



**HAL**  
open science

# Influence des prélèvements racinaires sur le fonctionnement hydraulique du drainage Application à une culture de canne à sucre irriguée

Rosanne Chabot

► **To cite this version:**

Rosanne Chabot. Influence des prélèvements racinaires sur le fonctionnement hydraulique du drainage Application à une culture de canne à sucre irriguée. Agronomie. INAPG (AgroParisTech), 2001. Français. NNT : 2001INAP0048 . tel-00717764

**HAL Id: tel-00717764**

**<https://theses.hal.science/tel-00717764>**

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.

*Cemagref*  
Institut National Agronomique de Paris-Grignon

## THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du grade de

**Docteur de l'Institut National Agronomique de Paris-Grignon**  
(Spécialité Terre-Océan-Espace)

Par

Rosanne Chabot

---

### **Influence des prélèvements racinaires sur le fonctionnement hydraulique du drainage**

---

- Application à une culture de canne à sucre irriguée -

*Soutenue le 28 juin 2001 à l'INA-PG devant le jury constitué de :*

A. PERRIER	Professeur de l'INA-PG, Président
J. GOUDRIAAN	Professeur de l'Université de Wageningen, Rapporteur
J.-C. MENAUT	Directeur de recherches du CNRS, Rapporteur
K. LAVAL	Professeur de l'Université Paris VII, Examinatrice
F. GOLAY	Maître de conférence de l'ISITV, Examineur
A. TUZET	Chargée de recherche de l'INRA, Examinatrice
S. BOUARFA	Chargé de recherches du Cemagref, co-directeur de thèse
D. ZIMMER	Directeur de recherches du Cemagref, co-directeur de thèse

## Résumé

Le travail porte sur la compréhension de l'influence de la transpiration sur le bilan hydrique d'un système irrigué-drainé. Il est divisé en deux parties : une expérimentale (en laboratoire et sur le terrain) et une de modélisation.

En laboratoire nous avons tenté de déterminer si les prélèvements de la canne à sucre, de la variété la plus répandue dans la plaine du Gharb au Maroc (CP 66-345), sont affectés par des conditions d'engorgement du sol. La canne s'est développée pendant six mois en lysimètre avec une nappe maintenue à l'aide d'un vase de Mariotte à 70 cm de profondeur. La nappe a ensuite été successivement remontée à 0,45, 0,2 et 0,05 m de profondeur pendant 21, 31 et 24 jours, respectivement. La transpiration a été mesurée à l'aide de capteurs de flux de sève. Aucune diminution des prélèvements racinaires n'a été observée avec les conditions d'engorgement du sol.

*In situ* sur la station expérimentale du Gharb, nous avons étudié la possibilité de déterminer la transpiration d'un couvert de canne à sucre (de près de 200 000 tiges) à partir de mesures de flux de sève de seize tiges de canne à sucre. Différentes méthodes d'extrapolation des flux de sève de quelques tiges à la transpiration du couvert ont été testées ; elles ont toutes montré une surestimation de 30 à 75 % en moyenne, sur une période de dix jours, par rapport à l'évapotranspiration potentielle calculée à partir du bilan énergétique.

La seconde partie du travail a porté sur l'étude du fonctionnement et la comparaison de deux fonctions puits racinaires. La première fonction, nommée *fonction*  $\alpha$ , pondère la transpiration potentielle par un paramètre dépendant de la succion de l'eau du sol et par la densité racinaire. Dans la seconde fonction, nommée *fonction*  $\Psi_r$ , les prélèvements sont proportionnels à la différence de succion au niveau du sol et des racines, à la conductivité hydraulique du sol et à la densité racinaire. La *fonction*  $\alpha$  a été étudiée à travers le code commercial Hydrus 2D (Simunek et al., 1996) que nous avons utilisé en l'état alors que nous avons modifié le code SIC (Système Intégré de Conception) (Breitkopf et Touzot, 1992) pour y introduire et ajuster la *fonction*  $\Psi_r$ .

Ces deux fonctions ont été utilisées pour déterminer le profil de distribution des prélèvements racinaires de la canne à sucre développée en laboratoire. Nos simulations ont montré que la fonction  $\Psi_r$  est la mieux adaptée pour rendre compte des prélèvements en présence d'une nappe superficielle dans le profil racinaire. La fonction  $\alpha$  s'est en effet révélée inadaptée principalement parce qu'elle ne tient pas compte de la conductivité hydraulique non saturée du sol.

Finalement le comportement d'une nappe se tarissant sous l'effet conjugué d'un système de drainage gravitaire souterrain et de la transpiration a été analysé. Le fonctionnement des deux fonctions puits racinaires  $\alpha$  et  $\Psi_r$  a été comparé pour des sols caractérisés par des propriétés hydrodynamiques différentes. Les résultats des simulations ont été analysés en terme de proportions relatives d'eau évacuée par drainage gravitaire et par transpiration. Les relations débit au drain-hauteur de nappe à l'interdrain obtenues au cours de nos simulations ont été étudiées via une relation dérivée des approches dites "saturées" du fonctionnement du drainage (Lesaffre, 1989 ; Bouarfa et Zimmer, 1996) tenant compte de la contribution au débit de l'évapotranspiration.

## Avant-propos

Ce travail de thèse, réalisé dans l'unité Ouvrages pour le Drainage et l'Étanchéité du *Cemagref*, m'a permis d'approfondir mes connaissances sur l'agriculture des régions arides/semi-arides. Cette expérience fut des plus enrichissantes et a considérablement augmenté mon bagage scientifique, principalement grâce à mes deux encadrants. C'est pourquoi j'exprime tout d'abord mes plus sincères remerciements à Daniel Zimmer pour ses connaissances généreusement partagées, la passion de son travail et son enthousiasme permanent ainsi qu'à Sami Bouarfa pour son infinie patience, les nombreuses discussions et son support constant. Tous les deux ont su m'encadrer avec une très grande générosité et beaucoup d'humour.

Je suis reconnaissante à Alain Perrier qui a accepté de diriger mes travaux ainsi qu'à Andrée Tuzet et Jean-François Castell de l'INRA Bioclimatologie pour leurs remarques et avis et pour le prêt de matériel nécessaire à mes expérimentations. Un merci sincère à Laurent Bruckler de l'INRA Science du sol pour la clairvoyance de ses conseils, particulièrement lors des réunions du comité de pilotage.

La partie modélisation de mon travail ne fut pas la plus simple pour moi. Elle a été réalisée en étroite collaboration avec Frédéric Golay du laboratoire Modélisation Numérique et Couplage (MNC) de l'Institut des Sciences de l'Ingénieur de l'Université de Toulon et du Var. Qu'il soit vivement remercié pour tout le temps et l'énergie investis dans mon projet ainsi que pour son infinie patience à m'expliquer et à me réexpliquer le fonctionnement du logiciel SIC. Je lui exprime aussi ma reconnaissance, ainsi qu'à tous les membres de son labo, pour leur accueil lors de mes séjours à Toulon. Je remercie aussi Stéphane Bonelli pour son aide et ses conseils sur SIC.

J'ai eu la chance de réaliser une expérimentation sur une culture irriguée de canne à sucre dans la plaine du Gharb au Maroc où ce travail trouve ses origines. Ce séjour n'aurait pu être aussi efficace sans l'aide précieuse de Cédric Chaumont pour la mise en place de l'expérimentation et le traitement des données. Qu'il trouve ici mes sincères remerciements. Merci aussi à Laurent Jamet pour son aide au suivi de l'expérimentation et à Abdelkrim Abbaoui pour son accueil sur la station expérimentale de Souk Tlet et son support au cours de mon séjour.

Un grand merci à Cédric Duprez que j'ai encadré conjointement avec Sami Bouarfa dans le cadre d'un stage portant sur la dynamique des prélèvements racinaires de la canne à sucre en conditions d'engorgement du sol. Il a réalisé très minutieusement et professionnellement cette

expérimentation ainsi que le suivi et le traitement des données. De nouveau merci à Cédric Chaumont pour son aide dans le cadre de ce stage.

Le séjour marocain fut possible grâce au support de l'Office Régional de Mise en Valeur du Gharb (ORMVAG) et de l'Institut Agro-Vétérinaire (IAV) Hassan II. Je remercie ici tout particulièrement Ahmed Baqri pour son accueil au Bureau Technique de l'Irrigation et du Drainage de l'ORMVAG et pour les moyens qu'il a mis à ma disposition durant mon séjour. J'exprime aussi ma reconnaissance à Abdelafid Debbarh et Ali Hammani pour leur aide au bon déroulement de cette mission.

Mes remerciements vont aussi à ceux qui ont accepté de faire partie de mon jury de thèse et particulièrement à Jan Goudriaan, Jean-Claude Menaut et Katia Laval.

Je tiens aussi à remercier très sincèrement toute une série de personnes sans qui la vie au *Cemagref*, et même au-delà, n'aurait pas été aussi agréable, dynamique, palpitante et rocambolesque : Nathalie, la grande copine à l'humour de plus en plus québécois qui fut présente dans toutes les circonstances, heureuses ou plus difficiles ; Gilles, l'entraîneur de vélo grâce à qui j'ai pu célébrer ma thèse au sommet de mon premier grand col qu'est le Tourmalet ; Didier et Isabelle pour le kir toujours prêt à mon arrivée pour l'apéro à Arville dans le magnifique Perche ; Sami, Leïla et Yanis qui m'ont permis de changer de décor plusieurs soirs ; Sylvain qui m'a initiée à l'achat de billets de rugby au noir (merci aussi pour les calculs d'incertitude !) ; Roland, le chef mécanicien officiel de mes vélos ; Bernard pour les étapes cyclistes grand confort dans le nord ; Cédric avec qui j'ai partagé des conditions de vie spartiates dans le célèbre village de Souk Tlet ; Daniel, la référence pour le matériel cycliste de qualité supérieure ; Yves, mon idole en informatique ; Jean-Michel avec qui j'ai volé le *Cemagref* pour regarder une étape du Tour ; Christian le grand maître du Qi ; Stéphane qui préfère les brunes et Charles, l'éternel optimiste. L'équipe du *Cemagref* ne serait pas complète sans la présence de Cyril, Élisabeth, Nathalie, Francis, Robert, Monique, Théodore, Michel P., Antoine, Jovan, Julien, Nancy, Georges, René, Athéna, Bernard, Alain, Michel A. et Jacques. Un gros merci à chacun de vous avec qui j'ai partagé des moments de boulot mais aussi des moments de pause en salle café ou à la cantine.

Des dizaines de stagiaires, thésards et "cdd" sont aussi passés pendant plus ou moins longtemps dans notre unité. Je salue tout particulièrement Patrick avec qui on a parfois bien eu "le vent dans la gueule", Nenad qui est devenu un nageur de haut niveau, André-Jacques mieux connu sous le pseudonyme "Cake", Thierry le randonneur, Jean le motocycliste africain, Christine la coiffeuse, Leïla l'organisatrice, Lotfi le lyonnais, les 3 fondeuses Marie-Laure, Christelle et Stéphanie, Thais la catalane et Gaby la pâtissière hors pair.

Finalement un merci profond à mes parents, mon frère et Marc-Antoine.

# Table des matières

<b><u>TABLE DES MATIÈRES</u></b>	<b>1</b>
<b><u>INTRODUCTION GÉNÉRALE</u></b>	<b>6</b>
<b><u>CHAPITRE 1 INFLUENCE D'UNE NAPPE SUPERFICIELLE SUR LA TRANSPIRATION D'UNE CANNE À SUCRE</u></b>	<b>12</b>
<b>1.1 EFFETS DE L'ENGORGEMENT SUR LES CULTURES – ÉTAT DE L'ART</b>	<b>13</b>
1.1.1 MODIFICATIONS DUES À L'ENGORGEMENT DES SOLS	13
1.1.2 ADAPTATIONS À L'ENGORGEMENT	14
1.1.3 CAS DE LA CANNE À SUCRE	16
<b>1.2 SUIVI DE LA TRANSPIRATION D'UNE CANNE À SUCRE À L'AIDE DE CAPTEURS DE FLUX DE SÈVE</b>	<b>18</b>
1.2.1 DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL	19
1.2.2 CYCLE DE DÉVELOPPEMENT DE LA CANNE À SUCRE	20
1.2.3 CAPTEURS DE FLUX DE SÈVE	23
1.2.4 MESURES EFFECTUÉES	30
1.2.5 PROPRIÉTÉS HYDRODYNAMIQUES DU SOL	32
1.2.6 PROTOCOLE EXPÉRIMENTAL	37
1.2.7 TRANSPIRATION DE LA CANNE À SUCRE	38
<b>1.3 CONCLUSION</b>	<b>40</b>
<b><u>CHAPITRE 2 ESTIMATION DE LA TRANSPIRATION D'UN COUVERT DE CANNE À SUCRE À PARTIR DE MESURES DE FLUX DE SÈVE</u></b>	<b>42</b>
<b>2.1 SITE EXPÉRIMENTAL</b>	<b>44</b>
<b>2.2 MESURES EFFECTUÉES</b>	<b>46</b>
2.2.1 FLUX DE SÈVE	46
2.2.2 MESURE DE LA TRANSPIRATION POTENTIELLE	48
2.2.3 SUIVI AGRONOMIQUE	49
2.2.4 DENSITÉ RACINAIRE	52
2.2.5 TENSIOMÉTRIE	53
	1

2.2.6	PIÉZOMÉTRIE	53
2.2.7	DÉBIT DE DRAINAGE	54
2.2.8	DÉBIT D'IRRIGATION	54
2.2.9	PROPRIÉTÉS HYDRODYNAMIQUES DU SOL	54
2.2.10	PROTOCOLE EXPÉRIMENTAL	54
<b>2.3</b>	<b>ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE À PARTIR DU BILAN ÉNERGÉTIQUE</b>	<b>56</b>
2.3.1	DÉTERMINATION	56
2.3.2	AJUSTEMENT DES PARAMÈTRES DE L'ETP	61
2.3.3	SENSIBILITÉ DE L'ETP AUX DIFFÉRENTS PARAMÈTRES	62
2.3.4	RECONSTITUTION DES DONNÉES MANQUANTES	63
2.3.5	VALIDATION DE L'ETP	65
<b>2.4</b>	<b>TRANSPIRATION DU COUVERT CALCULÉE À PARTIR DES MESURES DE FLUX DE SÈVE</b>	<b>66</b>
2.4.1	COHÉRENCE DES MESURES	68
2.4.2	ESTIMATION DE L'INCERTITUDE DES MESURES DU FLUX DE SÈVE	71
2.4.3	DIFFÉRENCES DE FLUX DE SÈVE DRAIN-INTERDRAIN	72
2.4.4	EXTRAPOLATION À L'ÉCHELLE DE LA PARCELLE	76
<b>2.5</b>	<b>BILAN HYDRIQUE DE LA PARCELLE</b>	<b>84</b>
<b>2.6</b>	<b>CONCLUSION</b>	<b>88</b>
<b><u>CHAPITRE 3 MODÈLES DE PRÉLÈVEMENTS RACINAIRES</u></b>		<b><u>92</u></b>
<b>3.1</b>	<b>FONCTIONS Puits RACINAIRES - ÉTAT DE L'ART</b>	<b>92</b>
3.1.1	APPROCHE MICROSCOPIQUE	94
3.1.2	APPROCHE MACROSCOPIQUE	95
<b>3.2</b>	<b>FONCTION <math>\Psi_R</math></b>	<b>100</b>
3.2.1	DESCRIPTION GÉNÉRALE	100
3.2.2	DÉTAILS NUMÉRIQUES	104
<b>3.3</b>	<b>FONCTION <math>\alpha</math></b>	<b>109</b>
<b>3.4</b>	<b>CONCLUSION</b>	<b>110</b>
<b><u>CHAPITRE 4 DISTRIBUTION DES PRÉLÈVEMENTS RACINAIRES EN PRÉSENCE D'UNE NAPPE SUPERFICIELLE</u></b>		<b><u>112</u></b>
<b>4.1</b>	<b>ÉTAT DE L'ART</b>	<b>112</b>
<b>4.2</b>	<b>PRÉLÈVEMENTS EXPÉRIMENTAUX</b>	<b>113</b>



