



HAL
open science

Mécanismes de remontée capillaire en nappe superficielle - Analyse des hypothèses du modèle de flux limite

Nathalie Brahic

► To cite this version:

Nathalie Brahic. Mécanismes de remontée capillaire en nappe superficielle - Analyse des hypothèses du modèle de flux limite. Science des sols. Institut national agronomique paris-grignon - INA P-G, 2002. Français. NNT: . tel-00717750

HAL Id: tel-00717750

<https://theses.hal.science/tel-00717750>

Submitted on 13 Jul 2012

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

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

THÈSE

pour obtenir le grade de Docteur de l'INAPG

présentée et soutenue publiquement par

Nathalie Brahic

le 5 juillet 2002

à l'Institut National Agronomique de Paris Grignon

MECANISMES DE REMONTEE CAPILLAIRE EN NAPPE SUPERFICIELLE

—
Analyse des hypothèses du modèle de flux limite

devant le jury suivant :

A. Perrier, professeur de l'INAPG	Directeur de thèse
S. Bouarfa, chargé de recherche Cemagref	Co-directeur de thèse
D. Zimmer, directeur de recherche	Co-directeur de thèse
A. Mermoud, professeur de l'EPFL	Rapporteur
C. Ottlé, chargé de recherche CNRS	Rapporteur
L. Bruckler, directeur de recherche INRA	Examineur
A. Tuzet, chargé de recherche INRA	Examinatrice



Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier S. Bouarfa et D. Zimmer, occupant en 1997 les postes respectifs de Chargé de Recherche et Chef de l'Unité Ouvrages pour le Drainage et l'Etanchéité du Cemagref, qui à l'issue de mon stage de DEA, ont accepté d'encadrer cette thèse. Je remercie en particulier S. Bouarfa, pédagogue et disponible, qui a soutenu chacun de mes pas. Merci également à D. Zimmer de n'avoir jamais cessé d'élever son enthousiasme face à mon pessimisme... Je leur adresse ici ma gratitude et mon amitié.

Je suis très reconnaissante à A. Perrier, Directeur de thèse, du temps et de la réflexion consacrés à ce travail. Le partage de ses connaissances a été d'un soutien précieux.

Je remercie L. Bruckler, membre du comité de pilotage de thèse, pour la clairvoyance de ses conseils et sa rigueur. Merci de m'avoir donné l'opportunité d'utiliser le modèle TEC pour mener ce travail de recherche.

Je remercie également A. Tuzet, membre du comité de pilotage de thèse, toujours disponible pour répondre à mes questions.

Je ne saurais trop remercier C. Chaumont pour l'investissement dont il a fait preuve dans la conception, le montage et la mise au point du dispositif expérimental.

Un grand merci aux membres de l'équipe géosynthétiques pour avoir aménagé un espace de travail lorsque mes expérimentations l'ont nécessité. Je pense également aux 'habitants' du H7 et

aux multiples 'coups de main' qu'ils m'ont rendu. Merci donc à Antoine, Bernard, Daniel, Didier, Georges, Michel, Nancy, René, Robert, Roland pour leur serviabilité et leur gentillesse.

Les discussions et échanges d'informations avec tous les membres de l'unité ont été constructives. Je remercie en particulier R. Chabot pour... tout ainsi que C. Kao pour ses conseils concernant la caractérisation des propriétés hydrauliques du sol expérimental. Merci à tous ceux qui ont répondu à mes sollicitations : G. Berroir, C. Bordier, J. M. Bouye, D. Croissant, C. Duquennoi, L. Durin, S. Lambert, N. de Louvigny, S. Moreau, Y. Nedelec, M. Poirson, J. Tournebize, N. Touze-Foltz, B. Vincent. Sans oublier, F. Goeta pour les dépannages informatiques, E. Marchal pour sa patience avec nous tous, M. Slivowski pour m'avoir donné la clé des démarches administratives chaque fois que nécessaire, A. Faton pour ses conseils autour de la station de travail.

Merci à A. Chanzy pour son aide à la prise en main du modèle TEC, à H. Macchi pour m'avoir aidé à tenter de percer un des mystères du montage expérimental, à l'Unité Génie des Procédés Frigorifiques - Cemagref ainsi qu'à l'Unité Environnement et grandes cultures - INRA pour le prêt de matériel expérimental.

Merci à A. Mermoud et C. Ottlé d'avoir accepté la charge de rapporteurs de thèse.

De manière plus informelle, je tiens à faire part aux membres actifs et anciens de l'Unité, permanents ou stagiaires, du plaisir que j'ai eu à les rencontrer et à partager ces longues années en leur compagnie.

Résumé

La connaissance du flux d'eau que le sol peut transmettre entre une nappe peu profonde et la surface est d'importance pour la gestion de la ressource en eau et la pérennité des périmètres irrigués. En régime permanent, on estime classiquement ce flux en résolvant la loi de Darcy ; on admet donc que le processus de remontée capillaire s'effectue sous la forme d'un écoulement liquide isotherme. La solution de l'équation présente une asymptote : pour un sol et une profondeur de nappe donnés, il existe un flux limite indépendant des conditions à la surface du sol. A partir de mesures sur une colonne de sol et de calculs basés sur un modèle de transferts d'eau et de chaleur dans le sol et l'atmosphère, nous étudions l'effet de la diffusion vapeur et du couplage entre le sol et l'atmosphère sur le flux dans la zone non saturée. Nous montrons que la loi de Darcy est bien adaptée à l'estimation de ce flux d'autant que les variations climatiques diurnes sont sans conséquence sur le flux moyen.

Mots clés : évaporation – nappe – transferts masse et chaleur – mulch

Abstract

Water flow, which can be transmitted by the soil between a shallow water table and the soil surface, is of interest in the management of water resources and irrigated areas durability. In steady state regime, this flux is classically estimated by resolving Darcy's law; therefore one admits that capillary rise process is done in a liquid and isothermal process. The equation's solution shows an asymptote: for a given soil and water table depth, there is a maximal flux independent of soil surface conditions. We study the effect of vapour diffusion and soil-atmosphere coupling on capillary flux both from measures on soil column and calculations based on heat and mass transfer in soil and atmosphere. We show that Darcy's law is suitable for the estimation of this flux especially since the diurnal climatic variations are without consequences on the mean flux.

Key words : evaporation – water table – heat and mass transfers – mulch

Table des matières

Liste des symboles.....	5
Introduction générale	8
1. Contexte de l'étude	8
1.1 Les variations du niveau des nappes en liaison avec l'irrigation	9
1.2 Des conditions favorisant le flux de remontée capillaire	10
1.3 Les techniques de limitation du flux de remontée capillaire	12
2. Problématique et objectifs	12
3. Approche de l'étude	14
4. Présentation du document.....	15
Chapitre 1 - Synthèse bibliographique	17
1. Définition.....	18
2. La théorie du flux limite	19
2.1 Calcul analytique du flux de remontée capillaire	19
2.2 Description des variations du flux de remontée capillaire	21
2.2.1 Le flux limite en relation avec la conductivité hydraulique	23
2.2.2 Le flux limite en relation avec la pression de l'eau dans le sol	24
2.3 Cas des sols hétérogènes	24
3. Simplifications opérées dans le modèle de flux limite	25
3.1 Le front d'évaporation	27
3.2 Le mulch.....	28

3.2.1	Caractérisation d'un mulch	28
3.2.2	Les conditions d'apparition des mulchs 'naturels'	29
3.2.3	Spécificité de la nature du mulch dans la réduction de l'évaporation	29
3.2.4	Mulch en présence d'une nappe superficielle	30
4.	Conclusion.....	31
Chapitre 2 - Matériel et méthodes.....		33
1.	Modèle Transferts Eau Chaleur	35
1.1	Formulation mathématique des phénomènes de transferts couplés de masse et de chaleur (Witono 1989).....	35
1.1.1	Equations de conservation de la masse et de l'énergie	35
1.1.2	Equations de transferts.....	36
1.1.3	Expressions des équations transitoires de transferts de masse et de chaleur dans un milieu poreux	37
1.2	Fonctionnement du modèle TEC.....	38
1.2.1	Résolution numérique : discrétisation spatiale et temporelle	38
1.2.2	Paramètres et variables du modèle	39
1.3	Utilisation du modèle TEC dans le cadre de ce travail	40
2.	Mesure du flux de remontée capillaire en régime permanent	41
2.1	Dispositif expérimental.....	41
2.1.1	Colonne de sol	42
2.1.1.1	Mesures.....	42
2.1.1.2	Granulométrie et densité du sol	42
2.1.1.3	Courbe de rétention	44
2.1.1.4	Conductivité hydraulique	47
2.1.1.5	Diffusivité de la vapeur d'eau	48
2.1.1.6	Conductivité thermique	50
2.1.1.7	Capacité thermique	57
2.1.1.8	Propriétés du sol vis à vis du rayonnement	59
2.1.2	Dispositif évaporant.....	60
2.1.2.1	Mesures.....	60
2.1.2.2	Système convectif	61
2.1.2.3	Système radiatif	63
2.1.3	Conditions extérieures au dispositif expérimental.....	66
2.2	Protocole expérimental.....	67
2.2.1	Stabilité de la demande évaporatoire.....	67
2.2.1.1	Instabilités intrinsèques au système de ventilation.....	68
2.2.1.2	Instabilités liées à l'environnement du système expérimental.....	68
2.2.2	Vérification de l'établissement du régime permanent	69
Chapitre 3 - Résultats expérimentaux		72
1.	Transferts d'eau et de chaleur dans le sol.....	73
1.1	L'eau dans le sol et flux de remontée capillaire.....	73
1.1.1	Le flux de remontée capillaire	73
1.1.2	La pression de l'eau dans le sol	75
1.2	Température dans le sol et flux de conduction	79
1.2.1	Présentation des profils de température.....	79
1.2.2	Mise en évidence d'une influence des variations de températures extérieures sur les mesures	79

1.2.3	Conclusion sur l'isolation de la colonne	81
1.2.4	Le flux de conduction dans le sol.....	83
1.2.4.1	Vérification de la validité des calculs en régime permanent	84
1.2.4.2	Le flux de conduction	85
2.	Les échanges entre le sol et l'atmosphère	86
2.1	Spécificité du système expérimental.....	87
2.1.1	Température de l'air entrant.....	88
2.1.2	Régime d'écoulement et température de l'air dans l'enceinte.....	89
2.2	Modèle descriptif des échanges entre le sol et l'atmosphère.....	89
2.3	Les échanges sol/atmosphère en régime permanent.....	91
2.3.1	Equilibre des variables température et pression de vapeur d'eau.....	91
2.3.1.1	Température.....	91
2.3.1.2	Pression de vapeur.....	92
2.3.2	Bilan d'énergie	96
2.3.2.1	Influence spécifique des variables climatiques : vent, rayonnement global.....	97
2.3.2.2	Influence spécifique de la profondeur de la nappe	98
3.	Conclusion.....	98

Chapitre 4 - Rôle de la vapeur d'eau dans le processus de flux de remontée capillaire

.....	101
1. Modélisation appliquée au cas du limon sableux.....	104
1.1 Conditions de modélisation	104
1.1.1 Paramètres du système	104
1.1.1.1 Détermination de la conductivité hydraulique non saturée.....	104
1.1.1.2 Les coefficients de diffusion isotherme	107
1.1.2 Sensibilité des valeurs calculées au maillage	108
1.1.3 Conditions aux limites	110
1.2 Comparaison des résultats en mode 'liquide' et 'liquide/vapeur'	110
1.2.1 Flux de remontée capillaire	110
1.2.2 La pression de l'eau dans le sol	111
1.2.3 Répartition du flux en phase liquide et vapeur	113
1.2.3.1 Analyse des résultats obtenus	113
1.2.3.2 Sensibilité des résultats à l'intensité de la diffusion gazeuse	114
1.3 Confrontation avec les résultats expérimentaux.....	116
2. Influence des propriétés hydrodynamiques du sol sur la modélisation du front d'évaporation.....	117
2.1 Comparaison des coefficients de diffusion.....	117
2.2 Comparaison des résultats selon les propriétés du sol	119
2.2.1 Flux de remontée capillaire	119
2.2.2 Répartition du flux en phase liquide/vapeur	119
3. Identification des limites du modèle mécaniste – Cas d'un mulch.....	121
3.1 Protocole expérimental.....	122
3.2 Résultats.....	122
3.2.1 Influence de l'épaisseur du mulch (Etapes (4) à (6)).....	123
3.2.2 Influence de la profondeur de nappe (Etapes (7), (8)).....	123
3.2.3 Réversibilité du mulch (Etape (9)).....	124
3.2.4 Conclusion.....	125
4. Conclusion.....	126

Chapitre 5 - Le couplage sol-atmosphère dans le processus de flux de remontée capillaire	129
1. Modélisation du flux de remontée capillaire en liaison avec le climat, en régime permanent.....	131
1.1 Conditions de modélisation	131
1.1.1 Paramètres du système	131
1.1.2 Conditions aux limites	132
1.2 Résultats	132
1.2.1 Bilan d'énergie	133
1.2.1.1 Facteurs régissant l'équilibre de température entre le sol et l'air	133
1.2.1.2 Etude de deux cas représentatifs	135
1.2.2 Influence du rayonnement global sur le flux limite.....	140
2. Modélisation du flux de remontée capillaire en liaison avec le climat, en régime transitoire.....	141
2.1 Conditions de modélisation	143
2.2 Résultats	143
2.2.1 Transferts d'eau dans le sol.....	143
2.2.2 Bilan d'énergie	146
3. Conclusion.....	147
Conclusion générale.....	149
Annexes.....	153
Bibliographie	169

Liste des symboles

Symbole	Description	Unités
a	albédo	-
c_p	capacité thermique massique	$J.kg^{-1}.K^{-1}$
C_p	capacité thermique volumique	$J.m^{-3}.K^{-1}$
D_0	coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air	$m^2.s^{-1}$
D_v	coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans le milieu poreux	$m^2.s^{-1}$
D_{VT}	coefficient de diffusion en phase vapeur lié aux gradients de température	$m^2.s^{-1}.K^{-1}$
D_{vW}	coefficient de diffusion en phase vapeur lié aux gradients de potentiel matriciel	$m.s^{-1}$
D_{wT}	coefficient de diffusion en phase liquide lié aux gradients de température	$m^2.s^{-1}.K^{-1}$
D_{wW}	coefficient de diffusion en phase liquide lié aux gradients de potentiel matriciel	$m.s^{-1}$
e	enthalpie spécifique massique	$J.kg^{-1}$
E	intensité de l'évaporation	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
f	facteur de forme en phase gazeuse	-
$f(\theta)$	fonction de forme	-
g	accélération de la pesanteur	$m.s^{-2}$

h	pression de l'eau du sol	m
J_C	densité de flux de chaleur dans le sol	$W.m^{-2}$
J_m	densité de flux de masse total	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
J_v	densité de flux de masse pour la phase vapeur	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
J_w	densité de flux de masse pour la phase liquide	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
K	conductivité hydraulique du milieu	$m.s^{-1}$
K_{sat}	conductivité hydraulique du milieu à saturation	$m.s^{-1}$
L	chaleur latente de vaporisation	$J.kg^{-1}$
M	masse molaire	$kg.mole^{-1}$
p_v	pression partielle de vapeur d'eau	Pa
por_a	porosité libre à l'air	-
poro	porosité du sol	-
P_n	profondeur de la nappe par rapport à la surface du sol	m
P_t	pression totale de l'air	Pa
$P(T)$	pression de vapeur saturante à la température T	Pa
$P(Tr)$	pression partielle de vapeur d'eau dans l'air ou pression de vapeur saturante à la température du point de Rosée Tr	Pa
q	débit d'air	$m^3.s^{-1}$
q_{rc}	flux de remontée capillaire	$m.s^{-1}$
q_{lim}	flux limite de remontée capillaire	$m.s^{-1}$
R	constante des gaz parfaits ($R=8,314 J.K^{-1}.mole^{-1}$)	$J.K^{-1}.mole^{-1}$
R_a	rayonnement atmosphérique ou thermique ou de grandes longueurs d'onde	$W.m^{-2}$
R_g	rayonnement global ou de courtes longueurs d'onde	$W.m^{-2}$
R_n	rayonnement net	$W.m^{-2}$
S	surface de sol	m^2
T	température	K
Tr	température de Rosée	K

u	vitesse du vent	$m.s^{-1}$
z	cote	m
α	coefficient d'échange convectif	$m.s^{-1}$
ε	émissivité	-
Φ_C	densité de flux de chaleur dans le sol	$W.m^{-2}$
Φ_S	densité de flux de chaleur sensible	$W.m^{-2}$
Φ_L	densité de flux de chaleur latente	$W.m^{-2}$
λ	conductivité thermique	$W.m^{-1}.K^{-1}$
ρ	masse volumique	$kg.m^{-3}$
ρ_{as}	densité apparente sèche du sol	$kg.m^{-3}$
ρ_d	densité de solide	$kg.m^{-3}$
σ	constante de Stephan Boltzman ($\sigma=5,67.10^{-8} W.m^{-2}K^{-4}$)	$W.m^{-2}K^{-4}$
θ	fraction volumique	$m^3.m^{-3}$
θ_{wsat}	teneur en eau volumique à saturation	$m^3.m^{-3}$
θ_{wres}	teneur en eau volumique résiduelle	$m^3.m^{-3}$
ψ	succion de l'eau dans le sol	m

Indices des milieux

a	air
d	matrice solide du sol
i	isolant
s	surface du sol
v	vapeur
w	eau

Introduction générale

1. Contexte de l'étude

L'agriculture est aujourd'hui l'activité la plus utilisatrice d'eau et l'irrigation absorbe les trois quarts de la consommation mondiale. Au Maroc, en Tunisie, en Libye, en Syrie par exemple, la part consacrée à l'agriculture s'élève à près de 80 à 90 % (Cheverry *et al.* 1998, Zimmer 2001). Cette demande devrait encore augmenter, en liaison avec l'accroissement de la population (l'IWMI prévoit d'ici 2025 une augmentation de 17 %), mais aussi par le développement de secteurs autres que l'agriculture. Ainsi, dans des pays du continent asiatique comme le Pakistan (Alam *et al.* 1996), l'Inde, la Chine (Jin *et al.* 1999), qui ont fortement développé le secteur de l'irrigation, existe une compétition croissante entre l'agriculture irriguée et les autres usages (industrie et usages domestiques). Ces contraintes limitent fortement les possibilités d'accroissement de la production agricole alors même que dans ces pays la surface des terres irriguées devra encore augmenter pour pourvoir l'alimentation des populations grandissantes (Seckler 1996). Dans ces conditions, la maîtrise de l'usage et de la consommation de la ressource en eau revêt un caractère particulièrement important (Seckler 1996, Keller *et al.* 2000).

La provenance de l'eau utilisée pour l'irrigation est variée. Sont exploitées les eaux des crues des rivières ou les eaux de pluie ; les eaux des fleuves sont détournées, on construit des barrages et on met en place des systèmes de pompage en profondeur dans les réserves souterraines que sont les aquifères. Ces derniers constituent une ressource importante pour l'irrigation des terres surtout lorsque la ressource en eau de surface est limitée. On distingue les nappes fossiles (généralement

profondes) non renouvelables ou partiellement renouvelables, des nappes plus superficielles alimentées par les pluies ou l'irrigation et dont la contribution s'effectue soit par pompage soit par un prélèvement direct des plantes lorsque la nappe est proche de la zone racinaire.

1.1 Les variations du niveau des nappes en liaison avec l'irrigation

Pour des raisons à la fois économiques, dans un contexte actuel de mise en place de politiques de tarification des eaux de surface, et de gestion liées à des difficultés de satisfaction de la demande, l'exploitation des nappes phréatiques pour l'irrigation est une pratique à laquelle les agriculteurs ont de plus en plus recours. Une conséquence est un abaissement de leur niveau. Alam *et al.* (1996) indiquent ainsi que ce phénomène affecte les nappes des principales villes du Pakistan. Au Pakistan également, subdivision de Chistian, Tabet (1999) note une tendance globale à une baisse du niveau du toit de la nappe depuis 1960, en liaison avec la surexploitation de cette ressource pour l'agriculture. Dans certaines régions de Chine, le niveau des nappes diminue de 1 mètre par an avec des conséquences environnementales néfastes (pénétration d'eau saline ou d'eau de mer) aggravant d'autant les conflits socio-économiques sur la ressource en eau (Jin *et al.* 1999).

Il existe cependant de nombreuses autres situations, en particulier lorsque les aquifères n'ont pas une transmissivité suffisante pour la production d'eau ou lorsque l'eau de nappe est trop salée, où les agriculteurs n'ont pas recours au pompage. Dans ces situations, la mise en eau du périmètre s'est souvent accompagnée d'une élévation du niveau de la nappe phréatique qui, en une ou plusieurs dizaines d'années, a pu atteindre des niveaux proches de la surface du sol (Zimmer *et al.* 1998, d'après Smedema 1993, Hira 1996). Ce phénomène progressif de stockage de l'eau dans les horizons supérieurs des sols est lié à une capacité de drainage du système insuffisante par rapport au flux d'entrée d'eau combinée à une faible efficacité de l'irrigation, aussi bien au niveau de la parcelle qu'au cours du transport de l'eau depuis sa source (cas des canaux d'irrigation non revêtus, par exemple). Les risques qui en résultent sont l'engorgement des sols d'une part et l'apparition de flux de remontée capillaire (définition Chapitre 1 - 1) en liaison avec la demande climatique d'autre part.

Le processus de remontée capillaire, auquel nous consacrons notre travail, est d'importance car les flux qu'il engendre constituent des points de fuite non négligeables de la ressource et s'accompagnent souvent de salinisation par accumulation des sels solubles à la surface des sols par évapoconcentration. Il se situe par la même au cœur de la problématique à laquelle est soumis le fonctionnement des périmètres irrigués : la dualité entre la maximisation de l'efficacité de l'irrigation et la pérennité des périmètres vis à vis notamment de la salinité. Cette problématique

impose une parfaite connaissance des régimes hydriques du sol et de leur variabilité spatio-temporelle.

1.2 Des conditions favorisant le flux de remontée capillaire

Dans tout périmètre irrigué, l'ensemble de la superficie n'est jamais intégralement mis en culture irriguée. Certaines zones sont cultivées en pluvial (ou en «sec») et d'autres ne sont pas cultivées du tout. Parmi les zones irriguées, on trouve également des parcelles en jachère - système d'alternance qui, dans un contexte d'aridité, permet pendant une année de reconstituer la réserve en eau nécessaire à l'alimentation des cultures l'année suivante. Ces zones sont autant de configurations favorisant la participation de la nappe à l'évaporation. Le flux de remontée capillaire peut s'y établir en effet comme un processus dominant puisque non contrebalancé par des flux descendants liés à des irrigations ou des pluies peu fréquentes.

Le flux de remontée capillaire, sensible à la profondeur du toit de la nappe, trouve un terrain favorable dans le fonctionnement des périmètres irrigués où des nappes sont en permanence alimentées par les fuites du système. Ainsi, la présence de zones non irriguées à proximité de zones irriguées ou de canaux d'irrigation est particulièrement propice à la mise en place d'un mécanisme de remontées capillaires (Figure 1). En effet, lorsqu'une nappe est présente à faible profondeur, la nappe et la zone non saturée alimentent conjointement l'évaporation. Il en résulte un tarissement local de la nappe au droit de la surface évaporante. Il se crée alors au sein de la nappe des gradients hydrauliques engendrant des transferts latéraux et une réalimentation de la nappe par les zones latérales soumises à des flux descendants. Dans ces cas de figure, on peut voir apparaître un processus quasi permanent de flux de remontée capillaire tant que la nappe est alimentée en eau.

Des variations du niveau topographique du sol peuvent également favoriser le phénomène de remontée capillaire. Tabet (1999) montre l'influence prépondérante de la topographie sur la propagation et l'orientation des flux de remontée capillaire en observant une forte corrélation entre les variations du niveau de la surface du sol et la concentration des sels à sa surface. Un cas de salinisation par suite d'écoulements latéraux des eaux de drainage naturel, de parcelles amont vers des parcelles situées plus en contrebas, est également cité par Mhiri *et al.* (1998). Ainsi les zones de dépression topographique se comportent comme des « puits » rendant les parties basses des paysages particulièrement sensibles au flux de remontée capillaire, dès que la nappe phréatique se situe à moins de 2 mètres de profondeur (Job 1998).

Ce processus de « puits » à l'évaporation a conduit à imaginer le concept de 'dry drainage' (Gowing J.W. 1996) qui consiste à concentrer par transferts latéraux l'ensemble des flux vers un

même bassin collecteur. Ce principe répond à l'objectif de l'assainissement des sols tout en résolvant le problème du devenir des eaux de drainage rencontrés dans les périmètres irrigués drainés. Ce type d'aménagement n'en est cependant qu'à un stade expérimental.

Il apparaît ainsi que la topographie et les contextes d'alimentation de la nappe sont autant de facteurs à prendre en compte dans l'analyse de l'orientation des flux d'eau souterrains et dans la détermination des conditions favorables à l'apparition des flux de remontée capillaire. La Figure 2 illustre la forte variabilité spatiale du phénomène dans le contexte des périmètres irrigués. Il apparaît que la nappe est soumise à différents termes puits/source - aménagements hydrauliques, irrigation, variation du niveau du terrain - influençant son niveau et par suite les schémas d'écoulement. Comme l'indiquent Zimmer *et al.* (1998), ces facteurs de variabilité sont des indicateurs de la localisation des risques d'apparition de flux de remontée capillaire.

Figure 1 : exemples de conditions favorables aux pertes en eau par évaporation, à partir d'une nappe peu profonde, au sein d'un périmètre irrigué (van Hoorn *et al.* 1994)

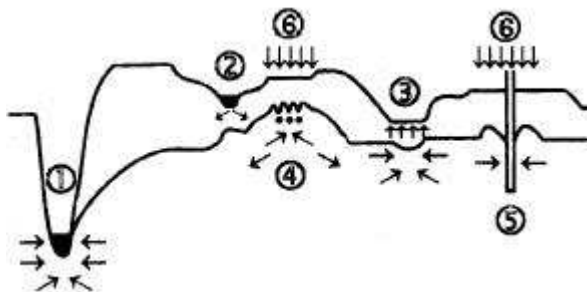
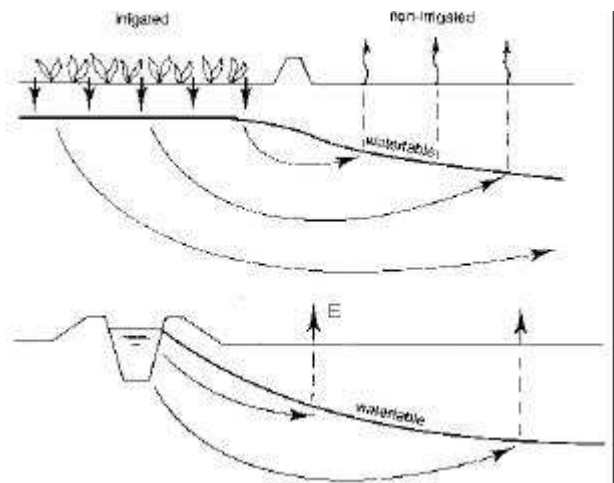


Figure 2 : fonctionnement hydraulique d'une nappe soumise à différents termes puits/source en périmètre irrigué : (1) exutoire naturel, (2) canal d'irrigation, (3) prélèvement par évapotranspiration dans la nappe, (4) drainage souterrain horizontal, (5) drainage souterrain vertical, (6) irrigation (d'après Zimmer *et al.* 1998).

1.3 Les techniques de limitation du flux de remontée capillaire

Un certains nombres de pratiques agricoles visant à modifier l'état de surface du sol s'avèrent efficaces à réduire le flux de remontée capillaire. On peut citer le travail de surface par labour ou encore l'ajout d'une couche de sol différenciée. En Tunisie par exemple, les agriculteurs surélèvent le niveau de leur parcelle avec du sable afin de soustraire la surface aux influences de la nappe (Job 1998). D'autres pratiquent un amendement abondant en matière organique, sur une couche de 25 cm, sarclée fréquemment. Des travaux d'aplanissement du terrain peuvent aussi être utiles.

Ces mesures ne sont toutefois pas toujours suffisantes et, pour limiter l'intensité des flux ascendants, le niveau de la nappe doit être abaissé par la mise en place de systèmes de drainage artificiels. La profondeur de rabattement de la nappe est choisie selon le climat, le type de sol et les pratiques culturales, sachant que le coût de l'installation en dépend (Zimmer *et al.* 1998). Selon Zimmer (2001), la mise en place d'un réseau de drainage doit cependant être mûrement pesée car 'toute eau drainée pose problème, d'une part car elle constitue une perte si elle résulte d'une performance insuffisante du système d'irrigation, d'autre part car elle pose des problèmes de rejet selon sa qualité'. Les tensions croissantes sur la ressource en eau aboutiront à terme à une réduction de la part relative consacrée à l'irrigation et impliqueront que l'utilisation de l'eau soit la plus efficace et la plus parcimonieuse possible. De ce point de vue, le drainage, tout en permettant le contrôle du bilan des sels dans le sol, doit être minimisé et intégré à un mode global et efficace d'utilisation de l'eau

2. Problématique et objectifs

Pour répondre aux besoins de gestion de l'eau des périmètres irrigués, il s'agit de définir les méthodes et outils utiles à la prévision, l'évaluation et l'amélioration de l'efficacité des systèmes ; les thématiques devant faire l'objet de recherche sont nombreuses (Zimmer 2001) ; comme nous l'avons déjà annoncé, nous retenons celle qui concerne le flux de remontée capillaire.

Généralement, l'étude du flux de remontée capillaire s'effectue, en régime permanent, selon un mode de transferts verticaux liquides et isothermes, basé sur la loi de Darcy. Cette analyse, initiée par Gardner (1958), démontre l'existence d'un flux maximal, appelé flux limite, constant pour une profondeur de nappe donnée et indépendant des conditions de dessèchement à la surface du sol. L'utilisation courante de ce modèle, ou modèle de flux limite, s'explique certainement par sa simplicité et sa capacité à reproduire bon nombre de situations expérimentales. Certaines mesures, toutefois, ont mis en évidence ses limites et il apparaît qu'un ou plusieurs processus physiques ne

seraient pas ou mal pris en compte et conduiraient à des divergences par rapport au modèle. En effet, alors que le flux de remontée capillaire est le fruit de l'interaction entre la nappe et l'évaporation, le modèle de flux limite n'intègre ni les interactions entre les phases liquide et vapeur de l'eau, ni les effets des transferts en phase vapeur sur le flux total dans la zone non saturée ; de plus, le processus de transfert est traité indépendamment des facteurs extérieurs (climat, état de surface du sol...) dont il dépend.

Notre travail est focalisé sur l'analyse et la modélisation du processus de flux de remontée capillaire en régime permanent. Cette hypothèse de travail sous-entend à la fois que le toit de la nappe se situe à une profondeur fixe et que la demande évaporatoire est constante. Comme nous l'avons évoqué plus haut, cette hypothèse n'est pas totalement théorique : l'alimentation permanente de la nappe par un système d'irrigation de surface conduit à la mise en place de nappes superficielles dont le niveau varie peu ; en climat aride ou semi aride, la demande climatique considérée au pas de temps journalier est peu variable.

Notre objectif est d'évaluer le poids des hypothèses sur lesquelles le formalisme classiquement utilisé est fondé (loi de Darcy : écoulements liquides et isothermes). Après identification de facteurs susceptibles de conduire à des divergences par rapport au modèle de flux limite, nous utiliserons un modèle plus complet pour étudier leur influence dans le calcul du flux de remontée capillaire. Ce modèle prendra appui sur des mesures expérimentales que nous avons effectuées en conditions contrôlées.

Deux questions scientifiques structureront notre travail.

Les interactions liquide/vapeur - L'évaporation est le processus comprenant le changement de phase de l'eau liquide en vapeur et le transport de cette vapeur dans l'atmosphère. Elle peut se produire à l'interface entre le sol et l'atmosphère (surface du sol) mais aussi sous cette interface et l'on parlera alors de front d'évaporation.

Les processus transitoires d'assèchement d'un sol nu sous l'effet de l'évaporation ont été très étudiés en l'absence de nappe. Le front de vaporisation est notamment connu pour apparaître dès que le sol n'est plus apte à alimenter l'évaporation à hauteur de la demande potentielle, son extension s'accompagnant d'une réduction progressive de l'intensité de l'évaporation. Vis-à-vis de cette question, il existe d'apparentes contradictions dans la littérature. En effet, la théorie du flux limite maintient que le flux de remontée capillaire peut être soutenu à une valeur limite et constante quel que soit l'état d'assèchement de l'horizon supérieur du sol.

En considérant le couplage entre les phases liquide et vapeur de l'eau dans le sol, nous souhaitons donc préciser : (i) les conditions de développement d'un front de vaporisation en présence d'une nappe peu profonde ; (ii) si les faibles conditions d'humidité du sol peuvent constituer un frein à l'évaporation en présence d'une nappe peu profonde. Autrement dit, la diffusion gazeuse joue-t-elle un rôle réducteur de l'intensité du flux limite de remontée capillaire ?

Nous examinerons également les possibilités de réduction du flux de remontée capillaire en présence d'un état particulier de la surface du sol, le mulch.

Les interactions sol/atmosphère – L'évaporation dépend à la fois des propriétés du sol mais aussi des conditions atmosphériques. Ainsi l'évaporation peut augmenter sous l'effet spécifique du vent ; de même, un rayonnement intense peut provoquer un fort réchauffement de la surface dont l'effet sur l'évaporation sera d'autant plus sensible que les conditions sont sèches (Milly 1984, Scanlon 1994). Les transferts d'eau dans le sol sont également dépendant de la température. Réciproquement, l'humidité et la température du sol à sa surface modifient le bilan d'énergie.

Le modèle de flux limite propose un traitement du processus de flux de remontée capillaire dans le sous-système sol. L'interaction entre le sol et le climat est alors exprimée en terme de pression ou de flux à la surface du sol. La condition de pression est toujours satisfaisante en terme de résolution de l'équation de transfert mais sa mesure reste difficile à obtenir. La condition de flux, dont l'intensité est plus facilement mesurable, pose des problèmes de résolution de l'équation de transfert dès que le flux atteint sa valeur limite car une infinité de profils de pression sont alors solutions. Une bonne alternative pourrait être celle offerte par un couplage du sol et de l'atmosphère où la condition est mixte.

Il apparaît donc opportun d'élargir la modélisation du flux de remontée capillaire au delà du sous système sol vers un système intégré sol/atmosphère ceci afin d'observer les effets du fonctionnement couplé du sol et de l'atmosphère sur l'intensité du flux de remontée capillaire et sur l'équilibre hydrique à la surface du sol.

3. Approche de l'étude

Pour répondre aux objectifs précédemment énoncés, l'approche envisagée consiste à combiner un outil expérimental à un outil de modélisation numérique.

L'expérimentation principale vise à l'étude du flux permanent de remontée capillaire en relation avec la profondeur de la nappe et les conditions climatiques. Elle est ainsi constituée d'une colonne

de sol dans laquelle la nappe peut être fixée à des profondeurs variables et dont la surface est soumise à différentes conditions de vent et de rayonnement. L'impact des pratiques de sarclage de la surface du sol est également étudié. Des expérimentations complémentaires ont été mises en place pour déterminer les caractéristiques du milieu. Il s'agit des propriétés de transferts hydriques et thermiques du sol d'une part et des caractéristiques convectives de la demande évaporatoire d'autre part. L'ensemble des données recueillies en sol homogène permettront de tester le modèle numérique.

L'intérêt de l'utilisation du modèle numérique comme appui à l'analyse des processus a déjà été abordé dans la présentation des objectifs. Sur la base de l'expérimentation effectuée en conditions contrôlées, notre objectif est d'identifier les limites de l'approche de modélisation classique par comparaison avec les calculs d'un modèle mécaniste basé sur la théorie des transferts de masse et de chaleur établie par Philip *et al.* (1957). Le modèle utilisé est nommé TEC - Transferts Eau Chaleur (Chanzy 1993). Les équations de transferts sont résolues en une dimension. ce modèle présente une version de couplage entre le sol et l'atmosphère.

4. Présentation du document

Le document est articulé autour de 5 chapitres.

Le premier chapitre présente les références existantes en matière d'étude du flux de remontée capillaire ainsi qu'un examen de l'influence de facteurs non pris en compte par le modèle de flux limite.

Le second chapitre, matériels et méthodes, débute par la présentation du modèle numérique TEC choisi pour cette étude. Il détaille ensuite le modèle physique mis en place dans le cadre de la thèse. Le montage expérimental, la détermination des paramètres et variables nécessaires au fonctionnement du modèle TEC ainsi que le protocole y sont présentés.

Le troisième chapitre est consacré à l'analyse des résultats expérimentaux. La présentation est scindée en deux parties. La première traite des transferts d'eau et de chaleur dans le système sol. La seconde porte sur les échanges entre le sol et l'atmosphère. A partir du fonctionnement spécifique de l'expérimentation, un modèle d'analyse est proposé ; sur cette base nous proposerons une analyse de l'interaction entre le sol et l'atmosphère.

Dans les quatrième et cinquième chapitres du mémoire, nous avons découplé la partie « sol », traitée en chapitre 4, de la partie « atmosphère », traitée en chapitre 5.

Dans la partie sol, nous nous sommes intéressés à la nature de l'écoulement au sein de la zone non saturée du sol, et en particulier à sa phase vapeur. Le modèle utilisé nous permet d'évaluer les limites de cette approche en s'appuyant sur une comparaison avec les résultats expérimentaux. Ce quatrième chapitre met également l'accent sur la différence significative entre un front d'évaporation et un mulch en terme d'effets sur le flux de remontée capillaire.

Dans la partie atmosphère, nous nous consacrons à la modélisation du flux de remontée capillaire dans le système sol et atmosphère en interaction. Cette interaction est analysée dans différentes conditions climatiques. Une analyse en régime transitoire est également effectuée afin d'évaluer la validité de l'hypothèse de régime permanent par rapport aux variations nycthémérales de la demande évaporatoire. Ce chapitre conclut sur le type de condition à la limite à prendre en compte dans les modèles de sol non couplés avec un bilan d'énergie atmosphérique.

Chapitre 1 - Synthèse bibliographique

Après avoir défini la notion de flux de remontée capillaire, nous présentons les éléments constitutifs de l'analyse classique du flux de remontée capillaire en régime permanent. Sa conception repose sur la théorie établie par Gardner (1958) ou théorie du flux limite. Elle est soutenue par un certain nombre de résultats expérimentaux.

Nous analysons dans un second temps les limites de cette théorie en nous basant sur les études de l'évaporation dans le cas d'un sol nu en l'absence de nappe. Deux contextes particuliers sont abordés : l'évaporation en présence d'un front d'évaporation ou d'un mulch. L'un et l'autre de ces aspects sont liés à une réduction de l'évaporation en deçà de l'intensité requise pour satisfaire la demande potentielle. Nous identifions et analysons les processus mis en jeu avec pour objectif de les appliquer au cas d'un sol en présence d'une nappe peu profonde.

1. Définition

Les transferts d'eau du sol vers l'atmosphère s'effectuent par évaporation. Sous l'action de la demande évaporatoire exercée par l'air, l'eau se déplace dans le sol selon une direction ascendante par effet des forces de rétention capillaire. Elle est ensuite évaporée au niveau de la surface du sol ou dans une zone sous-jacente de faible épaisseur.

On parle usuellement de **flux de remontée capillaire** lorsque ce processus d'ascension de l'eau s'effectue en présence d'une nappe. La nappe et la zone non saturée alimentent alors conjointement l'évaporation. En l'absence de recharge par les eaux de pluie ou d'irrigation, on observe un déstockage progressif de l'eau dans la zone non saturée et un abaissement du niveau de la nappe. La nappe se tarit jusqu'à atteindre une profondeur telle que le flux de remontée capillaire soit proche d'une valeur nulle.

Dans un contexte théorique où le toit de la nappe est à un niveau constant en deçà de la surface plane du sol et où la demande évaporatoire est invariante, il s'établit un flux hydrique ascendant vertical et **permanent** pour lequel la nappe est la seule contributrice. C'est dans ce contexte simplificateur que nous nous plaçons pour traiter cette étude : le flux de remontée capillaire est permanent i.e. identique en tout point de la zone non saturée du sol et égal à l'évaporation ; le sol est nu, il n'y a pas de prélèvements racinaires.

2. La théorie du flux limite

2.1 Calcul analytique du flux de remontée capillaire

En 1958, Gardner est l'un des premiers à s'intéresser à l'application de l'équation de Richards au calcul de l'évaporation en présence d'une nappe superficielle. En se limitant au cas d'un flux vertical et permanent, il s'attache à trouver des solutions analytiques de l'équation de Darcy généralisée au milieu non saturé :

$$q_{rc} = K(\psi) \left(\frac{d\psi}{dz} - 1 \right) \quad (1.1)$$

où q_{rc} est le flux de remontée capillaire (LT^{-1}), ψ est la succion de l'eau du sol (L) valeur absolue de la pression, $K(\psi)$ est la conductivité hydraulique non saturée du sol (LT^{-1}) et z l'axe des cotes orienté vers le haut (L).

Il intègre la loi de Darcy entre le toit de la nappe et la surface du sol

$$\int_0^{z_s} dz = \int_0^{\psi_s} \frac{K(\psi)}{K(\psi) + q_{rc}} d\psi \quad (1.2)$$

et, selon une fonction de conductivité hydraulique de la forme,

$$K(\psi) = \frac{a}{\psi^n + b} \quad (1.3)$$

il propose une série de solutions pour des valeurs discrètes de n ($n=1, 3/2, 2$ et 4) ; généralement n est d'autant plus petit que la texture du sol est fine ; a ($L^{n+1}T^{-1}$) et b (L^n) sont également des constantes. Les solutions permettent d'obtenir les variations du flux de remontée capillaire selon la succion à la surface du sol pour différentes profondeurs de nappe (Figure 1.1) ainsi que les profils de succion au dessus de la nappe pour différents débits (Figure 1.2). Ces calculs seront généralisés par la suite pour tout $n>1$ (Warrick 1988).

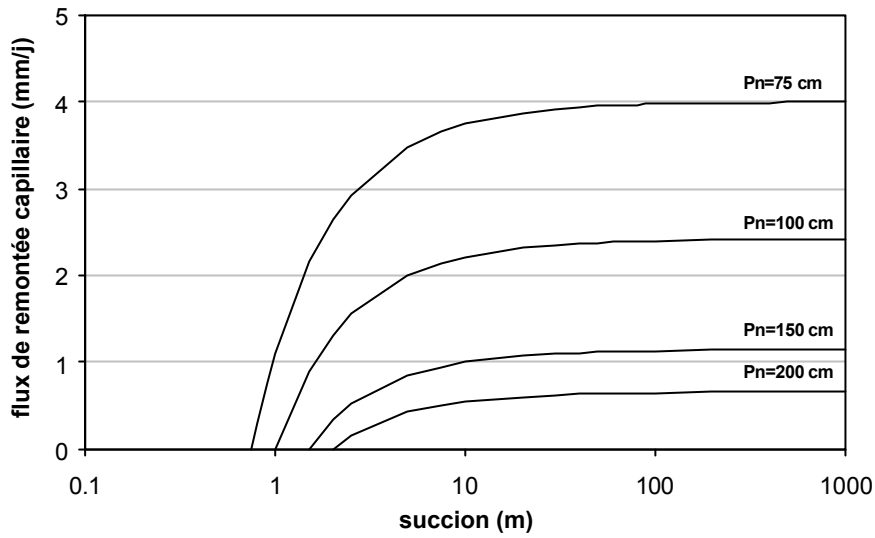


Figure 1.1 : flux de remontée capillaire en fonction de la succion à la surface du sol et de la profondeur de nappe (Chino clay, Gardner 1958)

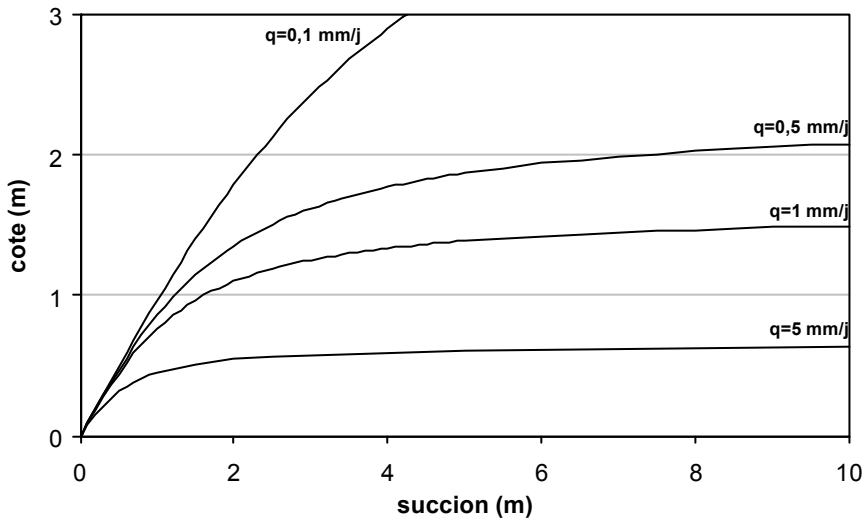


Figure 1.2 : profils de succion au dessus de la nappe pour différents flux de remontée capillaire (Chino clay, Gardner 1958)

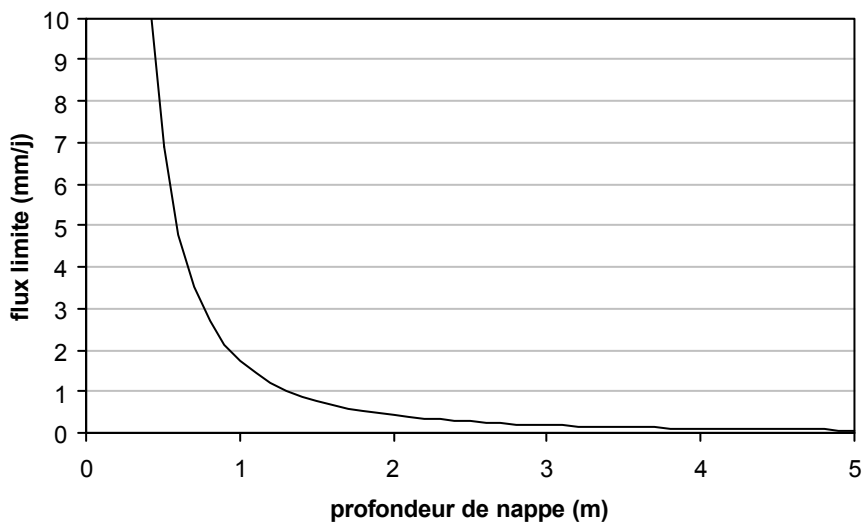


Figure 1.3 : flux limite de remontée capillaire en fonction de la profondeur de la nappe (Chino clay, Gardner 1958)

Une expression du flux limite peut être obtenue en faisant tendre la succion de surface vers l'infini (Warrick 1988) :

$$q_{lim} = \beta^{1-n} A_n a P n^{-n} \quad (1.4)$$

où $\beta = q_{rc} b / a + 1$, A_n est une constante dépendant de la valeur de n et Pn est la profondeur de la nappe (L). Lorsque β est proche de 1, l'expression se simplifie :

$$q_{lim} = A_n a P n^{-n} \quad (1.5)$$

Le flux limite de remontée capillaire décroît ainsi avec la profondeur de la nappe (Figure 1.3) d'autant plus rapidement que n est grand, i.e. que le sol présente une texture grossière.

Les études consécutives à celle de Gardner ont principalement cherché à élargir le champ de la résolution analytique à d'autres types de fonctions de conductivité hydraulique (Warrick 1988, Mermoud *et al.* 1989 : relation de Brooks *et al.* 1964), l'équation de transfert pouvant inclure un terme puits (Warrick 1974). Toutes les relations reliant la conductivité hydraulique à la succion ne permettent toutefois pas de résoudre l'équation de Darcy analytiquement (cas de la relation de van Genuchten (1980) par exemple) ; on a alors recours à une résolution numérique.

2.2 Description des variations du flux de remontée capillaire

Les exemples, obtenus dans la littérature, de mesure des flux permanents et verticaux de remontée capillaire s'effectuent en conditions contrôlées en soumettant la surface d'un massif de sol homogène à une demande évaporatoire stable. La nappe reliée à un vase de Mariotte est maintenue à niveau constant ; la pesée du vase donne l'intensité de l'évaporation. Un certain nombre de résultats expérimentaux rejoignent l'analyse de Gardner (1958). Ainsi, pour une profondeur de nappe donnée, les auteurs observent que le flux de remontée capillaire évolue en fonction de la demande évaporatoire selon deux phases distinctes (Figure 1.4) :

- (a) le flux satisfait à la demande (Gardner 1958, Schleusener *et al.* 1959, Hadas *et al.* 1968) ;
- (b) le flux tend vers une valeur maximale et constante, indépendamment de la demande (Gardner 1958). Les conditions pour lesquelles cette valeur s'établit et son intensité dépendent de la texture du sol et de la profondeur de nappe.

Gardner (1958), Sharma *et al.* (1973), Bouarfa (1995) vérifient également la réduction du flux limite avec l'accroissement de la profondeur de la nappe (Figure 1.5). La profondeur de nappe pour laquelle ce flux devient quasi-nul s'appelle profondeur critique.

Les échanges par évaporation entre le sol et l’atmosphère sont fonction de la demande évaporatoire et de la capacité du sol à y répondre. La demande évaporatoire est déterminée par les conditions atmosphériques locales ; elle traduit l’apport d’énergie à la surface du sol et la capacité d’évacuation de l’eau vapeur vers l’atmosphère. La réponse du sol dépend quant à elle de sa disponibilité en eau soit de la réserve en eau disponible et de la capacité de transmission jusqu’à la surface. L’évaporation est dictée par la condition la plus limitante des deux.

En présence d’une nappe peu profonde, ce mécanisme se traduit par l’existence d’un flux maximal, appelé flux limite, mis en évidence par le calcul du flux de remontée capillaire en régime permanent. Ce flux limite, constant pour une profondeur de nappe donnée, est théoriquement soutenu par le sol quelle que soit la succion en surface dont la valeur peut tendre vers l’infini. En effet, ‘même si la conductivité hydraulique atteint des valeurs asymptotiquement nulles, il pourra toujours s’établir un gradient de charge suffisamment important pour que le produit des ces deux expressions vaille une constante non nulle’ (Mermoud *et al.* 1990).

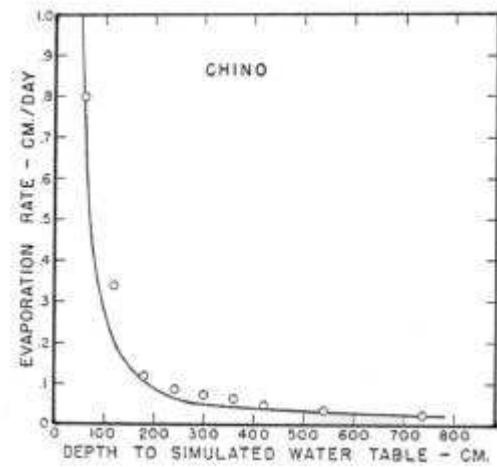
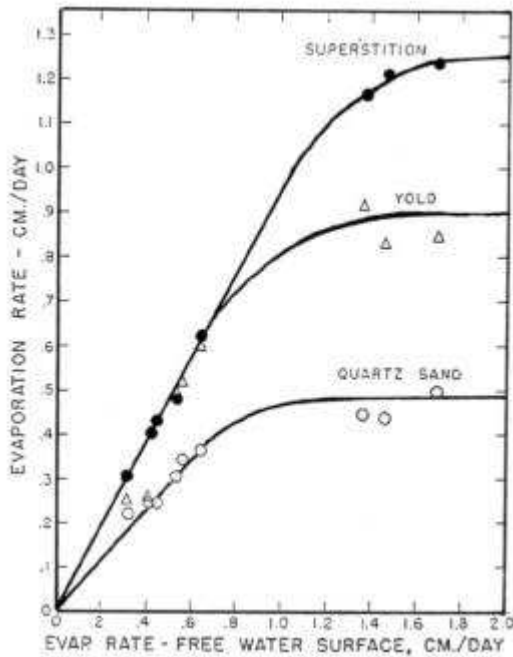


Figure 1.4 et Figure 1.5 : mesures du flux de remontée capillaire en fonction de la demande potentielle pour trois sols - mesures du flux limite de remontée capillaire en fonction de la profondeur de nappe (Gardner 1958)

2.2.1 Le flux limite en relation avec la conductivité hydraulique

Il est généralement admis qu'un sol possédant une fraction limoneuse importante est capable, pour une profondeur de nappe donnée, de soutenir un flux plus important qu'un sol sableux ou argileux (van Hoorn *et al.* 1994, FAO 1980). La raison couramment invoquée est que ces sols présentent une conductivité hydraulique non saturée la plus élevée. Bouarfa (1995) ne parvient toutefois pas à mettre en évidence de relation entre la profondeur critique des sols et des critères de caractérisation de la conductivité hydraulique tels que l'intégrale de la courbe de conductivité hydraulique non saturée, la succion pour laquelle la conductivité chute à une valeur proche de zéro ou encore la succion pour laquelle la conductivité hydraulique chute d'un rapport donné.

L'effet de la courbe de conductivité hydraulique sur la relation entre le flux limite et la profondeur de nappe est mal caractérisé. Certains auteurs se sont toutefois intéressés à cet aspect. Ainsi, Brandyk *et al.* (1985) ajustent quatre expressions différentes de conductivité hydraulique sur des mesures effectuées sur sol sableux et calculent les variations induites par la forme de ces courbes sur les couples flux limite – profondeur de nappe. Pour un flux limite donné, les écarts sur la profondeur de nappe sont de l'ordre de 30 %. Ils sont principalement dus aux variations entre les courbes de conductivité au voisinage de la saturation, la partie des courbes aux fortes valeurs de pressions n'a qu'un effet très limité. Mermoud *et al.* (1990) mettent également en exergue cette question de l'influence de la fonction de conductivité hydraulique sur les solutions au flux limite. Leurs résultats rejoignent ceux de Brandyk *et al.* (1985) sur la nécessité de déterminer avec précision la conductivité hydraulique dans la zone proche de la saturation, partie considérée comme très influente des transferts d'eau ascendants dans le sol.

La comparaison du comportement de deux sols de texture différente est instructive. Sur la Figure 1.6 sont représentées les variations de conductivités hydrauliques d'un sol sableux et argileux ainsi que les relations entre le flux limite et la profondeur de la nappe. Il apparaît que les deux relations entre le flux limite et la profondeur de la nappe se croisent tout comme celles de la conductivité. En considérant la relation :

$$Pn_s - Pn_a = \int_0^{\Psi_1} \left(\frac{1}{1 + \frac{q_{lim}}{K_s}} d\psi - \frac{1}{1 + \frac{q_{lim}}{K_a}} d\psi \right) + \int_{\Psi_1}^{+\infty} \left(\frac{1}{1 + \frac{q_{lim}}{K_s}} d\psi - \frac{1}{1 + \frac{q_{lim}}{K_a}} d\psi \right) \quad (1.6)$$

où K_s et K_a sont respectivement les conductivités hydrauliques du sable et de l'argile ($L.T^{-1}$), Ψ_1 la succion à leur point d'intersection (L), Pn_s et Pn_a les profondeurs de nappe du sable et de l'argile

(L), on peut vérifier que le terme $(P_n - P_a)$ peut être positif, négatif ou nul selon les ordres de grandeur de q_{im} par rapport à K_s et K_a (Poulovassilis *et al.* 1985). Ainsi lorsque $q_{im} \ll K_1$, le premier terme de l'intégrale est négligeable et $(P_n - P_a)$ est négatif ; lorsque $q_{im} \gg K_1$, le second terme de l'intégrale est négligeable et $(P_n - P_a)$ est positif. A certaines valeurs intermédiaires de q_{im} , les ordres de grandeur des deux termes de l'intégrale sont équivalents et $(P_n - P_a)$ tend vers zéro.

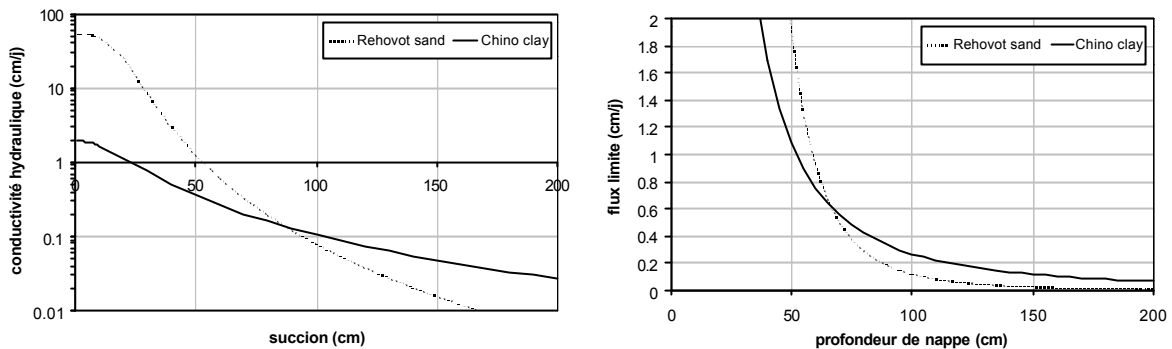


Figure 1.6 : comparaison des relations ‘conductivité hydraulique-succion’ et ‘flux limite-profondeur de nappe’ pour deux sols choisis : Rehovot sand, Hadas *et al.* (1972) et Chino clay, Gardner (1958)

2.2.2 Le flux limite en relation avec la pression de l’eau dans le sol

La succion de surface pour laquelle le flux de remontée capillaire tend vers une valeur limite dépend, tout comme ce dernier, des caractéristiques du sol et de la profondeur de la nappe. Aucune étude expérimentale ne fournit des ordres de grandeur des valeurs atteintes. On observe toutefois que la transition vers le flux limite correspond à un assèchement plus prononcé de l’horizon supérieur de sol. Ce phénomène a été visualisé sur des mesures de profils de pression par Hassan *et al.* (1977) et Bouarfa (1995) qui observent une forte accentuation des gradients hydrauliques proche de la surface du sol.

