hypothesis. So, the obtained discrepancy may results from error compensations that affect the optimized K(θ) relationship, significantly. The list of inputs required to run the TEC model is long (Table 2) and every input is potentially a source of error as well as the TEC model error. Another important assumption made in TEC is the representation of the soil by two layers to determine soil parameters. Such an assumption was done to simplify the soil representation but may be very unrealistic in the surface layer where soil structure varies strongly with depth and laterally. For instance, the unexpected low K(θ) value obtained in the surface layer in NOTILL plot can be an illustration of such problem.


TILL-WNDSURF
TILL-BRKSURF
NOTILL-BRKSURF
NOTILL-BRKSUB
COMP-WNDSURF
Hydraulic conductivity (m s-1)
1.E-03
1.E-05
1.E-07
1.E-09
1.E-11
1.E-13
1.E-15
1.E-17
1.E-19
1.E-21
1.E-23
1.E-25
0
0.05
0.1
0.15
0.2
0.25
0.3
0.35
0.4
0.45
0.5
0.55
0.6
Soil Moisture Content (m3 m-3)

(a)


TILL-WNDSURF
TILL-REFSURF
TILL-REFSUB
NOTILL-REFSURF
NOTILL-REFSUB
COMP-REFSURF
Hydraulic conductivity (m s-1)
1.E-03
1.E-05
1.E-07
1.E-09
1.E-11
1.E-13
1.E-15
1.E-17
1.E-19
1.E-21
1.E-23
1.E-25
0
0.05
0.1
0.15
0.2
0.25
0.3
0.35
0.4
0.45
0.5
0.55
0.6
Soil Moisture Content (m3 m-3)

(b)



(c)

Figure IV-4 Soil hydraulic properties (a) represents the measured hydraulic conductivities, (b) the retrieved hydraulic conductivities by inverting the TEC model (c) the measured retention curve. SURF and SUB in the caption refers to surface and subsurface layer, respectively.

This soil was tilled superficially and so, the relative error on the surface layer thickness layer may be very strong and have a strong impact on the optimization of K(θ) relationship.

Figures IV-4c shows the measured retention curves obtained by the wind or beerkan methods. Results with the Wind method show again a clear distinct curve for the COMP plot. But significant differences between TILL and NOTILL plots (Figure IV-4c) are obtained in dry conditions. The comparison between the two measurements methods is less favourable than with the K(θ) determination. This can be explained by the pedotransfer relationships used to infer some parameters from the soil granulometry (Braud et al., 2005).

From all these results, we can say that the objective of having contrasted soil structure derived from different soil management is reached. The amplitude of variation in soil hydraulic properties can be strong (several order of magnitude in K). To illustrate the impact of such soil structure variation on soil behaviour, we have plotted in Figure IV-5 the soil moisture evolution for the three plots (measurements and simulation of the REF scenario).

For a given date, differences in soil moisture between the three plots could reach 0.1 m^3m^{-3}, that is comparable to the observed temporal variation observed during the experiment for a given plot. Once the soil hydraulic functions were calibrated, the TEC model provided fairly good results. It showed its ability of representing the difference of soil moisture variations between soils.

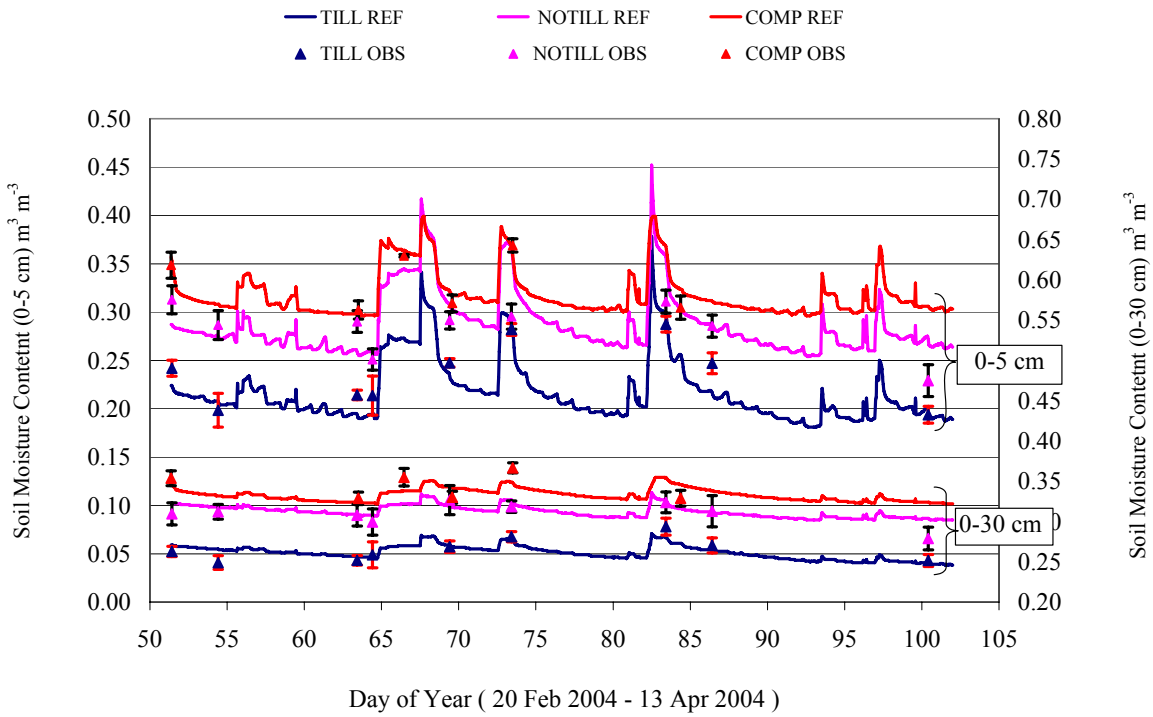


Figure IV-5 Soil moisture measured and simulated using the REF scenario

IV.1.6.2 Impact of soil hydraulic function estimation

Soil hydraulic properties (surface layer of the TILL plot) used for the different scenarios were plotted on figure IV-6 a. $\psi(\theta)$ and figure IV-6 b $K(\theta)$ relationships strongly varied between the different scenarios. For instance the hydraulic conductivity varied at a volumetric water content of 0.3 $m^3 m^{-3}$ by a factor of 1000 between two methods of estimation. a factor of 30 was found

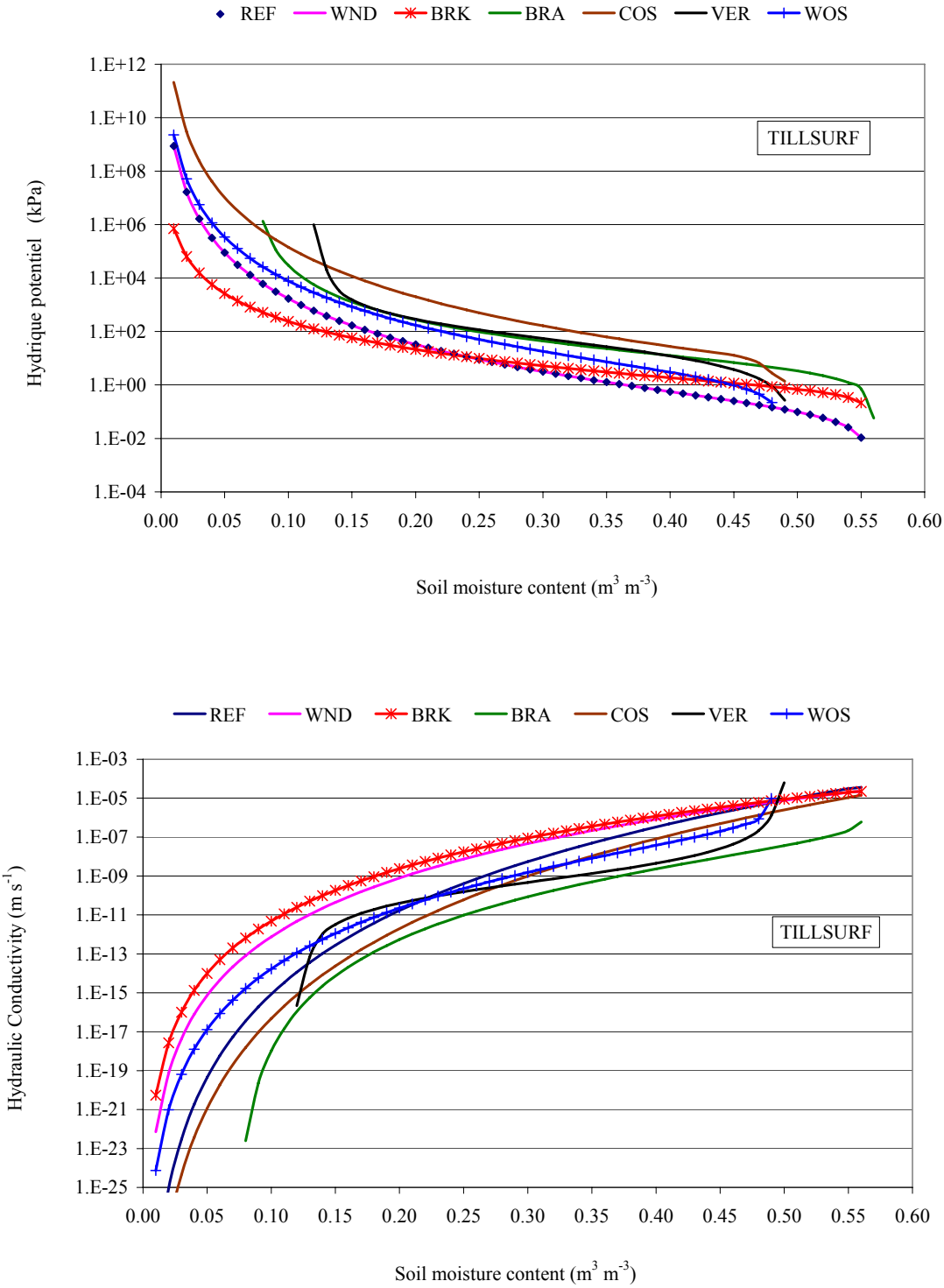
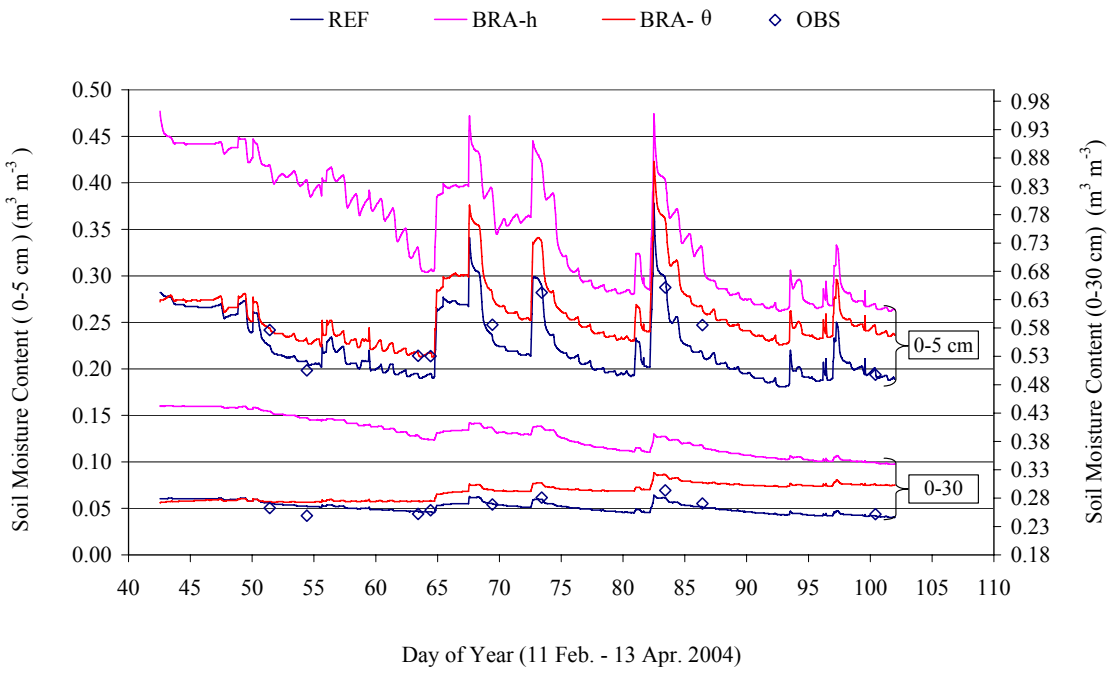


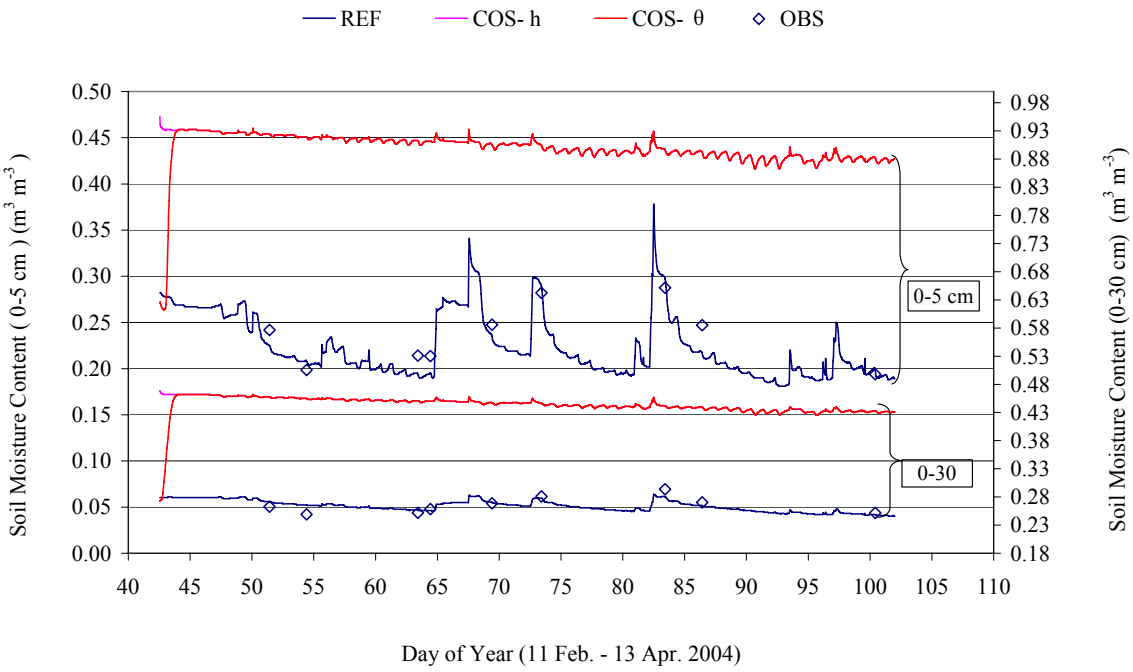
Figure IV-6 Soil Hydraulic functions given by the PTFs (WOS, BRA, VER, COS), the measurements (BRK, WND) and the TEC model inversion in the case of the Surface layer of the TILL Case. (a) $\psi(\theta)$ (b) $K(\theta)$

for the retention curve. Same results were found with the NOTILL plot, whereas the spread is significantly lower with the COMP plot (results not shown). The observed spread for hydraulic functions can be explained by the difficulty of PTF to describe the hydraulic properties of tilled soil layers having a fragmentary structure. Such soil states are likely poorly represented in soil data basis, since soil sampling is difficult in tilled layers and soil properties quickly change under the human and climatic forcing, arising questions on the measurement representativity. The lower spread of hydraulic properties with the COMP case can be then explained by the compacted soil state, which was not fragmented and so, better represented in PTF. Finally, we found that none of the PTF was able to represent the variation soil hydraulic properties induced by tillage operations.

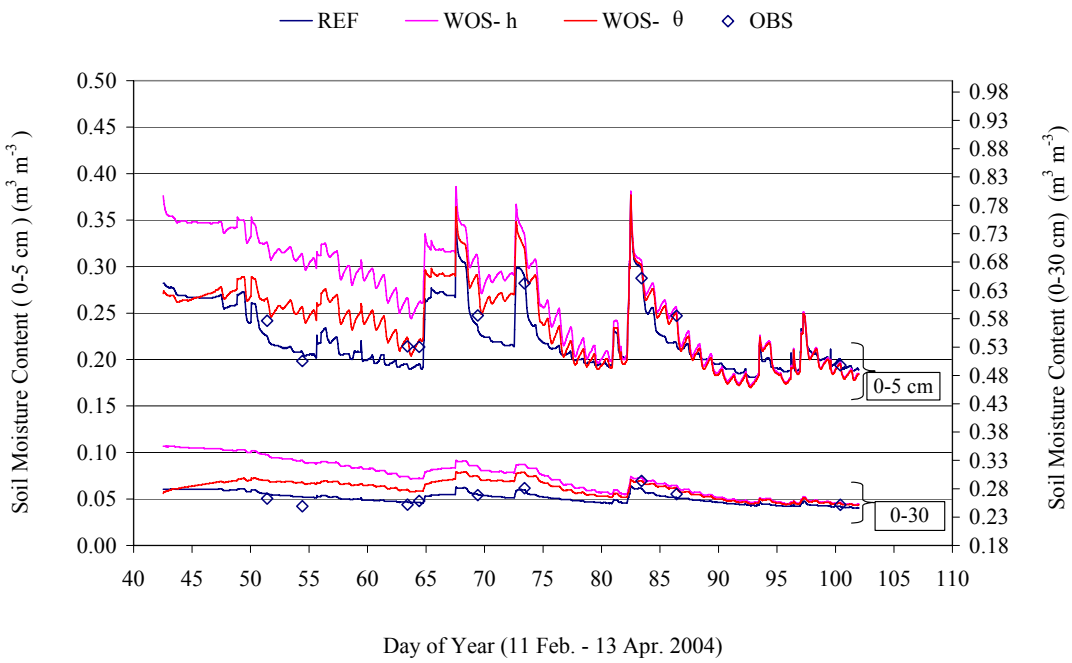
Consequences of using the different approaches to determine hydraulic properties on soil moisture prediction are illustrated in Figure IV-7. Four situations were selected to exhibit typical impacts on the simulated soil moisture. Fig. IV-7 a and IV-7 c show that the two ways of initializing the moisture profiles (moisture or pressure head) lead to very different results. This is explained by the errors in the estimation of the retention curve, which can change the initial conditions drastically. For operational purposes, it appears that an initialization with a moisture profile is much more efficient to represent time variations of soil moisture than using a pressure head profile. However, soil moistures obtained with the two initializations converges more or less quickly. The performance of the soil hydraulic properties can be assessed at the end of the simulation. It appears that the Cosby's PTF (Fig IV-7 b) lead to unrealistic results with a soil which is quickly brought to saturation. On the contrary, Wösten's PTF allows a very good representation (better than with WND scenario Fig. IV-7 d) of the moisture dynamic even if the retention curve is not well estimated.


REF
BRA-h
BRA- θ
OBS
Soil Moisture Content (0-5 cm) (m3 m-3)
Soil Moisture Content (0-30 cm) (m3 m-3)
0-5 cm
0-30
Day of Year (11 Feb. - 13 Apr. 2004)

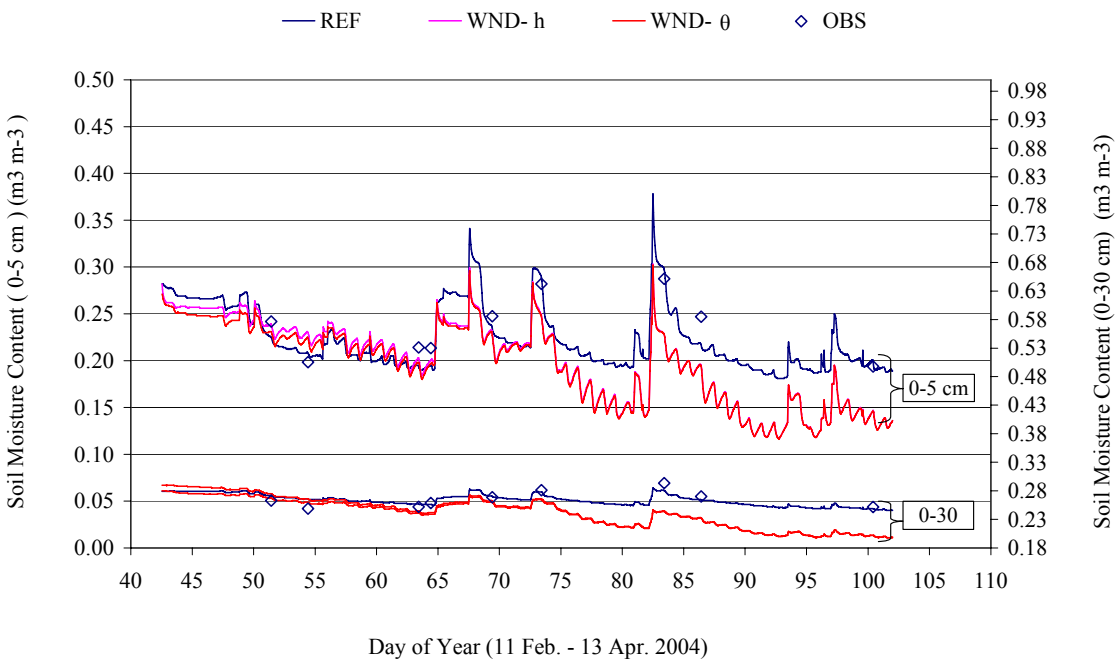
(a)


REF
COS- h
COS- θ
OBS
Soil Moisture Content (0-5 cm) (m3 m-3)
Soil Moisture Content (0-30 cm) (m3 m-3)
0-5 cm
0-30
Day of Year (11 Feb. - 13 Apr. 2004)

(b)



(c)



(d)

Figure IV-7 Comparison of the soil moisture given by the REF (solid line) and (a) BRA, (b) COS , (c) WOS and (d) WND scenarios. θ refers to the initialisation with measured moisture whereas h refers to the initialization using the measured potential profile.

Soil moisture accuracies for all cases and the different scenarios are summarized in Figure IV-8. The performances are evaluated using either the few measured data or the REF simulation. With this latter we have limited the comparison to the end of the simulation (from day 85) to minimize the impact of initialization. The RMSE obtained with the REF scenario corresponds to the limit, below which it would be difficult to go with our set of data and the TEC model. This limit ranges between 0.02 and 0.03 m^3m^{-3} in the 0-5 cm layer and between 0.01 and 0.02 m^3m^{-3} in the 0-30 cm layer. As far as the PTFs are concerned, the WOS and VER scenarios provided the best results for the three plots. With these scenarios, the comparison with experimental results leaded to RMSE comparable to that obtained with REF scenarios, when the soil initialization was made with a moisture profile. However, the sensitivity to the initialization was much higher with the VER scenario, especially for the TILL and NOTILL plots. The lower sensitivity to the initialization of the WOS scenarios means that the retention curve was better estimated (Fig. IV-6). This may be the consequence of Wösten's PTF possibility of separating topsoil and subsoil horizons to compute saturated water content (θ_s), which seems to be an interesting approach to represent tilled soils. The use of soil hydraulic measurement in the surface layer was not really convincing. If we avoided catastrophic simulations as obtained with some of the PTF functions, the results were in general worse than that obtained with the WOS or VER scenarios.

RMSE were in general much higher when simulations were compared to the REF simulation rather than to the experimental measurements (see the difference between triangle and square in Figure IV-8). Two explanations can explain such features. First, the comparison with the REF simulation were made after day 85: the impact of initialization was reduced during the period of comparison. As we did the initialization with measured moisture profiles, we obtained optimistic results at the beginning of simulation period, which was used for the comparison with the experimental data. Second, the seasonal cycles led to an increase of the climatic demand during the experiment. At the end of the period, the higher climatic demand increased the drying intensity, which led to extend the range of encountered moisture conditions. Consequently, the dry part of hydraulic functions was more solicited during simulations. As soil hydraulic conductivity is in general characterized in a small range of moisture (tensiometric range), the extrapolation of the hydraulic conductivity function in the dry region may be a source of error. For these reasons, the RMSE obtained with the comparison to REF simulation offer a relevant indicator of the quality of hydraulic properties to represent the soil moisture regime. From Figure IV-8, it seems difficult to have

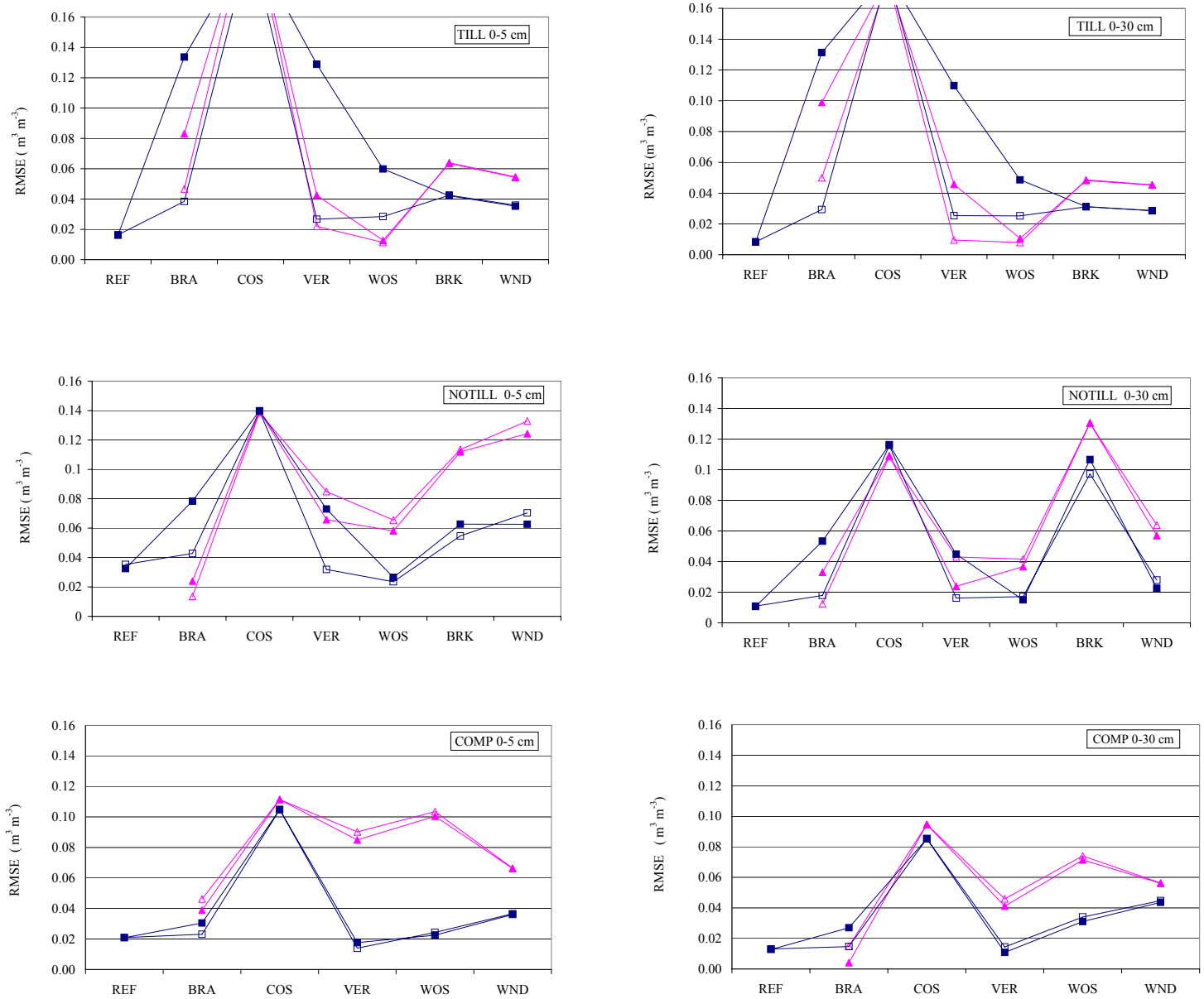


Figure IV-8 Error (RMSE) obtained on the soil moisture in the 0-5 cm layer (a, c, e) and the 0-30 layer (b,d,f) with the different scenarios for hydraulic functions. (■) corresponds to the comparison with observed data. Simulations were initialized with a moisture profile; (▲) corresponds to the comparison with REF simulated data (limited to the period starting on day 85). Simulations were initialized with a moisture profile. (□ and Δ) are similar with filled symbols but with simulation initialized with water pressure profile.

an RMSE better than 0.04 $m^3 m^{-3}$. Moreover, we can obtain very bad results (RMSE > 0.08 $m^3 m^{-3}$) even by using measurements of the hydraulic properties as shown with the NOTILL

plot. The shallow tillage seems to increase the difficulty of representing soil moisture regime.

IV.1.6.3 Impact of soil moisture initialisation

Soil moisture variations are displayed in Fig. IV-9 for the TILL plot, which is the most sensitive plot to initialization. It shows that simulations converge towards the REF curve. The convergence was faster when the soil initial moisture was overestimated. In Figure IV-10, results are synthetized through two criteria : the RMSE of the moisture in the 0-30 cm layer and the warming-up number of days which was defined by the number of days required by a simulation to give soil moisture in the 0-30 cm layer that follow the results of the REF simulation. The RMSE was also computed from the comparison with the REF simulation throughout the simulation period. Below the figure, the table gives the soil moisture and water potential which was used for the different scenarios of initialization. Note that the central class of Figure IV-10 corresponds to an initialization with the average moisture. Figure IV-10 confirms the dissymmetry between an overestimated and underestimated initialization. The warming-up number of day was very different among the studied cases and could be very long (>60 days) when the initial moisture was underestimated. It is often assumed that the soil is at field capacity after one or two days of drainage. In our experiment, the start of the experiment was done three days after a rain of 4.5 mm and 20 days after a rain of 8 mm. The measured average moisture conditions were, however, far wetter than field capacity (defined by a soil pressure of -30 kPa). Such wet conditions were explained by the very low climatic demand encountered in the experimental area in winter and invite to take care in initializing simulations. In our cases, initialisation at the field capacity would lead to an error (RMSE) of about 0.05, 0.01 and 0.06 m^3m^{-3} for the TILL, NOTILL and COMP plots, respectively (estimation made in Fig. IV-10, by taking into account the initialization scenario which is the closest to the field capacity). These results are not negligible in comparison to that obtained with the hydraulic functions.