<b>4.3</b>	<b>PRÉLÈVEMENTS AVEC FONCTIONS <math>\alpha</math> ET <math>\Psi_R</math></b>	<b>114</b>
4.3.1	FONCTION $\alpha$	116
4.3.2	FONCTION $\Psi_R$	121
<b>4.4</b>	<b>DISCUSSION ET CONCLUSION</b>	<b>124</b>
<b><u>CHAPITRE 5</u></b>	<b><u>APPLICATION DU MODÈLE DE RICHARDS COUPLÉ À UNE FONCTION DE PRÉLÈVEMENTS RACINAIRES AU FONCTIONNEMENT D'UN SYSTÈME DRAINANT</u></b>	<b><u>126</u></b>
<b>5.1</b>	<b>INFLUENCE DES FONCTIONS <math>\alpha</math> ET <math>\Psi_R</math> SUR LE FONCTIONNEMENT D'UN SYSTÈME DRAINANT</b>	<b>127</b>
5.1.1	PROTOCOLE D'EXPÉRIMENTATION NUMÉRIQUE	127
5.1.2	RÉSULTATS ET DISCUSSION	132
5.1.3	CONCLUSION	145
<b>5.2</b>	<b>FONCTIONNEMENT DU DRAINAGE</b>	<b>146</b>
5.2.1	COMPARAISON DE LA RELATION DÉBIT-HAUTEUR DE NAPPE DU TARISSEMENT GRAVITAIRE ET AVEC ÉVAPOTRANSPIRATION	150
5.2.2	COMPÉTITION ENTRE LE DRAINAGE GRAVITAIRE ET LES PRÉLÈVEMENTS RACINAIRES	155
5.2.3	CONCLUSION	161
<b><u>CONCLUSION GÉNÉRALE</u></b>		<b><u>164</u></b>
<b><u>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</u></b>		<b><u>174</u></b>
<b><u>LISTE DES SYMBOLES</u></b>		<b><u>192</u></b>
<b><u>ANNEXE 1</u></b>	<b><u>CARACTÉRISTIQUES DU SOL DE LA STATION EXPÉRIMENTALE DE SOUK TLET</u></b>	<b><u>198</u></b>
<b><u>ANNEXE 2</u></b>	<b><u>CORRECTION DES MESURES DE FLUX DE SÈVE</u></b>	<b><u>200</u></b>
A2.1	CORRECTIONS APPORTÉES	200

<b>A2.2</b>	<b>TENDANCE DES CORRECTIONS</b>	<b>206</b>
<b><u>ANNEXE 3</u></b>	<b><u>DÉMARCHE GÉNÉRALE POUR LE CALCUL D'INCERTITUDE</u></b>	<b><u>210</u></b>
<b>A3.1</b>	<b>DÉFINITION DE LA GRANDEUR À MESURER ET DU MODE OPÉRATOIRE</b>	<b>211</b>
<b>A3.2</b>	<b>MODÉLISATION DU PROCESSUS DE MESURE</b>	<b>211</b>
<b>A3.3</b>	<b>ÉVALUATION DES INCERTITUDES-TYPE ÉLÉMENTAIRES</b>	<b>211</b>
<b>A3.4</b>	<b>CALCUL DE L'INCERTITUDE-TYPE COMPOSÉE</b>	<b>215</b>
<b>A3.5</b>	<b>EXPRESSION DU RÉSULTAT</b>	<b>216</b>
<b><u>ANNEXE 4</u></b>	<b><u>ESTIMATION DE L'INCERTITUDE DES MESURES DU FLUX DE SÈVE</u></b>	<b><u>218</u></b>
<b>A4.1</b>	<b>SOURCES D'INCERTITUDE</b>	<b>218</b>
<b>A4.2</b>	<b>INCERTITUDES JOURNALIÈRES DE LA CONVECTION DE LA CHALEUR ET DU VOLUME DE SÈVE TRANSPIRÉ</b>	<b>220</b>
<b>A4.3</b>	<b>ERREUR SUR LES PONTS DIVISEURS</b>	<b>227</b>
<b><u>ANNEXE 5</u></b>	<b><u>INCERTITUDE SUR LA CONVECTION DE LA CHALEUR ET LE FLUX DE SÈVE JOURNALIERS</u></b>	<b><u>230</u></b>
<b><u>ANNEXE 6</u></b>	<b><u>RÉSOLUTION DU COUPLAGE DE L'ÉQUATION DE RICHARDS AVEC UNE FONCTION PUIS PAR LES ÉLÉMENTS FINIS</u></b>	<b><u>232</u></b>
<b>A6.1</b>	<b>RÉSOLUTION NUMÉRIQUE DE L'ÉQUATION DE RICHARDS</b>	<b>232</b>
<b>A6.1.1</b>	<b>ÉQUATION DE RICHARDS</b>	<b>232</b>
<b>A6.1.2</b>	<b>FORMULATION VARIATIONNELLE</b>	<b>234</b>
<b>A6.1.3</b>	<b>DISCRÉTISATION EN ESPACE</b>	<b>235</b>
<b>A6.1.4</b>	<b>STRATÉGIE DE RÉSOLUTION</b>	<b>236</b>
<b>A6.2</b>	<b>PRISE EN COMPTE DES FONCTIONS PUIS RACINAIRES</b>	<b>238</b>
<b>A6.2.1</b>	<b>FONCTION PUIS RACINAIRE <math>\Psi_R</math></b>	<b>238</b>
<b>A6.2.2</b>	<b>MODIFICATIONS DANS SIC</b>	<b>238</b>
<b>A6.3</b>	<b>MODIFICATIONS DANS SIC</b>	<b>239</b>
<b>A6.4</b>	<b>MISE EN ŒUVRE</b>	<b>240</b>
<b>A6.4.1</b>	<b>LE CALCUL DE LA MOYENNE</b>	<b>240</b>
<b>A6.4.2</b>	<b>LE COUPLAGE</b>	<b>242</b>
<b>A6.4.3</b>	<b>LE PROBLÈME D'ÉCOULEMENT</b>	<b>243</b>



## Introduction générale

Le travail est centré sur la compréhension de l'influence de la transpiration sur le bilan hydrique d'un système irrigué-drainé. Les prélèvements racinaires des plantes ont été peu étudiés en conditions d'engorgement du sol. La variabilité des réponses des espèces végétales, voire des cultivars, semble forte dans ces conditions (Veen, 1988), ce qui résulte vraisemblablement de la conjonction de deux phénomènes : l'engorgement du sol, d'une part, augmente la disponibilité de l'eau pour la plante et, d'autre part, réduit sa concentration en oxygène nécessaire à la respiration des racines (Duthion et Mingeau, 1976). L'engorgement d'un sol conduit fréquemment à la diminution des prélèvements racinaires mais des adaptations à ces conditions peuvent apparaître chez certaines espèces ou variétés (Drew, 1983). Ainsi le seuil d'apparition de la diminution des prélèvements et son intensité sont généralement très mal connus. Le développement d'outils prédisant les prélèvements racinaires en conditions d'engorgement est donc difficile étant donné la variabilité des réactions des plantes à ces conditions.

L'intensification de l'irrigation a pour effets fréquents d'entraîner la remontée des nappes d'eau souterraines, d'engorger les sols et d'accélérer la salinisation des sols (Zimmer et Bouarfa, 1998). La compréhension et la prévention des risques de salinisation passe par un contrôle précis du bilan de l'eau et des sels : des apports d'eau excessifs aggravent les remontées de nappe et réduisent l'efficacité de l'irrigation ; des apports insuffisants risquent de conduire à une accumulation des sels dans la zone racinaire. Lorsque la nappe est proche de la surface du sol, elle peut contribuer à l'évapotranspiration, soit par prélèvements directs des racines dans la nappe, soit par le biais des flux de remontée capillaire. La variabilité des sols et des réponses des cultures rend toutefois la prédiction de cette contribution de la nappe, et donc du bilan hydrique et de sel, délicate. Dans ces conditions le drainage devient aussi difficile à prévoir. La compréhension des interactions entre la nappe et l'évapotranspiration est cependant primordiale, tout d'abord afin d'en tenir compte dans le calcul de la dose d'irrigation, mais également dans la conception du drainage.

La nappe superficielle et le drainage souterrain jouent un rôle essentiel dans l'évacuation des effluents chargés de sels. Dans ce contexte, la conception des réseaux de drainage doit être basée sur des méthodes permettant le calcul du volume d'eau et des sels associés évacués plutôt

que sur la hauteur de nappe (Zimmer, 2001). La variabilité des réponses des plantes en conditions d'engorgement rend toutefois la connaissance de la part d'eau drainée difficile.

De nombreux travaux expérimentaux ont été réalisés afin d'étudier les effets de l'engorgement du sol sur le développement et le rendement de différentes cultures : avoine (Cannell et al., 1985), blé (Pons, 1988), orge (Hodgson et al., 1989), soja (Scott et al., 1989), maïs (Ahmad et Kanwar, 1991) et canne à sucre (Pitts et al., 1993). Notre étude a porté sur le cas particulier de la transpiration de la canne à sucre en compétition avec le drainage gravitaire en périmètre irrigué. Cette culture est très courante dans la plaine du Gharb (Maroc) où une station expérimentale a été équipée pour analyser le fonctionnement du drainage en conditions semi-arides.

La réponse d'un plant de canne à sucre en conditions engorgées a été étudiée dans un lysimètre en laboratoire. Le suivi de la transpiration de ce plant au cours de remontées successives de la nappe dans son profil racinaire nous a permis de déterminer si ses prélèvements racinaires sont affectés par la présence d'une nappe superficielle. La transpiration de la canne a été mesurée à l'aide de capteurs de flux de sève ; nous avons posé l'hypothèse qu'il n'y a pas de stockage d'eau dans la plante, ce qui permet de considérer les prélèvements racinaires égaux à la transpiration.

L'estimation des effets de l'engorgement des sols sur un couvert entier *in situ* nécessite la mesure de sa transpiration. Celle-ci peut être mesurée par lysimétrie, chambre de mesures de la variation de l'humidité de l'air, traçage isotopique ou par des méthodes micrométéorologiques (rapport de Bowen ou technique de la corrélation des tourbillons) (Smith et Allen, 1996). Ces différentes méthodes offrent chacune divers avantages mais aussi des désavantages importants tels de faibles précisions temporelles, des modifications non négligeables de l'environnement des plantes, des interprétations difficiles ou une utilisation complexe (Itier et Brunet, 1996). Les capteurs de flux de sève nécessitent l'extrapolation de la transpiration de quelques plants à celle du couvert entier. Différentes méthodes ont été développées afin de réaliser cette extrapolation. Généralement si le développement du couvert n'est pas homogène, les flux de sève sont reliés à une caractéristique morphologique des plantes afin de réaliser un échantillonnage représentatif des tiges qui seront instrumentées et pour ensuite permettre une bonne estimation de la transpiration de ce couvert (Valancogne, 1996). La méthode des flux de sève pour la détermination de la transpiration d'un couvert présente les avantages d'un suivi relativement facile en automatique et en continu avec une bonne précision temporelle. De plus, elles ne demandent ou n'entraînent aucune modification de l'environnement des plantes.

Pour rendre compte du fonctionnement des cultures et modéliser les transferts d'eau, il faut pouvoir modéliser le fonctionnement des racines. Pour ce faire, l'approche classique consiste à intégrer une fonction puits dans l'équation de Richards décrivant les transferts d'eau en milieu poreux variablement saturé (Feddes et al., 1988). Les fonctions puits utilisées doivent pouvoir s'adapter à la variabilité des réponses des plantes en conditions d'engorgement du sol.

Cette approche classique de modélisation des prélèvements racinaires, dite *macroscopique*, est celle que nous avons étudiée. Elle est opposée à l'approche *microscopique* quantifiant le flux radial d'eau du sol vers et dans une racine étudiée individuellement (Gardner, 1960). Elle considère le système racinaire comme un puits diffus qui pénètre chaque couche de sol avec une densité qui peut être variable (Feddes et al., 1974). Cette approche ne demande qu'une connaissance globale du système racinaire et de la succion de l'eau (et éventuellement de la pression osmotique) pour les différentes couches de sol. Ainsi cette méthode ne nécessite pas la connaissance, et ne tient donc pas compte, des variations de succion (et de concentrations de sels) dans le sol au voisinage immédiat des racines. Les fonctions *macroscopiques* se répartissent en trois grands types caractérisés par les trois hypothèses suivantes : 1) la distribution des prélèvements racinaires est prédéterminée en fonction de la profondeur du sol (Molz et Remson, 1970 ; Schmidhalter et al., 1994), 2) les prélèvements dépendent principalement des conditions hydriques du sol (teneur en eau ou succion de l'eau dans le sol) (Feddes et al., 1976 et 1978 ; Hoogland et Belmans, 1981 ; Rasiah et al., 1992) ou 3) les prélèvements sont calculés à partir d'une fonction analogue à la loi de Darcy, c'est-à-dire qu'ils sont proportionnels à la différence de pression entre le sol et les racines, à une conductivité hydraulique (du sol et/ou des racines) et à une fonction de densité racinaire (Whisler et al., 1968 ; Nimah et Hanks, 1973 ; Feddes et al., 1974 ; Neuman et al., 1975 ; Hillel et al., 1976 ; Rowse et al., 1978).

Pour que les modèles de transferts hydriques avec prélèvements racinaires rendent compte de la distribution de ces prélèvements sur le profil de sol, il faut que les fonctions puits racinaires décrivent le fonctionnement physiologique de la plante, selon que celle-ci prélève ou non de l'eau dans la nappe. La distribution et l'intensité des prélèvements racinaires dans les modèles dépendent fortement de la prise en compte ou non de la conductivité hydraulique du sol dans la fonction puits racinaire et ce, tout particulièrement en présence d'une nappe superficielle. En effet, la conductivité hydraulique peut varier de plusieurs ordres de grandeur entre la zone

saturée et la zone non saturée, ce qui joue sur l'intensité et la distribution des prélèvements racinaire des fonctions puits basées sur la conductivité hydraulique du sol. Les fonctions puits peuvent aussi être ajustées pour qu'aucun prélèvement direct n'ait lieu dans la nappe.

Lorsque la nappe contribue à la transpiration, celle-ci influence nécessairement le fonctionnement des systèmes de drainage. Il n'est pas facile de distinguer l'eau directement prélevée par une racine dans la nappe de l'eau prélevée dans la zone non saturée mais ayant été extraite dans la nappe au préalable. Aussi la contribution de la nappe dans un système drainant doit elle être définie comme la quantité d'eau détournée de l'écoulement strictement gravitaire observé en phase de tarissement en l'absence d'évapotranspiration.

L'objectif de notre travail est triple. Nous voulons tout d'abord estimer les effets de la présence d'une nappe superficielle dans la zone racinaire sur les prélèvements racinaires du cas particulier de la canne à sucre. Cette étude a été réalisée à partir du suivi du flux de sève d'un plant s'étant développé en lysimètre au laboratoire en conditions d'engorgement. Elle s'est étendue à l'échelle de la parcelle, ce qui nous amène au deuxième objectif du travail, qui est de tester la possibilité de déterminer la transpiration d'un couvert à l'aide de mesures de flux de sève de quelques plants extrapolées au couvert entier. Le dernier objectif est de rendre compte, à l'aide de deux fonctions puits racinaires couplées au modèle de Richards, des diverses réactions d'un système drainant aux sollicitations de plantes hydrophiles telle que la canne à sucre, mais également de plantes ayant moins d'affinités aux conditions d'engorgement du sol.

La première partie du travail, qui concerne les deux premiers objectifs, consiste en un volet expérimental en laboratoire (Chapitre 1) et sur le terrain (Chapitre 2). L'expérimentation en laboratoire nous a permis de déterminer si la transpiration de la canne à sucre cultivée dans le Gharb est affectée par la présence d'une nappe superficielle dans son profil racinaire. Le suivi de la transpiration d'un plant de canne développé dans un lysimètre a été réalisé à l'aide de capteurs de flux de sève. L'utilisation de ces capteurs de flux de sève en laboratoire nous a permis d'améliorer notre maîtrise d'une méthodologie de mesure du débit de sève par bilan thermique.