2.3 Cas des sols hétérogènes

Lorsque le profil de sol est hétérogène c’est à dire présente plusieurs couches superposées de texture différente, le flux de remontée capillaire peut être calculé en intégrant l’équation de Darcy par couches (équation (1.7)). Le calcul repose sur les deux hypothèses suivantes : (i) la succion est continue à l’interface des couches, (ii) chacune des couches est homogène. Le flux limite est obtenu en faisant tendre la succion à la surface vers l’infini. Willis (1960) propose une méthode graphique pour obtenir une solution dans le cas d’un système bicouche, où les propriétés

hydrauliques de chaque couche peuvent être décrites par une fonction de conductivité telle qu'écrivent en équation (1.3).

$$\int_0^{z_n} dz = \int_0^{\Psi_1} \frac{K_1(\Psi)}{K_1(\Psi) + q_{rc}} d\Psi + \int_{\Psi_1}^{\Psi_2} \frac{K_2(\Psi)}{K_2(\Psi) + q_{rc}} d\Psi + \dots + \int_{\Psi_{n-1}}^{\Psi_n} \frac{K_n(\Psi)}{K_n(\Psi) + q_{rc}} d\Psi \quad (1.7)$$

où $\Psi_1, \Psi_2, \dots, \Psi_n$ (L) sont les succions aux limites des couches d'épaisseur $z_1, (z_2 - z_1), \dots, (z_n - z_{n-1})$ (L).

Hadas *et al.* (1972) et Hassan *et al.* (1977) comparent les résultats de calcul pour les combinaisons sol grossier sur sol fin, sol fin sur sol grossier. Les sols choisis sont tels que $q_{\text{lim(sol fin)}} > q_{\text{lim(sol grossier)}}$, quelle que soit la profondeur de la nappe pour la gamme de flux mesurée. Pour une profondeur de nappe donnée, le flux limite évolue en fonction de l'épaisseur de la couche de surface : dans le cas sol fin sur sol grossier, partant de $q_{\text{im(sol grossier)}}$ en profil homogène, le flux augmente avec l'épaisseur de sol fin pour atteindre un plateau à $q_{\text{im(sol fin)}}$; le flux décroît dans la configuration inverse sol grossier sur sol fin.

Les mêmes auteurs observent que le flux limite calculé est supérieur au flux limite mesuré (d'un facteur 2 à 3 pour Hadas *et al.* (1972), autour de 1,5 pour Hassan *et al.* (1977)). La résistance à l'écoulement est plus importante que celle prise en compte par la théorie. Il pourrait exister, selon eux, une résistance à l'interface des couches d'autant plus importante que l'interface est abrupte, i.e. plus importante lors d'un remplissage de colonne qu'in situ où les couches de sols s'interpénètrent sur une certaine épaisseur.

En analysant simplement la répartition des courbes de conductivités hydrauliques d'un sol fin et d'un sol grossier, Poulouvasilis *et al.* (1985) montre qu'une combinaison sol fin sur sol grossier se révèle toujours être la plus efficace en matière de transmission du flux de remontée capillaire, la moins efficace étant la combinaison inverse. Dans un objectif de limitation du flux ascendant, il s'agira donc de placer le matériau le plus grossier vers la surface, le plus fin au niveau de la nappe.

3. Simplifications opérées dans le modèle de flux limite

La théorie du flux limite, décrit le phénomène de flux de remontée capillaire comme un transfert d'eau de la nappe vers la surface, l'eau s'écoulant en phase liquide dans la zone variablement saturée du sol considéré isotherme. Lorsque le sol n'est plus en mesure de transmettre l'eau à hauteur de l'intensité imposée par la demande évaporatoire, le flux de remontée capillaire se

stabilise à une valeur constante. Le sol est alors théoriquement capable de soutenir en toutes circonstances ce flux maximal ou flux limite, dépendant des propriétés du sol et de la profondeur de nappe. Cela signifie que la couche supérieure du sol peut subir de forts dessèchements et la succion de surface tendre vers des valeurs élevées sans toutefois que le flux de remontée capillaire n'en soit affecté.

Les expérimentations de Schleusener *et al.* (1959), Hadas *et al.* (1968) en sol homogène, Hadas *et al.* (1972) en sol hétérogène, infirment toutefois cette analyse. Les auteurs observent en effet des réductions du flux de remontée capillaire dans de multiples conditions de sols et de profondeurs de nappe (entre 15 et 120 cm) ; un exemple est donné en Figure 1.7. La réduction du flux apparaît au moment où l'intensité du flux décroche de celle de la demande évaporatoire ; le flux limite ne s'installe pas et le flux décroît d'autant plus que la demande évaporatoire augmente. L'intensité de la demande évaporatoire pour laquelle le décrochement s'effectue est d'autant plus faible que la profondeur de nappe est grande. Hadas *et al.* (1968) notent le caractère irréversible du phénomène ; une fois la décroissance du flux amorcée, une réduction de la demande évaporatoire ne permet pas de réaugmenter le flux qui reste fixé à la valeur atteinte lors de la demande évaporatoire maximale. Les facteurs concourant à cette réduction sont mal identifiés ; Hadas *et al.* (1968) avancent l'interprétation de la formation d'un mulch.

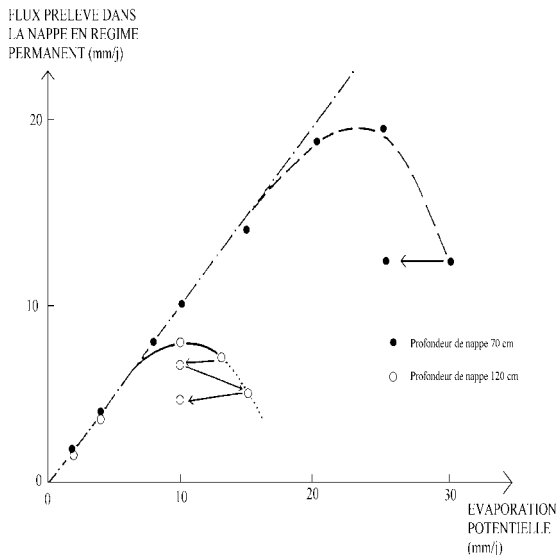


Figure 1.7 : évolution du flux de remontée capillaire en régime permanent – mesures effectuées par Hadas *et al.* (1968)

Ces résultats expérimentaux pourraient indiquer les limites de la théorie du flux limite. Sur leurs bases, nous avons donc cherché à identifier les facteurs susceptibles d'y apporter des explications. Nous nous sommes pour cela intéressés aux études de l'évaporation appliquées dans le cas de sol nu en l'absence de nappe. Il ressort que la limitation de l'évaporation par rapport à la valeur potentielle est également directement liée au processus d'assèchement de la surface du sol et à la diminution de la capacité de transmission de l'eau qu'il implique. Plus exactement, les auteurs observent que la réduction de l'eau dans l'horizon supérieur du sol est indissociable d'un flux d'eau vapeur dont on considère que la faible capacité de diffusion est un frein important à l'évaporation. A la zone de sol associée à ce flux vapeur sont attachés les termes divers de « zone » ou « front » d'évaporation, de « Dry Surface Layer » ou de « mulch ».

Nous décrivons dans cette partie, les processus conduisant à la diminution de l'évaporation en l'absence de nappe. Nous tâcherons d'appliquer ces connaissances au cas du flux de remontée capillaire. Lorsque des références sont disponibles, nous traiterons de leur influence sur le flux de remontée capillaire.

3.1 Le front d'évaporation

L'évaporation est le processus comprenant le changement de phase de l'eau liquide en vapeur et le transport de cette vapeur dans l'atmosphère. Elle peut se produire à la surface mais aussi sous la surface et l'on parlera alors de front d'évaporation. En l'absence de nappe, ce front de vaporisation est connu pour apparaître dès que le sol n'est plus apte à alimenter l'évaporation à hauteur de la demande potentielle. Son extension s'accompagne d'une réduction progressive de l'intensité de l'évaporation.

Ainsi, le cas le plus étudié - certainement le plus rencontré - est celui d'un sol dont le stock d'eau, en l'absence de nappe, n'est renouvelé que par les pluies ou l'irrigation. L'évaporation y est un phénomène transitoire conduisant à l'installation progressive du dessèchement du sol. Le processus selon lequel le sol s'assèche suit trois étapes (Idso *et al.* 1974) au terme desquelles l'évaporation est stabilisée à une valeur très faible contrôlée par une couche de sol sèche en surface dont l'humidité tend vers celle de l'air (Perrier 1973). La transmission de l'eau vers la surface du sol s'effectue alors sous forme vapeur. La genèse de cette couche sèche est liée à la diminution progressive de la teneur en eau dans l'horizon supérieur de sol. Si initialement, le sol humide est capable de satisfaire la demande atmosphérique (première étape), il apparaît, au bout d'une période variable, que le sol n'est plus en mesure de transmettre l'eau à la surface suffisamment rapidement pour compenser l'évaporation potentielle. C'est le début d'une phase de dessèchement de la surface

du sol (seconde étape), souvent longue, caractérisée par une diminution progressive de l'évaporation. Dès le début de cette phase, les flux ascendants se répartissent en phase liquide et gazeuse. L'épaisseur de la zone concernée est variable selon le type de sol et la durée de la période d'évaporation. Des expérimentations numériques (Boulet 1997, Scanlon 1994, Chanzy 1991, Higuchi 1984) ou in situ (Yamanaka *et al.* 1999) l'estiment à quelques centimètres. Cette zone peut toutefois s'étendre plus en profondeur et atteindre des épaisseurs importantes ; Perrier (1973) cite une épaisseur de terre sèche de 60 cm. Des valeurs extrêmes sont obtenues en conditions désertiques pour Fontes (1986) qui calcule par méthode isotopique des fronts d'évaporation à 1 et 1,5 mètres de profondeur pour des évaporations respectives de 1,4 et 4,5 mm/an.

En présence d'une nappe superficielle, nous n'avons pas recensé d'études qui abordent spécifiquement le flux de remontée capillaire en prenant en compte explicitement le mode de transferts biphasiques liquide et vapeur. On peut cependant noter l'émergence d'études menées à partir de mesures et d'analyses des profils de rapports isotopiques des constituants de l'eau dans la zone non saturée (Fontes 1986, Shimojima 1990, Coudrain-Ribstein *et al.* 1998). Les contextes traités sont parfois relativement éloignés du cas des périmètres irrigués ; il s'agit en effet de nappes profondes de quelques mètres à une dizaine de mètres, en milieu aride, dont on cherche à déterminer la participation au bilan hydrique sur des périodes annuelles ; les flux s'estiment alors en mm/an (Fontes 1986). Coudrain-Ribstein *et al.* (1998) calculent des évaporations, par application de la méthode isotopique de Barnes (1983), à partir d'une vingtaine de mesures. Il apparaît que ce flux est uniquement fonction de la profondeur de nappe et non plus des caractéristiques du sol. Selon l'auteur, cette divergence par rapport à la théorie du flux limite doit être attribuée à la non prise en compte de la diffusion gazeuse dans des cas où le front d'évaporation est bien développé. Cette dernière étant en effet peu variable avec la nature du sol, la présence d'un front d'évaporation conduirait à un flux unique, quel que soit le sol, pour une profondeur de nappe donnée.

3.2 Le mulch

3.2.1 Caractérisation d'un mulch

En l'absence de nappe, les processus de transferts hydriques conduisant à l'apparition d'un front de vaporisation et à la réduction de l'évaporation sont souvent associés ou assimilés à la notion de mulch. Ainsi le dénominateur commun à la caractérisation d'un mulch est une zone à la surface du sol, lieu d'écoulements en phase vapeur et jouant un rôle réducteur de l'évaporation. Si cette

définition n'est pas inexacte, elle n'en est pas moins incomplète. En effet, le mulch possède la particularité d'une structure différenciée par rapport à celle du sol sous-jacent.

On distingue deux catégories de mulchs : les mulchs dits « naturels » tels que les croûtes de battance et croûtes de sédimentation et les mulchs artificiels formés par une action mécanique anthropique tel que le labour ou constitués par apport d'un matériau à la surface du sol. Leur action de limitation de l'évaporation est sensiblement différente.

3.2.2 Les conditions d'apparition des mulchs 'naturels'

La condition de surface joue un rôle important dans la formation d'une couche sèche et dans la réduction de l'évaporation. Une différence de structure à la surface peut créer différentes conditions influant sur la formation de mulchs que l'on peut qualifier de 'naturels' (Bresler 1970). C'est le cas des croûtes de sol résultant d'une dégradation de l'état de surface du sol sous l'action conjuguées des cycles de pluie et d'évaporation. La croûte est dite de battance ou structurale lorsque sous l'impact des gouttes de pluie la surface du sol se nivelle par fragmentation et éclatement des agrégats, sédimentaire ou de dépôt lorsque le ruissellement disperse les particules et concentre dans les zones dépressionnaires les sédiments fins qu'il a transporté (Le Bissonais *et al.* 1995, Findeling 2001 (rappels bibliographiques)). Ces effets de dispersion sont renforcés par la dispersion chimique due à la présence de sodium échangeable (Le Bissonais *et al.* 1995, Rapp *et al.* 2000).

van Hoorn *et al.* (1994) rappellent que le développement d'un mulch dépend des conditions locales de sol, de climat et de culture : une culture d'hiver réduisant la teneur en eau dans la zone racinaire favorise le développement d'une couche de mulch sur une grande profondeur ; les pluies d'été mouillant juste le sol et augmentant la conductivité sans lessivage profond ont également un effet favorable au mulch. L'ensemble de ces facteurs favorisant ont été observés par Perrier (1973) dans le cas d'un sol en jachère.

3.2.3 Spécificité de la nature du mulch dans la réduction de l'évaporation

Par leur faible porosité et leur compacité d'autant plus importante que le sol est sec, les croûtes de surface jouent un rôle déterminant dans la réduction de l'évaporation (Bresler 1970, Rapp *et al.* 2000). De manière indirecte puisque caractérisées par une conductivité hydraulique très faible par rapport à celle du sol sous-jacent (2 à 3 ordres de grandeur selon les mesures de Bresler (1970)), elles réduisent la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol et la répartissent sur une profondeur plus grande à la teneur en eau plus faible ; de manière directe parce qu'elles constituent une couche de sol discontinue. C'est durant la seconde phase de l'évaporation que l'effet de la croûte se fait sentir

(Rapp *et al.* 2000). En effet c'est à partir du moment où le sol sous-jacent devient déficient que la croûte se dessèche et limite les mouvements de l'eau vers la surface (Bresler 1970). En phase ultime ou troisième phase, c'est la faible teneur en eau du sol qui est le facteur limitant tout comme pour un sol nu (Rapp *et al.* 2000).

L'étude de l'influence des mulchs artificiels sur l'évaporation est ici limitée aux cas où la couche de surface apportée est constituée de sol dont le caractère textural tranche avec le sol sous-jacent. Il s'agira, dans la plupart des cas, de sable ou de gravier (Modaihsh *et al.* 1985, Kemper *et al.* 1994). Ces mulchs sont mis en place dans une optique de conservation du contenu en eau du sol car ils améliorent l'infiltration (réduction du ruissellement, faible rétention de l'eau infiltrée) et limitent l'évaporation. Ils sont d'autant plus efficace à réduire l'évaporation que leur épaisseur est importante et leur texture de nature grossière. Cette couverture agit dès la première phase de l'évaporation du sol. Le rôle de son épaisseur et de sa densité sur la durée de chaque phase et l'intensité associée de l'évaporation est rappelée par Findeling (2001) ou de Louvigny (2001) selon les études de Bond *et al.* (1969), Bond *et al.* (1970) et Buckingham (1907). Au terme des trois phases, l'évaporation cumulée est invariable rendant l'efficacité du mulch indissociable d'une alternance des pluies et de l'évaporation. Sur une période annuelle, Kemper *et al.* (1994) montre qu'un mulch constitué de gravier peut, selon une épaisseur variant de 1 à 5 cm, permettre au sol de conserver 45 à 85 % de l'eau de pluie totale reçue.

3.2.4 Mulch en présence d'une nappe superficielle

Un certain nombre de pratiques agricoles visant à modifier l'état de surface du sol s'avèrent efficaces à réduire le flux de remontée capillaire. Nous en avons cité quelques exemples en introduction.

Le comportement d'un mulch constitué d'une couche différenciée est à relier, en présence d'une nappe superficielle, aux études de flux de remontées capillaires pour sols à couches multiples. En analysant simplement la répartition des courbes de conductivités hydrauliques d'un sol fin et d'un sol grossier, Poulouvassilis *et al.* (1985) montrent qu'une combinaison sol grossier sous sol fin se révèle toujours être la plus efficace en matière de transmission du flux de remontée capillaire, la moins efficace étant la combinaison inverse. Dans un objectif de limitation du flux ascendant, il s'agira donc de placer le matériau le plus grossier vers la surface, le plus fin au niveau de la nappe. Selon Hadas *et al.* (1972), un sol labouré se comporte comme un sol hétérogène dont la couche de surface est de texture plus grossière ; le labour joue donc un rôle réducteur de l'évaporation en présence d'une nappe superficielle.

En présence d'une nappe, van Hoorn *et al.* (1994) affirment qu'une forte évaporation excédant le flux maximum de remontée capillaire est favorable au développement d'un mulch alors qu'une évaporation égale à ce flux provoque une augmentation graduelle de la succion vers la surface et n'est pas favorable au développement d'un mulch en surface. Les seules expérimentations qui pourraient témoigner d'un tel effet sont celles qui ont été menées en conditions contrôlées par Schleusener *et al.* (1959) puis Hadas *et al.* (1968). Ces résultats pourraient signifier, qu'à la manière d'un sol nu sans alimentation, le sol serait en mesure de développer selon certaines conditions une couche sèche en surface dont les propriétés provoqueraient une rupture de l'écoulement quelle que soit la phase. C'est en tout cas vers cette explication que tendent Hadas *et al.* (1968).

4. Conclusion

En l'absence de nappe, le sol a pour nature de réagir aux contraintes évaporantes qui lui sont imposées par les conditions atmosphériques de manière à conserver le stock d'eau qu'il contient. Cette réaction consiste en un assèchement de la couche de surface qui, en réduisant les propriétés de transmissivité de l'eau dans cette zone, limite l'évaporation et permet de conserver l'eau des zones sous-jacentes. Cette action peut être renforcée par des dégradations de l'état textural de la surface du sol et la formation de croûtes ou mulch dit 'naturel'.

L'action des mulchs 'artificiels', modifications de surface d'origine anthropique (labour, épandage, ajout de sable...), consiste plutôt en une rupture des gradients hydrauliques entre deux zones dont les propriétés hydrauliques diffèrent pour une même teneur en eau. Lorsque la teneur en eau du sol est faible, un sol de texture grossière est bien moins conducteur qu'un sol de texture plus fine et sa présence dans la couche supérieure de sol est limitante pour l'évaporation.

En présence d'une nappe superficielle, les expérimentations de Schleusener *et al.* (1959) puis Hadas *et al.* (1968) ont montré qu'une réduction du flux de remontée capillaire en deçà de sa valeur limite est possible. Ces exceptions pourraient s'expliquer par un processus identique à celui qui vient d'être décrit en l'absence de nappe et sol homogène c'est à dire par un assèchement de la couche de surface ; s'agissait il d'un front d'évaporation ou d'un mulch, les références disponibles ne permettent pas de conclure. Si cette interprétation est exacte cela signifie que selon certaines conditions, qu'il reste à identifier, le dessèchement de surface et donc la succion ne peuvent augmenter indéfiniment sans freiner fortement le flux de remontée capillaire.

Nous retenons également de cette synthèse le rôle important des contraintes que le climat impose à la surface du sol, dans le processus de formation d'un mulch. Outre les effets de la pluie sur la déstructuration de l'état de surface ou les effets d'alternance du climat (cycles pluie/évaporation), un point nous paraît important : pour une profondeur de nappe donnée, la situation selon laquelle la demande évaporatoire dépasse le flux limite de remontée capillaire favoriserait la formation d'un mulch (van Hoorn *et al.* 1994).

Chapitre 2 - Matériel et méthodes

Ce chapitre présente le matériel et les méthodes utilisés ou mis au point dans le cadre de cette étude.

Le modèle choisi pour calculer le flux de remontée capillaire en liaison avec les conditions climatiques est nommé TEC, Transferts Eau Chaleur (Witono 1989, Chanzy 1993). Il s'agit d'un modèle mécaniste monodimensionnel qui simule les flux d'eau sous forme liquide et vapeur et les flux de chaleur dans le système sol-atmosphère. Dans le cadre de ce présent travail, ce modèle est utilisé pour identifier les phénomènes physiques intervenant dans le processus d'évaporation en présence d'une nappe superficielle en liaison avec les conditions atmosphériques. Nous présentons dans une première partie de ce chapitre les équations sur lesquelles le code numérique est fondé ainsi que le fonctionnement du modèle ; l'application spécifique du modèle à la problématique des remontées capillaires est également explicitée.

La seconde partie du chapitre est consacrée à la description de l'étude expérimentale des prélèvements par évaporation dans une nappe peu profonde, en liaison avec les conditions climatiques. Nous présentons tout d'abord le dispositif expérimental divisé selon l'aspect sol et l'aspect atmosphère ainsi que l'ensemble des mesures effectuées. Ce dispositif a été conçu pour répondre aux objectifs suivants :

- étudier et modéliser le fonctionnement hydrique d'un sol à nappe superficielle en condition d'évaporation permanente ;
- étudier l'incidence des sollicitations climatiques sur le flux de remontée capillaire et appréhender la mise à l'équilibre à l'interface sol/atmosphère par bilan des flux radiatif et d'énergie ;
- utiliser les résultats expérimentaux comme référence pour la modélisation des flux d'eau et de chaleur dans le système sol/atmosphère.

L'applicabilité du modèle TEC à l'expérimentation sur colonne a nécessité la détermination d'un ensemble de paramètres caractérisant les propriétés hydriques et thermiques du limon sableux. Leur valeur est soit déduite de la bibliographie soit mesurée ; nous présenterons le cas échéant les protocoles de mesure. L'ensemble de ces résultats est présenté conjointement au dispositif expérimental. Nous définissons enfin le protocole expérimental essentiellement fondé sur l'établissement du régime permanent.

1. Modèle Transferts Eau Chaleur

La description détaillée du modèle TEC et des concepts sur lesquels il s'appuie est donnée par Witono (1989) puis par Chanzy (1993). Les équations du module sol, résumées dans la première section, sont basées sur la théorie des flux couplés de masse et de chaleur dans un milieu poreux variablement saturé, initialement décrite par Philip *et al.* (1957). Dans l'atmosphère, il s'agit des équations du bilan radiatif et d'énergie à l'interface sol-atmosphère ; nous les présentons dans le cadre de la section traitant du fonctionnement du modèle TEC. Nous y précisons également les caractéristiques numériques de résolution des équations puis listons les paramètres et variables alimentant le modèle. Enfin nous expliquerons la manière dont nous allons utiliser le modèle dans le cadre de cette étude.

1.1 Formulation mathématique des phénomènes de transferts couplés de masse et de chaleur (Witono 1989)

Considérons un volume de sol constitué de trois phases (solide, liquide, gaz) dont la *surface est définie et plane* ; on suppose que les transferts de masse et d'énergie, traversant ce volume, sont *verticaux* parallèlement à un axe des cotes Oz dirigé vers le bas.

1.1.1 Equations de conservation de la masse et de l'énergie

Les lois de conservation de la masse et de l'énergie sont définies ci dessous pour un volume de sol quelconque ; notons qu'*aucun terme puits/source de masse ou de chaleur n'est pris en compte dans ces deux équations*.

Loi de conservation de la masse - La loi de conservation de la masse est exprimée pour l'ensemble des phases liquide et gazeuse telle que :

$$\frac{\partial}{\partial t} [\rho_w \theta_w + \rho_v \theta_v] = - \frac{\partial}{\partial z} [J_w + J_v] \quad (2.1)$$

ρ_w et ρ_v sont les masses volumiques de l'eau et de la vapeur d'eau (kg.m^{-3}), θ_w et θ_v sont les concentrations volumiques de l'eau et de la vapeur d'eau ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$), J_w et J_v sont les densités de flux de masse en phase liquide et en phase vapeur ($\text{kg.m}^{-2}\text{s}^{-1}$). Les transferts en phase vapeur sont diffusifs car *la pression totale de la phase gazeuse est supposée constante*. On pose : $\rho_v \theta_v = \rho_w \theta_{vw}$ où θ_{vw} est la concentration volumique équivalente de la phase gazeuse. En considérant cette dernière négligeable devant celle de l'eau liquide, il reste :

$$\frac{\partial(\rho_w \theta_w)}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} [J_w + J_v] = -\frac{\partial}{\partial z} [J_m] \quad (2.2)$$

où J_m est la densité totale de flux de masse d'eau en phase liquide ou gazeuse ($\text{kg.m}^{-2}\text{s}^{-1}$).

Loi de conservation de l'énergie - La loi de conservation de l'énergie est exprimée par la variation d'enthalpie spécifique e (J.kg^{-1}) de chacune des phases. L'équation s'écrit en considérant que : (1) l'équilibre thermique local entre les différentes phases est réalisé ; (2) il n'y a pas de dissipation d'énergie liée aux forces de frottement (les vitesses de transfert sont faibles). On a :

$$\frac{\partial}{\partial t} [\rho_d e_d] + \frac{\partial}{\partial t} \left[\sum_i \rho_i \theta_i e_i \right] = -\frac{\partial}{\partial z} [J_c] - \frac{\partial}{\partial z} \left[\sum_i e_i J_i \right] \quad (2.3)$$

où d est l'indice affecté à la matrice solide et i est mis pour v (vapeur) et w (eau). J_c est la densité de flux de chaleur (W.m^{-2}).

1.1.2 Equations de transferts

Les équations de transferts présentées ci-dessous sont issues des équations physiques du type loi de Darcy (phase liquide), loi de Fick (phase gazeuse) - dont l'expression a été modifiée pour faire apparaître les termes $\partial h/\partial z$ et $\partial T/\partial z$, gradients de pression de l'eau et de température respectivement – et loi de Fourier (chaleur).

Transferts de masse en phase liquide et gazeuse - La description des flux d'eau dans le sol est donnée par l'expression des densités de flux de masse respectivement pour la phase liquide et gazeuse.

$$J_w = -\rho_w \left[D_{ww} \frac{\partial h}{\partial z} - K + D_{wT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (2.4)$$

$$J_v = -\rho_w \left[D_{vw} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (2.5)$$

D_{ww} et D_{vw} sont nommés coefficients de diffusion isothermes en phase liquide et gazeuse ; D_{wT} et D_{vT} sont les coefficients de diffusion thermiques en phase liquide et gazeuse. En considérant que la vapeur d'eau se comporte comme un gaz parfait, que les phases liquide et gazeuse sont en équilibre de potentiel et que la relation entre la pression de l'eau h et la teneur en eau θ_w est unique, ils s'expriment :

$$D_{ww} = K \quad (2.6)$$

$$D_{wT} = K \left(\frac{\partial h}{\partial T} \right)_{\theta_w} \quad (2.7)$$

$$D_{vw} = D_v \left(\frac{M_w}{RT} \right)^2 \frac{P_v}{\rho_w} g \quad (2.8)$$

$$D_{vT} = D_v \left(\frac{M_w}{RT} \right)^2 \frac{P_v}{\rho_w} \left[\frac{L}{T} + g \left(\frac{\partial h}{\partial T} \right)_{\theta_w} - g \frac{h}{T} \right] \quad (2.9)$$

K est la conductivité hydraulique du milieu ($m.s^{-1}$), D_v est le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans le milieu ($m^2.s^{-1}$), P_v est la pression de vapeur d'eau dans la phase gazeuse (Pa). M_w , R , L et g sont respectivement la masse molaire de l'eau ($kg.mol^{-1}$), la constante des gaz parfaits ($J.mol^{-1}K^{-1}$), la chaleur latente de changement de phase ($J.kg^{-1}$) et l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$).

Les flux étant additifs, l'expression des flux de masse dans le milieu poreux est finalement :

$$J_m = -\rho_w \left[D_w \frac{\partial h}{\partial z} + D_T \frac{\partial T}{\partial z} - K \right] \quad (2.10)$$

avec :

$$D_w = D_{ww} + D_{vw}$$

$$D_T = D_{wT} + D_{vT}$$

Transferts de chaleur par conduction - La densité de flux de chaleur est directement exprimée en $W.m^{-2}$ à partir de la loi de Fourier telle que :

$$J_c = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.11)$$

où λ est la conductivité thermique du milieu ($J.m^{-1}K^{-1}s^{-1}$).

1.1.3 Expressions des équations transitoires de transferts de masse et de chaleur dans un milieu poreux

La combinaison des équations de transferts et des lois de conservation de la masse et de l'énergie aboutit à deux équations différentielles, aux dérivés partielles, non linéaires :

$$\frac{\partial \theta_w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_w \frac{\partial h}{\partial z} + D_T \frac{\partial T}{\partial z} \right] - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (2.12)$$

$$\rho_c^* \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(L \rho_w D_{vw}) \frac{\partial h}{\partial z} + \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (2.13)$$

Si l'obtention de la première équation est immédiate, la seconde est plus délicate et le cheminement ne sera pas détaillé ici. Notons seulement que l'expression de cette forme simplifiée nécessite les hypothèses suivantes : (1) *quelle que soit la phase, les chaleurs spécifiques (massiques) sont indépendantes de la température* ; (2) *la porosité totale du milieu est invariante pendant dt* ; (3) *la quantité de chaleur mise en jeu par vaporisation ou condensation pendant dt est négligeable par rapport à la quantité de chaleur gagnée ou perdue pendant le même temps par les phases solide ou liquide* ; (4) *la quantité de chaleur liée au transfert de masse gazeuse dans un milieu non isotherme est négligeable par rapport à la quantité de chaleur échangée par les phases solide et liquide pendant un temps donné* ; (5) *la quantité de chaleur liée au transfert de masse liquide dans un milieu non isotherme est négligeable par rapport à la quantité de chaleur échangée par les phases solide et liquide pendant un temps donné*.

1.2 Fonctionnement du modèle TEC

1.2.1 Résolution numérique : discrétisation spatiale et temporelle

Les équations différentielles aux dérivées partielles (équations 2.9 et 2.10), non linéaires, sont résolues par la méthode numérique aux éléments finis de Galerkin. Leur linéarisation s'appuie sur une discrétisation de l'espace et du temps. Le domaine est découpé selon des pas d'espace variables appelés éléments séparés par des nœuds ; la durée du calcul est divisée en pas de temps ajustés automatiquement selon le nombre d'itérations au sein d'un même pas de temps. Le choix de ces éléments spatio-temporels est d'importance car, combinés aux critères relatifs de convergence sur le potentiel et la température, ils déterminent la convergence et la précision des calculs.

Dans le modèle mécaniste, la moyenne par élément des coefficients de diffusion est arithmétique, ce qui est le mieux adapté à des cas d'évaporation où les variations du potentiel entre deux nœuds peuvent être abruptes ; une moyenne géométrique conduirait à une sous estimation du flux (van Dam *et al.* 2000).

1.2.2 Paramètres et variables du modèle

L'ensemble des paramètres et variables d'entrée est regroupé sur le schéma en Figure 2.1. Ce schéma extrait de Chanzy (1993), a été reproduit ici pour être adapté à notre mode d'écriture (cf. Liste des symboles). Il représente les deux modules, sol et atmosphère, dans la version la plus complète du modèle mécaniste c'est à dire la version couplée sol-atmosphère. Il comprend la liste des paramètres caractérisant le système, la liste des variables d'entrée descriptives de la simulation ainsi que la liste des variables calculées.

Lorsque le module sol est découplé du module atmosphère (nous parlerons alors de « système sol »), les conditions à la limite sont de type Dirichlet (variables pression de l'eau h_s et température T_s imposées) ou de type Neuman (flux de masse J_m et de chaleur J_c imposés). Lorsque les modules sol et atmosphère sont couplés (« système sol-atmosphère »), la condition à la limite supérieure du sol est de type Neuman ; les flux de masse J_m et de chaleur J_c sont égaux par continuité au flux d'évaporation E et de conduction de chaleur Φ_C calculés par résolution du bilan d'énergie dans l'atmosphère :

$$Rn + \Phi_L + \Phi_s + \Phi_c = 0 \quad (2.14)$$

où trois des termes Rn ($W.m^{-2}$) rayonnement net, Φ_L ($W.m^{-2}$) flux de chaleur latente et Φ_s ($W.m^{-2}$) flux de chaleur sensible dépendent à la fois de facteurs climatiques et de la caractérisation de l'état hydrique et thermique de la surface du sol (Figure 2.1). Ces trois termes ont pour expression :

$$Rn = (1 - a)Rg + \epsilon_s(Ra - \sigma T_s^4) \quad (2.15)$$

$$\Phi_s = \rho_a c_{pa} \alpha_s (T_a - T_s) \quad (2.16)$$

$$\Phi_L = L \times E = \frac{LM_w}{RT_a} \alpha_L (P(T_{r_a}) - P(T_{r_s})) \quad (2.17)$$

avec a albédo (-), Rg rayonnement global ($W.m^{-2}$), ϵ émissivité (-), Ra rayonnement de l'atmosphère ($W.m^{-2}$), σ constante de Stephan Boltzman ($W.m^{-2}.K^{-4}$), ρ masse volumique ($kg.m^{-3}$), c_p capacité thermique massique ($J.kg^{-1}.K^{-1}$), α_L et α_s coefficients d'échange de masse et de chaleur ($m.s^{-1}$), T la température (K), L la chaleur latente de vaporisation ($J.kg^{-1}$), E l'intensité de l'évaporation ($kg.m^{-2}.s^{-1}$), M_w la masse molaire de l'eau ($kg.mole^{-1}$), R la constante des gaz parfaits ($J.mole^{-1}.K^{-1}$), $P(Tr)$ la pression partielle de vapeur (Pa). Ces grandeurs sont affectés d'un indice a pour l'air et s pour la surface du sol.

Les coefficients d'échange de masse et de chaleur, α_L et α_S , sont calculés en utilisant l'approche de Prandtl et la théorie des similitudes de Monin et Obukhov. 'Seuls les cas de convection mixte et forcée sont considérés. La stratification thermique de l'atmosphère est intégrée dans l'expression des coefficients d'échange α_S et α_L selon les fonctions de stabilité de Businger (1971)' (Chanzy 1993).

Les variables température de surface T_s et humidité de surface - potentiel matriciel h_s ou pression de vapeur d'eau en surface $P(Tr_s)$ - étant communes aux deux systèmes d'équations, le couplage entre le module sol et le module atmosphère s'appuie sur un processus itératif (Chanzy 1991).

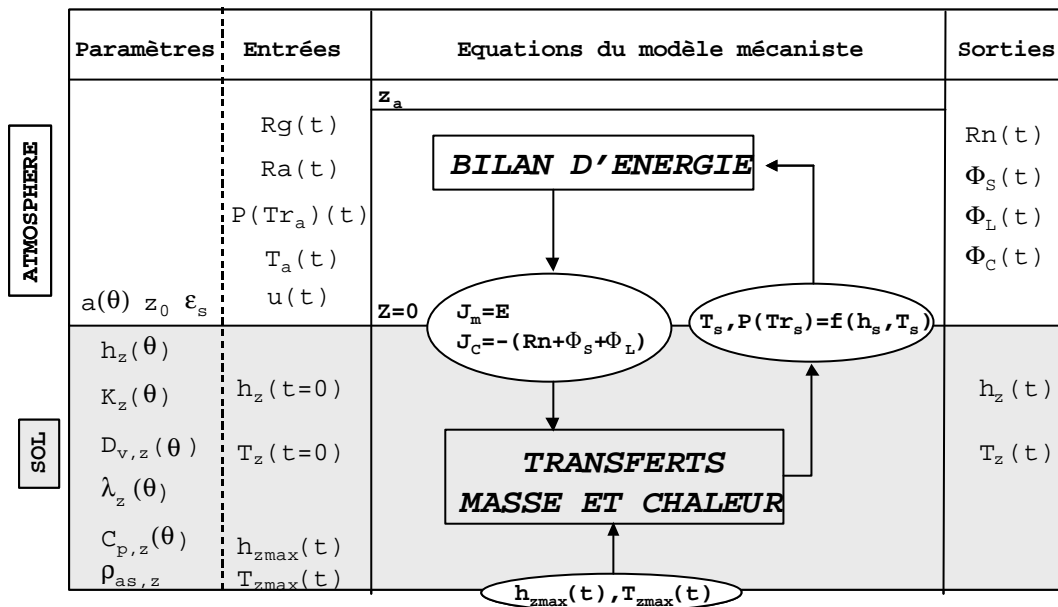


Figure 2.1 : schéma représentant la structure du modèle mécaniste.

On peut trouver la signification de chacun des paramètres et variables dans la liste des symboles

1.3 Utilisation du modèle TEC dans le cadre de ce travail

On distingue dans le fonctionnement du modèle mécaniste trois niveaux de couplage :

- 1 liquide/vapeur } « système sol »
- 2 masse/chaleur } « système sol »
- 3 sol/atmosphère } « système sol/atmosphère »

Dans cette étude, nous abordons la modélisation des phénomènes de flux de remontée capillaire selon les niveaux de couplage **1** liquide/vapeur et **3** sol/atmosphère, le niveau **2** masse/chaleur étant inclus dans ce dernier.

Aux niveaux de couplage **1**, nous associons deux modes, conditions particulières de simulation, qui visent à simplifier l'analyse des processus étudiés. Nous parlerons de :

- **mode liquide** lorsque les équations sont soumises aux deux conditions $D_v=0$ et $T(z)=20\text{ °C}$
- **mode liquide/vapeur** lorsque les équations sont soumises à la condition $T(z)=20\text{ °C}$

Dans le sol, le système est défini par la zone variablement saturée comprise entre le toit de la nappe et la surface du sol. L'objet de la modélisation étant de simuler des régimes permanents de flux de remontée capillaire, la limite inférieure est dans tous les cas de type Dirichlet, potentiel matriciel nul et température fixe. A la limite supérieure, nous emploierons soit une condition de Dirichlet soit le mode couplé.

2. Mesure du flux de remontée capillaire en régime permanent

2.1 Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental est représenté en Figure 2.2, ses dimensions en Figure 2.3. Le principe général est de soumettre la surface du sol à des régimes de vent et de rayonnement et de mesurer la réponse selon la profondeur de nappe en terme de flux de remontée capillaire. La colonne est constituée d'un cylindre en PVC rempli d'un sol sablo-limoneux. Le fond de la colonne est composé d'une plaque poreuse sous laquelle se trouve un réservoir d'eau percé d'un ajutage ; ce système permet une alimentation hydraulique uniforme. Pour maintenir la nappe à un niveau constant, nous relierons le réservoir d'eau à un vase de Mariotte. Le dispositif atmosphérique est constitué d'une enceinte en PVC chapeautant la colonne de sol. Cette enceinte est formée de 3 branches. Deux branches latérales conduisent l'écoulement de l'air ; leur angle par rapport à l'horizontale favorise la turbulence. Une branche verticale dirigée vers le haut permet le passage du rayonnement.

Pour répondre à l'ensemble de nos objectifs, nous effectuons un suivi des potentiels hydriques et des températures dans le sol. Les variables climatiques - rayonnement global, température, hygrométrie, vent - sont également mesurées. Une détermination des paramètres caractéristiques du sol et de l'atmosphère est également menée.

2.1.1 Colonne de sol

2.1.1.1 Mesures

Tensiométrie et température - La colonne est équipée de 20 tensiomètres et de 13 thermomètres (sondes platine Pt100, précision 0,1°C) positionnés de manière à densifier les mesures du fond vers la surface (Tableau 2.1). Les bougies poreuses ($\phi=1,2$ cm) et l'extrémité des sondes ($\phi=0,35$ cm, $L=10$ cm) sont positionnées au centre de la colonne pour rendre les mesures exemptes des effets de bord. Deux tensiomètres (n°7 et 15) et deux thermomètres (n°6 et 10) sont placés à mi-distance entre le centre et le bord de la colonne afin de mesurer un éventuel gradient hydraulique ou thermique horizontal.

Le pas de temps d'acquisition est d'½ heure pour les tensiomètres, d'¼ heure pour les thermomètres (moyenne de valeurs acquises toutes les 30 secondes).

Evaporation - En régime permanent les prélèvements par évaporation dans la nappe sont directement déduits de la pesée du vase de Mariotte. Le vase, dont l'autonomie est supérieure à 4 litre, repose à cet effet sur une balance électronique (précision : 1 gramme) ; le pas de temps d'acquisition est le ¼ d'heure.

2.1.1.2 Granulométrie et densité du sol

Granulométrie - Le sol est remanié et constitué d'un mélange à 50 % de limon d'Orly et 50 % de sable de Champlan (55 % de sable, 34 % de limon, 11 % d'argile). Ce sol a été sélectionné en fonction de son comportement à la dessiccation car il s'agissait qu'il soit peu sujet aux fissures ou rétractions sur les bords de la colonne ; plusieurs mélanges ont été testés allant de 10 à 50 % de sable ; le sol le plus sableux a été retenu.

Remplissage, densité et porosité - La colonne est remplie par couches de sol d'environ 25 cm d'épaisseur ; des repères visuels sont disposés à chaque niveau pour mesurer les variations de densité à la mise en eau. La densité apparente sèche mesurée par couche est en moyenne de 1500 kg.m⁻³. Le remplissage terminé, le sol est saturé par le bas ; après plusieurs cycles de montée et rabattement de nappe, les repères ne montrent pas de modification notable de la densité du sol. En considérant une densité de solide de 2650 kg.m⁻³, la porosité totale du sol est de l'ordre de 43 %.

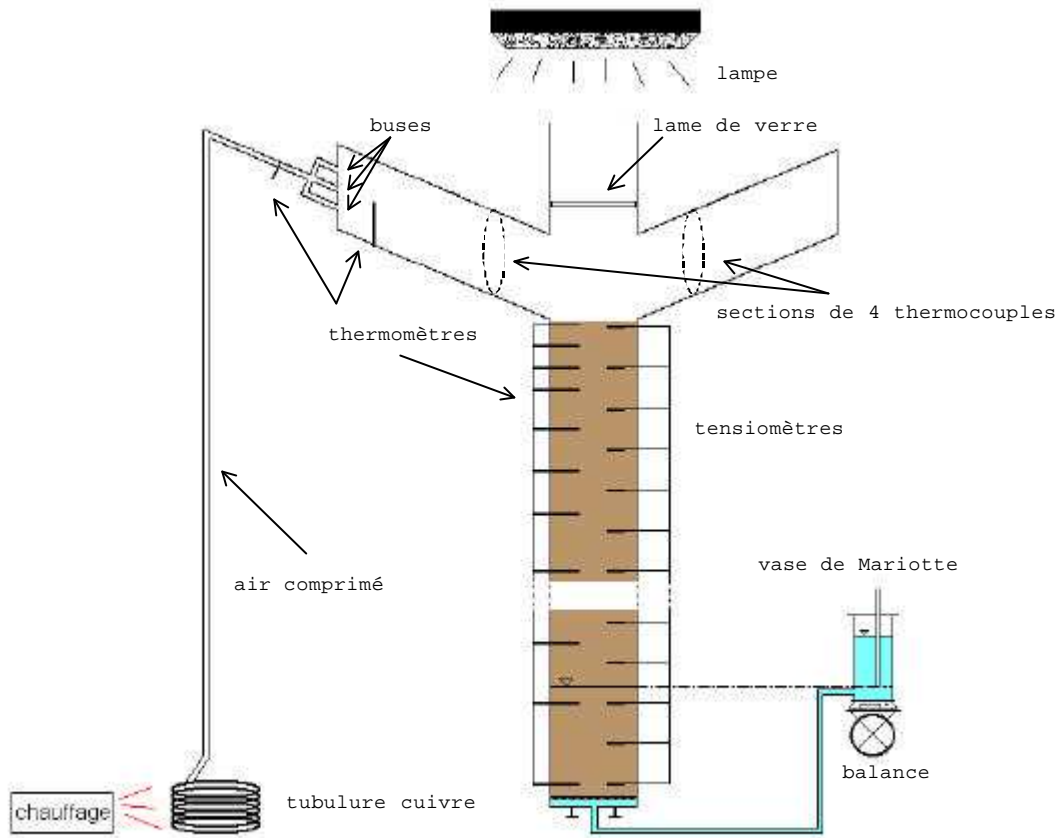


Figure 2.2 : schéma du dispositif expérimental dans son ensemble

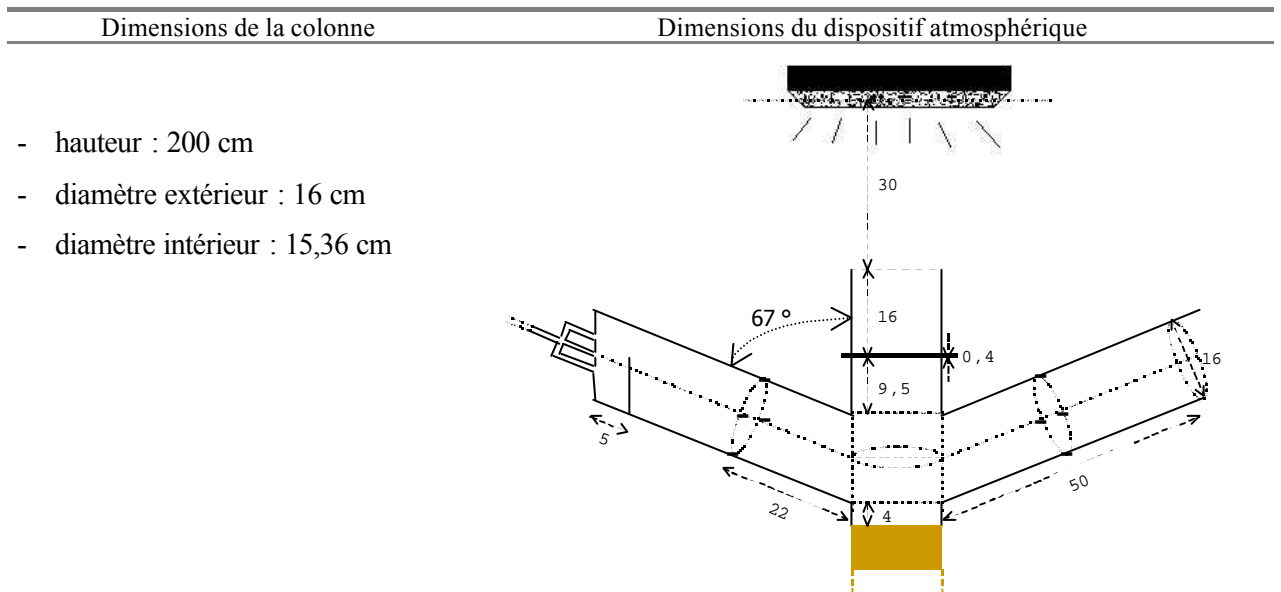


Figure 2.3 : dimensions du montage expérimental en centimètres

Tensiomètres		Thermomètres	
N°	Cotes (cm)	N°	Cotes (cm)
1	196,8	1	199,2
2	193,3	2	198,7
3	189,8	3	195,3
4	184,8	4	188,1
5	179,8	5&6	175,2
6&7	169,8	7	154,9
8	159,8	8	134,9
9	149,8	9&10	105,0
10	139,8	11	74,9
11	129,8	12	45,0
12	119,8	13	15,0
13	109,8		
14&15	94,8		
16	79,8		
17	64,8		
18	49,8		
19	34,8		
20	19,8		

Tableau 2.1 : répartition des tensiomètres et des thermomètres dans la colonne ; le bas de la colonne est la référence nulle

2.1.1.3 Courbe de rétention

La détermination de la courbe de rétention en eau a été obtenue expérimentalement par trois méthodes. Deux d'entre elles sont appliquées à des échantillons de sol et privilégient chacune une gamme de succion proche ou lointaine de la saturation ; la troisième est effectuée à l'échelle de la colonne de sol. Ces méthodes sont :

- la méthode de Wind : cette méthode s'applique en condition d'évaporation sur un échantillon de sol (Wind, 1969). Le principe de la méthode de Wind consiste à laisser sécher par évaporation l'échantillon de sol préalablement saturé en mesurant la teneur en eau moyenne de l'échantillon par pesée et le potentiel matriciel par une série de tensiomètres. L'ajustement de la courbe de rétention, suivant une fonction préalablement choisie, s'effectue en minimisant la somme des carrés des écarts entre la teneur en eau moyenne mesurée et celle estimée à partir du profil de potentiel matriciel, selon l'algorithme de Gauss-Marquardt (Tamari *et al.* 1993, Quétin *et al.* 1998). En prévision de

cette expérimentation, une colonne de sol, jumelle de celle utilisée pour l'expérimentation (diamètre identique, hauteur 1,20 m, densité apparente sèche de 1,5), a été montée. Un cylindre de sol de hauteur 7 cm y a été prélevé et envoyé au laboratoire qui a effectué les analyses - Unité de Science du sol, INRA Orléans. La gamme de pression utilisée pour estimer la courbe de rétention est comprise entre -0,5 et -9,6 mètres.

- la méthode de l'extracteur à plaque poreuse (Gardner 1956) : les expérimentations ont été effectuées dans le cadre d'une étude menée au sein de l'équipe sur la détermination expérimentale des propriétés hydrodynamiques au voisinage de la saturation (Paris 2001). Une série de mesures a été obtenue en phase de drainage sur une gamme de pression comprise entre la saturation et -1,5 mètres.
- le tarissement à l'échelle de la colonne de sol : pour obtenir une estimation de l'évolution de la courbe de rétention à l'échelle de la colonne de sol, nous réalisons un épisode de tarissement non influencé. Il s'agit de vidanger par gravité la colonne de sol, préalablement saturée, en mesurant le potentiel matriciel ainsi que le poids de l'eau drainée. L'ajustement de la courbe de rétention s'effectue par comparaison des chroniques de volume d'eau contenu dans la colonne, selon le critère de Nash (Nash *et al.* 1970) :

$$F = 1 - \frac{\sum_t (V_{sim}(t) - V_{mes}(t))^2}{\sum_t (V_{mes}(t) - \overline{V_{mes}})^2} \quad (2.18)$$

V_{mes} est le volume d'eau moyen contenu dans la colonne, déduit de l'écart entre le volume d'eau initialement contenu dans la colonne et le volume d'eau vidangé ; $\overline{V_{mes}}$ est la moyenne des volumes moyens mesurés ; V_{sim} est le volume d'eau estimé à partir du profil de potentiel ; t est l'indice représentant les pas de temps sur lesquels on dispose de données mesurées. Cette détermination concerne une gamme de pression variant entre 0 à -1,4 mètres.

Pour toutes les expérimentations, la fonction ajustée est décrite par la loi de Mualem-van Genuchten (van Genuchten 1980) :

$$\theta_w(|h|) = \theta_{wres} + (\theta_{wsat} - \theta_{wres}) \left[1 + (\alpha|h|)^n \right]^{(1-\frac{1}{n})} \quad (2.19)$$

avec : θ_w , θ_{wres} , θ_{wsat} , teneur en eau volumique du sol, résiduelle, à saturation ($m^3.m^{-3}$) ; h, pression de l'eau dans le sol (m) ; α et n, paramètres de forme de la fonction (m^{-1}) et (-). Les valeurs des paramètres d'ajustement sont présentées en Tableau 2.2.

	h (m)	$\theta_{wsat} (m^3/m^3)$	$\theta_{wres} (m^3/m^3)$	$\alpha (m^{-1})$	n
Wind	[-9,6 ; -0,5]	0,4	0,17	1,2	3,23
Extracteur	[-1,5 ; 0]	0,41	0,2	1,23	6,14
Tarissement	[-1,4 ; 0]	<u>0,4</u>	<u>0,17</u>	1	4,4

Tableau 2.2 : paramètres d’ajustement de la courbe de rétention ;
 x : valeur mesurée ; \underline{x} : valeur fixée par rapport à l’expérimentation Wind ; \bar{x} : valeur ajustée

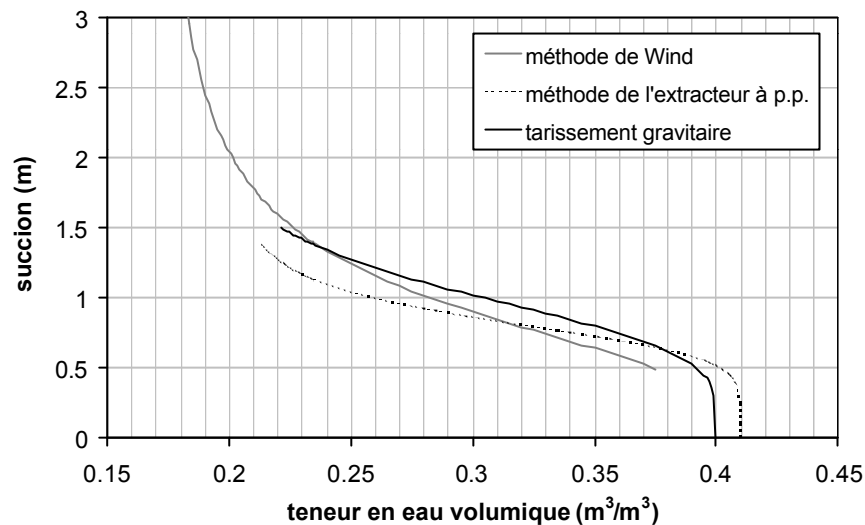


Figure 2.4 : relations succion – teneur en eau volumique selon la méthode de Wind, la méthode de l’extracteur à plaque poreuse (Paris 2001) et les mesures en tarissement gravitaire sur colonne.

Les courbes obtenues Figure 2.4 sont proches et présentent des allures identiques. Pour la gamme de teneur en eau qui leur est commune, les écarts entre les courbes ne dépassent pas 30 cm de succion. La courbe finalement retenue est composée de deux branches telle que :

$$\theta_{wsat}=0,4 \text{ m}^3/\text{m}^3, \theta_{wres}=0,17 \text{ m}^3/\text{m}^3, \quad \text{pour } \theta_{wres} \leq \theta_w < 0,24 \text{ m}^3/\text{m}^3 : \alpha=1,2 \text{ m}^{-1} \text{ et } n=3,23 \text{ (Wind)}$$

$$\text{pour } 0,24 \leq \theta_w \leq \theta_{wsat} \text{ m}^3/\text{m}^3 : \alpha=1 \text{ m}^{-1} \text{ et } n=4,4 \text{ (tarissement).}$$

La teneur en eau de transition de branche est l’intersection entre la courbe ‘Wind’ et la courbe ‘tarissement’. Cette composition des deux courbes est rendue possible par le fait qu’il n’y a pas de discontinuité marquée entre l’allure des deux branches à ce niveau. Le choix de cette jonction repose sur le fait que l’expérimentation par tarissement gravitaire permet d’une part l’exploration de la zone proche saturation non prise en compte par la méthode de Wind et intègre d’autre part l’ensemble de la constitution du massif de sol. Ce choix est toutefois contestable puisque nous

travaillons dans cette étude sur des processus d'évaporation et que des variations liées à l'hystérésis sont possibles.

2.1.1.4 Conductivité hydraulique

Conductivité hydraulique à saturation - La conductivité hydraulique à saturation K_{sat} est déduite de la loi de Darcy soit de la proportionnalité entre une différence de charge hydraulique ΔH imposée entre deux niveaux de la colonne et le débit d'écoulement Q qui en est induit :

$$Q = K_{sat} S \frac{\Delta H}{Z} \quad (2.20)$$

Pour déterminer cette conductivité, la colonne est préalablement saturée. Une lame d'eau est maintenue constante à la surface du sol et en contrebas, un réservoir maintient une différence de charge ΔH . La quantité d'eau transitant au travers de la colonne est déversée dans un bac posé sur une balance et le débit Q est déduit du suivi des pesées (Figure 2.5). Deux expérimentations ont été réalisées. Pour chacune, nous vérifions que la différence de charge imposée est égale à la différence de charge mesurée dans le sol par les tensiomètres. Les valeurs de conductivité hydraulique correspondantes sont reportées dans le Tableau 2.3, à la température moyenne du sol pendant l'expérimentation et converties à la température de 20°C. C'est la valeur moyenne de 0,46 m/j qui est adoptée.