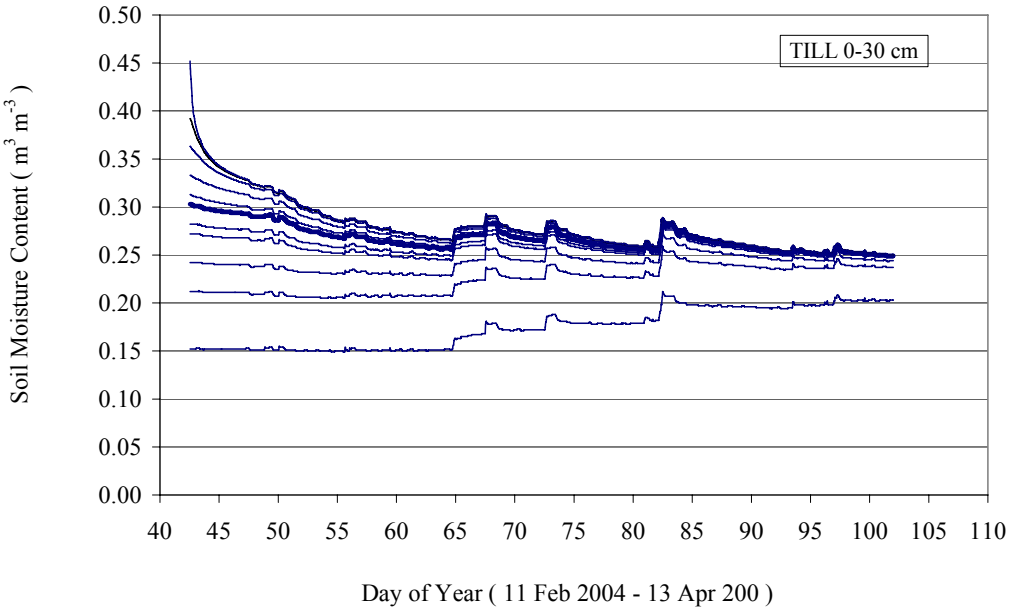
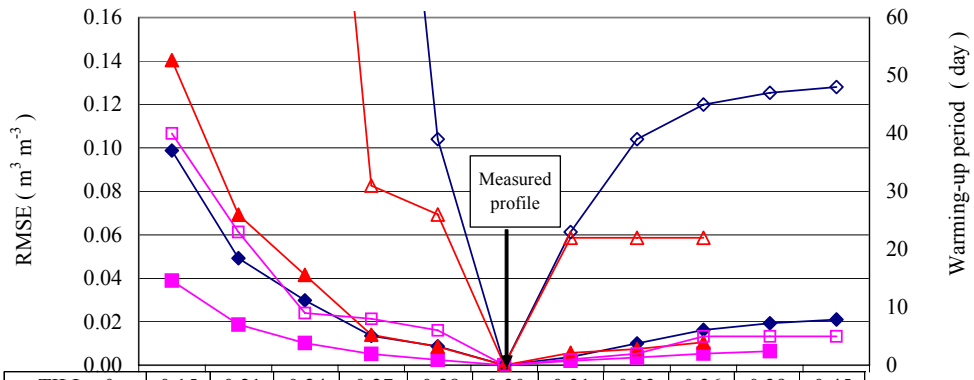


Figure IV-9 Influence of the soil moisture initialization on the soil moisture in the top 30 cm. Bold line corresponds to the REF simulation.



TILL - θ	0.15	0.21	0.24	0.27	0.28	0.30	0.31	0.33	0.36	0.39	0.45
TILL - h	-168	-24.5	-11.5	-5.79	-4.71	-3.14	-2.65	-1.77	-1.08	-0.66	-0.25
NOTILL - θ	0.18	0.25	0.29	0.32	0.34	0.36	0.38	0.40	0.43	0.47	
NOTILL - h	-709	-92.2	-32.4	-19.8	-13.5	-9.32	-6.47	-4.51	-2.26	0	
COMP - θ	0.17	0.24	0.27	0.31	0.32	0.34	0.36	0.37	0.41		
COMP - h	-808	-40.1	-14.2	-4.02	-2.94	-1.57	-0.79	-0.52	0		

Figure IV-10 Influence of the initialization conditions on the soil moisture in the top 30 cm. Diamonds, square and triangle corresponds to the TILL, NOTILL and COMP cases, respectively. The influence is characterized by the RMSE (filled symbols) and the length of the warming-up period (open symbols). The table summarizes the initial values taken for the initialization. -θ refers to volumetric water content initialization, whereas –h refers to a soil water pressure initialisation (given in kPa).

IV.1.6.4 Impact of the bottom boundary condition

The impact of bottom boundary conditions was negligible in TILL and COMP plots. On the contrary, the impact was very important in the NOTILL plot (Figure IV-11). The moisture of the 0-30 cm layer diverged very quickly (after few days) between the different scenarios. The comparison with the REF simulation was quantified by a RMSE that could reach significant values (>0.04 m^3m^{-3}) even when reasonable estimation was done like the field capacity (Figure IV-12). However, the moisture regime near the surface was more driven by the climate which explained the much smaller RMSE of moisture in the first five centimetres (<0.02 m^3m^{-3}). The drastic change of the impact of bottom boundary conditions on moisture regime between the NOTILL plot and the others was impressive. The main difference between these plots was the hydraulic conductivity in depth. Hydraulic conductivity in NOTILL plot was higher by a factor 10 compared to that in the TILL plot (Figure IV-12). Such a difference was rather small and corresponded to the accuracy of hydraulic conductivity measurement. The $K(\theta)$ relationship for these two cases seemed to correspond to a threshold value that separated two kinds of soil hydraulic behaviour. In one case, the moisture regime in the surface layer was only driven by the climate conditions. In other case, deep soil layers had an impact on the moisture near the surface. With this latter case, representing the bottom boundary conditions by a gravitational flow seems to be a good alternative (Figure IV-12), at least in the wet conditions encountered during our experience.

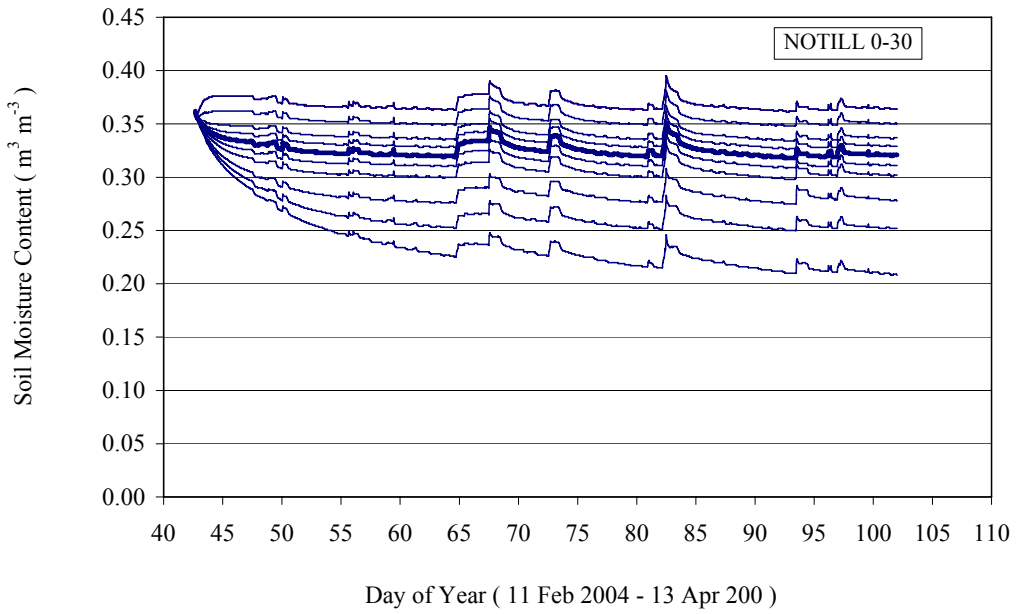


Figure IV-11 Influence of the bottom boundary conditions on the soil moisture in the top 30 cm. Bold line corresponds to the REF simulation.

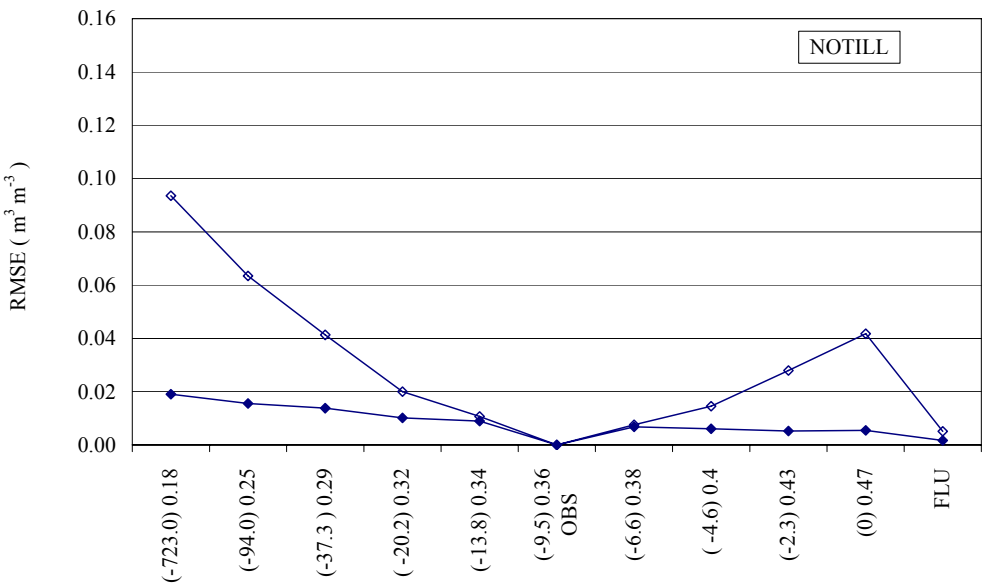


Figure IV-12 Error made on the soil moisture in the 0-30 cm layer (◇) and in the 0-5 cm layer (◆). On the X axis legend, the volumetric water content and the soil water pressures (in parenthesis – kPa) correspond to the bottom boundary conditions. FLU refers to the gravitational flux.

IV.1.7 Conclusions

This study shows that tillage management can induce strong variations in soil hydraulic properties with great impact on moisture regime of the top soil layer (0-30 cm). To represent these regimes, a mechanistic model as the TEC model is a suitable tool. The difficulty of its implementation is not only due to the soil hydraulic functions characterization but initialization and the bottom boundary condition must also be carefully handled. Nevertheless, to overcome such difficulties, this study opens interesting avenues that need to be confirmed in future endeavours.

As far as the soil hydraulic properties are concerned, the following conclusions should be taken with care, since only one soil was investigated in this study. The use of different PTFs functions led to various performances. We found that the Wösten's PTF offers the best results. It is the only one that separates topsoil and subsoil layers, which seems to be a relevant option to represent tilled soils. However, the interest of this specific property should be investigated more widely before concluding. As in other studies (Starks *et al.* 2003), we found that making measurement of soil hydraulic properties in the surface layer did not improve our moisture simulation significantly.

The presented study arises a problem of methodology to evaluate soil hydraulic functions. We found that much better results were obtained, when the quantity used to describe the soil water status (soil water content or soil hydraulic pressure) was the same for the model initialisation and the model evaluation. To avoid confusion between initialisation and the intrinsic performance of the hydraulic functions, long term simulations are then necessary to bring an objective evaluation of the functions.

The model gives satisfactory results for soil moisture over at least 20 days, when a moisture profile is taken to initialize the soil. Such good results can be obtained even when hydraulic properties are poorly characterized. So, we can expect that a regular update of the soil moisture can be an efficient to represent the moisture evolution. For practical purpose, a strategy based on sequential assimilation scheme (the model results are corrected by observations using Kalman's filter for instance) when few soil moisture measurements are available, is expected to efficiently represent the soil moisture evolution. The good results obtained with the reference scenario (soil hydraulic properties were fitted) show that a variational assimilation approach (observations are used to estimate may be also an interesting alternative.

The model initialization, as well as the bottom boundary conditions, can lead to errors comparable to that induced by the soil hydraulic function. For the initialisation, it seems that working with wet soil minimize the warming up period. So, it would be preferable to initialise the model several hours after a rainfall instead of waiting one or two days to reach a hypothetical field capacity condition. Moreover, an overestimation of the initial moisture should be preferred. For the bottom boundary conditions, we found that the impact follows two kinds of behaviour *i.e.* there are either a strong or a negligible impact. In case of strong impact, the use of a gravitational flow seems much better. To determine whether an impact is foreseen, a threshold in $K(\theta)$ relationship seems to be located between those obtained for tilled and no-tilled plots. Such a threshold concept and validity should be obviously strengthened by deeper investigations.

CHAPITRE V

Simulation de la teneur en eau du sol en utilisant un modèle mécaniste mise en œuvre en fonctions des informations limitées de sol

V. Simulation de la teneur en eau de la surface du sol en utilisant un modèle mécaniste mis en œuvre avec des informations limitées de sol

Synthèse

Dans le chapitre précédent, nous avons présenté une étude sur la représentation de la teneur en eau de la couche de surface pour un sol labouré en testant différents niveaux de caractérisation des propriétés hydrodynamiques du sol pour la mise en œuvre du modèle TEC. Cette étude est réalisée pour un seul type de sol et avec une seule séquence climatique. Pour renforcer les conditions, il est préférable de la compléter par une étude plus vaste pour inclure plusieurs types des sols et plusieurs conditions climatiques. C'est l'idée principale dans ce chapitre qui est également présenté sous la forme d'un article scientifique qui sera soumis au journal Water Ressource Research.

Dans cette étude nous allons chercher à :

définir une méthodologie pour mettre en œuvre le modèle TEC en nous appuyant sur des informations facilement accessibles (telle que la granulométrie du sol, le pourcentage de la matière organique du sol et les données climatiques standard);

tester la précision que nous pouvons atteindre sur la teneur en eau de la couche de surface du sol dans ce contexte.

Nous avons considéré dans ce chapitre sept sols ayant des textures contrastées. Ainsi nous avons des sols dont la teneur en argile varie de 10% à 60%. Nous avons également choisi deux séquences climatiques représentatives du climat océanique et du climat méditerranéen.

Afin de pouvoir évaluer les résultats dans les mêmes conditions climatiques, nous avons choisi de comparer les différentes hypothèse retenue pour la mise en œuvre de TEC à des données de références également simulées avec le modèle TEC, mais en utilisant des propriétés du sol qui ont été soigneusement déterminées au cours d'études antérieures.

Dans la mise en œuvre de TEC nous sommes principalement focalisés sur :

- la caractérisation des propriétés hydrodynamiques du sol
- l'initialisation du modèle
- les conditions à la limite inférieure

Pour la caractérisation des propriétés hydrodynamiques nous avons testé les fonctions de pédotransfert que nous avions sélectionnées dans la partie précédente et appliqué les hypothèses qui avaient été définies pour initialiser les simulations et piloter la condition à la limite inférieure.

Comme précédemment, les autres paramètres d'entrée du modèle ne sont pas spécifiquement étudiés. Nous supposons qu'ils sont soit accessibles à un coût raisonnable (l'albédo du sol par télédétection, densité apparente par dire d'expert) soit peu influant sur la teneur en eau simulée par le modèle (les propriétés thermique du sol).

Nous terminons ce travail en appliquant les conclusions tirées des différentes analyses conduites sur des données simulées à des jeux de données expérimentaux. Pour cela nous avons retenu le jeu de données de MONS présenté dans cette étude et un jeu de données acquis dans le cadre de l'expérience "Alpille-ReSeDA" réalisé en 1996 et 1997 sur une zone située au nord du massif des Alpilles (Bouches du Rhône).

Les principaux résultats présentés dans l'article sont les suivants.

Les propriétés hydrodynamiques du sol ont des effets très significatifs sur la teneur en eau de la couche de surface (0-30 cm). Lorsque les propriétés hydrodynamiques sont mal estimées, l'erreur caractérisé par le RMSE peut dans certains cas atteindre 0.1 m^3m^{-3}. Parmi les fonctions de pédotransfert, nous trouvons à nouveau que celle de Wösten donne les meilleurs résultats avec la plupart des sols étudiés.

Sur la gamme des sols étudiés, nous retrouvons l'importance de l'initialisation du modèle déjà soulignée dans le chapitre précédent, avec des erreurs qui peuvent atteindre le niveau de celles engendrées avec les fonctions de pédotransfert. Nous montrons par contre que l'impact d'une mauvaise initialisation s'atténue avec le temps et en particulier en fonction de la quantité de précipitations. Nous proposons donc des "temps de chauffe" du modèle qui varient en fonction du sol, du nombre d'épisodes pluvieux et de leur intensité. Nous retrouvons également qu'il est préférable d'initialiser le modèle en surestimant l'humidité initiale que le contraire. La valeur proposée du potentiel hydrique pour démarrer une simulation est de -10 kPa après un épisode pluvieux important.

Les conditions aux limites inférieures ont moins d'effet par rapport aux autres paramètres étudiés. A l'exception des sols les plus conducteurs où le couplage entre le fond et la surface est à nouveau constaté. Dans ces cas, un flux gravitaire est alors conseillé.

De ces résultats, nous proposons une méthode de mise en œuvre qui donne des résultats encourageants. Le RMSE calculé avec l'écart entre les données simulées et observées dans la couches 0-30 cm est au maximum de 0.04 m^3m^{-3} pour une teneur en eau moyenne dans les

couches 0-5 et 0-30 cm. Cette confrontation montre l'importance du temps de chauffe du modèle. Toutefois on voit que dans le cadre des acquise sur le sol argilo-limoneux de l'expérience Alpille-ReSeSA, il est difficile de reproduire la dynamique temporelle de l'humidité et que l'assimilation de données est le seul recours pour améliorer les résultats. Ces conclusions restent à nuancer du fait que seuls trois cas ont été pris pour la validation et que nous n'avons pas réellement poussé les conditions de modélisation dans des situations très sèches.

V.1 Top soil moisture simulation using a mechanistic model implemented with limited soil characterization.

V.1.1 Introduction

Soil water flows models require the knowledge of several soil characteristics, which are highly variable in space and in time. Measurements of most of these inputs are difficult, time consuming and/or expensive. So for many applications, as taking decision for farming operation (irrigation, tillage) that depends on the soil moisture status or implementing a distributed hydrological model, the measurement of all soil water transfer model input unrealistic. Alternatives to the measurement of some critical characteristics must then be found.

Goals of this study are i) to define how soil water flow models can be implemented in an operational context that implies a limited description of the soil system and ii) establish what would be the expected accuracy in soil moisture in such a context. We assume that a limited set of information includes commonly collected soil characteristics (texture, organic matter content) and standard climatic data.

To implement a soil water flow model, we have to overcome several difficulties:

- estimate the soil hydraulic properties as the hydraulic conductivity and the soil water retention relation;
- initialize the model with a moisture or water potential profile
- give the bottom boundary conditions (at the surface it is possible to derive the boundary condition from climatic data)
- represent the vegetation water uptake.

To focus on soil functioning, the study was restricted to the bare soil case. This should be considered as a strong simplification, since the soil-root interactions, as well as the description of the root system is far to be a simple task. We also focus the study on the surface layer (0-30 cm), which wetness state is important to determine trafficable days for crop operations or surface fluxes in hydrological and meteorological models. Such a limitation is a further step towards simplification, since we minimize the impact of some soil

characteristics as those in deep layers. Moreover, soil moisture dynamic in the surface is strongly driven by climatic conditions, which are assumed to be easy to obtain.

Let consider the implementation of soil water flow model. The most studied problem is the characterization of the soil hydraulic properties. As a practical response, many pedotransfer functions (PTF) were developed, tested and evaluated. PTF evaluation were either made on soil properties measurements (Williams *et al.* 1992);(Tietje et Tapkenhinrichs 1993);(Kern 1995);(Tietje et Hennings 1996);(Cornelis *et al.* 2001);(Wagner *et al.* 2001) or through a functional assessment with soil water flows model outputs (Vereecken *et al.* 1992); (Espino *et al.* 1996); (Hack-ten Broeke et Hegmans 1996); (Christiaens et Feyen 2001); (Van Alphen *et al.* 2001); (Minasny et McBratney 2002); (Starks *et al.* 2003); (Mumen *et al.* 2006); (Sonneveld *et al.* 2003). From the comparison with soil properties it is difficult to identify the "best" PTF. However, those developped by (Rawls et Brackensiek 1985);(Vereecken *et al.* 1989);(Vereecken *et al.* 1990);(Wösten 1997) are often cited to offer good results. The functional assessment of PTF did not lead to clear indication to select a PTF.. Most of the studies were made on a single soil type and the quantity used to make the evaluation varied between the studies. Moreover, conclusions are very different with rather disappointing results in (Espino *et al.* 1996); (Christiaens et Feyen 2001); (Minasny et McBratney 2002);(Sonneveld *et al.* 2003), whereas encouraging results were found in (Hack-ten Broeke et Hegmans 1996); (Van Alphen *et al.* 2001); (Starks *et al.* 2003); (Mumen *et al.* 2006). The latter study is the only one covering a wide range of soil. They arrived to accuracy better than 0.02 $m^3 m^{-3}$ with a soil water content averaged in the top 60 cm layer, whereas errors near the surface are much higher. Mumen *et al.* (2006) found, for a given soil but with different structural states, that the soil moisture accuracy in the 0-5 and 0-30 cm layer is better than 0.04 $m^3 m^{-3}$ when using (Wösten 1997) PTF.

In almost all studies, initialisation and bottom boundaries conditions were not addressed. In general, measurements were taken. However, Vereecken *et al.* (1992) found that the use of a free drainage at the bottom or fixed pressure head can induce variations of 20% on the moisture supply capacity. Mumen *et al.* (2006) showed that initialization and bottom boundary can lead to errors comparables to that obtained with PTF. Furthermore, they found that the soil moisture regime can change drastically when prescribing an erroneous pressure head at the bottom (a strong capillary rise may induce a permanent wetting of the whole profile).

In this study, a soil water transfer model was selected according to following criteria. The model must i) be a physical based model to take profit of the background available in

literature on the determination of soil hydraulic properties, ii) represent the moisture vertical profiles and iii) be driven by top boundary conditions inferred from standard climatic data. To fulfil the last criteria, a water transfer model need also to represent the soil temperature profile in order to solve the energy balance at the soil surface and then, compute the evaporation flux without using semi empirical equations. A mechanistic model of soil heat and water flows (the TEC model) (Chanzy 1993) was therefore selected. We focussed our analysis on the main implementation problems that are the determination of hydraulic properties, model initialization and bottom boundary conditions. To strengthen the generalization of the developed methods, we put the emphasis on the extent of the range in soil and climatic conditions. Finally, proposed methods were blind-tested on existing data sets.

V.1.2 Material and method

All simulations were done with the TEC model. A reference data set was established to analyse the different options used to overcome the lack of soil information as imposed by the implementation contexts addressed in this study. Conclusions derived from this analysis were then tested against a validation set of data.

V.1.2.1 The soil water transfer model

The TEC model is based on (Philip et De Vries 1957) partial differential equations developed in the vertical dimension, only. The equations were solved by a Galerkin finite element method. Neuman and Dirichlet boundaries conditions can be implemented at the surface and the bottom of the soil system. At the surface, the water and heat flows are computed by solving the energy balance. The surface boundary conditions are switched to dirichlet conditions when a water charge appeared. To run the model, the following inputs are required:

soil hydraulic and thermal properties;

soil dry bulk density;

surface properties (albedo, surface emissivity and aerodynamical roughness);

climatic conditions (air temperature, wind velocity, solar and atmospheric radiations, air vapour pressure, precipitation);

soil moisture (or soil water potential) and temperature profile at the beginning of the simulation;

soil moisture and temperature (or water and heat flows) at the bottom during the simulation period.

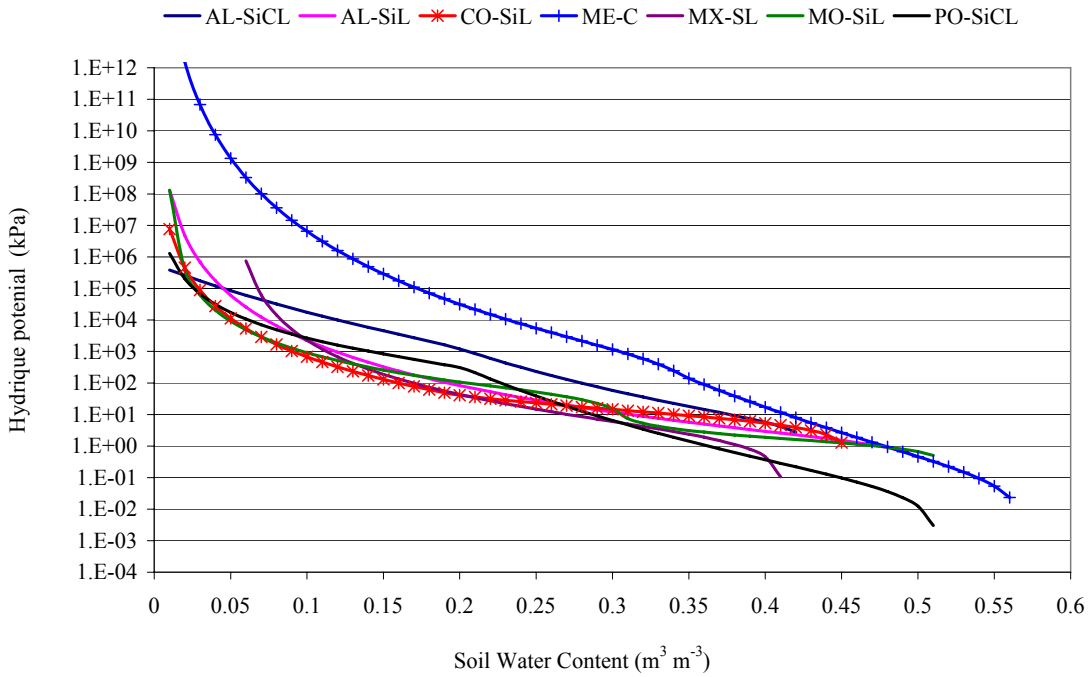
Soil can be divided into three layers defined by homogeneous soil properties (dry bulk density, soil hydraulic functions). Every layer is divided into several elements separated by nodes where the soil water potential and the temperature are computed. Time steps were automatically computed according to the magnitude of the change of the computed state variables or the existence of a rainfall.

V.1.2.2 The Reference data set

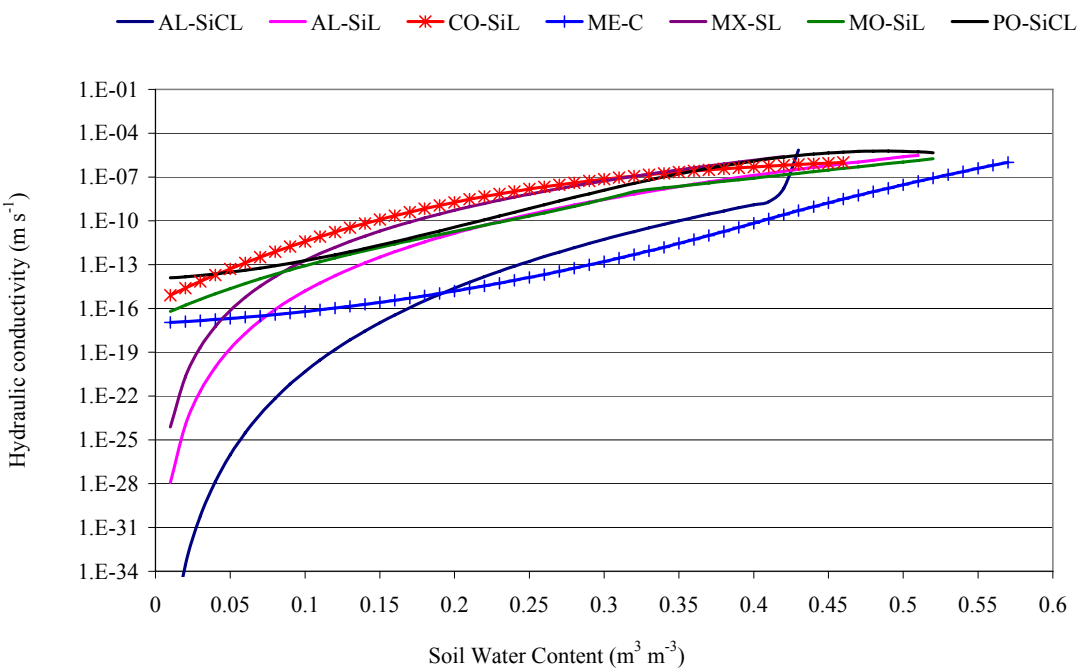
To evaluate the different methods developed in this study to implement the TEC model with limited information, we needed a reference set of data. The use of experimental measurements would have been adequate. However, to gather experimental data covering a wide range of soils and climate conditions, it would have been necessary to get data from different data bases acquired in various places, under different climates and by different teams which applied different measurement protocols. The use of several data sets may lead to a risk of mixing different sources of errors: those induced by our proposed method and those due to measurement errors that are specific to each experiment. Moreover, the conclusions we would draw from the comparison with experimental data might not be generalized since each soil would have been seen in a particular climate-soil wetness context. To avoid such problems, we built our data base by using the TEC model to simulate our reference cases. We gathered the TEC set of parameters from several former studies in which the soil characteristic were measured and/or calibrated when necessary. So, we selected 7 soil cases covering a wide range of soil texture (Table 1) and soil hydraulic properties (Figure 1) (see annex F for the values of hydraulic parameters). We can notice in Figure 1b, that in the dry region of the "hydraulic conductivity – soil moisture" relation *(K(θ))*, two types of curves are displayed. The first type is characterized by a much stronger decrease in *K(θ)* (MX-SL, AL-SiCL and AL-SiL soils) than with the second type (CO-SiL, ME-C, PO-SiCL). With the first type, the *K(θ)* in the dry end were obtained by extrapolating the measurements made in wetter conditions (in fact in the tensiometric range of conditions) using the analytic *K(θ)* model (Brooks and Corey, Mualem, Van Genuchten).