L'expérimentation réalisée *in situ* sur la station expérimentale du Gharb a permis de tester la possibilité de déterminer la transpiration d'un couvert de canne à sucre à partir de la mesure du flux de sève de quelques tiges de cannes de ce couvert. Différentes méthodes d'extrapolation

des flux de quelques tiges à la transpiration du couvert ont été testées. En plus du suivi des flux de sève, un suivi des débits d'irrigation et de drainage, de la pression de l'eau dans le sol et de la hauteur de nappe a été réalisé au cours de deux cycles irrigation-tarissement de nappe. Ces mesures devaient permettre la validation de modèles de transferts hydriques en système drainant tenant compte des prélèvements racinaires mais les résultats obtenus ont montré que cet objectif n'a pas été atteint.

La seconde partie de notre travail, concernant le troisième objectif, porte sur l'étude du fonctionnement et la comparaison de deux fonctions puits racinaires. Le chapitre 3 présente les modèles de prélèvements racinaires développés dans la littérature et décrit les deux fonctions puits racinaires étudiées dans notre travail. La première fonction, nommée *fonction  $\alpha$* , pondère la transpiration potentielle par un paramètre dépendant de la succion de l'eau du sol et par la densité racinaire (fonction de type n°2). Dans la seconde fonction, nommée *fonction  $\Psi_r$* , les prélèvements sont proportionnels à la différence de succion au niveau du sol et des racines, à la conductivité hydraulique du sol et à la densité racinaire (fonction de type n°3). La *fonction  $\alpha$*  est pré-programmée dans le code commercial Hydrus 2D (Simunek et al., 1996) que nous avons utilisé en l'état alors que nous avons modifié le code SIC (Système Intégré de Conception) (Breitkopf et Touzot, 1992) pour y introduire et ajuster la *fonction  $\Psi_r$* .

Ces deux fonctions ont été tout d'abord utilisées pour déterminer la distribution des prélèvements racinaires de la canne à sucre développée en laboratoire avec une nappe superficielle (Chapitre 4). Nos simulations ont montré que la fonction  $\alpha$  se révèle inadaptée, principalement parce qu'elle ne prend pas en compte la conductivité hydraulique non saturée du sol ; en revanche la fonction  $\Psi_r$  permet de rendre compte des observations.

Finalement le comportement d'une nappe se tarissant sous l'effet conjugué d'un système de drainage gravitaire souterrain et de la transpiration a été analysé (Chapitre 5). Le fonctionnement des deux fonctions puits racinaires  $\alpha$  et  $\Psi_r$  a été comparé pour des sols caractérisés par des propriétés hydrodynamiques différentes. Les résultats des simulations ont été analysés en terme de proportions relatives d'eau évacuée par drainage gravitaire et par transpiration. Les relations débit au drain-hauteur de nappe à l'interdrain obtenues au cours de nos simulations ont été étudiées via une relation dérivée des approches "saturées" du



fonctionnement du drainage (Lesaffre, 1989 ; Bouarfa et Zimmer, 1996) tenant compte de la contribution au débit de l'évapotranspiration.

# Chapitre 1

## **Influence d'une nappe superficielle sur la transpiration d'une canne à sucre**

Les engorgements des sols modifient fortement le développement racinaire. L'oxygène se déplace dans les sols aérés principalement par diffusion gazeuse, c'est-à-dire le long des gradients de concentration (ou de pression partielle) créés par l'activité respiratoire des plantes ou des organismes du sol. Quand un sol est engorgé, les espaces poreux sont totalement remplis d'eau et les échanges gazeux entre l'atmosphère et le sol deviennent négligeables étant donné la très faible diffusivité de l'oxygène dans l'eau (Drew, 1983). Dans ce cas, l'alimentation des racines en oxygène peut ne pas être suffisante pour satisfaire les besoins de la plante. Ce phénomène est dénommé "asphyxie racinaire" (Duthion et Mingeau, 1976) ou "hypoxie et anoxie" (Pradet et Bomsel, 1978 ; Drew, 1997), l'anoxie exprimant la situation où il y a absence totale d'oxygène alors qu'en hypoxie la concentration d'oxygène est un facteur limitant (Morard et Silvestre, 1996).

Une expérimentation en laboratoire a été réalisée afin de déterminer si la transpiration de la canne à sucre, de variété CP 66-345 cultivée au Maroc, était affectée par la présence d'une nappe superficielle dans son profil racinaire. Le débit de sève dans la canne a été suivi à l'aide de capteurs de flux de sève avec différentes profondeurs de nappe. Les résultats obtenus en laboratoire ont par la suite été utilisés pour déterminer le profil de distribution des prélèvements racinaires à l'aide des deux modèles de transferts hydriques tenant compte des prélèvements racinaires étudiés dans cette thèse (Chapitre 4).

Ce chapitre présente les modifications que peuvent entraîner l'engorgement des sols chez les plantes ainsi que les adaptations possibles de ces plantes pour survivre dans ces conditions. Les effets de l'engorgement, observés au cours de différentes expérimentations présentées dans la littérature, sur les rendements et les prélèvements de la canne à sucre sont ensuite exposés. En deuxième partie de ce chapitre, notre expérimentation réalisée en laboratoire est décrite avec le

principe de la mesure de flux de sève. Finalement les résultats du suivi de la transpiration de la canne à sucre en conditions d'engorgement du sol sont présentés.

## **1.1 Effets de l'engorgement sur les cultures – état de l'art**

### **1.1.1 Modifications dues à l'engorgement des sols**

L'engorgement d'un sol entraîne des modifications de l'ensemble de ses propriétés et des réactions physico-chimiques et biologiques dont il est le siège (Duthion et Mingeau, 1976). La faible teneur en oxygène provoque le développement de micro-organismes anaérobies qui sont à l'origine de réactions de réduction, notamment celles des ions métalliques Fe et Mn, dont les produits finaux sont toxiques à partir d'un seuil de concentration (Crawford, 1980). La fermentation de la matière organique conduit à la production de méthane ou d'éthylène qui présentent une grande toxicité pour les plantes. La diminution de la concentration d'oxygène perturbe également la dynamique de tous les éléments nutritifs, notamment de l'azote. Dans ces conditions, la réduction des nitrates est presque totale ; aucune nitrification n'est présente et l'azote peut aussi quitter les sols par dénitrification.

Par ailleurs, les excès d'eau dans les sols peuvent entraîner des modifications physiologiques sur les plantes :

- un engorgement du sol entraîne une diminution importante de l'activité respiratoire des racines (Belgrand, 1983 ; Duthion, 1976) ; l'oxygène est en effet nécessaire pour la production d'énergie assurant la survie, la croissance et le maintien des différentes fonctions des racines, telles l'absorption hydrique et minérale ;
- l'absorption hydrique et la transpiration sont généralement fortement diminuées en présence d'un excès d'eau dans le sol (Letey et al., 1961 ; Périgaud, 1967 ; Sojka et Stolzy, 1980 ; Orchard et al., 1986) ; le déficit d'oxygène diminue sensiblement l'absorption et le transfert de l'eau dans les plantes (Willey, 1970) ; les conditions anaérobies provoquent l'accumulation d'acide abscissique dans les feuilles, acide qui proviendrait des racines (Zhang et Davies, 1987 ; Zhang et al., 1987 ; Rademacher et al., 1987 ; Lösch, 1993) et qui entraîne la fermeture des stomates et donc la réduction de la transpiration (Sojka, 1992) ;
- la diminution de l'énergie cellulaire des racines causée par l'engorgement via le déficit d'oxygène affecte l'absorption des éléments minéraux par processus actif (Morard et

Silvestre, 1996) ; les prélèvements de phosphate, nitrate et potassium sont ainsi fortement diminués (Letey et al., 1961) ; pour de longues périodes d'anoxie, les mécanismes d'absorption passive de minéraux comme le calcium et le magnésium sont aussi affectés (Letey et al., 1961) ;

- la réduction de la concentration d'oxygène dans le sol entraîne la formation de produits toxiques dans les racines, notamment l'éthanol (Drew, 1983 ; Perata et Alpi, 1993) ;
- les racines sont le site de la synthèse des phytohormones (cytokinines et les gibberellines) qui migrent jusqu'aux feuilles ; leur synthèse et approvisionnement sont bloqués lors d'un engorgement (Crawford, 1980 ; Drew, 1983).

Des modifications morphologiques peuvent aussi intervenir suite à un engorgement du sol. La croissance de tous les organes de la plante est ralentie. Les feuilles se flétrissent et les racines deviennent brunes, molles et visqueuses et leur croissance est arrêtée (Périgaud, 1967).

Les modifications citées, tant physiologiques que morphologiques, apparaissent de façon très variable d'une espèce à l'autre (Veen, 1988) et selon le stade de développement de la plante (Périgaud, 1967 ; Wesseling, 1974). La rapidité avec laquelle les plantes commencent à ressentir les effets à l'engorgement des sols dépend aussi très fortement de la température (Lemon et Wiegand, 1961 ; Throught et Drew, 1982). La consommation d'oxygène augmente lorsque la température s'élève (Williamson et Kriz, 1970 ; Waters et al., 1989). De plus, l'oxygène est plus soluble dans une eau à faible température et donc plus facilement accessible aux racines (Drew, 1983). Ainsi l'augmentation de la température, qui crée un plus fort besoin en oxygène et le rend moins soluble, accélère les effets nocifs de l'engorgement sur la plante. Les plantes sont aussi plus sensibles à l'engorgement lorsque la luminosité est forte (Périgaud, 1967). Dans ces conditions, les taux de transpiration et de photosynthèse sont plus élevés, ce qui implique un déficit en eau plus accentué entre les parties racinaires et aériennes puisque l'une des premières conséquences d'un excès hydrique est une diminution de l'absorption de l'eau par les racines (Belgrand, 1983).

#### 1.1.2 Adaptations à l'engorgement

Les plantes ne tolérant pas l'anoxie peuvent survivre de quelques heures à quelques jours dans ces conditions puis dégénèrent (Drew, 1983). Il est toutefois possible pour certaines plantes

d'adapter leur métabolisme à des engorgements ; le riz est certainement la plus connue des plantes adaptant son métabolisme à l'engorgement (Couchat et al., 1993). Les adaptations peuvent être morphologiques et métaboliques.

Parmi les adaptations morphologiques on retrouve :

- le développement d'un système racinaire superficiel permettant de coloniser les zones du sol où les conditions d'oxygénation sont les moins défavorables (Mingeau, 1977) ;
- le développement de nouvelles racines à partir de la base de la tige ; ces racines possèdent des aérenchymes (espaces lacunaires) qui sont remplis de gaz et facilitent la diffusion d'oxygène à partir de la base de la tige (De Willigen et Noordwijk, 1989) ; la production de l'hormone éthylène suite à l'ennoyage des racines provoque l'apparition de ces aérenchymes par cavitation du cortex des racines (Drew, 1997) ;
- le transfert interne d'oxygène depuis les feuilles jusqu'aux racines (Soldatenkov et Chirkova, 1963 ; Mingeau, 1977) ;
- l'hypertrophie des lenticelles des tiges, qui facilite l'entrée de l'oxygène ; il y a ensuite transfert des tiges vers les racines (Belgrand, 1983 ; Zook et al., 1986).

L'adaptation métabolique des plantes résistantes à l'engorgement des sols est associée à un métabolisme fermentaire qui a pour résultat de diversifier les produits finaux et d'éviter la formation de produits toxiques comme l'éthanol. Dans les racines des plantes sensibles aux excès d'eau, le métabolisme respiratoire normal est interrompu et la glycolyse est accélérée. Le malate présent est décarboxylé en pyruvate sous l'action de l'enzyme malique, contribuant à la formation d'éthanol. La respiration n'est que partiellement bloquée dans les racines des plantes tolérantes à l'engorgement. La glycolyse est réduite. La faible activité de l'enzyme malique entraîne un ralentissement de la décarboxylation du malate qui, par conséquent, s'accumule ; le malate n'est pas toxique pour les plantes (Duthion et Mingeau, 1976).

### 1.1.3 Cas de la canne à sucre

#### 1.1.3.1 *Rendements*

Les rendements des cultures sensibles aux excès d'eau sont fréquemment affectés par des conditions d'engorgement (Williamson et Kriz, 1970). Beaucoup d'études ont été réalisées pour étudier l'effet de l'engorgement des sols sur le rendement des cultures : blé (Anaya et Stolzy, 1972 ; Cannell et al., 1980 ; Belford, 1981 ; Box, 1986 ; Cavazza et Rossi Pisa, 1988 ; Davies et Hillman, 1988 ; Meyer et Barrs, 1988 ; Pons, 1988), soja (Sumarno, 1986 ; Sallam et Scott, 1987 ; Scott et al., 1989), orge (Singh et al., 1986 ; Hodgson et al., 1989), maïs (Kanwar et al., 1988 ; Mukhtar et al., 1990 ; Ahmad et Kanwar, 1991 ; Ahmad et al., 1992), avoine (Cannell et al., 1985), tomates (Tan, 1988) et pommiers (Olien, 1987).

Deux grands types d'expérimentations ont été menés pour étudier les rendements en condition d'engorgement de la canne à sucre : 1) recherche de la profondeur de la nappe permettant d'obtenir le rendement optimal avec une variété particulière dans des conditions de sol, climat, culture données ; 2) comparaison des rendements de différentes variétés pour des conditions particulières de hauteur de nappe dans le but de sélectionner la variété fournissant les meilleurs rendements.

#### a – Hauteur optimale de nappe

Doorenbos et Pruitt (1975) ont considéré que pour plusieurs types de cultures et de sols, une profondeur de nappe supérieure à 80 cm est nécessaire pour obtenir un bon rendement. Différentes profondeurs ont été trouvées en fonction de la situation géographique (donc différents climats, types de sols,...) et de la variété de canne. Juang et Uehara (1971) ont testé trois profondeurs de nappe (30, 50 et 80 cm) dans des pots de céramique à Taiwan. Les suivis de la hauteur des plants, du nombre de tiges, de la longueur des cannes, des poids sec et humide des feuilles et du poids total sec hors du sol et des racines ont été mesurés après huit mois de développement, dont six avec nappe à niveau constant. Les meilleurs rendements ont été obtenus avec la nappe à 80 cm de profondeur. Le poids de racines pour chacun des traitements était peu différent bien que les racines aient colonisé une plus faible hauteur de sol avec la nappe la moins profonde. Gosnell (1973) a réalisé une expérimentation semblable dans des lysimètres en Rhodésie pendant trois ans. Cinq profondeurs de nappe (25, 50, 75, 100 et 125 cm) ont été testées. Il a montré qu'une profondeur minimale de 100 cm devait être maintenue pour l'obtention d'un rendement optimal. La nappe à 25 cm a entraîné de fortes réductions du

nombre de tiges, de la hauteur de la canne, du rendement de cannes (kg/lysimètre), du pourcentage de sucre, du rendement de sucre (kg/lysimètre), du poids des racines et du nombre de fleurs. La nappe à 50 cm a donné des résultats intermédiaires alors qu'aucune différence n'a été observée avec les nappes à 75, 100 et 125 cm où les meilleurs rendements étaient obtenus. La majorité des racines ont arrêté leur croissance à 5-10 cm au-dessus de la nappe. Dans les Everglades de la Floride, la canne à sucre est cultivée avec des nappes peu profondes pour diminuer l'oxydation des sols généralement organiques (Pitts et al., 1990 et 1993). Une étude sur trois ans conduite par Pitts et al., 1993 a montré qu'une nappe à 45 cm de profondeur donnait globalement de meilleurs rendements qu'une nappe à 75 cm de profondeur. La croissance des racines s'est globalement arrêtée au-dessus des nappes mais tout en conservant un poids total semblable pour les deux hauteurs de nappe. Pour compléter ces résultats, Obreza et al. (1998) ont testé des profondeurs de nappe intermédiaires entre 45 et 75 cm pour finalement conclure qu'une profondeur de 60 cm était optimale. Eavis (1971) a travaillé avec deux variétés différentes de canne cultivées en lysimètre sur sept mois (dont 6 mois avec nappe à profondeur constante). Les résultats n'ont montré aucune différence de développement entre les cannes cultivées avec une nappe à 15 cm de profondeur et celles avec une nappe à 80 cm. Une observation des systèmes racinaires développés par les cannes avec les deux profondeurs de nappe a permis de conclure que la canne avait adapté ses racines pour les conditions anaérobies. Avec la nappe à 15 cm sous la surface du sol, les racines étaient fines et le réseau très dense alors que dans le sol désaturé, il y avait un réseau de grosses racines primaires avec une proportion massique relativement faible de racines fines. Eavis (1971) explique que les racines fines ont des besoins moindres en oxygène par rapport aux grosses racines et que l'oxygène a moins de "chemin" à parcourir pour diffuser vers les tissus racinaires respiratoires.