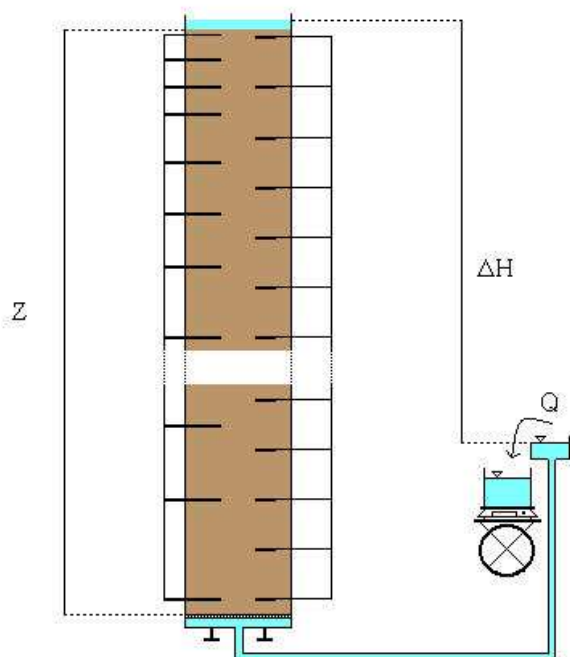


Figure 2.5 : schéma du dispositif utilisé pour mesurer la conductivité hydraulique à saturation.
 ΔH : différence de charge totale ; Z : hauteur totale de sol ; Q : débit

ΔH (cm)	T (°C)	$K_{sat}(T)$ (cm/j)	$K_{sat}(20^\circ C)$ (cm/j)
70,9	21,7	48,4	46,5
28,75	22,1	47,4	45,1
<i>Moyenne</i>			45,8

Tableau 2.3 : conductivité hydraulique à saturation à 20 °C

Conductivité hydraulique non saturée - Nous définissons la conductivité hydraulique selon la formule proposée par Mualem-van Genuchten (van Genuchten 1980) :

$$K(h) = K_{sat} \frac{\left[1 - \left((\alpha|h|)^{n-1} \left(1 + (\alpha|h|)^n \right)^{-m} \right) \right]^2}{\left[1 + (\alpha|h|)^n \right]^{m/2}} \quad (2.21)$$

où K_{sat} est la conductivité hydraulique à saturation ($m \cdot j^{-1}$), h est la pression de l'eau dans le sol (m), α et n sont des paramètres d'ajustement (m^{-1}) et (-) et $m=1-1/n$.

La conductivité hydraulique saturée étant connue, il reste à déterminer la valeur des deux paramètres α et n . Nous optons pour deux approches :

- l'équation ci-dessus est une expression dérivée de celle de la courbe de rétention (équation 2.21) (van Genuchten 1980). Les deux paramètres peuvent être déduits de l'ajustement de la courbe de rétention sur les mesures (section 2.1.1.3 de ce chapitre) ;
- les paramètres d'ajustement de la conductivité hydraulique sont estimés par calage du modèle TEC sur des épisodes expérimentaux d'évaporation en régime permanent.

Nous retenons pour le moment les valeurs des paramètres obtenus par l'ajustement de la courbe de rétention, soit : $\alpha=1,2 \text{ m}^{-1}$ et $n=3,23$ pour $K_{sat}=0,46 \text{ m} \cdot j^{-1}$. Nous vérifierons ou ajusterons ces valeurs par le calage du modèle TEC (Chapitre 4 - 1.1.1.1).

2.1.1.5 Diffusivité de la vapeur d'eau

Dans le modèle mécaniste TEC, l'expression mathématique utilisée pour décrire le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans le sol D_v est :

$$D_v = D_o f(\theta) \left(\frac{P_t - P_v}{P_t} \right) \quad (2.22)$$

D_v est une fonction du coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air D_o , d'une fonction de forme $f(\theta)$ et d'un rapport entre la pression totale de l'air P_t et pression partielle de la vapeur d'eau dans l'air du sol P_v . Par l'intermédiaire de ces variables, le coefficient dépend des caractéristiques morphologiques du milieu poreux et de sa teneur en eau tel que :

$$D_v = D_o \left(\eta f(\text{por}_a) \right)^\mu \left(\frac{P_t - P_v}{P_t} \right) \quad (2.23)$$

où por_a est la porosité libre à l'air, $\text{por}_a = \text{poro} - \theta_w = \left(1 - \frac{\rho_{as}}{\rho_d} \right) - \theta_w$ (poro est la porosité totale du sol, θ_w la teneur en eau volumique) ; μ et η sont des paramètres d'ajustement ; f , appelé facteur de forme, joue le rôle d'un coefficient multiplicateur.

Bruckler *et al.* (1989) calculent numériquement le coefficient de diffusion gazeuse en se basant sur des mesures expérimentales dont le principe est décrit dans Ball *et al.* (1981) puis Bruckler *et al.* (1989). L'ensemble des mesures effectuées concernent plusieurs variétés de milieux poreux notamment des échantillons de sol non perturbés ainsi que des sols remaniés à porosité texturale uniquement. Ces mesures sont représentées en Figure 2.6 selon la porosité libre à l'air por_a . Sur l'ensemble des points correspondant aux échantillons de sol non perturbés, Witono (1988) ajuste la loi suivante :

$$D_v = 0,229 \cdot 10^{-4} (\text{por}_a)^{2,248} \quad (2.24)$$

Elle est représentée en Figure 2.7 sous la légende Bruckler *et al.* (1989). Cette relation correspond à un facteur $\eta f = 0,87$ pour $D_o = 2,59 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ à 20°C. Considérant le fait que le sol utilisé dans l'expérimentation est un sol remanié nous pensons, au regard des valeurs expérimentales affichées en Figure 2.6, devoir diminuer l'intensité du coefficient de diffusion en choisissant $\eta f = 0,4$.

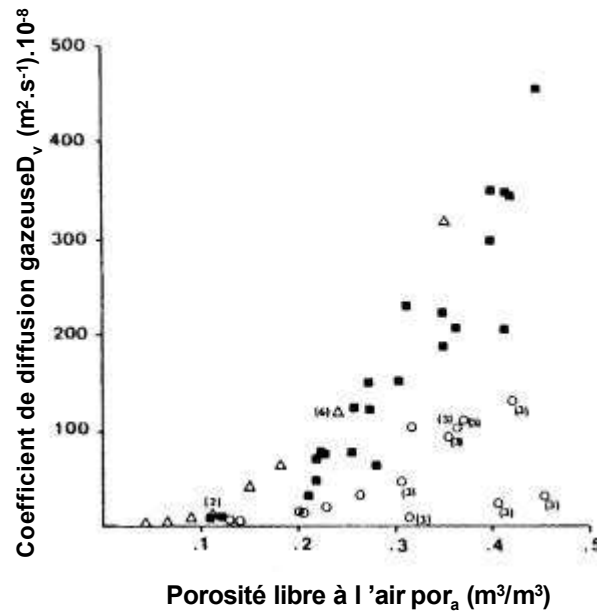


Figure 2.6 : relation entre le coefficient de diffusion gazeuse et la porosité libre à l'air pour : (Δ) des agrégats compactés saturés, (■) des échantillons de sol non perturbés, (○) des échantillons de sols texturaux ; les chiffres entre parenthèses indiquent le nombre de répétitions ; (Bruckler *et al.* 1989).

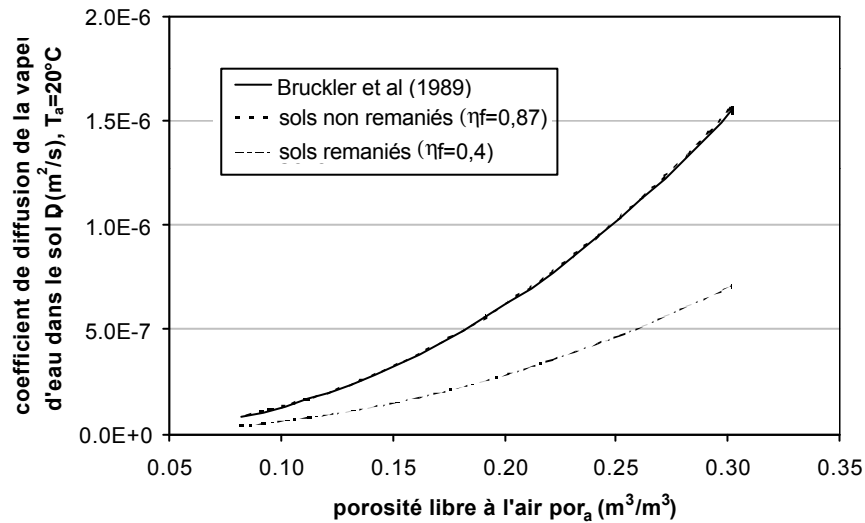


Figure 2.7 : relations ajustées du coefficient de diffusion gazeuse en fonction de la porosité libre à l'air

2.1.1.6 Conductivité thermique

Le conductivité thermique du limon sableux a été déterminée expérimentalement pour différents degrés de saturation du sol. L'expérimentation est présentée dans une première section ; elle

consiste à mesurer, en régime permanent, les températures dans un cylindre de sol dont une extrémité est soumise à un flux de chaleur d'intensité constante. Les mesures de température mettent en évidence des pertes de chaleur non négligeables à deux niveaux (seconde section) : à l'extrémité du cylindre, toute la chaleur émise par la résistance ne pénètre pas dans le sol ; le long du cylindre de sol existent des pertes de chaleur radiales. Après réévaluation de la quantité de chaleur réellement reçue par le cylindre de sol, la conductivité thermique sera finalement calculée à l'aide d'un outil de résolution numérique de la loi de Fourier pour un système à symétrie cylindrique (dernière section).

Le Tableau 2.4 regroupe des valeurs de conductivité thermique recensées dans la littérature ; elles sont données pour différentes teneurs en eau et densités. Nous limitons les données aux sols remaniés (densité supérieure à 1) et de texture identique ou voisine de celle du sol sablo-limoneux utilisé expérimentalement. Des valeurs complémentaires peuvent être trouvées dans ten Berge (1990). Précisons que les auteurs se réfèrent quasi systématiquement à une notion de conductivité thermique apparente, incluant à la fois les flux de chaleur liés à la conduction pure et ceux conduits par la vapeur d'eau (mouvement de masse, évaporation/condensation) (Bruckler *et al.* 1987, Richard *et al.* 1989, Sepaskhah *et al.* 1979).

	Sol sec		Sol humide		ρ_{as}	Références
	θ_w	λ	θ_w	λ		
Loamy sand	0	0,25	0,2	0,96	1,69	Sepaskhah <i>et al.</i> (1979)
			0,4	1,6		
Loam	0	0,21	0,21	0,44	1,18	Hadas (1977)
			0,4	0,9		
			0,55	1		
Sandy Loam		0,12		0,795	1,25	Hadas (1977)
		0,21		0,96	1,45	

Tableau 2.4 : conductivité thermique de quelques sols choisis ; la teneur en eau volumique θ_w est exprimée en $m^3.m^{-3}$, la conductivité thermique λ en $W.m^{-1}K^{-1}$ et la densité apparente sèche ρ_{as} en $kg.m^{-3}$

Dispositif expérimental (Figure 2.8) et protocole - Une résistance électrique, source de chaleur, est placée au fond d'un cylindre en PVC (diamètre 15 cm, hauteur totale 28,1 cm) reposant sur un socle de la même matière. La résistance est surmontée d'une plaque métallique en aluminium d'épaisseur 1 mm assurant une répartition homogène du flux de chaleur sur la section à

la base du sol. Le sol remplissant le cylindre occupe une hauteur totale de 20,3 cm ; la densité apparente sèche considérée constante sur toute la hauteur est de 1420 kg.m^{-3} .

Quatre thermomètres (sondes Pt100, diamètre 6 mm, longueur 20 cm) sont positionnés dans le sol à 1,3 cm, 6,3 cm, 11,3 cm et 16,3 cm de la plaque métallique ; ils sont numérotés de 1 à 4. Deux tensiomètres (diamètre 7,5 mm) sont placés verticalement à 5 et 15 cm de profondeur. L'ensemble du montage repose sur une balance. Le cylindre est isolé latéralement par quatre couches de laine de verre de 25 cm d'épaisseur totale. Le dispositif est placé dans une pièce climatisée asservie à une température de $21,5 \text{ }^\circ\text{C}$ où il repose sur une plaque en polystyrène d'épaisseur 8 cm.

La puissance de chaleur émise par la résistance est de 100 W/m^2 . Les mesures de température ont été effectuées pour un limon sableux à l'état sec puis pour les teneurs en eau suivantes : 0,42 ; 0,39 ; 0,35 ; 0,3 ; 0,28 ; 0,25 ; 0,225 ; 0,195 ; 0,17 m^3/m^3 . Ces paliers de teneur en eau ont été atteints en faisant se succéder des phases d'évaporation à des phases d'équilibrage que nous obtenons en recouvrant la surface du sol d'une feuille d'aluminium. Ce régime d'équilibre est maintenu plusieurs jours afin de s'assurer de l'établissement du régime thermique permanent ainsi que du rééquilibrage de la teneur en eau dans le sol. L'expérimentation prend fin dès que nous observons un décalage entre les deux tensiomètres.

Remarque : la valeur de la teneur en eau à saturation, de l'ordre de $0,42 \text{ m}^3/\text{m}^3$, est surestimée par gonflement du sol sous l'effet de l'eau.

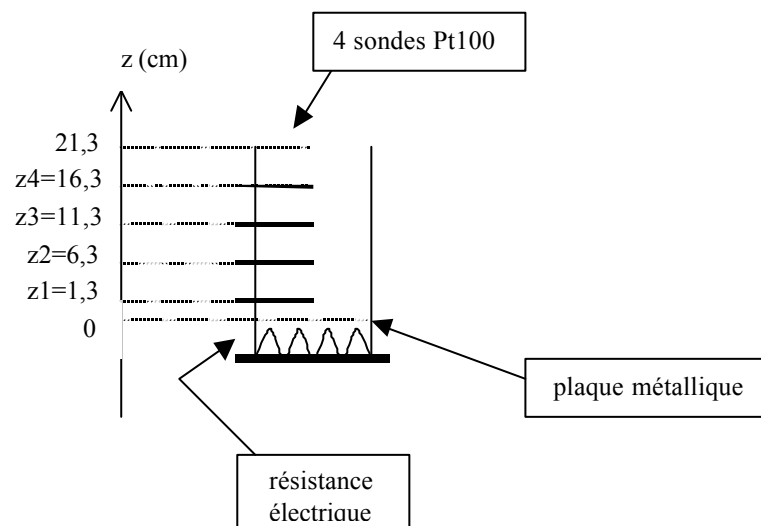


Figure 2.8 : schéma du montage expérimental de mesure de la conductivité thermique du sol

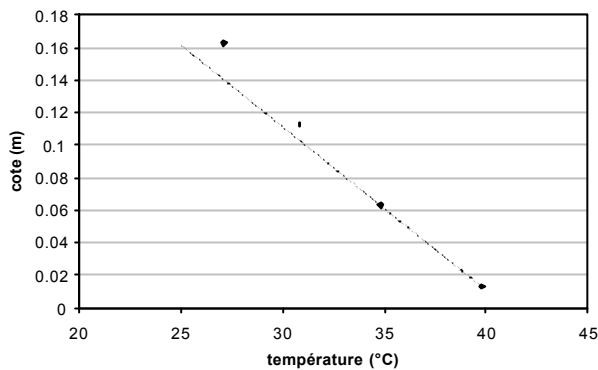


Figure 2.9 : profil de température en régime permanent, cas du sol sec

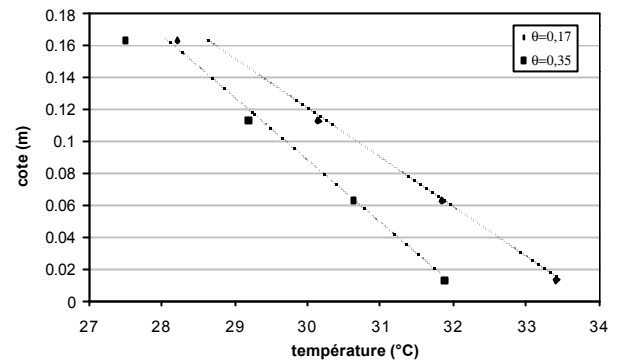


Figure 2.10 : profils de température en régime permanent pour deux teneurs en eau volumiques du sol

Résultats des mesures - Le profil de température obtenu en régime permanent pour le limon sableux à l'état sec montre une diminution du gradient de température plus les points de mesure s'éloignent de la source de chaleur (Figure 2.9). En considérant la conductivité thermique du sol constante sur tout le profil, cette diminution est le signe d'une décroissance du flux vertical ascendant que nous attribuons à des pertes de chaleur latérales. D'autre part, le calcul de la conductivité thermique - loi de Fourier pour un flux vertical de chaleur - est de $\lambda_{12}=1 \text{ Jm}^{-1}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1}$ pour la couche de sol délimitée par les thermomètres 1 et 2. En nous référant aux mesures recensées dans la littérature (Tableau 2.4), cette valeur semble nettement surévaluée et correspondrait plutôt à un ordre de grandeur en sol humide. Le flux de chaleur entrant dans le cylindre de sol est donc surestimé.

Le comportement des températures en sol humide se révèle être différent de celui du sol sec. En effet, quelle que soit la teneur en eau du sol, les profils de température présentent un refroidissement graduel à mesure que les points de mesure se rapprochent de la surface du sol (Figure 2.10). Il existe donc un phénomène masquant celui des pertes latérales. Il est assez immédiat de penser que nous sommes en présence d'évaporation. Toutefois rien dans les données ne nous permet de confirmer cette hypothèse. En effet : (1) la mesure en continu des pesées montre un comportement bien différencié entre les phases d'évaporation et de rééquilibrage (Figure 2.11) ; durant ces phases de rééquilibrage la pesée est stable et ne laisse pas présager de pertes d'eau suffisantes pour refroidir le profil de sol ; (2) les températures montrent elles aussi un comportement marqué d'une phase à l'autre excluant l'éventualité d'un régime permanent non atteint (Figure 2.12). On peut vérifier que la conductivité thermique est bien décroissante avec la teneur en eau du sol (Figure 2.13) ; par contre, tout comme dans le cas du sol sec, son intensité semble largement surévaluée.

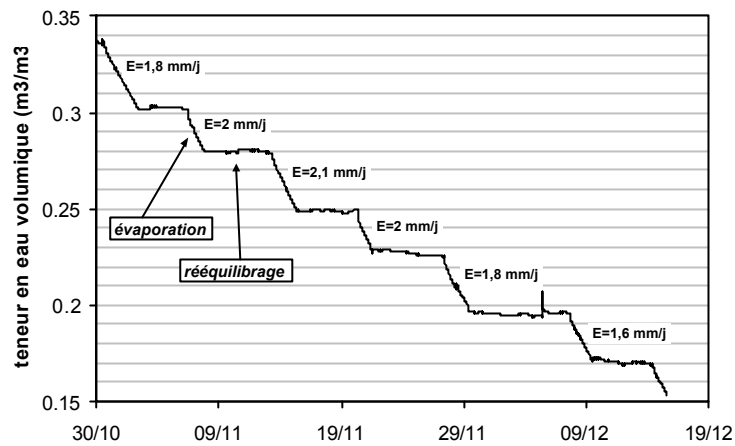


Figure 2.11 : chronique de la teneur en eau volumique dans le sol pour $\theta_w=0,3$ à $\theta_w=0,17 \text{ m}^3/\text{m}^3$; les pentes correspondent aux phases d'évaporation dont l'intensité est notée en vis à vis

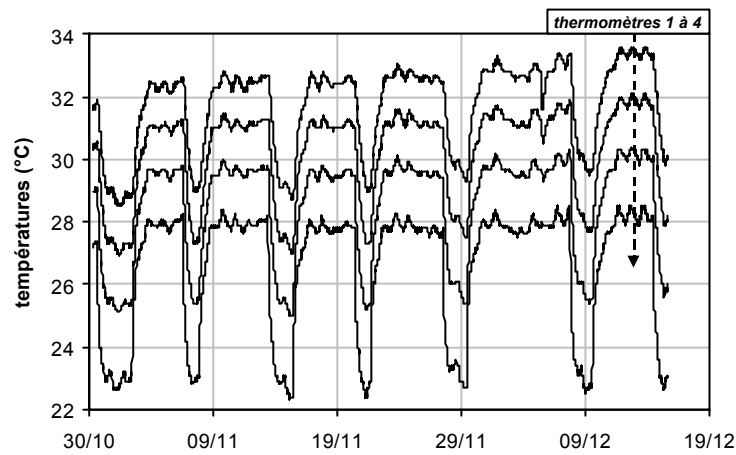


Figure 2.12 : chronique de la température dans le sol pour $\theta_w=0,3$ à $\theta_w=0,17 \text{ m}^3/\text{m}^3$

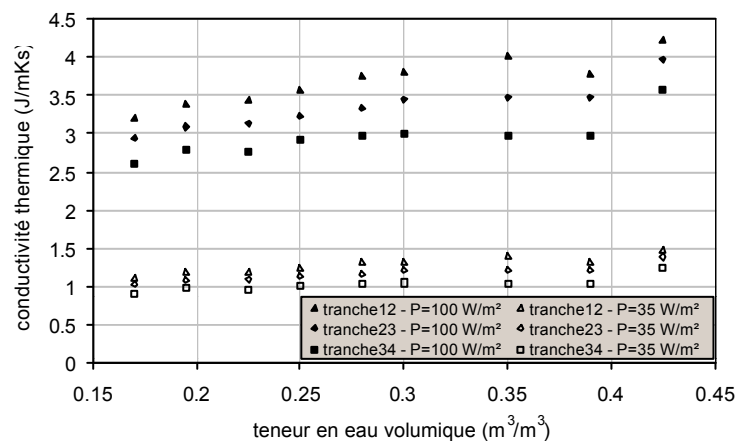


Figure 2.13 : conductivité thermique par tranche de sol, pour la puissance mesurée de 100 W/m^2 et la puissance corrigée à 35 W/m^2

Pour déterminer la quantité de chaleur réellement reçue par le sol, nous utilisons les phases transitoires de l'expérimentation. Plus particulièrement, nous exploitons des phases de réchauffement du sol où la température mesurée au niveau du thermomètre 4 est constante c'est à dire non perturbée par l'apport de chaleur. Dans cette configuration, l'intégralité de l'énergie apportée par la résistance électrique est restituée soit en stockage de chaleur dans le sol soit en pertes de chaleur latérales par conduction. Les calculs de ces bilans thermiques sont détaillés en annexe 1. Ils montrent que la quantité d'énergie réellement délivrée au sol ne représente qu'environ 35% de la quantité d'énergie émise par la résistance électrique. Ce résultat confirme le poids important des pertes de chaleur, malgré les précautions prises pour isoler la colonne.

L'application de la réduction du flux de chaleur délivré au sol au calcul de la conductivité thermique en régime permanent par la loi de Fourier, pour chacune des trois tranches de sol, a d'une part pour effet d'abaisser la conductivité thermique du sol humide à des valeurs comprises entre 1 et 1,5 $\text{J}\cdot\text{m}^{-1}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1}$ selon la teneur en eau du sol et, d'autre part, de réduire les écarts entre chacune des tranches. Les ordres de grandeur ainsi obtenus rejoignent les mesures répertoriées dans le Tableau 2.4.

Calcul de la conductivité thermique du limon sableux - Dans la section précédente, les mesures de températures dans le sol, en régimes transitoire et permanent, ont permis de déceler l'existence de pertes de chaleur impliquant que (1) la valeur exacte du flux de chaleur pénétrant dans le sol est inférieure de 65 % à la valeur mesurée au niveau de la résistance, (2) le calcul de la conductivité thermique doit prendre en compte la géométrie du système et associer les flux de chaleur verticaux et radiaux. Pour déterminer la conductivité thermique, nous utilisons donc un outil numérique résolvant la loi de Fourier en deux dimensions. Les conductivités thermiques du sol et de l'isolant, λ et λ_i , sont ajustées conjointement pour que le profil de température calculé soit conforme au profil expérimental.

Notre outil de modélisation est le logiciel Hydrus-2D (Simunek *et al.* 1996), qui modélise les transferts d'eau dans un milieu poreux en résolvant l'équation de Richards bidimensionnelle par la méthode des éléments finis. Dans ce logiciel, le flux peut s'écouler dans un plan horizontal (suppression du terme gravitaire), vertical ou dans une 'région verticale axisymétrique' c'est à dire un domaine à trois dimensions présentant une symétrie radiale selon la direction verticale.

La première option permet de ramener la loi de Darcy à une loi de forme analogue à celle de Fourier puisqu'elle supprime le terme gravitaire ; la pression de l'eau est alors assimilée à la température, la conductivité hydraulique à saturation à la conductivité thermique. Cette correspondance est possible dans la mesure où, la température dans le sol ayant été mesurée pour

une teneur en eau homogène, la conductivité thermique peut être considérée constante sur tout le profil de sol. La troisième option permet de rendre compte de la géométrie du système étudié. Seule la sélection d'une des trois options est possible, mais des tests préliminaires nous ont permis d'observer la concordance des résultats selon que l'option plan horizontal ou plan vertical est choisie. Dans nos conditions de simulation, le terme gravitaire n'a que très peu d'influence, ce qui nous permet d'utiliser librement le mode axisymétrique.

Le système étudié est un rectangle de dimension $0,22 \times 0,33 \text{ m}^2$ représentant une moitié de coupe verticale du système expérimental. Deux matériaux sont modélisés ; ils correspondent au sol et à la laine de verre d'une épaisseur respective de 0,08 et 0,25 m. La paroi en PVC de la colonne n'est pas prise en compte ; à l'interface entre les deux matériaux, le contact est considéré parfait (pas de résistance de contact).

Les conditions aux limites sont représentées sur la Figure 2.14 ci-dessous. Une condition de température est fixée aux limites de la laine de verre ; elle est égale à la température dans le laboratoire soit $21,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Au niveau de la surface du sol, la température imposée est la valeur obtenue par extrapolation du profil de température mesuré. A la base du sol, le flux imposé, nommé P , est le flux entrant réellement dans la colonne de sol. L'intensité de ce flux est fonction de la conductivité thermique de l'isolant, paramètre d'ajustement du profil de température. Une procédure itérative a donc été mise en place selon le mode présenté en Tableau 2.5. Selon les calculs précédemment effectués, la puissance est initialement évaluée à 35 W.m^{-2} pour une conductivité thermique de l'isolant estimée à $0,04 \text{ W.m}^{-1}\text{K}^{-1}$. Le calcul prend fin lorsque la puissance calculée n'est plus modifiée par les variations de la conductivité thermique de l'isolant, d'un pas de temps à l'autre.

Les valeurs de conductivités thermiques ajustées pour un profil de température en sol sec sont : $\lambda=0,24 \text{ J.m}^{-1}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1}$ et $\lambda_i=0,013 \text{ J.m}^{-1}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1}$ (Figure 2.15). Ces valeurs sont obtenues après 2 itérations seulement et la puissance calculée correspondante est de 28 W.m^{-2} . Ce résultat est cohérent avec le fait que nous pensions surestimer la valeur de la conductivité thermique de l'isolant par rapport à la valeur trouvée dans la littérature (cf. annexe 1).

Le cas du sol humide est traité sur un épisode expérimental où le sol est saturé. La simulation est effectuée en imposant à la base une puissance de chaleur de 28 W/m^2 ajustée en sol sec pour la valeur de l'isolant $\lambda_i=0,013 \text{ J.m}^{-1}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1}$. La température imposée à la surface ne peut pas être la valeur extrapolée du profil expérimental, en raison du refroidissement évoqué plus haut. Nous ajustons cette valeur pour que le gradient de température sur la couche de sol inférieure soit respecté au mieux. Finalement il résulte le couple de valeurs $(0,9 ; 0,013) \text{ J.m}^{-1}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1}$ (Figure 2.15).

Finalement, l'évolution de la conductivité thermique pour les différents paliers de teneur en eau est représentée sur la Figure 2.16. Elle évolue entre une valeur maximale de $0,9 \text{ J.m}^{-1}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1}$ à la saturation et $0,25 \text{ J.m}^{-1}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1}$ pour le sol sec.

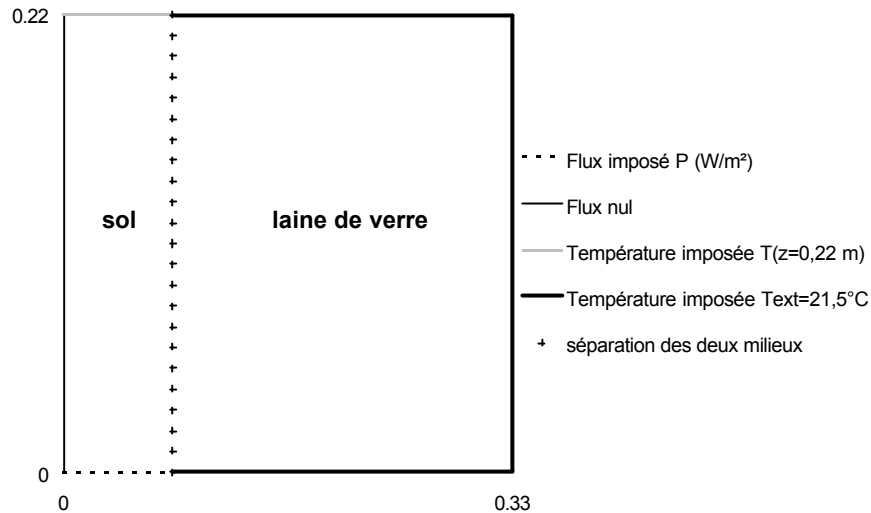


Figure 2.14 : représentation du système modélisé et des conditions aux limites imposées

	Puissance imposée à la base du sol	Couple de conductivités thermiques
Pas de temps i	$P(\lambda_i = 0,04 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}) = 35 \text{ W/m}^2$	(λ^i, λ_i^i)
Pas de temps j	$P(\lambda_i^j)$	(λ^j, λ_i^j)
Pas de temps k	$P(\lambda_i^k)$	(λ^k, λ_i^k)
Etc.

Tableau 2.5 : processus itératif de calcul de la puissance imposée et des conductivités thermiques

2.1.1.7 Capacité thermique

La capacité thermique n'a pas fait l'objet de mesure expérimentale. Nous utilisons le modèle de De Vries (1963) qui exprime la capacité thermique du sol comme une combinaison linéaire des capacités thermiques massiques de chacun des éléments constitutifs du sol proportionnellement à leur volume :

$$C_p = (1 - (\theta_w + \theta_a)) \rho_d c_{pd} + \theta_w \rho_w c_{pw} + \theta_a \rho_{as} c_{pas} \quad (2.25)$$

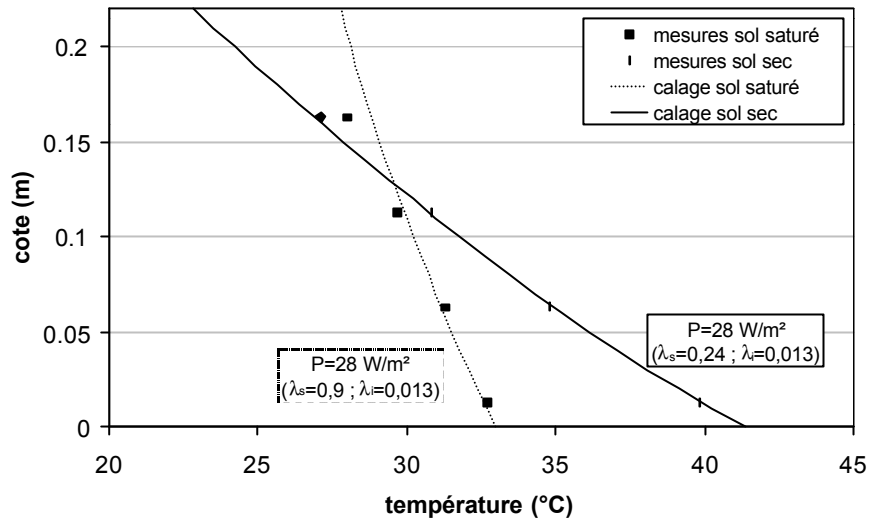


Figure 2.15 : profils de température mesurés et calculés en régime permanent, cas du sol sec et du sol saturé

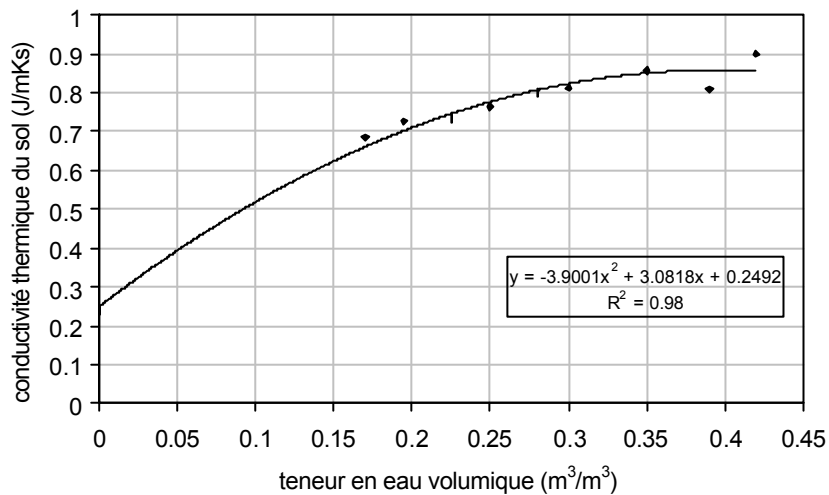


Figure 2.16 : conductivité thermique du limon sableux en fonction de la teneur en eau volumique

On affecte les valeurs suivantes aux capacités thermiques massiques : $c_{pd}=800 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$, $c_{pw}=4200 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$, $c_{pas}=1000 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ et aux densités de solide, d'eau et d'air sec les valeurs : $\rho_d=2650 \text{ kg.m}^{-3}$, $\rho_w=1000 \text{ kg.m}^{-3}$, $\rho_{as}=1,2 \text{ kg.m}^{-3}$. Ainsi, la teneur en eau détermine grandement la valeur de la capacité thermique totale étant donné sa capacité massique bien supérieure à celle des autres constituants.

2.1.1.8 Propriétés du sol vis à vis du rayonnement

Albédo - L'albédo d'un sol, rapport entre l'intensité de rayonnement de courtes longueurs d'onde incident et réfléchi, est variable selon les caractéristiques de surface – humidité, rugosité – et selon l'inclinaison du rayonnement incident. Dans l'expérimentation, la surface du sol étant lisse et le rayonnement de la lampe vertical, nous concentrons notre attention sur les variations de l'albédo selon la texture du sol et sa teneur en eau. Guyot (1997) donne une estimation assez large de l'albédo d'un sable nu qui serait compris entre 0,2 et 0,45 selon son taux d'humidité. Dans le Tableau 2.6, différentes mesures expérimentales issues de la bibliographie sont données pour des sols de texture identique ou voisine du limon sableux que nous utilisons. On constate que la diminution de la réflexion du rayonnement avec l'augmentation de la teneur en eau est assez marquée.

Selon Idso *et al.* (1975), la transition entre les valeurs minimales et maximales de l'albédo s'effectue, pour un sol se desséchant, au stade où ce dernier change visiblement de couleur et passe du foncé au clair. En tenant compte de ces considérations, et selon les valeurs présentées dans le tableau pour les limon sableux, nous choisissons d'utiliser la valeur de 0,1 lorsque le sol présente un aspect mouillé et sombre et 0,25 lorsqu'il présente l'aspect d'un sable sec et clair.

	Sol sec	Sol humide	Références
Aresona fine sand	0,38	0,22	Graser <i>et al.</i> (1982)
Lufkin fine sandy loam	0,33	0,18	Graser <i>et al.</i> (1982)
Avondale loam smooth soil	0,3	0,14	Idso <i>et al.</i> (1975)
Sandy loam	0,17	0,1	Feddes (1971) lu dans ten Berge (1990)
Oudelande sandy loam	0,2	0,08	Heide <i>et al.</i> (1980) lu dans ten Berge (1990)

Tableau 2.6 : mesures de l'albédo en sol sec et sol humide

Emissivité - Selon ten Berge (1990), l'émissivité est une propriété spécifique du sol dont la valeur, comprise entre 0,9 et 1, dépend de son contenu en matière organique, de sa composition minérale et de sa teneur en eau. Parmi les données qu'il a pu recueillir, ten Berge remarque que la différence entre un sol humide et un sol sec est faible et varie habituellement entre 0,02 et 0,04 - la valeur la plus élevée d'émissivité allant pour le sol humide. Selon Guyot (1997), l'émissivité ϵ_s

d'un sable nu se situe dans une gamme comprise entre 0,85 et 0,95 selon que le sable est sec ou humide. Nous optons pour la valeur la plus élevée de 0,95.

2.1.2 Dispositif évaporant

Nous développons dans ce paragraphe le descriptif du système évaporant en le décomposant selon sa composante convective, assuré par un système de ventilation, et sa composante radiative, par une lampe. Nous donnerons des précisions sur les caractéristiques de la demande évaporatoire en nous limitant aux éléments obtenus par les mesures directes de température, débit d'air, hygrométrie et rayonnement.

2.1.2.1 Mesures

Nous présentons dans cette section les mesures effectuées en continu au cours de l'expérimentation ; il s'agit de la température et de la température de Rosée. Les mesures ponctuelles de rayonnement et de débit d'air sont décrites en section 2.1.2.3 et 2.1.2.2 respectivement.

Température - Les températures sont mesurées en quatre points du dispositif évaporant (Figure 2.2) : (1) une sonde Pt100 ($\phi=0,8$ cm, $L=5$ cm) mesure la température de l'air dans le circuit d'air comprimé ; (2) une sonde Pt100 ($\phi=0,35$ cm, $L=10$ cm) mesure la température de l'air à son entrée dans la branche de l'enceinte ; (3) et (4) 2 sections de 4 thermocouples sont placées respectivement à l'amont et à l'aval de la surface du sol. Dans la suite du texte, ces mesures de températures seront identifiées respectivement sous les noms de T_{a1} , T_{a2} , T_{h1} (moyenne section amont) et T_{h2} (moyenne section aval).

Le pas de temps d'acquisition est le $\frac{1}{4}$ d'heure ; les valeurs acquises correspondent à une moyenne de mesures effectuées toutes les 30 secondes.

Température de Rosée - Une prise d'air, positionnée à une trentaine de centimètres à l'aval de la surface du sol, est reliée à un transmetteur de point de rosée. Les caractéristiques constructeur de l'appareil donnent une précision de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ et une répétabilité de $\pm 0,05^{\circ}\text{C}$. Une discussion plus développée sur le fonctionnement du transmetteur et la qualité des mesures effectuées est présentée en annexe 2. Le pas de temps d'acquisition est identique à celui des thermomètres.

2.1.2.2 Système convectif

Système de ventilation - L'alimentation en air est fournie par le circuit d'air comprimé du laboratoire. La pression de l'air, comprise entre 7 et 8 bars dans ce circuit, est réglée selon le débit souhaité au moyen d'un détendeur correspondant à l'ensemble filtre, régulateur réseau et régulateur fin sur la Figure 2.17. Un débitmètre massique se situe après le détendeur ; l'appareil fournit directement un débit exprimé en (Nl/min.) soit (Normaux l/min.), unité correspondant à un air dans les conditions normales de température et de pression (273°K ; 1 bar). Avant de pénétrer dans l'enceinte atmosphère, l'air est porté à une température constante en circulant dans une tubulure en cuivre sur laquelle de l'air chaud est soufflé (Figure 2.2 ou régulateur de température Figure 2.17). Enfin, l'air est injecté dans la colonne par trois buses assurant une répartition homogène de l'air sur toute la section.

Trois valeurs de vitesse de vent sont sélectionnées pour les expérimentations (Tableau 2.7). Notons que, rapportés à une section de branche de l'enceinte, ces débits correspondent à des vitesses moyennes de vent faibles, non représentatives des ordres de grandeur que l'on peut rencontrer in situ. Les buses sont sous dimensionnées. Notons toutefois que le compresseur, dont le débit maximal est de 34 m³/h, limite la vitesse moyenne dans la section de branche à 51 cm/s, ce qui reste une valeur faible.

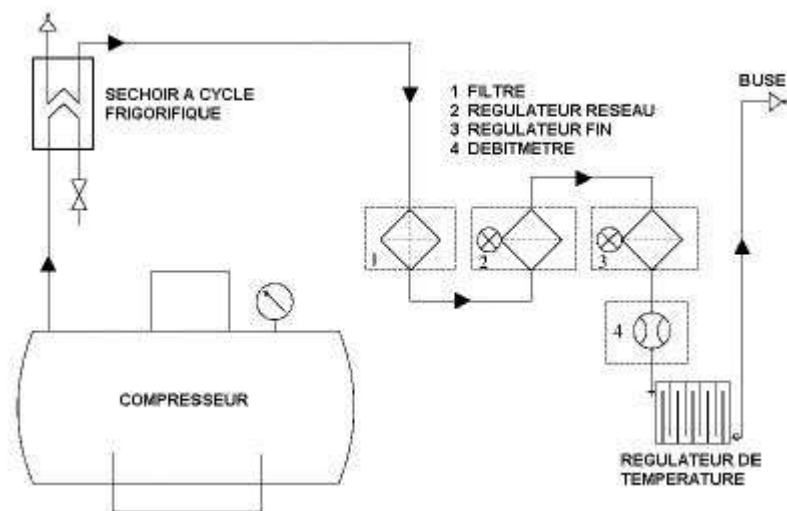


Figure 2.17 : schéma du circuit d'alimentation en air comprimé, du compresseur à la buse d'entrée d'air dans l'enceinte

	vent 'faible'	vent 'moyen'	vent 'fort'
Pression de l'air P_t (bar)	1,7	3,5	6
Débit d'air q (Nl/min.)	30	56	92
Débit d'air q (Nm ³ /h)	1,8	3,4	5,5
Vitesse moyenne du vent u (cm/s)	2,7	5,0	8,3

Tableau 2.7 : valeurs des trois débits d'air utilisés au cours de l'expérimentation et vitesses moyennes correspondantes calculées pour la section de branche de l'enceinte

Caractéristiques de l'air ventilé - L'état de l'air humide peut être caractérisé par trois variables que sont la pression totale, la température et la pression partielle de vapeur d'eau.

Avant de pénétrer dans l'enceinte atmosphère, l'air est porté à une température constante de 28°C. Au passage à travers les buses, l'air se détend à la pression atmosphérique et se refroidit. Cette détente s'effectue sans travail extérieur et on le suppose sans échange de chaleur avec l'extérieur signifiant qu'il s'agirait d'une détente isenthalpique connue sous le nom de détente de Joule-Thomson. Pour l'air, le refroidissement s'exprime par la relation établie par Joule et Thomson (Bailly 1971) :

$$\Delta t = 0,276 \left(\frac{273}{T} \right)^2 (p_2 - p_1) \quad (2.26)$$

où $(p_2 - p_1)$ désigne la chute de pression en atmosphères dans la détente et T la température absolue de détente, formule équivalent à 0,23° par atmosphère de chute de pression pour une température de l'air comprimé de 28°C. Or, les écarts de température mesurés sont équivalents pour nos trois valeurs de débit et seul l'écart de température mesuré à 6 bars se rapproche de la valeur calculée par la relation de Joule et Thomson (Tableau 2.8). Ce résultat porterait à dire que l'hypothèse de perte de chaleur négligeable n'est pas valide.

	T_{a1} (°C)	T_{a2} (°C)	$\Delta t_{\text{mesuré}}$	$\Delta t_{\text{calculé}}$
vent 'faible'	27,8	26,4	1,4	0,16
vent 'moyen'	27,9	26,6	1,3	0,57
vent 'fort'	27,8	26,4	1,4	1,15

Tableau 2.8 : détente théorique et mesurée de l'air entrant dans l'enceinte

La pression de vapeur d'eau est calculée à partir des caractéristiques constructeurs du séchoir à cycle frigorifique présent en sortie de compresseur, à l'amont du circuit d'air comprimé du laboratoire (Figure 2.17). Ces caractéristiques donnent une température de rosée de 3 °C pour une pression totale de l'air de 7 bars. On considère que lorsqu'on fait varier, à température constante, la pression d'un air humide, les pressions partielles de vapeur d'eau et d'air sec varient dans la même proportion ; la pression de vapeur ne pouvant dépasser sa valeur à saturation pour la température considérée. A la pression atmosphérique, la température de rosée de l'air entrant dans l'enceinte est donc égale à $Tr_{ac} = -21,7$ °C, correspondant à une pression partielle de vapeur d'eau $P(Tr_{ac}) = 107$ Pa. Pour plus de détails concernant ce calcul et sa validité, le lecteur peut se référer à l'annexe 2.

2.1.2.3 Système radiatif

L'énergie radiative est fournie par une lampe à iodure de sodium de puissance 250 W.m^{-2} placée à l'aplomb de la surface du sol. Le spectre d'émission de ce type de lampe est principalement situé dans le visible.

En l'absence de rayonnement, la branche verticale de l'enceinte est maintenue fermée par une paroi opaque et thermiquement isolante. Lorsque la lampe est en fonctionnement, la démarche a consisté à isoler thermiquement sans modifier le spectre ni atténuer l'intensité du rayonnement. Nous optons ainsi pour une lame de verre de faible épaisseur (4 mm) dont le facteur de transmission s'élève à 83 % (matériau dont le spectre de transmission est compris entre 0,4 et 5,5 μm pour un verre optique d'épaisseur 2 mm - Cojan *et al.* (1998) - , dont l'émissivité est proche de 0,89).

Etant donné la configuration de l'enceinte, il n'est pas envisageable de mesurer le rayonnement émis par la surface du sol sans induire de perturbation liée à la présence même de l'appareil ; seule est possible la mesure du rayonnement reçu par la surface du sol. Des capteurs de mesure de rayonnement, un pyranomètre et un pyrgéomètre, sont utilisés pour cela. Ils mesurent respectivement les rayonnements de courtes (0,3 à 3 μm) et de grandes (3 à 100 μm) longueurs d'onde parvenant sur une surface horizontale dans un angle solide de 2π stéradians.

Rayonnement de courtes longueurs d'onde reçu par la surface du sol - La mesure du rayonnement global reçu par la surface du sol ne peut être faite directement sur le dispositif expérimental, le pyranomètre étant trop encombrant ; la partie atmosphérique est déplacée sur une colonne annexe en prenant soin de respecter les distances verticales lampe/verre, la distance verre/sol étant un peu diminuée par la hauteur de l'appareil (Figure 2.18).

L'ampoule ne constitue pas une source de rayonnement homogène. Selon la position de la lampe, qui peut osciller de 2 à 3 cm autour de la position centrale par rapport au cylindre, nous mesurons des valeurs de rayonnement de courtes longueurs d'onde comprises entre 140 et 170 W/m². Ce rayonnement est faible mais il nous est techniquement impossible d'ajouter une seconde source de rayonnement.

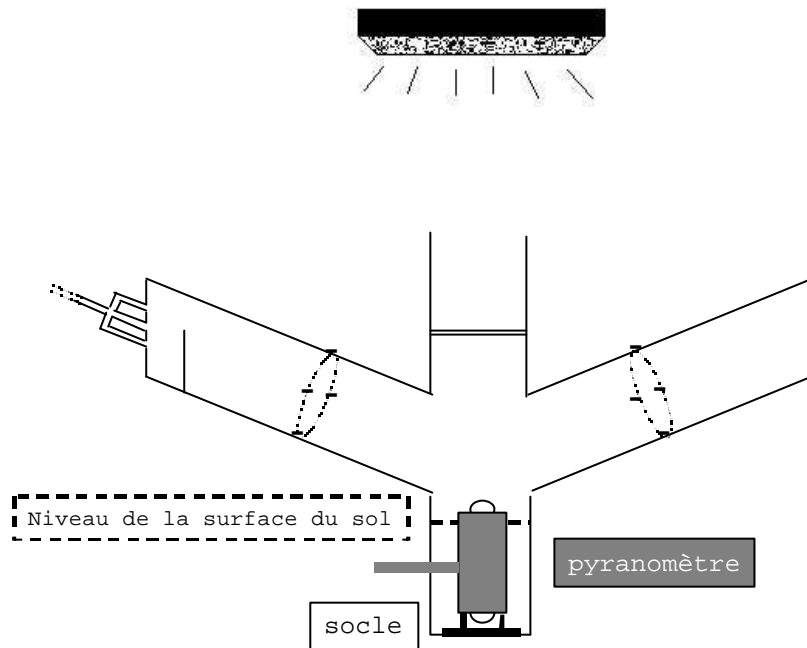


Figure 2.18 : schéma représentant le système de mesure du rayonnement global

Rayonnement thermique reçu par la surface du sol - L'intensité du rayonnement d'origine thermique est mesurée en posant le pyrgéomètre sur la surface du sol. Les mesures sont éventuellement décalées du rayonnement réellement reçu par la surface du sol par le fait que le pyrgéomètre, posé sur cette surface, s'en trouve surélevé d'une dizaine de centimètres. Les mesures sont faites selon plusieurs configurations atmosphériques : sans vent ni lampe, vent seul, lampe seule et vent & lampe.

Les mesures de température dans l'enceinte montrent un fort échauffement lorsque la lampe fonctionne, attribué à la propagation de la chaleur aux travers des parois supérieures (Figure 2.19). En effet, en l'absence de l'effet homogénéisateur du vent, la température est plus élevée sur la partie haute d'une section de thermocouples (les deux sections étant hors d'atteinte des rayonnements directs provenant de la lampe).

L'intensité du rayonnement thermique R_a reçu par la surface du sol est représentée en Figure 2.20 en fonction d'une moyenne des températures mesurées dans l'atmosphère. En considérant que le rayonnement répond à une loi de la forme $\epsilon\sigma T^4$, l'émissivité du milieu environnant la surface du sol peut être évaluée à 0,83. Etant donné la configuration 'fermée' de l'enceinte, nous pensons que l'émissivité devrait être plus proche d'une valeur unitaire. Toutefois, en l'absence d'autres éléments indicateurs et notamment de référence bibliographique sur la valeur de l'émissivité du PVC, nous considérons que le rayonnement thermique reçu par la surface du sol s'exprime bien par la relation : $R_a=0,83\sigma T_a^4$.

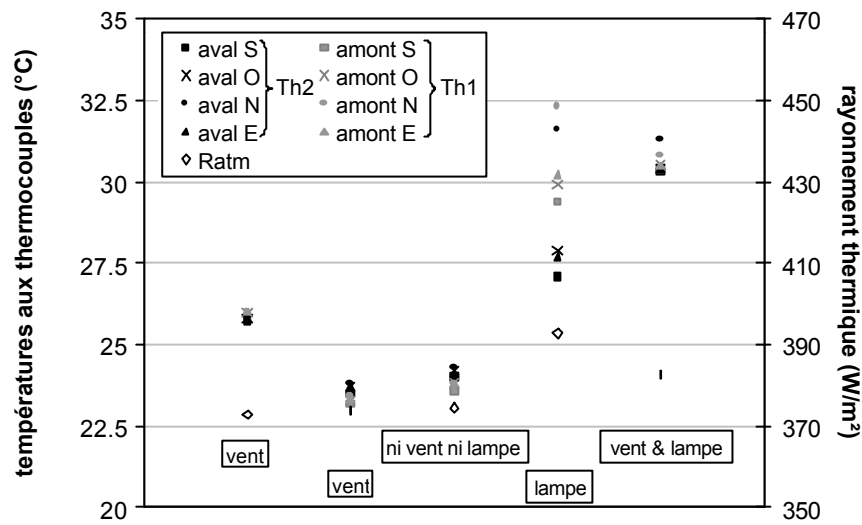


Figure 2.19 : mesure du rayonnement thermique et des températures aux thermocouples selon les deux sections (orientation : observateur extérieur à l'aval)

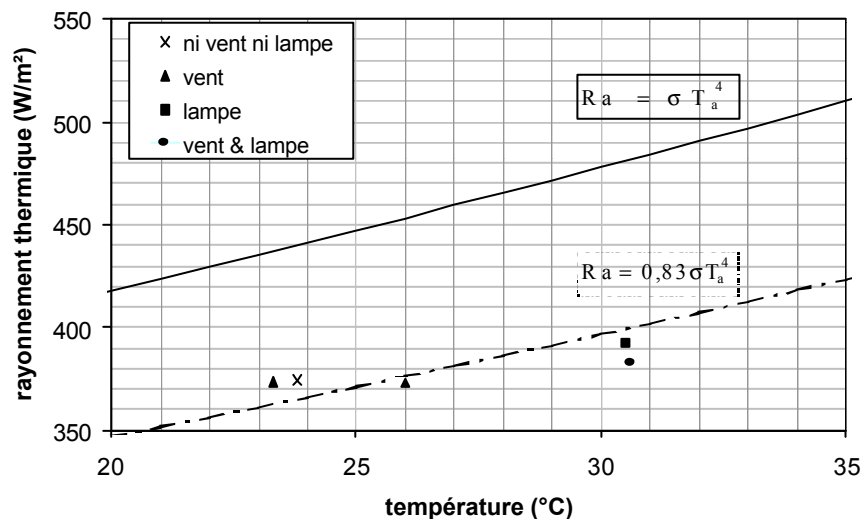


Figure 2.20 : mesure du rayonnement thermique R_a en fonction de la température de l'air dans l'enceinte

2.1.3 Conditions extérieures au dispositif expérimental

Le montage expérimental est localisé dans une pièce où 4 thermomètres (sondes Pt100 de diamètre 0,6 cm et de longueur 20 cm, précision 0,5°) assurent un suivi de la répartition verticale des températures. Ils sont positionnés à 60, 120, 180 et 240 cm de la surface de la dalle du laboratoire ou à 47, 107, 167 et 227 cm de la base de la colonne de sol. Nous les nommons $T_{\text{halle } i}$, $i=1$ à 4. Le pas de temps d'acquisition pour les mesures est d'½ heure.

Cette pièce est non climatisée. La température est contrôlée par un réseau de convecteurs assurant le maintien d'une température moyenne minimale de 23 °C. Elle est ainsi à peu près stable durant la majorité des mois de l'année sauf en été où la température, plus élevée à l'extérieur, conduit à des oscillations journalières (Figure 2.21). Des gradients verticaux sont également visibles. L'écart de température entre les deux sondes extrêmes est au mieux de 1,5 °C, en situation stable, et peut augmenter de plusieurs degrés lorsque l'influence extérieure se fait sentir (Figure 2.22).

Pour isoler le montage expérimental, chaque partie est entourée d'une couche de laine de verre (densité 12 kg/m³ ; épaisseur ~8 cm), les tuyaux de raccordement air ou eau sont recouverts d'un manchon isolant et le vase de Mariotte est placé sous une enceinte en polystyrène.

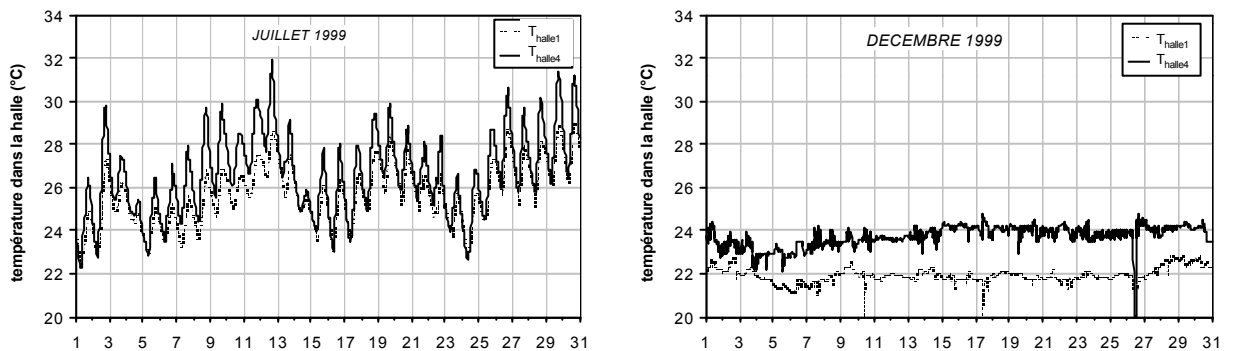


Figure 2.21 : exemples de chroniques de température dans la halle en situation très influencée par les conditions climatiques (juillet 1999) ou en situation non influencée (décembre 1999)

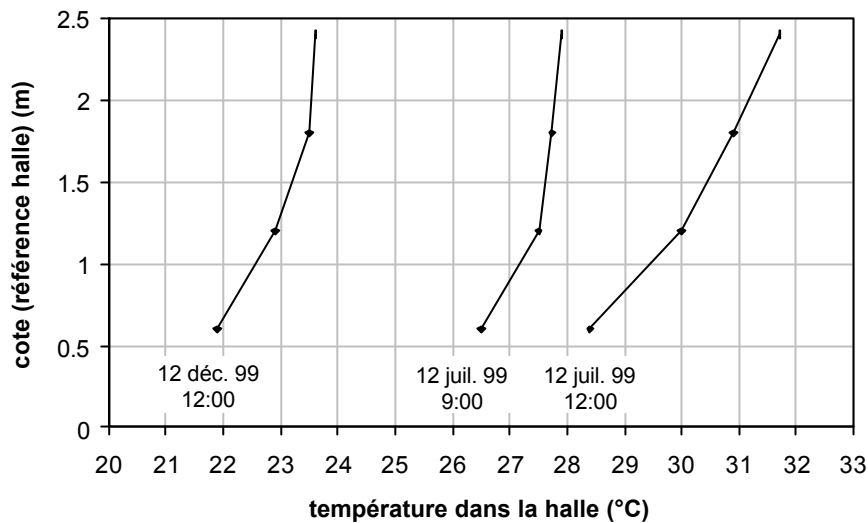


Figure 2.22 : exemples de profils verticaux de température dans la halle – extraits des chroniques en situation très influencée par les conditions climatiques (juillet 1999) ou en situation non influencée (décembre 1999)

2.2 Protocole expérimental

Les différentes conditions explorées dans cette expérimentation sont une combinaison de différentes profondeurs de nappe et demandes évaporatoires. Trois profondeurs de nappe ont été étudiées : 40 cm, 95 cm et 155 cm. Pour chaque profondeur, nous imposons successivement trois vitesses de vent (Tableau 2.7), sans et avec un apport de rayonnement global.