Tableau V-1 Soil characteristics

Name	Depth Cm	Texture	Clay %	Sand %	Silt %	Bulk Density g cm^{-3}	Organic metter %	Reference
CO-SiL	0-80	Silt Loam	10.50	38.80	50.60	1.44	1.00	(Chanzy 1991)
MO-SiL	0-33 33-80	Silt Loam	14.50 25.20	5.20 3.00	79.80 71.20	1.28 1.52	2.10 0.90	(Sillon 1999)
MX-SL	0-20 20-80	Sandy Loam	16.50 20.80	59.20 46.20	23.90 33.00	1.48 1.23	1.18 0.87	(Findeling 2001)
AL-SiL	0-10 10-40 40-80	Silt Loam	17.00 17.00 17.00	34.30 29.20 29.20	48.60 53.80 53.80	1.24 1.28 1.46	1.150 1.50 1.00	(Olioso *et al.* 2002)
PO-SiCL	0-10 10-25 25-80	Silt Clay Loam	27.20 27.20 27.20	11.00 11.00 11.00	61.70 61.70 61.70	1.29 1.40 1.60	2.40 2.40 1.00	(Chanzy 1991)
AL-SiCL	0-10 10-40 40-80	Silt Clay Loam	38.90 39.70 48.10	5.30 4.60 2.00	55.80 55.70 49.40	1.30 1.35 1.60	2.50 2.50 1.00	(Olioso *et al.* 2002)
ME-C	0-20 20-80	Clay	62.60 60.50	11.60 11.50	26.00 28.00	1.13 1.37	2.32 2.29	(Aboudrare 2000)



(a)

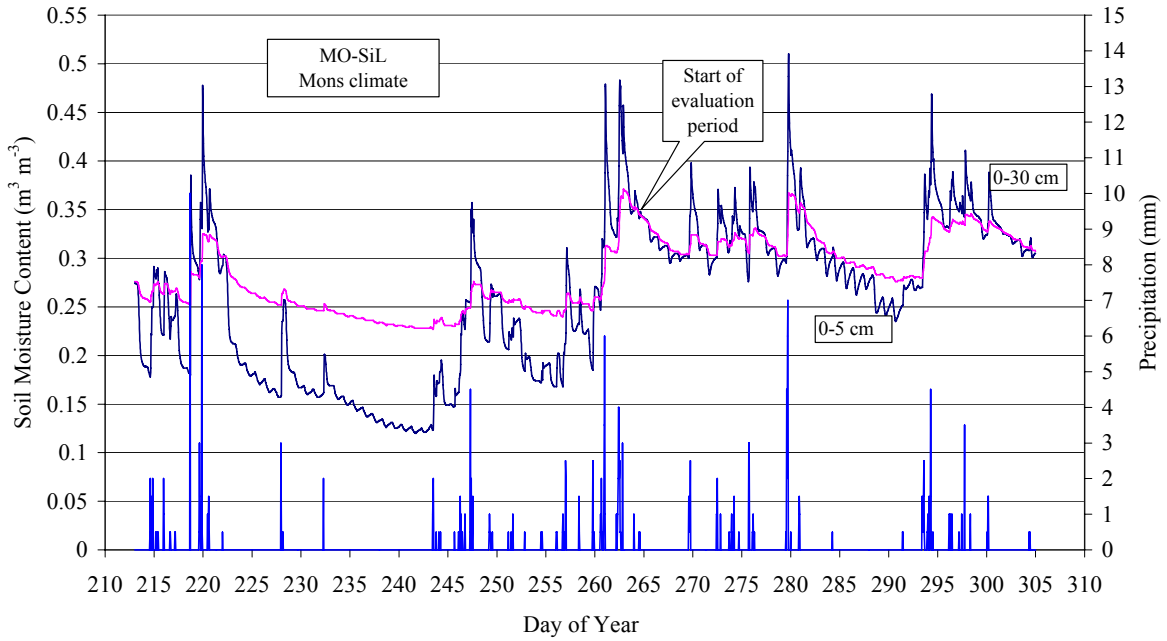


(b)

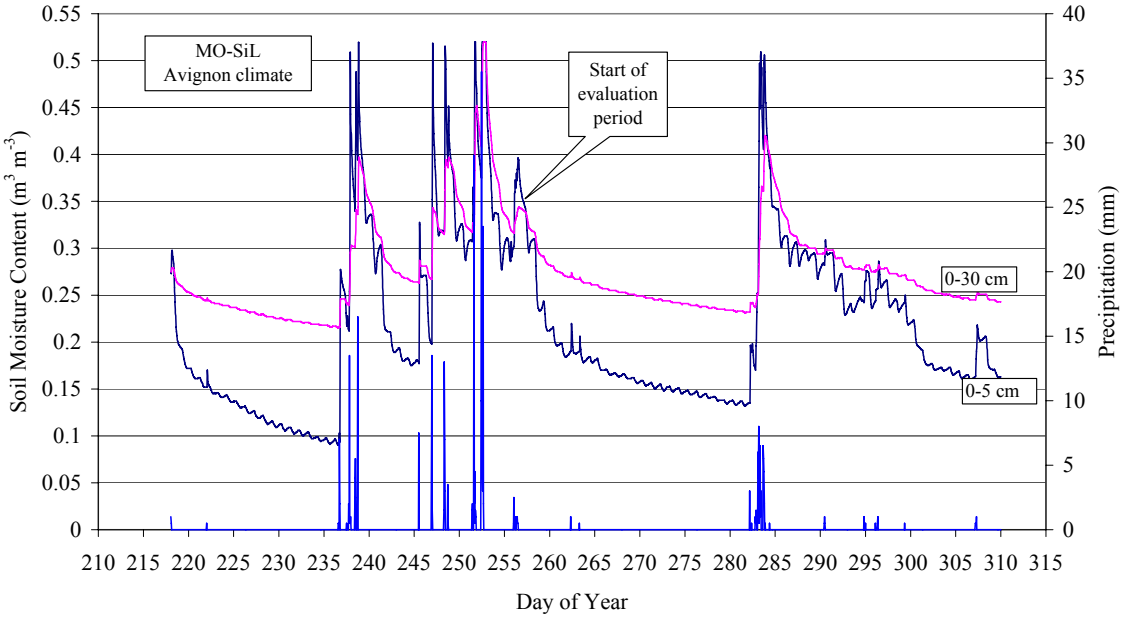
Figure V-1 Representation of the hydraulic properties (a) $\psi(\theta)$, (b) $K(\theta)$ of the soils used in the study.

With the second type, a calibration of $K(\theta)$ was made and it was always found that a slower decrease in soil moisture was necessary to represent soil moisture variations near the surface. A detailed analysis of the soil water transport processes in dry conditions falls outside of the scope of this study. However, results obtained in dry conditions should be considered cautiously.

Reference simulations were computed with 2 climatic sequences (see appendix A) applied to all soils. The first climatic sequence was measured at Estrée-Mons climatic station. It is representative of an oceanic climate with frequent small rains and a low climatic demand. The other one was measured at Avignon climatic station and is representative of a Mediterranean climate with heavy rain and long periods of dryness. An example of reference results was displayed in Figure 2. Simulation were done considering a layer depth of 80 cm. Initialisation was done after 24 hours after a heavy rainfall assuming that the moisture profile was at the field capacity (water potential of –33.3 kPa). For the soil temperature we reconstituted a profile from the measurements made at both climatic stations. We will later see that such an hypothesis has a little impact on the soil moisture simulation. Bottom boundaries conditions were assumed to be constant during the whole simulation period.



(a)



(b)

Figure V-2 Evolution of the soil volumetric water content averaged in the 0-5cm and 0-30 cm for the reference simulation made with the MO-SiL soil with a) the Mons Climatic sequence and b) the Avignon climatic sequence.

V.1.2.3 Options for TEC model implementation with limited observations

The estimation of soil hydraulic properties, the initialisation and the bottom boundaries conditions were addressed separately in order to establish their impact on the TEC model results. The implementation methods evaluation was done on the second part of the reference simulation period, the first part being considered as a warming period to get realistic soil water potential and temperature profile at the beginning of the evaluation period (see Figure 2). In the final evaluation performed against measured data, the three implementation aspects were considered concurrently. For the other TEC inputs, we made the following assumptions that are applied for all simulations:

soil dry bulk densities were given by measurements;

the soil emissivity was set to an intermediate value of 0.95;

measured albedo were taken since we considered that reliable albedo remote sensing products are now available (Wanner *et al.* 1997);

the surface aerodynamical roughness length was prescribed to 0.002 m that roughly corresponds to one tenth of the surface roughness of a tilled soil.

the soil thermal conductivity and heat capacity were estimate using the de Vries equations (de Vries 1963). It is a pedotransfer function, which lies on a stronger physical background than other approaches (Van de Griend et O'Neill 1986). The required inputs are the texture, the organic matter content, the dry bulk density and the fraction of quartz prescribed to 5%.

the water vapour diffusion coefficient was estimated by the relation established with the measurements of (Bruckler *et al.* 1989; Chanzy 1993). They have shown that the diffusion coefficient is mainly a function of air filled porosity.

V.1.2.3.1 Hydraulic functions

Reference hydraulic functions obtained in studies listed in Table 1 and shown in Figure 1 were taken to run simulation dedicated to the analysis of initialization and bottom boundary conditions. For the soil properties aspects, we selected four PTF to estimate the hydraulic conductivity/soil moisture $(K(\theta))$ relationship and the soil water potential/soil moisture relation ($\psi(\theta)$). Those of Vereecken (Vereecken *et al.* 1989; Vereecken *et al.* 1990), Rawls and Brackensiek (Rawls et Brackensiek 1985), and Wösten (Wösten 1997) , hereafter referred to as VER, BRA and WOS, respectively, were chosen as among the better PTF in intercomparison studies mentioned previously. The PTF of (Cosby *et al.* 1984) was selected as the PTF which requires the less soil data (texture only). All selected PTF were designed to estimate coefficient of the analytical functions representing $\psi(\theta)$ and $K(\theta)$.

V.1.2.3.2 Initialization

The soil potential and temperatures profiles of reference simulations at the beginning of the evaluation period were taken to initialize the simulation dedicated to soil hydraulic properties and bottom boundaries conditions. The model initialization question was addressed by considering a starting time for the evaluation period that may be favourable to make assumptions on the soil moisture conditions. This starting time was taken 24 hours after a heavy rainfall and following guesses on the soil water potential initial profile were tested:

- The whole profile is at field capacity -10 kPa, -98 kPa and -294 kPa

- The previous guesses were applied to the top 20 cm only, whereas the reference values were taken below.

For the temperature, numerical trials have shown that initial temperature profile has a negligible impact on soil moisture simulation. So we took the profile given by the reference simulation. However, in an operational context, a classical approach of sinusoidal wave propagation in homogeneous media (Jury *et al.* 1991), applied to the annual temperature cycle, can be also taken without altering the results, significantly.

V.1.2.3.3 Bottom boundary condition

The bottom boundary conditions prescribed for the reference simulation were taken for simulation dedicated to soil hydraulic properties and model initialization. For the soil water flux processes we tested several Dirichlet conditions (soil water potential fixed to -10, -98 and -294 kPa) and a Neuman condition given by gravitational water flux. As for initialisation, the bottom boundary conditions related to the energy flux has a very little impact on soil moisture estimation. So, simple hypothesis on the soil temperature at the bottom can be done. Here the temperature of the reference simulation was prescribed.

V.1.2.4 Validation set of data

We selected 2 existing soil moisture data sets obtained on soils having different textures. The first data was obtained on a luvisol Ortique soil (FAO classification) with a silt loam texture. The experiment was carried out at the INRA Research Centre of Estrées MONS (48.99N/2.99E). We took the results from two plots, which were tilled differently. One plot resulted from annual mouldboard ploughing (SL-TILL) whereas the second was conducted with a minimum tillage(SL-NOTILL) (Mumen *et al.* 2006). The two plots also differ slightly by their granulometric composition that are 19.7 % (24%) of Clay and 7.7% (6.2%) of sand for the SL-TILL and SL-NOTILL (in parenthesis). Soil moisture profiles were measured from February 11th to April 13th 2004, once or two times a week in the top 40 cm using a gravimetric method. Climatic data were measured at about 1 km from the plots.

The second data set was collected during the Alpilles-ReSeDA experiment (Olioso *et al.* 2002; Olioso *et al.* 2002) on a silty clay loam (SiCL-AL102, 37.5 % of Clay, 5.5 % of sand and 2.2% of organic matter) from January 6th to March 26th. We selected the field referred to as "102" in (Olioso *et al.* 2002), which was tilled with a chisel after previous wheat harvesting done in july 1996 . Soil moisture measurements were made in the top 5 cm with a capacitance probe, hourly. The probes were calibrated against gravimetric measurements using (Chanzy *et al.* 1998) protocol. The moisture profile from the surface to 150 cm were measured weekly with a neutron probe. Specific calibration was done in every 10 cm layers in the top 30 cm and then a single calibration was made below. Climatic data were collected at about 1km 500 from field "102".

These data sets were collected on sites that were close to those used to infer soil properties of MO-SiL and AL-SiCL references. The data can be, however, considered as independent since they were collected at different time and/or on different fields.

V.1.3 Results

V.1.3.1 Impact of using PTF functions

The four selected PTFs were tested for the 7 soils and the 2 climatic sequences. In figure 3 we have plotted two typical cases simulated with the MO-SiL soil and under the Avignon climate. When, the TEC model is implemented with BRA's PTF, it is shown that a shift in soil moisture is obtained from the beginning and maintained through the whole simulation period. The shift at the beginning is a consequence of an error on the retention curve ($\psi(\theta)$), since the model initialization was made with a water potential profile. Subsequent moisture evolution does not converge towards the REF simulation, even after the rainfall. With the WOS's PTF, it is shown that the moisture at the simulation beginning is very close to the REF case.

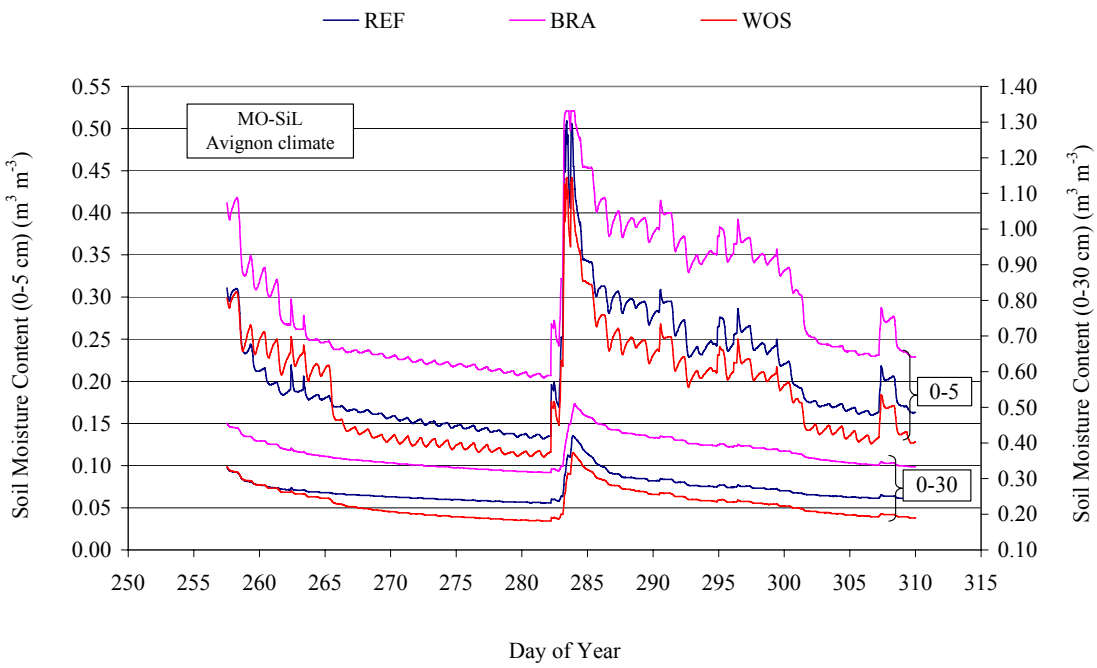


Figure V-3 Comparison of the soil volumetric water content averaged in the 0-5cm and 0-30 cm simulated with the soil properties given by the reference (REF) or the Rawls and Brakensiek (1985) (BRA) and Wösten (1997) (WOS).

This means that in the moisture conditions at the beginning of simulation, the $\psi(\theta)$ relation of WOS is close to the reference. However, after this period, the differences in $K(\theta)$ and $\psi(\theta)$ curves between REF and WOS cases, lead to an increasing gap in soil moisture across the simulation period. However, thanks to a "good" start of the simulation, the RMSE in soil moisture is much better with WOS than with BRA cases. This highlights the importance of initialization and the accuracy of $\psi(\theta)$. This relation has a strong impact in the model evaluation, when the soil moisture quantity used to the initialize the simulation (here the water potential) is different to that for the validation (here the volumetric water content) (Mumen *et al.* 2006).

An overview of all simulations is displayed in Figure 4. For every soil and every PTF, the RMSE on soil moisture in the top 5 cm (Fig. 4a) and the top 30 cm (Fig 4b) were computed by combining both climatic sequences. The range of errors is similar for both 0-5 and 0-30 cm layers. The WOS's PTF leads to the best results with an error that is often lower than 0.04 m^3m^{-3}, especially when the clay content is small (left side of the X axis). The worse

results were obtained with BRA and COS PTFs with an RMSE that sometimes went above 0.1 m^3m^{-3}. Results obtained with the BRA's PTF applied to Mo-SiL soil, displayed in Figure 3, is an exemple of such a high error, which corresponds to a strong bias that occurred from the beginning of the simulation period and maintained after.

(a) (b)

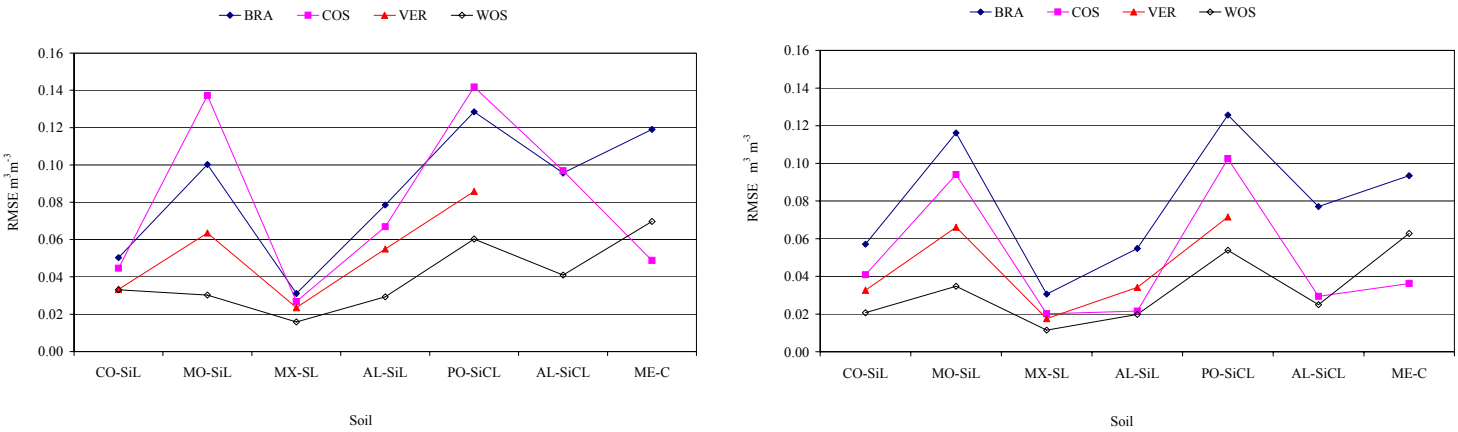


Figure V-4 Error (RMSE) on the soil volumetric water content averaged in (a) the 0-5 cm layer and (b) the 0-30 cm layer. The RMSE was computed by gathering results obtained with both Avignon and Mons climatic sequences for every soil and every PTF.

(a) (b)

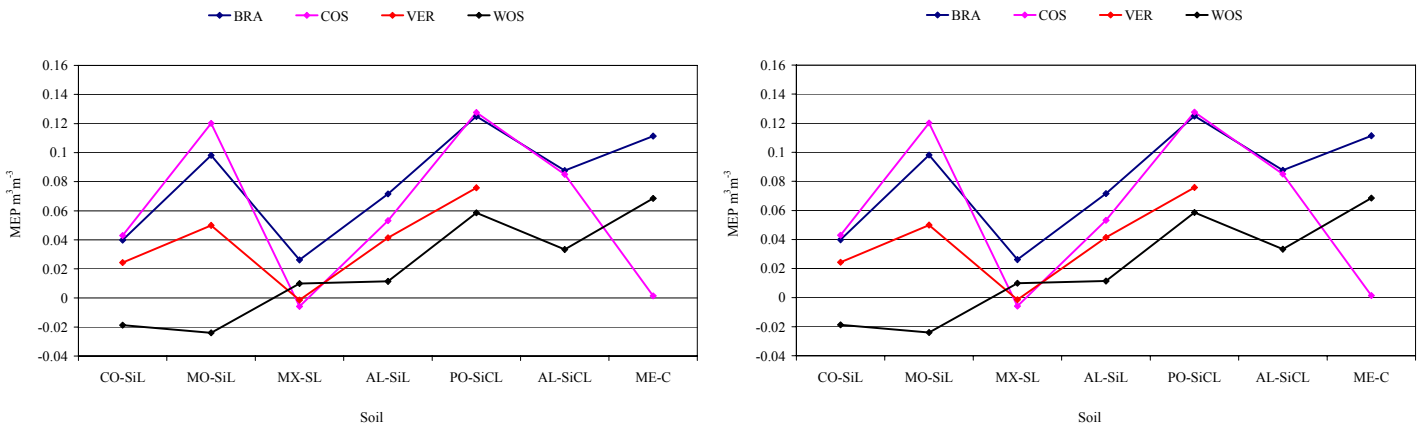


Figure V-5 Error (MEP) on the soil volumetric water content averaged in (a) the 0-5 cm layer and (b) the 0-30 cm layer. The RMSE was computed by gathering results obtained with both Avignon and Mons climatic sequences for every soil and every PTF.

The PTF evaluation was also made on the soil water potential at 30 cm level and so, both the initialization and evaluation were done with the same quantity. As the range of soil water potential is much larger than with the water content, we converted the water potential into volumetric water content using the reference $\psi(\theta)$ relation for each soil (CALC curves in Figure 6) to make the comparison with previous results possible. The results obtained with BRA and WOS PTFs are shown in Figure 6. In the Figure, the moisture derived from TEC simulation, as displayed in Figures 3 and 4, and that derived from the water potential are compared. One can notice that both moisture come from the water potential but were convert with two different $\psi(\theta)$ relation, the PTF and the REF one. With WOS PTF, it appears that the RMSE obtained with the two approaches are similar and so, there is not significant interest of considering the water potential instead of the water content. On the contrary with the BRA PTF, a strong improvement is found if the water potential is taken into account, especially when bad results were obtained on the soil water content (RMSE >0.10 m^3m^{-3}). Hence, catastrophic cases can be avoided if the water potential is considered as the target quantity. It is indeed because we do not have the errors induced by the $\psi(\theta)$ when initializing simulations (see results with BRA's PTF in Figure 3).

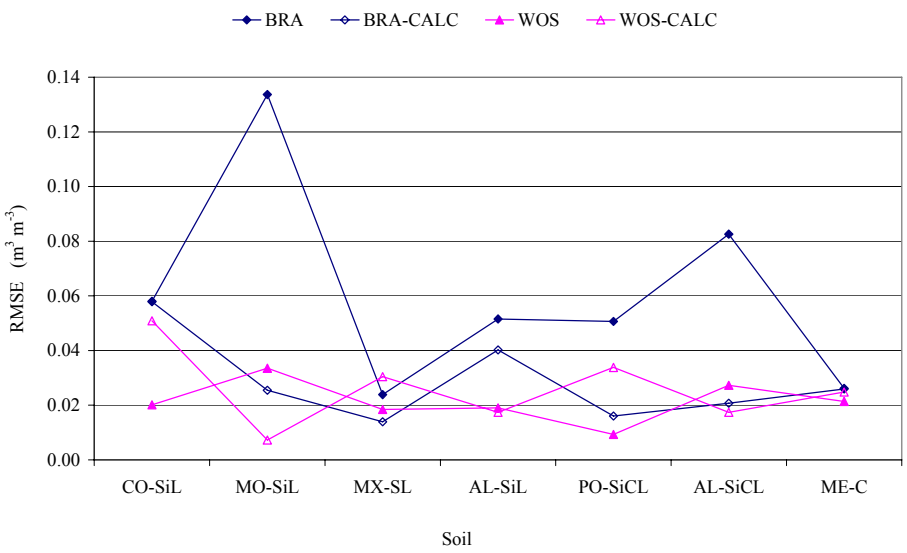


Figure V-6 same as Figure 4 for the local moisture at 30 cm derived either from the simulated moisture results (BRA, WOS) or from simulated water potential converted into soil moisture by the reference $\psi(\theta)$ relations (BRA-CALC and WOS-CALC)

V.1.3.2 Impact of the initialisation

Results, shown in Figure 7, exhibit a strong impact of the initialisation guess on soil moisture. The errors can be high and fall within the range of errors made with the use of PTF. The best results were obtained with the use of a -10 kPa profile. This corresponds to a profile, which fall within the range of the average water potential in the 0-20 cm or 0-80 cm at the beginning of the evaluation period (Figure 2). These average soil potential ranged from -2.2 kPa to -24 kPa in the top 20 cm and from -7.4 kPa and -33 kPa in the 0-80 cm layer. On the contrary, underestimating the initial profile wetness leads to much larger errors. When the initialisation guess was made on the top layers only, the deeper layer being initialised with "true" water potential, the improvement in soil moisture estimation remains very small. This means that the influence of deeper layers remains rather low on the soil moisture regime near the surface.

We also recognize in soil moisture evolution (results not shown here) that the moisture tends to converge towards reference results, especially after rainfall events. This opens the possibility of considering a warming period, which extent may depends on soil properties and rainfall history. To draw some rules to determine the length of the warming periods, we made

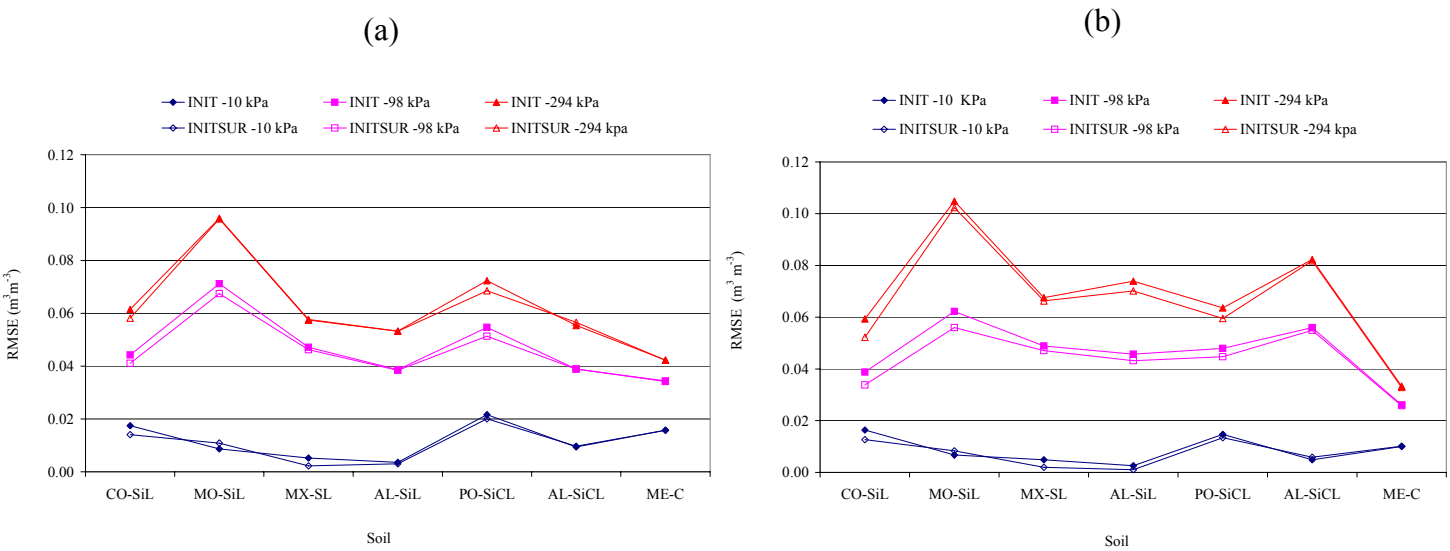
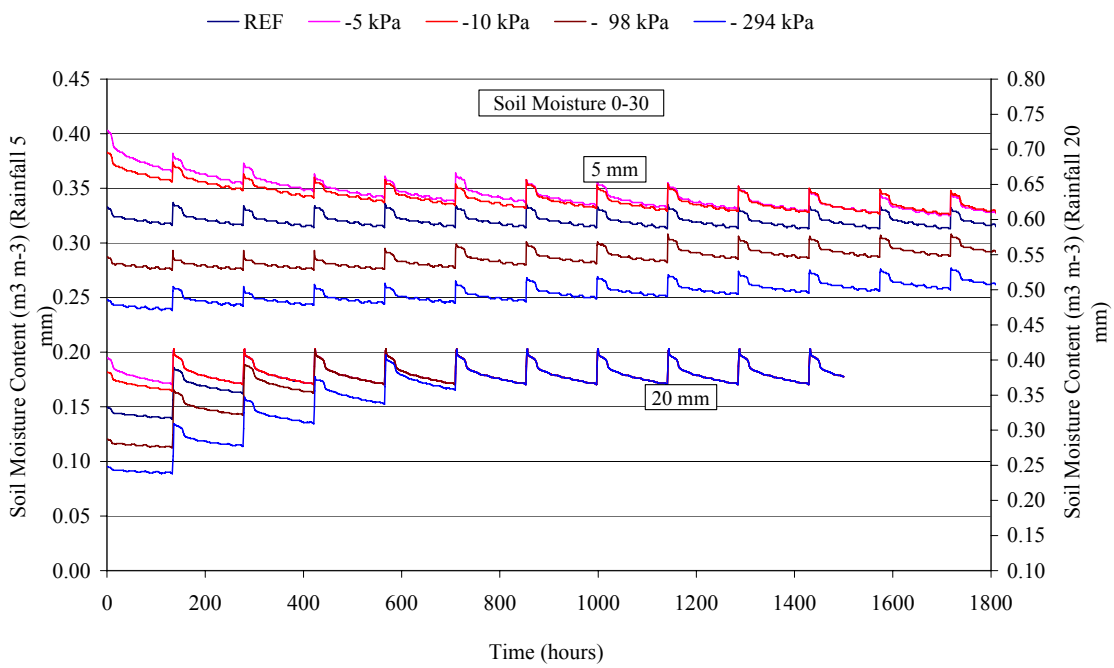
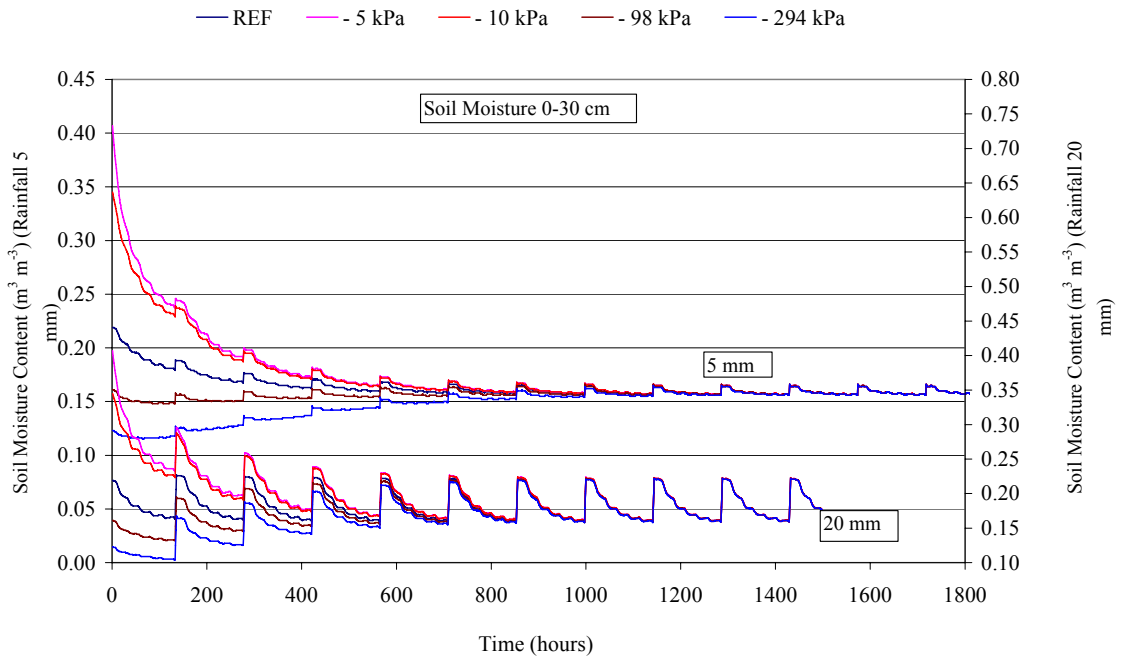


Figure V-7 Error (RMSE) on the soil volumetric water content averaged in (a) the 0-5 cm layer and (b) the 0-30 cm layer. The RMSE was computed by gathering results obtained with both Avignon and Mons climatic sequences for every soil, the reference hydraulic properties and the different guesses used to initialise the model. INIT corresponds to the case when the whole profile is concerned by the guesses whereas with INITSUR the guesses are applied to the top 20 cm, only.

new simulations on two soils (Co-SiL and Al-SiCL) based on a succession of rainfalls (having the same amount of precipitation) separated by drying periods of 6 days. So, series of different rainfall amounts (5, 10, 20, 30 and 50 mm) were considered and for each of them, simulations with various initialisation guesses (-33.3 kPa referred to as the REF, -5 kPa, -10 kPa, -98 –kPa and -294 kPa) were run. Some results are shown in Figure 8. It shows that the convergence of the simulations towards the REF values is dependant of the soil, the rainfall amount and the initialisation point. For instance, the convergence with the less conductive soil (Figure 8a) is found to be the fastest when initial profiles are wetter than the reference and the amount of precipitation significant (20 mm/rainfall event). But the same soil offers the slowest convergence when starting the simulation with a dry profile. In this latter case, having a heavy rain is the only chance to obtain a convergence. The Figure 8 also shows that rainfall amount larger than 20 mm are much more efficient to mitigate the impact of the initialisation guess. In Table 2, a synthesis is made on the number of rainfall that are required to reduce the error (RMSE) made on the average water content in the 0-30 cm layer below 0.01 m^3m^{-3}. From this table, it is confirmed that starting the simulation with -10 kPa profile, which is in general slightly wetter than a soil 48 hours after a rainfall, is a good option. Then, a model "warming period" including two rainfall events is required for conductive soils (SiL) whereas five small rainfall or a big one (>20 mm) is necessary with the less conductive soils (SiCL).