Carter et ses collaborateurs (Carter, 1973 et 1988 ; Carter et Camp, 1995) ont largement étudié la réponse de la canne à sucre au drainage souterrain. Les rendements obtenus en Louisiane sur des sols drainés ont justifié l'installation de tels réseaux de drainage.

#### b – Variété la mieux adaptée aux engorgements des sols

Dans certaines régions du monde (Puerto Rico, Floride, Inde), la canne à sucre est cultivée dans des zones à nappe peu profonde. Cet état de fait a poussé plusieurs chercheurs à comparer les rendements de différentes variétés en conditions d'engorgement pour sélectionner les mieux adaptées à ces conditions. Ces études ont clairement démontré la très forte variabilité de

réponses des différentes variétés aux excès hydriques (LeCroy et Orsenigo, 1964 ; Escolar et al., 1971 ; Escolar et Allison, 1976 ; Gascho et Shih, 1979 ; Sukhchain et Saini, 1998).

### *1.1.3.2 Prélèvements racinaires*

Les suivis des prélèvements racinaires ou de la transpiration de la canne à sucre sont plus difficiles à trouver dans la littérature que les suivis des rendements. Gupta et Yadav (1997) ont suivi la transpiration de la canne en Inde dans neufs lysimètres où la nappe était maintenue à 20, 40 et 60 cm sous la surface des sols. Les évapotranspirations ont été déterminées par bilan hydrique sur chacun des lysimètres pendant deux ans. Pendant l'été (avril à septembre), la nappe à 20 cm de profondeur a donné les évapotranspirations les plus élevées alors que les plus faibles ont été obtenues avec la nappe à 60 cm. Cette tendance s'est complètement inversée à partir d'octobre et jusqu'à la fin de la culture. Globalement le rendement hydrique (kg de canne/hauteur d'eau évapotranspirée) a été le plus élevé pour la canne cultivée avec la nappe à 60 cm de profondeur. Webster et Eavis (1971) ont envoyé des cannes pendant 1, 4, 14 et 30 jours après un et trois mois de développement. Pour les engorgements d'une durée inférieure à 21 jours, la transpiration des cannes envoyées était la même que pour les cannes de référence. Cependant pour les périodes plus longues d'engorgement, la transpiration des cannes envoyées a diminué.

## **1.2 Suivi de la transpiration d'une canne à sucre à l'aide de capteurs de flux de sève**

Les capteurs de flux de sève sont des instruments de mesure du débit de sève ascendant dans la tige d'une plante. Ces capteurs offrent les avantages suivants : 1) ils ne sont pas destructeurs pour la plante et ne nécessitent pas de mesures internes à la tige, 2) ils permettent une mesure de la transpiration de la plante seulement (et non de l'évaporation du sol), 3) ils ne nécessitent aucun étalonnage mais la détermination d'un coefficient thermique qui est calculé en conditions de flux de sève nul (en fin de nuit généralement), 4) leurs mesures sont facilement réalisables automatiquement, en continu et avec une résolution temporelle élevée et 5) ils ne modifient pas l'environnement de la plante. Ces capteurs présentent cependant aussi certains désavantages : 1) leur principe de fonctionnement implique l'hypothèse de régime permanent, condition qui n'est pas toujours respectée et qui peut induire des erreurs dans les mesures, 2) pour obtenir des mesures représentatives de la température de la tige, un bon contact capteur/tige est nécessaire mais les variations diurnes du diamètre de la tige peuvent diminuer la qualité de ce contact. Ces capteurs sont des outils puissants et prometteurs mais leur exploitation est relativement récente ; ils sont certainement encore susceptibles d'améliorations. Ainsi leur utilisation dans des



situations originales par rapport à celles déjà expérimentées, particulièrement *in situ* où les conditions ne sont pas contrôlées, peut entraîner des erreurs parfois difficilement identifiables et quantifiables malgré un emploi simple *a priori* (Valancogne, 1996).

Notre utilisation de ces capteurs s'est faite au cours de deux expérimentations : au laboratoire et *in situ* au Maroc (Chapitre 2). Cette section présente l'expérimentation réalisée en laboratoire qui a pour objectif de déterminer si la transpiration de la canne à sucre, de variété CP 66–345, est affectée par la présence d'une nappe superficielle dans son profil racinaire.

### 1.2.1 Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental (Figure 1-1), installé dans les laboratoires du *Cemagref* d'Antony, est constitué d'une cuve lysimétrique de 0,8 m de hauteur avec une section carrée de 0,36 m<sup>2</sup>. Cette cuve est fabriquée en plexiglas avec trois parois opaques et une transparente permettant l'observation du système racinaire. Elle est remplie d'un mélange de terreau et de limon fin (provenant du site d'Arrou en Eure et Loire) qui repose sur un géotextile posé sur une grille située à 9 cm au-dessus du fond de la cuve. Le remplissage du lysimètre a été effectué par couches de 10 cm avec un poids donné de sol afin d'obtenir une densité apparente sèche homogène de 1,3 sur toute la hauteur. La base de la cuve est percée par un ajutage utilisé pour vider ou alimenter le lysimètre en eau. Le réservoir au bas de la cuve (entre la grille et le fond) permet d'obtenir une pression hydrique homogène à la base du sol.

Une bouture de canne à sucre de variété CP 66–345 provenant du site expérimental marocain de Souk Tlet a été plantée dans le lysimètre en décembre 97. Quatre lampes à iodure de sodium, d'une puissance de 250 W chacune, sont installées au-dessus de la cuve ; elles sont reliées à une minuterie contrôlant leur mise en marche et leur arrêt quotidiens.

Lors du développement du plant de canne à sucre, aucune mesure n'a été réalisée ; la nappe a été maintenue au bas du lysimètre à 0,7 m de profondeur et l'alimentation en eau et en nutriments (solution nutritive de Hoagland) a été faite par irrigation à la surface du sol. Après six mois de développement de la canne et pendant les expérimentations, les apports en eau et en solution nutritive ont été réalisés par le vase de Mariotte relié à l'ajutage sous la cuve par un tube souple. Ce vase a été déposé sur une table élévatrice permettant d'ajuster sa hauteur pour maintenir la nappe à un niveau donné. De l'eau appauvrie en oxygène dissout a été utilisée pendant une partie des expérimentations. La désoxygénation a été réalisée au *Cemagref* à l'aide d'un système

dont le principe est le suivant : de l'eau courante est introduite dans une grande cuve cylindrique de plexiglas tout en laissant un espace d'air. Un vide partiel est réalisé avec une pompe dans cet espace, ce qui crée la remontée de l'oxygène de l'eau qui est continuellement aspiré par la pompe. Ce dispositif permet de réduire en quinze heures la teneur en oxygène de 35 litres d'eau de  $9 \text{ mg l}^{-1}$  (eau courante) à  $0,6 \text{ mg l}^{-1}$ .

Lors des expérimentations, la surface du sol a été recouverte avec du papier cellophane pour éviter toute évaporation et s'assurer que la seule sortie hydrique du lysimètre se produisait par transpiration de la canne à sucre.

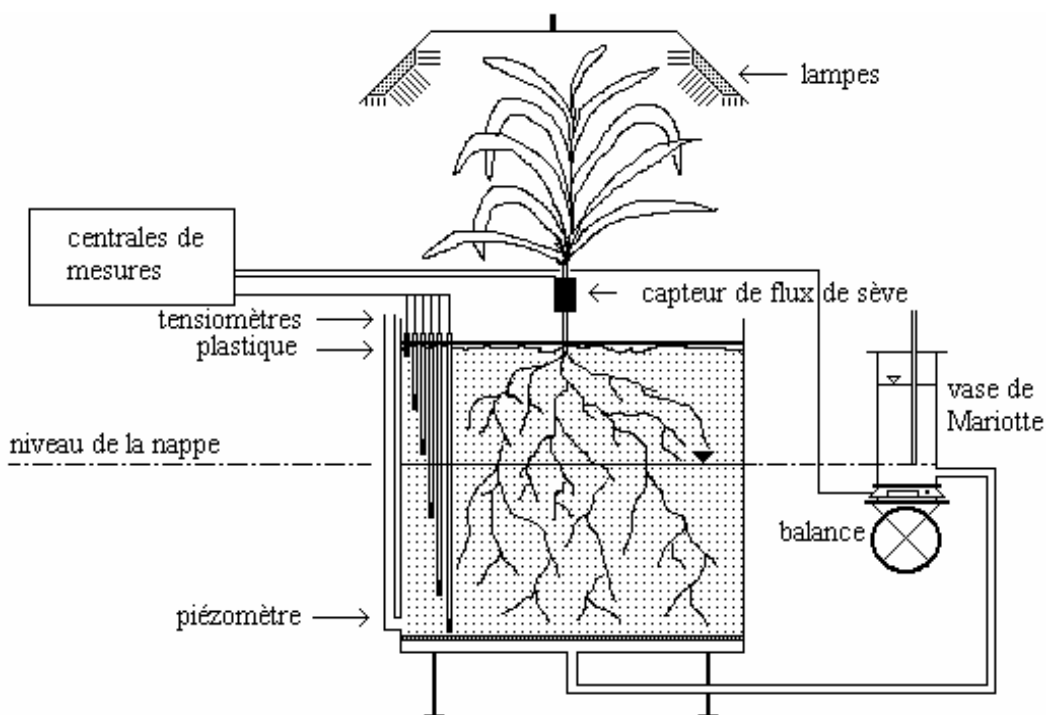


Figure 1-1 : Schéma du dispositif expérimental.

### 1.2.2 Cycle de développement de la canne à sucre

En milieu naturel, le cycle de la canne à sucre peut se résumer ainsi (Fauconnier, 1991 ; Ozier-Lafontaine, 1992) :

- **plantation et levée (durée de 3-4 semaines)** : les boutures sont mises en terre ; les bourgeons germent et donnent naissance à des tiges primaires ; dans le même temps, des

radicelles (jeunes racines de bouture) font leur apparition et commencent l'alimentation des jeunes tiges ; des racines de tiges se développeront ensuite à partir des nœuds souterrains de la tige pour prendre le relais de l'alimentation hydrique et minérale de la tige primaire ; les températures optimales pour la levée se situent entre 26 et 33°C ; une bonne humidité du sol est nécessaire à la germination mais toutefois, un excès hydrique peut perturber ce début de cycle.

- **tallage et développement des racines (durée de 6-12 semaines) :** des tiges secondaires, tertiaires et ainsi de suite se développent, jusqu'à l'atteinte d'un équilibre ; à maturation, une talle peut comporter de 5 à 40 tiges de canne ; les racines de bouture, dont la vie n'excède pas 3 mois, cèdent la place aux racines de tige issues des entre-nœuds des jeunes tiges ; des températures inférieures à 20°C et supérieures à 35°C réduiront sensiblement cette phase ; un fort éclaircissement tend à ralentir l'allongement des entre-nœuds au profit du débouillage des bourgeons ; un certain taux d'humidité du sol permet un bon tallage alors qu'un excès est défavorable.
  
- **croissance (durée de 6-8 mois) :** le bourgeon végétatif terminal de chaque tige donne naissance à une suite de nœuds et d'entre-nœuds ; les feuilles implantées au niveau de chaque nœud croissent, se déroulent, vieillissent, sèchent et sont ensuite remplacées par des feuilles plus jeunes ; les racines poursuivent leur croissance parallèlement aux besoins de la plante, se ramifient et s'allongent ; à la fin de ce stade, la canne possède les trois types de racines possibles (Figure 1-2), soit : 1) les racines superficielles (notées **s** sur la figure 1-2) qui sont très ramifiées, concentrées dans les premiers centimètres du sol et qui assurent la quasi-totalité de l'absorption d'eau et de minéraux pour la plante, 2) les racines de soutien (notées **b** sur la figure 1-2) qui assurent une fixation plus profonde de la canne et donc une meilleure résistance à l'arrachement par le vent et 3) les racines cordons (notées **r** sur la figure 1-2) qui peuvent s'enfoncer jusqu'à six mètres dans le sol et permettent donc une alimentation hydrique minimale en cas de sécheresse superficielle ; la longueur, le diamètre et le nombre des entre-nœuds sont considérablement augmentés lorsque la température moyenne dépasse les 20°C ; une forte luminosité provoque une augmentation de la teneur en matière sèche (sucres et fibres ligneuses) et une diminution de la teneur en eau de constitution ; de trop fortes pluies associées à des températures élevées entraînent un meilleur développement végétatif, mais diminuent les teneurs en sucre de la tige.

- **floraison** : le bourgeon apical végétatif peut éventuellement se transformer en bourgeon floral à partir d'un certain âge et sous certaines conditions ; certaines variétés peuvent ne pas fleurir, tandis que d'autres présentent une panicule au sommet de chaque tige ; la hampe florale devient visible et laisse s'ouvrir l'inflorescence au bout de deux à trois mois ; dans le même temps, les gaines et entre-nœuds poursuivent leur allongement, tandis que les feuilles se raccourcissent ; l'intensité de la floraison est en relation directe avec la durée et la quantité d'énergie lumineuse fournie qui déclenche la libération des hormones de la floraison.

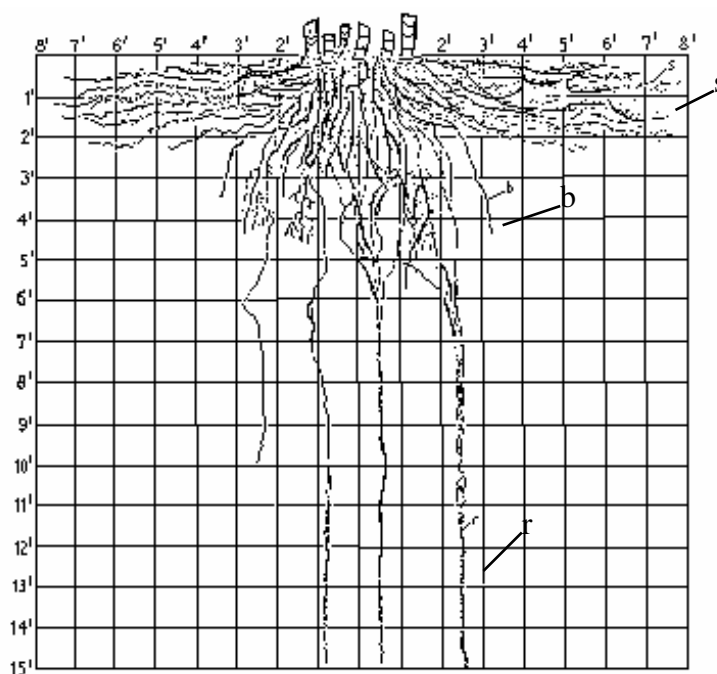


Figure 1-2 : Système racinaire de la canne à sucre. s : racines superficielles; b : racines de soutien ; r : racines cordons.

- **maturation (durée de 2-5 mois)** : dernier stade du cycle avant la coupe des tiges de canne ; il correspond à une accumulation de saccharose dans les tiges, couplée à une diminution des teneurs en eau, du glucose et de l'acidité ; la croissance de l'ensemble des organes de la plante est alors stoppée, ce qui favorise la mise en réserve des sucres ; la récolte consiste en une coupe de la tige à sa base, puis à une élimination des feuilles ; de basses températures diminuent la croissance, ce qui assure une meilleure mobilisation des produits de la photosynthèse pour la formation du saccharose ; une forte lumière aide à la réduction de l'eau de constitution, ce qui améliore la maturation ; la maturation nécessite

une certaine faiblesse des teneurs en humidité du sol afin de favoriser l'assèchement progressif des tiges.