Afin que le régime permanent s'établisse, la profondeur de nappe est fixée par le vase de Mariotte ; il convient de plus que l'intensité de la demande évaporatoire soit stable. Nous vérifions ce point en premier lieu. Nous définissons ensuite les critères d'établissement du régime permanent selon que l'on considère les aspects hydriques ou thermiques.

2.2.1 Stabilité de la demande évaporatoire

Le montage expérimental a été conçu avec l'objectif d'assurer une demande évaporatoire stable. Toutefois, des variations de cette demande peuvent survenir et affectent le système de ventilation via le débit et la température de l'air ventilé.

Les variations observées sont de deux ordres : des variations de faibles amplitudes, inhérentes aux appareillages utilisés, dont nous considérons que l'existence n'affecte pas l'établissement d'un régime permanent ; des variations de plus grandes amplitudes qui trouvent leurs origines dans des

oscillations non maîtrisées de la température de la halle. Comme nous l'avons en effet spécifié dans la description du dispositif expérimental (section 2.1.3 de ce chapitre), cette température ne peut être maintenue qu'à une valeur minimale et il arrive que les conditions climatiques induisent une augmentation de la température de la pièce au delà de 23 °C, température de consigne des convecteurs.

2.2.1.1 Instabilités intrinsèques au système de ventilation

Les seules instabilités qui soient visibles sur nos mesures sont les oscillations liées aux cycles de chauffe de l'air comprimé par lesquels l'air est destiné à être amené à une température moyenne constante de 28 °C. Leur fréquence et leur amplitude dépendent du débit d'air imposé et de la température de la halle ; la fréquence est de l'ordre d'une dizaine de minutes et l'amplitude reste dans un ordre de grandeur faible, au plus de 1°. Les oscillations sont surtout visibles sur la température de l'air à l'amont des buses d'entrée d'air dans l'enceinte (T_{a1}) ; elles sont déjà bien amorties à l'aval (T_{a2}) et disparaissent complètement dans l'enceinte atmosphère au niveau des thermocouples (T_{h1} et T_{h2}). Leur existence est sans conséquence sur l'établissement du régime permanent. Ce phénomène est illustré en Figure 2.24 pour les températures T_{a1} et T_{a2} uniquement.

2.2.1.2 Instabilités liées à l'environnement du système expérimental

Variations du débit d'air - Les oscillations journalières de la température dans la halle jouent sur la pression totale de l'air comprimé circulant dans la halle. Les buses fonctionnant selon un rapport pression/débit, toute variation de la pression de l'air induit des variations du débit. Théoriquement le détendeur joue un rôle tampon face aux oscillations de pression mais nous avons pu constater que son action de compensation est trop prononcée. Ainsi, si le détendeur est réglé pour abaisser la pression de l'air à une valeur donnée P_0 , alors une surpression dans le circuit à l'amont engendre une pression aval $P_1 < P_0$ et inversement. Le débit présente alors des variations autour de sa valeur moyenne en opposition de phase avec les variations de la température de la halle. Un exemple est présenté en Figure 2.23.

Variations de la température de l'air- Les variations de température de la halle perturbent le fonctionnement du cycle de chauffe de l'air comprimé. Il s'agit d'un cas courant dans nos expérimentations lorsque la température dans la pièce devient proche ou supérieure à la température de chauffage de l'air comprimé dans le circuit, soit 28 °C. Précisons que, pour l'ensemble des épisodes expérimentaux, ces oscillations journalières de la température de l'air injecté dans l'enceinte atmosphère ont une amplitude ne dépassant pas 1,5°C. Une illustration de ce phénomène est représentée en Figure 2.24.

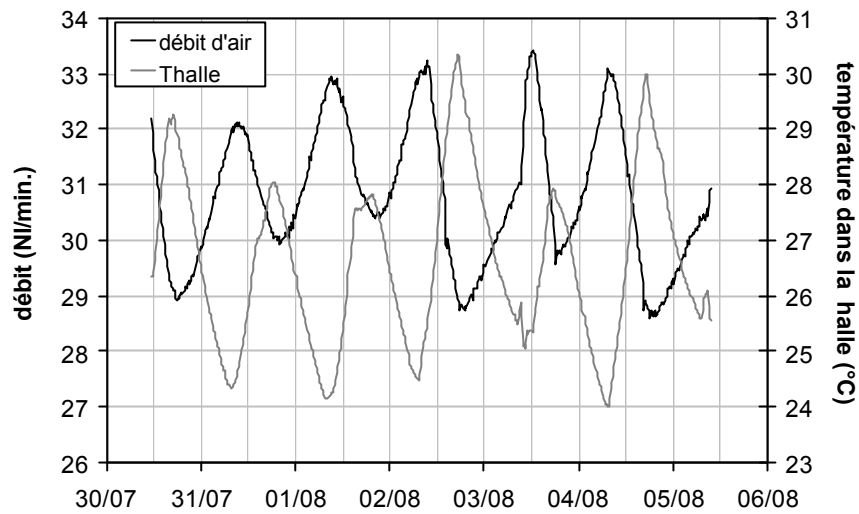


Figure 2.23 : variations du débit mesuré en continu en relation avec les variations de température dans la halle

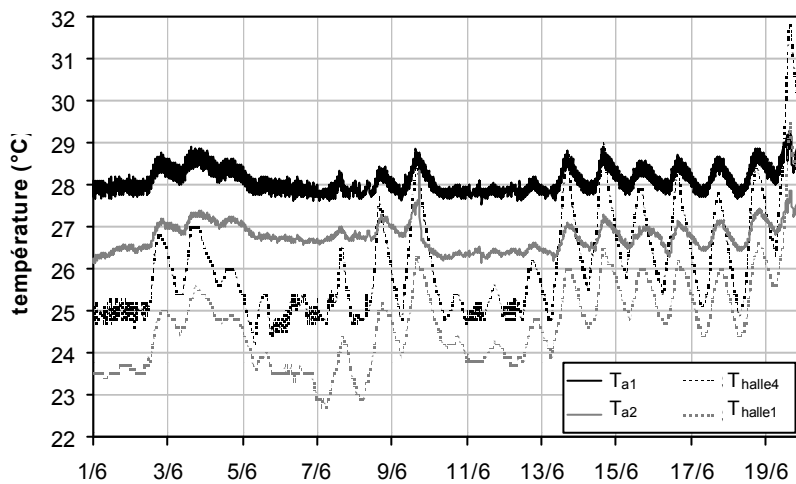


Figure 2.24 : chronique de température de l'air ventilé et dans la halle

2.2.2 Vérification de l'établissement du régime permanent

Dans le sol, le régime hydrique est considéré permanent lorsque les deux indicateurs - stabilité des valeurs tensiométriques, stabilité du cumul des pesées - sont satisfaits. Dans l'atmosphère, le critère de stabilité de la mesure de température de rosée n'a pu être systématiquement vérifié car cette valeur est souvent trop faible pour être mesurée par le transmetteur (annexe 2).

Le régime thermique est considéré permanent lorsque l'équilibrage des températures est atteint dans l'atmosphère de l'enceinte et dans la partie supérieure sol - premier mètre environ. En effet, si en surface du sol cet équilibre est atteint relativement rapidement en phase avec l'atmosphère, il se peut que des modifications soient toujours visibles en profondeur lorsque l'expérimentation est stoppée. Pour des raisons dont nous parlerons en section 1.2, nous avons considéré leur influence négligeable sur les échanges de surface.

Lorsque la demande évaporatoire présente des variations cycliques de température (section 2.2.1.2), les températures dans le sol présentent elles aussi des oscillations journalières d'autant plus importantes et d'autant plus en phase avec celles de l'atmosphère que les mesures sont proches de la surface du sol. Dans ce cas, le régime permanent est considéré atteint lorsque ces variations deviennent indépendantes de la mise en régime et ne perturbent pas le régime hydrique. Un exemple est donné sur les Figure 2.25 à 2.27 ci-dessous.

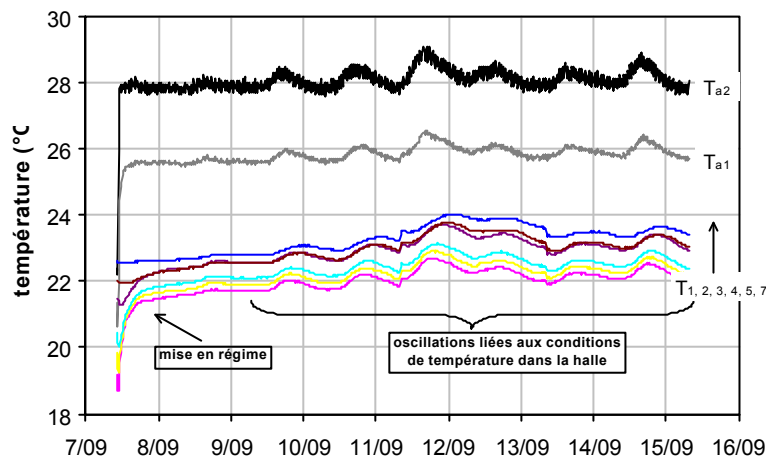


Figure 2.25 : chronique de température dans l'enceinte et dans les cinquante premiers centimètres de sol

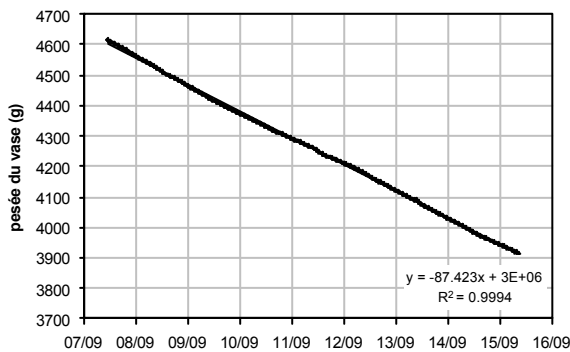


Figure 2.26 : chronique de pesées du vase de Mariotte

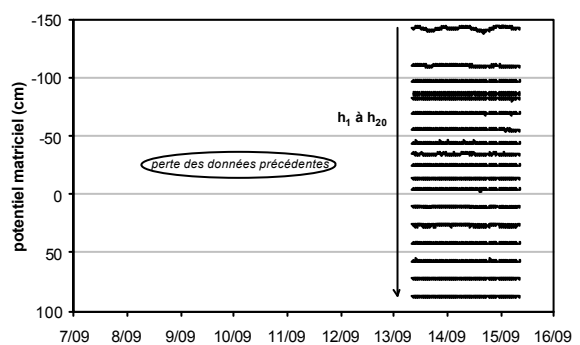


Figure 2.27 : chronique de pression de l'eau dans sol

Que ce soit en régime hydrique ou thermique, le temps d'atteinte du régime permanent est variable et dépend évidemment de l'état initial du sol et de l'atmosphère qui diffère d'une expérimentation à l'autre. Une fois le régime hydrique permanent atteint, l'expérimentation est poursuivie durant une période allant de 24 heures à plusieurs jours ; cette durée est souvent justifiée par l'attente d'un équilibrage des températures.

Remarque : les oscillations de température dans le sol ne doivent pas être assimilées au cas d'une onde sinusoïdale se propageant verticalement de la surface vers le bas de la colonne de sol. L'exemple donné sur la Figure 2.25 est en cela significatif. En effet, la température croît de la surface du sol vers la profondeur ce qui témoigne d'un flux de conduction de chaleur ascendant. Ce flux est expliqué par une perte de chaleur radiale par les parois de la colonne, lié à un défaut d'isolation. Nous étudierons cet aspect en section 1.2 de ce chapitre.

Chapitre 3 - Résultats expérimentaux

L'analyse des résultats expérimentaux est développée dans cette section qui se compose de deux parties. Nous abordons dans un premier temps les résultats concernant les transferts d'eau et de chaleur dans le sol. Nous présentons ensuite les résultats selon l'angle du couplage entre le sol et l'atmosphère. Nous examinerons les équilibres obtenus et évaluerons le bilan d'énergie en nous basant sur un modèle analytique spécifiquement développé pour l'expérimentation. Nous concluons sur l'influence spécifique des variables climatiques sur le flux de remontée capillaire.

1. Transferts d'eau et de chaleur dans le sol

Nous avons représenté l'évolution de la pression de l'eau, de la charge hydraulique et de la température dans le sol pour les cas de régimes permanents obtenus expérimentalement ; les profils sont groupés selon la demande évaporatoire tels que :

- demande convective, vent faible - Figure 3.3, Figure 3.7 et Figure 3.11 ;
- demande convective, vent fort - Figure 3.5, Figure 3.9 et Figure 3.13 ;
- demande mixte, vent faible & lampe - Figure 3.4, Figure 3.8 et Figure 3.12 ;
- demande mixte, vent fort & lampe - Figure 3.6, Figure 3.10 et Figure 3.14.

Nous avons choisi de ne pas présenter les résultats en vent moyen et vent moyen & lampe parce qu'ils n'apportent pas d'indications supplémentaires par rapport aux deux autres vitesses de vent. Sur l'ensemble des figures, une étiquette indique l'intensité, en mm/j, de l'évaporation. Pour faciliter la comparaison entre les profils de température et de pression de l'eau, une seconde étiquette indique sur les figures 3.11 à 3.14 la profondeur de la nappe en mètre.

1.1 L'eau dans le sol et flux de remontée capillaire

1.1.1 Le flux de remontée capillaire

L'intensité du flux de remontée capillaire est représentée en Figure 3.1 en fonction de la profondeur de la nappe. Elle apparaît particulièrement sensible à la profondeur de nappe et dans une moindre mesure à l'intensité de la demande évaporatoire lorsque la profondeur de nappe est faible.

Ainsi, le flux de remontée capillaire est divisé d'un facteur 2 à 3 lorsque le toit de la nappe passe de 40 à 100 cm de profondeur, d'un facteur 6 à 8 lorsqu'il passe de 40 à 150 cm de profondeur. Lorsque la profondeur de nappe est faible ($P_n=40$ cm), l'influence de la demande

évaporatoire est sensible sur l'intensité de l'évaporation qui varie de 10,4 mm/j en vent faible à 15,2 mm/j en vent fort & lampe. Lorsque la profondeur de nappe est plus élevée ($P_n=100$ cm et $P_n=150$ cm), le flux de remontée capillaire semble indépendant de la demande évaporatoire ; sa valeur semble plus directement corrélée à la profondeur de nappe. Ces premières mesures confortent l'analyse classique des flux de remontée capillaire par la théorie du flux limite (Chapitre 1 - 2).

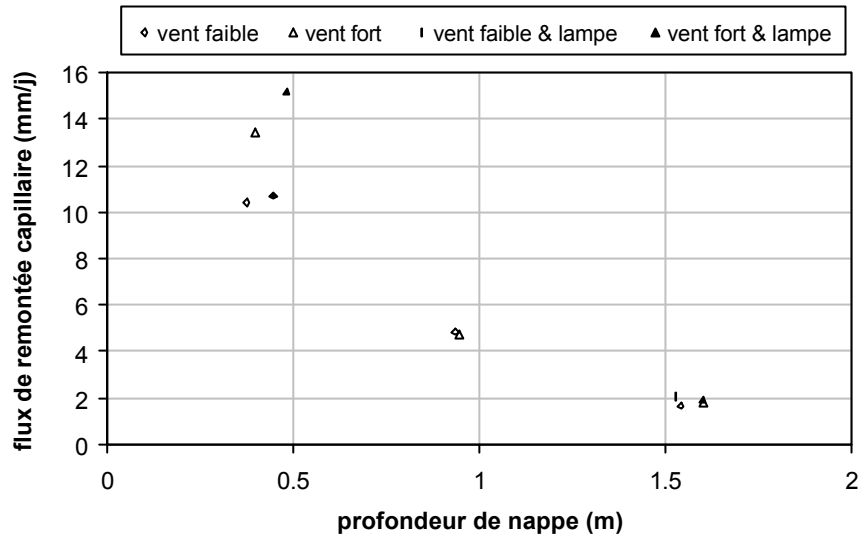


Figure 3.1 : flux de remontée capillaire mesuré en fonction de la profondeur de nappe, selon la demande évaporatoire imposée

Remarque - Une mesure de l'évaporation potentielle a été faite en ajustant le toit de la nappe en position sub-affleurante ; pour une demande imposée par un vent moyen, elle s'élève à 14,3 mm/j. Pour la même demande, l'intensité du flux diminue de près de 2 mm/j alors que le toit de la nappe est abaissé à 40 cm sous la surface.

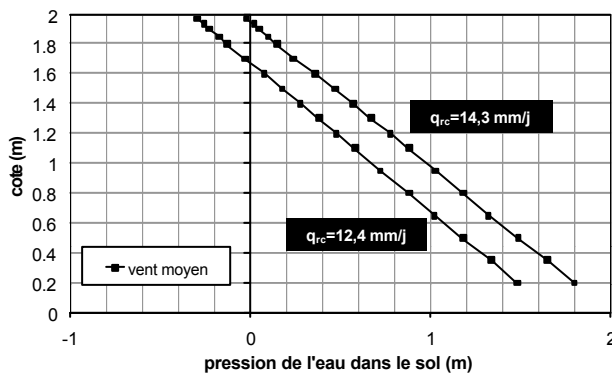


Figure 3.2 : comparaison de deux situations en nappe affleurante et nappe peu profonde ($P_n=40$ cm) ; demande climatique : vent moyen

En n'effectuant pas la mesure de l'évaporation potentielle avec une nappe d'eau libre ou en bac, mais sur un sol saturé, nous nous affranchissons des variations de mesure qui pourraient être imputées aux différences de propriétés des surfaces évaporantes. On peut ainsi conclure qu'il existe une résistance du sol à l'écoulement dès que le toit de la nappe s'éloigne de la surface du sol, le flux restant toutefois sensible aux variations d'intensité de la demande évaporatoire. Ce résultat a également été observé sur un sol limono-argileux par Singh *et al.* (1976) et un sol limoneux par Bouarfa (1995). En observant les résultats de mesure obtenus par Gardner (1958) (Figure 1.4), il s'avère que l'existence de cette résistance dépend du sol considéré.

1.1.2 La pression de l'eau dans le sol

Dans la zone variablement saturée, du toit de la nappe vers la surface du sol, les profils de pression présentent une partie quasi linéaire, correspondant à de très faibles gradients hydrauliques, puis s'infléchissent, ce qui représente un accroissement progressif de ces gradients. Cette évolution est liée à la diminution de la capacité de diffusion de l'eau avec l'état de dessiccation du sol qui s'accroît du toit de la nappe à la surface du sol ; le flux de remontée capillaire étant constant sur le profil (nous sommes en régime permanent), les gradients hydrauliques augmentent à proportion que le coefficient de diffusion chute. Cet accroissement des gradients est d'autant plus prononcé que :

- la zone non saturée est étendue – l'inflexion n'est pas visible lorsque la profondeur de nappe est de 40 cm ; elle touche les 20 ou 40 premiers centimètres de sol lorsque la nappe est respectivement à 100 ou 150 cm de profondeur ;
- l'intensité de la demande évaporatoire s'accroît, pour une profondeur de nappe donnée.

Rappelons par ailleurs que la première cote pour laquelle la pression est connue est à 3 cm de profondeur, ce qui ne nous permet pas de percevoir l'amplitude de la dessaturation à l'interface sol-atmosphère. Il a toutefois été observé que lorsque la nappe est à 40 cm de profondeur, la surface du sol est sombre et toujours très humide ; a contrario, lorsque la nappe est plus profonde, à 1 m et 1,5 m, l'aspect de la surface est extrêmement dur et de couleur claire et témoigne d'un dessèchement important de la surface du sol.

Les tensiomètres doublons, disposés à 30 et 105 cm de profondeur et destinés à repérer d'éventuels gradients de pression horizontaux, donnent des mesures identiques.

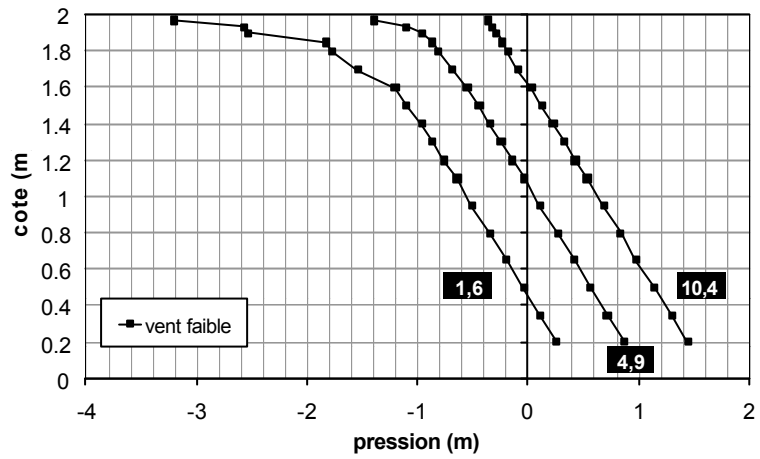


Figure 3.3

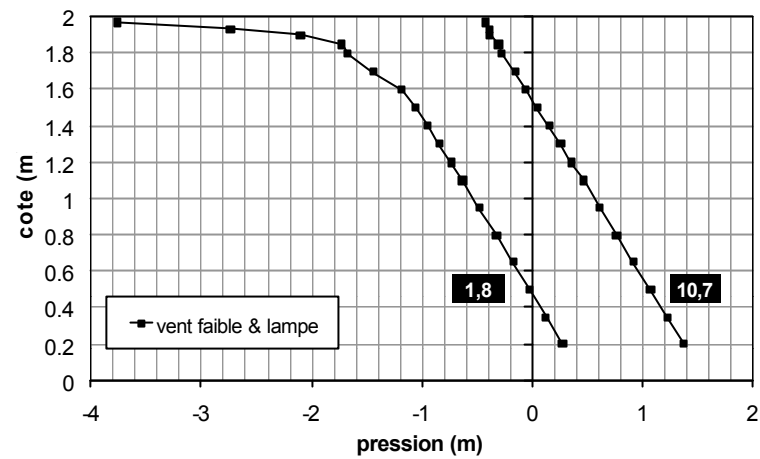


Figure.3.4

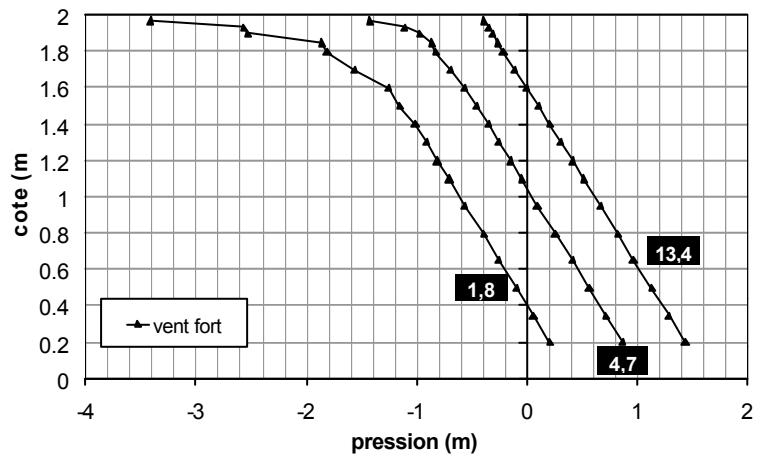


Figure 3.5

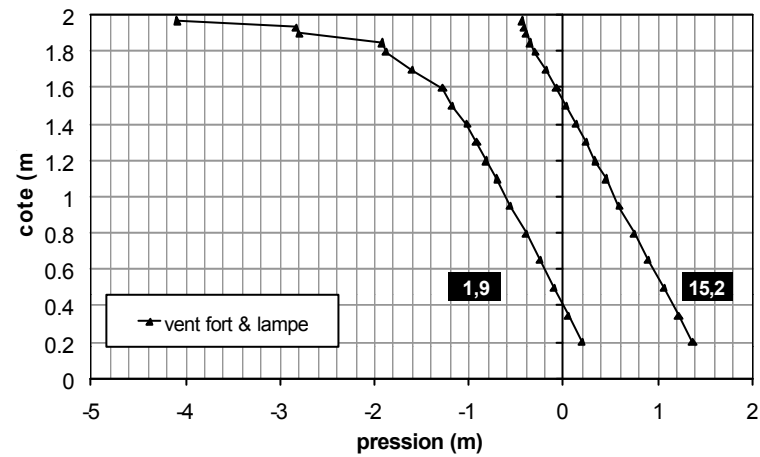


Figure.3.6

Figures 3.3 à 3.6 : profils de pression de l'eau dans le sol, en régime permanent, par demande climatique
 Etiquettes : évaporation (mm/j)

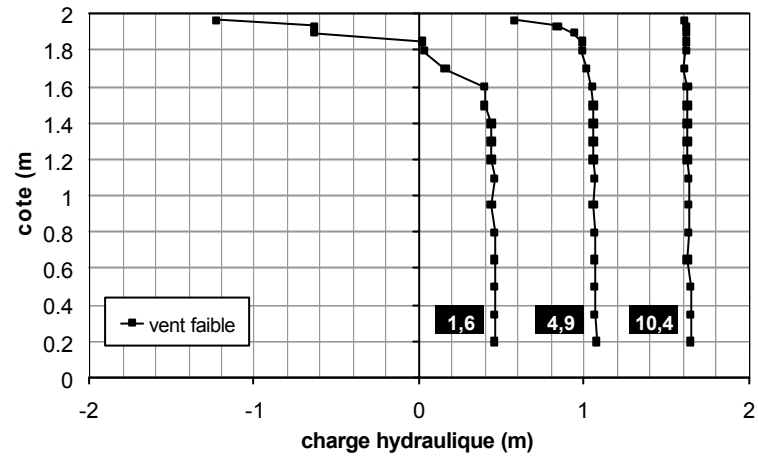


Figure 3.7

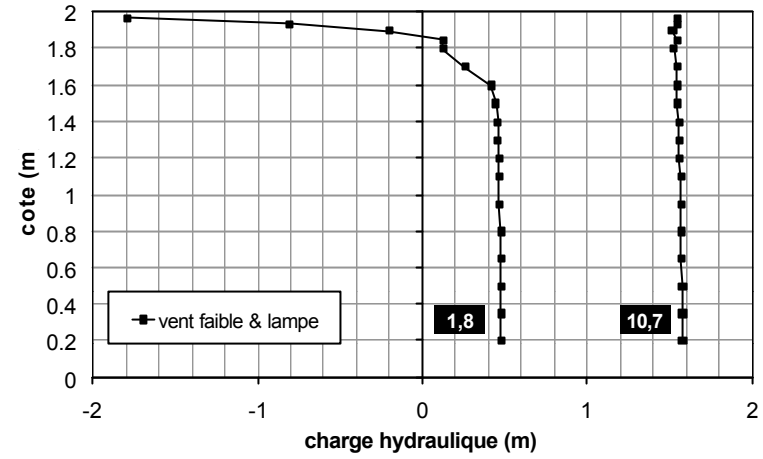


Figure 3.8

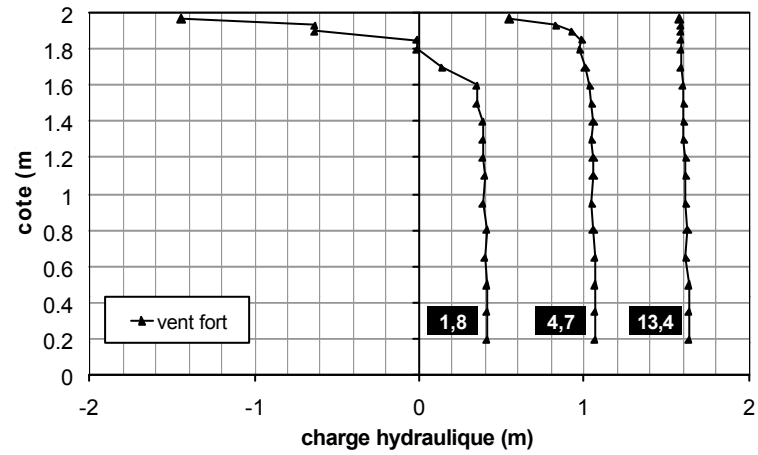


Figure 3.9

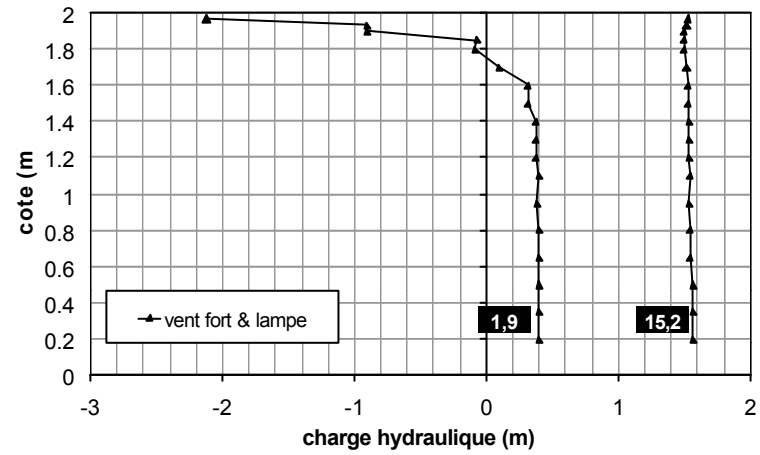


Figure 3.10

Figure 3.7 à 3.10 : profils de charge hydraulique dans le sol, en régime permanent, par demande climatique

Etiquettes : évaporation (mm/j)

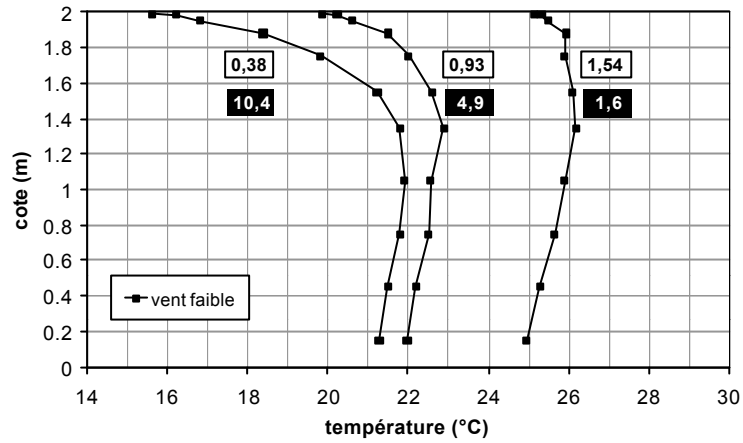


Figure 3.11

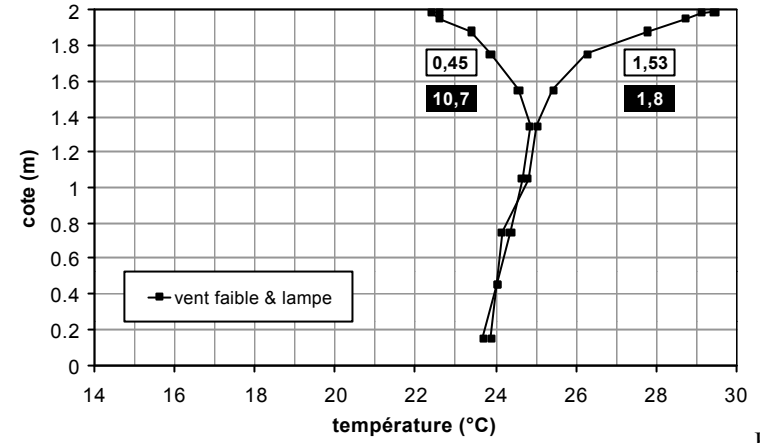


Figure 3.12

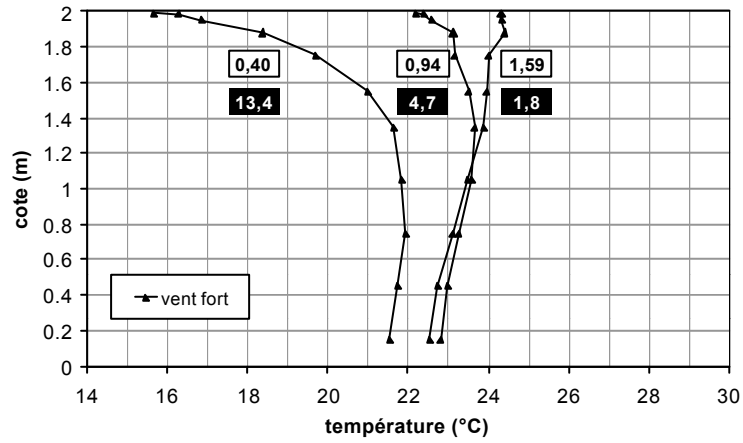


Figure 3.13

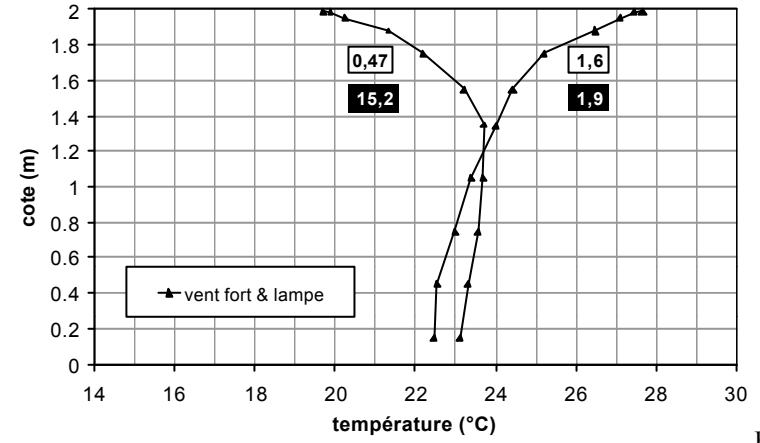


Figure 3.14

Figure 3.11 à 3.14 : profils de température dans le sol, en régime permanent, par demande climatique

Étiquettes : évaporation (mm/j) ; profondeur de nappe (m)

1.2 Température dans le sol et flux de conduction

1.2.1 Présentation des profils de température

La plupart des profils de température sont marqués par un refroidissement de surface, d'autant plus important que l'évaporation est intense et donc que la profondeur de nappe est faible. Ce refroidissement peut affecter des profondeurs allant jusqu'à près de 1 mètre. En présence de la lampe, lorsque la profondeur de nappe est faible, le refroidissement est moins marqué et les deux profils correspondant à une nappe profonde présentent quant à eux une tendance à un échauffement de la surface. Nous traiterons en section 2.3 de l'équilibre de température entre la surface du sol et l'atmosphère.

Dans le cas d'un système parfaitement isolé et en régime permanent, la température dans le sol devrait a priori présenter un profil isotherme et sa valeur devrait être uniquement dictée par l'équilibre de surface. Or nous observons ici des gradients thermiques, qui de surcroît s'inversent et induisent des plans de flux nuls qui divisent les profils en deux parties ; ils témoignent à la fois d'apports de chaleur latéraux et de pertes de chaleur par la base de la colonne. Les températures sont ainsi visiblement influencées par celles du laboratoire, malgré l'isolation.

1.2.2 Mise en évidence d'une influence des variations de températures extérieures sur les mesures

Pour vérifier et valider l'hypothèse d'échanges de chaleur entre la colonne et le laboratoire, nous avons mis en œuvre une modélisation de ces échanges. En tenant compte des conditions de température dans le laboratoire, l'objectif est de calculer le profil de température dans le sol et de le superposer à un profil de température mesuré. Nous utilisons un profil expérimental mesuré alors que le sol était soumis aux conditions : $P_n=40$ cm ; demande évaporatoire : vent fort. Il s'agit d'un des profils les plus marqués que nous ayons obtenu expérimentalement, dans le sens où il présente de forts gradients ; il est présenté sur la Figure 3.15 ci-dessous.

Nous utilisons le logiciel Hydrus2d selon le principe précédemment exposé dans la section Chapitre 2 - 2.1.1.6. La correspondance entre la loi de Darcy et la loi de Fourier est encore ici possible puisque la température dans le sol a été mesurée pour une nappe à faible profondeur : les variations de teneur en eau sont alors négligeables dans la zone non saturée et la conductivité

thermique peut être considérée constante sur tout le profil de sol. Nous vérifions également que le terme gravitaire est négligeable afin d'utiliser le mode axisymétrique.

Le système étudié est représenté par un plan, de dimension $2 \times 0,16 \text{ m}^2$ qui représente une moitié de coupe verticale de la colonne expérimentale. Les deux matériaux sol et laine de verre sont modélisés ; ils sont d'une épaisseur identique de $0,08 \text{ m}$. La paroi en PVC de la colonne n'est pas prise en compte ; à l'interface entre les deux matériaux, le contact est considéré parfait (pas de résistance de contact). Selon les valeurs obtenues expérimentalement (Chapitre 2 - 2.1.1.6), la conductivité thermique du sol est fixée à $\lambda=0,85 \text{ J.m}^{-1}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1}$, celle de l'isolant à $\lambda_i=0,13 \text{ J.m}^{-1}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1}$.

Les conditions aux limites du système sont représentées en Figure 3.15. La condition latérale appliquée à la laine de verre est une fonction continue, croissante du bas vers le haut, ajustée sur les mesures de la température dans la halle ; la condition latérale appliquée au sol est un flux nul. A la base du système, la température est égale à la température mesurée dans le sol à ce niveau ; on suppose qu'elle est identique pour le sol et la laine de verre. La condition à la limite supérieure est, pour le sol, la température résultant du régime d'évaporation en équilibre avec l'atmosphère, pour la laine de verre la température mesurée dans la halle au même niveau.

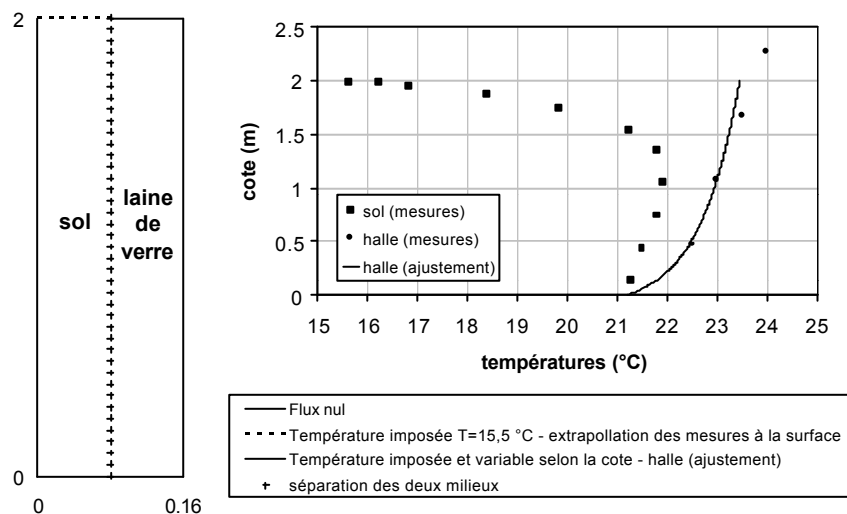


Figure 3.15 : schéma du système modélisé et des conditions aux limites imposées ; représentation des profils de température mesurés dans le sol, dans la halle et de la fonction continue ajustée sur ce dernier et utilisée comme condition à la limite

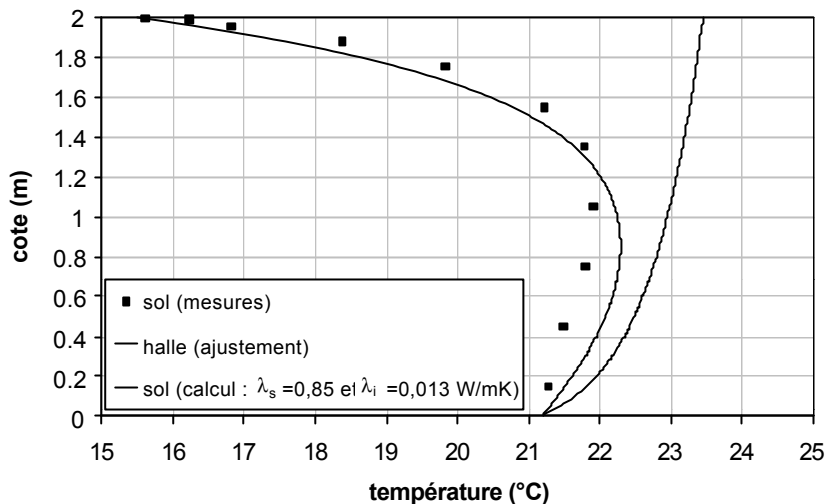


Figure 3.16 : profils de température mesuré et calculé dans le sol

La forme du profil de température calculé correspond bien à celle du profil expérimental (Figure 3.16). Les températures étant fixées aux extrémités du système, la condition latérale est bien à l'origine de cette répartition des températures. Le profil de température calculé s'ajuste correctement au profil de température expérimental sur les 30 premiers centimètres de sol ; le bas du profil est toutefois un peu trop 'étiré' vers la condition à la limite.

1.2.3 Conclusion sur l'isolation de la colonne

En régime permanent, pour un système présentant une géométrie identique à celui que nous traitons (cylindre plein), le choix de l'isolant doit s'effectuer selon le critère du rapport entre la conductivité thermique du sol et celle de l'isolant. En fonction de la conductivité thermique du sol, ce rapport doit être le plus grand possible. Il est aussi utile d'augmenter l'épaisseur de l'isolant.

En effet, pour un rapport donné, le profil de température dans le sol est identique quelles que soient les valeurs de conductivités thermiques du sol et de l'isolant. Soit R , ce rapport entre les conductivités thermiques du sol et de la laine de verre. L'accroissement du rapport R équivaut à une amélioration de la qualité de l'isolation (Figure 3.17). Une isolation latérale parfaite, soit $R \rightarrow \infty$, donnerait, dans les conditions de simulation, un profil linéaire entre les deux conditions de température fixées aux extrémités du système. Un effet similaire est obtenu en augmentant l'épaisseur de l'isolant ; cet effet semble indépendant de la valeur de R (Figure 3.18, Figure 3.19).

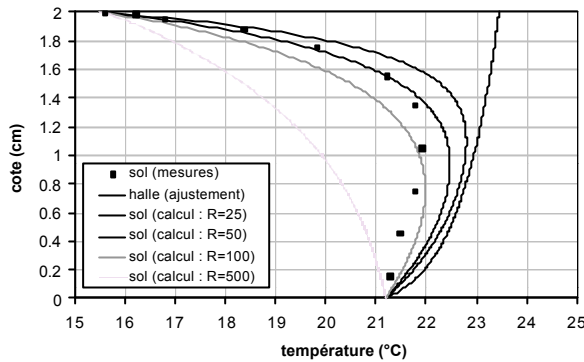


Figure 3.17 : effet du rapport R entre la conductivité thermique du sol et de la laine de verre sur le calcul du profil de température

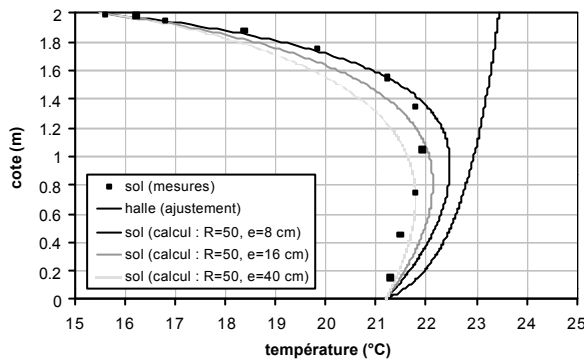


Figure 3.18 : effet de l'épaisseur e de l'isolant sur le calcul du profil de température, pour R=50

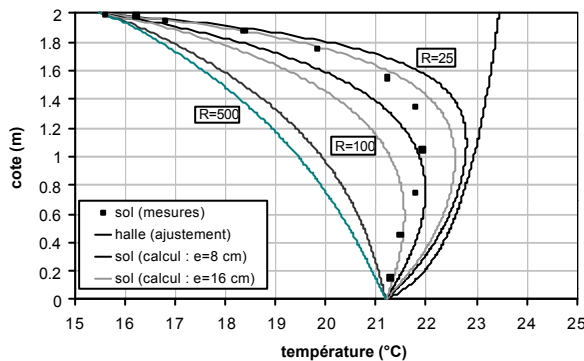


Figure 3.19 : effet de l'épaisseur e de l'isolant sur le calcul du profil de température, pour 3 valeurs de R

D'autre part, la pose de l'isolant devait surtout être privilégiée par rapport aux apports de chaleur latéraux. Reprenons le cas expérimental traité précédemment (section 1.2.2) où le flux de conduction parvenant à la surface est de 28 W/m^2 ; une isolation latérale parfaite des bords de la colonne réduirait ce flux à $2,4 \text{ W/m}^2$, ce qui est acceptable. Ceci est confirmé en testant les conditions aux limites imposées au système : on observe qu'une bonne isolation au bas de la colonne (i.e. flux nul imposé à la base du système, Figure 3.20) n'a pas un impact important sur le profil de température et surtout aucun impact sur le gradient de surface ; par contre associée à une bonne isolation latérale (i.e. flux nul aux limites de la laine de verre), cette condition conduit à un profil isotherme et déterminé par la condition à la surface du sol.

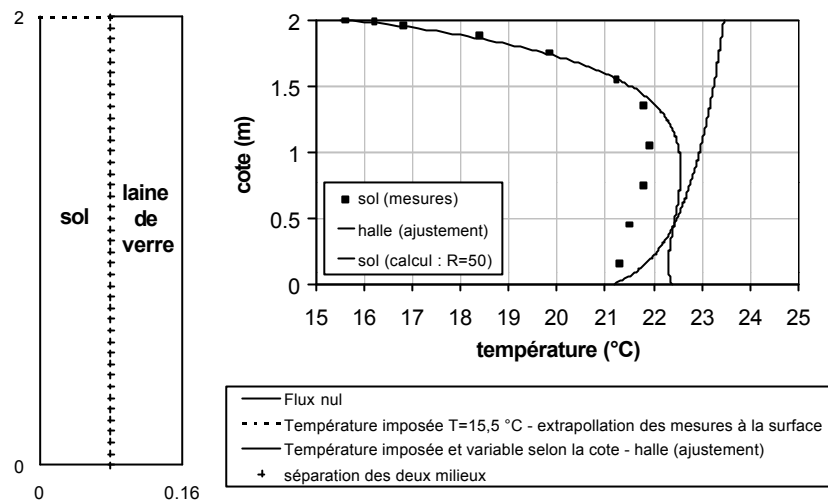


Figure 3.20 : profil de température calculé en fonction des conditions d'isolation de la colonne

Enfin, nous avons vu précédemment que les températures dans le sol sont parfois affectées par les oscillations journalières de température dans le laboratoire (Chapitre 2 - 2.2.2). Dans ce cas transitoire, la conductivité thermique n'est plus le seul critère de choix de l'isolant. Pour amortir les oscillations, l'isolant doit être choisi de telle manière que sa diffusivité thermique, rapport entre la conductivité thermique et la capacité thermique volumique, soit faible. De cette manière, l'isolant se mettra d'autant plus lentement en équilibre avec son environnement. Dans le cas de notre expérimentation, la laine de verre présente une faible densité, seulement 12 kg.m^{-3} , ce qui explique certainement sa faible capacité d'amortissement.

1.2.4 Le flux de conduction dans le sol

Le flux de conduction, qui pour une isolation parfaite serait nul, est dans notre cas calculé en régime permanent à partir de la loi de Fourier ; nous avons estimé pour cela la conductivité thermique du sol et mesuré les profils de température.

Nous avons vu précédemment que les températures dans le sol peuvent parfois présenter des oscillations journalières, oscillations liées à des transferts de chaleur latéraux par les parois de la colonne et renforcées vers la surface du sol par des oscillations de la demande évaporatoire. Nous avons vérifié dans le chapitre 2, section 2.2.2, que ces oscillations n'affectent pas la stabilité des mesures tensiométriques ni celles de la pesée du vase de Mariotte ; nous vérifions maintenant que le calcul du flux de conduction peut supporter l'hypothèse du régime permanent. Une fois ce

contrôle effectué, nous présentons les résultats de calcul du flux de conduction en régime permanent pour les différents épisodes expérimentaux.

1.2.4.1 Vérification de la validité des calculs en régime permanent

La vérification consiste à comparer la valeur du flux de conduction calculé en régime transitoire et en régime permanent. Le calcul s'effectue dans les deux cas en utilisant le modèle TEC en mode masse/chaleur.

Deux épisodes ont été sélectionnés en fonction du degré de saturation de la couche de surface ; épisode sec : $P_n=1,5$ m en vent faible, épisode humide : $P_n=0,4$ m en vent faible et lampe. Sur l'ensemble des épisodes présentant des oscillations de température, ceux-ci présentent les amplitudes les plus marquées ; elles sont toutefois relativement faibles et ne dépassent pas le degré.

Le système modélisé est de faible épaisseur, il est limité par les profondeurs des thermomètres : thermomètres 1 et 4 positionnés respectivement à 0,8 et 11,9 cm de la surface du sol pour l'épisode sec ; thermomètres 2 et 5 positionnés respectivement à 1,3 et 24,8 cm de la surface du sol pour l'épisode humide. Ce choix est conditionné par l'allure des profils de température.

Les propriétés du sol sont telles que définies dans le Chapitre 2, de la section 2.1.1.3 à la section 2.1.1.7 ; la détermination des paramètres de la fonction de conductivité hydraulique est présentée en section 1.1.1.1 du Chapitre 4.

Les conditions aux limites du système modélisé sont :

- les valeurs mesurées de la pression de l'eau ;
- les valeurs de température suivant deux phases (Figure 3.21 et Figure 3.22) : (a) phase permanente, températures constantes et égales aux valeurs mesurées au début de la phase transitoire ; (b) phase transitoire, températures mesurées sur plusieurs jours, présentant des oscillations journalières.

Les résultats de simulation sont représentés en Figure 3.23 et Figure 3.24. Le flux de conduction calculé est positif s'il représente un gain d'énergie pour la surface du sol. Dans les deux cas, les variations du flux de conduction durant la phase transitoire sont faibles et comprises entre 8 et -2 W/m^2 . L'écart entre la valeur moyenne du flux de conduction sur la phase transitoire et la valeur calculée en régime permanent est insignifiante. L'hypothèse de régime permanent n'est donc pas forte et peut être utilisée pour l'ensemble des épisodes expérimentaux.

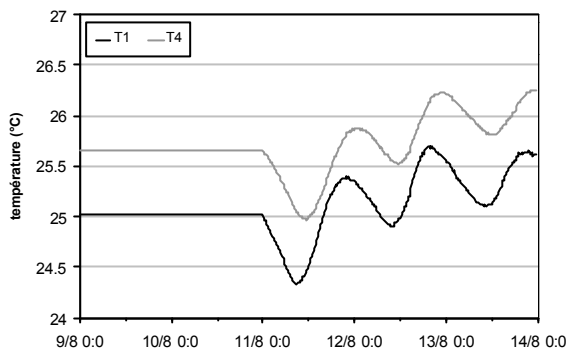


Figure 3.21 : épisode sec - chronique de température mesurée aux thermomètres 1 et 4

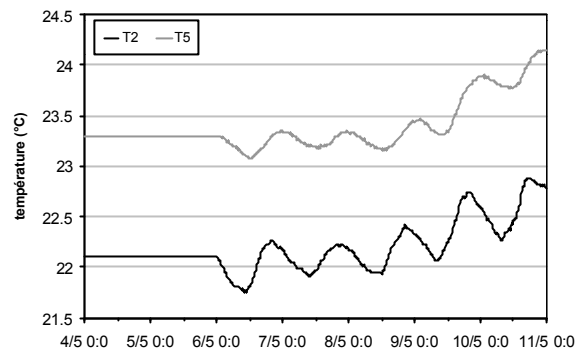


Figure 3.22 : épisode humide - chronique de température mesurée aux thermomètres 2 et 5

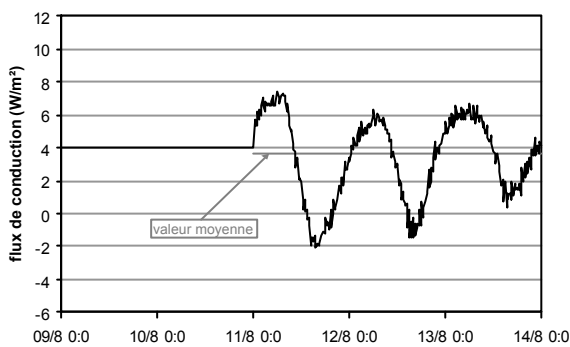


Figure 3.23 : épisode sec - flux de conduction calculé

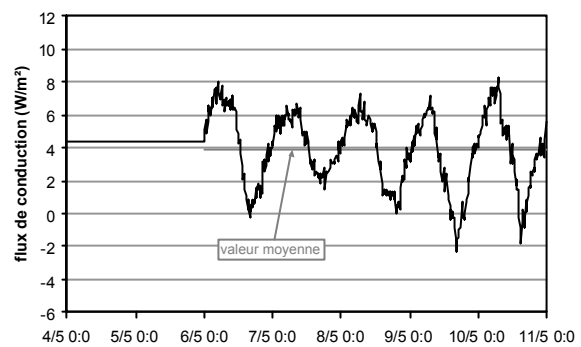


Figure 3.24 : épisode humide - flux de conduction calculé

1.2.4.2 Le flux de conduction

Le flux de conduction Φ_C est calculé pour un gradient de température mesuré entre 0,8 et 4,7 cm de profondeur (thermomètres 1 et 3) ; les profils de température correspondant ont été présentés en Figure 3.11 à 3.14. La conductivité thermique est de 0,85 ou 0,25 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\text{K}^{-1}$ selon que la nappe est profonde de 40 cm ou 95 et 155 cm (Chapitre 2 - 2.1.1.6). Le flux est positif lorsqu'il constitue un gain d'énergie pour la surface du sol.

Le flux de conduction présente des intensités comprises entre 30 et -5 W/m^2 . Ces valeurs sont conditionnées par le bilan d'énergie à la surface du sol et les échanges de chaleur entre le sol et la halle qui déterminent le gradient de température dans le sol, ainsi que par l'humidité du sol qui détermine la valeur de la conductivité thermique. De ce fait, pour un rayonnement global donné, l'intensité du flux de conduction est d'autant plus grande que la profondeur de nappe est faible et que l'évaporation est grande ; son intensité décroît avec la profondeur de nappe et la réduction de

l'évaporation. Le flux de conduction est positif dans tous les cas sauf deux où la nappe est profonde de 155 cm et la demande évaporatoire est mixte (vent et lampe).

	q_{rc} (mm/j)	Φ_L (W/m ²)	Φ_C (W/m ²)
Pn=40 cm ; vent faible	10,4	-294,9	27,7
Pn=40 cm ; vent fort	13,4	-380,0	27,3
Pn=95 cm ; vent faible	4,9	-138,9	4,9
Pn=95 cm ; vent fort	4,7	-133,3	2,6
Pn=155 cm ; vent faible	1,6	-45,4	2,0
Pn=155 cm ; vent fort	1,8	-51,0	0,2
Pn=45 cm ; vent faible&lampe	10,7	-303,4	8,3
Pn=45 cm ; vent fort&lampe	15,2	-431,0	12,4
Pn=155 cm ; vent faible&lampe	1,8	-51,0	-4,7
Pn=155 cm ; vent fort&lampe	1,9	-53,9	-3,6

Tableau 3.1 : flux de conduction dans le sol en relation avec le flux de remontée capillaire

2. Les échanges entre le sol et l'atmosphère

Le travail expérimental de mesure du flux de remontée capillaire en liaison avec les conditions atmosphériques répond à deux objectifs : le premier objectif est l'analyse expérimentale des échanges entre le sol et l'atmosphère par détermination du bilan d'énergie au niveau de la surface du sol ; le second objectif est la modélisation de ces échanges par le modèle TEC utilisé en mode couplé sol/atmosphère.

Concernant le premier objectif, le projet initial prévoyait d'évaluer les composantes du bilan d'énergie de manière indépendante. Le flux de conduction devant être nul, il s'agissait alors d'estimer le rayonnement net par les mesures de rayonnement global et de rayonnement thermique connaissant les propriétés de réflexion et d'émission de la surface du sol, de déduire le flux de chaleur latente de la mesure de l'évaporation, de calculer le flux de chaleur sensible par bilan de la quantité de chaleur contenue dans l'air entre l'aval et l'amont de la surface du sol.

Finalement, le flux de conduction est non nul mais peut être calculé à partir de la loi de Fourier, le gradient de température et la conductivité thermique du sol étant mesurés. Par contre le projet initial n'a pu être suivi pour le terme de flux de chaleur sensible en raison de certaines particularités dans le fonctionnement du montage expérimental empêchant sa détermination. Nous présentons cette spécificité dans une première section. Afin de mener notre analyse du bilan d'énergie à la surface du sol, un modèle descriptif des échanges de masse et de chaleur dans l'ensemble de l'enceinte a été développé. Sur cette base, nous analysons les résultats expérimentaux sous l'angle des équilibres de température et d'humidité entre la surface du sol et l'atmosphère ; nous calculons le bilan d'énergie et définissons l'influence spécifique des variables vent et rayonnement global sur ce dernier.