(a)



(b)

Figure V-8 Evolution of the average soil water content in the 0-30 cm layer for (a) the AL-SiCL and (b) CO-SiL soil. Simulations differed by the initialisation guesses and the amount of precipitation which were applied every 6 days (5 mm/rainfall and 20 mm/rainfall)

Tableau V-2 Number of raining sequences for reaching RMSE =0.01 m^3 m^{-3} in the 0-30 cm layer for various initial potential and various amount of rain in each sequence and two different soil

Soil	Precipitation (mm)	Initial soil water potential kPa				
		- 5	- 10	- 98	- 294	- 981
CO-SiL	5	3	2	2	4	6
	10	3	2	2	4	5
	20	3	2	2	3	4
	30	3	2	2	3	4
	50	2	2	2	3	4
AL-SiCL	5	5	5	17	> 20	> 20
	10	5	5	10	18	> 20
	20	1	1	2	4	6
	30	1	1	1	2	3
	50	1	1	1	1	2

V.1.3.3 Impact of bottom boundary conditions

Results displayed in Figure 9, shows that in general, the magnitude of the RMSE is significantly smaller than that induced by initialisation guesses or the use of PTFs. An error ranging between 0.01 and 0.02 m^3m^{-3} is the most common case. This error not only affects the moisture in the deep layer, but also the moisture near the surface in the top 0-5 cm. With two soils (CO-SiL and AL-SiL) the errors becomes much higher when a water potential is prescribed at the bottom. In fact, the analysis of the moisture profiles show that the soil is rewetted from the bottom, thanks to capillary rise. This behaviour was previously observed by (Mumen *et al.* 2006) who suggest that a hydraulic conductivity threshold may separated two kinds of hydric behaviours, which differs by a coupling or a lack of coupling between deep soil layers and the surface. When there is a risk of having such a coupling, it is strongly recommended to use a gravitational flux at the bottom of the soil system.

(a) (b)

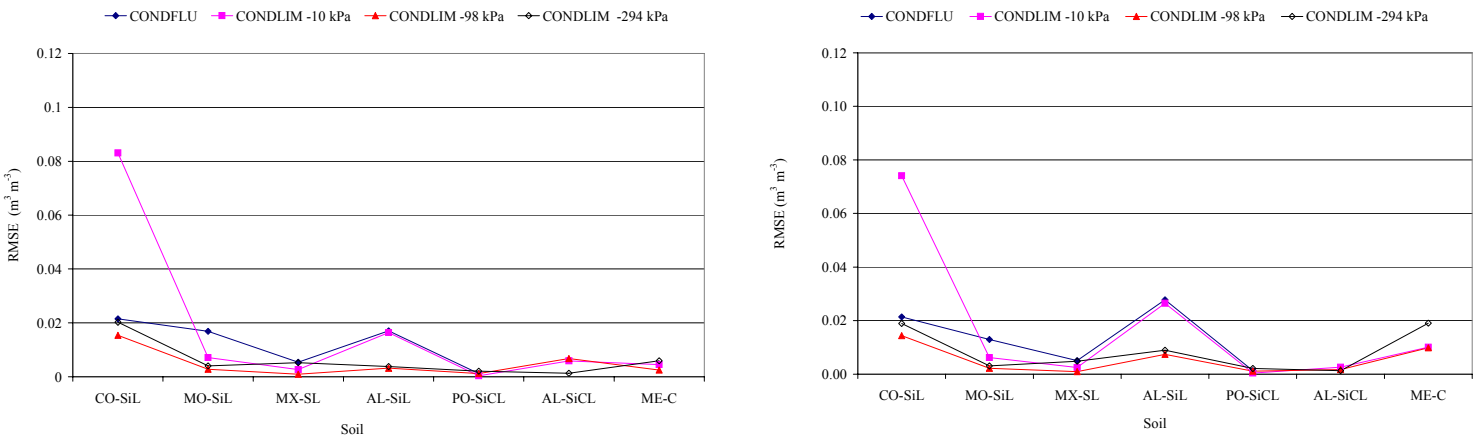


Figure V-9 Error (RMSE) on the soil volumetric water content averaged in a) the 0-5 cm layer and b) the 0-30 cm layer. The RMSE was computed by gathering results obtained with both Avignon and Mons climatic sequences for every soil using different guesses or strategies [constant Dirichlet condition (CONDLIM) and Neuman condition (CONDFLU)] for the bottom boundary conditions.

V.1.4 Proposed methodology and evaluation against the validation set of data

From the results obtained in this study we propose the following approach to implement a soil water transfer model as the TEC model with limited information i.e. the soil granulometry, the soil organic matter content and classic climatic data. We believe that such easy-obtained information can be extended to albedo, which can be derived from remote sensing products, operationally. For the other inputs, we suggest to use the following pedotransfer functions:

The *Wösten (1997)* functions for $K(\theta)$ and $\psi(\theta)$ relations. Wösten also proposed in his paper a pedotransfer function for the dry bulk density which can be used for untilled soil layer. In tilled layers, according to the tillage operations history, we suggest the following values :1000 kg m^{-3} to 1200 kg m^{-3} for ploughed or freshly tilled layers and 1250 to 1450 kg m^{-3} a few months after the last tillage operation. These values are proposed thanks to our experience on dry bulk density measurements in tilled soil layers. This point should, however, be analysed in more detail in a future endeavour.

The *De Vries (1963)* pedotransfer function for the thermal properties. The question of quartz content, which is almost never measured, is not critical since thermal properties have a small impact on soil moisture simulation.

The *Bruckler et al* (1989) relation to estimate the diffusion coefficient from the air filled porosity.

For the initialisation we suggest to start simulation 48 hours after a rainfall with a homogeneous soil water potential prescribed at -10 kPa. We recommend a "warming" period for each simulation, which extent depends on the soil hydraulic properties and the rain history. Results presented in table 2 offer a guideline to establish the length of the "warming" period. For the bottom boundary condition we recommend a gravitational flux. Concerning the temperature, the initial profile and the evolution of the temperature at the bottom can be estimated by a simple model of temperature wave propagation (Jury *et al.* 1991) since these temperatures have a very small impact on soil moisture estimation.

Finally we proposed to fix the aerodynamical roughness length to about $1/10^{th}$ of the height of soil asperities. So, the values for the aerodynamical roughness length range from 1 mm for a smooth soil to 1 or 2 cm after ploughing. The surface thermal emissivity should be equal to the commonly used value 0.95.

These assumptions were applied to the validation set of data and results are displayed in Figure 10, 11 and 12. The RMSE obtained after the warming periods are the following: 0.0444, 0.0278 and 0.0118 m^3m^{-3} in the top 5 cm for the SL-TILL, SL-NOTILL and SiCL-AL102, respectively, and 0.0382, 0.0128 and 0.0397 m^3m^{-3} for the moisture in the 0-30 cm layer. With the SL cases, agreement between measurements and simulation improves at the end of the simulation period. If we consider the results after Day 82, the simulation results are very good for both soil layers. In these simulations we took the recommendations established for the Co-SiL soil (Table 2) to determine the duration of the model "warming" period. Nevertheless, the SL soils have a much higher clay content (25%) than the Co-Sil (10.5%) and so, we can expect that the recommendation for the "warming" period must stand between the two soil cases reported in table 2. Such a result highlights the need of having a warming period. It also strengthens the recommendations we derived from the simulation exercise made to quantify the "warming" period length.

With the SiCL-AL102 soil, results obtained in the top five cm are very impressive. However the dynamic of the soil moisture in the 0-30 cm is not well reproduced. This is likely due to the soil properties which are not well estimated.

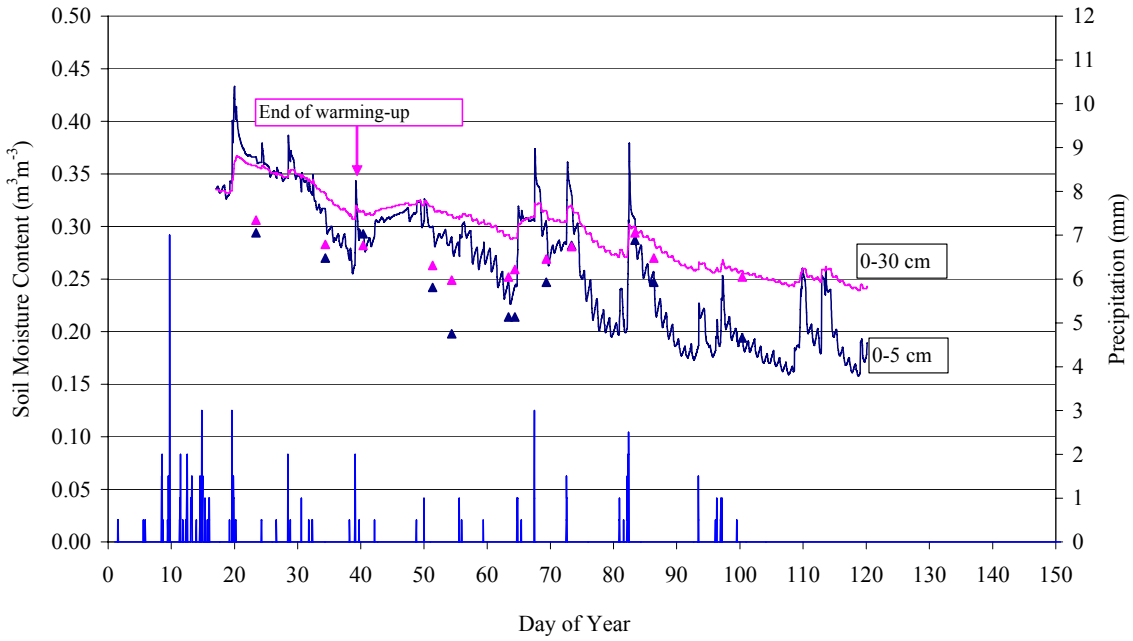


Figure V-10 Comparison of the soil volumetric water content averaged in the 0-5cm and 0-30 cm evolution measured during the SL-TILL experiment and simulated by the TEC model implemented by the proposed method.

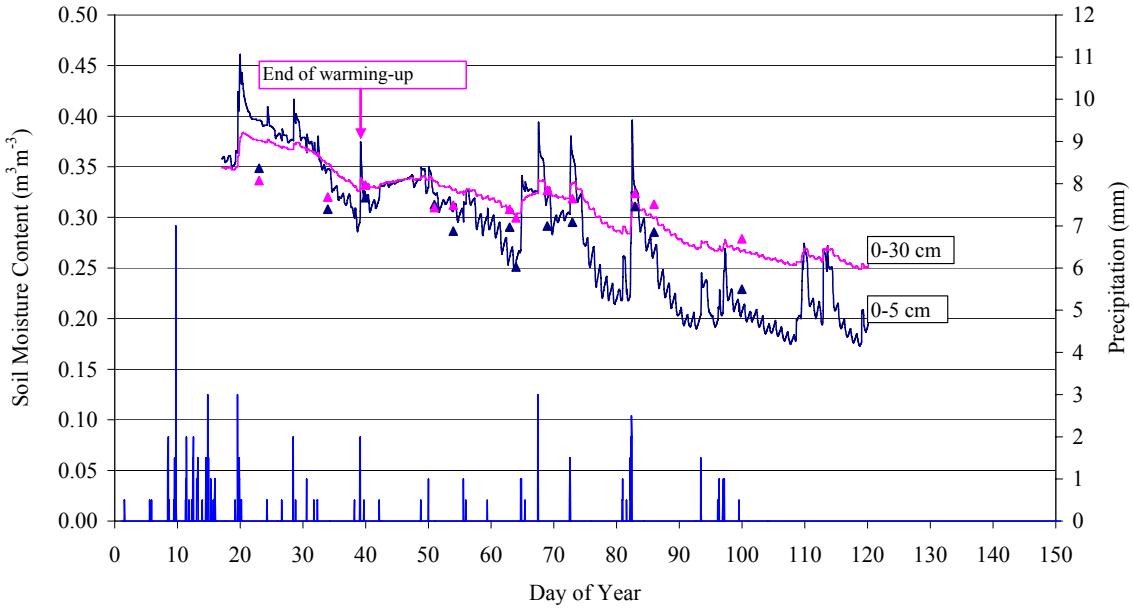


Figure V-11 Same as Figure V-10, but with the SL-NOTILL experiment

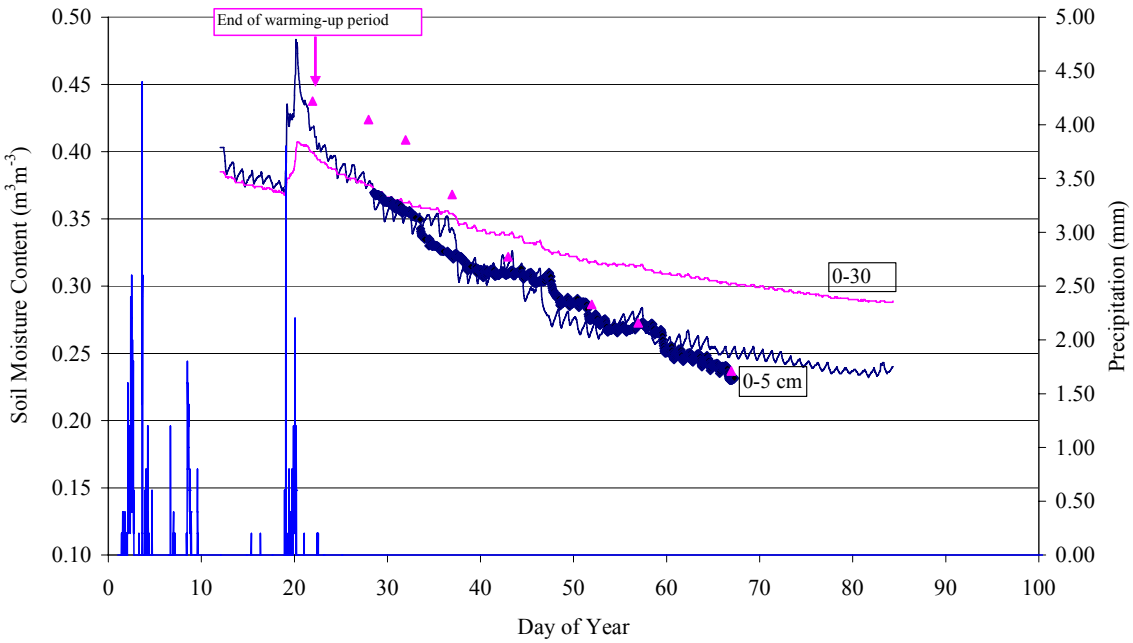


Figure V-12 Same as Figure V-11, but with the SiCL-AL102 experiment

V.1.5 Conclusions

In this study we analysed the impact made on approximations required to implement a soil transfer model, when limited data are available, only. The study has shown the importance of soil hydraulic properties and the moisture profile initialisation which may lead to strong errors that can reach a RMSE of 0.10 $m^3 m^{-3}$. For the soil hydraulic properties, the *Wösten (1997)* PTF offer the best results for almost all soils considered in this study. The initialisation has a strong impact, which can be mitigated by starting simulations with a "warming" period. Its extent not only depends on soil properties but also on the rainfall history. An initialisation made 48 hours after the last significant rainfall is proposed and a value of –10 kPa for the initial potential seems suitable. In any cases, it would be better to overestimate the soil moisture to initialise a simulation rather than underestimate it. At the bottom, a gravitational flux is recommended to compute the boundary conditions.

The overall evaluation of the proposed method was made against existing data sets. Encouraging results were even if one case leads to a RMSE of 0.04 m^3m^{-3}. This case gives an idea on the accuracy expected by the proposed implementation method. However, it would likely be an optimistic accuracy since only three experimental cases were analysed. To improve the accuracy in moisture simulation, assimilation of soil moisture is to our point view a promising way as shown by (Wigneron *et al.* 1999) and (Entekhabi *et al.* 1994).

Finally, the validity of our method can be discussed. If we covered a wide range of soils, all experiments and simulations never reached dry conditions. Some conclusions made before might be tempered. We pointed out in this study the problem of the extrapolation of the $K(\theta)$ analytical curve in the dry domain when discussing the curve of Figure 1. This problem will also occurred with the use of PTF and the analysis of a large number of soil cases is required to propose a method to extend the PTFS in the dry region. Another difficulty that may occur will be the validity of using a gravitational flux in dry conditions when the fluxes at bottom are dominated by capillary rises.

The implementation method is however suitable for all applications requiring the knowledge of soil moisture in wet and/or intermediate condition as for agriculture decision making tool or for surface hydrology.

CONCLUSION

Conclusion

Rappel sur les principaux objectifs

L'objectif principal de ce travail est de proposer une méthode de prévision du régime hydrique dans la couche labourée en se basant sur des informations disponibles sur le sol et le climat. Nous nous sommes limités au cas des sols nus, à des conditions climatiques présentant une demande faible à modérée (printemps, automne) et à l'estimation de la teneur en eau dans la couche de surface (0-30 cm). Ces choix sont guidés par le contexte finalisé dans lequel s'inscrit cette étude qui est le développement d'un outil d'aide à la décision pour choisir les dates d'implantation des cultures.

La méthode proposée doit permettre de faire fonctionner un modèle mécaniste de transferts d'eau et de chaleur (le modèle TEC) en fonction des informations facilement accessibles telles que les données climatiques standard et la granulométrie du sol. La mise en œuvre du modèle TEC exige de nombreuses informations sur le sol, le climat et l'interface sol-atmosphère. Dans ce travail nous nous sommes focalisés sur trois types d'entrée dont nous nous avons montré qu'ils avaient un impact significatif sur la simulation de l'évolution de la teneur en eau du sol. Il s'agit:

- des propriétés hydrodynamiques du sol (la courbe de rétention et la conductivité hydraulique),
- des conditions initiales du modèle,
- des conditions aux limites inférieures.

Pour les autres paramètres et variables, nous considérons qu'ils peuvent être facilement accessibles (l'albédo du sol, rugosité aérodynamique, émissivité thermique, densité apparente) ou que leur impact sur la simulation de la teneur en eau de la surface est faible (les propriétés thermiques du sol, initialisation de la température).

La mise en œuvre du modèle TEC a été analysée dans le cadre de deux parties qui se complètent et dont les conclusions se renforcent mutuellement. La première partie s'appuie sur une expérience réalisée au cours de la thèse. L'expérience avait pour objectif d'analyser les performances obtenues en considérant différents niveaux d'information, allant des données limitées définies précédemment à des stratégies de calage sophistiquées permettant de tirer le meilleur partie du modèle TEC. Un second objectif à cette étude était d'analyser

l'aptitude des différentes approches à représenter les variations des régimes hydriques induites par les variations structurales liées au travail du sol.
La seconde partie visait à couvrir une large gamme de sols et plusieurs conditions climatiques.

Résultats

De ces deux parties nous sommes en mesure de suggérer une méthode de mise en œuvre du modèle TEC et probablement à tous les modèles s'appuyant sur l'équation de Richards ou les équations de Philip et de Vries. Ces résultats restent limités aux cas des sols nus et à des conditions climatiques présentant une demande évaporative faible à modérée. Par contre ces conclusions s'appuient sur une large gamme de sols. Seuls les sols sableux n'ont pas été analysésprincipales recommandations sont les suivantes :

- ***Estimation des propriétés hydrodynamiques :*** Dans les deux parties de ce travail, l'utilisation de la fonction de pédotransfert de Wosten (1997) conduit aux meilleurs résultats. Nous avons trouvé que dans la plupart des cas, la précision sur l'humidité dans les 30 premiers centimètres présentait un RMSE meilleur que 0.04 m^3/m^3. L'utilisation de mesure des propriétés hydrodynamique in situ par la méthode simplifiée de « Beer Kan » ou en laboratoire par la méthode de « wind » ne conduisent pas nécessairement à une amélioration des simulations réalisées avec TEC. Au contraire, nous trouvons plutôt une dégradation des résultats. Par contre un calage du modèle sur les données d'humidité offre une marge d'amélioration qui permet de diviser les erreurs par deux. Enfin, la fonction de pédotransfert de Wosten reproduit assez mal les variations des régimes hydriques induits par des variations de structure liées au travail du sol. La prise en compte de la structure par la densité apparente du sol n'est pas suffisante.

- ***Initialisation des simulations :*** Dans les deux parties, nous montrons que de mauvaises estimations sur les profils initiaux d'humidité peuvent conduire à des erreurs importantes sur la teneur en eau simulée par TEC. Ces erreurs sont comparables à celles que l'on commet avec l'utilisation des fonctions de pédotransfert. Nous montrons qu'une initialisation 48 heures après une forte pluie donne des résultats satisfaisants si on initialise le modèle avec un profil de potentiel fixé à –10kPa. D'une manière générale, il est préférable de surestimer le profil hydrique au démarrage de la simulation que le contraire. En effet, la conductivité

hydraulique résultante étant plus forte, on a une convergence plus rapide des simulations vers la situation de référence. Nous montrons par ailleurs que l'impact de l'initialisation s'atténue avec le temps. Il est donc souhaitable de considérer un temps de chauffe qui dépend du nombre d'événements pluvieux, de leur intensité et des propriétés hydrauliques du sol. Ce temps de convergence peut être très court (2 épisodes pluvieux de 5mm) ou très long (plusieurs dizaines d'épisode de 10 mm si on initialise un sol peu conducteur avec un profil hydrique trop sec). L'étude montre également l'importance du choix de la variable utilisée pour initialiser le modèle. En effet le modèle TEC peut considérer un potentiel hydrique ou une humidité volumique. Si la variable objectif est la teneur en eau, une initialisation avec la teneur en eau est préférable lorsqu'une information a priori sur cette grandeur est disponible. Nous montrons qu'ensuite les résultats de simulation de la teneur en eau restent acceptables sur une durée de plus de 20 jours. Nous montrons également que le seul moyen de prendre les effets structuraux en compte est de bien pouvoir initialiser le modèle avec la teneur en eau.

- Les conditions à la limite inférieure : Celles-ci ont une influence plus faible par rapport aux autres paramètres étudiés, à l'exception des sols les plus conducteurs pour lesquels nous avons constaté un couplage entre le fond et la surface. Celui-ci induit des flux d'eau importants qui modifient de manière considérable la teneur au voisinage de la surface. L'erreur constatée est alors comparable à celles induites par les fonctions de pédotransfert ou par l'initialisation. L'utilisation d'un flux d'eau gravitaire à la base du système semble être préférable, car elle permet d'éviter de telles situations.

Perspectives

Les perspectives de recherche que nous estimons intéressantes pour la poursuite de ce travail sont les suivantes.

- Nous avons constaté le gain qu'apportait une connaissance de la teneur en eau pour l'initialisation du modèle. Ceci est un encouragement pour tester des schémas d'assimilation de données de teneur en eau de type séquentielle (filtre de Kalman). L'efficacité de ces méthodes serait à comparer avec les schémas d'assimilation variationnelle dont nous avons eu une illustration avec les résultats du calage de TEC.

- Il nous paraît important d'élargir la validation de la méthode proposée dans ce travail à d'autres situations expérimentales. Il nous paraît également important d'explorer les performances de la méthodes dans des contextes de plus fortes demandes climatiques afin d'explorer des situations plus sèches.
- La masse volumique du sol est considérée comme une information disponible ce qui n'est pas toujours possible. Il nous semble que des études plus approfondies sur l'effet de l'utilisation de ce paramètre à partir des fonctions de pédotransferts sur le régime hydrique du sol, serait intéressante.
- Nous avons utilisé des données climatiques réelles dans ce travail, nous pensons qu'il serait intéressant d'étudier l'impact de l'utilisation des données climatiques de prévisions sur le régime hydrique du sol. Ceci permettrait de faire une réelle prévision des jours disponibles pour effectuer des opérations du travail du sol.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

Aboudrare, A., (2000). Stratiges de stockage et d'utilisation de l'eau pour le Tournesol pluvial dans la region de Meknes. Meknes: Thèse de Docteur de Institut Agronomique et Veterinaire Hassan II. 175 p.

Ahuja, L. R., Naney, J. W., Williams, R. D., (1985). Estimating soil water characteristics from simpler properties or limited data. Soil Science Society of America Journal 49:1100-1105.

Ahuja, L. R., Rojas, K. W., Hanson, J. D., Shaffer, M. J., Ma, L., (2000) Root Zone Water Quality Model: Modeling Management Effects on Water Quality and Crop Production,; Highlands Ranch, CO. Water Resources Publications. p 360.

Arya, L. M., Paris, J. F., (1981). A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. Soil Science Society of America Journal 45:1023-1030.

Ball, B. C., Harris, W., Burford, J. R., (1981). A laboratory method to measure gas diffusion and flow in soil and other porous materials. Journal of Soil Science 32:323-333.

Bastet, G., Bruand, A., Quétin, P., Cousin, I., (1998). Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (PTF). Etude et gestion des sols 5(1):7-28.

Bastidas, L. A., gupta, H. V., Sorooshian, S., Shuttleworth, W. J., Yang, Z. L., (1999). Sensitivity analysis of a land surface scheme using multicriteria methods. Journal of Geophysical Research 104(16):19,481-419,490.

Belmans, C., Wesseling, J. G., Feddes, R. A., (1983). Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. Journal of Hydrology 63(3-4):271-286.

Bertuzzi, P., Bruckler, L., Gabilly, Y., Gaudu, J. C., (1987). Calibration and error analysis of gamma-ray probe for the *in-situ* measurement of dry bulk density. Soil Science 144(6):425-436.

Bigorre, F., (2000). Influenec de la Pedogenese et de l'Usage des Sols sur leur Propriétés Physiques. Mecanismes d'evolution et Elements de Prevesion.: Thèse de Docteur de l'Université Henri Poincaré – Nancy I. 148 p.

Bloemen, G. W., (1980). Calculation of hydraulic conductivities from texture and organic matter content. Z Pflanzenernähr, Bodenkd 143:581-605.

Bohne, K., Zacharias, S., Wessolek, G., (2000). Testing of Three Methods to Predict Unsaturated Hydraulic Conductivity from Water Retention Data or from Texture Class. journal of Plant nutrition and soil sciences 163:7-12.

Boizard, H., Richard, G., Roger Estrade, J., Dürr, C., Boiffin, J., (2002). Cumulative effect of cropping systems on the structure of the tilled layer in nothern France. Soil and Tillage Research 64:149-164.

Boulet, G., (1999). Modélisation des changements d'échelle et prise en compte des hétérogénéités de surface et de leur variabilité spatiale dans les interactions sol-végétation-atmosphère,. Grenoble: l'Université de Grenoble 1. 220 p.

Bouma, J., Van Lanen, H. A. J., (1987). Transfer functions and threshold values: from soil characteristics to land qualites, In: Beek, K., Burrough, P.A., and McCormack, D.D. (Editors), Proc. Workshop by ISSS/SSSA on Quantified Land Evaluation Procedures, 1TC publication No. 6, Enschede, The Netherlands,.106-111.

Brakensiek, D. L., (1978). Comments on " Empirical equations for some soil hydraulic properties" by Roger B. Clapp. Water Resources Research 15(4):989-990.

Brakensiek, D. L., Rawls, W. J., Stephenson, G. R., (1984). Modifying SCS hydrologic soil groups and curve numbers for rangeland soils. ,. ASAE 84:203.

Braud, I., Chanzy, A.(2000). Soil properties, initial and boundary conditions for use within SVAT models in the framework of the Alpilles-ReSeDA intercomparison. Note Alpilles. 43 p.

Braud, I., De Condappa, D., Soria, J. M., Haverkamp, R., Angulo-Jaramillo, R., Galle, S., Vauclin, M., (2005). Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the Beerkan method). european Journal of Soil Science 56(3):361-374.

Brisson, N., Mary, B., Ripoche, d., Jeuffroy, M. H., (1998). STICS: ageneric model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. 1. Theory and parameterization applied to wheat and corn. Agronomie 18:311-346.

Brooks, R. H., Corey, C. T., (1964). Hydraulic properties of porous media. Hydrol Pap. Colo. State Univ. Fort Collins. p 27.

Bruckler, L., Ball, B. C., Renault, P., (1989). Laboratoty estimation of gas diffusion coefficient and effective porosity in soils. Soil Science 147(1):1-10.

Bruckler, L., Renault, P., Aries, F., (1987). Laboratory estimation of apparent soil thermal conductivity using a numerical approach. Soil Science 143(6):387-397.

Brutsaert, W., (1975). On a derivable formula for long wave radiation from clear skies. Water Resources Research 11:742-744.

Brutsaert, W., (1982). Evaporation into the atmosphere. Dordrecht, Holland: D. Reidel Publishing Company. 293 p.

Camillo, P. J., Gurney, R., (1986). A resistance parameter for bare soil evaporation models. Soil Science 104(2):95-105.

Campbell, G. S., (1985). Soil Physics with BASIC. Developments in Soil Science. Amsterdam.: 14. Elsevier.

Cayrol, P., (2000). Assimilation de données satelittales dans un modèle de croissance de la vegetaion et de bilan d'energie. Application a des zones semi-arids. Toulouse: Thèse de doctorat de l'université Paul Sabatier. 244 p.

Chan, T. P., Govindaraju, R. S., (2004). Estimating Soil Water Retention Curve from Particle-Size Distribution Data Based on Polydisperse Sphere Systems. Vadose Zone J 3(4):1443-1454.