La température, la luminosité et l'humidité du sol jouent un rôle important tout au long du cycle de la canne à sucre. Le plant développé en laboratoire a présenté quelques particularités par rapport au cycle typique. Après six mois de développement de la canne, l'expérimentation a été menée sur les trois tiges présentes ; les quelques tiges qui ont poussé par la suite ont été coupées. Ce tallage relativement réduit a été causé par la luminosité des lampes inférieure à celle de l'extérieur. Cette faible luminosité a aussi causé le développement en hauteur des tiges plutôt qu'en diamètre comparativement aux cannes *in situ* (Puard, 1998, communication personnelle). D'autre part, la durée d'éclairement imposée était longue (dix heures par jour), ce qui a empêché la floraison de se produire. Finalement les tiges ont été coupées avant le début de la maturation ; ainsi le cycle de notre plante s'est résumé aux stades de tallage et de croissance.

### 1.2.3 Capteurs de flux de sève

Les flux de sève dans chacune des tiges de la canne ont été déterminés à l'aide des capteurs commerciaux distribués par la société Dynamax (van Bavel et van Bavel, 1990). Ces capteurs consistent en des manchons chauffants entourant les tiges.

#### 1.2.3.1 *Principe de la mesure*

La méthode de mesure de flux de sève par bilan de chaleur a été développée par Sakuratani (1981). Elle consiste, comme son nom l'indique, à réaliser un bilan de chaleur sur une portion de la tige du plant qui est chauffée à l'aide d'un élément chauffant (Figure 1-3). La chaleur apportée ( $P_{in}$ ) est dissipée de trois façons : 1) par conduction dans la tige vers le haut ( $Q_u$ ), vers le bas ( $Q_d$ ) ou radialement dans le capteur lui-même ( $Q_r$ ), 2) par accumulation d'énergie dans la partie chauffée de la tige, ( $Q_s$ ), et finalement 3) par convection dans la sève ( $Q_f$ ), terme que l'on cherche à mesurer.

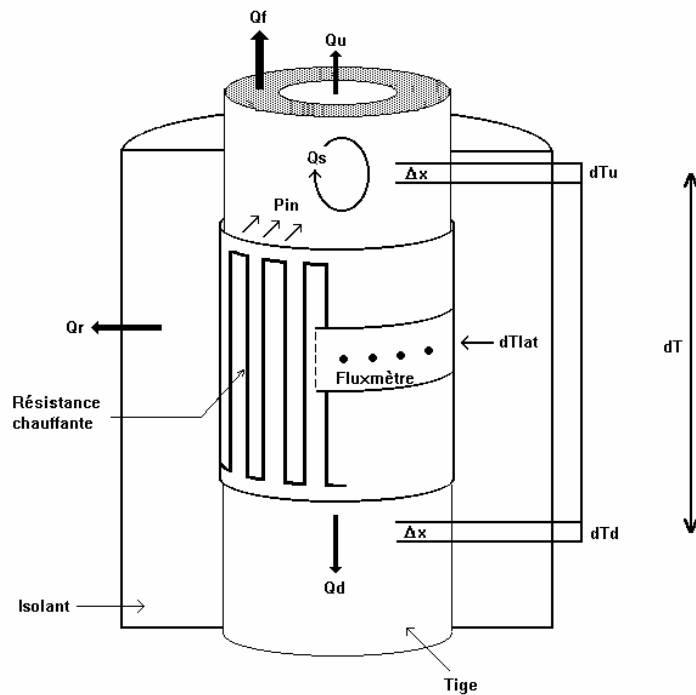


Figure 1-3 : Schéma d'un capteur de flux de sève avec la représentation des différents termes du bilan de chaleur.

Le bilan énergétique s'écrit (en Watts) :

$$Q_f = P_{in} - Q_v - Q_r - Q_s \quad (1.1)$$

La puissance fournie par la résistance est déterminée par la loi d'Ohm :

$$P_{in} = \frac{U^2}{R} \quad (1.2)$$

- où
- $P_{in}$  : puissance fournie au capteur, (W) ;
  - $U$  : tension d'alimentation, (V) ;
  - $R$  : résistance de l'élément chauffant, ( $\Omega$ ).

Les deux termes de conduction sont déterminés à l'aide de mesures de température de quatre thermocouples : deux sont situés au-dessus de la résistance chauffante et deux au-dessous. L'utilisation des mesures de température des thermocouples implique l'hypothèse que les

températures à la surface de la tige sont une bonne estimation des températures moyennes de la section transversale de la tige (Ham et Heilman, 1990). La puissance totale dissipée dans la tige par conduction est calculée à l'aide de l'équation de Fourier exprimée, pour un flux de chaleur monodimensionnel, par :

$$Q_v = Q_d + Q_u = A_{\text{tige}} k_{\text{tige}} \left( \frac{dT_u + dT_d}{\Delta x} \right) \quad (1.3)$$

- où
- $Q_v$  : puissance totale dissipée dans la tige par conduction, (W) ;
  - $Q_d$  et  $Q_u$  : puissances dissipées dans la tige par conduction en amont et en aval de la résistance, (W) ;
  - $A_{\text{tige}}$  : aire moyenne de la section de la tige, (m<sup>2</sup>) ;
  - $k_{\text{tige}}$  : conductivité thermique de la tige, (W m<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>) ;
  - $dT_u$  : différence de température entre les thermocouples situés au-dessus de la résistance, (°C) ;
  - $dT_d$  : différence de température entre les thermocouples situés sous la résistance, (°C) ;
  - $\Delta x$  : distance entre deux thermocouples, (m).

Sakuratani (1985) a évalué la valeur de la conductivité thermique à 0,54 Wm<sup>-1</sup>°C<sup>-1</sup> pour la canne à sucre.

Le terme de stockage ( $Q_s$ ) est proportionnel au volume de la tige instrumentée. Selon Ozier-Lafontaine et Tournebize (1993), la proportion d'énergie stockée ou déstockée à l'échelle de la demi-heure peut atteindre 20% de l'énergie dissipée par convection dans la sève pour les tiges de diamètre inférieur à 3 cm. Pour un pas de temps journalier, le terme  $Q_s$  devient négligeable (Smith et Allen, 1996) ; Ozier-Lafontaine et Tournebize (1993) estiment l'erreur journalière à moins de 10% et Dugas (1990) à 1g h<sup>-1</sup>. La détermination de ce terme se fait par un suivi de la température à l'intérieur de la tige au niveau de l'élément chauffant. Les capteurs de flux de sève utilisés pour notre expérimentation ne possèdent pas de thermocouples mesurant la température dans la tige ; la détermination de  $Q_s$  n'est ainsi pas possible. Ce terme de stockage de chaleur dans la tige a donc été négligé, ce qui impliquait que l'hypothèse de régime permanent était posée. Tout événement causant une perte de ce régime pouvait entraîner des mesures anormales jusqu'au retour du régime permanent. Les situations pouvant créer un

régime transitoire sont par exemple le lever du soleil, moment pendant lequel le flux peut fortement augmenter. La notice d'utilisation de Dynamax (van Bavel et van Bavel, 1990) propose une série de tests et de corrections à apporter pour réduire au maximum les mesures anormales.

Pour déterminer le flux de chaleur radial, des thermocouples sont installés à l'intérieur et à l'extérieur du fluxmètre. La puissance dissipée radialement est donnée par la relation (W) :

$$Q_r = k_m dT_{lat} \quad (1.4)$$

où  $Q_r$  : puissance dissipée radialement dans le capteur, (W) ;  
 $k_m$  : conductivité thermique du manchon isolant, ( $W \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) ;  
 $dT_{lat}$  : différence de température entre l'intérieur et l'extérieur du fluxmètre, ( $^\circ\text{C}$ ).

Les pertes radiales de chaleur sont maximales lorsque les pertes par convection dans la sève sont minimales. Ainsi, la conductivité thermique du manchon isolant est déterminée lorsque le flux de sève est nul. Dans ce cas,  $k_m$  est déduite du bilan de chaleur dans lequel tous les autres termes sont connus. Le flux nul peut être obtenu en coupant la tige (Sakuratani, 1985). L'hypothèse de flux nul peut aussi être posée quelques heures avant le lever du soleil pour éviter d'avoir à couper la tige (van Bavel et van Bavel, 1990). Ozier-Lafontaine et Tournebize (1993) ont observé une augmentation de la valeur de  $k_m$  de l'ordre de 0,35 % par jour ; cette valeur varie notamment à cause de la perte de qualité de l'isolant due à l'humidité. Nous avons donc recalculé la conductivité du manchon toutes les semaines en posant l'hypothèse de flux nul avant la mise en marche des lampes le matin.

Une fois toutes les variables mesurées, l'intensité du flux de sève par unité de temps est calculée à l'aide de l'expression décrite par Sakuratani (1981) et Baker et van Bavel (1987) :

$$F = \frac{Q_f}{C_e dT} \quad (1.5)$$

où  $F$  : intensité du flux de sève, ( $\text{kg s}^{-1}$ ) ;  
 $C_e$  : chaleur spécifique de la sève, considérée comme étant celle de l'eau, ( $4186 \text{ J.kg}^{-1}\text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ );



$dT$  : différence de température entre la base et le sommet de l'élément chauffant, (°C).

La description détaillée des équations et des systèmes de conversion est donnée dans la notice d'utilisation de Dynamax (van Bavel et van Bavel, 1990).

#### 1.2.3.2 Sources d'incertitude – état de l'art

Pour étudier la validité de la mesure de flux de sève, plusieurs auteurs ont comparé les mesures de flux à la transpiration réelle estimée par pesée de pots ou lysimètres dans lesquels étaient cultivés différents végétaux. Sakuratani (1981), Dugas (1990), Steinberg et al. (1990) et Ozier-Lafontaine et Tournebize (1993) ont trouvé de très bonnes relations entre les flux des capteurs et les pesées pour, respectivement, le soja et le tournesol, le coton, le ficus et un arbuste (*Gliricidia sepium*); toutes ces expérimentations ayant été menées en serre. Toutefois, plusieurs autres expérimentations ont montré des résultats non satisfaisants. Ham et Heilman (1990) ont observé que les flux de sève du tournesol, en milieu contrôlé, étaient surestimés lors des périodes de flux élevé : ils pouvaient être jusqu'à quatre fois trop élevés. Ces surestimations de flux proviendraient de valeurs très faibles du gradient de température de part et d'autre de l'élément chauffant ; étant donné que ce gradient de température se situe au dénominateur de l'équation (1.5), une faible valeur peut entraîner une surestimation des flux de sève. Une étude du bilan de chaleur et des gradients de température a montré que les températures de surface de la tige sous-estiment la température du xylème à cause d'un déséquilibre thermique entre la sève du xylème et la surface de la tige ; les simulations de Baker et Nieber (1989) ont suggéré que la sous-estimation des températures sur la surface de la tige par rapport aux températures du xylème est plus probable lors des flux élevés à cause de la faible différence de température et des forts gradients qui se développent à la surface de la tige près de l'élément chauffant. Ham et Heilman (1990) ont proposé d'augmenter la largeur de l'élément chauffant pour diminuer le gradient de température dans la tige et augmenter la possibilité pour la sève d'être chauffée en passant sous l'élément chauffant ; les tests réalisés avec un nouveau capteur ayant un élément plus large ont en effet donné de meilleurs résultats.

Groot et King (1992) ont suivi par pesée et flux de sève la transpiration de jeunes épicéas et pins, en serre et sur le terrain. Ils ont trouvé une importante diminution de précision des flux de sève lors des périodes de faible flux. Ces diminutions de précision lors des flux faibles seraient causées par les faibles valeurs de flux de convection ( $Q_f$ ) et de gradients de température de part

et d'autre de l'élément chauffant ( $dT$ ) ; ces deux faibles valeurs conduisent au rapport de deux quantités proches de zéro dans l'équation (1.5). La détermination du flux de convection provenant de plusieurs mesures, de faibles erreurs sur ces mesures peuvent entraîner des erreurs relatives importantes sur ce flux ; de même, de petites erreurs sur la différence de température peuvent entraîner des erreurs importantes sur le flux de sève. Ainsi Groot et King (1992) suggèrent de rejeter les mesures lorsque la différence de température est inférieure à  $2,5^{\circ}\text{C}$  ou lorsque le rapport flux convectif ( $Q_f$ ) sur la puissance fournie par l'élément chauffant ( $P_{in}$ ) est inférieur à 0,05. De plus, ces auteurs montrent que la diminution de précision aux faibles flux peut aussi être causée par la mauvaise réponse des capteurs en régime transitoire, particulièrement *in situ* où les conditions en régime permanent peuvent être rares. Lors des périodes de flux élevé, le terme de stockage est négligeable comparativement au terme de convection alors qu'il peut être du même ordre de grandeur en période de faible flux. Baker et van Bavel (1987) ont suggéré de mesurer en continu la température du segment chauffé de la tige afin de déterminer la valeur du terme de stockage.

Shackel et al. (1992) ont obtenu des flux de sève surestimés pour des pêchers cultivés *in situ* dans des lysimètres pesables ; ces flux pouvaient être jusqu'à deux fois supérieurs aux transpirations estimées par pesée. Ces surestimations étaient toujours causées par des gradients de température de part et d'autre de l'élément chauffant faibles, et parfois même négatifs. Une étude des mesures de températures obtenues alors qu'aucune puissance n'alimentait l'élément chauffant du capteur a montré que les gradients de température de part et d'autre de l'élément chauffant dans ces conditions pouvaient être supérieurs à  $1^{\circ}\text{C}$ . Shackel et al. (1992) ont ainsi conclu que les conditions ambiantes pouvaient affecter de façon significative les mesures des capteurs et que la correction de ce genre d'interactions pouvait ne pas être possible, particulièrement à cause de la variabilité inter-journalière.

### 1.2.3.3 Validation des mesures réalisées en laboratoire

Pour nos conditions expérimentales, une validation des flux de sève a été réalisée à l'aide des pesées du vase de Mariotte. Un cumul des entrées hydriques dans le système et des sorties par transpiration a été calculé sur une période de 17 jours ; chacune des trois tiges était équipée d'un capteur de flux de sève. Une surestimation systématique des flux de sève a été observée par rapport aux pesées du vase de Mariotte ; cette surestimation était de 13,5% sur le cumul de toute la période (Figure 1-4). La pesée d'un vase de Mariotte donne un cumul plus régulier que celui du flux de sève à cause de l'inertie du système liée aux pertes de charge dans le sol alors que les

fortes oscillations du flux de sève témoignent des variations jour/nuit avec annulation du flux de sève la nuit.