Le second objectif nécessite la mesure de plusieurs variables climatiques : la température de l'air, la pression de vapeur d'eau dans l'air, le rayonnement global et la vitesse du vent (schéma fonctionnement du modèle TEC en mode couplé sol/atmosphère, Figure 2.1). Si les mesures des trois premières variables sont utilisables de manière directe ce n'est pas le cas de la vitesse du vent. En effet, dans le modèle TEC, la vitesse du vent est utilisée pour calculer le coefficient d'échange convectif dont les expressions, établies pour une couche limite turbulente bien développée (i.e. la surface du sol est homogène horizontale et suffisamment étendue pour que l'écoulement de l'air puisse se mettre en équilibre avec elle), ne sont pas applicables à nos conditions expérimentales. Une expérimentation a donc été mise en place afin de mesurer les valeurs expérimentales du coefficient d'échange, en fonction du débit d'air circulant dans l'enceinte.

L'expérimentation pour la mesure du coefficient d'échange n'a pas donné de résultats satisfaisants et nous ne la présenterons pas dans ce travail. En l'absence de valeur de coefficient d'échange, nous ne pourrions également pas modéliser les échanges couplés entre le sol et l'atmosphère à partir de l'utilisation des mesures expérimentales.

Cette section est donc finalement uniquement consacrée à la détermination et à l'analyse du bilan d'énergie à l'interface sol/atmosphère.

2.1 Spécificité du système expérimental

Nous illustrons les propos qui vont suivre par la Figure 3.25, qui résume à elle seule les particularités de fonctionnement du système expérimental. Il s'agit d'une chronique des températures mesurées en différents points de l'enceinte ainsi qu'à la surface du sol. Cette chronique présente deux phases. Durant une première étape, le système de soufflerie est en fonctionnement mais la surface du sol est maintenue bouchée, il n'y a pas d'évaporation. Dans une

seconde étape, la surface du sol et l'atmosphère sont en contact, le régime permanent d'évaporation s'établit.

Rappelons que T_{a1} , T_{a2} , T_{h1} et T_{h2} sont les températures mesurées en différents points du parcours de l'air ventilé dans l'enceinte (Chapitre 2 - 2.1.2.1 ; Figure 2.2). $T_{i, i=1,13}$ sont les mesures de température dans le sol, de la surface vers la profondeur (Tableau 2.1).

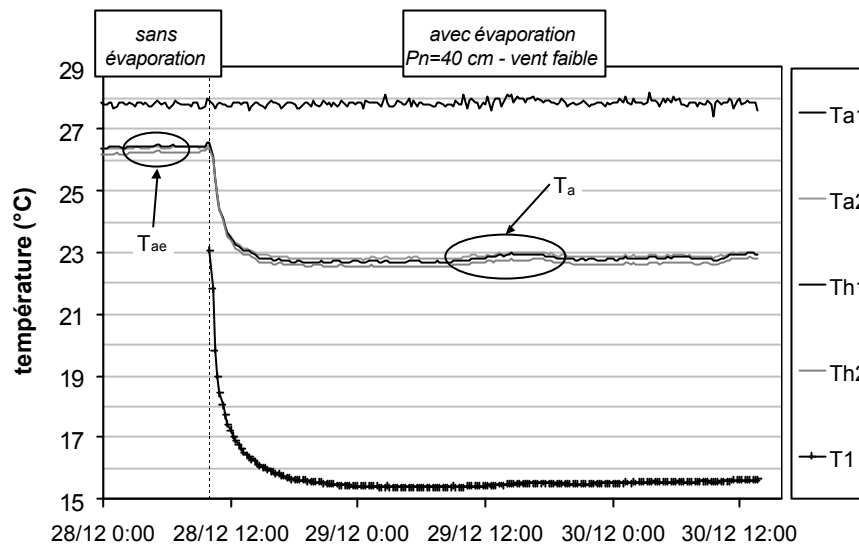


Figure 3.25 : exemple de la répartition des températures dans l'enceinte atmosphère et à la surface du sol. Deux phases sont représentées : (1) la surface du sol est bouchée, il n'y a pas d'évaporation ; (2) ouverture de la surface et mise en place d'un régime permanent d'évaporation.

2.1.1 Température de l'air entrant

La température de l'air entrant est mesurée en l'absence d'évaporation, lorsque l'atmosphère n'est pas en contact avec la surface du sol maintenue bouchée. L'air qui pénètre dans l'enceinte atmosphère se refroidit en se détendant à la pression atmosphérique ; sa température diminue alors de $\sim 1,4^\circ\text{C}$ quel que soit le débit utilisé (section Chapitre 2 - 2.1.2.2 de ce chapitre). En présence combinée du vent et de la lampe, la température dans l'enceinte s'élève. La partie supérieure de l'enceinte est en effet soumise à un échauffement par conduction de la chaleur aux travers des parois, conduisant à une élévation de la température dans l'enceinte de près de 3°C (Figure 2.19, cas vent&lampe par exemple : $T_{a2}=30,3^\circ\text{C}$, $T_{h1}=T_{h2}=30,6^\circ\text{C}$ pour $T_{a1}=27,9^\circ\text{C}$).

En conséquence, la température de l'air entrant dans l'enceinte d'indice ae est égale à :

- $T_{ac}=T_{a1}-1,4$ °C pour les cas de demande convective (vent seul)
- $T_{ac}=T_{a1}+2,5$ °C pour les cas de demande mixte (vent&lampe).

2.1.2 Régime d'écoulement et température de l'air dans l'enceinte

En phase d'évaporation, la température dans l'enceinte se caractérise par une forte homogénéité dans le sens de propagation du vent. Sur l'ensemble des expérimentations effectuées, les écarts de température mesurés entre le thermomètre T_{a2} et les sections de thermocouples amont T_{h1} et aval T_{h2} sont insignifiants (Figure 3.26). La présence de la lampe crée une hétérogénéité dans la répartition verticale de la température sur une section de branche. L'écart entre la partie haute et la partie basse d'une même section peut être de l'ordre du degré. Cette hétérogénéité reste malgré tout assez faible car atténuée par le mélange de l'air généré par la ventilation et ce d'autant plus que le débit est fort.

La température de l'air dans l'enceinte peut donc être définie par une valeur unique notée T_a , valeur moyenne des températures mesurées sur les deux sections de thermocouples. L'homogénéité de la température dans l'enceinte est le signe d'un brassage important de l'air dans ce volume. L'injection de l'air par les buses et la géométrie de l'enceinte sont générateurs de turbulence. De plus, il est possible que les faibles vitesses de ventilation favorisent ce mélange en autorisant des mouvements d'air à l'opposé du sens moyen de l'écoulement.

Pour passer d'un régime permanent à l'autre, l'air contenu dans l'enceinte et le sol se déplacent simultanément vers un nouvel équilibre déterminé par les variables température et pression de vapeur d'eau. Cet équilibre est fonction du volume et des caractéristiques de l'air injecté dans l'enceinte mais aussi des échanges entre l'air dans l'enceinte et la surface du sol. Il y a une interaction forte entre l'atmosphère de l'enceinte et la surface du sol qui est très clairement représentée sur la Figure 3.25. Cette interaction fait que la demande évaporatoire n'est jamais celle qui serait imposée par les caractéristiques de l'air entrant mais est spécifique à un régime permanent donné.

2.2 Modèle descriptif des échanges entre le sol et l'atmosphère

Suite aux observations effectuées précédemment, il nous est apparu indispensable de traiter et d'analyser l'équilibre entre le sol et l'atmosphère non plus seulement par leurs échanges respectifs mais au travers d'un système plus global intégrant l'ensemble des échanges opérant dans l'enceinte.

Nous présentons dans cette section le modèle qui a été développé dans cette optique (Alain Perrier, 2001 ; communication personnelle).

Nous assimilons l'enceinte à une boîte traversée par un flux d'air de débit q . Les caractéristiques de l'air entrant sont décrites par les variables température T_{ae} et pression de vapeur $P(T_{ae})$. Leur évolution dans l'enceinte est soumise aux échanges de chaleur et de vapeur d'eau que l'air opère avec la surface du sol. L'air dans l'enceinte est caractérisé par une température T_a et une pression de vapeur $P(T_a)$ identiques en tout point.

La nature et l'expression des flux échangés entre le sol et l'atmosphère sont décrites ci-dessous selon les variables température et pression. L'ensemble des équations descriptives du modèle sont exprimées en fonction du temps afin de prendre en compte la phase d'établissement du régime permanent (observations pour la température en Figure 3.25).

Le modèle comporte trois séries d'équations. La première série (i) exprime les échanges de chaleur et de masse d'eau entre l'air entrant et l'air présent dans l'enceinte. La seconde série (ii) décrit les échanges d'énergie entre la surface du sol et l'air dans l'enceinte, par rayonnement ou par transferts de vapeur d'eau et de chaleur. Les équations de la troisième série (iii) sont les équations de conservation de la chaleur et de la masse dans l'enceinte.

Les conventions de signe sont choisies telles qu'un flux est positif lorsqu'il constitue une perte pour l'atmosphère dans l'enceinte et inversement. Par mesure de simplicité, les valeurs de la masse volumique de l'air ρ_a et de la chaleur massique de l'air C_{pa} sont assimilées à celle de l'air sec.

(i) Bilan Air entrant - Air dans l'enceinte :

$$\Phi_{pS}(t) = -\rho_a c_{pa} [T_a(t) - T_{ae}] q \quad (3.1)$$

$$\Phi_{pL}(t) = -\frac{LM_w}{RT_a(t)} [P(T_a(t)) - P(T_{ae})] q \quad (3.2)$$

où Φ_{pS} et Φ_{pL} , exprimés en W, correspondent à l'enrichissement ou à l'appauvrissement énergétique de l'atmosphère dans l'enceinte selon le renouvellement de l'air en entrée de débit q , respectivement pour la température et la vapeur d'eau. Nous les nommons flux d'emménagement de chaleur ou de masse.

(ii) Bilan Surface du sol – Air dans l’enceinte :

$$Rn(t) + \Phi_L(t) + \Phi_S(t) + \Phi_C(t) = 0 \quad (3.3)$$

$$(1 - a)Rg + \varepsilon_s [Ra - \sigma T_s^4(t)] + \Phi_L(t) + \Phi_S(t) + \Phi_C(t) = 0 \quad (3.3')$$

$$\Phi_S(t) = \rho_a c_{pa} \alpha [T_a(t) - T_s(t)] \quad (3.4)$$

$$\Phi_L(t) = \frac{LM_w}{RT_a(t)} \alpha [P(T_r(t)) - P(T_s(t))] \quad (3.5)$$

où Rn , Φ_L , Φ_S et Φ_C , exprimés en W/m^2 , sont le rayonnement net et les densités de flux de chaleur latente, sensible, de conduction de la chaleur dans le sol; α ($m.s^{-1}$) est le coefficient d'échange convectif identique pour les flux de masse et de chaleur.

(iii) Lois de conservation :

$$\rho_a c_{pa} \frac{\partial T_a(t)}{\partial t} V = -\Phi_S(t)S + \Phi_{pS}(t) \quad (3.6)$$

$$\frac{LM_w}{RT_a(t)} \frac{\partial P(T_r(t))}{\partial t} V = -\Phi_L(t)S + \Phi_{pL}(t) \quad (3.7)$$

où V est le volume d'air V contenu dans l'enceinte (m^3), S la surface du sol (m^2).

2.3 Les échanges sol/atmosphère en régime permanent

2.3.1 Equilibre des variables température et pression de vapeur d'eau

2.3.1.1 Température

Sur l'ensemble des régimes permanents expérimentaux, on a toujours $T_s < T_a < T_{ae}$ sauf deux cas - $P_n=155$ cm, vent faible et $P_n=155$ cm, vent faible & lampe - où $T_s < T_a$ mais $T_a > T_{ae}$ (Figure 3.26). Cette répartition des températures dans l'enceinte et à la surface du sol s'explique en fonction du rapport entre l'apport d'énergie, par rayonnement et flux de conduction, et l'intensité de l'évaporation, comme le montrent les équations (3.1), (3.3), (3.4), et (3.6) du modèle d'équilibre sol/atmosphère :

- pour $(Rn + \Phi_C) < 0$ alors $\Phi_S > 0$ et $T_s < T_a < T_{ae}$,

- pour $(Rn+\Phi_C)>0$ alors si $(Rn+\Phi_C)>|\Phi_L|$ alors $\Phi_S<0$ et $T_s>T_a>T_{ae}$,
 si $(Rn+\Phi_C)<|\Phi_L|$ alors $\Phi_S>0$ et $T_s<T_a<T_{ae}$.

Le calcul du rayonnement net et du flux de conduction est en accord avec le sens de variation des mesures de température entre le sol et l'air (Tableau 3.2). Concernant les deux exceptions, nous pouvons avancer les interprétations suivantes. Dans le cas vent faible, les écarts entre les températures de l'air entrant et air dans l'enceinte sont faibles et il peut simplement s'agir d'incertitudes sur le calcul de la température de l'air entrant par exemple. Concernant le cas vent&lampe, il peut s'agir d'une mauvaise construction du modèle analytique pour cette nature de demande évaporatoire. En effet, en toute rigueur, la température de l'air entrant dans l'enceinte est toujours égale à $T_{ae}=T_{a1}-1,4^\circ\text{C}$ et l'effet chauffant de la lampe est caractérisé par un flux de conduction au travers des parois de l'enceinte ; c'est pour simplifier le problème que nous avons opté pour $T_{ae}=T_{a1}+2,5^\circ\text{C}$. Le calcul de ce flux de chaleur n'a toutefois pas été effectué (géométrie complexe et non connaissance de la température des parois à l'extérieur de l'enceinte) et nous ne sommes donc pas en mesure d'évaluer l'incidence de notre simplification sur les résultats.

Les écarts de température entre l'air et le sol (T_a-T_s) présentent un comportement systématique selon que la profondeur de nappe ou les composantes climatiques varient (Figure 3.27) ; (T_a-T_s) est :

- décroissant avec la profondeur de nappe pour une vitesse de vent et un rayonnement global donnés ;
- décroissant avec le rayonnement global pour une vitesse de vent et une profondeur de nappe données ;
- croissant avec la vitesse du vent pour un rayonnement global donné lorsque le flux de remontée capillaire n'est pas au flux limite ($Pn=40$ cm) ;
- décroissant avec la vitesse du vent pour un rayonnement global donné lorsque le flux de remontée capillaire est au flux limite ($Pn=100$ et 150 cm).

L'impact d'une variation de la profondeur de nappe ou du rayonnement global sur cet écart de température est le plus important ; l'écart de température induit par une variation de la vitesse du vent n'est jamais supérieur à $1,5^\circ\text{C}$.

2.3.1.2 Pression de vapeur

La pression de vapeur d'eau de l'air dans l'enceinte est déduite des mesures de la température de Rosée. La validité de ces mesures est vérifiée par comparaison entre l'intensité de l'évaporation mesurée par pesée du vase de Mariotte et celle calculée par bilan de la densité de vapeur d'eau dans

l'air circulant dans l'enceinte (équations (3.7) et (3.2) du modèle). Elle repose sur l'hypothèse principale d'homogénéité de la concentration de la vapeur d'eau dans l'air. Les résultats montrent que l'évaporation calculée est supérieure à l'évaporation mesurée de 10 à 17 %, écart que nous considérons satisfaisant pour valider les mesures de température de rosée (Annexe 2).

Nous ne disposons que de peu de mesures exploitables sur l'ensemble des expérimentations mais la bonne concordance entre le calcul et les mesures disponibles nous autorise à élargir le calcul à l'ensemble des épisodes expérimentaux. Les valeurs de pression de vapeur d'eau dans l'air sont donc calculées pour les différents régimes permanents d'évaporation et sont regroupées dans le Tableau 3.3 ci-dessous. La pression de vapeur d'eau de l'air entrant $P(T_{r_{ae}})$ est de 105 Pa. Sont calculés également l'humidité relative et le potentiel de l'eau dans l'air exprimé en mètre. Le sens de variation des pressions partielles de vapeur d'eau dans le système est évidemment toujours dans le sens : $P(T_{r_{ae}}) < P(T_{r_a}) < P(T_{r_s})$.

Dans l'air, les valeurs de pression de vapeur sont d'autant moins élevées que l'évaporation est faible et que le débit de l'air est grand. Ces valeurs sont très faibles en liaison avec la teneur en eau de l'air entrant dans l'enceinte, seulement 0,8 g d'eau par m^3 d'air à 20°C ; l'humidité relative est dans la plupart des cas proche ou inférieure à 10 %. Les valeurs de potentiel de l'eau dans l'air laissent présager d'importants dessèchements de la surface du sol notamment lorsque l'évaporation est faible.

Concernant les variations du gradient de pression de vapeur entre l'air et le sol, nous n'avons que peu d'éléments à notre disposition. En observant les profils de pression de l'eau dans le sol, nous avons constaté que la couche de surface du profil de sol est d'autant plus sèche que la profondeur de nappe augmente ou que la demande évaporatoire augmente, par le biais de la vitesse du vent ou du rayonnement global. Au vue des variations de la pression de vapeur d'eau dans l'air, la seule conclusion que nous puissions donner est que $(P(T_{r_a}) - P(T_{r_s}))$ décroît en valeur absolue avec l'augmentation du rayonnement global.

	q_{rc} (mm/j)	Φ_L (W/m ²)	Rn (W/m ²)	Φ_C (W/m ²)	Rn+ Φ_C (W/m ²)	Φ_S (W/m ²)
Pn=40 cm ; vent faible	10,4	-294,9	-26,9	27,7	0,8	>0
Pn=40 cm ; vent fort	13,4	-380,0	-22,1	27,3	5,2	>0
Pn=95 cm ; vent faible	4,9	-138,9	-43,9	4,9	-39,0	>0
Pn=95 cm ; vent fort	4,7	-133,3	-52,4	2,6	-49,8	>0
Pn=155 cm ; vent faible	1,6	-45,4	-61,4	2,0	-59,3	>0
Pn=155 cm ; vent fort	1,8	-51,0	-65,3	0,2	-65,1	>0
Pn=45 cm ; vent faible&lampe	10,7	-303,4	109,8	8,3	118,1	>0
Pn=45 cm ; vent fort&lampe	15,2	-431,0	118,0	12,4	130,4	>0
Pn=155 cm ; vent faible&lampe	1,8	-51,0	55,4	-4,7	50,7	~0
Pn=155 cm ; vent fort&lampe	1,9	-53,9	54,8	-3,6	51,2	>0

Tableau 3.2 : vérification du signe de Φ_S par comparaison de la somme (Rn+ Φ_C) et Φ_L

Le rayonnement net Rn est calculé pour Rg=170 W/m² ; une valeur de 140 W/m² ne modifie pas le signe de Φ_S ; l'albédo est de 0,1 ou 0,25 selon que la nappe est profonde de 40 ou 155 cm

	q_{rc} (mm/j)	P(Tr _a) (Pa)	HR	h _a (m)
Pn=40 cm ; vent faible	10,4	670	0,24	-19830
Pn=40 cm ; vent fort	13,4	345	0,12	-30120
Pn=95 cm ; vent faible	4,9	370	0,12	-29675
Pn=95 cm ; vent fort	4,7	190	0,06	-40355
Pn=155 cm ; vent faible	1,6	195	0,05	-41555
Pn=155 cm ; vent fort	1,8	140	0,04	-45090
Pn=45 cm ; vent faible&lampe	10,7	685	0,17	-24985
Pn=45 cm ; vent fort&lampe	15,2	375	0,11	-31415
Pn=155 cm ; vent faible&lampe	1,8	205	0,04	-44835
Pn=155 cm ; vent fort&lampe	1,9	140	0,03	-47810

Tableau 3.3 : valeur calculée de la pression de vapeur d'eau dans l'air P(Tr_a)

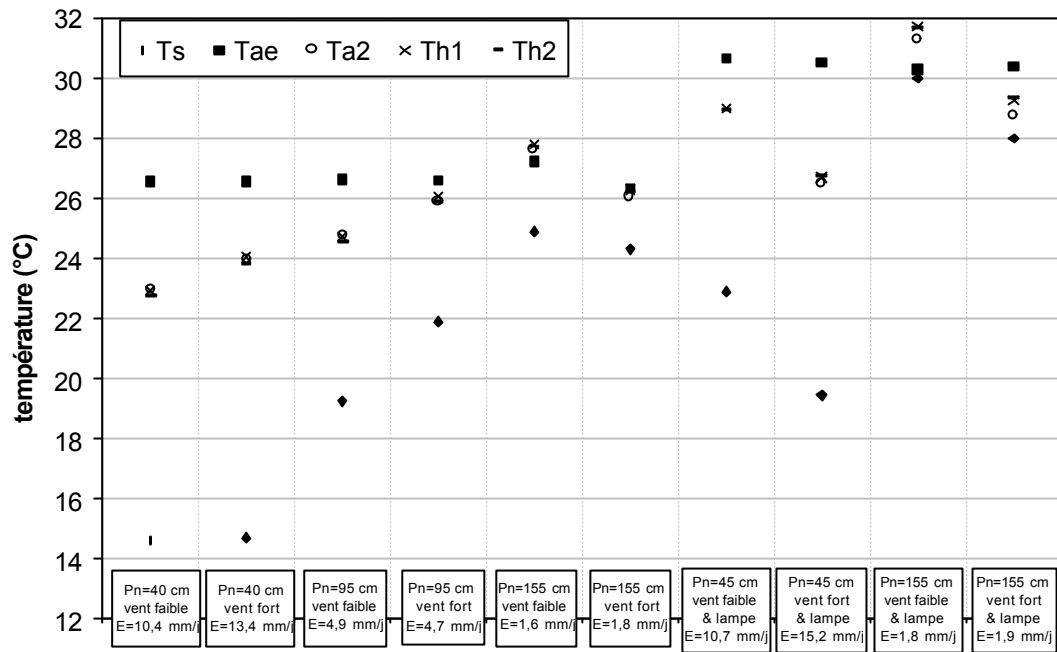


Figure 3.26 : température de l'air entrant T_{ae} , températures mesurées en trois points dans l'enceinte T_{a2} , T_{h1} et T_{h2} , température à la surface du sol (extrapolation du profil mesuré dans le sol à partir des 2 sondes les plus proches de la surface)

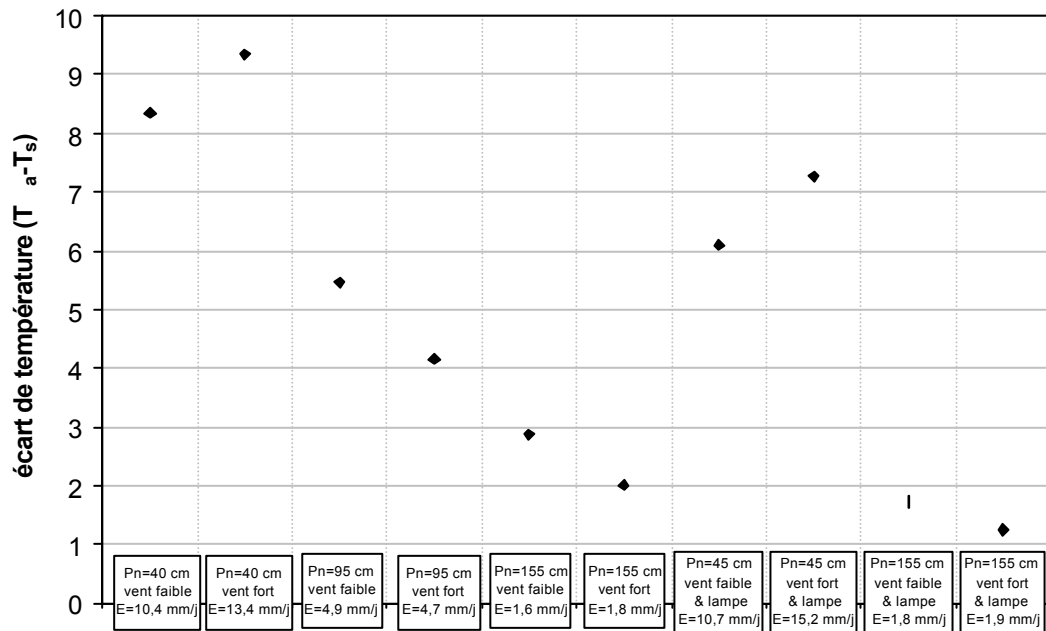


Figure 3.27 : écart de température entre l'air dans l'enceinte et la surface du sol (extrapolation du profil mesuré dans le sol à partir des 2 sondes les plus proches de la surface)

2.3.2 Bilan d'énergie

Pour déterminer le bilan d'énergie à la surface du sol, il reste à calculer la densité de flux de chaleur sensible Φ_s , la densité de flux de chaleur latente Φ_L étant mesurée et les densités de flux de rayonnement net R_n et de conduction dans le sol Φ_C calculées (Tableau 3.2).

Une estimation de la densité de flux de chaleur sensible peut être obtenue à partir du calcul du flux d'emménagement (équations (3.1) et (3.6)). Ce calcul est toutefois limité aux cas où la demande est convective (vent seul) puisque sa validité dans les cas où la demande est mixte (vent&lampe) est incertaine ; cet aspect a été soulevé en section 2.3.1.1. Même en demande convective, le calcul donne des résultats peu probants et parfois incohérents par rapport au bilan d'énergie. En effet, le calcul est particulièrement sensible à l'écart de température entre l'air entrant et l'air dans l'enceinte ; une erreur d'estimation de 0,1 °C sur cet écart de température peut induire une variation de la densité de flux calculée de 2 à 20 % selon les cas. D'autre part, nous retrouvons le problème soulevé par l'exception - Pn=155 cm, vent faible – où les mesures donnent $T_{ac} < T_a$ mais $T_s < T_a$, d'où une contradiction sur le signe de Φ_s que le bilan d'énergie donne positif (Tableau 3.4).

Face à ces incertitudes, nous abandonnons l'idée d'une estimation indépendante de la densité du flux de chaleur sensible. Nous utilisons directement l'équation du bilan (équation (3.3)) telle que $\Phi_s = -(R_n + \Phi_L + \Phi_C)$. Pour chaque épisode, la valeur obtenue est reportée en Tableau 3.4.

	Φ_{ps} (W)	Φ_s (W/m ²)	Φ_s (W/m ²)
	équation (3.1)	équation (3.6)	équation (3.3)
Pn=40 cm ; vent faible	2,2	116,1	294,1
Pn=40 cm ; vent fort	4,6	247,7	374,8
Pn=95 cm ; vent faible	1,1	61,2	178,0
Pn=95 cm ; vent fort	1,0	52,4	183,0
Pn=155 cm ; vent faible	-0,3	-17,1	104,7
Pn=155 cm ; vent fort	0,1	4,4	116,1
Pn=45 cm ; vent faible&lampe	-	-	185,3
Pn=45 cm ; vent fort&lampe	-	-	300,6
Pn=155 cm ; vent faible&lampe	-	-	0,4
Pn=155 cm ; vent fort&lampe	-	-	2,6

Tableau 3.4 : calcul de la densité de flux de chaleur sensible

L'équilibre des flux d'énergie à l'interface sol/atmosphère est représenté en Figure 3.28.

Sauf pour les cas où la nappe est profonde et l'évaporation faible, les écarts de température entre le sol et l'air sont très importants (Figure 3.27) et une grande part de l'énergie est apportée à la surface du sol sous forme de chaleur sensible. Ce comportement est lié au fait que l'apport d'énergie par rayonnement est particulièrement réduit dans l'expérimentation. Même en présence de la lampe, cet apport d'énergie reste faible devant l'intensité de l'évaporation. Lorsque la nappe est profonde et l'évaporation faible, le bilan est plus équilibré.

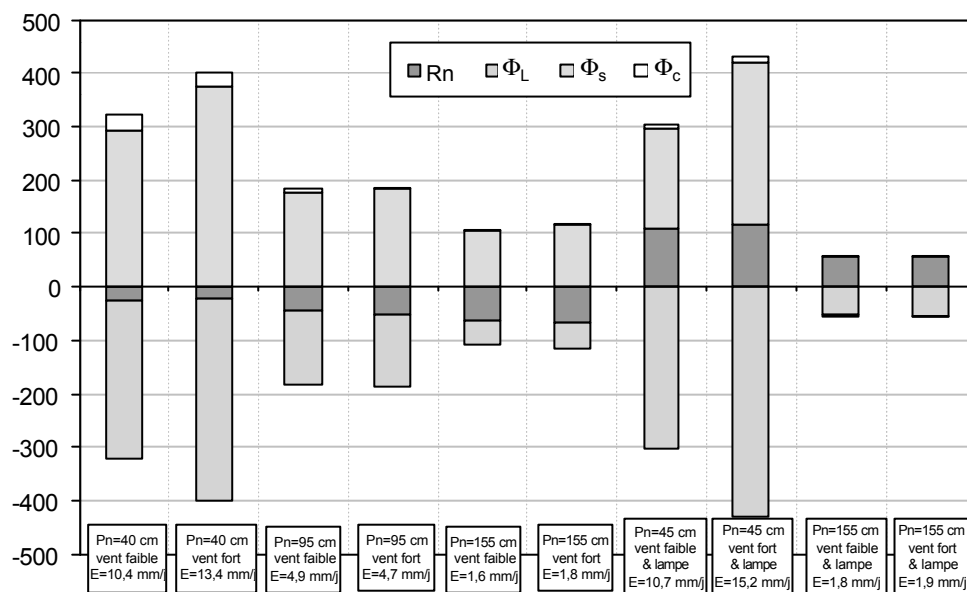


Figure 3.28 : bilan d'énergie à l'interface sol/atmosphère tel que $\Phi_S = -(R_n + \Phi_L + \Phi_C)$

2.3.2.1 Influence spécifique des variables climatiques : vent, rayonnement global

L'effet des variations climatiques liées au vent et au rayonnement global n'est pas perceptible sur l'intensité du flux de remontée capillaire. Pour une profondeur de nappe donnée, tant que le flux n'est pas à sa valeur limite, la quantité d'eau prélevée dans la nappe et transmise à la surface du sol ne dépend de la demande évaporatoire que par l'intensité qu'elle impose. La valeur limite du flux de remontée capillaire est indépendante des conditions climatiques.

L'influence des variables vent et rayonnement se traduit plus directement sur l'équilibre de température et d'humidité obtenu à la surface du sol et donc sur les flux composants le bilan d'énergie.

Pour une profondeur de nappe et un rayonnement global donnés, nous avons observé (Figure 3.27) que l'accroissement de la vitesse du vent s'accompagne : (i) d'un accroissement de l'écart de température entre l'air et la surface du sol lorsque le flux de remontée capillaire n'est pas au flux limite ; (ii) d'une diminution de l'écart de température entre l'air et la surface du sol lorsque le flux de remontée capillaire est au flux limite. Ces variations de température sont faibles et la somme $(R_n + \Phi_c)$ est relativement stable.

Ainsi, dans le cas (i), pour compenser l'augmentation de la perte d'énergie par évaporation, le flux de chaleur sensible Φ_s s'intensifie sous l'effet conjoint de la convection et du gradient de température entre la surface du sol et l'air. Dans le cas (ii), alors que l'intensité de l'évaporation est stable, la valeur du flux de chaleur sensible est stabilisée par compensation entre l'augmentation de la convection et la diminution du gradient de température. De manière générale, au flux limite, l'ensemble des flux à l'interface sol/atmosphère sont stables aux variations des températures près. Il s'ensuit que toute augmentation de la vitesse du vent se traduit par une diminution des gradients de température et, certainement, de pression partielle de vapeur entre l'air et la surface du sol.

Pour une profondeur de nappe donnée, l'apport de rayonnement global, en augmentant la part d'énergie apportée par le rayonnement net, diminue l'intensité du flux de chaleur sensible. Pour une évaporation d'intensité équivalente, l'écart de température entre la surface du sol et l'air est alors moindre dans le cas d'une demande mixte (vent&lampe) que dans celui d'une demande convective (vent seul) (Figure 3.27).

2.3.2.2 Influence spécifique de la profondeur de la nappe

Puisque le flux de remontée capillaire est extrêmement sensible à la profondeur du toit de la nappe, il en est de même du flux de chaleur sensible qui constitue, dans notre cas expérimental, le flux d'ajustement du bilan. Ainsi, à mesure que la profondeur de la nappe augmente et que l'évaporation se réduit, l'écart de température et de pression de vapeur entre la surface du sol et l'air diminue.

3. Conclusion

L'expérimentation nous a permis de mesurer le flux de remontée capillaire selon différentes profondeurs de nappe et différentes conditions climatiques. Ces mesures nous permettent d'aboutir aux conclusions suivantes.

L'évolution du flux de remontée capillaire en fonction de la profondeur de nappe converge vers les comportements les plus couramment observés et décrits par les auteurs, comportements correspondant à la théorie du flux limite (Chapitre 1 - 2.2). Nous observons, en effet, à la fois la variabilité puis l'indépendance du flux de remontée capillaire à la demande évaporatoire. Lorsque la profondeur de la nappe est faible, le flux de remontée capillaire est sensible aux variations de la demande évaporatoire ; leur intensité est proche mais pas exactement proportionnelle en raison certainement d'un facteur de résistance du sol. Lorsque la nappe est plus profonde, le flux de remontée capillaire est insensible aux variations de la demande évaporatoire et son intensité est constante pour une profondeur de nappe donnée. Dans ce cas, le flux a atteint sa valeur limite dont on peut vérifier la décroissance en fonction de la profondeur de la nappe.

Dans le sol, les gradients de charge hydraulique s'équilibrent de manière à transmettre le flux en provenance de la nappe. Au flux limite, toute augmentation de la demande évaporatoire se traduit par un assèchement de la surface du sol réduisant la capacité de transport de l'eau ; cette réduction est contrebalancée par un accroissement des gradients. L'état de dessaturation de la surface du sol n'est pas quantifiable mais est perceptible par les observations. Même si à trois centimètres de profondeur, le tensiomètre ne mesure pas de dépressions très élevées, il est certain qu'un saut important existe entre cette profondeur et la surface. Ainsi la diminution de la teneur en eau dans l'horizon supérieur du sol n'a pas affecté le flux limite de remontée capillaire. L'intensité du flux limite est certes contrôlée par le sol mais pas par la couche de surface.

Du point de vue des échanges sol/atmosphère, un modèle a été développé de façon à prendre en compte la spécificité du système expérimental ; il intègre l'ensemble des interactions entre l'air entrant dans l'enceinte, l'air dans l'enceinte et la surface du sol. Ce modèle constitue un bon appui à l'analyse des équilibres et des échanges entre le sol et l'atmosphère et la combinaison des équations sur lesquelles il s'appuie semble bien décrire le fonctionnement de notre système. La description de l'équilibre des températures et le calcul de la pression de vapeur d'eau dans l'air sont satisfaisants. Concernant la détermination des termes du bilan d'énergie, nous sommes toutefois limités dans le calcul du flux de chaleur sensible par la sensibilité des calculs aux valeurs mesurées de température. Ce terme a donc été déduit par défaut de bilan.

Nous avons pu observer que la nature de la demande évaporatoire (apport convectif, apport radiatif) n'a pas d'impact spécifique sur l'intensité du flux de remontée capillaire. Le flux dans le sol s'ajuste soit à l'intensité de la demande soit à la capacité maximale de transmission de l'eau dans la zone non saturée. La nature de la demande évaporatoire joue sur l'équilibre de température entre la surface du sol et l'air modifiant ainsi la répartition des flux dans le bilan d'énergie. Ainsi,

plus la profondeur de la nappe augmente et l'intensité du flux de remontée capillaire s'affaiblit, plus les caractéristiques de la surface du sol, température et pression de vapeur, convergent vers celles de l'air – la surface s'assèche et se réchauffe, puisque sa température est inférieure à celle de l'air dans notre cas expérimental. Au flux limite, pour une profondeur de nappe donnée, cet effet est renforcé par l'augmentation de la convection.

L'objectif d'utilisation des résultats expérimentaux comme référence pour la modélisation couplée entre le sol et l'atmosphère ne pourra pas être rempli en raison des difficultés à déterminer un coefficient d'échange expérimental.

Chapitre 4 - Rôle de la vapeur d'eau dans le processus de flux de remontée capillaire

Selon les conditions atmosphériques, l'horizon supérieur du sol peut atteindre un état de déficit hydrique important même en présence d'une nappe à faible profondeur. Les mesures de pression de l'eau en conditions de faible humidité, difficiles à obtenir, sont peu fréquentes dans la littérature. Coudrain-Ribstein *et al.* (1998) y relèvent toutefois deux mesures effectuées en conditions de forte aridité : -1600 m en condition désertique (Scanlon 1994) et -4822 m en période de sécheresse (Woods 1990). Nous ne connaissons pas cette valeur dans le cas de notre expérimentation mais, au vu de l'état de sécheresse important de la surface du sol lorsque la nappe se situe au delà d'un mètre de profondeur, il est probable que la pression soit très faible. Ainsi, même si les flux mesurés semblent répondre au modèle de flux limite, la question du réalisme d'une telle représentation se pose. Il est en effet paradoxal de considérer comme exactes les solutions d'un modèle basé sur les transferts d'eau liquide alors que, pour de telles conditions de dépressions, (i) la conductivité hydraulique n'est pas ou mal déterminée et que (ii) la vapeur d'eau doit participer à ce processus.

Dans le cas de fortes dépressions, les capacités de transport de l'eau ne sont pas correctement décrites par une fonction de conductivité hydraulique ajustée sur des mesures souvent limitées aux faibles valeurs de succion (inférieures à 10 m) et dont la formalisation fait tendre la valeur vers zéro pour les plus grandes succions. L'estimation de la conductivité hydraulique pour une large gamme de pression n'est ainsi basée sur aucune mesure physique mais déterminée par continuité de la fonction. En mesurant la conductivité hydraulique d'un sol sableux pour une gamme étendue de succion allant de la saturation à plus de 1000 m, Mehta *et al.* (1994) constatent que, pour les fortes valeurs de succion, la conductivité hydraulique ne tend pas vers une valeur nulle mais vers une valeur dont l'ordre de grandeur est équivalent à une diffusion gazeuse : la conductivité hydraulique varie entre 10^{-4} et 10^{-15} $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Ils montrent que, pour rendre compte de l'ensemble des mesures, la fonction d'ajustement utilisée doit être la somme d'une fonction de conductivité hydraulique et d'une fonction de diffusion gazeuse.

D'autre part, les conditions de teneur en eau faible, liées à de fortes dépressions de l'eau, ne peuvent être dissociées de la présence d'un gradient de densité de vapeur d'eau. Dans le sol, l'humidité de l'air est considérée en équilibre avec l'eau du sol. Cet équilibre peut être décrit par la loi de Kelvin (équation (4.2) ci après) qui relie la pression de l'eau à l'humidité relative de l'air. L'humidité de l'air reste proche de la saturation pour des pressions supérieures à -1000 m, puis décroît avec cette dernière pour n'être plus que de 70 % aux alentours de -5000 m.

Si l'utilité de traiter les phénomènes d'ascension capillaire comme des transferts d'eau pouvant intervenir en phase liquide ou gazeuse est établie, notre objectif dans ce chapitre est d'analyser le rôle de la diffusion gazeuse dans le flux de remontée capillaire. Dans quelle part et sur quelle

profondeur, le transport de l'eau en phase vapeur contribue t'il au flux de remontée capillaire ? Dans quel sens la présence d'un flux vapeur modifie t'elle l'équilibre établi entre la profondeur de nappe, les conditions de pression en surface et le flux résultant ? Le flux limite de remontée capillaire est il en toutes circonstances indépendant de la condition de surface ?

A la lumière des résultats fournis par le module sol du modèle TEC, nous nous attachons donc dans un premier temps à déterminer l'aptitude du sol à transmettre l'eau dans sa partie non saturée selon la profondeur du toit de la nappe et les propriétés de transports de l'eau dans le sol, en phase liquide d'une part, puis en considérant l'effet conjoint des phases liquide et gazeuse. Le modèle TEC est utilisé selon les deux modes (rappels Chapitre 2 - 1.3) :

- **mode liquide** lorsque les équations de transferts de masse et de chaleur sont soumises aux deux conditions $D_v=0$ et $T(z)=20\text{ °C}$
- **mode liquide/vapeur** lorsque ces équations sont soumises à la condition $T(z)=20\text{ °C}$.

Le modèle est tout d'abord appliqué au cas du sol sablo-limoneux utilisé expérimentalement puis étendu à un sol argileux.

Rappelons quelques notations qui seront utilisées fréquemment au cours de cette partie et qui font référence aux notations utilisées dans les équations du modèle TEC. Sont nommés : D_{ww} et D_{vw} les coefficients de diffusion isothermes en phase liquide et gazeuse ; J_m le flux total de remontée capillaire avec en mode liquide $J_m(\text{liq})$ et en mode liquide/vapeur $J_m(\text{liq/vap})$; $J_w(z)$ le flux liquide calculé à une cote donnée en mode liquide/vapeur ; $J_v(z)$ le flux vapeur calculé à une cote donnée en mode liquide/vapeur.

Dans un second temps, nous étudions les effets réducteurs d'un mulch sur l'évaporation. Nous présentons les résultats de l'expérimentation sur la colonne de limon sableux pour une surface du sol déstructurée par sarclage.

1. Modélisation appliquée au cas du limon sableux

1.1 Conditions de modélisation

1.1.1 Paramètres du système

Les paramètres qui caractérisent les propriétés hydriques et thermiques du limon sableux ont été déterminés dans le Chapitre 2 présentant le dispositif expérimental. Etant donné le contexte de modélisation, seules les fonctions de conductivité hydraulique et diffusion gazeuse nous intéressent ici. Une première estimation des paramètres de la conductivité hydraulique a été obtenue en association avec la détermination de la courbe de rétention : $\alpha=1,2\text{m}^{-1}$ et $n=3,23$ (Chapitre 2 - 2.1.1.4). Nous nous proposons dans la section suivante de vérifier l'exactitude de ces valeurs en procédant à une nouvelle détermination par calage des calculs du modèle TEC sur les résultats expérimentaux d'évaporation en régime permanent (Chapitre 3 - 1.1). Les coefficients de diffusion isotherme liquide D_{ww} et vapeur D_{vw} sont finalement présentés.

1.1.1.1 Détermination de la conductivité hydraulique non saturée

La relation entre la conductivité hydraulique et la pression de l'eau dans le sol est donnée par l'équation de Mualem-van Genuchten (van Genuchten 1980) :

$$K(h) = K_{\text{sat}} \frac{\left[1 - \left((\alpha|h|)^{n-1} \left(1 + (\alpha|h|)^n \right)^{-m} \right) \right]^2}{\left[1 + (\alpha|h|)^n \right]^{m/2}} \quad (4.1)$$

où K_{sat} est la conductivité hydraulique à saturation mesurée et égale à $0,46 \text{ m.j}^{-1}$ (Chapitre 2 - 2.1.1.4), h est la pression de l'eau dans le sol (m), α et n sont des paramètres d'ajustement (m^{-1}) et (-) et $m=1-1/n$.

Episodes sélectionnés – Quatre épisodes ont été sélectionnés, il s'agit des cas où la nappe est à 1 m et 1,5 m de profondeur avec une demande convective, vent faible et fort. Ce choix est en partie dicté par l'allure des profils de pression de l'eau dont la gamme de variation est d'autant plus étendue que la nappe est profonde. Il s'agit d'autre part d'épisodes où les gradients thermiques sont relativement faibles. L'épisode avec nappe à 1 m de profondeur et vent faible est utilisé pour le calage ; la validation s'effectuera avec les trois autres.

Conditions de calage – Le système modélisé est compris entre la surface du sol et la cote du tensiomètre le plus profond à 1,8 m.

La condition hydrique à la limite inférieure est la mesure de la pression de l'eau donnée par le tensiomètre. La condition imposée à la limite supérieure est une pression dont la valeur est choisie arbitrairement. En effet, la stabilité des flux mesurés expérimentalement pour les profondeurs de nappe de 1 m et 1,5 m, quelle que soit la demande évaporatoire imposée, laissent à penser que le flux a atteint sa valeur limite. Dans ce contexte, une condition de flux conduirait à des problèmes de convergence en raison de la multiplicité des profils de pression solutions. En vérifiant l'indépendance des résultats de calage à la valeur de pression imposée, nous confirmons l'hypothèse de flux limite et validons le choix de cette condition de surface. La température est quand à elle fixée au sommet et à la base du système selon les valeurs mesurées expérimentalement.

La colonne de limon sableux est supposée avoir des propriétés homogènes sur tout le profil. Le calage consiste à déterminer les paramètres α et n tels que les valeurs de pression et d'évaporation calculées par le modèle convergent vers les valeurs expérimentales. La vérification de la convergence repose sur une minimisation des écarts relatifs entre la mesure et le calcul.

Résultats – Le jeu de paramètres obtenu pour l'épisode de calage est $\alpha=1,7 \text{ m}^{-1}$ et $n=3,23$. Pour estimer sa validité nous l'appliquons aux trois autres épisodes sélectionnés (Figure 4.1 à Figure 4.4). Ce jeu de paramètres convient visiblement bien aux cas où le toit de la nappe est présent à 1 m sous la surface du sol mais pas aux épisodes à 1,5 m. A ces profondeurs, une autre détermination des paramètres est nécessaire ; nous trouvons $\alpha=1,2 \text{ m}^{-1}$ et $n=3,23$. La convergence sur les flux est bonne mais les écarts relatifs sur les pressions dans la zone la plus sèche ne sont pas améliorés ; plus proche de la saturation, les écarts relatifs sont faibles mais il s'agit d'une zone pour laquelle nous avons le moins de confiance car les profils de pression présentent des variations faibles par rapport à la précision des mesures tensiométriques.

Finalement, les jeux de paramètres obtenus sont identiques pour une même profondeur de nappe mais différent selon cette dernière (Tableau 4.1). La non unicité des paramètres est difficilement explicable par des critères d'hétérogénéité du sol car (i) la densité apparente sèche mesurée au moment du remplissage était uniforme sur toutes les couches de sol, (ii) le sol n'a pas subi de tassement visible lors de la stabilisation par épisodes successifs de montée/descente de nappe (Chapitre 2 - 2.1.1.2). On peut penser que la fonction de van Genuchten n'est éventuellement pas adaptée à ce sol. Notons que pour le cas $P_n=40 \text{ cm}$, l'un ou l'autre des couples de paramètres satisfait aux critères de convergence.

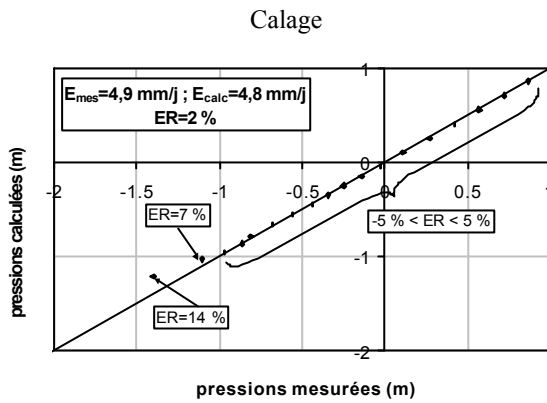


Figure 4.1

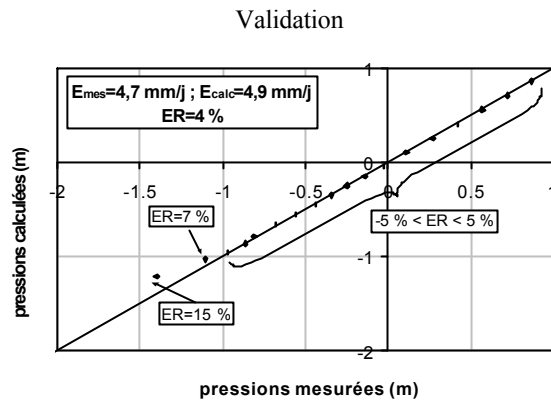


Figure 4.2

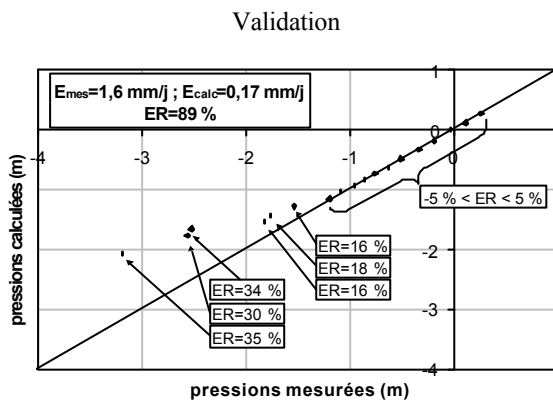


Figure 4.3

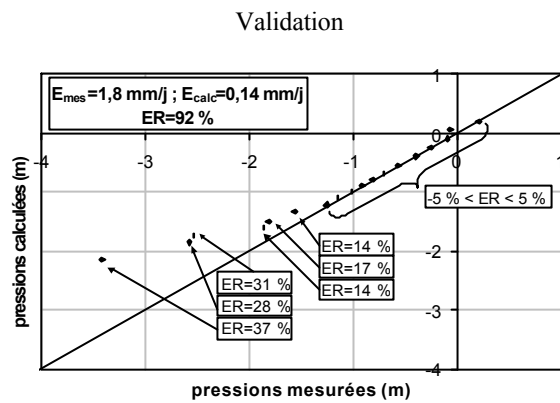


Figure 4.4

Figures 4.1 à 4.4 : relation entre les pressions calculées h_{calc} et mesurées h_{mes} et comparaison des évaporations mesurées et calculées ; ER écart relatifs entre la valeur mesurée et calculée

Cas expérimentaux	α (m^{-1})	n	$ER=(E_{mes}-E_{calc})/E_{mes}$
Pn=1,0 m – vent faible et fort	1,7	3,23	2 et 4 %
Pn=1,5 m – vent faible	1,2	3,23	- 9 %
Pn=1,5 m – vent fort	1,16	3,23	2 %

Tableau 4.1 : paramètres de calage, α et n, selon les épisodes expérimentaux ; ER : écart relatif sur l'évaporation correspondant

L'allure de la conductivité hydraulique relative est représentée sur la Figure 4.5, en fonction de la pression de l'eau et selon les jeux de paramètres obtenus par calage du modèle TEC (Tableau 4.1). De l'expérimentation sur échantillon suivant la méthode de Wind, nous disposons du jeu de paramètres, $\alpha=1,2 \text{ m}^{-1}$ et $n=3,23$, qui est identique à celui obtenu par calage pour les épisodes avec une nappe profonde de 1,5 m. Les paramètres correspondants aux deux profondeurs de nappe sont proches mais induisent des variations sur la conductivité hydraulique qui sont à peu près d'un ordre de grandeur dès un mètre de succion, ce qui explique les écarts obtenus sur le calcul de l'évaporation. Devant une telle sensibilité, nous décidons de conserver les deux jeux de paramètres que nous emploierons alternativement selon la profondeur de nappe de l'épisode expérimental que l'on souhaite simuler. En effet, choisir l'un ou l'autre ou même une valeur moyenne des deux courbes conduirait à des déviations trop importantes des flux calculés par rapport aux mesures.

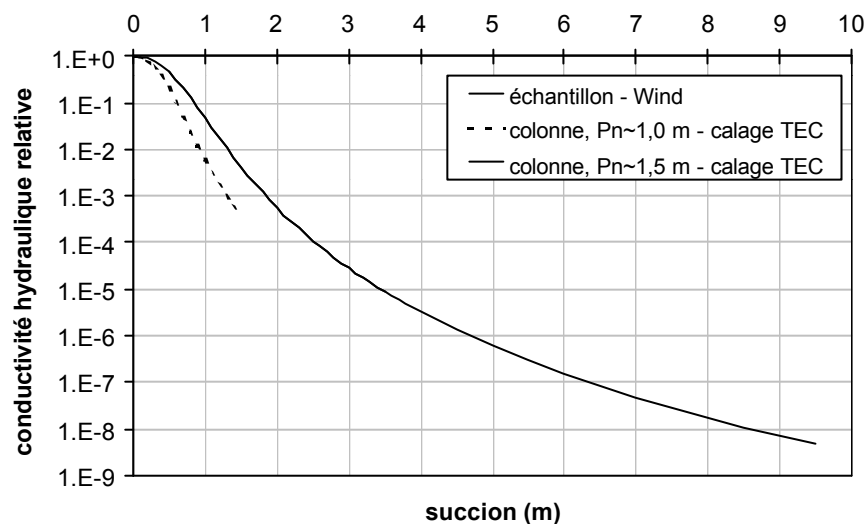


Figure 4.5 : conductivité hydraulique du limon sableux en fonction de la succion de l'eau dans le sol

1.1.1.2 Les coefficients de diffusion isotherme

Les coefficients de transports isothermes de l'eau liquide D_{ww} et gazeuse D_{vw} , caractéristiques du limon sableux, sont représentés sur la Figure 4.6 en fonction d'une gamme étendue de la succion de l'eau dans le sol et pour une température de 20°C. Le coefficient D_{ww} n'est autre que l'expression de la conductivité hydraulique (équation 2.6) dont les paramètres ont été ajustés par calage du modèle TEC sur les mesures expérimentales. Le coefficient D_{vw} est calculé selon l'équation 2.8 ; le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau est celui d'un sol remanié (Chapitre 2 - 2.1.1.5).

Le coefficient D_{ww} présente une variation importante avec la succion. Il est le terme dominant du coefficient de diffusion isotherme total $D_w = D_{ww} + D_{vw}$ jusqu'à une succion de 10 mètres. Au delà de cette limite, l'intensité du coefficient de diffusion isotherme vapeur devient prépondérante. Sa valeur est quasiment constante sur toute la gamme des fortes succions (de l'ordre de $10^{-15} \text{ m.s}^{-1}$).

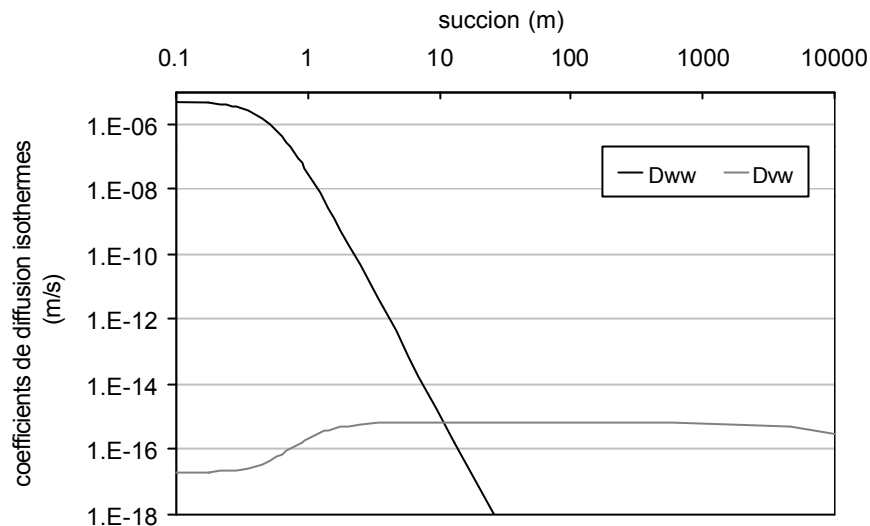


Figure 4.6 : variation des coefficients de diffusion isotherme de l'eau liquide D_{ww} et vapeur D_{vw}

1.1.2 Sensibilité des valeurs calculées au maillage

Selon van Dam *et al.* (2000), la résolution numérique de l'équation de Richards peut trouver une solution de référence si la distance nodale est réduite au millimètre et le critère de convergence sur l'humidité à une valeur inférieure à 10^{-4} . Le gradient de charge hydraulique et la moyenne de la conductivité hydraulique, quel que soit le type de moyenne, trouvent alors une valeur proche de leur valeur théorique. Il convient cependant, selon les contextes de simulations, d'ajuster les constantes numériques selon un critère de précision des résultats tout en maintenant des temps de calcul raisonnables.

Selon des critères de temps de calcul et de traitement des données, nous ne discrétisons pas l'espace selon un pas millimétrique sur toute la longueur du système. Cinq densités de maillage (Tableau 4.2) ont été testées ; le maillage A présente un pas d'espace constant de 1 cm ; les maillages B, C, D, et E sont raffinés en surface pour tenir compte du gradient d'humidité entre la couche supérieure de sol asséchée par l'évaporation et la couche inférieure en contact avec la nappe et très humide. Les simulations sont effectuées pour une nappe profonde de 1 m et une pression de l'eau en surface égale à -10000 m ; la température est à 20 °C dans le sol. Les critères de

convergence sur le potentiel et la température ont été choisis respectivement égaux à 0,001 m et 0,1°C.

Les simulations B, C, D et E donnent des résultats similaires (Figure 4.7) ; les profils de pression sont parfaitement identiques et les intensités d'évaporation diffèrent au plus de 1 W/m². A la surface du sol, le gradient de potentiel le plus important se situe entre les deux premiers nœuds où le potentiel décroît d'un facteur 3. Il semble donc que, dans le cas du limon sableux, la densification du maillage au millimètre soit nécessaire (simulation A) mais pas sur une épaisseur de sol supérieure à 1 cm. Finalement, nous optons pour le maillage C qui laisse une certaine marge de sécurité par rapport à des profondeurs de nappe plus importantes.

A (N=19)		B (N=70), C (N=52), D (N=43), E (N=34)		
Δz (cm)	e (cm)	Δz (cm)	e (cm)	
1	$0 \leq z \leq 180$	0,1	$0 \leq z \leq y$	Avec $y = 5, 3, 2, 1$ cm en B, C, D, E
		1	$y \leq z \leq 10$	respectivement
		10	$10 \leq z \leq 90$	
		15	$90 \leq z \leq 180$	

Tableau 4.2 : description de 5 maillages (A, B, C, D, E) de densité différente ; N est le nombre de nœuds ; Δz est la taille des éléments et e l'épaisseur de sol concernée, l'origine étant la surface du sol.