Chanzy, A., (1991). Modélisation simplifiée de l'evaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accéssibles par télédétection.: Thèse de docteur de l'Institut National Agronomique Paris-Grignon. 221 p.

Chanzy, A., (1993). Basic soil surface characteristics derived from active microwave remote sensing. Remote Sensing Reviews 7:303-319.

Chanzy, A., (2003). Evaporation from Soils. Encyclopedia of Water Science:249-252.

Chanzy, A., Bruckler, L., (1993). Significance of soil surface moisture with respect to daily bare soil evaporation. . Water Resources Research 29(4):1113-1125.

Chanzy, A., Bruckler, L., Perrier, A., (1995). Soil evaporation monitoring: a possible synergism of microwave and infrared remote sensing. Journal of Hydrology 165(1-4):235-259.

Chanzy, A., Chadoeuf, J., Gaudu, J. C., Mohrath, D., Richard, G., Bruckler, L., (1998). Soil moisture monitoring at the field scale using automatic capacitance probes. european Journal of Soil Science 49(4):637-648.

Chanzy, A., Doussan, C., Pradel, E., Moreau, P., (1995) Transferts d'eau et de chaleur dans le sol. In: INRA, D. d. B., editor; 3-7 avril 1995; Le Croisic.

Christiaens, K., Feyen, J., (2001). Analysis of uncertainties associated with different methods to determine soil hydraulic properties and their propagation in the distributed hydrological MIKE SHE model. Journal of Hydrology 246(1-4):63-81.

Cornelis, W. M., Ronsyn, J., Meirvenne, M. V., Roger, H., (2001). Evaluation of Pedotransfer Functions for Predicting the Soil Moisture Retention Curve. Soil Science Society of America Journal 65(3):638-648.

Cornelis, W. M., Ronsyn, J., Van Meirvenne, M., Hartmann, R., (2001). Evaluation of Pedotransfer Functions for Predicting the Soil Moisture Retention Curve. Soil Science Society of America Journal 65(3):638-648.

Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., Ginn, T. R., (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. Water Resources Research 20(6):682-690.

Currie, J. A., (1960a). Gaseous diffusion in porous media. Part 1. A non-steady state method. British Journal of Applied Physics 11:314-317.

Currie, J. A., (1960b). Gaseous diffusion in porous media. Part 2. - Dry granular materials. British Journal of Applied Physics 11:318-324.

De Condappa, D., (2000). Illustration de la méthode "Beerkan" en vue de la caractérisation hydrodynamique d'un sol. DEA. Grenoble: Université Joseph Fourier-Grenoble I. 49 p.

De Jong, R., (1983). Soil water desorption curves estimated from limited data. Canadian Journal of Soil Science 63:697-703.

de Vries, D. A., (1963). Thermal properties of soils. In: van Wijk, W. R., editor. Physics of plant environment. Amsterdam, Netherlands: North-Holland Publ. Co. p 210-235.

Dexter, A. R., Bird, N. R. A., (2001). Methods for predicting the optimum and range of soil water contents for tillage based on the water retention curve. Soil & Tillage Research 57(4):203-212.

Dierckx, J., Belmans, C., Pauwels, P.(1986). SWATRER, a computer package for modelling the field water balance. Reference manual. Soil and Water Engng. Lab., K.U. Leuven, Belgium. 114 p.

Entekhabi, D., Nakamura, H., Njoku, E., (1994). Solving the inverse problem for soil moisture and temperature profiles by sequential assimilation of multifrequency remotely sensed observations. IEEE Trans Geoscience Remote Sensing 32(2):438-448.

Espino, A., Mallants, D., Vanclooster, M., Feyen, J., (1996). Cautionary notes on the use of pedotransfer functions for estimating soil hydraulic properties. Agricultural water management 29(3):235-253.

Feddes, R. A., Kabat, P., Van Bakel, P. J. T., Bronswijk, J. J. B., Halbertsma, J., (1988). Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone -- State of the art. Journal of Hydrology 100(1-3):69-111.

Feddes, R. A., Kowalik, P. J., Zaradny, H., (1978). Simulation of field water use and crop yield. Simulation Monograph. Wageningen, Netherlands: PUDOC. p 189.

Findeling, A., (2001). Etude et modélisation de certains effets du semis direct avec paillis de résidus sur les bilans hydrique, thermique et azoté d'une culture de maïs pluvial au Mexique. Montpellier: Thèse de Docteur de l'Ecole National du Génie Rural des Eaux et Fôrets. 357 p.

François, C., Ottlé, C., Olioso, A., Prévot, L., Bruguier, N., Ducros, Y., (2002). Conversion of 400–1100 nm vegetation albedo measurements into total shortwave broadband albedo using a canopy radiative transfer model. Agronomie 22:611-618.

Gao, X., Sorooshian, S., Gupta, H. V., (1996). Sensitivity analysis of the biosphere-atmosphere transfer scheme. Journal of Geophysical Research 101:7279–7290.

Grayson, R. B., Western, A. W., Chiew, F. H. S., (1997). Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls. Water Resources Research 33(12):2897-2908.

Gregson, K., Hector, D. J., McGowan, M., (1987). A one-parameter Model for The Soil Water Characteristics. Soil Science 38:483-486.

Gupta, H. V., Sorooshian, S., Yapo, P. O., (1998). Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information. Water Resources Research 34(4):751–764.

Gupta, S. C., Larson, W. E., (1979). Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. Water Resources Research 15(6):1633-1635.

Habets, F., LeMoigne, P., Noilhan, J., (2004). On the utility of operational precipitation forecasts to served as input for streamflow forecasting. Journal of Hydrology 293:270-288.

Hack-ten Broeke, M. J. D., Hegmans, J. H. B. M., (1996). Use of soil physical characteristics from laboratory measurements or standard series for modelling unsaturated water flow. Agricultural water management 29(2):201-213.

Haverkamp, R., Arrúe, J. L., Soet, M., (1997). Soil physical properties within the root zone of the vine area of Tomelloso. Local and spatial standpoint. Chapter 3: Contribution of Soil Physics Group for final integrated report EFEDA II Spain, Project CEE n° CT920090.

Haverkamp, R., Parlange, J. Y., (1986). Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: 1. Sandy soils without organic matter. Soil Science 142(6):325-339.

Heathman, G. C., Starks, P. J., Ahuja, L. R., Jackson, T. J., (2003). Assimilation of surface soil moisture to estimate profile soil water content. Journal of Hydrology 279(1-4):1-17.

Hebrard, O., Voltz, M., Andrieux, P., Moussa, R., (2006). Spatio-temporal distribution of soil surface moisture in a heterogeneously farmed Mediterranean catchment. Journal of Hydrology In Press, Corrected Proof.

Hillel, D., (1982). Introduction to soil physics. San Diego, CA: Academic Press.

Husz, G., (1967). The determination of P^F curves from texture using multiple regressions. Z Pflanzenernähr Düng Bodenkd 116(2):23-29.

Jacob, F., Olioso, A., (2005). Derivation of diurnal courses of albedo and reflected solar irradiance from airborne POLDER data acquired near solar noon. Journal of Geophysical Research 110(D10104):1-18.

Jury, W. A., Gardner, W. R., Gardner, W. H., (1991). Soil Physics. New York: J. Wiley and sons Inc.

Kern, J. S., (1995). Evaluation of soil water relation models based on basic soil physical properties. Soil Science Society of America Journal 59:1134-1141.

Klute, A., Dirksen, C., (1986). Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: Methods of soil analysis, Part 1. Physical and mineralogical methods. In: Klute, A., editor. Agronomy. 2 nd ed. Madison, Wisconsin, U.S.A. p 687-734.

Kool, J. B., Parker, J. C., van Genuchten, M. T., (1985a). Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation: Theory and numerical studies. Soil Science Society of America Journal 49:1348-1354.

Kroes, J. G., van Dam, J. C., Huygen, J., Vervoort, R. W.(1999). User's Guide of SWAP version 2.0. Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil-Water-Atmosphere-Plant environment. Technical Document 48,. Alterra Green World Research, Wageningen: Department of Water Resources, Wageningen University. Report nr 81. 127 p.

Lai, S. H., Tiedje, J. M., Erickson, A. E., (1976). In situ measurements of gas diffusion coefficient into soils. Soil Science Society of America Journal 40:3-6.

Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria-Ugalde, J. M., Cuenca, R. H., Braud, I., Haverkamp, R., (2005). Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments- BEST. Soil Science Society of America Journal accepted.

Laurent, J.-P., (1989). Evaluation des parametres thermiques d'un milieu poreux: optimisation d'outils de mesure "in situ": Determination of porous media thermal parameters : optimization of ‘in situ’ measurement tools. International Journal of Heat and Mass Transfer 32(7):1247-1259.

Le Bissonnais, Y., Cerdan, O., Lecomte, V., Benkhadra, H., Souchère, V., Martin, P., (2005). Variability of soil surface characteristics influencing runoff and interrill erosion. Catena 62:111-124.

Ma, L., Ahuja, L. R., Ascough, J. C. I., Shaffer, M. J., Rojas, K. W., Malone, R. W., Cameira, M. R., (2000). Integrating system modeling with field research in agriculture: applications of root zone water quality model (RZWQM). Advanced Agronomy 71:233-292.

McIntyre, D. S., Philip, J. R., (1964). A field method for measurement of gas diffusion into soils. Australian Journal of Soil Research 2:133-145.

Menenti, M.(1984). Physical aspects and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques. Wageningen, the Netherlands: Land Water Management Resource. Report nr 10 (special issue). 202 p.

Minasny, B., McBratney, A. B., (2000). Evaluation and developement of hydraulic conductivity pedotransfer functions for Australian soil. Australian Journal of Soil Research 38:905-926.

Minasny, B., McBratney, A. B., (2002). Uncertainty analysis for pedotransfer functions. Eur J Soil Science 53(3):417-429.

Minasny, B., McBratney, A. B., Bristow, K. L., (1999). Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. Geoderma 93(3-4):225-253.

Mohrath, D., Bertuzzi, P., Bruckler, L., (1996). Methode de Wind, Guide d'utilisation du logiciel,version 1, rapport interne.

Mumen, M., Chanzy, A., Richard, G., Boizard, H., (2006). Representing moisture dynamic in tilled soil layers as a function of soil characterization effort. Soil Science Society of America Journal submitted.

Musy, A., Soutter, M., (1991). Physique du sol. Presse polythecniques et universitaires. Romandes, Lausanne. 335 p.

Nicolaeva, S. A., Pachepsky, Y. A., Shcherbakov, G., Shcheglov, A. I., (1986). Modelling of moisture regime for ordinary Chernozems. Pochvovedenie 6:52-59.

Noilhan, J., Planton, S., (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. Monthly Weather Review 117:536-549.

Olioso, A., Braud, I., Chanzy, A., Courault, D., Demarty, J., Kergoat, L., Lewan, L., Ottlé, C., Prévot, L., Wenguang, G. Z., Calvet, J.-C., Cayrol, P., Jongschaap, R., Moulin, S., Noilhan, J., Wigneron, J.-P., (2002). SVAT modeling over the Alpilles-ReSeDA experiment : Comparing SVAT models over Wheat fields. Agronomie : Agriculture and Environment 22(6):651-668.

Olioso, A., Braud, I., Chanzy, A., Demarty, J., Ducro, Y., Gaudu, J. C., Gonzalez-Sosa, E., Lewan, E., Marloie, O., Ottlé, C., Prévot, L., Thony, J. L., Autret, H., Bethenod, O., Bonnefond, J. M., Bruguier, N., Buish, J. P., Calvet, J.-C., Caselles, V., Chauki, H., Cesar Colla, Christophe François, Robert Goujet, Raymond Jongschaapa, Yann Kerra, Christine Kinga, Jean-Pierre Lagouarde, Jean-Paul Laurent, Patrice Lecharpentier, John Mcaneneyae, Sophie Moulinac, Eva Rubioa, Weissa, M., Jean-Pierre Wignerona, (2002). Monitoring energy and mass transfers during the Alpilles-ReSeDA experiment. Agronomie 22:597-610.

Pachepsky, Y., Shcherbakov, G., Varallyay, G., Rajkai, K., (1982). Statistical analysis of water retention relations with other physical properties of soils. Pochvovedenie 2:42-52.

Petersen, G. W., Cunningham, R. L., Matelski, R. P., (1968a). Moisture characteristic of Pennsylvania soils: I. Moisture as related to texture. Soil Science Society of America Proceeding 32:271-275.

Petersen, G. W., Cunningham, R. L., Matelski, R. P., (1968b). Moisture characteristic of Pennsylvania soils: II. Soil factors affecting moisture retention within textural class Silt-Loam. Soil Science Society of America Proceeding:866-870.

Philip, J. R., De Vries, D. A., (1957). Moisture movement in porous materials under temperature gradients. Transactions of the American Geophysical Union 38:222-232.

Pitman, A. J., (1994). Assessing the Sensitivity of a Land-Surface Scheme to the Parameter Values Using a Single Column Model. Journal of Climate 7(12):1856-1869.

Puckett, W. E., Dane, J. H., Hajek, B. F., (1985). Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. Soil Science Society of America Journal 49:831-836.

Rawls, W. J., Brackensiek, D. L., (1985) Prediction of soil water properties for hydrologic modelling. In: Jones, E. B., Ward, T. J., editors; April 30-May 1,1985; New York, NY. American Society of Civil Engineers. p 293-299.

Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., (1982). Estimating soil water retention from soil properties. Journal of Irrigation and Drainage Division ASCE 108:166-171.

Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., (1989). Estimation of soil water retention and hydraulic properties. In: Morel-Seytoux, H.J. Ed. ,. Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling—Theory and Practice. Dordrecht: Kluwer Academic Publishing. p 275-300.

Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., SaxtonK, E., (1982). Estimation of soil water properties. Transactions of the ASAE:1316-1320.

Rawls, W. J., Gimenez, D., Grossmann, R., (1998). Use of soil texture, bulk density and slope of the water retention curve to predict saturated hydraulic conductivity. Transactions of the ASAE 41(4):983-988.

Récan, M., (1982). Simulation numérique du comportement thermique et hydrique d'un sol nu. Application à l'étude de l'évaporation par télédetection. Toulouse: Thèse de docteur ingénieur. Institute National Polytechnique. 112 p.

Refsgaard, J. C., Storm, B., (1995). MIKE SHE. In: Singh, V. P., editor. Computer Models of Watershed Hydrology. Colorado, USA: Water Resources Publications. p 809-846.

Renger, M., (1971). Die Ermittlung der Porengröbenverteilung aus der Körnung, dem Gehalt an organisher substanstz und der laerungsdichte. Z Pflanzenernähr, Bodenkd 130:53-67.

Rubio, E., Caselles, V., Badenas, C., (1997). Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14, [mu]m Wave band: Analysis of two field methods. Remote Sensing of Environment 59(3):490-521.

Salter, P. J., Berry, G., Williams, J. B., (1966). The influence of texture on the moisture characteristics of soil. III. Quantitative relationships between particle Size, composition and available-water capacity. Soil Science 17(1):93-98.

Salter, P. J., Williams, J. B., (1965). The influence of texture on the moisture characteristics of soil. II. Avialable water capacity and moisture release characteristics. Soil Science 16(2):310-317.

Saxton, K. E., Rawls, W. J., Romberger, J. S., Papendick, R. I., (1986). Estimating generalized soil-water characteristics from texture. Soil Science Society of America Journal 50:1031-1036.

Schaap, M. G., Leij, F. J., van Genuchten, M. T., (1999). Abootstrap-neural network approach to predict soil hydraulic parameters. In: M.TH., v. G., editor. Procedding international workshop on characterization and measurements of the hydraulic properties of unsaturated porous media. University of California, Riverside, CA. p 1237-1250.

Scheinost, A. C., Sinowski, W., Auerswald, K., (1997). Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, I. Developing a new pedotransfer function. Geoderma 78(3-4):129-143.

Sillon, J. F., (1999). Etude expérimental et modélisation des effets de la structure de la couche labourée sur le régime hydrique du sol nu en phase de dessèchement : Application à la prévision des jours disponibles.: Thèse de Docteur de l'Institut National Agronomique Paris-Grignon. 222 p.

Soet, M., Stricker, J. N. M., (2003). Functional behaviour of pedotransfer functios in soil water flow simulation. Hydrological processes 17:1659-1670.

Sonneveld, M. P. W., Backx, M. A. H. M., Bouma, J., (2003). Simulation of soil water regimes including pedotransfer functions and land-use related preferential flow. Geoderma 112(1-2):97-110.

Starks, P. J., Heathman, G. C., Ahuja, L. R., Ma, L., (2003). Use of limited soil property data and modeling to estimate root zone soil water content. Journal of Hydrology 272(1-4):131-147.

Stoll, M.P., (1988), Mesure de la température et de l'émissivité de surface par télédétection: modèles et méthodes, in "Télédétection spatiale : aspects physiques et modélisation", CEPADUES-EDITIONS, Toulouse, France : 845-904

Tamari, S., Bruckler, L., Halbertsma, J., Chadoeuf, J., (1993). A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. Soil Science Society of America Journal 57:642-651.

Tietje, O., Hennings, V., (1996). Accuracy of the Saturated Hydraulic Conductivity Prediction by Pedo-transfer Functions Compared to the Variability within FAO Textural Classes. Geoderma 69:71-84.

Tietje, O., Hennings, V., (1996). Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedo-transfer functions compared to the variability within FAO textural classes. Geoderma 69(1-2):71-84.

Tietje, O., Tapkenhinrichs, M., (1993). Evaluation of Pedo-transfer Functions. Soil Science Society of America Journal 57:1088-1095.

Timbal, B., Henderson-Sellers, A., (1998). Intercomparisons of land-surface parameterizations coupled to a limited area forecast model. Global and Planetary Change 19:247-260.

Topp, G. C., Davis, J. L., (1985). Measurement of soil water content using time-domain reflectrometry (TDR): a field evaluation. Soil Science Society of America Journal 49:19-24.

Tyler, S. W., Wheatcraft, S. W., (1989). Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. Soil Science Society of America Journal 53:987-996.

Ulaby, F. T., Moore, R. K., Fung, A. K., (1986). Microwave remote sensing: Volume III. Frome theory to applications.: Artech house.

Van Alphen, B. J., Booltink, H. W. G., Bouma, J., (2001). Combining pedotransfer functions with physical measurements to improve the estimation of soil hydraulic properties. Geoderma 103(1-2):133-147.

van Bavel, C. H. M., Hillel, D., (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 Dam, Huygen, J. C., Wesseling, J. G., Feddes, J. G., Kabat, R. A., van Walsum, P., Groenendijk, P., P. E. V., , van Diepen, C. A.(1997). Theory of SWAP version 2.0. Simulation of water movement flow, solute transport and plant growth in the Soil-Water-Atmosphere-Plant environment. Technical Document 45. Wageningen. Report nr 71. 167 p.

van Dam, J. C., Stricker, N. M., Droogers, P., (1992). Inverse method for determining soil hydraulic functions from one-step outflow experiments. Soil Science Society of America Journal 56:1042-1050.

van Dam, J. C., Stricker, N. M., Droogers, P., (1994). Inverse method to determine soil hydraulic functions from multi-step outflow experiments. Soil Science Society of America Journal 58:647-652.

Van de Griend, A. A., O'Neill, P. E., (1986). Discrimination of soil hydraulic properties by combined thermal infrared and microwave remote sensing.

Van de Griend, A. A., O'Neill, P. E., (1986) Discrimination of soil hydraulic properties by combined thermal infrared and microwave remote sensing.; 8-11 Sept., 1986; Zürich,. Ref. ESA. SP-254. p 839-845.

Van Genuchten, M. T., (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic cinductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal 44:892-898.

Vanclooster, M., Viane, P., Diels, J., Christiaens, K., (1994). WAVE, a mathematical model for simulating water and agrochemicals in the soil and vadose environment. Reference and users manual,. Leuven, Belgium.: Institute for Land and Water Management,.

Vandervaere, J. P., (1995). Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques. Analyse critique des régimes pseudopermanents, méthodes transitoires et cas des sols encroûtés. Thèse de Doctorat de l'Université: Joseph Fourier de Grenoble. 329 p.

Vereecken, H., Diels, J., Van Orshoven, J., Feyen, J., Bouma, J., (1992). Functional evaluation of pedotransfer functions for the estimation of soil hydraulic properties. Soil Science Society of America Journal 56:1371-1378.

Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J., Darius, P., (1989). Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density, and carbon content. Soil Science 148(6):389-403.

Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J., Darius, P., (1990). Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. Soil Science 149(1):1-12.

Wagner, B., Tarnawski, V. R., Hennings, V., Muller, U., Wessolek, G., Plagge, R., (2001). Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. Geoderma 102(3-4):275-297.

Wagner, B., Tarnawski, V. R., Stöekl, M., (2004). Evaluation of pedotransfer functions predicting hydraulic properties of soils and deeper sediments. journal of Plant nutrition and soil sciences 167:236-245.

Wanger, B., Tarnawski, V. R., Wessolek, G., Plagge, R., Hennings, V., Müller, U., (2002). Reply to comments on " Evaluation of pedotransfer functions for unsaturated hydraulic conductivity using an independent data set". Geoderma 108:301-304.

Wanner, W., Strahler, A. H., B. HU, L. P., M. J.-P., X. Li, B. C. L., M.J., B., (1997). Global retrieval of bidirectional reflectance and albedo over land from EOS MODIS and MISR data:theory and algorithm,. Journal of Geophysical Research, 102 (D14):143-161.

Warrick, A. W., Mullen, G. J., Nielsen, D. R., (1977). Scaling field-measured soil hydraulic properties using a similar media concept. Water Resources Research 13:355-362.

Wigneron, J.-P., Calvet , J.-C., Olioso, A., Chanzy, A., Bertuzzi, P., (1999). Estimating the root-zone soil moisture from the combined use of the time series of surface soil moisture and SVAT modelling. Physics and Chemestry of the Earth (B) 24(7):837-843.

Wigneron, J.-P., Calvet, J.-C., Olioso, A., Chanzy, A., Bertuzzi, P., (1999). Estimating the root-zone soil moisture from the combined use of time series of surface soil moisture and SVAT modelling. Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere 24(7):837-843.

Wigneron, J.-P., Kerr, Y., Chanzy, A., Jin, Y.-Q., (1993). Inversion of surface parameters from passive microwave measurements over a soybean field. Remote Sensing of Environment 46(1):61-72.

Williams, R. D., Ahuja, L. R., Naney, J. W., (1992). Comparison of methods to estimate soil water characteristics from soil texture, bulk density, and limited data. Soil Science 153(3):172-183.

Wind, G. P., (1968). Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: Rijtema, B. N., Wassink, H., editors. Water in the unsaturated zone. UNESCO Paris: Proceeding of the Wageningen symposium.

Wösten, J. H. M., (1997). Pedotransfer functions to evaluate soil quality. In: Gregorich, E. G., Carter, M. R., editors. Developments in Soils Sciences. Amsterdam: Elsevier. p 221-245.

Wosten, J. H. M., Lilly, A., Nemes, A., Le Bas, C., (1999). Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. Geoderma 90(3-4):169-185.

Wosten, J. H. M., Pachepsky, Y. A., Rawls, W. J., (2001). Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. Journal of Hydrology 251(3-4):123-150.

Wosten, J. H. M., Veerman, G. J., Stolte, J., (1994). Waterretentie-en doorlatendheids-karakteristieken van boven-en ondergronden in Nederland: de Staringreeks. revised edition ed. Wageningen, the Netherlands: DLO-Staring Centre.

Yapo, P. O., Gupta, H. V., Sorooshian, S., (1998). Multi-objective global optimization for hydrologic models. Journal of Hydrology 204(1-4):83-97.

ANNEXES

ANNEXE A

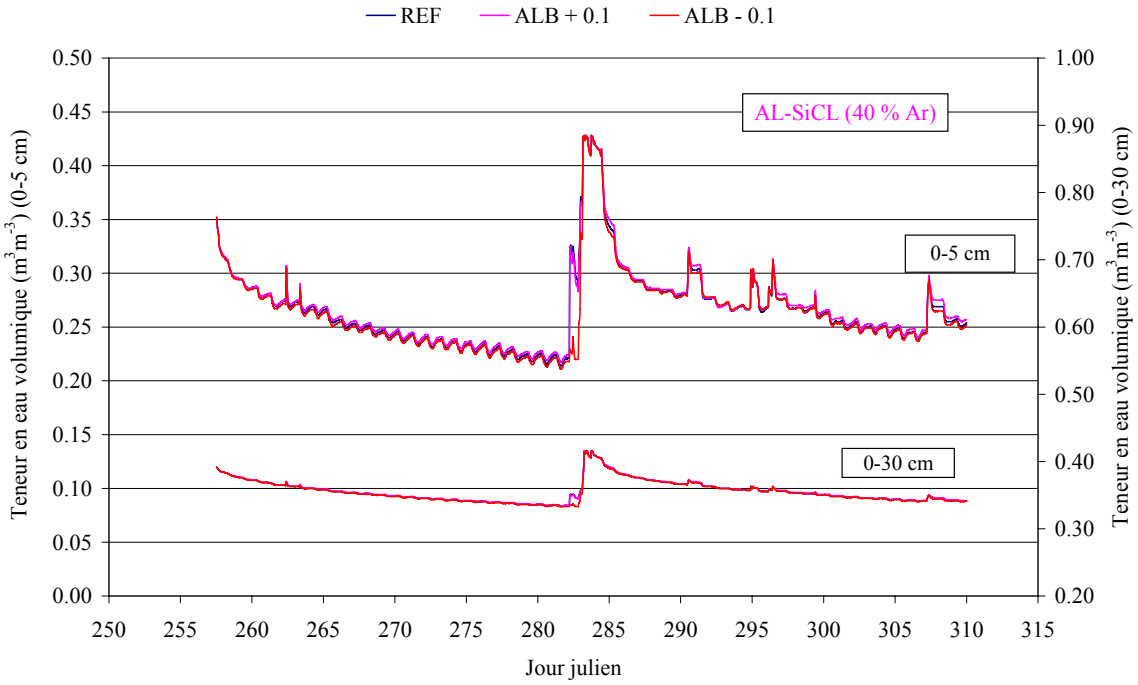
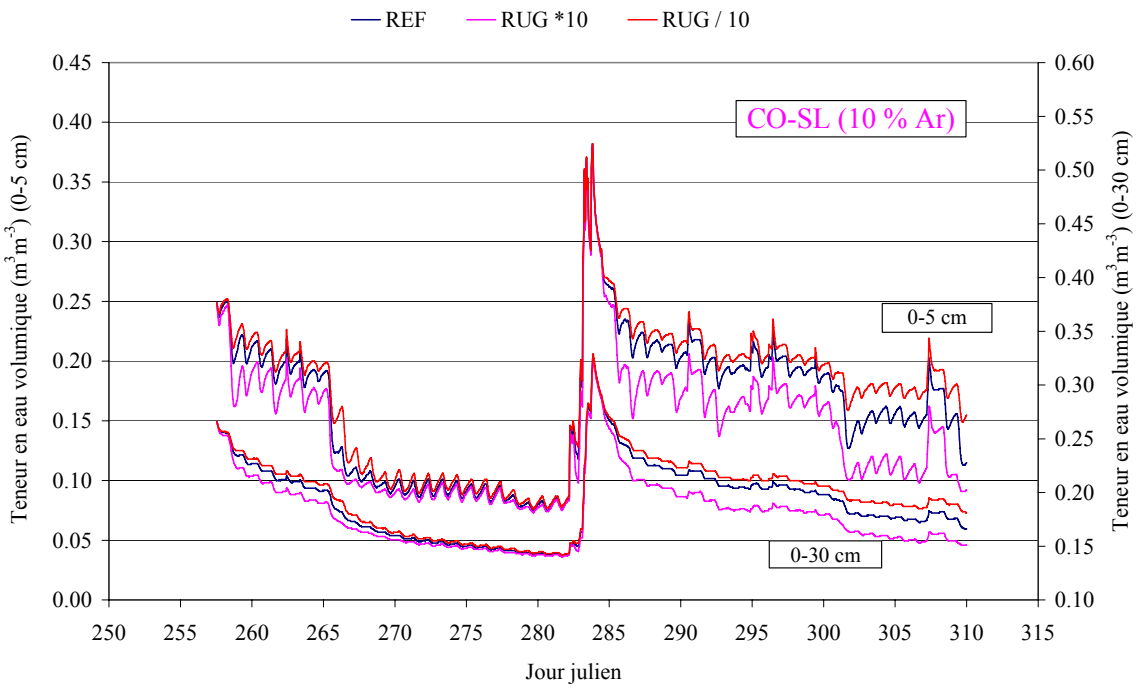
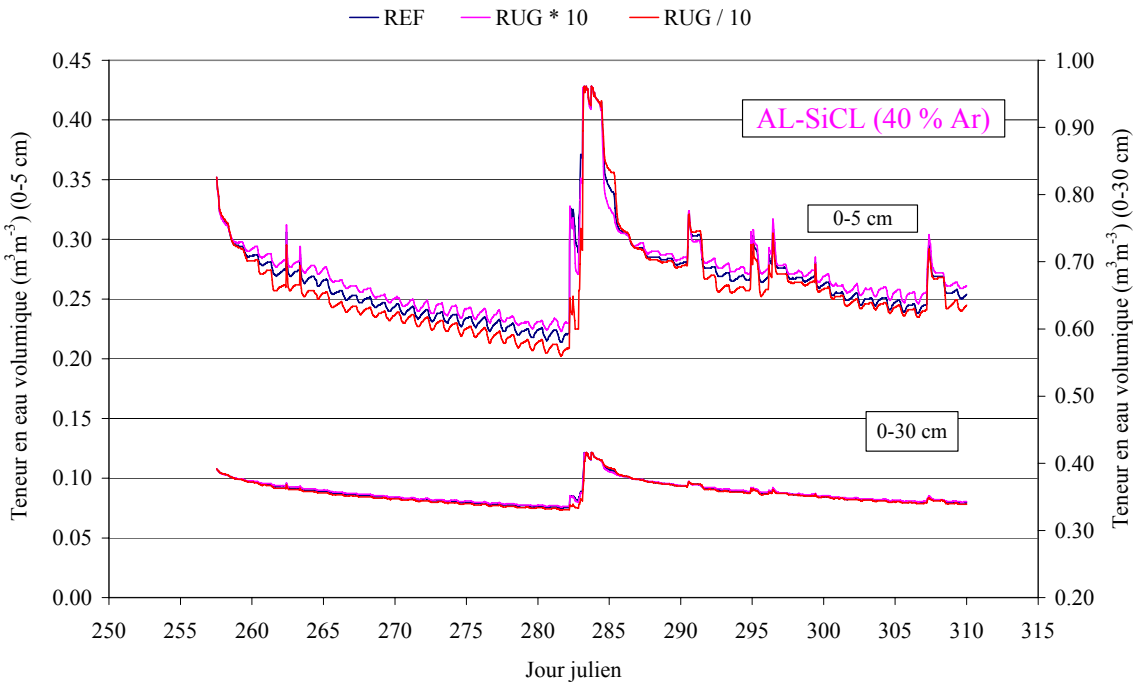


Figure A-1 Evolution de la teneur en eau de surface (horizons 0-5 cm et 0-30 cm) pour un sol argile limoneux en fonction de valeurs déférentes de l'albédo du sol.