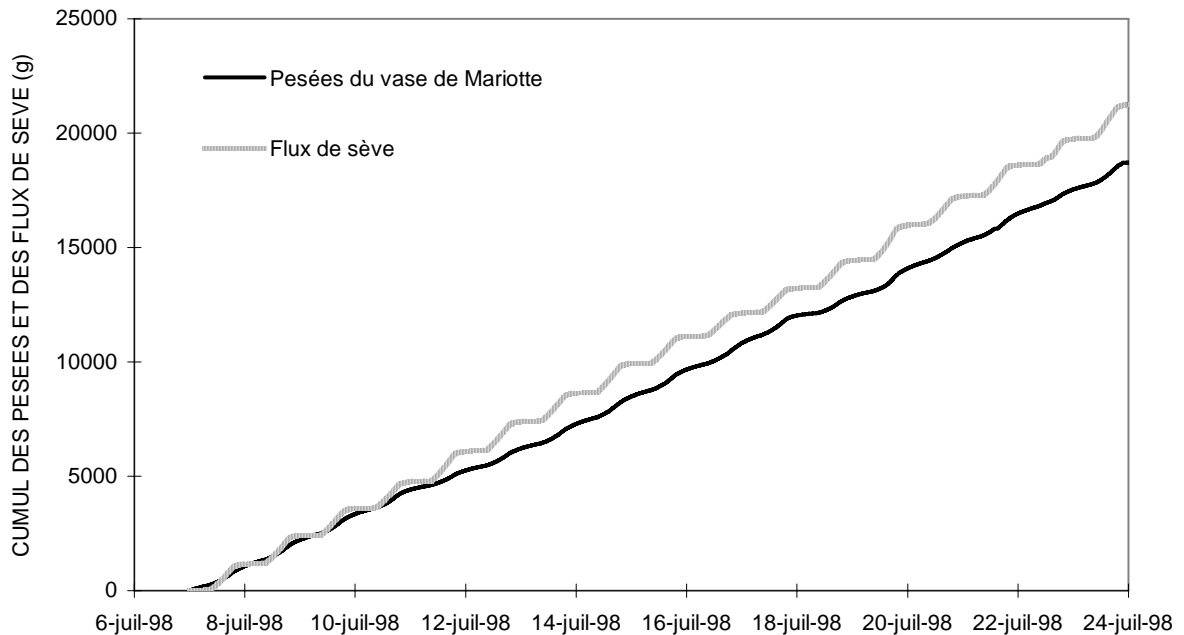


Figure 1-4 : Cumul des pesées du vase de Mariotte et des flux de sève.

#### 1.2.3.4 Détermination de la transpiration du plant à partir de la mesure sur une tige

Notre plant de canne comportait trois tiges et ainsi trois capteurs devaient être disponibles pour la mesure du flux de sève de la plante entière. Toutefois, nous n'avons pas eu accès à trois capteurs tout au long de l'expérimentation, pour cause de détérioration. L'instrumentation des trois tiges a tout de même pu être réalisée sur la période allant du 7 au 24 juillet 98 et a permis de valider les mesures de flux de sève à l'aide des pesées du vase de Mariotte. Cette validation était nécessaire en vue de l'utilisation de plusieurs capteurs sur l'expérimentation du Maroc. Afin d'atteindre l'objectif principal de l'expérimentation en laboratoire, qui était d'étudier l'effet de la présence d'une nappe dans le profil racinaire sur la transpiration d'un plant de canne à sucre, l'utilisation d'un seul capteur était suffisante. En effet, il apparaît clairement qu'une éventuelle diminution des prélèvements de la tige instrumentée correspondrait à une diminution des prélèvements de la plante entière puisque nous avons bien vérifié *a priori* que l'évolution de la transpiration des trois tiges était identique. La transpiration de la plante entière a tout de même été extrapolée à partir de la valeur d'une seule tige instrumentée pour être utilisée dans les simulations (Chapitre 4). La part de cette tige dans la transpiration de la plante a été évaluée à partir des mesures réalisées lorsque les trois tiges étaient instrumentées ; elle a été estimée à

38 % de la transpiration totale. Cette part a été gardée constante tout au cours de l'expérimentation. Elle a été confirmée par la part de la surface foliaire de cette tige à la surface foliaire totale (40 %), déterminée à la fin de l'expérimentation. Cette confirmation a montré qu'il semblait y avoir proportionnalité entre le flux de sève et la surface foliaire dans notre expérimentation.

#### 1.2.4 Mesures effectuées

##### 1.2.4.1 *Flux de sève*

Les capteurs Dynamax (van Bavel et van Bavel, 1990) de 25 mm de diamètre (modèle SGB25) ont été utilisés pour les mesures de flux de sève de la canne à sucre. On a considéré que les prélèvements racinaires étaient égaux aux flux de sève en posant l'hypothèse qu'il n'y avait pas de pertes significatives d'eau au niveau des tiges sous les capteurs. Ainsi, les capteurs étaient installés au niveau d'un entre-nœud le plus près possible du sol afin d'éviter toute sous-estimation des prélèvements racinaires. Pour assurer le bon fonctionnement des capteurs et la validité du principe de conservation de l'énergie appliquée à une portion de la tige, tout phénomène de condensation, d'évaporation ou de réchauffement des capteurs devait être évité (Ozier-Lafontaine, 1992). Une graisse au silicone était appliquée sur la portion de tige équipée avant l'installation du capteur ; cette graisse permettait un meilleur contact thermique entre la tige et le capteur et évitait l'accumulation d'eau sous le capteur (Smith et Allen, 1996). En plus des isolants fournis avec les appareils, des isolants de styromousse, de papiers cellophane et d'aluminium ont été utilisés pour bien protéger les capteurs des perturbations thermiques du milieu ambiant (Sakuratani, 1985). Un antigerme a été mélangé à la graisse silicone pour éviter le développement de racines adventives. Étant donné les réactions possibles des plantes aux capteurs (étranglement, nécrose, développement de racines,...), les capteurs ont été enlevés certaines journées pour laisser reposer les tiges et permettre une nouvelle installation mieux adaptée à l'augmentation du diamètre des tiges. Une centrale de mesures Campbell CR10 enregistrerait les données. Les capteurs et la centrale étaient alimentées par une batterie 12 V-12 A h. Comme la centrale ne pouvait recevoir qu'un seul capteur, un multiplexeur AM 416 a été utilisé. Les mesures étaient réalisées toutes les 15 secondes avec une valeur moyenne stockée à un pas de temps de 15 minutes.

#### 1.2.4.2 *Tensiométrie, température et flux hydriques*

Deux séries de six tensiomètres (0,1 ; 0,2 ; 0,3 ; 0,4 ; 0,55 et 0,7 m de profondeur) ont été installées à 0,15 et 0,25 m des tiges de canne ; ces tensiomètres étaient de petite taille (bougie poreuse de 23 mm de longueur, 8 mm de diamètre extérieur et 4 mm de diamètre intérieur) pour éviter la surcharge d'instrumentation dans le sol. Les pressions d'eau du sol étaient enregistrées automatiquement à un pas de temps de 30 minutes.

Des sondes thermiques sans inertie (sonde platine avec résistance nominale de 100  $\Omega$ , pt100) étaient installées à quatre profondeurs dans le sol (0,1 ; 0,3 ; 0,45 et 0,7 m) et dans l'air à la surface du sol, à 1,1 m et 2,3 m de hauteur près de la canne à sucre. Les températures étaient enregistrées par une centrale d'acquisition automatique toutes les 15 minutes.

Le suivi des entrées d'eau dans le lysimètre se faisait par pesée du vase de Mariotte. Ce dernier reposait sur une balance électronique reliée à un micro-ordinateur qui enregistrerait les pesées toutes les 15 minutes.

#### 1.2.4.3 *Profil de densité racinaire*

Le profil de densité racinaire de la canne a été déterminé à la fin de l'expérimentation par destruction du massif de sol. La densité a été mesurée par horizons successifs et selon la distance au centre de la cuve (Figure 1-5). Le sol prélevé a été passé sur un tamis de mailles de 2 mm. Le poids frais des racines ainsi récupérées a été divisé par le volume de sol correspondant (Tableau 1-1). On remarque que la densité racinaire est plus élevée à proximité des parois de la cuve à partir de 0,2 m de profondeur. Ce résultat est probablement dû aux racines qui se sont collées à la paroi du lysimètre étant donné qu'elle ne pouvaient pas se développer plus en largeur. Il est important de rappeler que les racines se sont développées dans des conditions non saturées pendant plus de six mois.

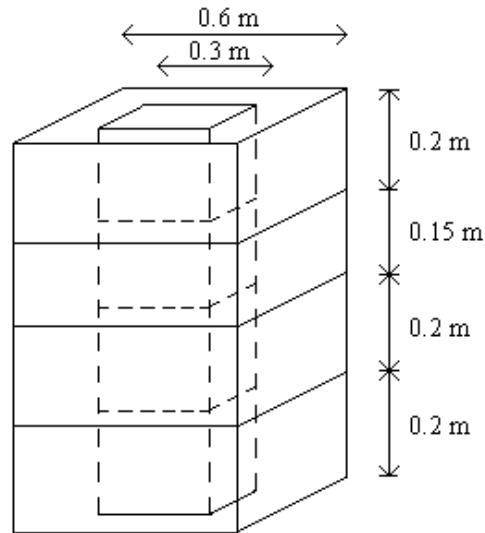


Figure 1-5 : Schéma de la détermination du profil de densité racinaire.

Tableau 1-1 : Densité racinaire pour différentes profondeurs.

Profondeur (m)	Densité racinaire ( $\text{g dm}^{-3}$ )	
	Partie centrale	Partie externe
0 - 0,2	7,12	2,6
0,2 - 0,35	0,95	1,76
0,35 - 0,55	0,23	0,77
0,55 - 0,75	0,06	0,47

#### 1.2.4.4 Suivi agronomique

La hauteur des tiges et leur nombre de feuilles ont été régulièrement notés. Les tiges ont atteint jusqu'à 3,5 m de hauteur. Des feuilles ont été enlevées au bas des tiges lors de l'installation des capteurs pour assurer un bon contact entre les capteurs et les tiges. Tout au long de l'expérimentation, des feuilles sèches ont aussi été coupées.

#### 1.2.5 Propriétés hydrodynamiques du sol

Les propriétés hydrodynamiques du sol ont été déterminées après la coupe de la canne à sucre.

##### a – Conductivité hydraulique à saturation

La colonne de sol a été saturée jusqu'à l'obtention d'une lame d'eau d'environ 5 cm en surface, par l'imposition d'une charge connectée au bas de la cuve au niveau de l'ajutage et remontée progressivement pour éviter la formation de passages préférentiels (Figure 1-6). L'équation de Darcy est appliquée pour l'obtention de la conductivité hydraulique à saturation :

$$Q_{\text{vol}} = -K_{\text{sat}} s \frac{\Delta H}{L_s} \quad (1.6)$$

- où
- $Q_{\text{vol}}$  : débit volumique, ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) ;
  - $s$  : section,  $0,36 \text{ m}^2$  dans notre cas ;
  - $\Delta H$  : différence de charge hydraulique totale, (m) ;
  - $L_s$  : hauteur de sol, (m) ;
  - $K_{\text{sat}}$  : conductivité hydraulique à saturation, ( $\text{m s}^{-1}$ ).

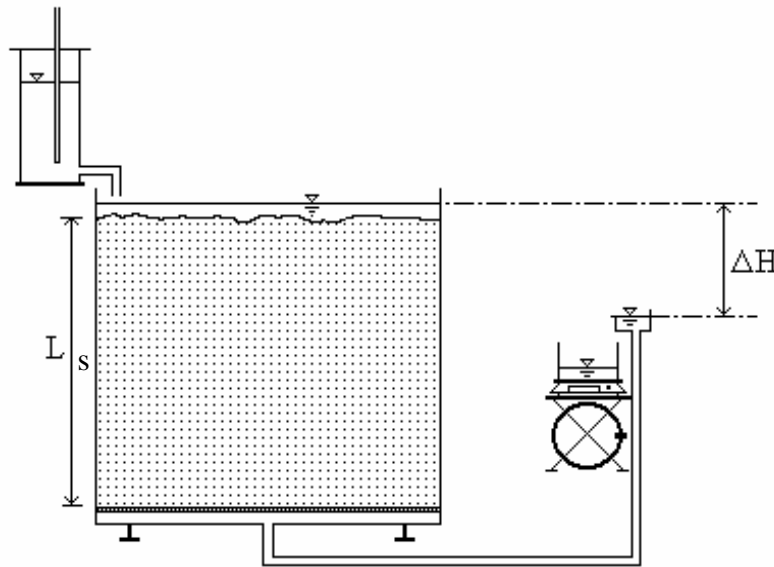


Figure 1-6 : Schéma du dispositif expérimental de mesure de la conductivité hydraulique à saturation.

Deux charges amont et aval fixes ont été appliquées et les débits de sortie ont été mesurés à un pas de temps de 5 minutes. La moyenne des deux conductivités a été retenue et donne un  $K_{\text{sat}}$  de  $3,6 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ .

#### b – Conductivité hydraulique non saturée

Plusieurs types de méthodes existent pour évaluer la conductivité hydraulique non saturée d'un sol (Tamari et al., 1993 ; Globus et Gee, 1995). Une évaluation indirecte, en laboratoire ou *in situ*, peut être réalisée à partir de la courbe de rétention et l'application d'un modèle pour déduire la loi de conductivité hydraulique non saturée. Les méthodes directes peuvent aussi être effectuées par des mesures *in situ* (perméamètre de Guelph, méthode des profils instantanés) ou en laboratoire. Les méthodes en laboratoire sont réalisées soit en régime transitoire, soit en régime permanent. Les méthodes en régime permanent consistent à déduire la conductivité hydraulique par application directe de la loi de Darcy généralisée suite à l'imposition d'un écoulement dans des dispositifs où la pression de l'eau est contrôlée (Elrick et Bowman (1964) cités par Bouarfa (1995)). Les méthodes en régime transitoire nécessitent en plus le suivi de l'évolution de la teneur en eau. La méthode de Wind (1968), par exemple, nécessite le suivi de la désaturation d'un échantillon par évaporation en laboratoire. Des données tensiométriques et de poids total de l'échantillon permettent de calculer la conductivité hydraulique non saturée et la courbe de rétention.

Dans la présente étude, une méthode directe en laboratoire a été choisie. Une demande évaporatoire constante a été appliquée à la surface du sol et avec la nappe maintenue au bas du lysimètre à l'aide du vase de Mariotte, un flux de remontée capillaire en régime permanent a été obtenu. A l'aide du flux ( $9,3 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ ) et du profil de pression mesurés, l'équation de Darcy généralisée a été résolue :

$$\int_0^z dz = \int_0^{h_z} \frac{K(h)}{K(h) + q_{rc}} dh \quad (1.7)$$

- où
- h : pression de l'eau dans le sol, (m) ;
  - K(h) : conductivité hydraulique non saturée en fonction de la pression d'eau, (m s<sup>-1</sup>) ;
  - z : cote avec le zéro au bas du sol, (m) ;
  - q<sub>rc</sub> : flux de remontée capillaire, (m s<sup>-1</sup>) ;
  - h<sub>z</sub> : pression de l'eau à la cote z, (m).

L'équation (1.7), dans laquelle l'inconnue est h<sub>z</sub>, a été résolue pour chaque cote où la pression était mesurée. La résolution se fait numériquement à l'aide des méthodes des trapèzes et de Newton.



Les modèles théoriques développés pour décrire la conductivité hydraulique en fonction de la pression d'eau dans le sol (ou teneur en eau) sont de trois types : empiriques, macroscopiques ou statistiques ; Mualem (1986) présente et critique ces différents modèles. La loi retenue ici est de type statistique ; la méthodologie des modèles statistiques repose sur trois hypothèses (Mualem, 1986) :

- le milieu poreux est considéré homogène et comme un ensemble de pores interconnectés décrits par leur rayon  $r$  ;
- l'équation de Poiseuille, indiquant que le débit d'un fluide dans un tube capillaire est proportionnel à la puissance 4<sup>e</sup> du rayon et à la perte de charge par unité de longueur, est valide pour chacun des pores ;
- la courbe de rétention est généralement considérée analogue à la fonction de distribution des rayons des pores.

Le modèle de van Genuchten (1980) a donc été utilisé pour exprimer la conductivité hydraulique non saturée :

$$K(h) = K_{sat} \frac{\left[1 - (\alpha_{VG} |h|)^{n_{VG}-1} \left(1 + (\alpha_{VG} |h|)^{n_{VG}}\right)^{-m}\right]^2}{\left[1 + (\alpha_{VG} |h|)^{n_{VG}}\right]^{m/2}} \quad (1.8)$$

$$K_{rel}(|h|) = \frac{K(|h|)}{K_{sat}} \quad (1.9)$$

où  $K_{rel}$  : conductivité hydraulique relative, (-) ;  
 $\alpha_{VG}$  : paramètre, ( $m^{-1}$ ) ;  
 $n_{VG}$  : exposant, (-) ;  
 $m = 1-1/n$ , (-).