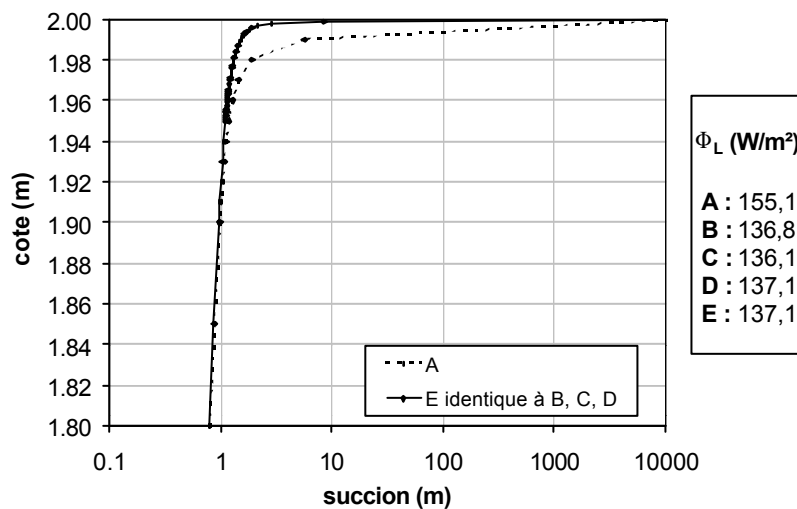


Figure 4.7 : profils de potentiel matriciel dans la couche supérieure de sol d'épaisseur 20 cm en fonction du maillage ; les ν représentent les nœuds. En étiquette, intensités correspondantes du flux de chaleur latente Φ_L

1.1.3 Conditions aux limites

Le système modélisé est compris entre la surface du sol et la cote du tensiomètre le plus profond à 1,8 m. La condition à la limite inférieure est une pression dont la valeur définit la profondeur de nappe. Les trois profondeurs de nappe 40, 95 et 155 cm obtenus expérimentalement sont simulées consécutivement. Le système est soumis à des conditions de pressions croissantes au niveau de la surface. La gamme de pression décrite est large, variant d'une valeur imposant l'équilibre hydrostatique pour une profondeur de nappe donnée, à -10000 mètres.

1.2 Comparaison des résultats en mode 'liquide' et 'liquide/vapeur'

Dans cette section, notre objectif est de comparer deux types de modélisation et seul un lot de paramètres a été conservé pour la conductivité hydraulique. Il s'agit de ceux ajustés dans le cas d'une nappe à 1 mètre de profondeur soit $\alpha=1,7 \text{ m}^{-1}$ et $n=3,23$; ce choix est arbitraire.

1.2.1 Flux de remontée capillaire

Sur la Figure 4.8, sont comparés le flux total de remontée capillaire $J_m(\text{liq})$ calculé en mode liquide, le flux total de remontée capillaire $J_m(\text{liq/vap})$ et le flux liquide J_{ws} à la surface du sol calculés en mode liquide/vapeur, en fonction de la succion à la surface du sol.

Le flux total de remontée capillaire est invariant quel que soit le mode de calcul utilisé. Il apparaît en effet que le mode de transferts couplés liquide/vapeur ne modifie pas l'intensité du flux total de remontée capillaire par rapport au mode de transferts en phase liquide. Dans les deux cas, le flux est constant sur tout le profil de sol et l'on a en tout point $J_m(\text{liq})=J_m(\text{liq/vap})$.

La participation de la vapeur d'eau au flux total de remontée capillaire apparaît pour des valeurs de succion supérieures à 500 m et augmente avec cette dernière. L'intensité du flux gazeux augmente également avec la profondeur de la nappe pour une succion donnée. Le changement de phase s'effectue au nœud de surface dans la plupart des cas ou au nœud sous-jacent à 1 mm dans les cas où la contribution liquide devient nulle en surface ; à partir du nœud voisin et jusqu'à la nappe, le flux de remontée capillaire est complètement soutenu par la phase liquide.

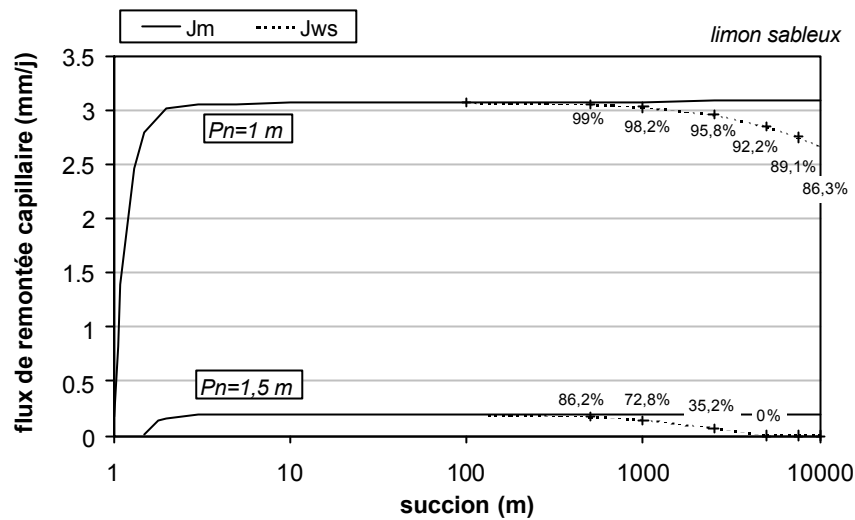


Figure 4.8 : flux de remontée capillaire calculé en fonction de la suction de surface ; J_m est le flux total de remontée capillaire calculé indifféremment en mode liquide ou en mode liquide/vapeur ; J_{ws} est le flux liquide à la surface du sol pour le mode liquide/vapeur dont la part dans le flux total est notée en pour-cent

1.2.2 La pression de l'eau dans le sol

Pour une profondeur de nappe donnée, le gradient de pression à la surface du sol croît avec la suction de surface. Lorsque le flux a atteint sa valeur limite, la différenciation entre les profils de pression ne s'effectue plus que sur une infime couche de sol. Une illustration en est donnée pour le cas où $P_n=1$ m sur la Figure 4.9 et la Figure 4.10 ; les profils de pression ne se distinguent que sur une zone de surface fine de quelques millimètres d'épaisseur.

Pour le cas où la nappe est à 1 m de profondeur, la différence entre les profils de pression calculés en mode liquide et en mode liquide/vapeur est insignifiante. L'ajustement du gradient de surface, calculé entre le nœud à la surface et le nœud à 1 mm en deçà, s'effectue par des variations de quelques centimètres sur la pression calculée à 1 mm de profondeur (Figure 4.11). Pour le cas où la nappe est à 1,5 m de profondeur, la différence entre les profils de pression calculés en mode liquide et en mode liquide/vapeur est plus importante. L'ajustement du gradient s'effectue de telle manière que le gradient de surface calculé en mode liquide soit proche du gradient calculé sur 2 mm en mode liquide/vapeur. Rappelons que 2 mm est dans ce cas l'épaisseur de sol concernée par la diffusion gazeuse ; le dessèchement du sol s'étend sur une plus grande profondeur et le gradient calculé à la surface du sol en mode liquide/vapeur est moins abrupte qu'en mode liquide.

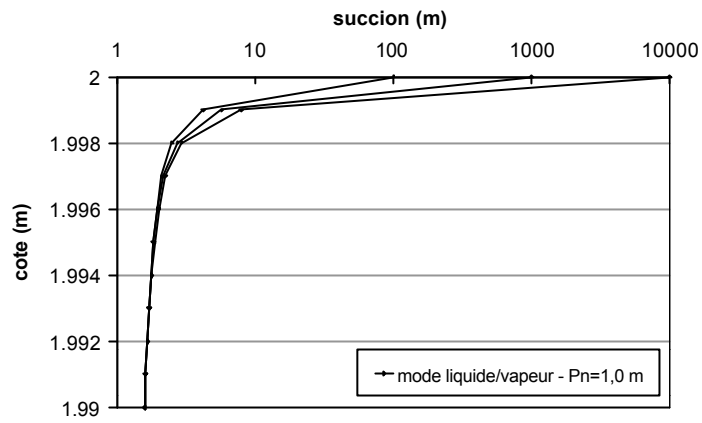


Figure 4.9 : profils calculés de la pression de l'eau dans le sol

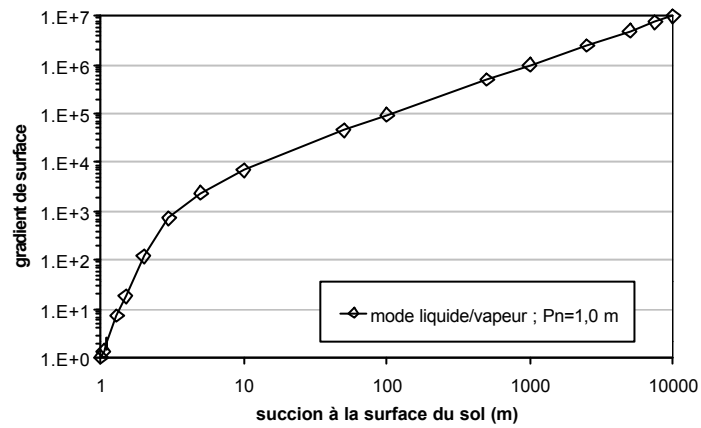


Figure 4.10 : gradient de pression sur le 1^{er} mm de sol en fonction de la suction imposée à la surface

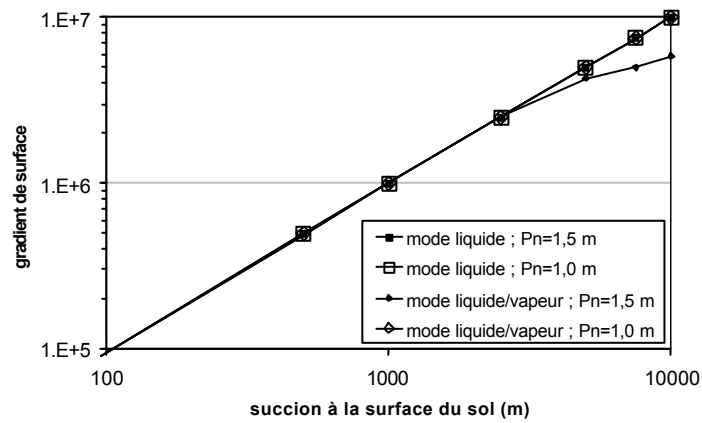


Figure 4.11 : comparaison des gradients de pression calculés sur le 1^{er} mm de sol en fonction de la suction imposée à la surface

1.2.3 Répartition du flux en phase liquide et vapeur

1.2.3.1 Analyse des résultats obtenus

Le couplage entre les phases liquide et vapeur et la répartition du flux de remontée capillaire en phase liquide et gazeuse est dicté par deux relations.

Dans le modèle mécaniste, l'humidité relative de l'air HR est supposée être en équilibre avec la pression de l'eau h, équilibre décrit par la relation de Kelvin :

$$h = \frac{RT}{M_w g} \ln(\text{HR}) = \frac{RT}{M_w g} \ln\left(\frac{P(\text{Tr})}{P(T)}\right) \quad (4.2)$$

où R est la constante des gaz parfaits ($\text{J.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$), T est la température du sol (K), M_w est la masse molaire de l'eau (kg.mol^{-1}), g est l'accélération de la pesanteur (m.s^{-2}), P(Tr) est la pression partielle de vapeur d'eau et P(T) la pression de vapeur saturante (Pa). A des températures moyennes, l'humidité reste proche de la saturation pour des valeurs de potentiel allant jusqu'à quelques centaines de mètres. La pression de vapeur d'eau dans l'air ne s'écarte de sa valeur saturante que lorsque la dépression devient importante ; en moyenne, HR~93 % pour un potentiel de -1000 m et HR~50% pour -10000 m. Ainsi, conformément à la loi de Kelvin, la participation de la vapeur d'eau à l'évaporation n'apparaît que pour des valeurs élevées de succion même si pour le sol utilisé le coefficient de diffusion de la phase vapeur devient supérieur à celui de la phase liquide dès 10 mètres de succion.

Les équations 2.4 - dans laquelle le terme gravitaire est négligeable – et 2.5 (Chapitre 2 - 1.1.2), expriment que la répartition du flux de remontée capillaire en phase liquide et gazeuse s'effectue selon la proportion des coefficients de diffusion pour un gradient de pression donné. On a ainsi :

$$J_w/J_v = D_{ww}/D_{vw} \quad (4.3)$$

ou à partir des équations 2.4 et 2.10 :

$$J_w/J_m = D_{ww}/(D_{vw} + D_{ww}) \quad (4.4)$$

L'effet combiné de ces deux relations peut être clarifié à l'aide d'un exemple. Prenons le cas où $P_n=1,0$ m et la pression de l'eau à la surface du sol est de -1000 m. Le profil de pression calculé présente un gradient de pression important entre le nœud à la surface et celui à 1 mm en deçà où la pression est à une valeur comparativement très faible de -5,8 m. Les coefficients de diffusion sont

calculés sur un élément, en moyennant les valeurs calculées aux deux nœuds le délimitant. On a alors :

$$\begin{array}{llll}
 z_0=2 \text{ m} & h_0=-1000 \text{ m} & D_{ww0} \sim 8,6 \cdot 10^{-31} \text{ m.s}^{-1} & D_{vw0} \sim 6,2 \cdot 10^{-16} \text{ m.s}^{-1} \\
 z_1=1,99 \text{ m} & h_1=-5,8 \text{ m} & D_{ww1} \sim 7,5 \cdot 10^{-14} \text{ m.s}^{-1} & D_{vw1} \sim 6,5 \cdot 10^{-16} \text{ m.s}^{-1} \\
 \text{soit} & & \frac{(D_{ww0} + D_{ww1})}{2} \sim 3,75 \cdot 10^{-14} \text{ m.s}^{-1} & \frac{(D_{vw0} + D_{vw1})}{2} \sim 6,35 \cdot 10^{-16} \text{ m.s}^{-1}
 \end{array}$$

dont le rapport donne $J_w/J_m \sim 0,98$. Ainsi, la répartition du flux à la surface du sol entre les phases liquide et vapeur de l'eau est le reflet du gradient de pression de l'eau, pas uniquement de la pression de surface. Cet exemple met en avant l'importance du maillage dans la détermination de cette répartition. Sur ce premier millimètre de sol le gradient de pression est très abrupt et, autant le coefficient de diffusion vapeur est stable, autant la conductivité hydraulique chute drastiquement. La question de la représentativité d'une moyenne se pose alors. Une solution peut être de réduire encore d'avantage la distance entre les nœuds ; un essai a été effectué pour une distance de 0,2 mm mais n'a pas été concluant car le calcul n'a jamais pu être mené à terme en raison d'instabilités numériques.

1.2.3.2 Sensibilité des résultats à l'intensité de la diffusion gazeuse

Pour observer la sensibilité des résultats à l'intensité de la diffusion gazeuse, les calculs sont effectués pour une valeur du coefficient de diffusion isotherme D_{vw} correspondant à un sol non remanié (Chapitre 2 - 2.1.1.5). Son intensité est donc accrue par rapport au sol remanié mais pas de manière très conséquente, l'idée est de conserver des ordres de grandeur réalistes.

L'augmentation du coefficient de diffusion gazeuse D_{vw} ne joue pas sur le flux total de remontée capillaire qui est identique quel que soit D_{vw} . Par contre, plus le coefficient est grand, plus la part de la phase gazeuse dans l'écoulement est importante (i.e. moins la part du flux liquide est importante, Tableau 4.3 ci dessous). Le front de vaporisation reste peu développé tout comme dans le cas précédemment traité en sol remanié ; le changement de phase concerne les deux premiers nœuds, c'est à dire le nœud à la surface du sol et à 1 mm de profondeur.

Selon Saravanapavan *et al.* (2000), le rapport entre l'épaisseur du front de vaporisation, dont il définit la limite inférieure par la côte où les flux liquide et gazeux sont égaux, et l'intensité de la diffusion gazeuse isotherme est constant. Ainsi, une augmentation du coefficient de diffusion d'un facteur 2 par exemple, conduira à un doublement de l'épaisseur du front. Ceci ne peut être vérifié sur notre exemple en raison de la faible épaisseur du front de vaporisation par rapport à l'écartement des nœuds du maillage mais la tendance est identique.

Ψ_s (m)	Pn=1m et J _m =3,1 mm/j		Pn=1,5 m et J _m =0,2 mm/j	
	J _w /J _m (%)	J _w /J _m (%)	J _w /J _m (%)	J _w /J _m (%)
	sol remanié	sol non remanié	sol remanié	sol non remanié
100	100	100	97	94
500	99	98	86	69
1000	98	96	73	39
2500	96	90,5	35	0
5000	92	82,5	0	0
7500	89	75,5	0	0
10000	86	69,5	0	0

Tableau 4.3 : part du flux liquide dans l'évaporation pour deux profondeurs de nappe et différentes valeurs de succion à la surface du sol

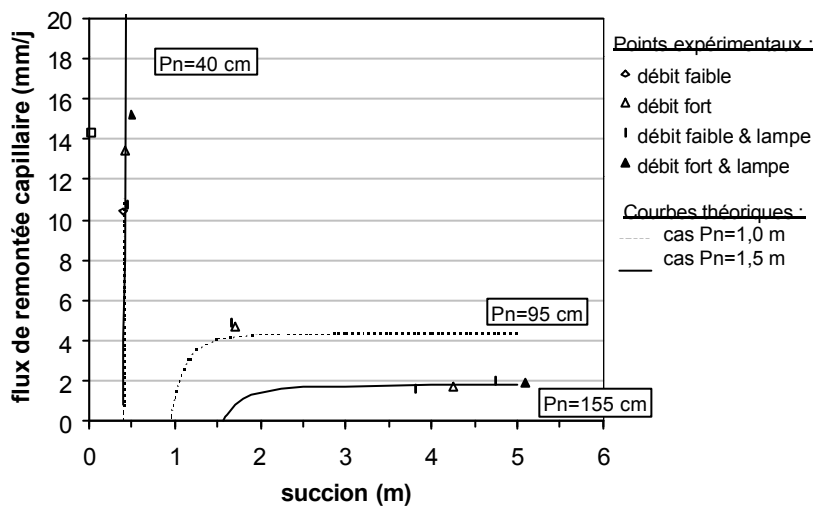


Figure 4.12 : flux de remontée capillaire en fonction de la succion à la surface du sol: courbes calculées pour les trois profondeurs de nappe et valeurs expérimentales correspondantes.

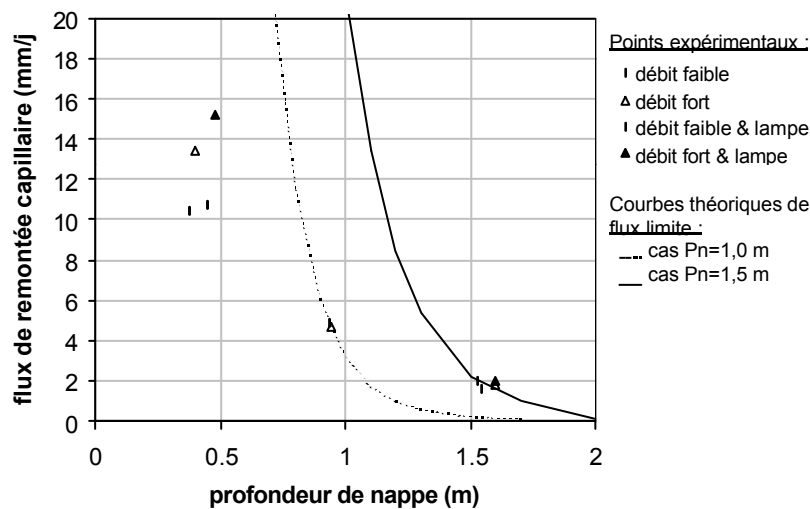


Figure 4.13 : flux de remontée capillaire en fonction de la profondeur de nappe; points mesurés expérimentaux et courbes de flux limite

1.3 Confrontation avec les résultats expérimentaux

Dans cette section, notre objectif est de comparer les résultats de modélisation avec les résultats expérimentaux. Les calculs sont donc effectués selon le jeu de paramètres calé pour une profondeur de nappe donnée.

Sur la Figure 4.12, sont représentées les courbes calculées du flux de remontée capillaire en fonction de la succion imposée à la surface du sol. Les points expérimentaux qui y sont superposés ne sont pas fonction de la valeur expérimentale de la succion de surface, que nous ne connaissons pas, mais de la succion mesurée à 3,5 cm de profondeur. Ceci ne représente qu'une approximation mineure pour la profondeur de nappe la plus faible et ne modifie pas l'interprétation des résultats pour les deux profondeurs plus élevées puisque le flux a atteint sa valeur maximale.

Sur la Figure 4.13 est représentée la relation décroissante entre le flux limite et la profondeur de la nappe. Les courbes calculées sont comparées avec les points expérimentaux ; les deux courbes correspondent aux deux jeux de paramètres de calage de la fonction de conductivité hydraulique (Chapitre 4 - 1.1.1.1).

La convergence entre l'intensité des flux calculés et mesurés est évidente et n'est pas l'objet de notre attention. Il importe par contre de constater que les mesures et les calculs convergent tous deux vers la confirmation de l'existence d'un flux limite :

- constant et indépendant des conditions d'assèchement de la surface du sol ;
- décroissant avec la profondeur de la nappe.

Selon les observations de la surface du sol, d'aspect très sec pour les plus grandes profondeurs de nappe, le flux mesuré expérimentalement pouvait être soutenu par les deux phases liquide et gazeuse. L'intensité du flux de remontée capillaire, identique quel que soit le mode de calculs 'liquide' ou 'liquide/vapeur', n'exclut plus cette éventualité. Nous n'avons par contre pas mesuré expérimentalement la profondeur du front d'évaporation. Précisons simplement deux points qui appuient la convergence entre le calcul en mode 'liquide/vapeur' et les mesures : (i) la pression de l'eau à 3 cm de profondeur, qui s'élève au maximum à -4 m pour une nappe à 1,5 m de profondeur, correspond à un sol relativement humide ; (ii) la continuité des profils de température au niveau de la couche de surface montre que l'évaporation se situe bien au niveau de la surface du sol ou du moins dans les premiers millimètres sous la surface.

2. Influence des propriétés hydrodynamiques du sol sur la modélisation du front d'évaporation

Les calculs effectués dans la section précédente montrent que le flux limite peut être maintenu quelles que soient les conditions d'humidité de la couche de surface par un ajustement du gradient de pression qui, en fonction de la capacité de diffusion de l'eau, permet de maintenir un flux constant dans toute la zone non saturée. En modélisation 'liquide/vapeur', la répartition du flux dans chacune des phases est fonction, pour un profil de pression donné, du rapport des coefficients de diffusion. Dans le cas du limon sableux, cette dissociation du flux en phase liquide et vapeur ne s'effectue que sur une zone extrêmement réduite de 1 mm, qui ne s'est pas étendue même en augmentant l'intensité du coefficient de diffusion vapeur.

Afin d'effectuer une étude de sensibilité des paramètres hydrodynamiques à la modélisation des fronts de vaporisation et d'étudier plus en détails le fonctionnement de cette modélisation, nous reprenons les simulations en mode liquide/vapeur avec un sol dont les propriétés diffèrent de celles du sol expérimental. La conductivité hydraulique est extrêmement variable d'un sol à l'autre et la diffusion gazeuse est en comparaison à peu près équivalente pour tous les sols. Notre choix de sol est alors orienté par rapport à la conductivité hydraulique du limon sableux qui présente une décroissance rapide avec la pression de l'eau et devient inférieure à la diffusion gazeuse dès -10 m. Le sol 'théorique' choisi est donc caractérisé par une conductivité hydraulique dont la décroissance est plus modérée en fonction de la pression et qui coupe la courbe de diffusion gazeuse à des valeurs plus faibles de pression.

Nous présentons les caractéristiques hydrodynamiques de ce sol théorique dans une première section puis les résultats obtenus par le calcul du modèle TEC en mode 'liquide/vapeur'. Nous analysons l'effet des variations des coefficients de diffusion l'un par rapport à l'autre sur la répartition des flux en phase liquide/vapeur et sur l'épaisseur du front de vaporisation.

2.1 Comparaison des coefficients de diffusion

Les caractéristiques de la courbe de conductivité hydraulique du sol ont été obtenues dans le catalogue du logiciel Hydrus2d ; ce sol est assimilé à une argile (Simunek *et al.* 1996). Les paramètres sont ceux d'une fonction du type van Genuchten (équation 2.21) : $K_{sat}=5,56.10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$, $\alpha=0,5 \text{ m}^{-1}$, $n=1,09$. Le coefficient de diffusion gazeuse est celui d'un sol non remanié (Chapitre 2 - 2.1.1.5).

Les coefficients de diffusion isothermes, liquide et vapeur, de ce sol sont représentés en Figure 4.14. La comparaison avec les propriétés du limon sableux est donnée en Figure 4.15 sous la forme du rapport des coefficients de diffusion isotherme liquide et vapeur. La conductivité hydraulique à saturation est faible, de deux ordres de grandeur inférieure à celle du limon sableux d'une valeur moyenne de $5,32 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$. La décroissance de la courbe de conductivité hydraulique est plus modérée que celle du limon sableux ; l'intersection avec la courbe du coefficient de diffusion vapeur ne s'effectue que pour une dépression proche de -1000 m. Ainsi, le rapport des coefficients de diffusion liquide et vapeur D_{ww}/D_{vw} est supérieur pour le limon sableux entre la saturation et 2 m de dépression, au delà le rapport caractérisant le sol 'argileux' est plus grand.

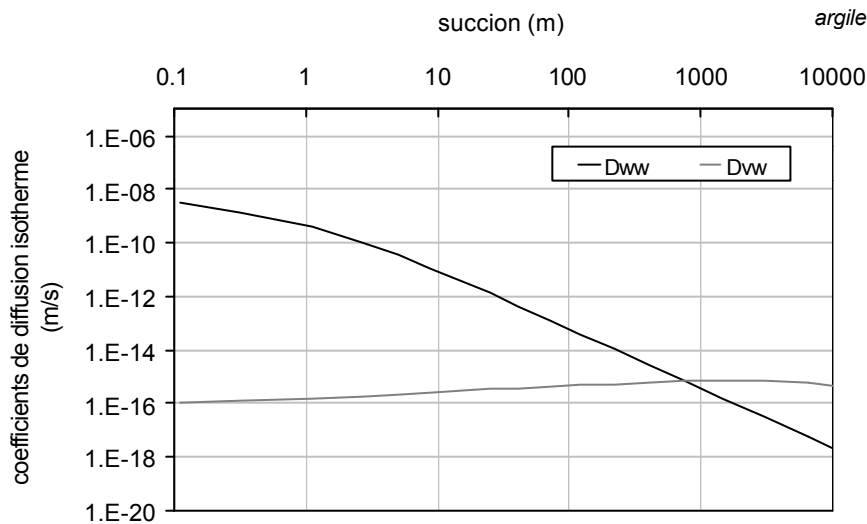


Figure 4.14 : variation, selon la succion, des coefficients de diffusion isotherme de l'eau liquide D_{ww} et vapeur D_{vw} ; cas d'un sol assimilé à une argile

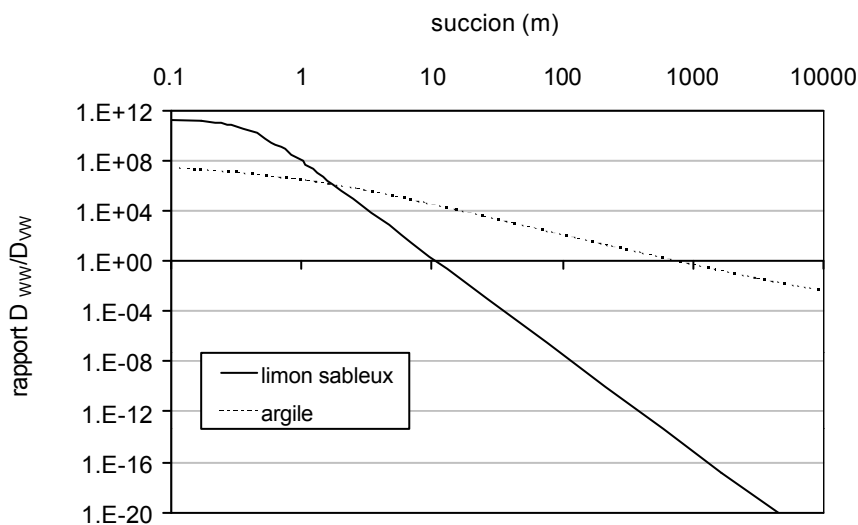


Figure 4.15 : rapport des coefficients de diffusion isotherme liquide D_{ww} et vapeur D_{vw} pour le limon sableux et pour le sol assimilé à une argile

2.2 Comparaison des résultats selon les propriétés du sol

2.2.1 Flux de remontée capillaire

Les variations du flux de remontée capillaire pour le sol de type argileux sont présentées sur la Figure 4.16. Pour les mêmes profondeurs de nappe, le flux total de remontée capillaire est bien inférieur à celui du sol sablo-limoneux ; le flux limite est de 0,105 mm/j pour $P_n=1$ m et 0,056 mm/j pour $P_n=1,5$ m.

Ce résultat est en relation avec les variations respectives de la conductivité hydraulique des deux sols pour les faibles valeurs de succion. En effet, la conductivité hydraulique du limon sableux est supérieure à celle de l'argile jusqu'à ~ 2 m de succion, point d'intersection des courbes où la conductivité est égale à 0,017 mm/j. En nous appuyant sur la méthode d'analyse donnée par Poulouvassilis *et al.* (1985) (Chapitre 1 - 2.2.1), on voit que tant que le flux limite de remontée capillaire est très supérieur à 0,017 mm/j, la profondeur de nappe correspondante est plus faible pour le sol dit 'argileux' que pour le limon sableux ; autrement dit pour une profondeur de nappe donnée, le flux limite est inférieur pour le sol dit 'argileux' que pour le sol sablo-limoneux. Avec des profondeurs de nappe de 1 m et 1,5 m, nous nous trouvons visiblement dans ce cas.

2.2.2 Répartition du flux en phase liquide/vapeur

Le front de vaporisation est plus développé pour le sol théorique que pour notre sol expérimental. Même s'il reste relativement peu développé, un front d'évaporation est établi ; le changement de phase qui s'effectue au niveau de la surface pour le limon sableux s'étend dans ce cas à quelques millimètres sous la surface du sol. L'extension du front d'évaporation est représenté sur la Figure 4.17 en fonction de la succion à la surface du sol. Nous avons représenté à la fois la profondeur de sol dans laquelle le flux vapeur participe à plus de 5% au flux total et celle où sa contribution dépasse les 50 %.

Même si le front d'évaporation n'est pas très étendu, on peut dire que la transition entre la zone 'liquide' et la zone mixte supérieure 'liquide & vapeur' n'est pas marquée ; il n'y a pas une rupture brusque de l'écoulement capillaire qui laisserait place sur une couche supérieure de sol à la seule diffusion vapeur (Figure 4.18). La contribution de la phase vapeur à l'écoulement s'accroît progressivement à mesure que l'on se rapproche de la surface du sol.

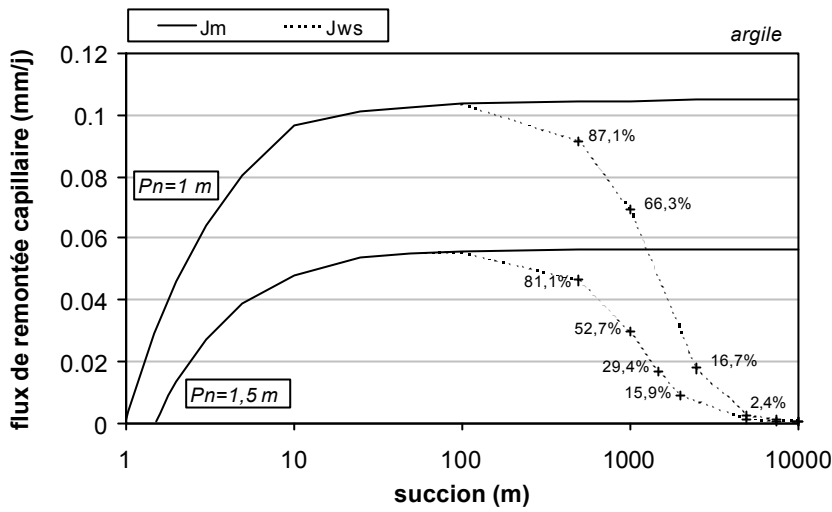


Figure 4.16 : flux de remontée capillaire calculé en fonction de la succion de surface ; J_m est le flux total de remontée capillaire calculé indifféremment en mode liquide ou en mode liquide/vapeur ; J_{ws} est le flux liquide à la surface du sol pour le mode liquide/vapeur dont la part dans le flux total est notée en pour-cent

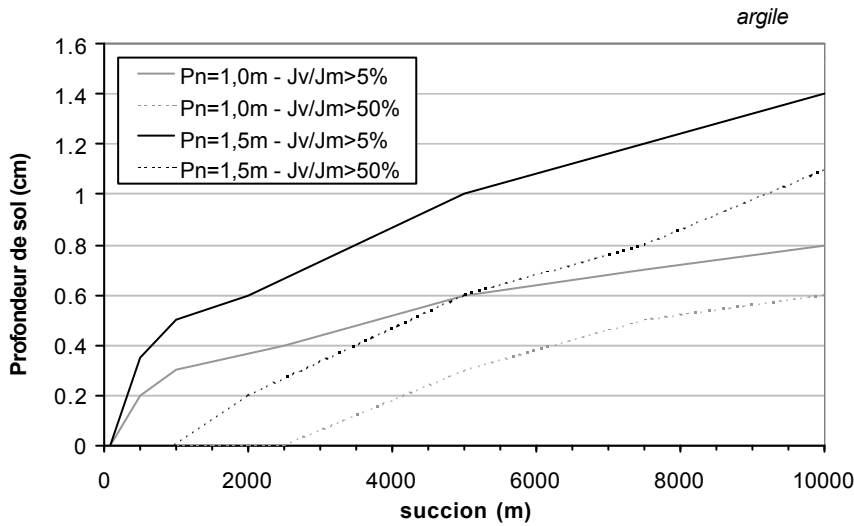


Figure 4.17 : représentation, selon la succion de surface, de la profondeur pour laquelle : (1) le flux vapeur participe à plus de 5% au flux total ; (2) le flux vapeur participe à plus de 50% au flux total.

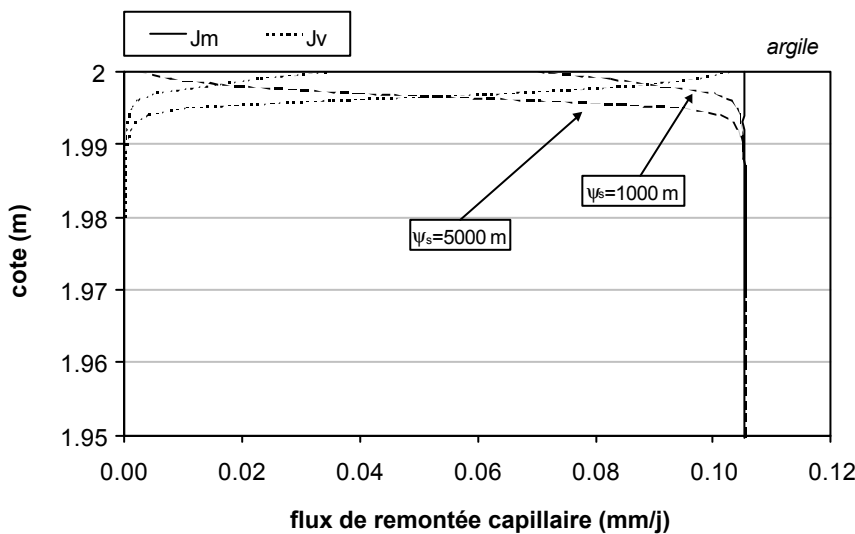


Figure 4.18 : répartition des flux liquide et vapeur sur cinq centimètres de profondeur de sol, pour deux valeurs de succions à la surface ; cas d'un sol argileux en présence d'une nappe à 1 m de profondeur

En considérant le rapport des coefficients de diffusion D_{wv}/D_{vw} pour les deux sols étudiés (Figure 4.15), il apparaît que le front de vaporisation est d'autant moins développé que la capacité de transport de l'eau liquide est faible par rapport à la diffusion en phase vapeur. La part de la phase gazeuse dans l'écoulement dépend donc paradoxalement étroitement des variations de la conductivité hydraulique. Le gradient de pression dans le sol s'ajuste de telle manière que le flux de remontée capillaire puisse être transmis intégralement de la nappe jusqu'à la surface. Le transport de l'eau s'effectue indifféremment en phase liquide ou gazeuse selon les propriétés relatives de transfert dans chacune des phases. La diffusion gazeuse ne constitue donc pas un frein au flux de remontée capillaire dans la mesure où le gradient de pression s'y ajuste, de la même manière que ce gradient s'ajuste à la diminution de conductivité hydraulique.

3. Identification des limites du modèle mécaniste – Cas d'un mulch

Les mesures de flux de remontée capillaire sur la colonne de limon sableux n'ont pas dévié du comportement décrit par la théorie du flux limite et les deux situations de limitation du flux, par la demande évaporatoire ou par le sol, ont été rencontrées. Au flux limite, la surface du sol présente l'aspect d'une croûte dure, très sèche, qui étant donné les résultats doit plutôt être associée à un front d'évaporation qu'à un mulch. Il est vrai que les changements structuraux pouvant apparaître à la dessiccation concernent plus les sols à texture argileuse que les sols à texture sableuse. De plus, chaque fois que le sol a été mouillé au cours de l'expérimentation, ce fut par ajout d'une lame d'eau à la surface ce qui selon Bresler (1970) ne provoque pas de déstructuration suffisante à la formation d'une croûte de forte densité. Ces résultats réfutent d'autre part les propos de van Hoorn *et al.* (1994) car la demande évaporatoire imposée au sol est bien plus élevée que le flux transmis par la nappe.

Ces observations expérimentales ont été renforcées par la modélisation en mode 'liquide/vapeur' qui montre que le développement d'un front d'évaporation n'est pas réducteur du flux de remontée capillaire puisque le gradient de pression s'équilibre toujours de manière à transmettre jusqu'à la surface l'intégralité du flux que la nappe peut soutenir.

Pour étudier l'effet des propriétés d'un mulch sur l'évaporation en présence d'une nappe peu profonde, nous avons donc du avoir recours à une action mécanique de déstructuration du sol (sarclage). Nous présentons dans cette partie la mise en place et les résultats de cette expérimentation effectuée sur la colonne de sol sablo-limoneux.

3.1 Protocole expérimental

L'expérimentation a consisté à créer un mulch en grattant la surface du sol. La demande évaporatoire est convective ; la vitesse du vent est faible. L'expérimentation comporte 9 étapes représentées sur la Figure 4.19. Chacune est séparée du temps nécessaire à la mise en équilibre hydrique du sol ; l'évaporation est mesurée en régime permanent.

Description de la procédure :

- Etapes (1), (2) et (3) : le sol est homogène, la surface du sol non déstructurée, le flux est mesuré pour une nappe de profondeur croissante ($P_n=0,5, 1,0$ et $1,5$ m) ;
- Etapes (4), (5) et (6) : alors que la nappe se situe à $1,5$ m de profondeur, on déstructure le sol sur 1 cm d'épaisseur. La surface du sol, extrêmement dure et sèche, prend ainsi un aspect poudreux en liaison avec sa granulométrie à majorité sableuse. Les étapes suivantes consistent à augmenter l'épaisseur du mulch d'abord sur $2,5$ cm puis sur 4 cm ;
- Etapes (7), (8) : sans aucune modification de l'état de surface, la nappe est portée de $1,5$ à 1 m puis $0,5$ m de profondeur ;
- Etape (9) : le toit de la nappe étant fixée à $0,5$ m de profondeur, la surface du sol est mouillée par ajout d'une lame d'eau.

3.2 Résultats

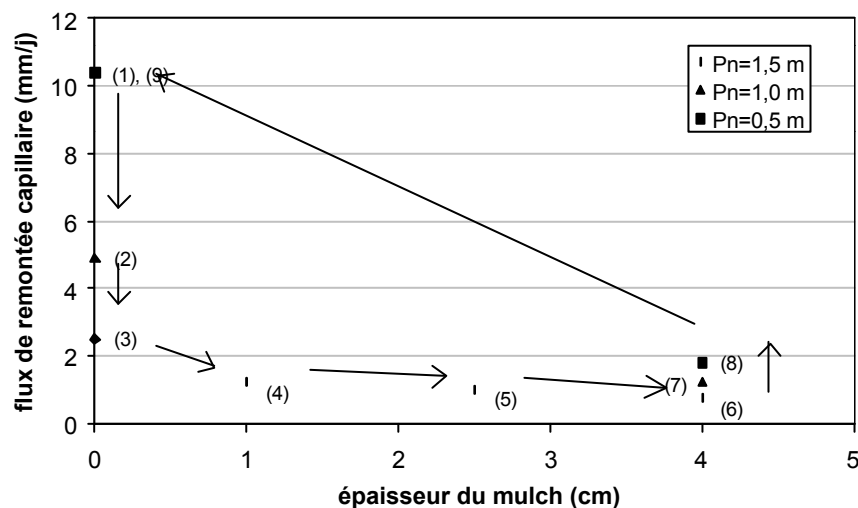


Figure 4.19 : évaporation en régime permanent selon différentes profondeurs de nappe et d'épaisseur de mulch ; les chiffres entre parenthèses rappellent la chronologie de l'expérimentation

3.2.1 Influence de l'épaisseur du mulch (Etapas (4) à (6))

Pour une nappe à 1,5 m de profondeur, le mulch d'1 cm réduit le flux de remontée capillaire de moitié ; il passe de 2,5 mm/j à 1,25 mm/j. L'augmentation de l'épaisseur du mulch accentue la réduction du flux ; le rapport entre le flux de remontée capillaire et l'épaisseur du mulch est constant.

Dans la zone située entre le mulch et la nappe, la mesure de la pression de l'eau montre que le flux de remontée capillaire est liquide (Figure 4.20). Juste sous le mulch (Figure 4.21), le gradient de pression est réduit à mesure que l'épaisseur du mulch augmente ce qui traduit la décroissance de l'évaporation. L'augmentation de la pression mesurée à 3 cm de profondeur pour le cas où le mulch est d'une épaisseur de 4 cm est bien sûr liée au fait que ce tensiomètre se situe dans la zone sèche.

La température dans le sol est caractérisée par une augmentation d'autant plus marquée que les mesures se rapprochent de la surface et que l'épaisseur du mulch augmente. Le gradient de température mesuré entre les deux premiers thermomètres passe ainsi de $-0,30^{\circ}/\text{cm}$ à $-0,74^{\circ}/\text{m}$ puis $-0,98^{\circ}/\text{m}$ pour $e_m = 1, 2,5$ et 4 cm respectivement.

3.2.2 Influence de la profondeur de nappe (Etapas (7), (8))

La remontée de la nappe qui suit la mise en place du mulch à 4 cm d'épaisseur est à l'origine d'une légère augmentation de l'évaporation ; on mesure 1,25 mm/j pour la profondeur de 1 m puis 1,8 mm/j pour 50 cm.

En observant les profils de teneur en eau (Figure 4.23), déduits des profils de pression mesurés (Figure 4.22), on constate que l'épaisseur du mulch se réduit quelque peu à mesure que la nappe s'approche de sa limite inférieure. Ce phénomène présente une très faible inertie, la réduction se produit au moment de la montée de la nappe et de l'équilibrage des teneurs en eau dans le sol ; chaque étape de l'expérimentation est en effet maintenue durant plus de 8 jours et les mesures du tensiomètre de surface présentent au cours de cette période une grande stabilité, quelle que soit la profondeur de la nappe. Le cas où la nappe est à 50 cm de profondeur est le plus marquant par rapport à l'efficacité du mulch. En effet en dessous du mulch, le sol est très proche de la saturation ; ce degré d'humidité important est toutefois impuissant à neutraliser le mulch dont les quelques centimètres suffisent à maintenir une évaporation réduite d'un rapport 6 par rapport à un sol à la surface non perturbée.

3.2.3 Réversibilité du mulch (Etape 9))

La dernière étape de l'expérimentation a consisté à neutraliser l'état de surface en mouillant la surface du sol ; l'évaporation retrouve alors son niveau initial aux alentours de 11 mm/j.

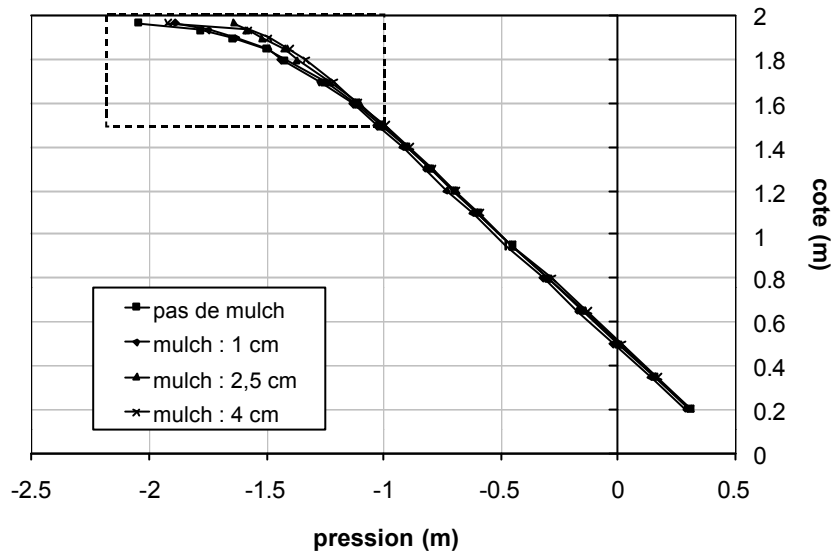


Figure 4.20 : profils de pression de l'eau dans le sol pour un mulch d'épaisseur croissante et une nappe profonde de 1,5 m

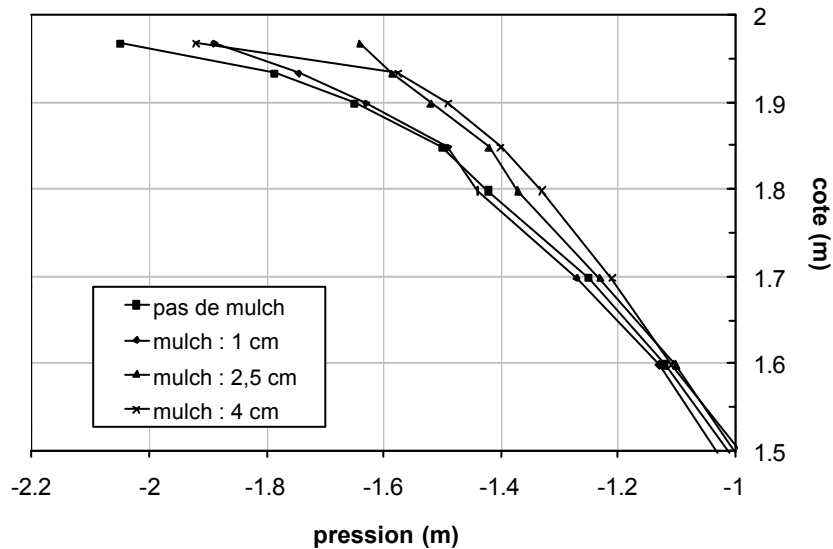


Figure 4.21 : profils de pression de l'eau dans les 50 premiers cm de sol, pour un mulch d'épaisseur croissante et une nappe profonde de 1,5 m

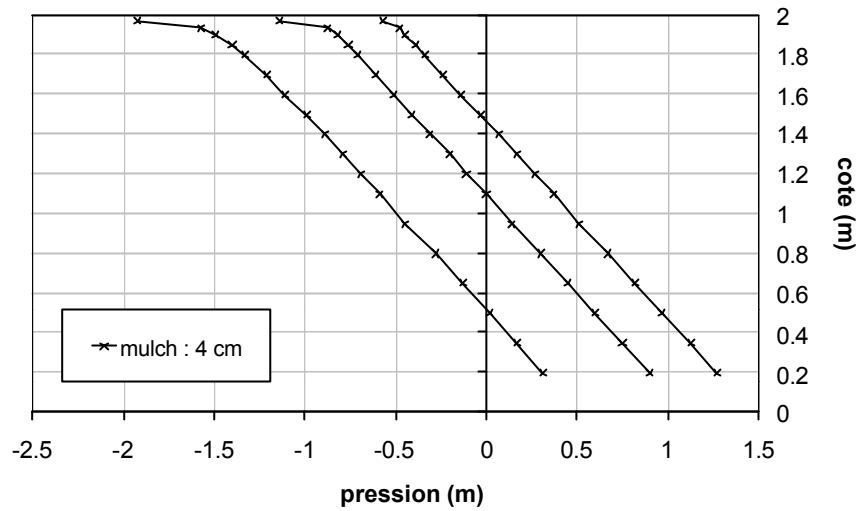


Figure 4.22 : profils de pression de l'eau dans le sol pour trois profondeurs de nappe et un mulch d'une épaisseur initiale de 4 cm.

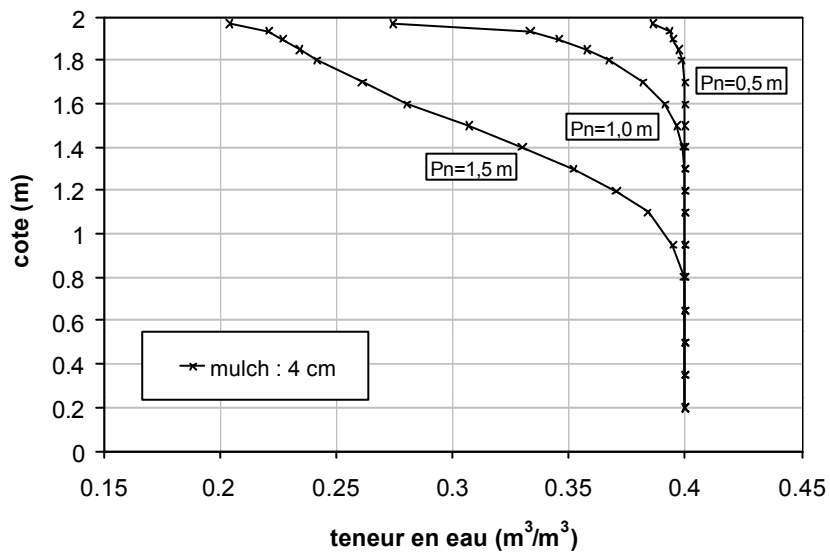


Figure 4.23 : profils de teneur en eau volumique dans le sol pour trois profondeurs de nappe et un mulch d'une épaisseur initiale de 4 cm.

3.2.4 Conclusion

A partir d'un état de surface très sec, nous avons donc formé, en grattant cette surface, une couche de structure différente de celle du sol sous-jacent ; son aspect est poudreux. Cette couche réduit sévèrement le flux de remontée capillaire d'autant plus que son épaisseur est accrue. Il

apparaît qu'un régime permanent peut s'établir signifiant que le flux est continue de la nappe jusqu'à la surface du sol et que l'épaisseur du mulch n'est pas évolutive. Dans la zone de sol non perturbée, le flux ascendant est liquide ; les gradients de pression s'ajustent avec la décroissance du flux pouvant être transmis par le mulch. L'efficacité du mulch est conservée même en présence d'une nappe dans la zone proche de la surface. Ainsi, quel que soit l'état hydrique du sol sous-jacent, le mulch présente un caractère irréversible et conserve ses propriétés.

Rappelons qu'un seul type de demande évaporatoire a été testé ; il s'agit d'une demande convective en vent faible. Il aurait été intéressant de vérifier si la présence du mulch conduit à une valeur unique du flux de remontée capillaire, pour une épaisseur de mulch et une profondeur de nappe données, c'est à dire à une valeur strictement indépendante de l'intensité de la demande évaporatoire.

4. Conclusion

En conditions isothermes, la résolution des équations de transferts d'eau dans le sol, selon un mode 'liquide' ou un mode couplé 'liquide/vapeur', converge vers une solution unique pour le flux total de remontée capillaire. Il se confirme qu'à partir d'une certaine pression en surface le flux tend vers une valeur limite indépendante d'un accroissement de la valeur de cette pression. Ainsi, de la même manière que dans le modèle monophasique, les gradients hydrauliques s'adaptent à la décroissance de la conductivité hydraulique pour fournir un flux limite constant, ces mêmes gradients s'adaptent aux coefficients de diffusion liquide et vapeur pour toujours fournir le même flux.

La valeur du flux limite est fonction des caractéristiques du sol et de la profondeur de la nappe. Mais les résultats obtenus - indépendance de l'intensité du flux limite à la diffusion gazeuse peu variable d'un sol à l'autre, variabilité importante du flux limite d'un sol à l'autre - confirment plus particulièrement l'importance des propriétés de la phase liquide dans le processus de flux de remontée capillaire. La détermination de la conductivité hydraulique apparaît donc fondamentale pour le calcul du flux limite, particulièrement pour les faibles valeurs de succion. Outre l'obtention de mesures précises, l'ajustement d'une fonction ou d'une autre de conductivité hydraulique sur ces mesures peut modifier fortement l'intensité calculée du flux limite, tel que le remarquaient Brandyk et al. (1985) et Mermoud et al. (1990) (Chapitre 1 - 2.2.1).

Dans le cas d'une modélisation couplée 'liquide/vapeur', un front de vaporisation se développe au flux limite. L'épaisseur de ce front s'accroît avec la succion de surface pour une profondeur de

nappe donnée, avec la profondeur de nappe pour une succion de surface donnée. Ses caractéristiques sont fonction du rapport des coefficients de diffusion isotherme liquide et gazeux. Il apparaît que plus la conductivité hydraulique est limitante, c'est à dire fortement décroissante avec la succion, plus le gradient hydraulique de surface est abrupt et moins le front d'évaporation est développé. En dessous du front d'évaporation, la nappe maintient une zone humide où le flux de remontée capillaire est liquide.

Le flux limite s'établit alors que le sol atteint un maximum dans sa capacité de transmission de l'eau dans la zone non saturée pour une certaine profondeur de nappe ; ce maximum est lié à la décroissance de la conductivité hydraulique avec la teneur en eau de l'horizon supérieur du sol. Toutefois, une fois ce flux atteint, toute progression de l'assèchement de la couche de surface est sans effet et le développement d'un front d'évaporation n'est pas un frein supplémentaire à la transmission de l'eau depuis la nappe. Etant donné ces résultats, nous pensons que dans un objectif d'évaluation de l'intensité du flux de remontée capillaire, un outil basé sur le formalisme 'liquide' peut être utilisé sans grande erreur à condition d'estimer la conductivité hydraulique de manière fine et précise pour la partie proche de la saturation.

Dans nos conditions expérimentales, nous avons vu apparaître une croûte de surface dure et sèche, pour les plus grandes profondeurs de nappe (soit 1 m et 1,5 m de profondeur). La confrontation entre les flux calculés en mode 'liquide/vapeur' et les flux mesurés indiquerait que la présence de cette croûte peut être associée à celle d'un front d'évaporation lorsque, pour une profondeur de nappe donnée, le flux limite est atteint. Nous n'avons donc pas observé de phénomène de mulch spontané, responsable d'une diminution des remontées capillaires et mettant en défaut la théorie du flux limite. En revanche, l'effet d'un sarclage du sol a entraîné une modification vraisemblable de ses propriétés hydrodynamiques de surface et a eu un effet très sensible sur les flux de remontée capillaire. Ceux-ci diminuent très fortement en fonction de l'épaisseur de la couche perturbée et le phénomène ne s'inverse pas lorsque la nappe est remontée par le bas. Dans ce cas, le mulch est un facteur limitant qui détermine davantage les flux de remontée capillaire que la profondeur de nappe et surtout que la conductivité hydraulique du matériau non remanié.

La question des conditions spontanées d'apparition du mulch reste entière pour un sol en présence d'une nappe superficielle. Si, comme nous le décrivions au cours du Chapitre 1, ce sont les effets mécaniques et surtout transitoires du climat (action mécanique des gouttes de pluie, cycles pluie/évaporation de durée variable) qui concourent à la formation d'un mulch, il peut être alors difficile d'observer sa formation en conditions contrôlées. D'autre part, même in situ, on peut

se demander si la détermination forte que la nappe opère sur les flux d'eau évaporés n'est pas indissociable de la formation spontanée d'un mulch.

La caractérisation du mulch que nous avons créé par sarclage est une question importante dans un objectif de modélisation. Dans l'hypothèse que les propriétés de cette couche 'perturbée' seraient connues, pourrait on considérer le système comme une superposition simple de deux matériaux différents ? Le fonctionnement du système pourrait il être décrit par les équations du modèle mécaniste ?

Chapitre 5 - Le couplage sol-atmosphère dans le processus de flux de remontée capillaire

Après avoir démontré, dans le chapitre précédent, la validité de l'approche monophasique dans la représentation du processus de remontée capillaire – excepté dans le cas particulier du mulch – nous nous attachons dans ce chapitre à traiter de la condition à la limite de surface. Nous analysons la spécificité des interactions entre l'atmosphère et le sol en présence d'une nappe peu profonde. L'objectif est d'aboutir, au terme de ce chapitre, à une conclusion sur la nécessité d'utiliser une modélisation couplée sol-atmosphère dans le contexte traité ainsi que sur le type de condition à la limite à utiliser dans les modèles de transferts dans le sol. Le modèle TEC est utilisé dans sa version la plus complète, où les équations de transferts de masse et de chaleur dans le sol sont résolues de manière couplée avec les équations du bilan d'énergie à la surface du sol.