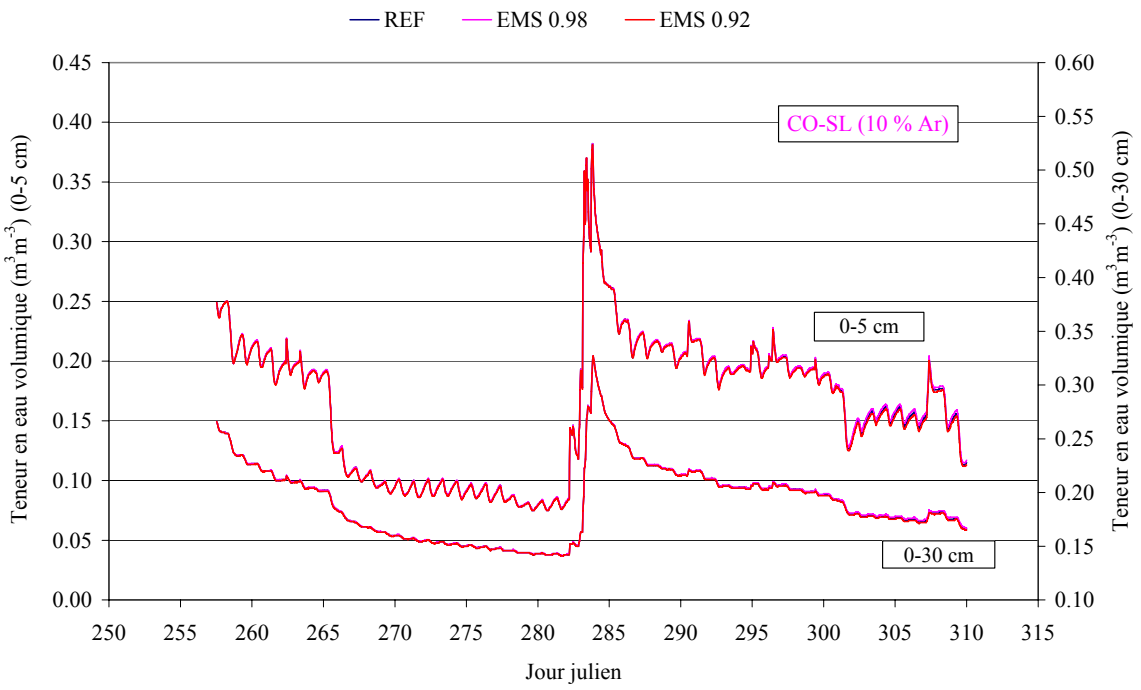


(a)

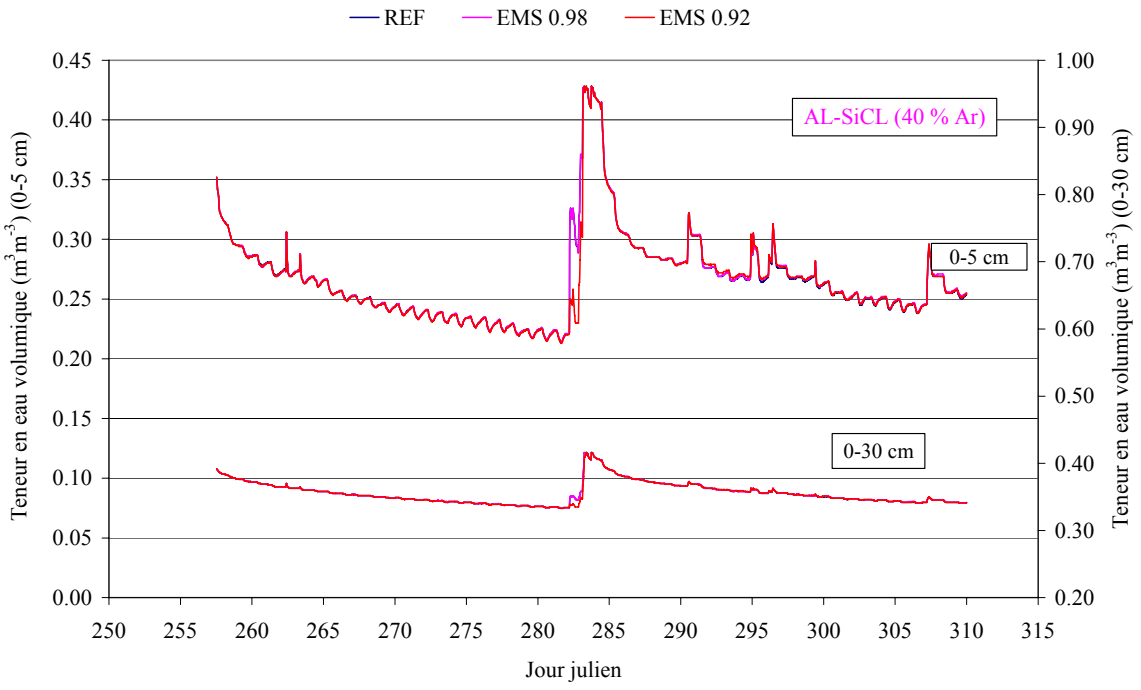


(b)

Figure A-2 Evolution de la teneur en eau de surface (horizons 0-5 cm et 0-30 cm) pour un sol limon sableux (a) ou argile limoneux (b) en fonction de valeurs déférentes de la rugosité du sol.

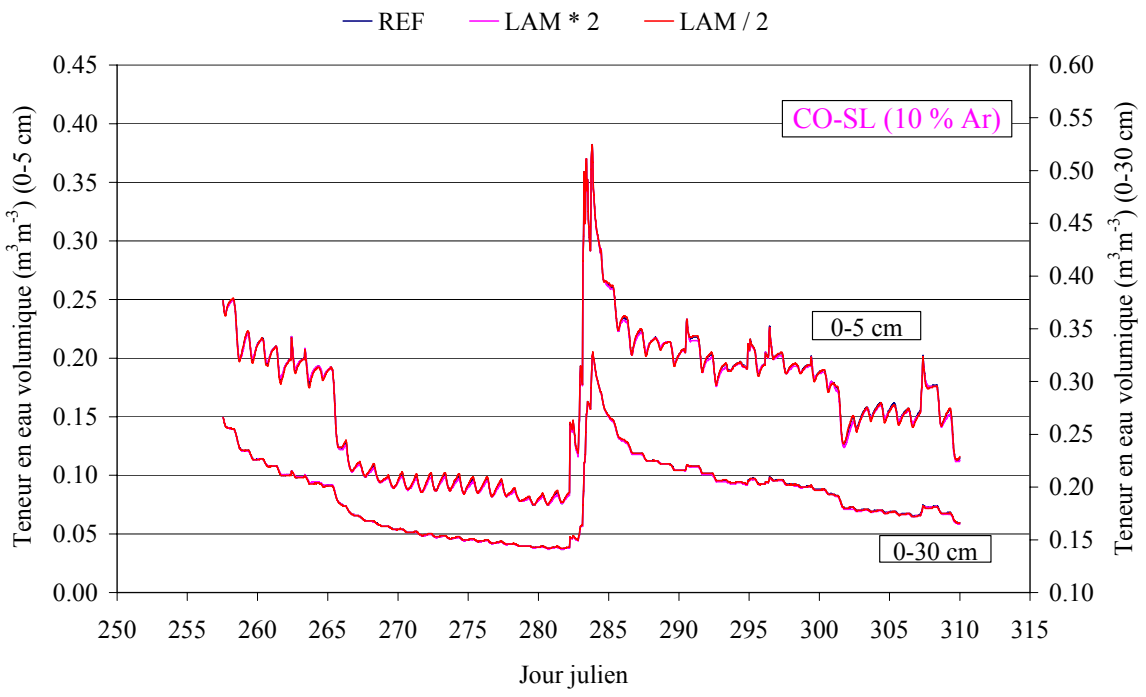


(a)

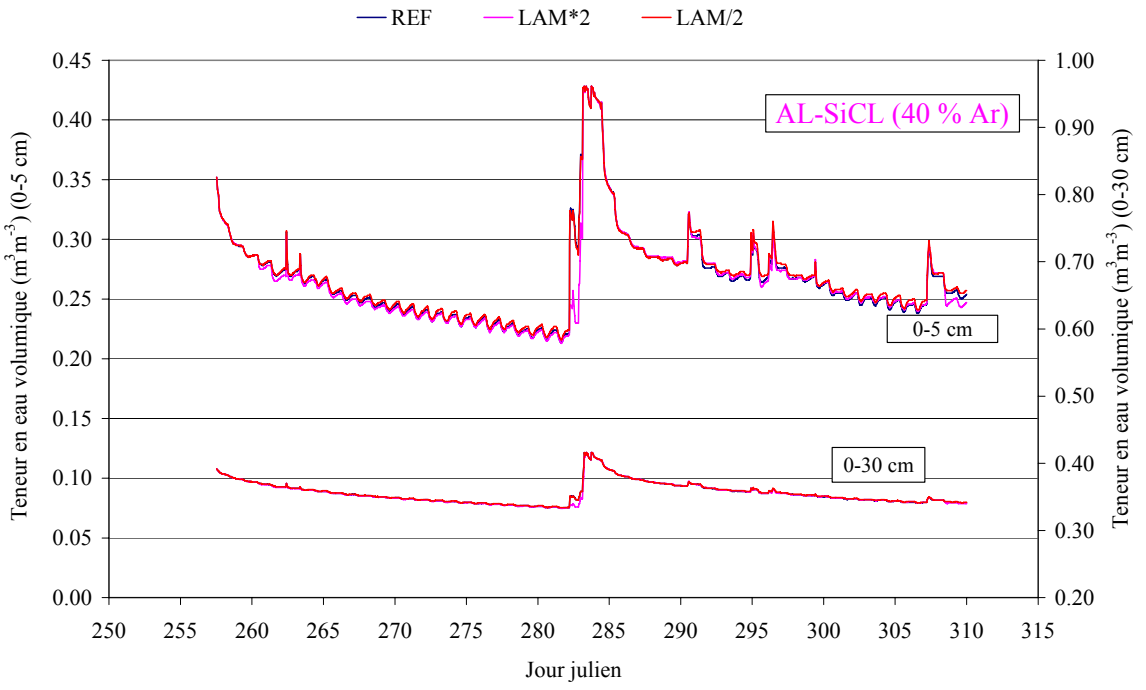


(b)

Figure A-3 Evolution de la teneur en eau de surface (horizons 0-5 cm et 0-30 cm) pour un sol limon sableux (a) ou argile limoneux (b) en fonction de valeurs déférente de l'émissivité du sol.

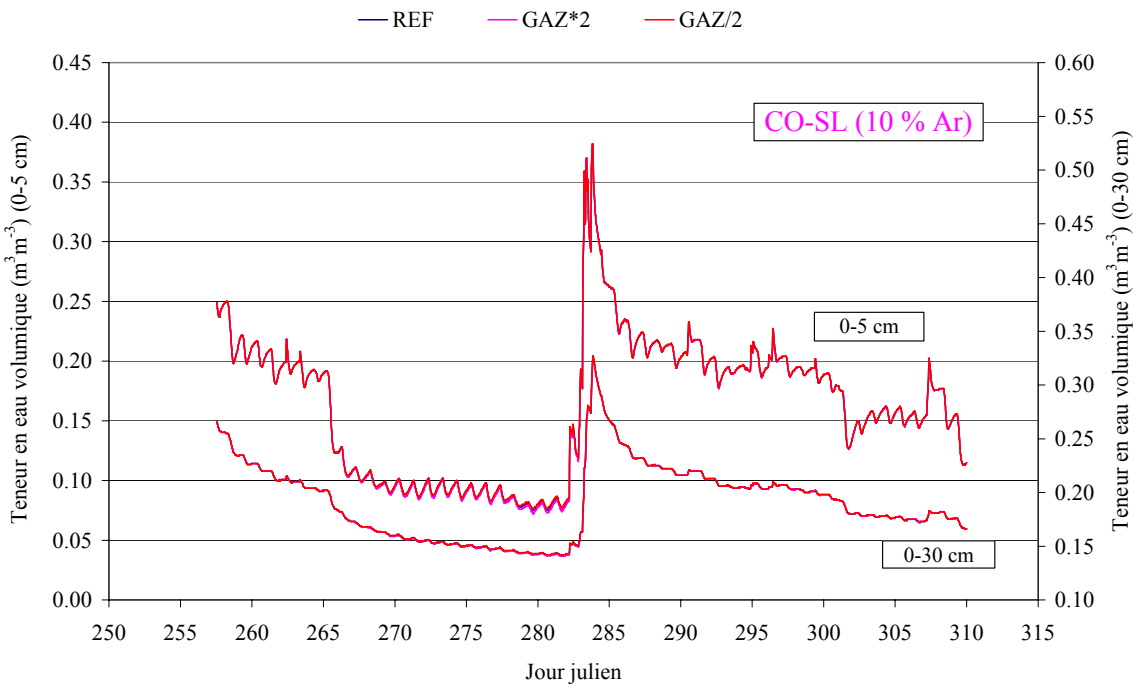


(a)

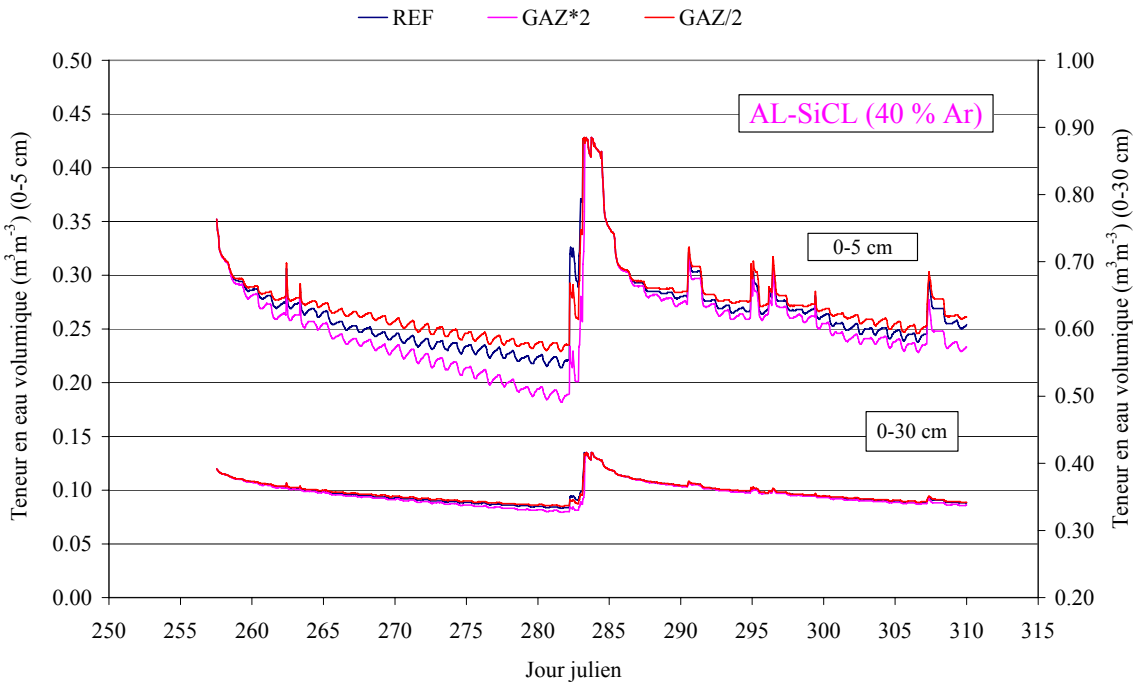


(b)

Figure A-4 Evolution de la teneur en eau de surface (horizons 0-5 cm et 0-30 cm) pour un sol limon sableux (a) ou argilo limoneux (b) en fonction de conductivité thermique différente.



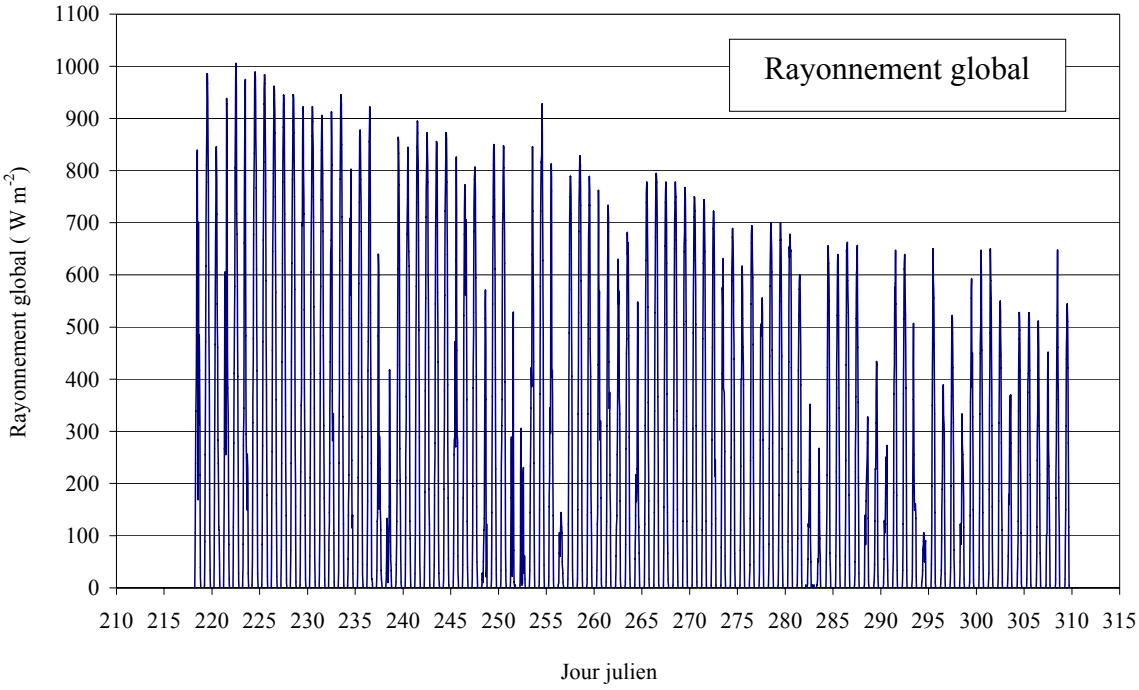
(a)



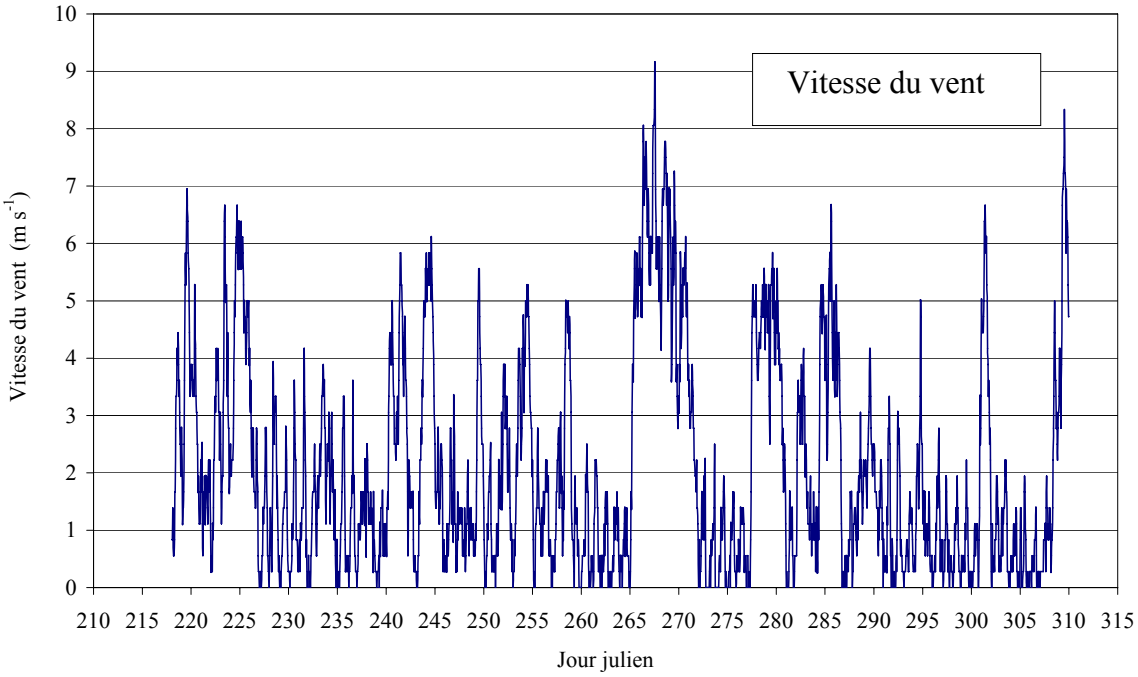
(b)

Figure A-5 Evolution de la teneur en eau de surface (horizons 0-5 cm et 0-30 cm) pour un sol limon sableux (a) ou argile limoneux (b) en fonction du coefficient de diffusion gazeuse différente.

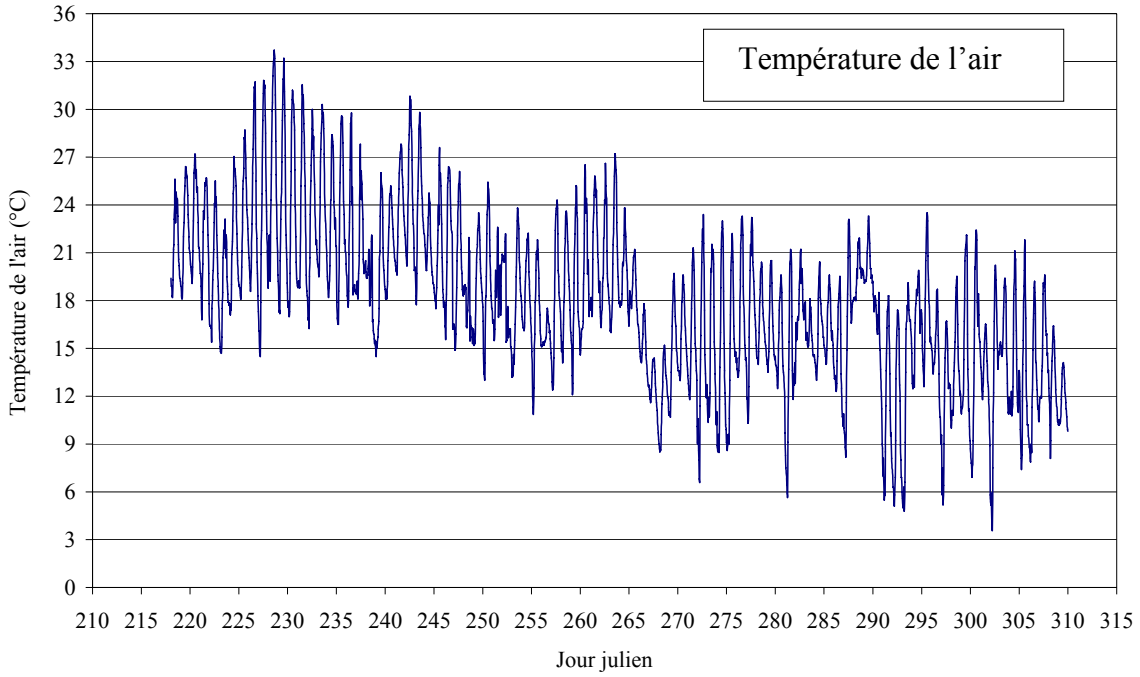
ANNEXE B


Rayonnement global
Rayonnement global (W m-2)
1100
1000
900
800
700
600
500
400
300
200
100
0
210 215 220 225 230 235 240 245 250 255 260 265 270 275 280 285 290 295 300 305 310 315
Jour julien

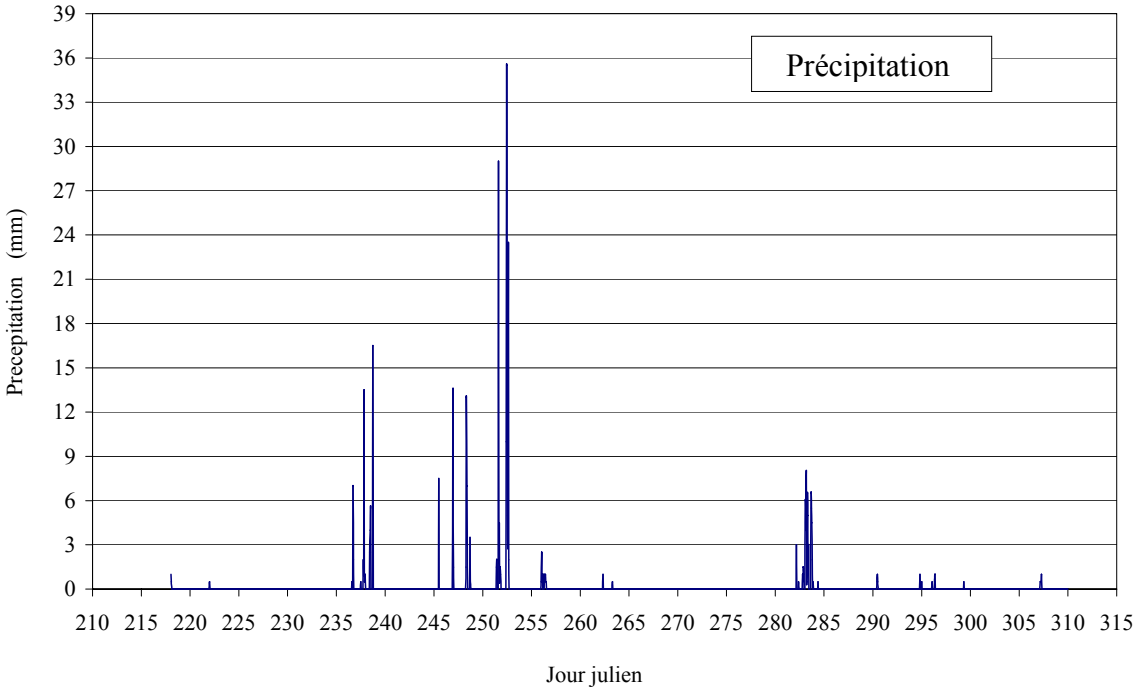
(a)


Vitesse du vent
Vitesse du vent (m s-1)
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
210 215 220 225 230 235 240 245 250 255 260 265 270 275 280 285 290 295 300 305 310 315
Jour julien

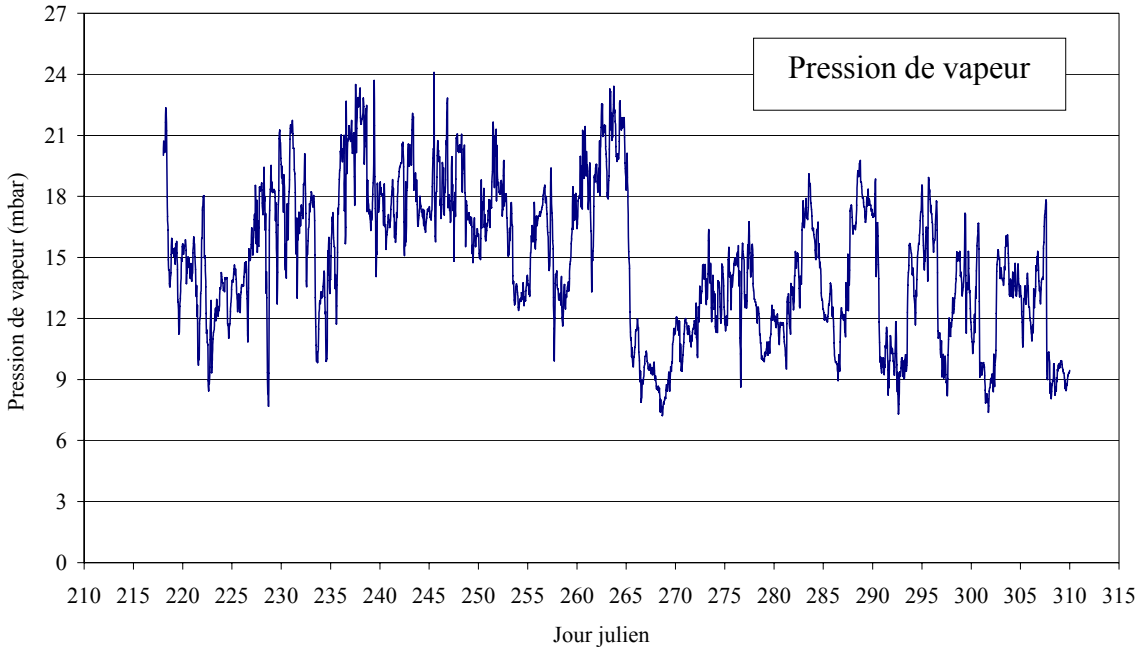
(b)


Température de l'air
Température de l'air (°C)
36
33
30
27
24
21
18
15
12
9
6
3
0
210 215 220 225 230 235 240 245 250 255 260 265 270 275 280 285 290 295 300 305 310 315
Jour julien

(c)

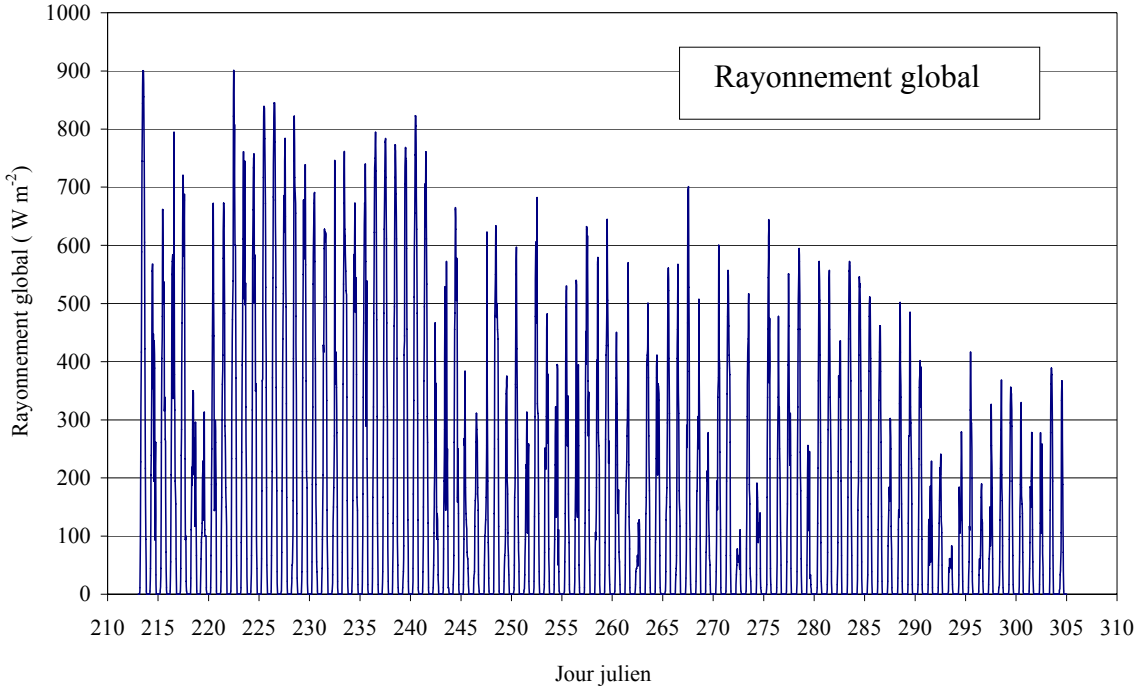

Précipitation
Precepitation (mm)
39
36
33
30
27
24
21
18
15
12
9
6
3
0
210 215 220 225 230 235 240 245 250 255 260 265 270 275 280 285 290 295 300 305 310 315
Jour julien