Les paramètres  $\alpha_{VG}$  et  $n_{VG}$  ont été optimisés de façon à ce que le profil de pression calculé soit visuellement le plus proche du profil mesuré. Les paramètres  $\alpha_{VG} = 31 \text{ m}^{-1}$  et  $n_{VG} = 1,1$  ont été choisis (Figure 1-7) (cette courbe est appelée ici  $K(h)$  moyenne). Avec cet ajustement, seul le tensiomètre à la surface du sol donne une pression différente de celle calculée. Une seconde courbe a donc été ajustée pour tenir compte de ce tensiomètre ( $\alpha_{VG} = 25 \text{ m}^{-1}$  et  $n_{VG} = 1,1$ )

(appelée  $K(h)$  extrême) ; la conductivité obtenue est supérieure à la précédente (Figure 1-8) et a été utilisée pour tester la sensibilité du modèle à la conductivité hydraulique non saturée (Chapitre 4).

La méthode utilisée a l'avantage de fournir une évaluation continue de la conductivité hydraulique non saturée entre la pression nulle et la succion la plus élevée située à la surface du sol. Elle repose cependant sur l'hypothèse que le sol présente un comportement homogène ; l'homogénéité du sol a été assurée lors du remplissage de la cuve (Section 1.2.1). Cette méthode n'est plus destructive, ce qui est avantageux lorsque l'on travaille sur un lysimètre.

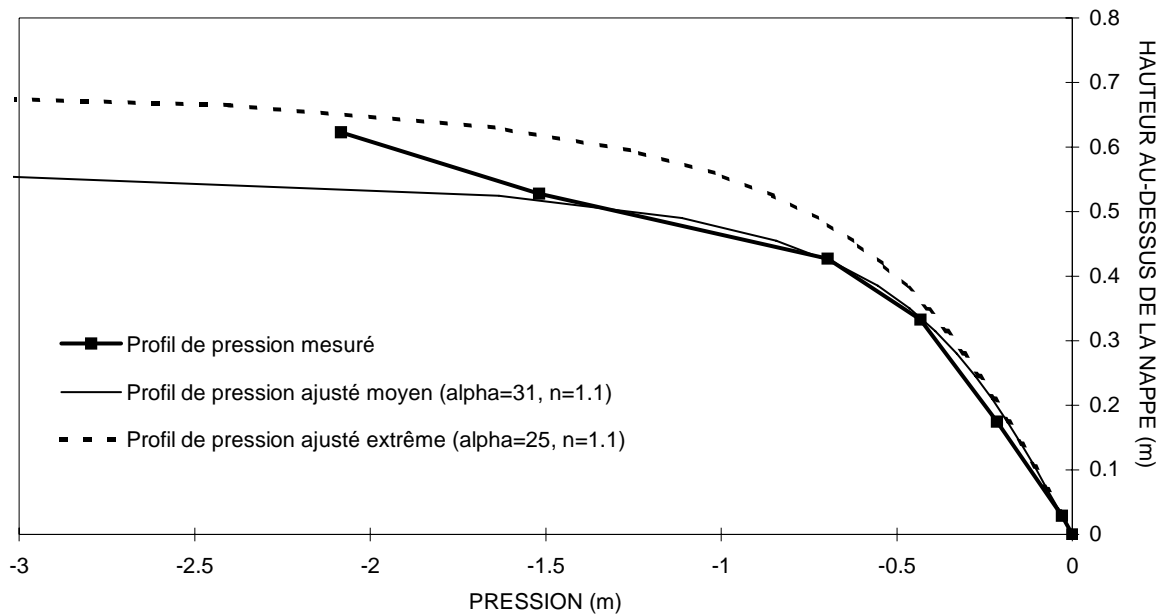


Figure 1-7 : Profils de pression mesuré et ajustés.

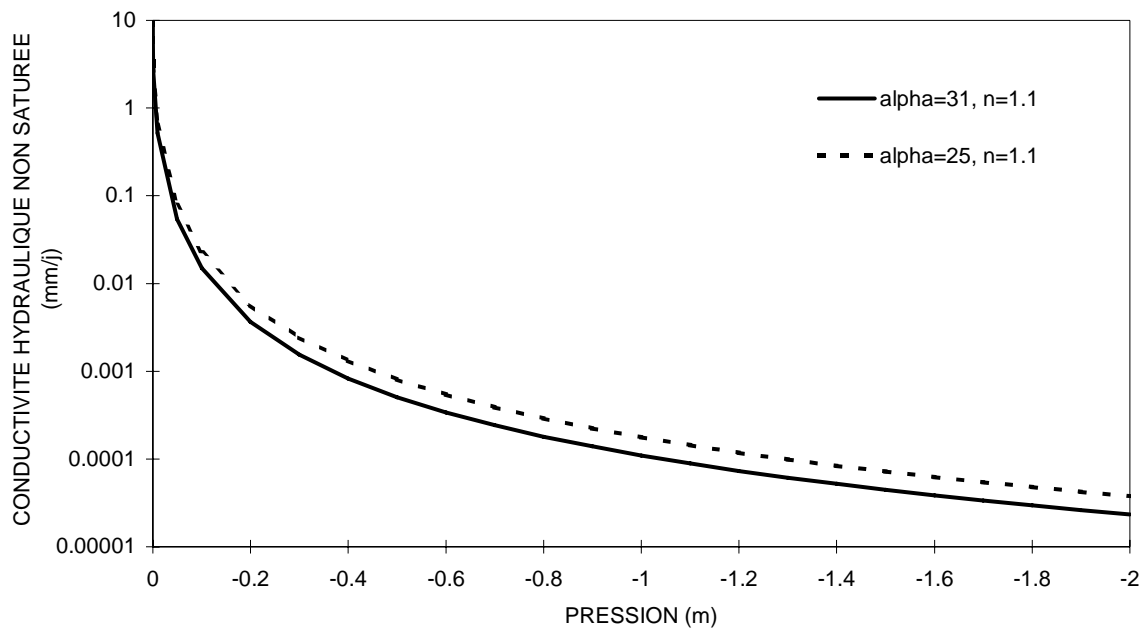


Figure 1-8 : Évolution de la conductivité hydraulique non saturée en fonction de la pression.

### c – Courbe de rétention

La courbe de rétention a été exprimée par la loi de van Genuchten (1980) avec les mêmes paramètres que pour la courbe de conductivité hydraulique non saturée :

$$\theta(|h|) = \theta_{\text{res}} + \frac{(\theta_{\text{sat}} - \theta_{\text{res}})}{\left(1 + (\alpha_{\text{VG}} |h|)^{n_{\text{VG}}}\right)^m} \quad (1.10)$$

- où
- $\theta(|h|)$  : teneur en eau en fonction de la pression, ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) ;
  - $\theta_{\text{res}}$  : teneur en eau résiduelle, ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) ;
  - $\theta_{\text{sat}}$  : teneur en eau à saturation, ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ).

Les teneurs en eau à saturation et résiduelle ont été déterminées par séchage et pesées d'échantillons de sol. Les valeurs de  $\theta_{\text{sat}} = 0,35 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$  et  $\theta_{\text{res}} = 0,08 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$  ont été obtenues.

### 1.2.6 Protocole expérimental

L'expérimentation a consisté au maintien de la nappe à quatre profondeurs différentes avec remontée graduelle (Figure 1-9). Lors du développement de la canne, la nappe était maintenue au bas du lysimètre à 70 cm de profondeur. Elle a ensuite été remontée à 45 cm de profondeur pendant 21 jours puis à 15 cm ; cette dernière profondeur a été maintenue pendant 22 jours avec

de l'eau courante puis pendant 9 jours avec de l'eau désoxygénée. Finalement la nappe a été remontée jusqu'à la surface du sol pendant 24 jours avec de l'eau désoxygénée. Les lampes étaient allumées et éteintes quotidiennement à 8h30 et 18h30 respectivement.

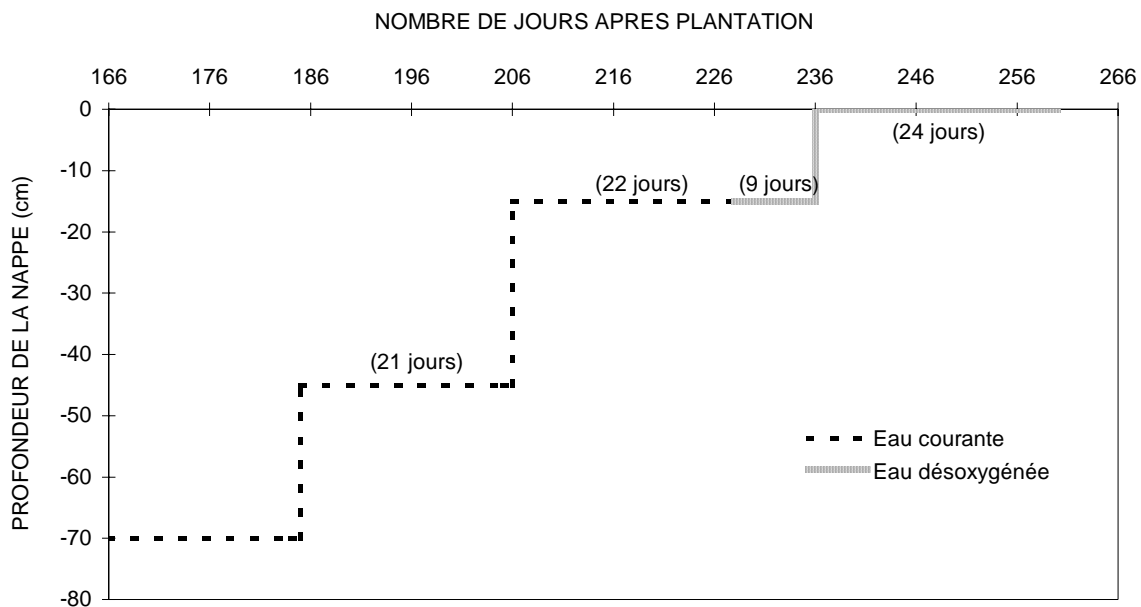


Figure 1-9 : Évolution de la profondeur de la nappe au cours de l'expérimentation.

### 1.2.7 Transpiration de la canne à sucre

La mise en marche des lampes crée une augmentation du rayonnement et de la température de l'air. Les flux de sève varient de façon proportionnelle à ces deux facteurs climatiques (Jones, 1992). A l'échelle journalière, le maximum de flux de sève suit l'évolution de celui de la température à la surface du sol (Figure 1-10).

L'amplitude des chroniques des flux provenant du vase de Mariotte est inférieure à celle des flux de sève de la canne (Figure 1-11). Les flux dans la plante sont pratiquement nuls la nuit. Les flux du vase ne s'annulent jamais à cause des pertes de charges dans le sol qui induisent un décalage temporel des entrées d'eau par le vase. Le jour, la plante prélève un volume d'eau supérieur à ce que le vase peut fournir pour maintenir la nappe à un niveau constant. Un abaissement de la nappe et une diminution de la teneur en eau de la zone non saturée permettent de compenser, en partie, la forte demande. La nuit, à l'inverse, la nappe revient à son niveau initial grâce aux apports du vase alors que la plante a pratiquement arrêté ses prélèvements.

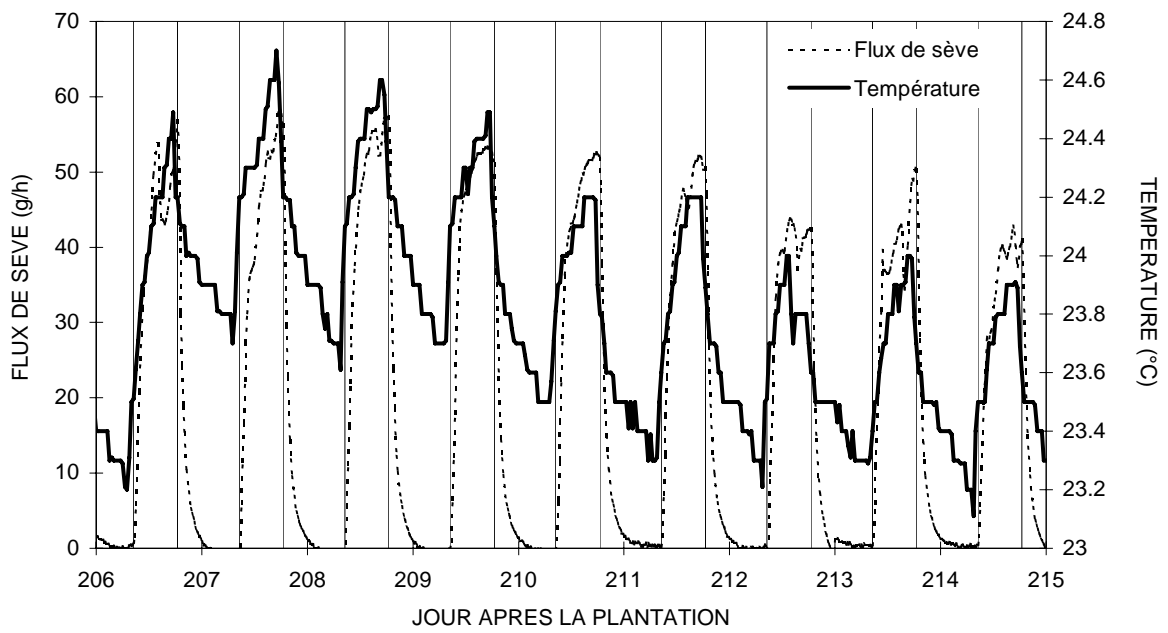


Figure 1-10 : Évolution du flux de sève et de la température de l'air à la surface du sol. Les lignes verticales indiquent les moments de mise en marche et d'arrêt des lampes.

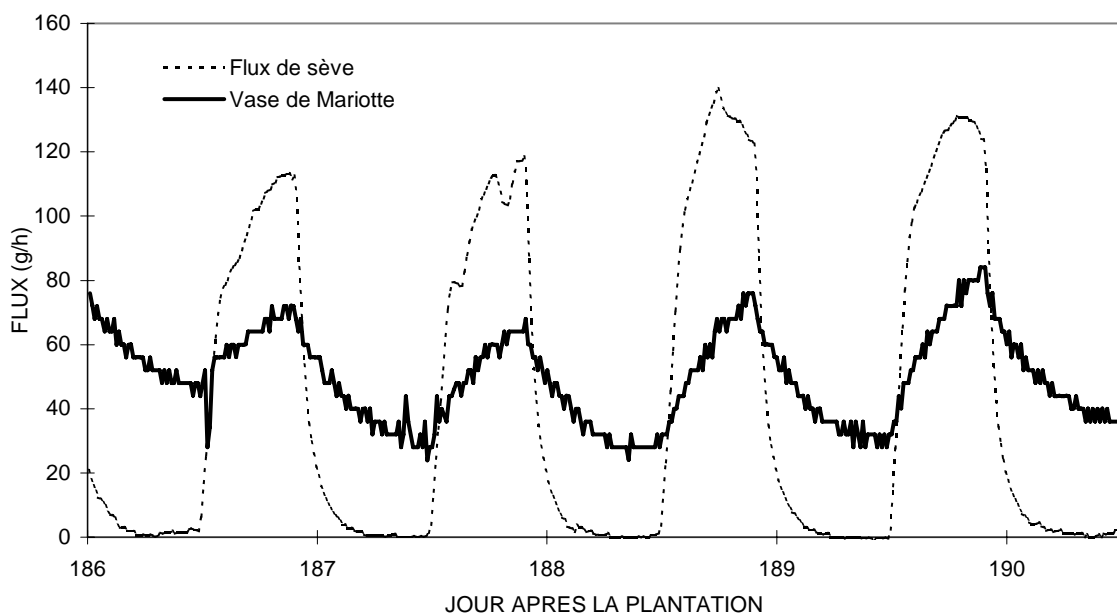


Figure 1-11 : Évolution des flux de sève et des flux mesurés par le vase de Mariotte.

Aucune diminution des prélèvements racinaires n'a été observée au cours de l'expérimentation, même lorsque les racines étaient totalement ennoyées et avec l'utilisation d'eau désoxygénée (Figure 1-12). La canne à sucre a prélevé de l'eau pendant 76 jours avec une nappe 45 cm de profondeur et moins sans être affectée par les conditions d'engorgement.