Comme nous l'avons précisé dans la présentation des résultats expérimentaux, nous ne disposons pas de l'ensemble des mesures nécessaires pour appliquer le modèle à l'expérimentation et confronter les résultats. Nous considérons donc que le modèle est valide et les simulations sont donc effectuées dans un cas théorique pour lequel nous avons choisi un sol de texture moyenne dont la surface est soumise à différentes conditions climatiques.

Une première section est consacrée au couplage sol-atmosphère du flux de remontée capillaire en régime permanent. Un ensemble de quatre vingt dix simulations ont été effectuées combinant différentes profondeurs de nappe et conditions de vent, d'humidité et de rayonnement dans l'atmosphère. De ce jeu de simulations, deux scénarios types sont identifiés selon que le régime thermique de l'atmosphère est stable ou instable. Dans chaque cas, nous analysons l'équilibre énergétique obtenu et examinons en particulier l'effet spécifique des variables climatiques sur les flux dans le sol et l'équilibre entre le sol et l'atmosphère.

Dans une seconde section, nous abordons la question du traitement transitoire de la modélisation du flux de remontée capillaire. Si dans les périmètres irrigués, le niveau de la nappe peut être relativement stable, la question de l'établissement d'un flux permanent de remontée capillaire se pose par rapport aux variations horaires des conditions climatiques. Nous répondons à cette question en imposant à notre sol des conditions climatiques expérimentales issues d'un périmètre irrigué situé au Maroc.

1. Modélisation du flux de remontée capillaire en liaison avec le climat, en régime permanent

1.1 Conditions de modélisation

1.1.1 Paramètres du système

Le sol utilisé est un loam argilo sableux.

Les propriétés hydrodynamiques qui le caractérisent sont décrites par les équations de Mualem-van Genuchten (van Genuchten 1980 ; équation 2.21 pour la fonction de conductivité hydraulique et équation 2.19 pour la courbe de rétention) et les paramètres : $\theta_{wsat}=0,45 \text{ m}^3/\text{m}^3$, $\theta_{wres}=0,067 \text{ m}^3/\text{m}^3$, $K_{sat}=0,11 \text{ m}\cdot\text{j}^{-1}$, $\alpha=2 \text{ m}^{-1}$ et $n=1,41$ (catalogue Hydrus-2D, Simunek *et al.* 1996). Le coefficient de diffusion en phase gazeuse D_v dans le sol est celui d'un sol non remanié (Chapitre 2 - 2.1.1.5). Les coefficients de diffusion isothermes et thermiques de l'eau liquide et vapeur sont représentés en Figure 5.1.

La conductivité thermique évolue entre 1 et 2,3 $\text{J}\cdot\text{m}^{-1}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1}$ pour toute la gamme entre la teneur en eau résiduelle et à saturation (modèle de van de Griend *et al.* 1986 ; l'inertie thermique à saturation est égale à $I_{sat}=2570 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$).

Les paramètres caractérisant la surface du sol sont une hauteur de rugosité z_0 de 1 mm, une émissivité ϵ_s de 0,95 et un albédo variant linéairement entre 0,1 et 0,25 pour une gamme de teneur en eau volumique décroissant de 0,3 à 0,1 m^3/m^3 .

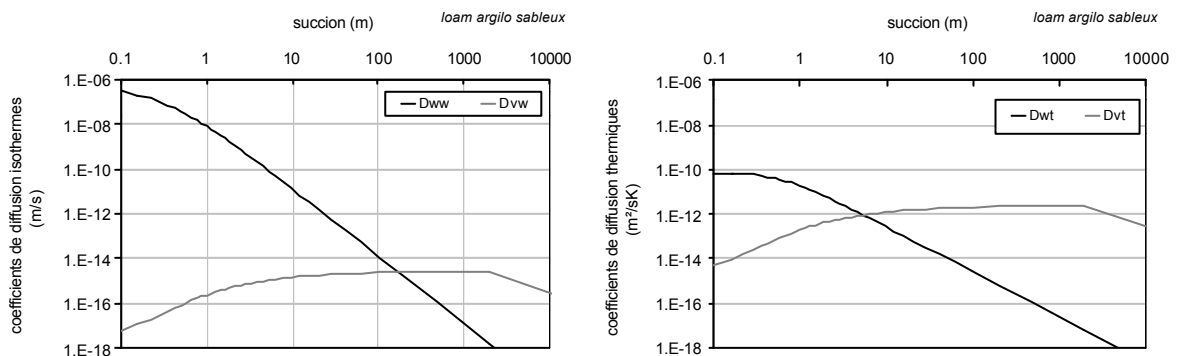


Figure 5.1 : coefficients de diffusion liquide et vapeur isothermes, D_{ww} et D_{vw} , et thermiques, D_{wt} et D_{vt} ; cas d'un loam argilo sableux

1.1.2 Conditions aux limites

Les simulations ont été effectuées en combinant trois profondeurs de nappe avec six conditions climatiques déterminées par deux valeurs de pression de vapeur, $P(T_r)=10$ ou 20 mb, et trois de rayonnement global, $R_g=200, 500$ ou 1000 W/m^2 . La température de l'air étant fixée à $25^\circ C$, l'humidité de l'air prend des valeurs de ~ 30 et ~ 65 % et le rayonnement atmosphérique R_a s'élève à 340 et 377 $W.m^{-2}$ (formule en annexe 3). Ces conditions sont testées avec plusieurs composantes convectives de demande évaporatoire ajustées par le biais de la vitesse de vent.

Au niveau de la nappe, la température est fixée à $25^\circ C$.

1.2 Résultats

Ainsi que nous l'avons analysé au cours de ce travail, le rapport entre le flux de remontée capillaire et la demande évaporatoire potentielle est essentiellement déterminé par la profondeur du toit de la nappe (Figure 5.2). Pour une profondeur de nappe donnée, la relation entre le flux de remontée capillaire et la demande évaporatoire est unique et indépendante de la nature des conditions climatiques imposées.

Deux tendances se dégagent toutefois, en fonction du régime thermique de l'atmosphère - rappelons que classiquement le régime thermique est dit stable, lorsque la température de l'air est supérieure à la température à la surface du sol, $T_a > T_s$; il est dit instable, lorsque la température de l'air est inférieure à la température à la surface du sol, $T_a < T_s$. Ainsi :

- en régime instable, lorsque la demande évaporatoire croît, le rapport entre le flux de remontée capillaire et la demande évaporatoire potentielle décroît ; cela signifie que le flux de remontée capillaire est limité par le sol et que le flux limite est atteint ;
- en régime stable, la diminution du rapport au dessous de la valeur unitaire ne se produit qu'après un seuil de demande potentielle ; la valeur de ce seuil ne dépend que de la profondeur de nappe ; il est d'autant plus faible que la nappe est profonde.

Dans la mesure où le régime thermique semble représenter un indicateur qui traduit le fonctionnement hydrique du système, nous nous proposons d'analyser la spécificité des interactions entre le sol et l'atmosphère selon cet axe. Après avoir indiqué quelques règles régissant le régime thermique, nous présentons une étude du bilan d'énergie par une analyse exhaustive de deux exemples, chacun représentatif du régime étudié. Un peu en marge de cette analyse, nous expliquerons ensuite le décalage peu sensible mais existant entre les relations flux limite-demande potentielle selon la valeur du rayonnement global.

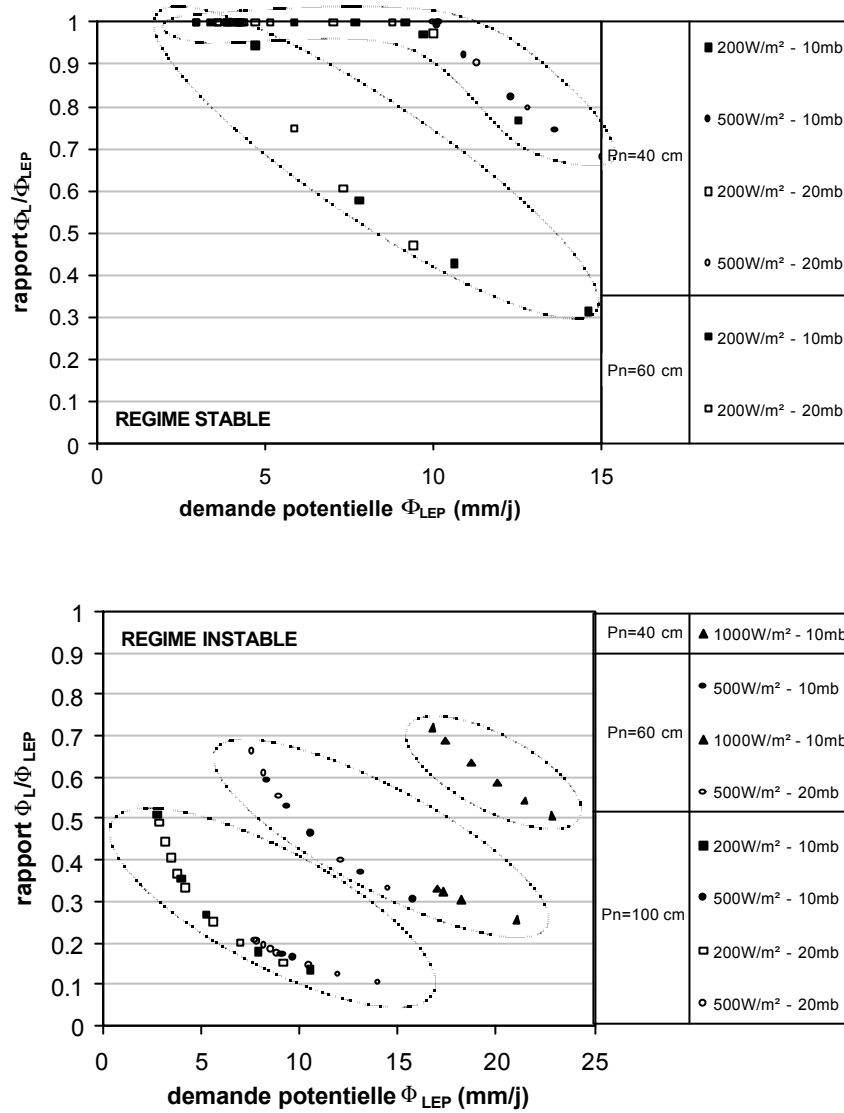


Figure 5.2 : rapport entre le flux de chaleur latente Φ_L et l'intensité de la demande évaporatoire potentielle Φ_{LEP} , en fonction de la demande évaporatoire potentielle Φ_{LEP} selon que le régime est stable ou instable
 Les groupes correspondent à la profondeur de la nappe, les symboles $\square\square\square$ à $R_g=200, 500$ ou 1000 W/m², plein ou creux selon $P(T_r_a)=10$ ou 20 mb

1.2.1 Bilan d'énergie

1.2.1.1 Facteurs régissant l'équilibre de température entre le sol et l'air

En considérant le bilan d'énergie à l'interface sol atmosphère :

$$R_n + \Phi_L + \Phi_C = - \Phi_S \quad (5.1)$$

$$R_n + \Phi_L + \Phi_C = -\rho_a c_{pa} \alpha (T_a - T_s) \quad (5.2)$$

on voit que le rapport entre la somme des intensités de rayonnement net et flux de conduction ($R_n + \Phi_C$) et l'intensité de flux de chaleur latente Φ_L , détermine le régime thermique de l'atmosphère :

- le régime est instable, $T_s > T_a$, lorsque $(R_n + \Phi_C) > 0$ et $\frac{(R_n + \Phi_C)}{|\Phi_L|} > 1$;
- le régime est stable, $T_s < T_a$, lorsque $(R_n + \Phi_C) > 0$ et $\frac{(R_n + \Phi_C)}{|\Phi_L|} < 1$ ou $(R_n + \Phi_C) < 0$.

Dans notre contexte, cet équilibre des températures entre le sol et l'air est essentiellement déterminé par la profondeur de nappe et l'intensité de rayonnement global. En effet, sur l'ensemble des résultats obtenus, le bilan du rayonnement de courtes longueurs d'onde est de $\sim 1,5$ à 5 fois supérieur au bilan en valeur absolue de rayonnement thermique, ce dernier étant toujours un déficit pour la surface du sol. D'autre part, la part du flux de conduction Φ_C reste faible par rapport à celle du rayonnement net R_n . Elle se situe dans la plupart des cas entre 0 et 10 % en valeur absolue de la somme $(R_n + \Phi_C)$; les valeurs extrêmes sont de 30 % de la somme $(R_n + \Phi_C)$ pour la valeur minimale de température de surface calculée ($P_n=40$ cm - $R_g=200$ W.m² - $P(T_{ra})=10$ mb) et de 21 % en valeur absolue pour la valeur maximale de température de surface calculée ($P_n=60$ cm - $R_g=1000$ W.m² - $P(T_{ra})=10$ mb).

Le vent n'apparaît pas comme un facteur modificateur du régime thermique de l'atmosphère. En effet, toutes choses étant égales par ailleurs, la variation de la vitesse du vent modifie l'intensité de la demande potentielle mais pas le régime thermique stable ou instable.

En prenant appui sur les résultats présentés en Figure 5.3, nous pouvons dégager quelques règles de comportements en fonction des deux facteurs principaux régissant le régime thermique, la profondeur de la nappe et le rayonnement global. Toutes choses étant égales par ailleurs :

régime de stabilité thermique	régime d'instabilité thermique
$(T_a - T_s)$ décroît quand P_n augmente	$ (T_a - T_s) $ croît quand P_n augmente
$(T_a - T_s)$ décroît quand R_g augmente	$ (T_a - T_s) $ croît quand R_g augmente

ce qui signifie que, pour une température de l'air T_a donnée et dans tous les cas de figure, la température à la surface du sol T_s augmente lorsque P_n ou R_g augmentent.

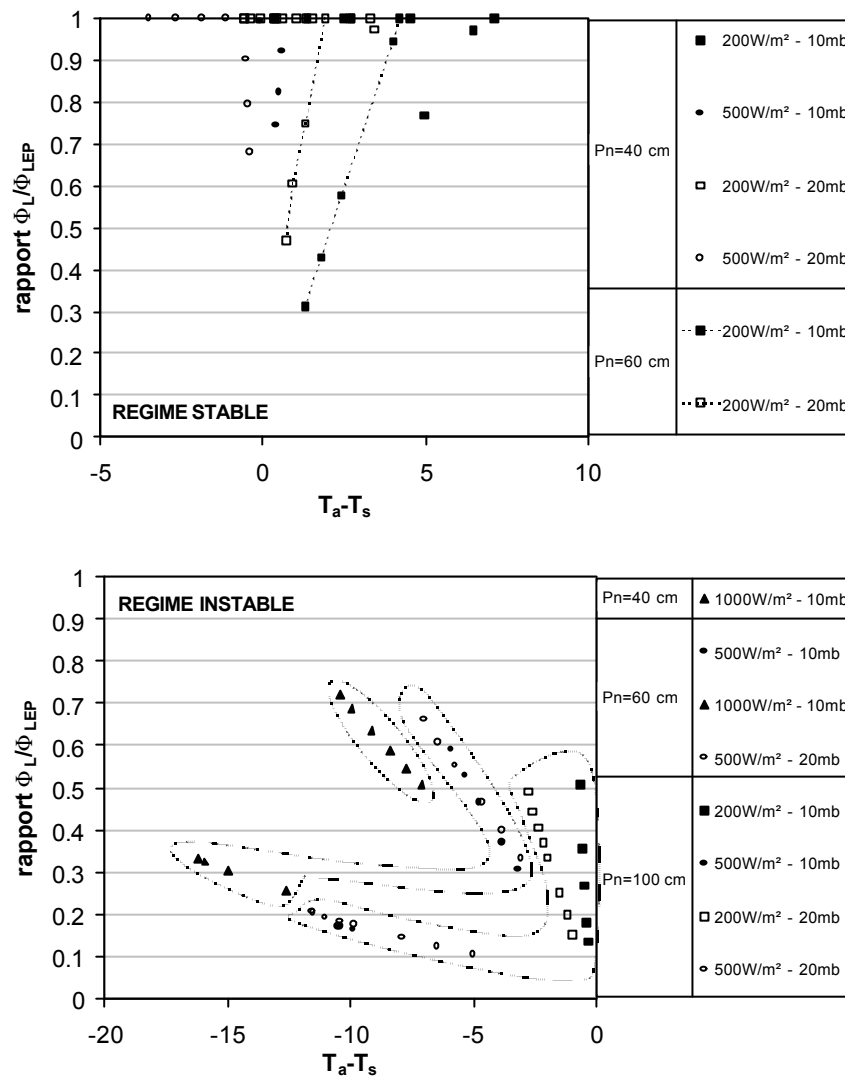


Figure 5.3 : rapport entre le flux de chaleur latente Φ_L et l'intensité de la demande évaporatoire potentielle Φ_{LEP} , en fonction de l'écart de température entre l'air et la surface du sol ($T_a - T_s$)

Les groupes correspondent à la profondeur de la nappe, les symboles $\square\square\square$ à $R_g=200, 500$ ou 1000 W/m², plein ou creux selon $P(T_r_a)=10$ ou 20 mb

1.2.1.2 Etude de deux cas représentatifs

Les deux exemples présentés à l'étude correspondent chacun à un ensemble de simulations effectuées pour une profondeur de nappe, un rayonnement global, une température et une pression de vapeur d'eau dans l'air donnés. Un ensemble de simulations ainsi constitué correspond à un régime thermique stable ou instable. Dans cet ensemble, chaque simulation est associée à une vitesse de vent dont la valeur fait varier la demande évaporatoire.

Régime stable - $P_n=60\text{ cm}$; $P(Tr_s)=10\text{ mb}$; $R_g=200\text{ W/m}^2$

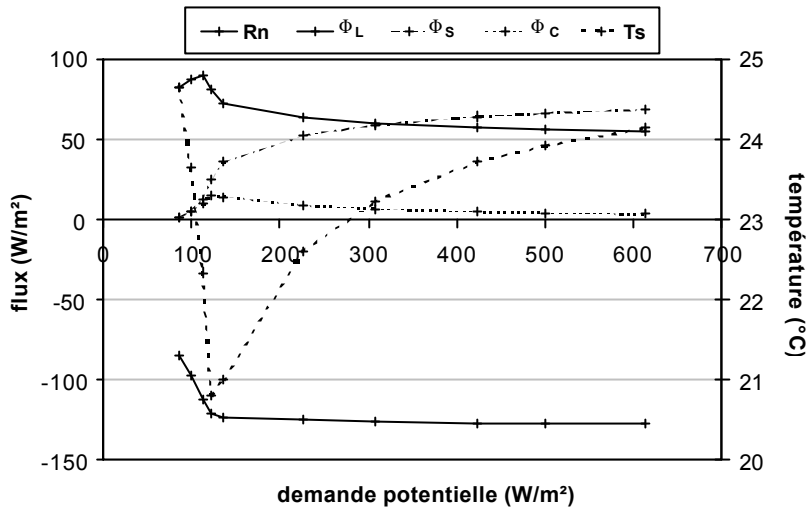


Figure 5.4 : bilan d'énergie et évolution de la température à la surface du sol, en fonction de la demande évaporatoire potentielle

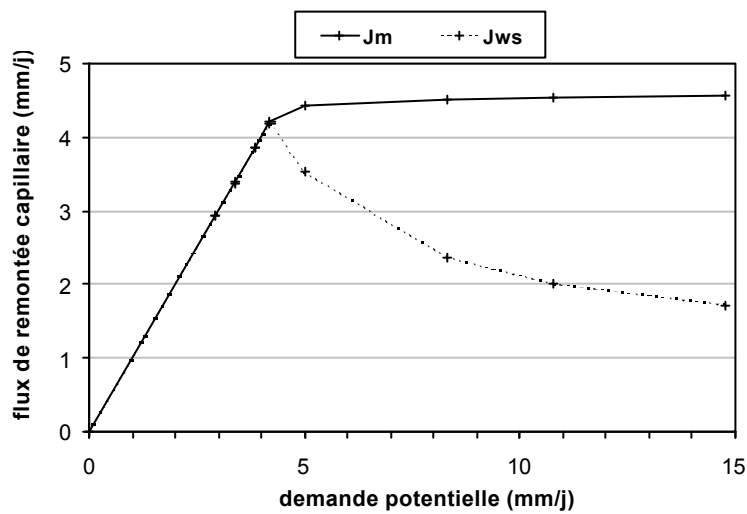


Figure 5.5 : flux de remontée capillaire J_m en fonction de la demande évaporatoire potentielle ; J_{ws} est la part du flux en phase liquide au niveau de la surface du sol

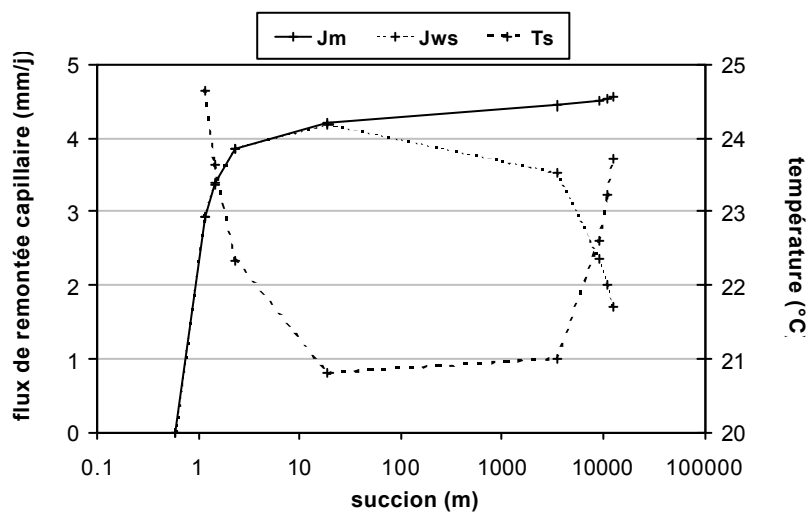


Figure 5.6 : flux total de remontée capillaire J_m et température de surface T_s en fonction de la succion en surface ψ_s ; J_{ws} est la part du flux en phase liquide au niveau de la surface

Régime instable - $P_n=40\text{ cm}$; $P(Tr_a)=10\text{ mb}$; $R_g=1000\text{ W/m}^2$

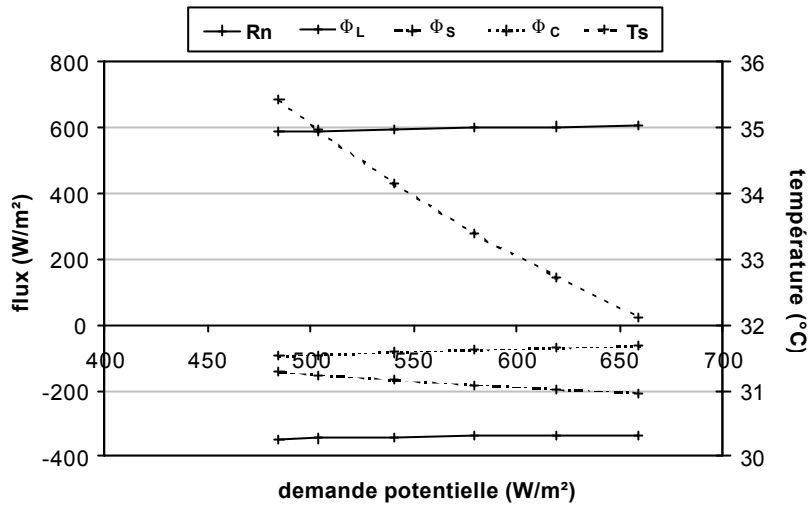


Figure 5.7 : bilan d'énergie et évolution de la température à la surface du sol, en fonction de la demande évaporatoire potentielle

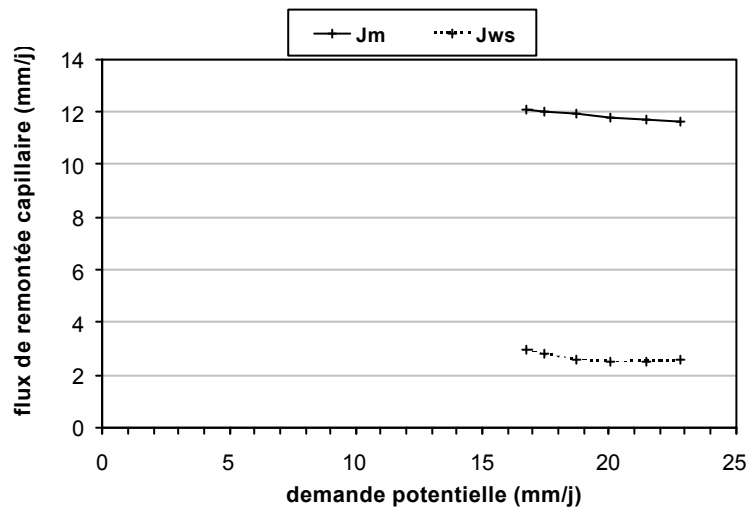


Figure 5.8 : flux de remontée capillaire J_m en fonction de la demande évaporatoire potentielle ; J_{ws} est la part du flux en phase liquide au niveau de la surface du sol

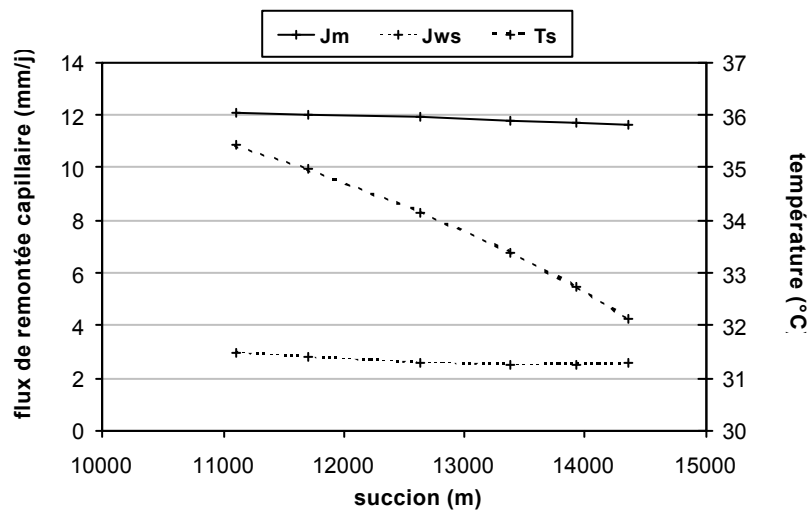


Figure 5.9 : flux total de remontée capillaire J_m et température de surface T_s en fonction de la succion en surface ψ_s ; J_{ws} est la part du flux en phase liquide au niveau de la surface

Les deux exemples choisis sont :

- en régime stable : la nappe est profonde de 60 cm, le rayonnement global et l'humidité relative de l'air sont faibles, 200 W.m^{-2} et 30 % respectivement (Figure 5.4, Figure 5.5, Figure 5.6) ;
- en régime instable : la nappe est profonde de 40 cm, le rayonnement global est de 1000 W.m^{-2} et l'humidité relative de l'air est égale à 30 % (Figure 5.7, Figure 5.8, Figure 5.9).

Rappelons que la température de l'air est fixée à $25 \text{ }^\circ\text{C}$ dans tous les cas.

Nous analysons l'évolution du flux de remontée capillaire et du bilan d'énergie à la surface du sol en fonction de l'accroissement de la demande évaporatoire, accroissement induit par l'augmentation de la vitesse du vent. Selon que le flux de remontée capillaire n'a pas ou a atteint sa valeur limite, nous effectuons les observations suivantes :

- $J_m < \text{flux limite}$:
 - le flux de remontée capillaire, soutenu par la phase liquide de l'eau, augmente proportionnellement à la demande évaporatoire potentielle ; la succion de surface est peu élevée.
 - le rayonnement net évolue en fonction de l'albédo, via l'humidité de surface, et de la température de surface ;
 - le flux de chaleur sensible et le flux de conduction apportent le complément nécessaire à l'intensité énergétique utilisée par l'évaporation. La température de surface, initialement proche de celle de l'air, décroît à cet effet à mesure que l'évaporation augmente. Ainsi, le flux de chaleur sensible s'accroît par une augmentation conjointe de la vitesse du vent et de l'écart de température entre le sol et l'atmosphère ; le flux de conduction croît par une augmentation de l'écart de température entre la surface du sol et le bas du profil.
- $J_m = \text{flux limite}$: le flux de remontée capillaire est stabilisé à sa valeur limite et force l'ensemble des flux du bilan d'énergie à tendre vers une valeur constante.

régime de stabilité thermique

régime d'instabilité thermique

Concernant les flux convectif de chaleur latente et de chaleur sensible, toute augmentation du coefficient d'échange réduit le gradient entre la surface du sol et l'air dans la même proportion. Considérons par exemple l'expression du flux de chaleur latente (équation 2.17) : pour une augmentation de vitesse donnée allant de u_{a1} à u_{a2} , le rapport $[P(T_{rs}) - P(T_{ra})]_2 / [P(T_{rs}) - P(T_{ra})]_1$ est égal au rapport $[T_{a2}\alpha_1] / [T_{a1}\alpha_2]$, soit α_1/α_2 dans notre cas particulier. En augmentant la vitesse du vent, on observe ainsi :

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> ▪ le passage au flux limite s'accompagne d'un fort décrochement de la succion de surface, succion qui s'accroît avec la demande évaporatoire ; ▪ le flux devient biphasique au niveau de la surface du sol ; la part de la phase vapeur augmente avec l'assèchement de la surface du sol ; ▪ la température à la surface du sol augmente et tend vers celle de l'air ; | <ul style="list-style-type: none"> ▪ la succion de surface est élevée et augmente régulièrement avec la demande évaporatoire ; ▪ le flux de remontée capillaire à la surface du sol est répartie en phase liquide et gazeuse, la part liquide du flux est relativement stable ; ▪ la température à la surface du sol diminue et tend vers celle de l'air. |
|--|--|

Concernant le terme de rayonnement net :

- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> ▪ la surface s'asséchant, l'albédo devient constant et seules les variations de la température de surface influent encore sur ce terme. | <ul style="list-style-type: none"> ▪ le bilan du rayonnement de courtes longueurs d'onde est constant et prédominant dans le terme de rayonnement net. Ce dernier présente donc une allure stable, faiblement influencée par les variations de la température de surface ; |
|---|---|

Concernant le terme de flux de conduction :

puisque la température au niveau de la nappe a été posée égale à celle de l'air, le flux de conduction tend à décroître à mesure que la température de surface converge vers celle de l'air

Des règles de comportement que nous avons commencé à dresser dans la section précédente nous pouvons maintenant ajouter ; toutes choses étant égales par ailleurs :

régime de stabilité thermique	régime d'instabilité thermique
$(T_a - T_s)$ croît quand u augmente et que le flux de remontée capillaire n'est pas au flux limite	$ (T_a - T_s) $ décroît quand u augmente et que le flux de remontée capillaire est au flux limite
$(T_a - T_s)$ décroît quand u augmente et que le flux de remontée capillaire est au flux limite	$ (T_a - T_s) $ décroît quand u augmente et que le flux de remontée capillaire est au flux limite

ce qui signifie que, pour une température de l'air donnée T_a , l'augmentation de la vitesse du vent faire tendre le système vers un régime de neutralité thermique.

1.2.2 Influence du rayonnement global sur le flux limite

Nous avons vu précédemment que la décroissance du rapport entre le flux limite de remontée capillaire et la demande évaporatoire, en fonction de la demande évaporatoire, est grandement déterminé par la profondeur du toit de la nappe (Figure 5.2). Les valeurs des variables climatiques modifient en effet l'intensité de la demande évaporatoire mais pas celle du flux limite. On peut toutefois constater un léger décalage lorsque le rayonnement global est élevé soit $R_g = 1000 \text{ W/m}^2$.

On observe en effet qu'une augmentation du rayonnement global se traduit par une élévation faible de l'intensité du flux limite qui, pour une profondeur de nappe donnée, est assurée quasi intégralement par la diffusion gazeuse (Figure 5.10). L'explication de ce résultat est au niveau de la sensibilité des coefficients de diffusion de l'eau à la température (Figure 5.11). De manière générale, plus le rayonnement global est important et plus la température dans le sol s'élève. Cela contribue à augmenter la conductivité hydraulique et l'intensité du flux total de remontée capillaire. Toutefois la diffusion gazeuse étant plus sensible que la conductivité hydraulique à une augmentation de température, c'est la vapeur d'eau qui, au niveau de la surface du sol, assure cette augmentation du flux.

Notons que la part du flux de remontée capillaire liée aux gradients de température est toujours négligeable par rapport à celle induite par les gradients de potentiel hydraulique.

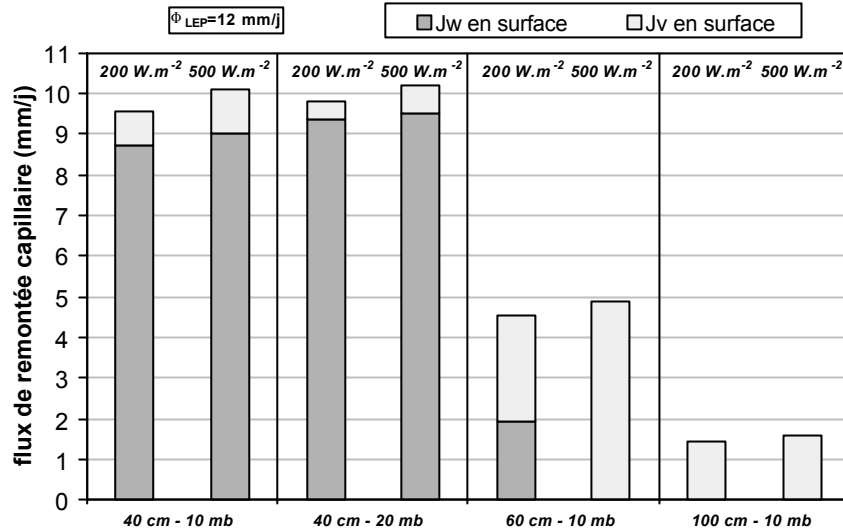


Figure 5.10 : répartition du flux total de remontée capillaire J_m en phase liquide J_w et gazeuse J_v au niveau de la surface du sol, en liaison avec l'intensité de rayonnement global pour une profondeur de nappe donnée

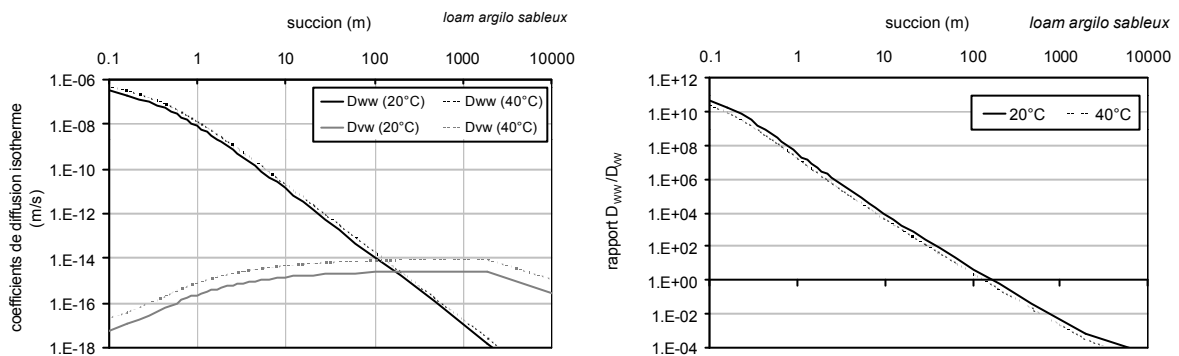


Figure 5.11 : comparaison des coefficients de diffusion de l'eau liquide et vapeur à 20°C et 40°C

2. Modélisation du flux de remontée capillaire en liaison avec le climat, en régime transitoire

Comme nous l'avons déjà évoqué, l'alimentation permanente de la nappe par un système d'irrigation de surface conduit à la mise en place de nappes superficielles dont le niveau varie peu ; en climat aride et semi-aride, la demande climatique considérée au pas de temps journalier est peu variable si bien qu'à cette échelle de temps l'hypothèse de régime permanent n'est pas absurde. En conservant la condition d'une nappe à profondeur fixe, nous changeons d'échelle de temps et analysons maintenant l'influence des variations climatiques sur le flux de remontée capillaire au cours de la journée.

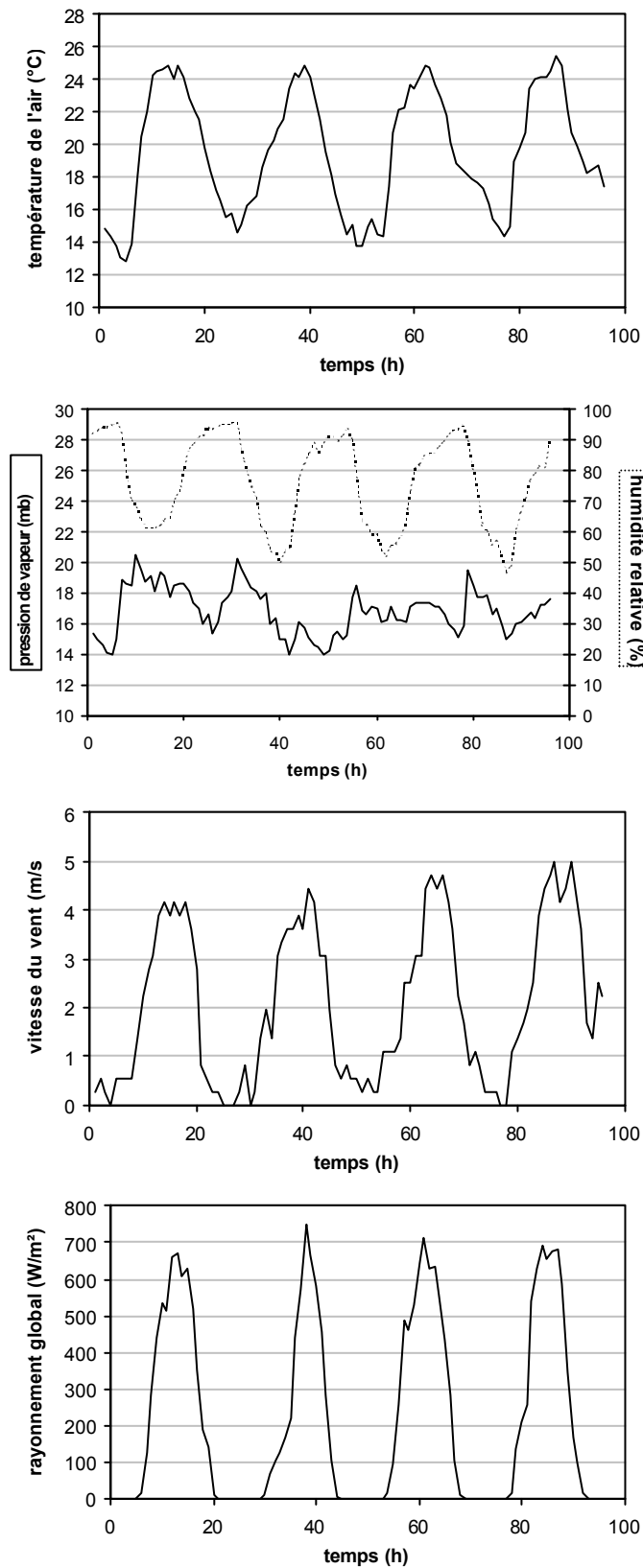


Figure 5.12 : conditions climatiques imposées au système (Chabot 2001, communication personnelle)

2.1 Conditions de modélisation

Les paramètres hydrodynamiques et thermiques du sol sont ceux du loam argilo sableux utilisé dans la section 1 précédente. Les paramètres caractérisant la surface du sol sont également identiques.

Deux séries de simulations ont été effectuées ; elles correspondent à deux profondeurs de nappe de 0,6 et 1 m. Au niveau du toit de la nappe la température est de 20 °C. A la surface du sol, les conditions appliquées sont des chroniques de 4 jours des variables climatiques - rayonnement global, température, vent, pression de vapeur (Figure 5.12). Ces chroniques sont extraites d'une campagne de mesures de 2 mois effectuées au Maroc (Chabot 2001 ; Bouarfa et al. 2002). Le pas de temps d'acquisition des données est horaire. L'épisode choisi correspond à une période ensoleillée, sans pluie, de température moyenne et relativement humide.

Précisons que pour chaque simulation, la phase transitoire est précédée d'une phase de régime permanent destinée à ce que le calcul converge ; les valeurs des variables climatiques sont celles de l'heure 1 des chroniques. Nous ne présentons les résultats qu'à partir du régime transitoire.

2.2 Résultats

Les résultats sont présentés en parallèle pour les deux profondeurs de nappe modélisées. Chacun des cas correspond à un régime où le flux de remontée capillaire est soit déterminé par la demande évaporatoire – cas $P_n=0,6$ m – soit par le sol – cas $P_n=1$ m. Nous traiterons de leur spécificité en considérant tout d'abord les transferts d'eau dans le sol (Figure 5.14, Figure 5.15, Figure 5.16) puis les transferts de chaleur dans le sol et le bilan d'énergie à l'interface sol/atmosphère (Figure 5.17, Figure 5.18).

2.2.1 Transferts d'eau dans le sol

A la surface du sol, l'intensité du flux de remontée capillaire oscille en fonction des variations de la demande évaporatoire. Ces oscillations sont d'autant plus grandes que l'on se situe proche de la surface du sol et concernent une dizaine de centimètres d'épaisseur (Figure 5.13, cas où la profondeur de nappe est de 0,6 m). Au delà de cette profondeur et jusqu'au toit de la nappe, le flux est constant ; son intensité est égale (i) au flux moyen journalier à une cote donnée de la zone non saturée, (ii) au flux permanent qui serait transmis pour une demande évaporatoire égale à la moyenne journalière de l'intensité en régime transitoire.

En régime permanent, le flux limite de remontée capillaire s'élève à $\sim 4,5$ mm/j pour $P_n=0,6$ m et à $\sim 1,4$ mm/j pour $P_n=1$ m. En régime transitoire, le flux calculé au niveau de la nappe est de 4,1 mm/j pour $P_n=0,6$ m et de 1,45 mm/j pour $P_n=1$ m. Deux cas de figure se présentent alors selon que le flux transmis par la nappe est inférieur ou égal au flux limite ; ils se distinguent par le comportement du flux de remontée capillaire au niveau de la surface du sol.

Dans le premier cas, le flux de remontée capillaire à la surface du sol est égal en toute circonstance à la demande évaporatoire. Un léger décalage entre les deux intensités est toutefois observable pour certaines après midi. Le flux est liquide de la nappe jusqu'à la surface excepté pour ces moments de décalage où un flux en phase vapeur intervient au niveau de la surface ; cette participation de la phase gazeuse peut néanmoins être considérée comme marginale.

Dans le second cas, le flux de remontée capillaire à la surface du sol décroche de la demande évaporatoire en milieu de matinée, entre 10 et 12 h; il atteint alors un pic puis décroît pour atteindre une valeur faible vers 20-21h et nulle pendant la nuit. La décroissance du flux est antérieure à celle de la demande évaporatoire ; son intensité reste inférieure à celle de la demande potentielle jusqu'au matin. Toujours au niveau de la surface, le flux de remontée capillaire n'est liquide qu'en tout début de matinée ; au moment où il décroche de la demande évaporatoire le flux est gazeux ; il le reste jusqu'à ce qu'il s'annule pendant la nuit.

Dans les deux cas, le moteur du flux de remontée capillaire est le gradient de pression de l'eau ; il n'y a pas de mouvement d'eau lié aux variations de la température dans le sol.

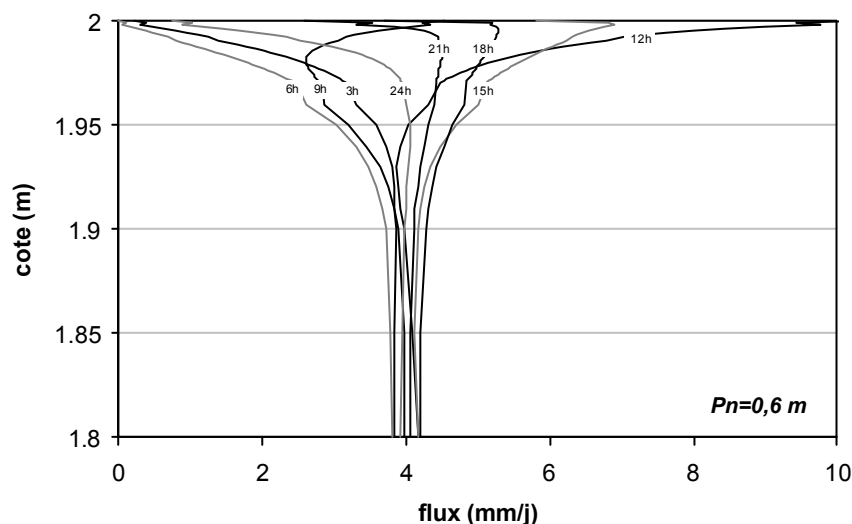


Figure 5.13 : variations journalières du flux de remontée capillaire sur les 20 premiers centimètres de sol pour une nappe profonde de 0,6 m

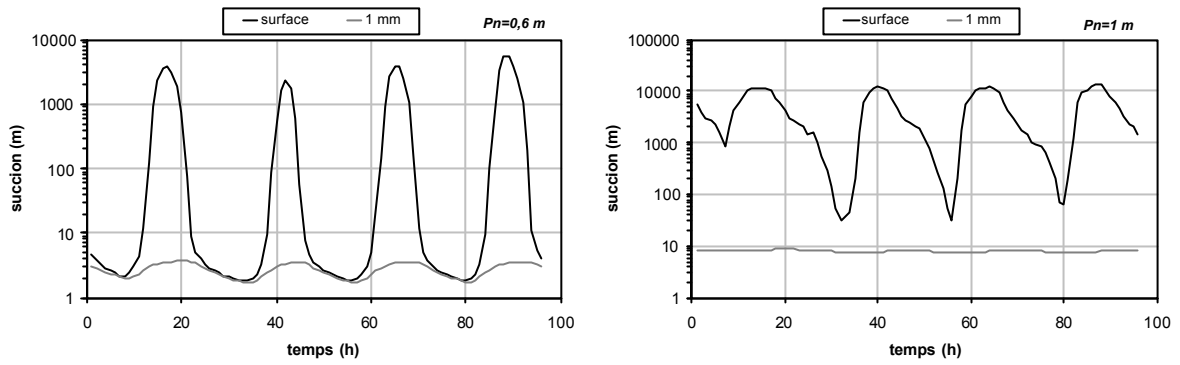


Figure 5.14 : pression de l'eau à la surface du sol et à 1 mm en dessous

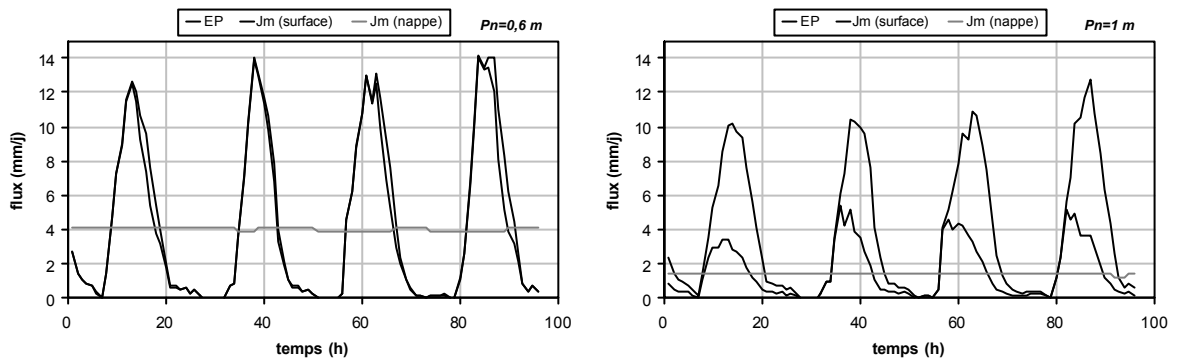


Figure 5.15 : demande évaporatoire EP, flux de remontée capillaire J_m à la surface du sol et au niveau du toit de la nappe

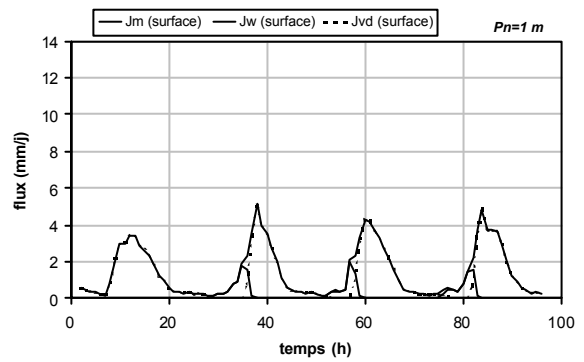


Figure 5.16 : flux de remontée capillaire J_m à la surface du sol, répartition du flux en phase liquide J_w et vapeur J_{vd}

2.2.2 Bilan d'énergie

La température à la surface du sol T_s n'est en moyenne pas très élevée. Elle est très proche de la température de l'air T_a pour le cas où le flux transmis par la nappe est inférieur au flux limite et oscille entre 15 et 25 °C. Dans l'autre cas, les oscillations de la température de surface sont un peu plus marquées et sa valeur maximale dépasse les 30°C. La température de surface est supérieure à celle de l'air principalement au cours de la journée. Plus précisément, la température de surface dépasse celle de l'air au moment où le sol devient limitant par rapport à la demande climatique ; durant la nuit et le début de matinée, les deux températures sont proches.

Ainsi, le flux de chaleur sensible n'est significatif que lorsque le sol est limitant pour le flux de remontée capillaire. Il augmente lorsque le flux de chaleur latente atteint sa valeur maximale et dissipe l'énergie qui n'est plus consommée par l'évaporation.

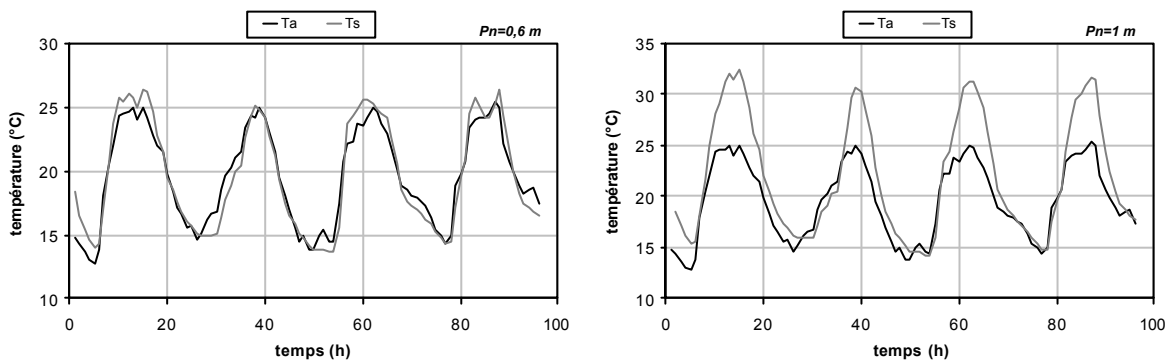


Figure 5.17 : température de l'air T_a et température à la surface du sol T_s

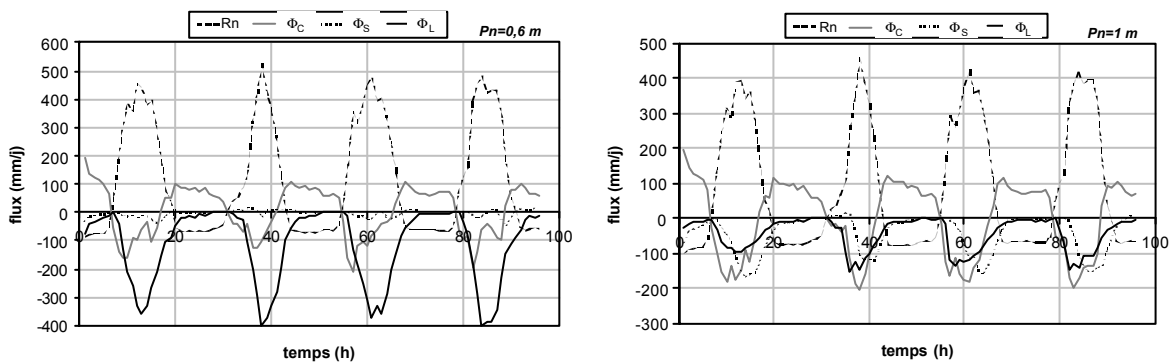


Figure 5.18 : bilan d'énergie à la surface du sol

Le flux de conduction est lui aussi soumis aux cycles diurnes : il alimente la surface du sol durant la nuit (signe positif) et s'inverse durant la journée. Les flux sont d'un ordre de grandeur de 100 W/m^2 durant la nuit et de -150 à -200 W/m^2 le jour. Le jour les flux sont un peu plus intenses pour le cas $P_n=1 \text{ m}$, soit lorsque le flux transmis par la nappe est au flux limite, ce qui rejoint le fait que les amplitudes thermiques soient plus élevées.

Dans la journée, le rayonnement net est un peu plus faible dans le cas où le flux de remontée capillaire est limité par le sol puisque la surface du sol est plus chaude et plus sèche que dans le cas où le flux répond à la demande climatique. La nuit, le rayonnement net et le flux de conduction se compensent.

3. Conclusion

L'intensité du flux de remontée capillaire est grandement dictée par les conditions en présence dans le sol, c'est à dire par les propriétés de transferts de l'eau et la profondeur de la nappe. La transition, entre la phase où le flux de remontée capillaire est proportionnel à la demande évaporatoire et la phase où le flux est limité par le sol, s'effectue pour une intensité de la demande évaporatoire dont la valeur ne dépend que de la profondeur de la nappe. Cette transition s'accompagne d'un basculement des conditions hydriques à la surface du sol : la succion décroche vers des valeurs importantes et un front de vaporisation apparaît, comme nous l'avions déjà constaté dans le chapitre précédent. Cet effet est d'autant plus marqué que la demande évaporatoire augmente.

Les caractéristiques de convection ou de rayonnement n'influent pas sur le flux d'eau fournit par la nappe mais modulent l'équilibre entre le sol et l'atmosphère en fonction de ce flux. Dans le système étudié, ce sont la profondeur de la nappe et le rayonnement global qui sont les variables déterminantes de cet équilibre. La température de surface résultante peut être indicatrice du régime hydrique du sol ; en effet, (i) la surface du sol se réchauffe toujours lorsque la profondeur de nappe augmente, (ii) si la surface du sol est plus chaude que l'air alors le flux de remontée capillaire est au flux limite. En aucun cas toutefois, les gradients de température dans le sol ne déterminent ou n'agissent sur l'orientation ou l'intensité du flux d'eau dans le sol ; par son action sur la conductivité hydraulique, la température moyenne dans le sol peut avoir un effet, très modéré, sur l'intensité du flux de remontée capillaire.

Ce chapitre permet donc de conclure sur la possibilité – et la pertinence – d'évaluer les flux de remontée capillaire sans avoir recours à une modélisation de type couplée sol-atmosphère. Notre

travail montre en effet qu'une modélisation de transferts d'eau dans le sol est bien appropriée si la condition à la limite de surface est choisie en correspondance avec le paramètre qui contrôle physiquement le phénomène étudié. Ainsi une condition de flux est la mieux adaptée lorsque le flux de remontée capillaire est égal à la demande. Si cette condition est maintenue alors que le flux a atteint sa valeur limite, des problèmes de convergence seront inévitablement rencontrés de part l'infinité de solutions satisfaisant le flux. Une condition de pression est alors mieux adaptée. Ces critères de conditions à la limite sont déjà utilisés dans des modèles basés sur l'équation de Richards comme Hydrus-2d (Simunek *et al.* 1996) par exemple ; c'est également ce que propose van Dam *et al.* (2000).

L'analyse transitoire du flux de remontée capillaire conforte la démarche consistant à utiliser le régime permanent pour le calcul d'un flux moyen à des échelles journalières. En effet, l'influence de variations nycthémérales de la demande évaporatoire n'est perceptible que dans l'horizon supérieur du sol. Au niveau de la nappe, le flux transmis est constant et égal au flux permanent qui serait transmis pour une demande évaporatoire égale à la moyenne journalière de la demande en régime transitoire.

Conclusion générale

Ce travail porte sur l'analyse et la modélisation du processus de flux de remontée capillaire en provenance d'une nappe peu profonde. Généralement, l'étude du flux de remontée capillaire s'effectue, en régime permanent, selon un mode de transferts verticaux liquides et isothermes, basé sur la loi de Darcy. La résolution de cette équation entre le toit de la nappe et la surface du sol fait apparaître deux situations : (i) si la demande évaporatoire et/ou la profondeur de nappe sont faibles, le flux de remontée capillaire est proportionnel à cette demande ; (ii) si la demande évaporatoire et/ou la profondeur de nappe sont élevées, le flux atteint une valeur maximale, appelée flux limite ; ce flux, dont la valeur est caractéristique d'un sol et d'une profondeur de nappe, est indépendant des conditions à la surface du sol. Si bon nombre de travaux expérimentaux valident cette analyse, d'autres remettent en question l'existence du flux limite et montrent que le flux de remontée capillaire ne tend pas vers une valeur constante mais décroît dès qu'il n'est plus en mesure de soutenir la demande climatique. Ces résultats contradictoires sont à l'origine de ce travail car ils soulèvent la question de la validité d'une approche liquide et isotherme, découplée des conditions de l'atmosphère, pour modéliser le flux de remontée capillaire.