(d)

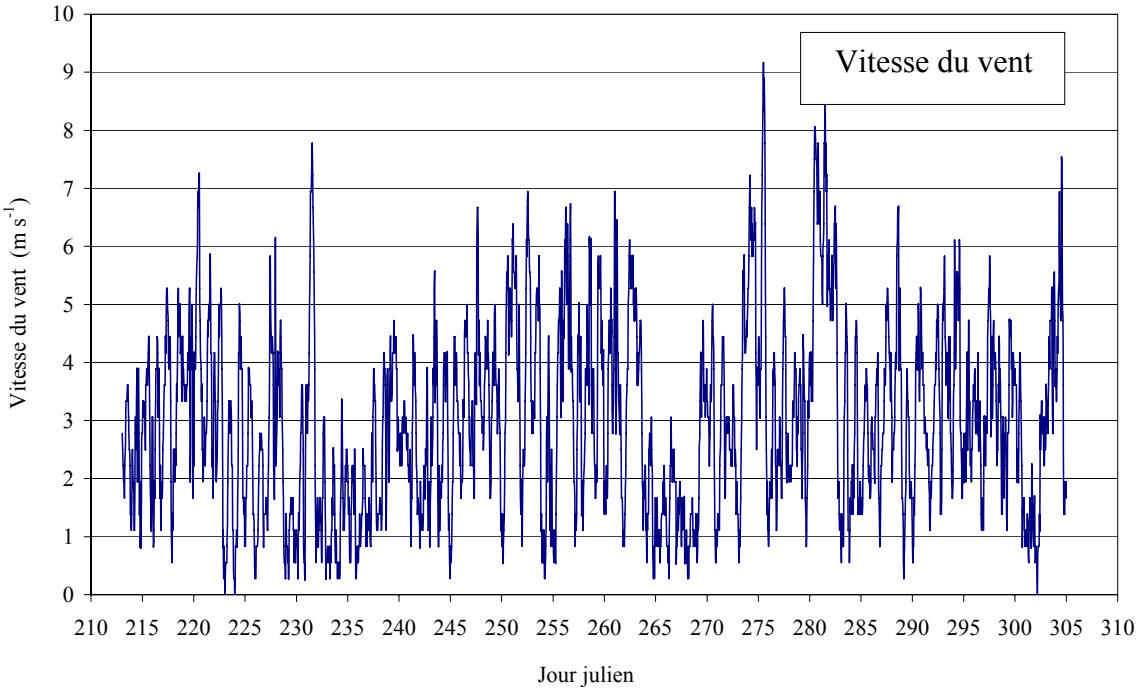


(e)

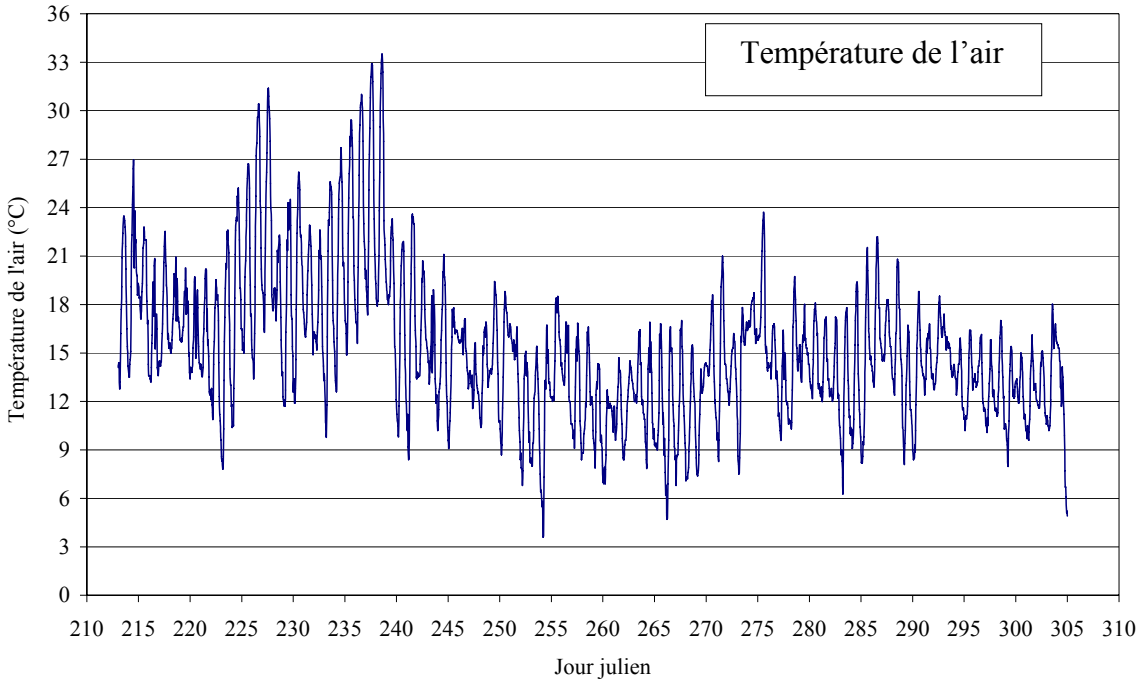
Figure (B-1) les données climatiques de la station d'Avignon


Rayonnement global
Rayonnement global (W m-2)
Jour julien
0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
210 215 220 225 230 235 240 245 250 255 260 265 270 275 280 285 290 295 300 305 310

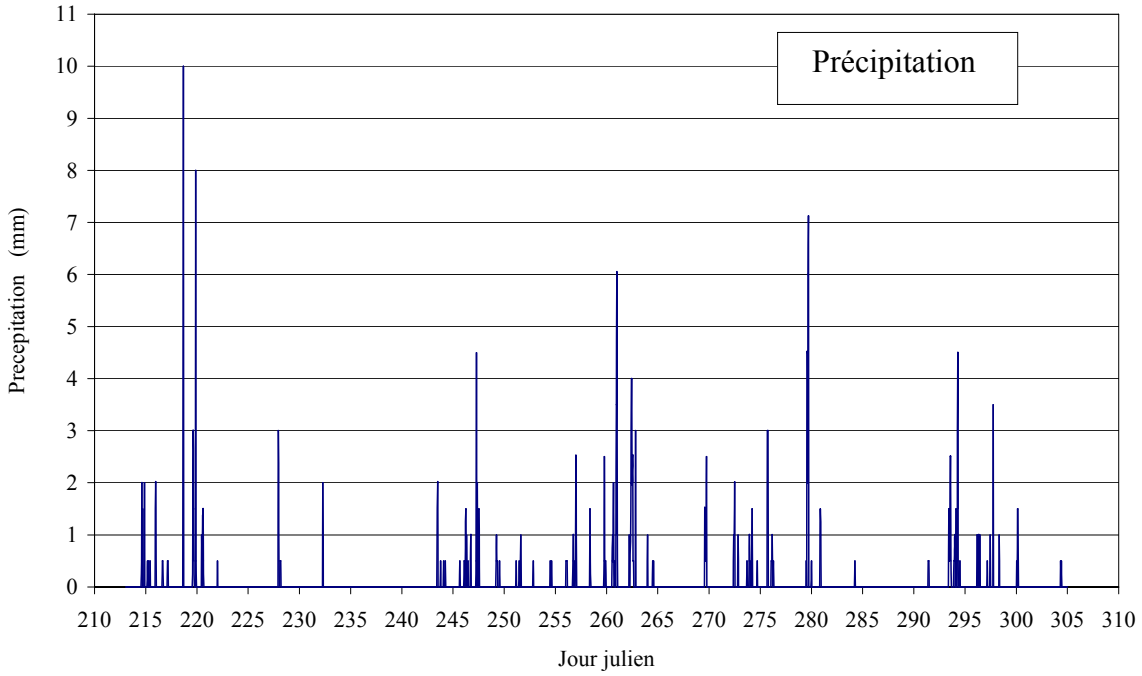
(a)


Vitesse du vent
Vitesse du vent (m s-1)
Jour julien
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
210 215 220 225 230 235 240 245 250 255 260 265 270 275 280 285 290 295 300 305 310

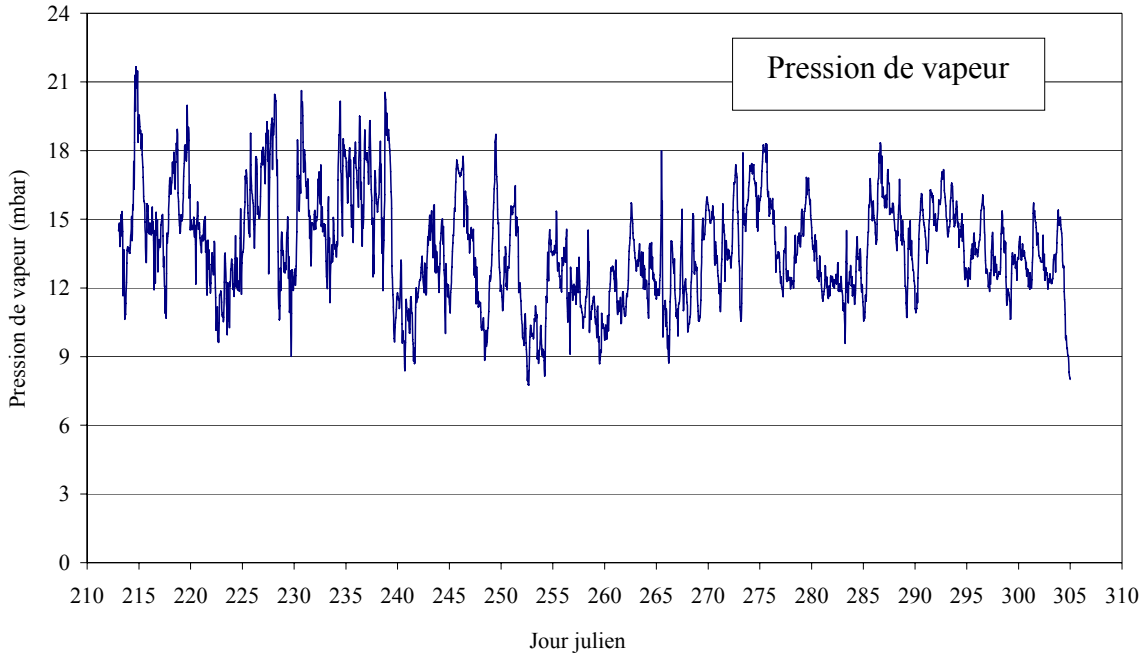
(b)


Température de l'air
Température de l'air (°C)
Jour julien
0
3
6
9
12
15
18
21
24
27
30
33
36
210 215 220 225 230 235 240 245 250 255 260 265 270 275 280 285 290 295 300 305 310

(c)


Précipitation
Precepitation (mm)
Jour julien
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
210 215 220 225 230 235 240 245 250 255 260 265 270 275 280 285 290 295 300 305 310

(d)



(e)

Figure (B-2) les données climatiques de la station de Mons

ANNEXE C

C.1 Les fonctions de pédotransferts de (Cosby et al. 1984) :

Cette FPT permet de calculer les paramètres du modèle de (Campbell 1974) (équations C-1 et C-2).

La courbe de rétention est donnée par :

$$\theta(h) = \theta_s \left(\psi / \psi_e\right)^{-1/b} \qquad \text{(C-1)}$$

La conductivité hydraulique est donnée par :

$$k(\theta) = k_s \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{2b+3} \qquad \text{(C-2)}$$

La fonction de pédotransfert de (Cosby *et al.* 1984) exprime les paramètres des relations (C-1) et (C-2) de la manière suivante :

$$b = 3.1 - 0.157\ (C) - 0.003(S) \qquad \text{(C-3)}$$

$$\log(\psi_e) = 1.54 - 0.0095(S) + 0.0063(Si) \qquad \text{(C-4)}$$

$$\theta_s = 50.5 - 0.142(S) - 0.037(C) \qquad \text{(C-5)}$$

$$k_s = 7.05556 \times 10^{-6} \times 10^{(-0.6 + 0.0126\ S - 0.0064\ C)} \qquad \text{(C-6)}$$

où :

ψ_e est la pression capillaire (en cm),

b est l'index de taille de pore,

θ_s est la teneur en eau à saturation ($cm^3\ cm^{-3}$),

C, S et *Si* sont les pourcentages d'argile, de sable et de limon, respectivement,
K_s est la conductivité hydraulique à saturation (m s^{-1}).

C.2 Les fonctions de pédotransferts de (Rawls et Brackensiek 1985) :

Ces FPTs calculent les paramètres du modèle de (Van Genuchten 1980) avec l'hypothèse de (Mualem 1976). Les modèles de (Van Genuchten 1980) et Van Genuchten-Mualem sont donnés dans les équations (C-7) et (C-8).
La courbe de rétention est donnée par :

$$\theta(\psi)=\theta_r+\frac{\theta_s-\theta_r}{(1+|\alpha\psi|^n)^m} \qquad m=1-1/n \tag{C-7}$$

La conductivité hydraulique est donnée par :

$$k(\theta)=k_s\left(\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}\right)^{1/2}\left[1-\left(1-\left(\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}\right)^{1/m}\right)^m\right]^2 \tag{C-8}$$

Les fonctions de pedotransferts de (Rawls et Brackensiek 1985) s'appuient sur les équations de régression suivantes qui donnent les valeurs des paramètres des équations (C-7) et (C-8) :

$$\begin{aligned}\ln(\psi_b) = {} & 5.3396738+0.1845038(C)-2.48394546(\phi)-0.00213853(C^2)-0.04356349\\ & (S)(\phi)-0.61745089(C)\cdot(\phi)+0.00143598(S^2)\cdot(\phi^2)-0.00855375(C^2)\cdot(\phi^2)-\\ & 1.282\times10^{-5}(S^2)\cdot(C)+0.00895359(C^2)\cdot(\phi)-0.00072472(S^2)\cdot(\phi)+0.0000054(C^2)\\ & (S)+0.50028060(\phi^2)\cdot(C)\end{aligned}$$

(C-9)

$$\begin{aligned}\ln(\lambda) = {} & 0.7842831+0.0177544(S)-1.062498(\phi)-5.304\times10^{-5}(S^2)-0.00273493(C^2)\\ & +1.11134946(\phi^2)-0.03088295(S)\cdot(\phi)+0.00026587(S^2)\cdot(\phi^2)-0.00610522(C^2)\cdot(\phi^2)\\ & -0.00000235(S^2)\cdot(C)+0.00198746(C^2)\cdot(\phi)-0.00674491(\phi^2)\cdot(C)\end{aligned}$$

(C-10)

$$\theta_r = -0.0182482 + 0.00027269(C) + 0.00513488(C) + 0.02939286\ (\phi) - 0.00015395(C^2) - 0.0010827(S)\cdot(\phi) - 0.00018233(C^2)\cdot(\phi^2) + 0.00030703(C^2)\cdot(\phi) - 0.0023584(\phi^2)\cdot(C)$$

(C-11)

$$\ln(K_s) = 19.52348(\phi) - 8.96847 - 0.028212(C) + 0.00018107(S^2) - 0.0094125(C^2) - 8.395215(\phi^2) + 0.077718(S)\cdot(\phi) - 0.00298(S^2)\cdot(\phi^2) - 0.019492(C^2)\cdot(\phi^2) + 0.0000173(S^2)\cdot(C) + 0.0733(C^2)\cdot(\phi) + 0.001434(S^2)\cdot(\phi) - 0.0000035(C^2)\cdot(S)$$

(C-12)

où :

α, n et m sont des paramètres d'ajustement des courbes,

ψ_b est la pression capillaire (cm),

λ est l'index de taille de pores,

ϕ est la porosité de sol.

Les paramètres du modèle de (Van Genuchten 1980) (C-7) et (C-8) sont alors calculés à partir des relations suivantes :

$$\alpha = 1/h_b \qquad \text{(C-13)}$$

$$n = \lambda + 1 \qquad \text{(C-14)}$$

$$m = \lambda / n \qquad \text{(C-15)}$$

C.3 Les fonctions de pédotransferts de Vereecken (1989,1990) :

Les FPTs de (Vereecken *et al.* 1989) calculent les paramètres du modèle de (Van Genuchten 1980) pour la courbe de rétention (éq. C-7) de la façon suivante :

$$\theta_r = 0.015 + 0.005\ C + 0.014\ (OC) \qquad \text{(C-16)}$$

$$\theta_s = 0.81 - 0.283\ \rho_d + 0.001(C) \qquad \text{(C-17)}$$

$$\ln(\alpha) = -2.486 + 0.025\ S - 0.351(OC) - 2.617\,\rho_d - 0.023(C) \qquad \text{(C-18)}$$

$$\ln(n) = 0.053 - 0.009\ S - 0.013(C) + 0.00015(S^2) \qquad \text{(C-19)}$$

en supposant que le paramètre $m = 1$ et où :

OC est le pourcentage de carbone organique exprimée (g $100g^{-1}$),

ρ_d est la masse volumique (g cm^{-3}).

Pour la conductivité hydraulique, les fonctions de pedotransfert de (Vereecken *et al.* 1990) s'appuient sur le modèle de (Gardner 1958) qui est donné par la formule suivante :

$$k(\psi) = \frac{k_s}{(1 + (b\psi)^n)} \qquad \text{(C-20)}$$

Les paramètres du modèle sont donnés par les équations de régression :

$$\ln(b) = -0.73 - 0.01877(S) + 0.058(C) \qquad \text{(C-21)}$$

$$\ln(n) = 1.186 - 0.194\ \ln(C) - 0.0489(Si) \qquad \text{(C-22)}$$

$$\ln(K_s) = 20.62 - 0.96\ \ln(C) - 0.66\ \ln(S) - 0.46\ln(OM) - 8.43\,\rho_d \qquad \text{(C-23)}$$

où :

b et n sont des paramètres d'ajustement.

C.4 Les fonctions de pédotransferts de (Wösten 1997) :

Les FPTs de (Wösten 1997) permettent de calculer les paramètres du modèle de (Van Genuchten 1980) (équation C-7), en supposant $\theta_r = 0$ Le modèle de Van Genuchten-Mualem qui décrit la courbe de la conductivité hydraulique en fonction du potentiel hydrique s'écrit :

$$k(\psi) = k_s \frac{\left[(1+|\alpha\psi|^n)^{1-1/n} - |\alpha\psi|^{n-1}\right]^2}{(1+|\alpha\psi|^n)^{(1-1/n)(l+2)}} \qquad \text{(C-24)}$$

l est un paramètre d'ajustement.

Les équations de régression de (Wösten 1997) sont divisées en deux groupes selon la texture du sol.

- Pour les sols sableux, les paramètres transformés du modèle de (Van Genuchten 1980) avec l'hypothèse de (Mualem 1976) sont :

$$\begin{aligned}\theta_s = &-13.6 - 0.01553\,CS_i + 0.0000836\,CS_i^{\,2} - 0.0973\,CS_i^{\,-1}\,0.708\,\rho_d^{\,-1} - 0.00703\,M_{50} \\ &+ 225.3\,M_{50}^{\,-1} + 2.614\ln(M_{50}) + 0.0084\,OM^{-1} + 0.02256\ln(OM) + 0.00718\,\rho_d \cdot CS_i\end{aligned} \qquad \text{(C-25)}$$

$$K_s{}^* = 9.5 - 1.471\,\rho_d^{\,2} - 0.688\,OM + 0.0369\,OM^2 - 0.332\,\ln(CS_i) \qquad \text{(C-26)}$$

$$\begin{aligned}\alpha^* = &146.9 - 0.0832\,OM - 0.395\,topsoil - 102.1\,\rho_d + 22.61\,D^2 - 70.6\,\rho_d^{\,-1} - 1.872\,CS_i^{\,-1} \\ &- 0.3931\ln(CS_i)\end{aligned}$$

(C-27)

$$l^* = 0.797 - 0.591\,OM - 0.0677\,OM^2 + 0.573\,topsoil \qquad \text{(C-28)}$$

$$\begin{aligned}n^* = &1092 - 0.0957\,CSi - 1.336\,M_{50} - 13.229\,M_{50}^{\,-1} - 0.001203\,M_{50}^{\,2} \\ &+ 234.6\ln(M_{50}) - 2.67\,\rho_d^{\,-1} - 0.115\,OM^{-1} - 0.4129\ln(OM) - 0.0721\,\rho_d \cdot CSi\end{aligned} \qquad \text{(C-29)}$$

- pour les sols argileux et limoneux les paramètres transformés de l'équation (Van Genuchten 1980) sont :

$$\theta_s = 0.8085 - 0.2617\,\rho_d - 0.038\,topsoil + 0.00001046\,C^2 + 0.01287\ln(OM) \\ 0.000789\,C \cdot topsoil \qquad \text{(C-30)}$$

$$K_s{}^* = -43.1 + 64.8 \cdot \rho_d - 22.21 \cdot \rho_d{}^2 + 7.02 \cdot OM - 0.1562 \cdot OM^2 + 0.985 \cdot \ln(OM) \\ -0.01332 \cdot C \cdot OM - 4.71 \cdot \rho_d \cdot OM$$

(C-31)

$$\alpha^* = 11 - 2.298\,\rho_d{}^2 - 12.41\,\rho_d{}^{-1} + 0.838\,OM + 0.343\,OM^{-1} + 2.03\ln(OM) \\ -1.263\,\rho_d \cdot OM \qquad \text{(C-32)}$$

$$l^* = 0.451 + 2.678\,\rho_d{}^{-1} - 1.093\ln(C) \qquad \text{(C-33)}$$

$$n^* = -0.34 + 1.224\,\rho_d{}^{-1} - 0.7952\,\ln(C) - 0.3201\,\ln(OM) + 0.0651\,\rho_d \cdot OM \qquad \text{(C-34)}$$

où :

topsoil est un paramètre qui est égal à 1 pour l'horizon de surface et à 0 pour les horizons profonds,

M_{50} est la médiane des particules de sable (µm),

CSi est la somme des pourcentages d'argile et de limon.

Les paramètres du modèle de (Van Genuchten 1980) sont alors calculés à partir des relations suivantes :

$$\alpha = \exp(\alpha^*) \qquad \text{(C-35)}$$

$$n = \exp(n^*) + 1 \qquad \text{(C-36)}$$

Pour les sols sableux :

$$l = 2\,(\exp(l^*) - 1)\,/(\exp(l^*) + 1) \qquad \text{(C-37)}$$

Pour les sol argileux et limoneux :

$$l = 10\,(\exp(l^*) - 1)\,/(\exp(l^*) + 1) \qquad \text{(C-38)}$$

ANNEXE D

Tableau D-1 : Inertie thermique des sols étudiés

Sol	Texture	Inertie thermique ($J\ m^{-2}\ K^{-1}\ s^{-1/2}$),
CO-SiL	Silt loam	2635
MX-SL	Sand loam	2700
MO-SiL	Silt loam	2635
AL-SiCL	Silt clay loam	2440
AL-SiL	Silt loam	2635
PO-SiCL	Silt clay loam	2440
ME-C	Clay	2180
TILL	Silt loam	2635
NOTILL	Silt loam	2635
COMP	Silt loam	2635

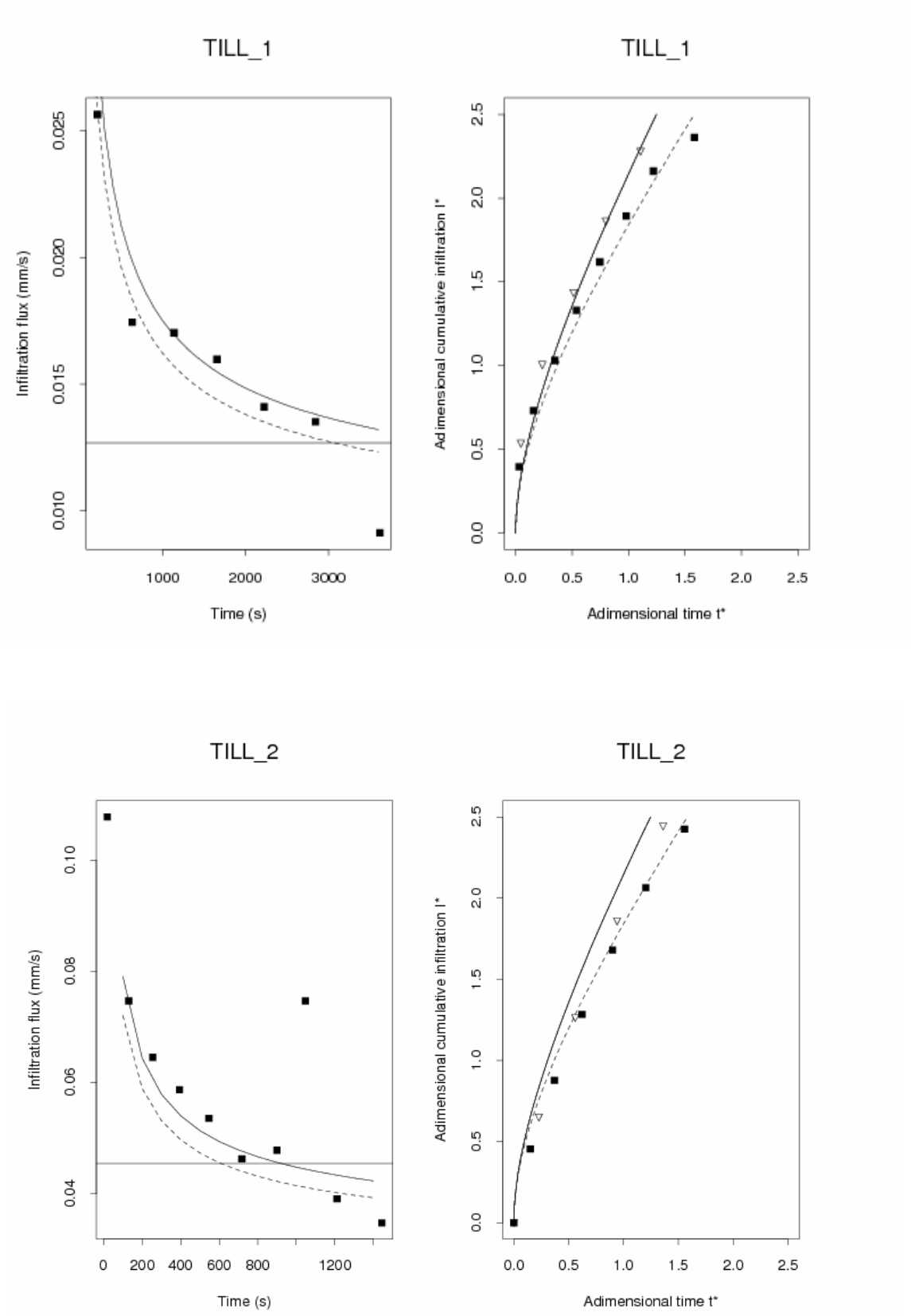
Tableau D-2: Les paramètres des calculs de la température du sol

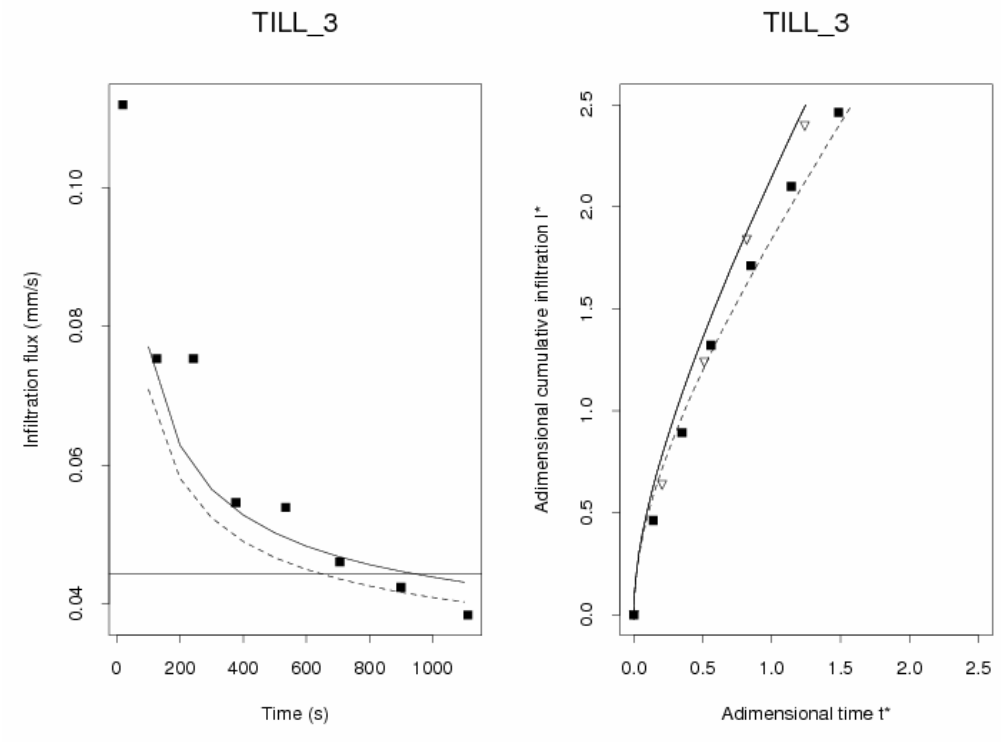
Profondeur (m)	0.0	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60	0.70	0.80
$T_{mean}(z)$ (° C)	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00
$T_{amp}(z)$ (° C)	6.50	6.31	6.12	5.94	5.76	5.59	5.43	5.27	5.11
Phase (z)	103.42	105.58	107.75	109.91	112.07	114.23	116.40	118.56	120.72

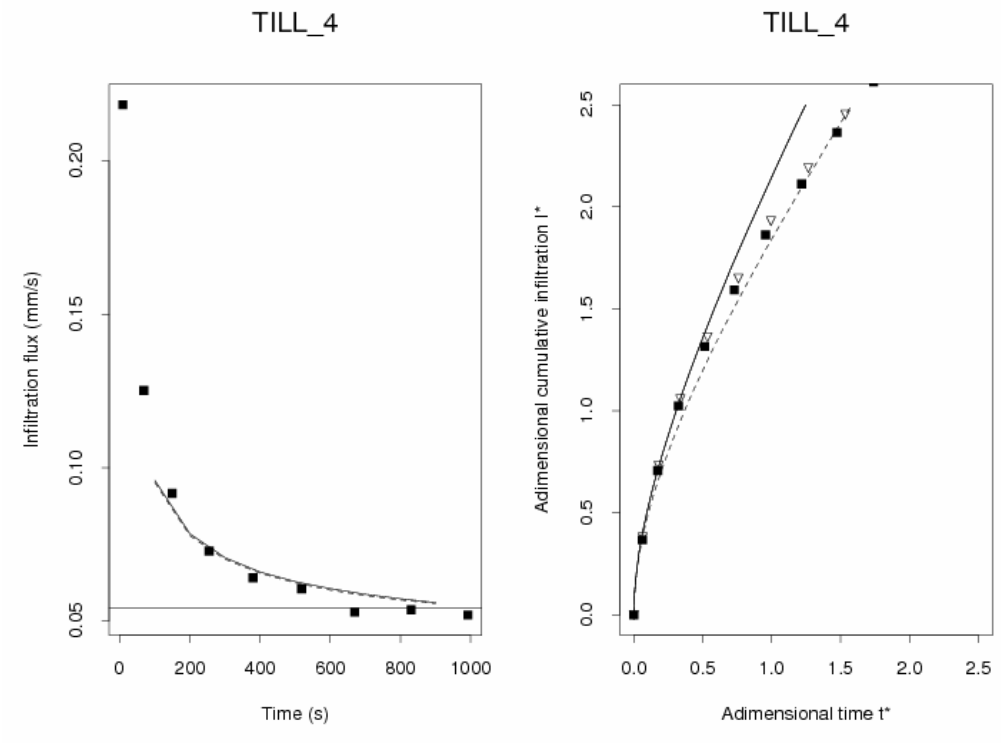
Tableau D-3: Valeurs d'albédo retenues pour les sols étudiés

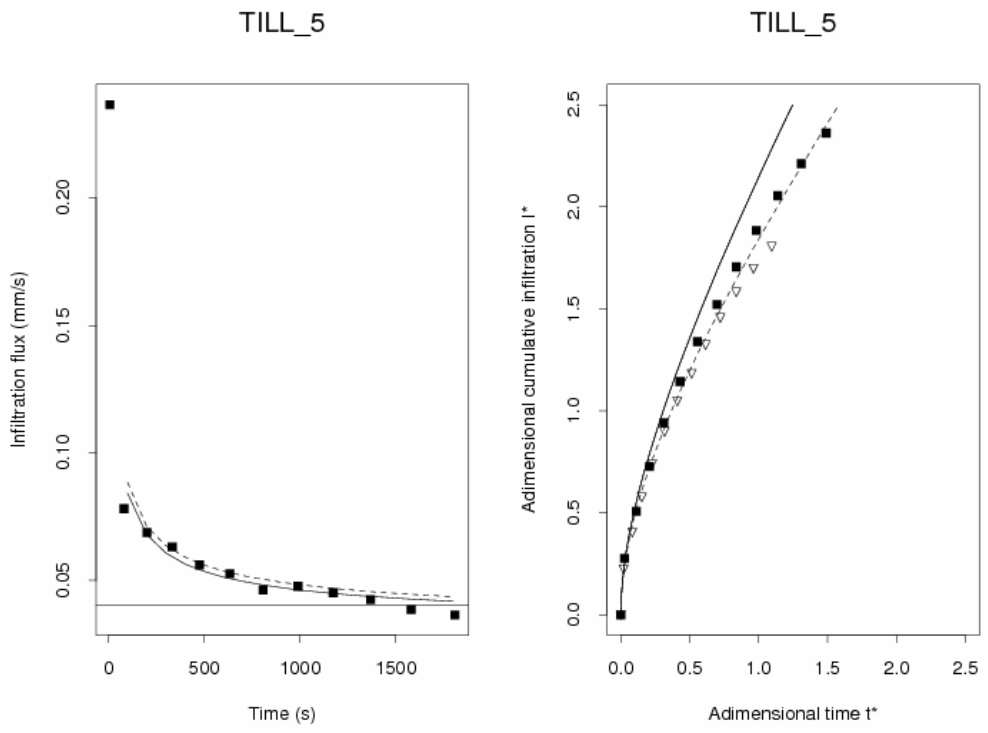
Sol	α_{max}	α_{min}	θ_{max}	θ_{min}	Profondeur cm	Référence
CO-SiL	0.35	0.25	0.30	0.20	0-5	(Chanzy 1991)
MX-SL	0.145	0.065	0.22	0.15	0-5	(Findeling 2001)
MO-SiL	0.31	0.17	0.287	0.191	0-1	(Sillon 1999)
AL-SiCL	0.20	0.12	0.23	0.15	0-5	(Olioso *et al.* 2002)
AL-SiL	0.30	0.20	0.25	0.15	0.-5	(Olioso *et al.* 2002)
PO-SiCL	0.25	0.13	0.30	0.17	0-5	(Chanzy 1991)
ME-C	0.22	0.15	0.35	0.30	0.-5	(Aboudrare 2000)
TILL	0.29	0.14	0.24	0.15	0-1	(Sillon 1999)
NOTILL	0.29	0.14	0.24	0.15	0-1	(Sillon 1999)
COMP	0.35	0.18	0.35	0.27	0-1	(Sillon 1999)

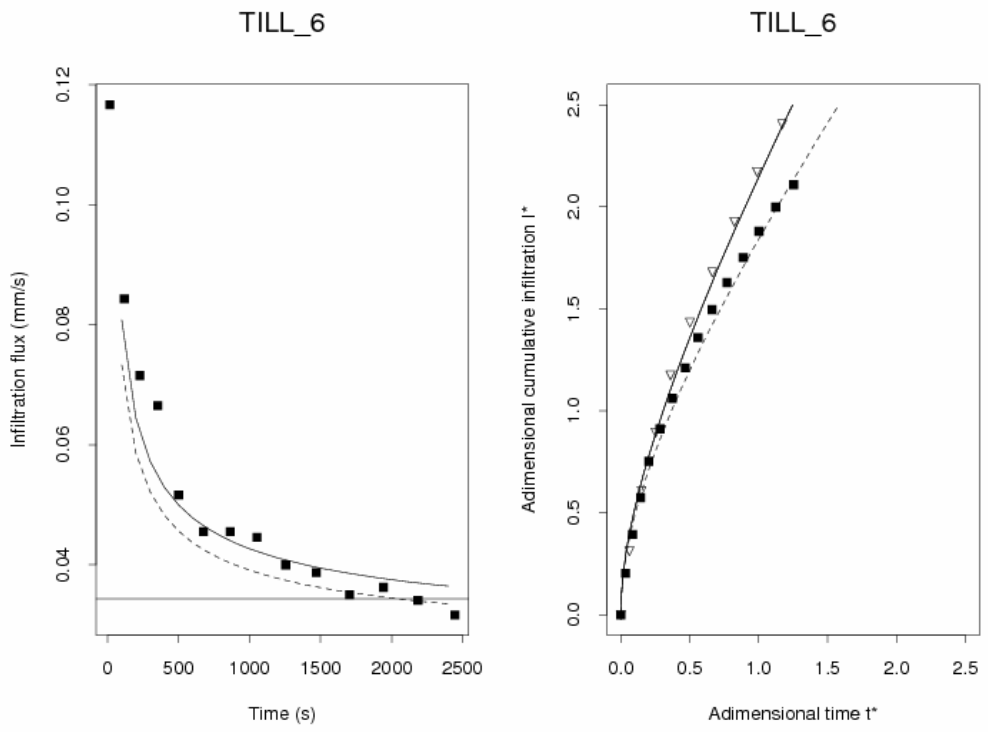
ANNEXE E

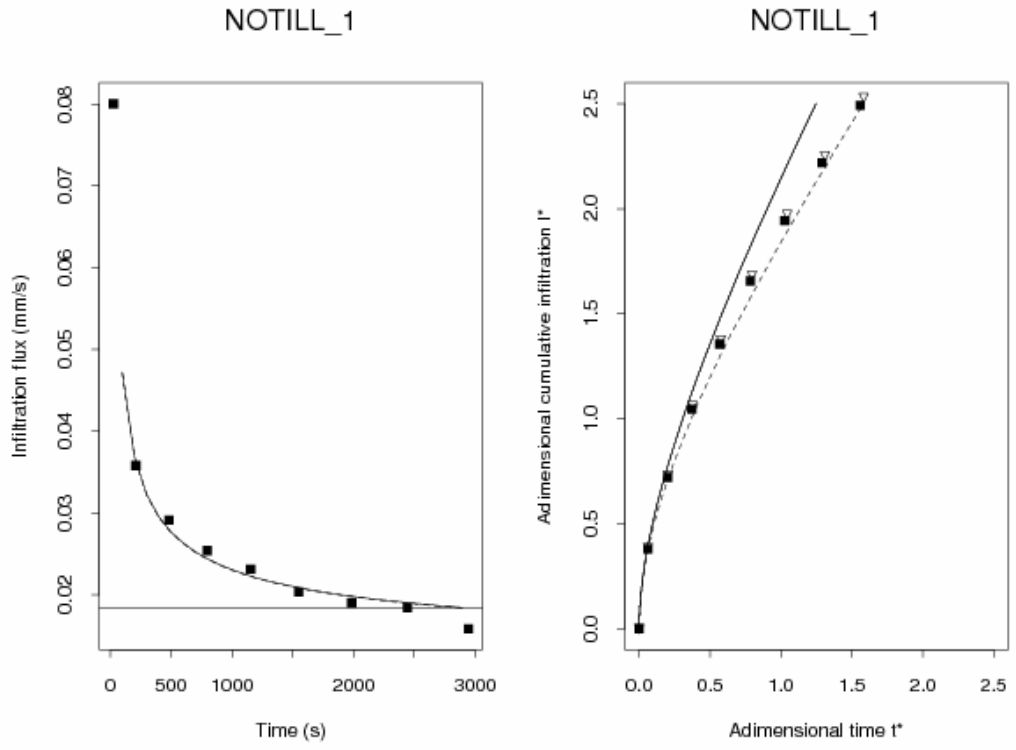

TILL_1
Infiltration flux (mm/s)
0.010
0.015
0.020
0.025
1000
2000
3000
Time (s)
TILL_1
Adimensional cumulative infiltration I*
0.0
0.5
1.0
1.5
2.0
2.5
Adimensional time t*
TILL_2
Infiltration flux (mm/s)
0.04
0.06
0.08
0.10
0
200
400
600
800
1200
Time (s)
TILL_2
Adimensional cumulative infiltration I*
Adimensional time t*

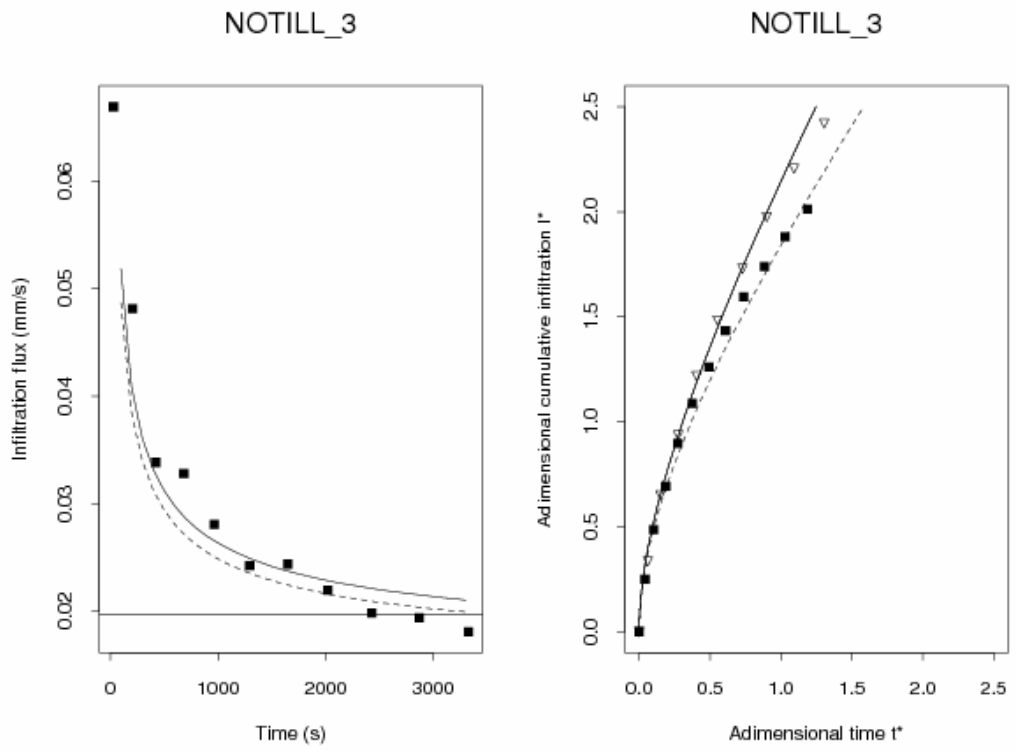

TILL_3
Infiltration flux (mm/s)
0.04
0.06
0.08
0.10
0
200
400
600
800
1000
Time (s)
TILL_3
Adimensional cumulative infiltration I*
0.0
0.5
1.0
1.5
2.0
2.5
Adimensional time t*

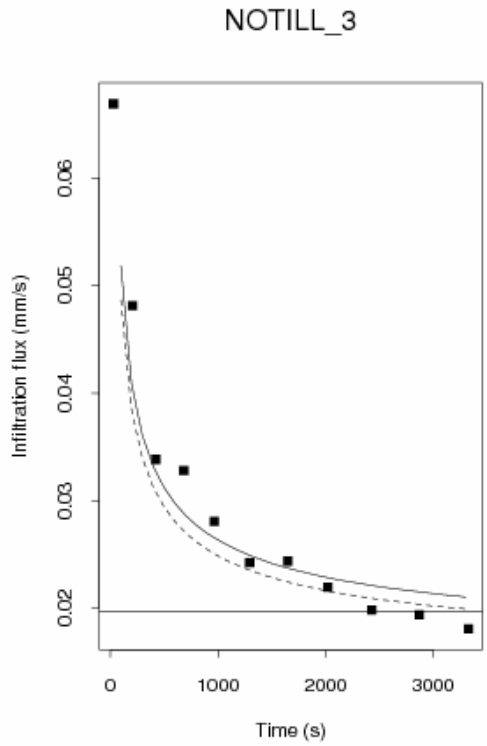

TILL_4
Infiltration flux (mm/s)
0.05
0.10
0.15
0.20
0
200
400
600
800
1000
Time (s)
TILL_4
Adimensional cumulative infiltration I*
0.0
0.5
1.0
1.5
2.0
2.5
Adimensional time t*

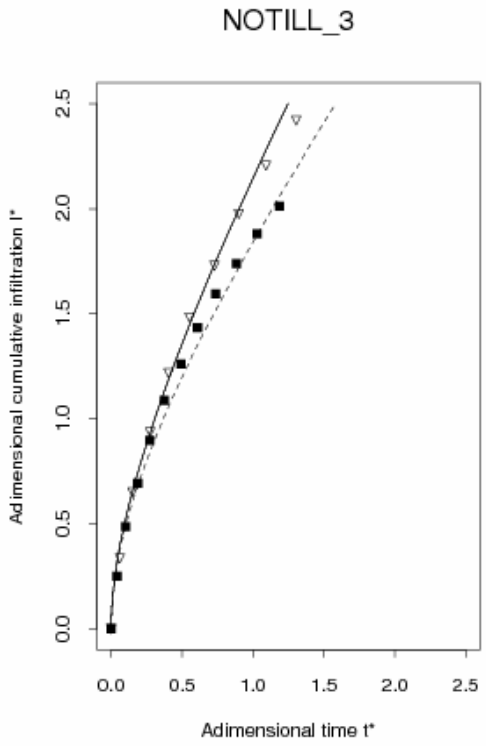

TILL_5
Infiltration flux (mm/s)
0.05
0.10
0.15
0.20
0
500
1000
1500
Time (s)
TILL_5
Adimensional cumulative infiltration I*
0.0
0.5
1.0
1.5
2.0
2.5
Adimensional time t*

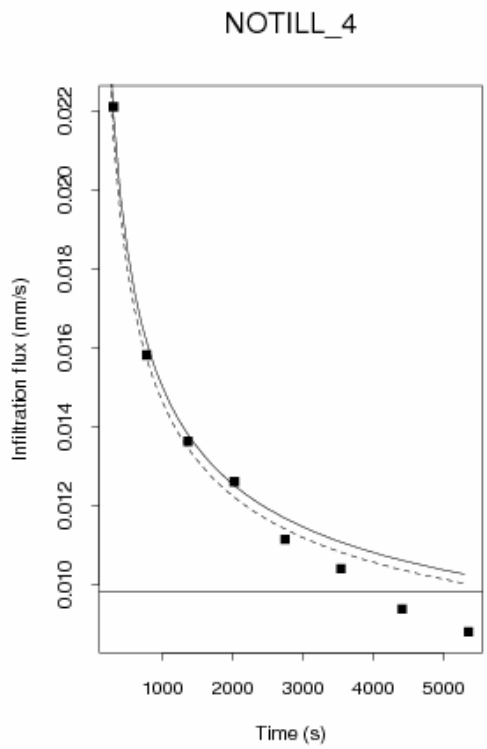

TILL_6
Infiltration flux (mm/s)
0.04
0.06
0.08
0.10
0.12
0
500
1000
1500
2000
2500
Time (s)
TILL_6
Adimensional cumulative infiltration I*
0.0
0.5
1.0
1.5
2.0
2.5
Adimensional time t*

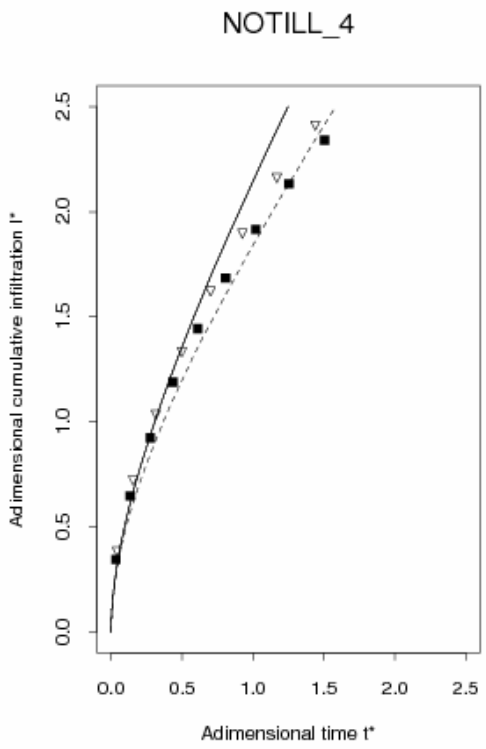

NOTILL_1
Infiltration flux (mm/s)
0.02
0.03
0.04
0.05
0.06
0.07
0.08
0
500
1000
2000
3000
Time (s)
NOTILL_1
Adimensional cumulative infiltration I*
0.0
0.5
1.0
1.5
2.0
2.5
Adimensional time t*


NOTILL_3
Infiltration flux (mm/s)
0.02
0.03
0.04
0.05
0.06
0
1000
2000
3000
Time (s)
NOTILL_3
Adimensional cumulative infiltration I*
0.0
0.5
1.0
1.5
2.0
2.5
Adimensional time t*


NOTILL_3
Infiltration flux (mm/s)
0.02
0.03
0.04
0.05
0.06
0
1000
2000
3000
Time (s)


NOTILL_3
Adimensional cumulative infiltration I*
0.0
0.5
1.0
1.5
2.0
2.5
Adimensional time t*


NOTILL_4
Infiltration flux (mm/s)
0.010
0.012
0.014
0.016
0.018
0.020
0.022
1000
2000
3000
4000
5000
Time (s)


NOTILL_4
Adimensional cumulative infiltration I*
0.0
0.5
1.0
1.5
2.0
2.5
Adimensional time t*

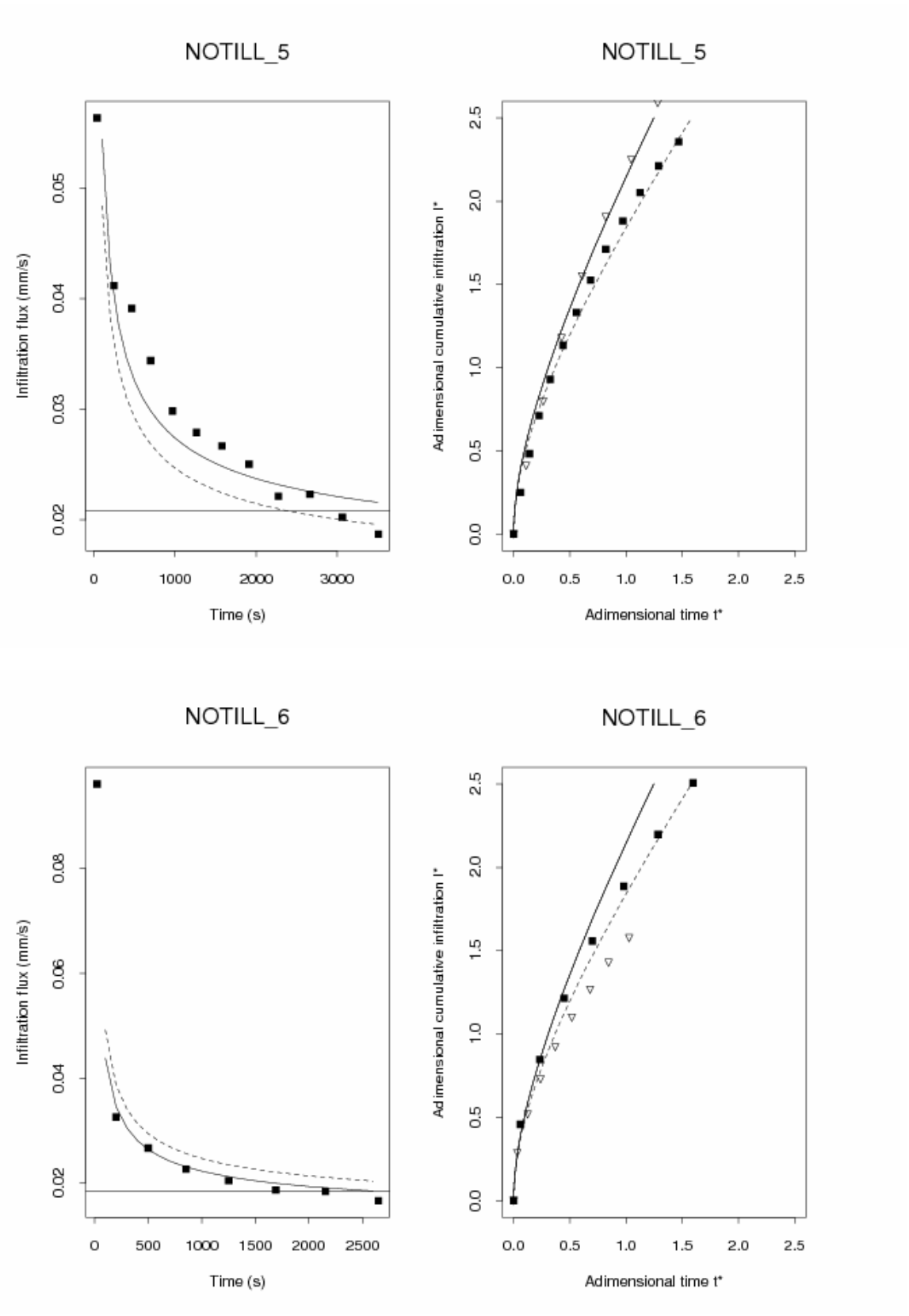


Figure (E-1) montre les courbes intermédiaires d'ajustement de la méthode de Beerkan

ANNEXE F

Tableau (F-1) illustre les paramètres hydrodynamiques utilisés dans les simulations

Soil Name	Depth cm	Range of soil water content ($m^3\ m^{-3}$)	Retention curve	Hydraulic conductivity
CO-SiL	0-80	If $\theta \leq 0.197$	$\theta(\psi) = 0 + \frac{0.386 - 0}{(1 + \lvert 3.420\psi \rvert^{1.247})^{0.198}}$	$\log_{10}(k) = -15.58 + 50.35 * \theta - 92.63 * \theta^2 + 62.51 * \theta^3$
		If $\theta > 0.197$	$\theta(\psi) = 0.088 + \frac{0.457 - 0.088}{(1 + \lvert 1.209\psi \rvert^{1.720})^{0.419}}$	
MO-SiL	0-33	If $\theta \leq 0.205$	$\theta(\psi) = 0.0084 + \frac{0.842 - 0.0084}{(1 + \lvert 6.68\psi \rvert^{1.343})^{0.255}}$	If $\theta \leq 0.0.323$
		If $0.205 > \theta > 0.310$	$\theta(\psi) = 0 + \frac{0.315 - 0}{(1 + \lvert 0.186\psi \rvert^{1.51})^{0.338}}$	$\log_{10}(k) = -16.64 + 57.96 * \theta - 186.72 * \theta^2 + 371.9 * \theta^3$
		If $\theta > 0.310$	$\theta(\psi) = 0.297 + \frac{0.52 - 0.297}{(1 + \lvert 7.27\psi \rvert^{2.64})^{0.621}}$	If $\theta > 0.0.323$
				$\log_{10}(k) = -11.50 + 14.17 * \theta$
	33-80	If $\theta \leq 0.290$	$\theta(\psi) = 0 + \frac{0.428 - 0}{(1 + \lvert 0.501\psi \rvert^{1.33})^{0.248}}$	$k(\theta) = 3.6 \times 10^{-6} \left(\frac{\theta}{0.432} \right)^{25.54}$
		If $\theta > 0.290$	$\theta(\psi) = 0 + \frac{0.432 - 0}{(1 + \lvert 1.67\psi \rvert^{1.09})^{0.083}}$	

MX-SL	0-20		$\theta(\psi)=0.05+\frac{0.412-0.05}{(1+\lvert 5.282\psi\rvert^{1.278})^{0.218}}$	$k(\theta)=2.00\times10^{-6}\left(\frac{\theta}{0.412}\right)^{11.70}$
	20-80		$\theta(\psi)=\theta_r+\frac{0.48-0.01}{(1+\lvert 10.77\psi\rvert^{1.17})^{m}}$	$k(\theta)=1.40\times10^{-5}\left(\frac{\theta}{0.48}\right)^{20.00}$
AL-SiL	0-10		$\theta(\psi)=0+\frac{0.508-0}{(1+\lvert 10\psi\rvert^{2.21})^{0.095}}$	$k(\theta)=3.00\times10^{-6}\left(\frac{\theta}{0.508}\right)^{13.14}$
	10-40		$\theta(\psi)=0+\frac{0.488-0}{(1+\lvert 4\psi\rvert^{2.21})^{0.099}}$	$k(\theta)=1.00\times10^{-6}\left(\frac{\theta}{0.488}\right)^{12.58}$
	40-80		$\theta(\psi)=0+\frac{0.424-0}{(1+\lvert 0.67\psi\rvert^{2.22})^{0.099}}$	$k(\theta)=1.00\times10^{-7}\left(\frac{\theta}{0.424}\right)^{12.58}$
PO-SiCL	0-10	If $\theta \le 0.204$ If $\theta > 0.204$	$\theta(\psi)=0+\frac{0.267-0}{(1+\lvert 0.05\psi\rvert^{1.37})^{0.27}}$ $\theta(\psi)=0+\frac{0.513-0}{(1+\lvert 284\psi\rvert^{1.10})^{0.091}}$	$\log_{10}(k)=-13.95+4.35*\theta+92.50*\theta^2-132.7*\theta^3$
	10-25	If $\theta \le 0.193$ If $\theta > 0.193$	$\theta(\psi)=0+\frac{0.290-0}{(1+\lvert 0.05\psi\rvert^{1.37})^{0.27}}$ $\theta(\psi)=0+\frac{0.472-0}{(1+\lvert 121\psi\rvert^{1.10})^{0.091}}$	$\log_{10}(k)=-13.92+3.37*\theta+78.68*\theta^2-94.47*\theta^3$
	25-80		$\theta(\psi)=0+\frac{0.40-0}{(1+\lvert 12.76\psi\rvert^{1.07})^{0.065}}$	$\log_{10}(k)=-15.1+37.76*\theta-159.8*\theta^2+305.9*\theta^3$

AL-SiCL	0-10	If $\theta \le 0.206$	$\left\{\frac{\theta}{0.43}=\left[1+\left(\frac{h}{0.0118}\right)^{2.11}\right]^{-1+\frac{2}{2.11}}-\left[1+\left(\frac{60000}{0.0118}\right)^{2.11}\right]^{-1+\frac{2}{2.11}}\right.$	$\left\{K=5.00\times10^{-9}\left(\frac{\theta}{0.43}\right)^{18.97}\right.$	$\theta \le 0.417$
		If $\theta > 0.206$	$\left\{\frac{\theta}{0.43}=\left[1+\left(\frac{h}{2.5}\right)^{2.13}\right]^{-1+\frac{2}{2.13}}\right.$	$\left\{K=10^{\frac{\theta-0.43}{0.013}\left[\log10(7.00\times10^{-6})-\log10(K(0.43-0.013)\right]+\log10(7.00\times10^{-6})}\right.$	$0.417 \le \theta \le 0.43$
	10-40	If $\theta \le 0.213$	$\left\{\frac{\theta}{0.41}=\left[1+\left(\frac{h}{0.0116}\right)^{2.13}\right]^{-1+\frac{2}{2.13}}-\left[1+\left(\frac{60000}{0.0116}\right)^{2.13}\right]^{-1+\frac{2}{2.13}}\right.$	$\left\{K=1.80\times10^{-9}\left(\frac{\theta}{0.41}\right)^{18.97}\right.$	$\theta \le 0.397$
		If $\theta > 0.213$	$\left\{\frac{\theta}{0.41}=\left[1+\left(\frac{h}{1.25}\right)^{2.14}\right]^{-1+\frac{2}{2.14}}\right.$	$\left\{K=10^{\frac{\theta-0.41}{0.013}\left[\log10(2.40\times10^{-6})-\log10(K(0.41-0.013)\right]+\log10(2.40\times10^{-6})}\right.$	$0.397 \le \theta \le 0.41$
	40-80	If $\theta \le 0.260$	$\left\{\frac{\theta}{0.383}=\left[1+\left(\frac{h}{0.008}\right)^{2.13}\right]^{-1+\frac{2}{2.13}}-\left[1+\left(\frac{60000}{0.008}\right)^{2.13}\right]^{-1+\frac{2}{2.13}}\right.$	$\left\{K=5.00\times10^{-9}\left(\frac{\theta}{0.383}\right)^{22.30}\right.$	$\theta \le 0.37$
		If $\theta > 0.260$	$\left\{\frac{\theta}{0.383}=\left[1+\left(\frac{h}{0.333}\right)^{2.11}\right]^{-1+\frac{2}{2.11}}\right.$	$\left\{K=10^{\frac{\theta-0.383}{0.013}\left[\log10(2.00\times10^{-6})-\log10(K(0.383-0.013)\right]+\log10(2.00\times10^{-6})}\right.$	$0.37 \le \theta \le 0.383$
ME-C	0-20	If $\theta \le 0.347$	$\theta(\psi)=0+\frac{0.362-0}{(1+\lvert0.03\psi\rvert^{1.13})^{0.115}}$	$k(\theta)=1.00\times10^{-6}\left(\frac{\theta}{0.569}\right)^{27.08}$	
		If $\theta > 0.347$	$\theta(\psi)=0+\frac{0.569-0}{(1+\lvert144\psi\rvert^{1.06})^{0.057}}$		
	20-80	If $\theta \le 0.410$	$\theta(\psi)=0+\frac{0.419-0}{(1+\lvert0.019\psi\rvert^{1.13})^{0.115}}$	$k(\theta)=1.00\times10^{-7}\left(\frac{\theta}{0.474}\right)^{28.52}$	
		If $\theta > 0.410$	$\theta(\psi)=0+\frac{0.474-0}{(1+\lvert0.955\psi\rvert^{1.05})^{0.048}}$		