L'objectif de ce travail a donc été d'analyser l'adéquation entre les hypothèses sur lesquelles la théorie du flux limite est fondée et les mécanismes gouvernant le processus de remontée capillaire. En considérant que l'hypothèse de régime permanent – nappe à niveau constant et demande évaporatoire moyenne stable – est plausible, deux axes principaux ont été suivis :

- l'étude des interactions liquide/vapeur dans le sol en conditions isothermes ;
- l'étude des interactions entre le sol et l'atmosphère.

Pour mettre en œuvre cette étude nous utilisons un outil numérique en appui avec des mesures expérimentales. Le code numérique TEC, Transferts Eau Chaleur, a été utilisé selon deux niveaux de couplage : (i) couplage liquide/vapeur dans le système sol en condition isotherme ; (ii) couplage sol/atmosphère. Un dispositif expérimental sur colonne de sol a été développé pour étudier le processus de remontée capillaire en relation avec la profondeur de nappe et les conditions climatiques. Un seul sol a été testé, il s'agit d'un limon sableux. La profondeur de nappe étant fixée, la surface du sol est soumise à des conditions de vent seul ou de vent et de rayonnement combinés.

Au niveau expérimental, une erreur de conception du système de ventilation s'est avérée limitante pour mener notre travail. Les conséquences sont doubles avec (i) des difficultés à étudier l'incidence des sollicitations climatiques sur le flux de remontée capillaire et à évaluer le bilan d'énergie ; (ii) l'impossibilité de valider la modélisation couplée sol/atmosphère.

De l'ensemble des résultats obtenus, expérimentalement ou par la modélisation, nous pouvons donner la synthèse suivante.

Lorsque le flux de remontée capillaire n'a pas atteint le flux limite, l'écoulement s'effectue en phase liquide de la nappe jusqu'à la surface du sol. L'intensité du flux est proportionnelle à la demande évaporatoire mais indépendante de sa nature convective ou radiative.

La *transition* entre la phase où le flux est limité par la demande est celle où le flux atteint le flux limite s'effectue pour une demande évaporatoire dont la valeur est déterminée par la profondeur de nappe pour un sol donné ; elle est d'autant plus faible que la profondeur de nappe est grande.

Lorsque le flux de remontée capillaire a atteint le flux limite, sa valeur ne dépend que de la profondeur de nappe pour un sol donné. Elle est indépendante :

- des conditions de réduction de la teneur en eau dans l'horizon supérieur du sol et de la capacité de diffusion de l'eau qui leur est associée ;
- de la demande évaporatoire et de la nature des conditions climatiques auxquelles la surface du sol est soumise.

Plus précisément, si le flux limite est indépendant des conditions hydriques de l'horizon superficiel c'est que les gradients hydrauliques s'ajustent en fonction de l'assèchement du sol et de la décroissance de la capacité de diffusion de l'eau, de manière à transmettre jusqu'à la surface le flux délivré par la nappe. Ceci a été observé expérimentalement et vérifié par la modélisation à la fois en mode 'liquide' et en mode 'liquide/vapeur'. Dans le cas d'une modélisation 'liquide/vapeur', un front d'évaporation peut se développer lorsque l'état de dessaturation de la surface est prononcé. Les caractéristiques de ce front dépendent du rapport des coefficients de diffusion liquide et vapeur

et de la profondeur de la nappe. L'établissement et l'extension de ce front sont, comme nous venons de l'expliquer, sans conséquence sur l'intensité du flux limite de remontée capillaire.

La nature de la demande climatique, c'est à dire l'apport de nature convective et radiative, n'a pas d'effet sur l'intensité du flux limite mais joue sur l'équilibre des flux d'énergie à la surface du sol en déterminant la température à ce niveau. En présence d'une nappe superficielle, cet équilibre dépend principalement de la profondeur de la nappe et du rayonnement global.

Que le flux de remontée capillaire n'ait pas ou ait atteint le flux limite, le gradient de pression est le seul moteur de l'écoulement ascendant ; en aucune des situations étudiées, le gradient de température n'a conduit l'écoulement. La température moyenne du sol peut modifier quelque peu l'intensité du flux via son effet sur les coefficients de diffusion de l'eau ; mais il s'agit là d'une influence mineure. La conductivité hydraulique détermine par ses variations à la fois l'établissement du flux limite lorsque la couche de surface s'assèche et l'intensité de ce flux limite pour une profondeur de nappe donnée. Contrairement donc à ce que nous attendions, ce ne sont pas les conditions de surface qui, associées à de faibles teneurs en eau, contrôlent le flux de remontée capillaire, mais c'est la phase liquide de l'eau qui est déterminante.

Ces constatations faites, notre démarche a été complétée par une analyse transitoire du processus de flux de remontée capillaire lorsque la demande évaporatoire présente des variations diurnes. Pour une profondeur de nappe fixée, nous avons pu montrer que l'hypothèse de régime permanent est pertinente lorsque l'on souhaite calculer le flux de remontée capillaire à une échelle de temps journalière. L'influence des variations diurnes de la demande évaporatoire n'est en effet perceptible que dans l'horizon superficiel et n'affecte pas le débit au dessus de la nappe de façon sensible.

Nous pouvons donc conclure que le modèle de flux limite est bien approprié à l'estimation de l'intensité du flux de remontée capillaire. Les mécanismes gouvernant ce phénomène sont en effet contenus dans la loi de Darcy. La précision et la pertinence des solutions obtenues tient tout particulièrement à la détermination de la conductivité hydraulique du sol, ce qui reste certainement la plus grande difficulté. Par rapport aux problèmes de conditions à la limite que le système étudié implique, la solution proposée par certains modèles de transferts d'eau dans le sol, qui consiste à utiliser les conditions alternées 'flux/potentiel' selon que le flux n'est pas ou est à sa valeur limite, est juste et utile.

Seule l'interprétation du mulch permettrait de comprendre les contradictions observées dans la littérature et que les résultats expérimentaux n'ont pu lever puisqu'ils convergent vers les résultats établis par la théorie du flux limite. L'expérimentation effectuée en sarclant la surface du sol de la

colonne montre qu'une couche de surface déstructurée par rapport au sol sous-jacent peut contrôler l'intensité du flux de remontée capillaire. Le flux de remontée capillaire peut alors être sévèrement réduit, d'autant plus que cette couche est épaisse et même lorsque le toit de la nappe est très proche de la surface du sol.

En terme de perspectives, deux thèmes principaux nécessiteraient d'être abordés. Tout d'abord, il serait utile de travailler plus spécifiquement sur l'impact du mulch sur le flux de remontée capillaire. Expérimentalement, il s'agirait de mieux préciser l'occurrence de la formation spontanée d'un mulch en présence d'une nappe superficielle : la présence d'une nappe superficielle, n'est elle pas rédhibitoire ; quelles seraient les conditions nécessaires et suffisantes à sa formation ; quelles caractéristiques intrinsèques du mulch conduisent à la réduction du flux de remontée capillaire ? L'objectif à terme serait de déterminer les spécificités et les caractéristiques devant être intégrées à un outil de modélisation afin qu'il soit pertinent à décrire ce contexte. D'autre part, l'aspect permanent ayant été traité, il serait intéressant d'élargir l'étude du flux de remontée capillaire à quelques aspects transitoires. Il s'agirait d'évaluer les ordres de grandeur des temps nécessaires à la mise en régime permanent d'un système pour différentes profondeurs de nappe. D'autre part, nous avons vu qu'à une échelle de temps journalière, il est possible d'utiliser un flux moyen pour caractériser la demande évaporatoire ; en considérant que la demande moyenne varie de manière importante d'un jour à l'autre (ce qui n'est pas le cas dans nos calculs), quelle serait alors l'adaptation du système et quelle sensibilité cela aurait il sur l'estimation du flux ?

Annexes

Annexe 1

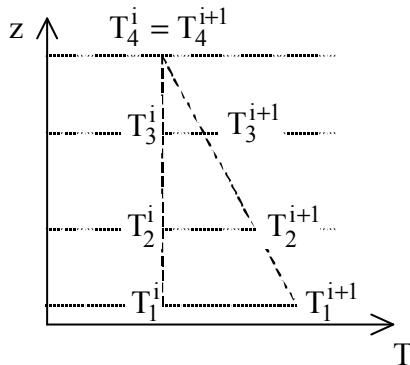
Calcul d'un bilan thermique en relation avec l'estimation de la conductivité thermique

Annotations

e	épaisseur de la couche isolante entourant la colonne (e=0,25 m)	m
L	hauteur totale de sol (L=21,3 cm)	m
P	puissance émise par la résistance sur la section de sol à z=0	Wm ⁻²
q=q(z)	flux de chaleur traversant une section de sol	Wm ⁻²
q _{lat} =q _{lat} (z)	flux de chaleur latéral, lié à un défaut d'isolation	Wm ⁻²
r	rayon de la colonne de sol (r=0,0768 m)	m
R	résistance électrique (R=40,1 Ω à 20°C)	Ω
S	section de sol	m ²
S _{lat}	surface du cylindre extérieur de rayon (r+e)	m ²
T=T(z)	température dans le sol	°C
T _{ext}	température dans la pièce (T _{ext} =21,5 °C ∀z)	°C
δQ	variation de la quantité de chaleur dans le sol	Wm ⁻²
λ	conductivité thermique du sol	Jm ⁻¹ K ⁻¹ s ⁻¹
λ _i	conductivité thermique de la couche isolante latérale	Jm ⁻¹ K ⁻¹ s ⁻¹

Note sur la valeur de λ_i : l'isolant entourant la colonne est de la laine de verre. Sa conductivité thermique est de 0,04 Jm⁻¹K⁻¹s⁻¹, valeur issue de la littérature et donnée pour une densité de laine de verre de 20 à 25 kg/m³. La densité de la laine utilisée ici n'est que de 12 kg/m³ ce qui signifierait que sa conductivité thermique est moins élevée que la référence trouvée. Toutefois, sans élément supplémentaire, nous gardons la valeur de 0,04 Jm⁻¹K⁻¹s⁻¹.

Calcul du bilan thermique dans le sol



T_1^i est la température mesurée au niveau de la sonde 1 au pas de temps i , etc...

T_{12}^i est la moyenne des températures sur la couche de sol comprise entre les sondes 1 et 2, au pas de temps i , etc...

Le calcul est effectué entre deux pas de temps d'un épisode expérimental que nous choisissons tel que le sol est en phase de réchauffement et la température à la sonde 4 est stable. Nous sommes ainsi dans la configuration où, sur l'ensemble du profil de sol, la somme des quantités d'énergie absorbées par stockage dans le sol et celles évacuées latéralement par conduction est identique à la quantité d'énergie amenée par la résistance électrique. Les positions des 4 sondes définissent les limites des 3 couches de sol d'épaisseur Δz sur lesquelles le calcul est effectué ; par souci de précision nous ajoutons une quatrième couche de sol en extrapolant le profil de température jusqu'au niveau de la plaque métallique.

Calcul de la variation de stock de chaleur (J) :

$$\delta Q_{mn} = \rho C_p (T_{mn}^{i+1} - T_{mn}^i) \Delta z_{mn} S \quad \text{pour } m=1, 2, 3 \text{ et } n=2, 3, 4$$

Calcul des pertes de chaleur latérales (J) :

Pour ce calcul, nous supposons que le flux de conduction latéral peut être estimé à partir de la propagation d'un flux entre deux plans tel que :

$$q_{latmn} = -\frac{\lambda_i \lambda}{\lambda_{i,r} + \lambda_e} [T_{ext} - \text{moy}(T_{mn}^i, T_{mn}^{i+1})] [t^{i+1} - t^i] \int_{latmn} \quad \text{pour } m=1, 2, 3 \text{ et } n=2, 3, 4$$

où la conductivité thermique du système est exprimée comme une combinaison des conductivités thermiques du sol et de la laine de verre (en négligeant l'effet de la paroi du cylindre en PVC) (Carslaw 1999). Finalement, en supposant $\lambda_e \gg \lambda_{i,r}$, il reste la série d'équations simplifiées :

$$q_{\text{latmn}} = -S_{\text{latmn}} \frac{\lambda_c}{e} [T_{\text{ext}} - \text{moy}(T_{\text{mn}}^i; T_{\text{mn}}^{i+1})] [t^{i+1} - t^i] \quad \text{pour } m=1, 2, 3 \text{ et } n=2, 3, 4$$

$$q_{\text{latmn}} = -2\pi(r+e)\Delta z_{\text{mn}} \frac{\lambda_c}{e} [T_{\text{ext}} - \text{moy}(T_{\text{mn}}^i; T_{\text{mn}}^{i+1})] [t^{i+1} - t^i] \quad \text{pour } m=1, 2, 3 \text{ et } n=2, 3, 4$$

Application aux cas étudiés

Cas du sol sec

Nous sélectionnons deux épisodes expérimentaux de durée différente au cours d'une phase de réchauffement où le sol est à l'état sec et la puissance émise par la résistance électrique de 100 W/m². Les calculs sont effectués pour l'épisode 1 avec un pas de temps horaire ; l'épisode 2 est divisé en deux pas de temps de trois heures chacun (17/07 11h58 → 17/07 15h04 → 17/07 18h04).

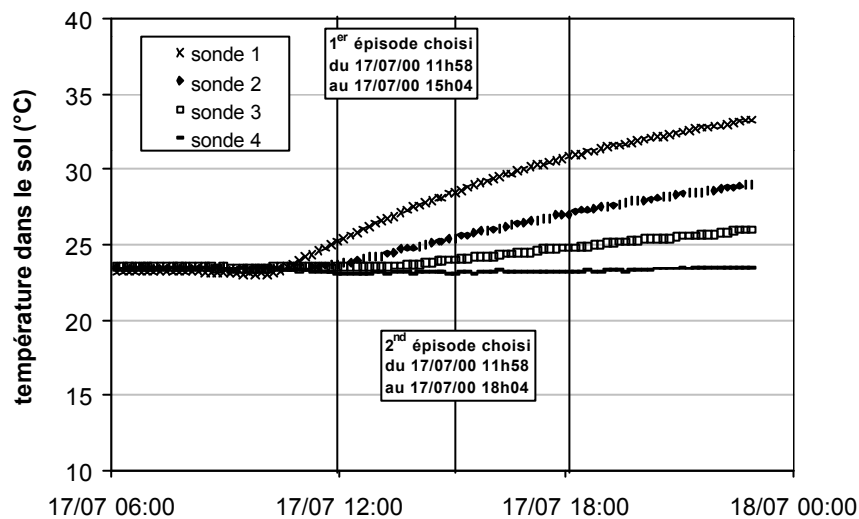


Figure A.2 : chronique des températures dans le sol en phase de réchauffement

Nous utilisons le calcul précédent pour effectuer un bilan de chaleur sur l'intégralité d'un épisode. Pour cela, il suffit de sommer chacune des quantités d'énergies mise en jeu – stockage de chaleur et pertes de chaleur latérales- pour chaque pas de temps et tranche de sol ; par souci de précision, nous incluons dans nos calculs la tranche de sol de faible épaisseur comprise entre la sonde 1 et la plaque métallique en extrapolant la valeur de la température dans le sol à ce niveau. Nous comparons cette quantité d'énergie totale à celle apportée par la résistance électrique. La

quantité d'énergie réellement utilisée par stockage ou pertes latérales ne représente en fait qu'environ ~35% de la quantité d'énergie émise par la résistance électrique.

	P (W/m ²)	P (J)	q _{lat} (J)	δQ (J)	Bilan=P-q _{lat} -δQ	P (W/m ²) tq Bilan=0
EPISODE 1	100	20653	2284	4863	13506	
			2284	4863	0	34,6
EPISODE 2	100	40629	5297	8531	26801	
			5297	8531	0	34

Tableau A.2 : somme des énergies mises en jeu lors d'un épisode de réchauffement du sol

Cas du sol saturé

L'épisode choisi est d'une durée d'environ six heures ; il est découpé pour le calcul en deux pas de temps de quelques heures chacun. Le sol est à l'état saturé ; la résistance électrique fournit une puissance de 100 W/m².

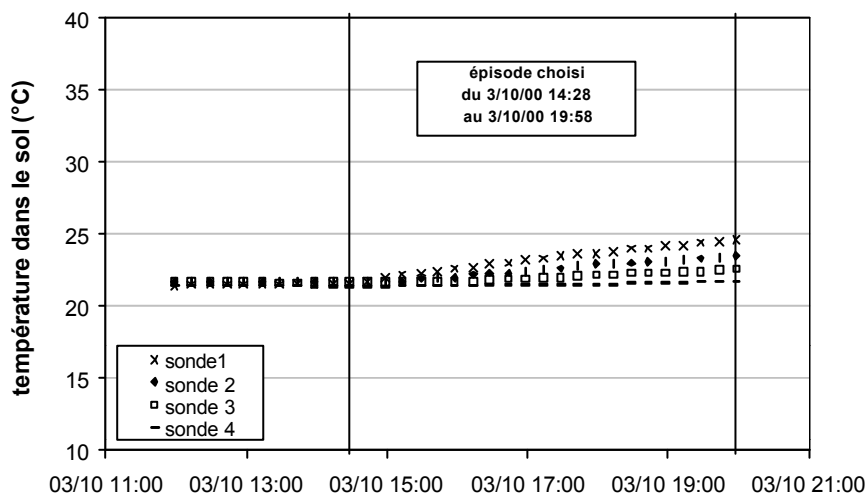


Figure A.3 : chronique des températures dans le sol en phase de réchauffement

La quantité d'énergie réellement utilisée par stockage ou pertes latérales ne représente en fait que ~40% de la quantité d'énergie fournie par la résistance électrique. Ce rapport est légèrement supérieur à celui trouvé en sol sec. Notons que ce rapport est stable d'un pas de temps à l'autre ;

nous avons trouvé pour 14h28 à 16h58 : $P(tq \text{ bilan}=0)=37,2 \text{ W/m}^2$ et pour 16h58 à 19h58 : $P(tq \text{ bilan}=0)=44,3 \text{ W/m}^2$.

	P (W/m ²)	P (J)	q _{lat} (J)	δQ (J)	<i>Bilan</i> = $P-q_{lat}-\delta Q$	P (W/m ²) tq Bilan=0
EPISODE 1	100	36689	1334	13747	21608	
			1334	13747	0	41

Tableau A.3 : somme des énergies mises en jeu lors de l'épisode de réchauffement du sol saturé

De la même manière qu'en sol sec, le calcul du bilan thermique en régime transitoire aboutit au résultat que le flux réel ou effectivement disponible pour le sol représente 40 % du flux théoriquement disponible ou fourni par la résistance électrique. Cette valeur est peu différente de celle calculée en sol sec qui s'élevait à 35 %. C'est d'ailleurs cette dernière valeur que nous retiendrons, le calcul en sol saturé concernant de faibles variations de température la précision peut être moindre.

Point de rosée : résultats et validité de la mesure

Fonctionnement du transmetteur

Le transmetteur de point de Rosée utilise une sonde du type à miroir refroidi. Une pompe à chaleur thermoélectrique miniaturisée refroidit un miroir métallique, ce qui permet la condensation d'une fine couche de buée à sa surface quand celle-ci est à la température du point de Rosée du gaz environnant. Ce phénomène est détecté de façon opto-électronique et une boucle de régulation maintient la température du miroir exactement au point de Rosée. Une sonde thermométrique de précision est noyée dans le miroir, permettant la mesure de la température de Rosée.

Bien que la précision de l'hygromètre ne soit pas directement affectée par le débit d'air au niveau du capteur, le constructeur recommande de disposer d'un minimum d'aspiration. Nous utilisons donc un compresseur assurant un débit d'air de 2,8 l/min soit 1,65 m/s pour un tuyau de diamètre 6mm. Cette vitesse est plus faible que celle donnée par les recommandations de réglage selon la gamme de points de Rosée mesurée ; la conséquence est que nous risquons de rencontrer des temps de réponse excessifs liés à un manque de vapeur dans l'échantillon de gaz.

Résultats des mesures

Les mesures de température de Rosée sont régulièrement perturbées et soumises à de fortes oscillations signalant généralement que le miroir est poussiéreux ou que la mesure sort de la gamme autorisée par l'appareil. Finalement sur l'ensemble des épisodes expérimentaux seuls quelques uns nous semblent utilisables ; nous les avons regroupés sur les figures ci-après réparties selon la nature de la demande évaporatoire.

Sur la figure 6 et à moindre échelle sur la figure 3, nous pouvons constater les difficultés du capteur à trouver un équilibre (fortes oscillations) ; dans ces deux cas il est probable que nous atteignons les limites de mesure de l'appareil. Notons que nous n'avons jamais pu effectuer de mesure pour des évaporations d'intensité inférieure à celles présentées ici et ce quel que soit le débit d'air imposé dans l'enceinte atmosphère.

En plus des perturbations précédemment signalées, les oscillations de température de Rosée peuvent être induites par :

- les cycles de fonctionnement du compresseur (amplitudes faibles, fréquence dépendant du débit d'air demandé) ;
- les variations de débit de l'air liées aux instabilités de température dans la pièce (amplitudes de l'ordre du degré et fréquence journalière) (cf. Chapitre 2 – 2.1.2)

Concernant l'aspect ventilation du capteur, nous n'observons pas de retard particulier sur le temps de réponse du capteur par rapport aux oscillations de température dans l'enceinte par exemple, elles mêmes en phase avec les oscillations dans la pièce. Sur la figure 2, la décroissance de la température de Rosée correspond à la mise en équilibre de l'expérimentation et dans une moindre mesure à la mise en service du transmetteur.

Validité de la mesure

Température de Rosée de l'air entrant

La densité de vapeur d'eau de l'air en entrée est calculée à partir des caractéristiques du séchoir réfrigérant que traverse l'air comprimé en sortie de compresseur. Elle est considérée comme stable et évaluée à $\rho_{\text{vae}}(-21,7^{\circ}\text{C}, 0^{\circ}\text{C})=8,5 \cdot 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ pour $T_{\text{rae}}=-21,7^{\circ}\text{C}$ (tableau 1).

Notons que l'exactitude de ce calcul est soumise à la condition que la température de rosée de l'air comprimé ne soit pas inférieure à la température de refroidissement du séchoir. Nous dissocions deux cas pouvant aboutir à cette éventualité : (1) la température de l'air comprimé est inférieure à la température de refroidissement du système réfrigérant ; (2) la température de l'air comprimé est supérieure à la température de refroidissement et la pression de vapeur d'eau de l'air prélevée par le compresseur, multipliée par le taux de compression γ , est inférieure à la pression de vapeur saturante de l'air à la température de consigne du réfrigérateur.

Le premier cas est possible mais n'a certainement pas été rencontré fréquemment d'une part parce que les hivers ne sont pas si rigoureux et que nous savons qu'à la compression l'air se réchauffe (même si nous ne sommes pas en mesure de donner un ordre de grandeur de cet échauffement), d'autre part car la majorité des expérimentations concernées par notre étude ont été effectuées en dehors des mois les plus froids.

Le second cas demande une analyse plus concrète. En entrant dans le compresseur l'air est porté à 10 bar ; la pression de vapeur d'eau dans l'air pour laquelle la température de rosée de l'air

comprimé est égale à la température de consigne du système réfrigérant est :

$$P(T_r) = \frac{P(2^\circ\text{C})}{\gamma} = \frac{698}{10} = 69,8\text{Pa} . \text{ Pour un air dont la température est comprise entre } 3 < T_a < 30^\circ\text{C},$$

nous obtenons $9 > HR = \frac{69,8}{P(T_a)} > 1,5\%$. Nous voyons ainsi que la gamme d'humidité relative concerne des valeurs très faibles, réduisant considérablement l'occurrence de ce cas de figure.

Température de rosée de l'air sortant

Pour valider la mesure du point de rosée, ainsi que la position de la prise d'air dans l'enceinte, nous utilisons comme critère la comparaison entre l'évaporation mesurée en régime permanent par pesées du vase de Mariotte et celle que nous pouvons calculer connaissant les caractéristiques entrée et sortie de l'air.

L'air et la vapeur d'eau pouvant être considérés comme des gaz parfaits, la quantité d'eau évaporée est obtenue par bilan massique entrée/sortie en considérant l'air sortant de l'enceinte comme un mélange homogène de l'air entrant enrichi en vapeur d'eau au passage de la surface du sol. Les caractéristiques de l'air entrant et sortant étant connues (§ 3.1.2, Tableau 3), on a ainsi,

$$E = [\rho_v(T_{r_{as}}, 0^\circ\text{C}) - \rho_v(T_{r_{ae}}, 0^\circ\text{C})] \frac{Q}{S}$$

où l'évaporation E est en mm.j^{-1} , le débit d'air Q en $\text{Nm}^3.\text{j}^{-1}$, S la superficie de la surface du sol en m^2 et ρ_v la densité de vapeur d'eau dans l'air à 0°C en kg.m^{-3} .

Les évaporations mesurée et calculée pour l'ensemble des épisodes sélectionnés, sont représentées en page A.15. La tendance est à une surestimation de la valeur calculée par bilan de vapeur par rapport à la valeur mesurée au vase. Sauf le cas saturé (cas 1), cette surestimation est comprise entre 10 et 17 % (le cas 6 étant automatiquement éliminé de notre critère de comparaison, la mesure étant visiblement hors limite du transmetteur).

Cette surestimation est difficile à expliquer. En effet :

- la densité de vapeur d'eau utilisée pour l'air entrant à la pression atmosphérique est la borne supérieure de la gamme d'humidité le caractérisant (Tableau 1) ;
- l'hypothèse d'homogénéité de la densité de vapeur d'eau dans l'air peut être remise en question mais des tests de position de la prise d'air selon la section et la longueur du cylindre à l'aval de la surface du sol n'ont pas aboutit à des variations visibles de la mesure.
- une erreur systématique sur la mesure de T_r , donnée à $\pm 0,5^\circ$, n'est pas non plus

envisageable.

Nous considérerons donc que les mesures de température de rosée donne une estimation correcte de l'humidité de l'air en contact avec la surface du sol évaporante. Les valeurs de pression de vapeur d'eau seront soit déduites directement de la mesure soit calculées par bilan entre l'évaporation mesurée au vase de Mariotte et la densité de vapeur d'eau caractérisant l'air injecté dans l'enceinte atmosphère.

AIR ENTRANT	Pression totale	pression atmosphérique	<p>* L'air et la vapeur d'eau sont supposés assimilables à des gaz parfaits</p> <p>* Lorsqu'on fait varier, à température constante, la pression d'un air humide, les pressions partielles de vapeur d'eau et d'air sec varient dans la même proportion ; la pression de vapeur ne pouvant dépasser sa valeur à saturation pour la température considérée.</p> <p>* Pression de vapeur :</p> $P(T_{ra}) = 101325 \exp(13,3185tr - 1,976tr^2 - 0,6445tr^3 - 0,1299tr^4)$ <p>avec $tr = 1 - \frac{373,15}{T_{ra} + 273}$</p>
	Pression de vapeur	caractéristiques constructeur du séchoir à cycle frigorifique : $T_{rae} = [2 ; 3] \text{ °C}$ pour $Pt = [7 ; 10] \text{ bar}$ Correspondant à : $T_{rae} = [-26,5 ; -21,7] \text{ °C}$ à la pression atmosphérique \Downarrow $P(T_{rae}) = [69 ; 107] \text{ Pa}$ \Downarrow $\rho_v(T_{rae}, 0\text{°C}) = [5,5 \cdot 10^{-4} ; 8,5 \cdot 10^{-4}] \text{ kg.m}^{-3}$	
	Température	mesure	
AIR SORTANT	Pression totale	pression atmosphérique	<p>* Densité de vapeur d'eau dans l'air :</p> $\rho_v(T_{ra}, T_a) = \frac{P(T_{ra})M_w}{RT_a} \square$ <p>avec $R = 8,314 \text{ J.mole}^{-1}\text{K}^{-1}$ et $M_w = 0,018 \text{ kg.mole}^{-1}$</p>
	Pression de vapeur	mesure de la température de rosée T_{ras} \Downarrow $P(T_{ras})$ \Downarrow $\rho_v(T_{ras}, T)$	
	Température	mesure	

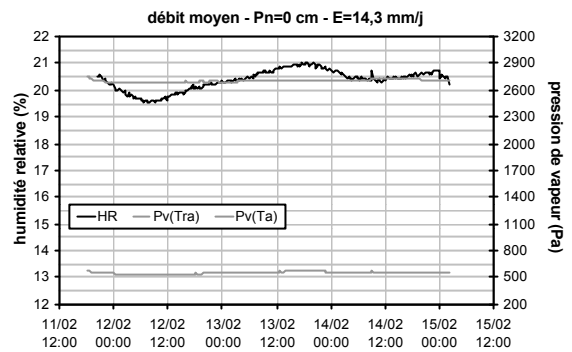
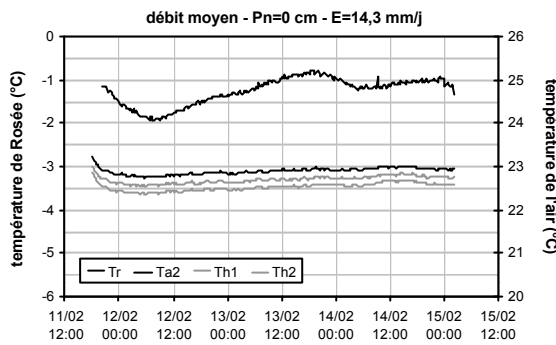
Tableau 1 : tableau récapitulatif des caractéristiques de l'air humide dans l'enceinte atmosphère de l'expérimentation

MESURES DE TEMPERATURES DE ROSEE ET TEMPERATURE DE L'AIR

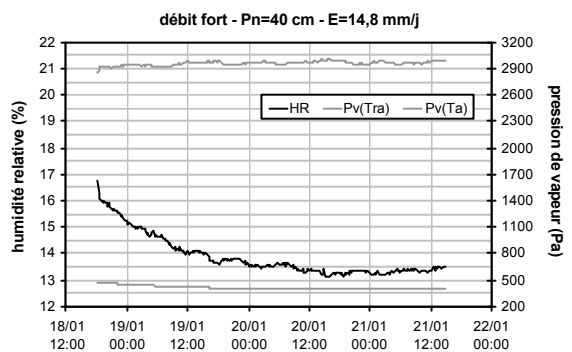
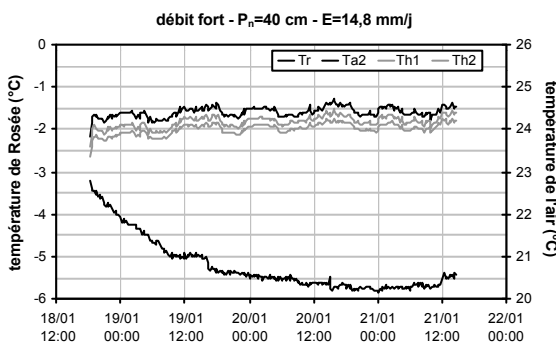
CALCULS D'HUMIDITE RELATIVE, DE PRESSION DE VAPEUR ET PRESSION DE VAPEUR SATURANTE

Cas d'une surface ventilée

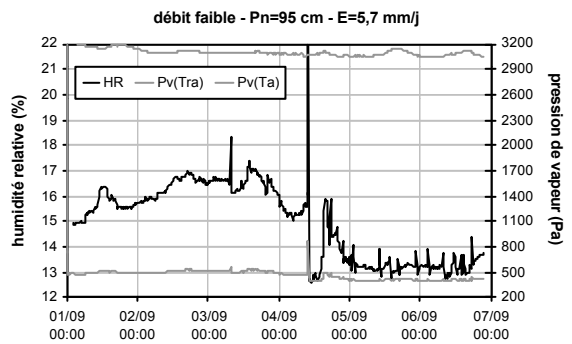
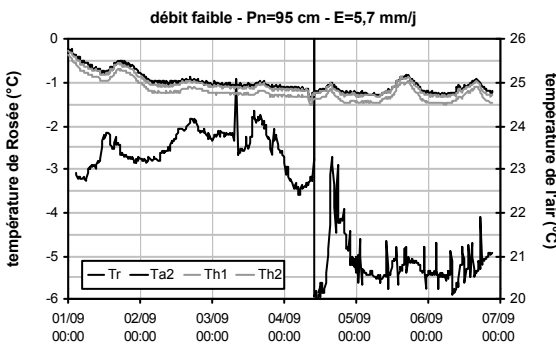
1



2



3

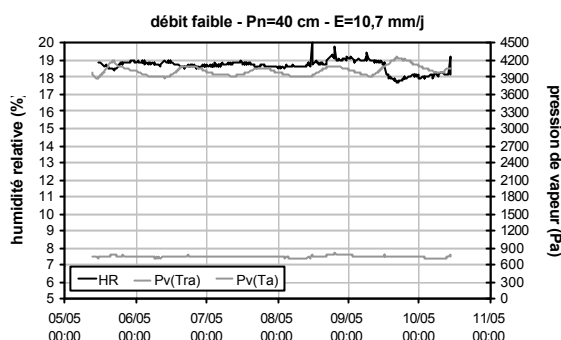
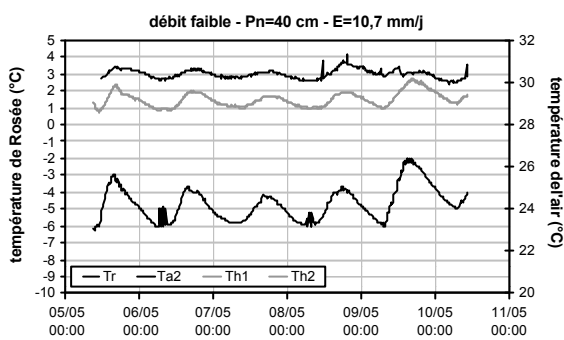


MESURES DE TEMPERATURES DE ROSEE ET TEMPERATURE DE L'AIR

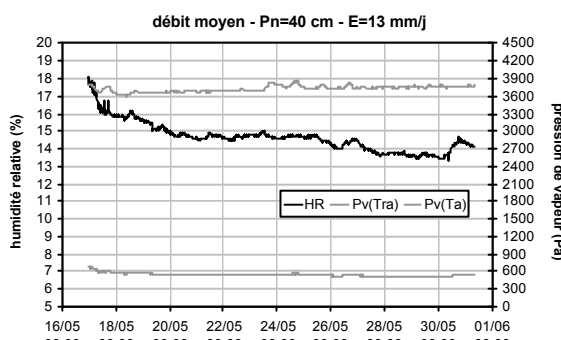
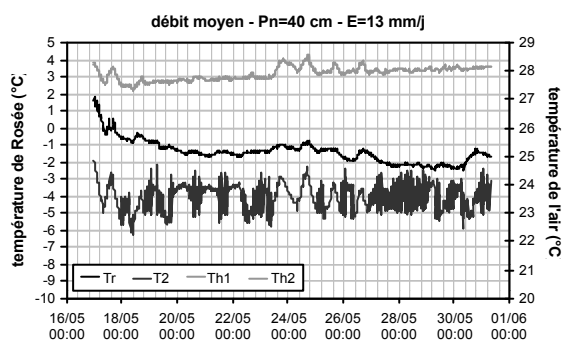
CALCULS D'HUMIDITE RELATIVE, DE PRESSION DE VAPEUR ET PRESSION DE VAPEUR SATURANTE

Cas d'une surface ventilée soumise aux rayonnements

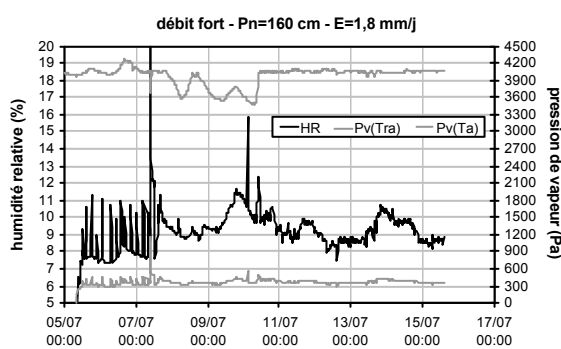
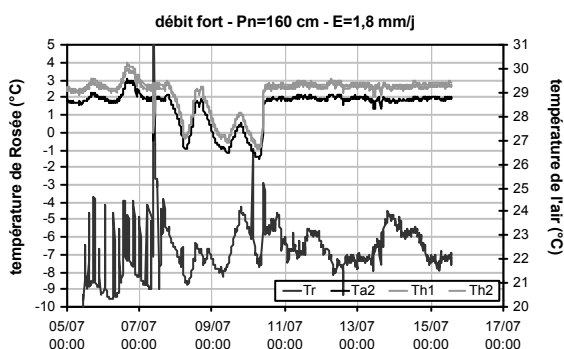
4



5

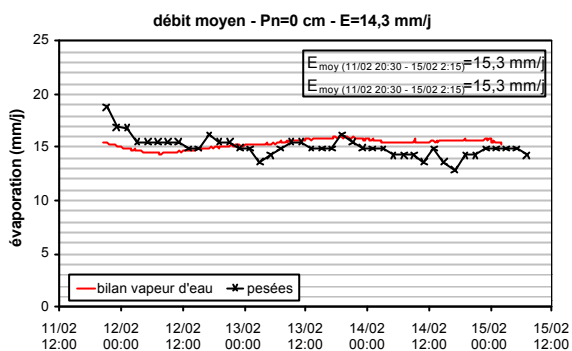


6

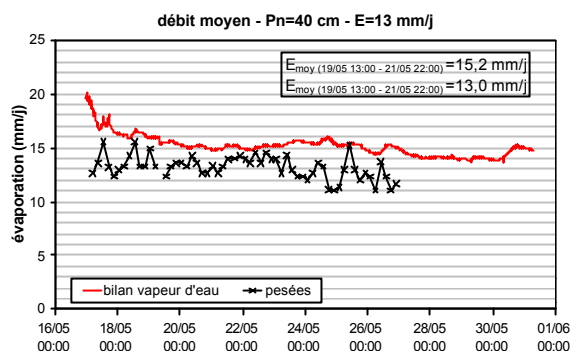


COMPARAISON DES EVAPORATIONS CALCULEES ET MESUREES

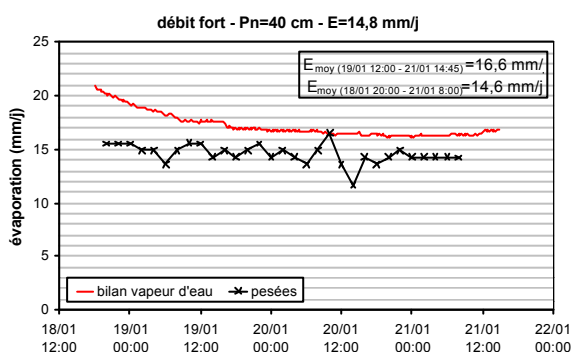
1



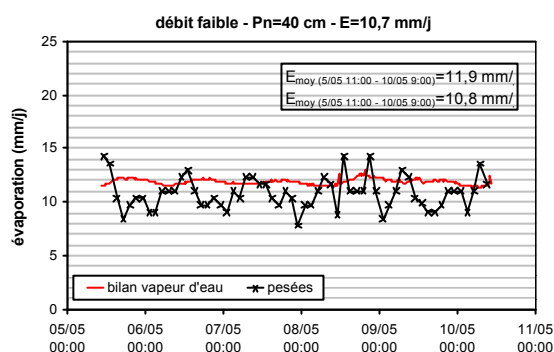
4



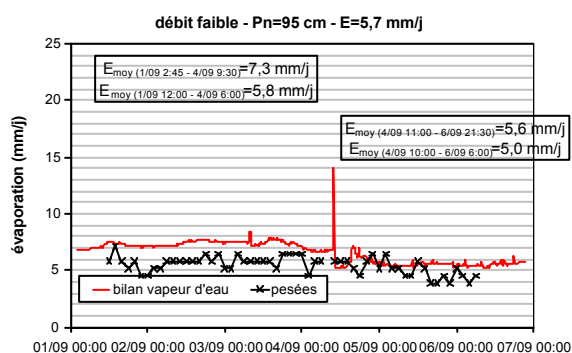
2



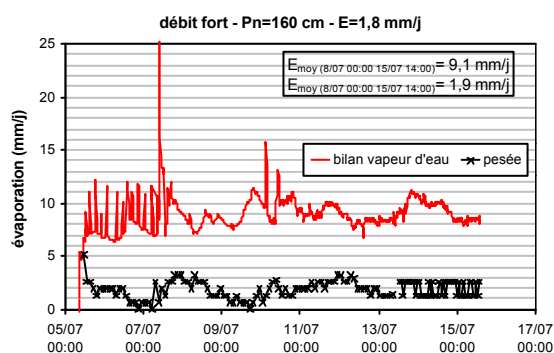
5



3



6



Annexe 3

Modèle Transferts Eau Chaleur : compléments aux équations de transferts (d'après Chanzy 1991)

Liste des relations physiques utilisées dans le modèle

- Tension interfaciale de l'eau : $\sigma(T) = 1.10^{-3}(-0,15301 T + 117,5281)$ (N.m⁻¹)

- Viscosité cinématique de l'eau : $\nu = 1,06818.10^{-3}[\exp(-2,37224.10^{-2}T)]$ (m².s⁻¹)

- Potentiel matriciel généralisé : $h(\theta, T) = \left(\frac{\chi(T)}{\chi(293)} \right) h(\theta)$ (m)

- Conductivité hydraulique généralisée : $K(\theta, T) = \left(\frac{\nu(293)}{\nu(T)} \right) K(\theta)$ (m.s⁻¹)

- Loi de Kelvin : $p(T_r) = p(T) \exp\left(\frac{M_w g}{RT} h(\theta, T) \right)$

- Pression de vapeur saturante : $p(T) = 101325 \exp(13,3185t - 1,976t^2 - 0,6445t^3 - 0,1299t^4)$

avec $t = 1 - 373,15/T$ ((Brutsaert 1982)) (N.m⁻²)

- Coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air : $D_0 = 0,239.10^{-4} \left(\frac{T}{281} \right)^{.88}$ (m².s⁻¹)

- Chaleur latente de vaporisation : $L(T) = -1,957(T - 273) + 2,506.10^6$ (J.kg⁻¹)

- Masse volumique de l'air humide : $\rho_a = \frac{M_{as}}{RT} \left[P_t - p_v \left(1 - \frac{M_w}{M_{as}} \right) \right]$ (kg.m⁻³)

- Masse molaire de l'air humide : $M_a = M_{as} \left(1 - \frac{p_v}{P_t} \right) + M_w \frac{p_v}{P_t}$ (kg.mol⁻¹)

- Chaleur massique de l'air humide : $Cp_a = \frac{M_{as}(P_t - p_v)Cp_{as} + p_v M_w Cp_w}{M_{as}(P_t - p_v) + M_w p_v}$ (J.kg⁻¹.K⁻¹)

Modèle Transferts Eau Chaleur : compléments aux équations du bilan d'énergie

Liste des relations physiques utilisées dans le modèle

- Rayonnement atmosphérique : $Ra = 1,24 \sigma T_a^4 \left(\frac{P(T_{ra})}{T_a} \right)^{1/7}$ W.m⁻²

où la P(T_{ra}) est exprimée en mb ((Brutsaert 1975)).

- Equation de Penman (1948) : $\Phi_{LEP} = -\frac{P'}{P'+\gamma}(Rn + \Phi_C) - \frac{\gamma}{P'+\gamma}E_a$ W.m⁻²

pour un bilan d'énergie tel que : $Rn + \Phi_L + \Phi_s + \Phi_C = 0$, où tout flux est positif s'il constitue un gain pour la surface du sol. Nous nommerons Φ_{LEPrad} le premier terme de l'équation et $\Phi_{LEPconv}$ le second. LE_a est le pouvoir évaporant de l'air (W.m⁻²) :

$$LE_a = \frac{\rho C_p}{\gamma} \alpha [P(T_a) - P(T_{ra})]$$

Bibliographie

Alam, M. M., Bhutta, M. N. (1996). "Availability of water in Pakistan during 21st century." Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, San Antonio, Texas, American Society of Agricultural Engineers.

Bailly, M. (1971). Thermodynamique technique - 2b. Machines thermiques et frigorifiques. Paris-Montréal, Bordas.

Ball, B. C., Harris, W., et al. (1981). "A laboratory method to measure gas diffusion and flow in soil and other porous materials." J. Soil Science **32**(323-333).

Barnes, C. J., Allison, G.B. (1983). "The distribution of deutérium and ^{18}O in dry soils - 1.Theory." Journal of Hydrology **60**: 141-156.

Bond, J., Willis, W. (1969). "Soil water evaporation : surface residue rate and placement effects." Soil Science Society of America Journal **33**: 445-448.

Bond, J., Willis, W. (1970). "Soil water evaporation : first stage drying as influenced by surface residue and evaporation potential." Soil Science Society of America Journal **34**: 924-928.

Bouarfa, S. (1995). Drainage en périmètres irrigués - Prise en compte de l'évaporation dans la modélisation saturée du drainage. Mécanique et ingénierie. Strasbourg, Université Louis Pasteur: 253.

Bouarfa, S., Hammani, A., et al. (2002). "Drainage design in the Gharb plain of Morocco." Accepted for publication in *Irrigation and Drainage Systems*.

Boulet, G., Braud, I., Vauclin, M. (1997). "Study of mechanisms of evaporation under arid conditions using detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment." *Journal of Hydrology* **193**: 114-141.

Brandyk, T., Wesseling, J. G. (1985). "Steady state capillary rise in some soil profiles." *Technical Bulletins* **148**: 54-65.

Bresler, E., Kemper, W. D. (1970). "Soil water evaporation as affected by wetting methods and crust formation." *Soil science society of american proceedings* **34**(1): 3-8.

Brooks, R. H., Corey, A. T. (1964). "Hydraulic properties of porous media." *Hydrology Paper* N°3.

Bruckler, L., Ball, B. C., et al. (1989). "Laboratory estimation of gas diffusion coefficient and effective porosity in soils." *Soil Science* **147**(1): 1-10.

Bruckler, L., Renault, P., et al. (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*.

Buckingham, E. (1907). "Studies on the movement of soil moisture." *American Proceedings* **33**: 445-448.

Carslaw (1999). *Conduction of heat in solids*.

Chabot, R. (2001). Influence des prélèvements racinaires sur le fonctionnement hydraulique du drainage - Application à une culture de canne à sucre irriguée. Institut National Agronomique de Paris Grignon: 195.

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

Chanzy, A., Bruckler, L. (1993). "Significance of soil surface moisture with respect to daily bare soil evaporation." *Water Resources Research* **29**, No. 4: 1113-1125.

Cheverry, C., Robert, M. (1998). "La dégradation des sols irrigués et de la ressource en eau." *Etude et Gestion des Sols* **5**(4): 217-226.

Cojan, Y., Kerven, G., et al., Eds. (1998). "Propagation du rayonnement dans les matériaux." *Electronique*. Paris.

Coudrain-Ribstein, A., Pratz, B., et al. (1998). "L'évaporation des nappes phréatiques sous le climat aride est-elle indépendante de la nature du sol." *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes* **326**: 159-165.

de Louvigny, N. (2001). Conséquences de l'apport de verre pilé à la surface du champ et de son incorporation dans la couche travaillée, *Université Montpellier II*: 206.

FAO (1980). *La conception des réseaux de drainage*.

Feddes, R. A. (1971). *Water, heat and crop growth*. Wageningen, Agricultural university.

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, ENGREF: 391.

Fontes, J. C., Yousfi, M., Allison, G. B. (1986). "Estimation of long-term, diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water." *Journal of Hydrology* **86**: 315-327.

Gardner, W. R. (1956). "Calculation of capillarity conductivity from pressure plate outflow data." *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **20**: 317-320.

Gardner, W. R. (1958). "Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table." *Soil science* **85**(4): 228-232.

Gowing J.W., A. M. N. (1996). "Computer simulation of salinity management by means of an evaporative sink (dry drainage)." *6th Drainage Workshop on Drainage and the Environment*, Ljubljana, Slovenia.

Graser, E. A., Van Bavel, C. H. M. (1982). "The effect of soil moisture upon soil albedo." *Agricultural Meteorology* **27**: 17-26.

Guyot, G. (1997). *Climatologie de l'environnement - De la plante aux écosystèmes*. Paris, Masson.

Hadas, A. (1977). "Evaluation of theoretically predicted thermal conductivities of soils under field and laboratory conditions." *Soil Science Society of American Journal* **41**: 460-466.

Hadas, A., Hillel, D. (1968). "An experimental study of evaporation from uniform soil columns in the presence of a water table." *Trans. th Int. Cong. Soil Science* **I**.

Hadas, A., Hillel, D. (1972). "Steady-state evaporation through non-homogeneous soils from a shallow water table." *Soil science* **113**(2): 65-73.

Hassan, F. A., Ghaibeh, S. (1977). "Evaporation and salt movement in soils in the presence of water table." *Soil Sci. Soc. Am. J.* **41**: 470-478.

Heide, G. v. d., Koolen, A. J. (1980). "Soil surface albedo and multispectral reflectance of shortwave radiation as a function of degree of soil slaking." *Netherlands Journal of Agricultural Science* **28**: 252-258.

Higuchi, M. (1984). "Numerical simulation of soil-water flow during drying in a nonhomogeneous soil." *Journal of Hydrology* **71**: 303-334.

Hira, G. S. (1996). "Evapotranspiration of rice and falling water table in Punjab." *Evapotranspiration and Irrigation Scheduling*, San Antonio, Texas, American Society of Agricultural Engineers.

Idso, S. B., Jackson, R. D., et al. (1975). "The dependance of bare soil albedo on soil water content." *Journal of applied meteorology*: 109-113.

Idso, S. B., Reginato, R. J., et al. (1974). "The three stages of drying of a field soil." *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **38**: 831-837.

Jin, M., Zhang, R., et al. (1999). "Temporal and spatial soil water management : a case study in the Heilonggang region, PR China." *Agricultural Water Management* **42**: 173-187.

Job, J. O. (1998). "Les milieux salés". *Traité d'irrigation*. Lavoisier, T. e. d. Paris: 640-666.

Keller, A., Sakthivadivel, R., et al. (2000). "Water scarcity and the role of storage development." Colombo, Sri Lanka, International Water Management Institute: 16.

Kemper, W. D., Nicks, A. D., et al. (1994). "Accumulation of water in soils under gravel and sand mulches." *Soil Sci. Soc. Am. J.* **58**: 56-63.

Le Bissonais, Y., Le souder, C. (1995). "Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion." *Etude et Gestion des Sols* **2**(1): 43-56.

Mehta, B. K., Shiozawa, S., et al. (1994). "Hydraulics properties of a sandy soil at low water contents." *Soil science* **157**: 208-214.

Mermoud, A., Gaillard, G. (1990). "Effets de la formulation des conditions aux limites et de la caractérisation hydrodynamique lors de la simulation du flux évaporatif isotherme en présence d'une nappe libre de faible profondeur." *Proc. Int. Conf. on Calibration and Reliability in Groundwater Modelling*, The Hague.

Mermoud, A., Morel-Seytoux, H. J. (1989). "Modélisation et observation du flux hydrique vers la surface du sol depuis une nappe peu profonde." *Hydrol. continent.* **4**(1): 11-23.

Mhiri, A., Tarhouni, J., et al. (1998). "Approche systémique des risques de salinisation par endoréisation anthropique." *Etude et Gestion des Sols* **5**(4): 257-268.

Milly, P. C. D. (1984). "A simulation analysis of thermal effect on evaporation from soil." *Water Resources Research* **20**(8): 1087-1098.

Modaihsh, S. A., Horton, R., et al. (1985). "Soil water evaporation suppression by sand mulches." *Soil Science* **139**(4): 357-361.

Nash, J. E., Sutcliffe, J. V. (1970). "River flow forecasting through conceptual models." *Journal of Hydrology* **10**: 282-290.

Paris, T. (2001). Détermination expérimentale des propriétés hydrodynamiques au voisinage de la saturation : Incidence sur le fonctionnement hydrique d'un sol à nappe superficielle. Antony, Unité Ouvrages pour le Drainage et l'Etanchéité, Cemagref: 57.

Penman, H. L. (1948). "Natural evaporation from open water, bare soil and grass." *Proceeding of the royal society of London série A*: 120-145.

Perrier, A. (1973). "Bilan hydrique de l'assolement blé-jachère et évaporation d'un sol nu, en région semi-aride." Unesco. 1973. Réponse des plantes aux facteurs climatiques. Actes Coll. Uppsala, 1970 (*Ecologie et conservation*, 5): 477-487.

Philip, J. R., De Vries, D. A. (1957). "Moisture movement in porous materials under temperature gradients." Transactions, American Geophysical Union **38**(2): 222-232.

Poulovassilis, A., Psychoyou, M. (1985). "Steady-state evaporation from layered soils." Soil science **140**(6): 399-405.

Quétin, P., Raison, L., et al. (1998). Fiche de protocole 'Détermination de la courbe hydraulique de rétention en eau et de la conductivité hydraulique en condition non saturée - méthode par évaporation'. Orléans, INRA: 4.

Rapp, I., Shainberg, I., et al. (2000). "Evaporation and crust impedance role in seedling emergence." Soil Science **165**(4): 354-364.

Richard, G., Bruckler, L., et al. (1989). "Critical analysis of a numerical method for determining the thermal conductivity of a soil in situ." Soil Technology **2**: 221-241.

Saravanapavan, T., Salvucci, G. D. (2000). "Analysis of rate-limiting processes in soil evaporation with implications for soil resistance models." Advances in Water Resources **23**: 493-502.

Scanlon, B. R. (1994). "Water and heat fluxes in desert soils - 1. Field study." Water Resources Research **30**(3): 709-719.

Scanlon, B. R. (1994). "Water and heat fluxes in desert soils - 2. Numerical simulations." Water Resources Research **30**(3): 721-733.

Schleusener, R. A., Corey, A. T. (1959). "The role of hysteresis in reducing evaporation from soils in contact with a water table." Journal of Geophysical Research **64**(4): 469-475.

Seckler, D. (1996). "The new era of water resources management : from "dry" to "wet" water savings". Colombo, Sri Lanka, International Irrigation Management Institute: 17.

Sepaskhah, A. R., Boersma, L. (1979). "Thermal conductivity of soils as a function of temperature and water content." Soil Science Society of American Journal **43**: 439-444.

Sharma, D. R., Prihar, S. S. (1973). "Effect of depth and salinity of ground water on evaporation and soil salinization." Indian J. agric. Sci **43**(6): 582-586.

Shimajima, E., Curtis, A. A., Turner, J. V. (1990). "The mechanism of evaporation from sand columns with restricted and unrestricted water tables using deuterium under turbulent airflow conditions." *Journal of Hydrology* **117**: 15-54.

Simunek, J., Sejna, M., et al. (1996). *Simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media*, International ground water modeling center, Riverside, California.

Singh, M., Shukla, K. N., et al. (1976). "Wind tunnel studies on evaporation from soil surface at varying wind velocities and water table depths." *Journal Agric. Eng.* **13**: 119-123.

Smedema, L. K. (1993). "Salinity control of irrigated land". Workshop on the use of remote sensing techniques in irrigation and drainage, Montpellier.

Tabet, D. (1999). Intérêt d'une approche spatiale pour le suivi de la salinité des sols dans les systèmes irrigués - Cas de la subdivision de Chistian dans le Punjab (Pakistan), ENGREF.

Tamari, S., Bruckler, L., et al. (1993). "A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory." *Soil Science Society of America Journal* **57**(3): 642-653.

ten Berge, H. F. M. (1990). *Heat and water transfer in bare top soil and the lower atmosphere*. Wageningen, Pudoc.

van Dam, J. C., Feddes, R. A. (2000). "Numerical simulation of infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards equation." *Journal of Hydrology* **233**: 72-85.

van de Griend, A. A., O'Neill, P. E. (1986). "Discrimination of soil hydraulic properties by combined thermal infrared and microwave remote sensing." *Eur. Space Agency Spec. Publ. ESA SP-254*: 839-845.

van Genuchten, M. T. (1980). "A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils." *Soil Sci. Soc. Am. J.* **44**: 892-898.

van Hoorn, J. W., van Alphen, J. G. (1994). "Salinity Control". *Drainage Principles and Applications*. Ritzema, H. P. Wageningen, ILRI Publication 16, second edition.

Warrick, A. W. (1974). "Solution to the one-dimensional linear moisture equation with water extration." *Soil Science Society of American Proceedings* **38**: 573-576.

Warrick, A. W. (1988). "Additional solutions for steady-state evaporation from a shallow water table." *Soil science* **146**(2): 63-66.

Willis, W. O. (1960). "Evaporation from layered soils in the presence of a water table." *Soil Science Society of America Proceedings* **24**(4): 239-242.

Witono, H. (1988). Couplage de mesures hyperfréquences en bande C et de modèles de transferts d'eau et de chaleur pour l'estimation du bilan hydrique sur sol nu. Rennes, ENSA de Rennes: 265.

Witono, H., Bruckler, L., (1989). "Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water balance. 1. Field validation of water flow model." *Water Resources Research* **25**, No. 12: 2423-2444.

Woods, P. H. (1990). Evaporative discharge of groundwater from the margin of the Great Artesian Basin near Lake Eyre, South Australia. Adelaide, The Flinders Univ. of South Australia.

Yamanaka, T., Yonetani, T. (1999). "Dynamics of the evaporation zone in dry sandy soils." *Journal of Hydrology* **217**: 135-148.

Zimmer, D. (2001). "Besoins en formation, en recherche-développement et en transferts de technologie dans le domaine du drainage et de la salinité en Afrique du Nord."

Zimmer, D., Bouarfa, S. (1998). "Drainage et assainissement des périmètres irrigués". *Traité d'irrigation*. Lavoisier, T. e. d. Paris: 640-666.