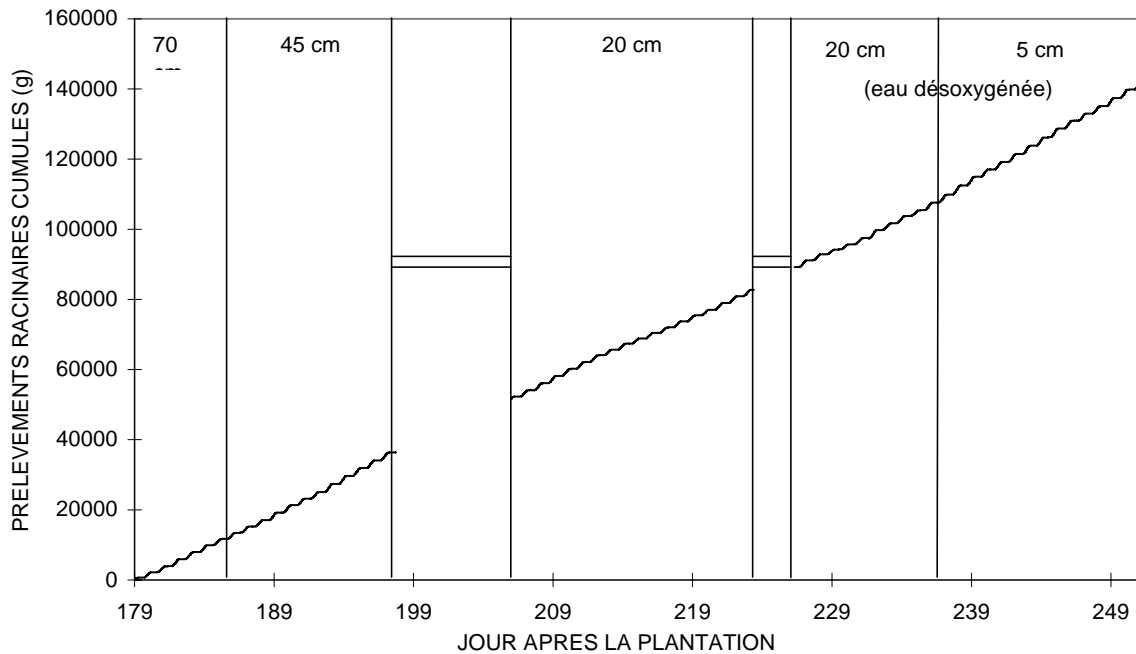


Figure 1-12 : Prélèvements racinaires cumulés au cours de l'expérimentation avec les profondeurs de nappe correspondante. ——— indiquent des données manquantes.

### 1.3 Conclusion

Les prélèvements racinaires de la canne à sucre de variété CP 66-345 ont été suivis au cours de remontées successives de la nappe dans le profil racinaire, jusqu'à engorgement total du sol. Le suivi des prélèvements a été réalisé à l'aide de capteurs de flux de sève. Les prélèvements racinaires de la canne à sucre n'ont pas été affectés par la présence d'une nappe dans le profil racinaire. Pendant 76 jours, la nappe a été située à 45 cm de profondeur et moins, dont 31 jours à 15 cm de profondeur et 24 jours à la surface du sol. Webster et Eavis (1971) ont observé des réductions de transpiration pour des périodes d'engorgement supérieures à 21 jours. Dans notre cas, l'engorgement total du sol a duré 24 jours, précédé de 31 jours avec la nappe à 15 cm de profondeur ; un engorgement important a ainsi été imposé pendant 55 jours mais aucune réduction des prélèvements n'a été observée. À la station expérimentale des Everglades, le couvert de canne à sucre de variété Co 281 a survécu à inondation de plus de trois mois suite à

une tempête (Allison, 1929). Notre canne a ainsi pu s'adapter aux conditions d'engorgement imposées graduellement pendant ces 76 jours.

Notre canne s'est fortement développée en hauteur avec un nombre relativement faible de tiges mais restant dans la norme du développement normal (Section 1.2.2). Aucun suivi des rendements n'a été réalisé. Cependant malgré son développement vraisemblablement un peu différent par rapport à des conditions naturelles, aucun des signes de dépérissement présentés en section 1.1.1 n'a été observé.

La station de Canal Point, où cette variété a été croisée, n'a aucune idée de son adaptation à des conditions d'engorgement (Miller, 1999, communication personnelle). Des adaptations ont pu survenir pour permettre la survie de la canne dans ces conditions (Section 1.1.2). Il est cependant important de rappeler que notre canne s'est initialement développée dans des conditions de sol drainé pendant plus de six mois avant le début des expérimentations ; les conditions d'engorgement lui ont été imposées alors que son système racinaire était déjà relativement bien développé en profondeur ; les racines n'ont donc pas pu arrêter leur développement au-dessus de la nappe, comme il a souvent été observé dans la littérature lorsque la nappe était présente dès le début de la croissance. Negi et al. (1971) ont étudié le développement des systèmes racinaires de sept variétés de canne cultivées en Inde. Il a montré que la variété BO 3, résistante aux engorgements, avait un développement initial rapide avec un nombre élevé de racines peu profondes comparativement aux autres variétés. Dans notre expérimentation, environ 70% des racines étaient situées dans les 20 premiers centimètres à la surface du sol.

## Chapitre 2

### Estimation de la transpiration d'un couvert de canne à sucre à partir de mesures de flux de sève

Le bilan hydrique d'une parcelle doit parfois être déterminé afin, entre autre, de mieux comprendre le fonctionnement d'une parcelle, d'estimer les quantités d'eau d'irrigation à apporter ou de valider un modèle. Un des termes important de ce bilan est la transpiration du couvert végétal. Les méthodes développées afin de quantifier l'eau transpirée par un couvert peuvent être divisées en deux grands groupes : les estimations et les mesures. Les estimations consistent à associer des données climatiques, qui permettent de déterminer la demande du climat, avec des connaissances agronomiques et de disponibilité de l'eau dans le sol indiquant comment le système sol-plantes peut répondre à la demande du climat ; ces trois variables sont représentées par des évapotranspirations de référence et des coefficients culturaux. Allen et al. (1998) décrivent les différentes formules et méthodes existantes pour déterminer ces évapotranspirations de référence et coefficients culturaux généralement utilisés pour les estimations de transpiration des couverts.

Les mesures directes de la transpiration d'un couvert peuvent être réalisées de différentes manières et à différentes échelles de temps (Wilson et al., 2001). Certaines des méthodes de mesure présentent l'inconvénient de perturber le milieu naturel, tel le lysimètre posé sur une balance qui perturbe le sol ou la chambre de mesure des variations d'humidité de l'air entourant la plante qui modifie le microclimat (Reicosky, 1985). Le suivi du bilan hydrique du sol ne modifie pas l'environnement de la plante mais n'offre qu'une précision temporelle de quelques jours. Des traceurs chimiques ou isotopiques (Bariac, 1994) ont aussi été utilisés pour le suivi de la transpiration d'un couvert mais les données peuvent être très difficiles à interpréter et ces traceurs ne permettent pas des mesures en continu. Le rapport de Bowen (Prueger et al., 1997 ; Heilman et Brittin, 1989) et la technique de la corrélation des tourbillons (Tanner, 1987), quant à eux, ne modifient pas le milieu naturel et permettent une bonne résolution temporelle mais sont des méthodes complexes nécessitant un équipement coûteux. Les mesures de flux de sève sont utilisées depuis quelques années pour déterminer la transpiration des couverts (voir la revue de

42



Swanson, 1994). Elles présentent plusieurs avantages dont un suivi relativement facile en automatique et en continu à un pas de temps aussi faible que nécessaire ; elles ne demandent ou n'entraînent aucune modification de l'environnement.

Plusieurs méthodes de mesure des flux de sève ont été développées (Dugas, 1990 ; Smith et Allen, 1996 ; Valancogne, 1996). La méthode utilisée et testée dans le cadre de cette thèse est la méthode de bilan de chaleur (Section 1.2.3). L'objectif de cette partie expérimentale a été de tester la possibilité de déterminer la transpiration d'un couvert de canne à sucre à partir de la mesure du flux de sève de quelques tiges de cannes de ce couvert.

En plus des incertitudes provenant des mesures directes des capteurs de flux de sève (Section 2.4.3), l'extrapolation des flux de quelques individus à la transpiration d'un couvert entier entraîne des incertitudes supplémentaires. Il devient ainsi important que l'échantillonnage choisi tienne compte de toutes les variations de transpiration au sein du couvert (Cermak et Kucera, 1990). L'échantillonnage peut être simple dans les couverts homogènes où les plantes sont sensiblement toutes au même niveau de développement et où l'apport d'énergie radiative et les conditions d'humidité du sol sont uniformes. Dans ce genre de couvert, il est peu probable que la transpiration varie significativement d'un plant à l'autre et la transpiration du couvert peut être calculée à partir de la connaissance de la densité de plants. Toutefois les couverts peuvent être plus complexes et l'utilisation simple de la densité de plants peut donner des résultats non satisfaisants. Selon Smith et Allen (1996) et Valancogne (1996), il est généralement possible d'établir une relation entre le flux de sève et le diamètre de la tige, la surface des feuilles et la surface de la tige ou du tronc puis d'affecter un coefficient de pondération pour chaque plant par rapport à la population moyenne du couvert. Dugas (1990) a montré qu'il y avait une forte surestimation de la transpiration de leur couvert de coton lorsque seulement la densité de plants était utilisée étant donné que les tiges instrumentées étaient en moyenne plus grosses que les autres tiges du lysimètre. Une pondération par la surface transversale des tiges a permis d'obtenir des différences journalières de moins de 9% entre les flux de sève extrapolés au couvert et les transpirations estimées par pesée du lysimètre. Ham et al. (1990) ont aussi montré que l'extrapolation des flux mesurés à la transpiration d'un couvert par simple utilisation de la densité de plants surestime la transpiration et n'est donc pas applicable à un couvert comportant de fortes différences de développement inter-plants ; la normalisation par la surface foliaire leur a toutefois donné des résultats satisfaisants. Ozier-Lafontaine et Tournebize (1993) ont calculé, à partir de mesures de flux de sève de trois tiges, la transpiration d'un couvert guadeloupéen de

cannes à sucre estimé à 63 750 tiges/ha ; un flux horaire moyen par tige tenant compte de la représentativité au sein du couvert de chaque tige a été déterminé puis multiplié par la densité du couvert. La transpiration ainsi calculée a été comparée à l'évapotranspiration réelle simulée par le bilan hydrique et de bonnes similitudes des variations journalières ont été observées (Ozier-Lafontaine, 1992). Une pondération des flux de sève par la surface foliaire a été utilisée par Ozier-Lafontaine et al. (1997) pour déterminer la transpiration d'un couvert de maïs et sorgho ; les résultats obtenus ont permis de valider deux modèles prédisant avec une bonne précision les transpirations dans des conditions non limitantes de teneur en eau du sol.

## **2.1 Site expérimental**

La plaine du Gharb, d'une superficie de 616 000 ha, est située au nord-ouest du Maroc. Elle est parcourue d'est en ouest par le cours inférieur de l'oued Sebou. Cette plaine était occupée par de vastes étangs, appelés localement "merjas", jusqu'au début du siècle où d'importants travaux d'aménagement et d'assainissement ont été entrepris. Actuellement 100 000 ha sont équipés en irrigation dont 65 000 sont drainés par drainage souterrain. Un programme de développement régional prévoit d'augmenter ces surfaces, respectivement, à 250 000 et 170 000 ha. La plaine du Gharb a le potentiel agricole le plus élevé du Maroc. La production de canne à sucre dans cette plaine représente 65 % de la production nationale de canne à sucre.

La station expérimentale de Souk Tlet est située dans cette plaine. Elle a été montée suite à une convention conclue entre l'Office Régional de Mise en Valeur du Gharb (ORMVAG) et le *Cemagref* dans le but d'acquérir des références sur le fonctionnement du drainage dans la plaine du Gharb pour établir des règles de conception adaptées au contexte local (Bouarfa et al., 1998). Cette station est d'une superficie d'environ 15 ha et comporte 14 parcelles (P) principalement cultivées en canne à sucre (une seule parcelle est cultivée en tournesol, P4) (Figure 2-1). Toutes ces parcelles sont irriguées, soit par aspersion (P1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 10, 11 et 12), soit par irrigation gravitaire (P6, 13 et 14), et neuf sont drainés par système de tuyaux enterrés (les drains sont représentés sur la Figure 2-1).

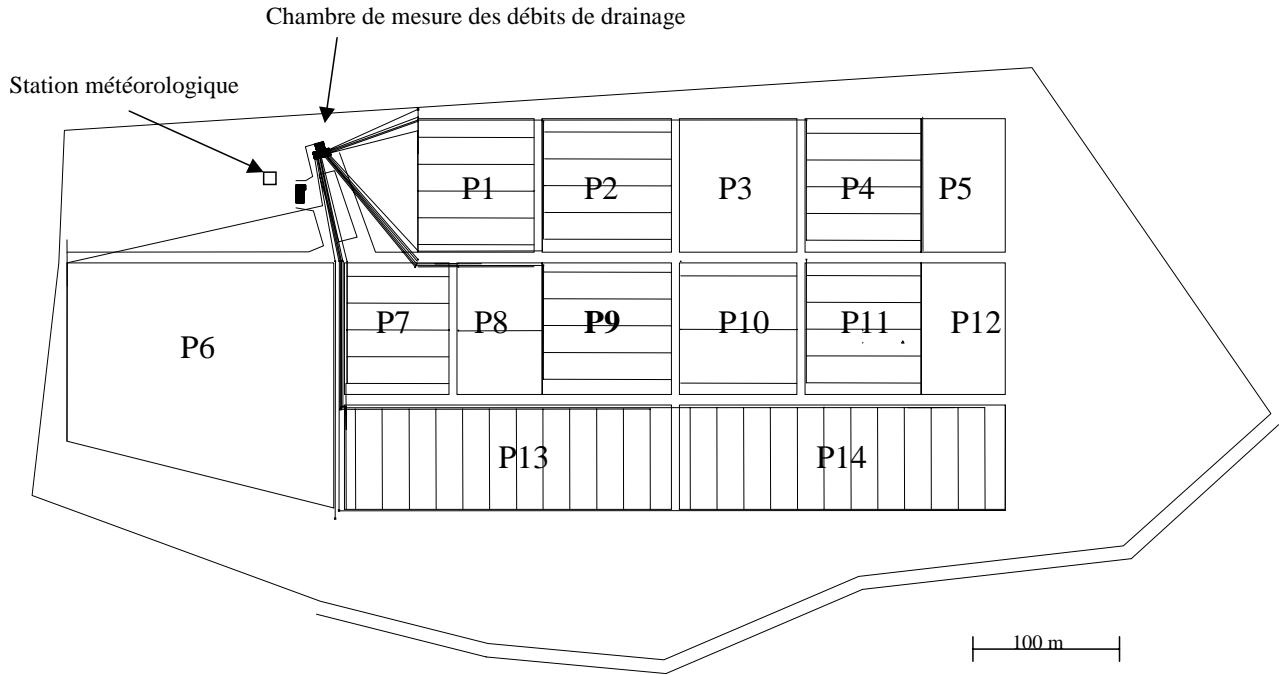


Figure 2-1 : Schéma de la station expérimentale de Souk Tlet.

La parcelle étudiée (P9) a des dimensions de 85,5 m par 90 m, soit 0,77 ha ; elle est cultivée avec 58 rangs de canne à sucre espacés de 1,5 m (Figure 2-2). Son sol est une argile lourde de densité moyenne de  $1,561 \text{ g cm}^{-3}$  (Annexe 1). Cinq drains sont installés parallèlement aux rangs de canne à une profondeur moyenne de 1,26 m avec un écartement de 20 m. Le système d'irrigation est constitué d'une antenne sur laquelle cinq rampes d'aspersion parallèles aux drains sont branchées. Sur chacune de ces rampes, cinq asperseurs espacés de 18 m sont installés ; pas plus de deux asperseurs par rampe ne peuvent fonctionner simultanément afin d'assurer une pression suffisante.

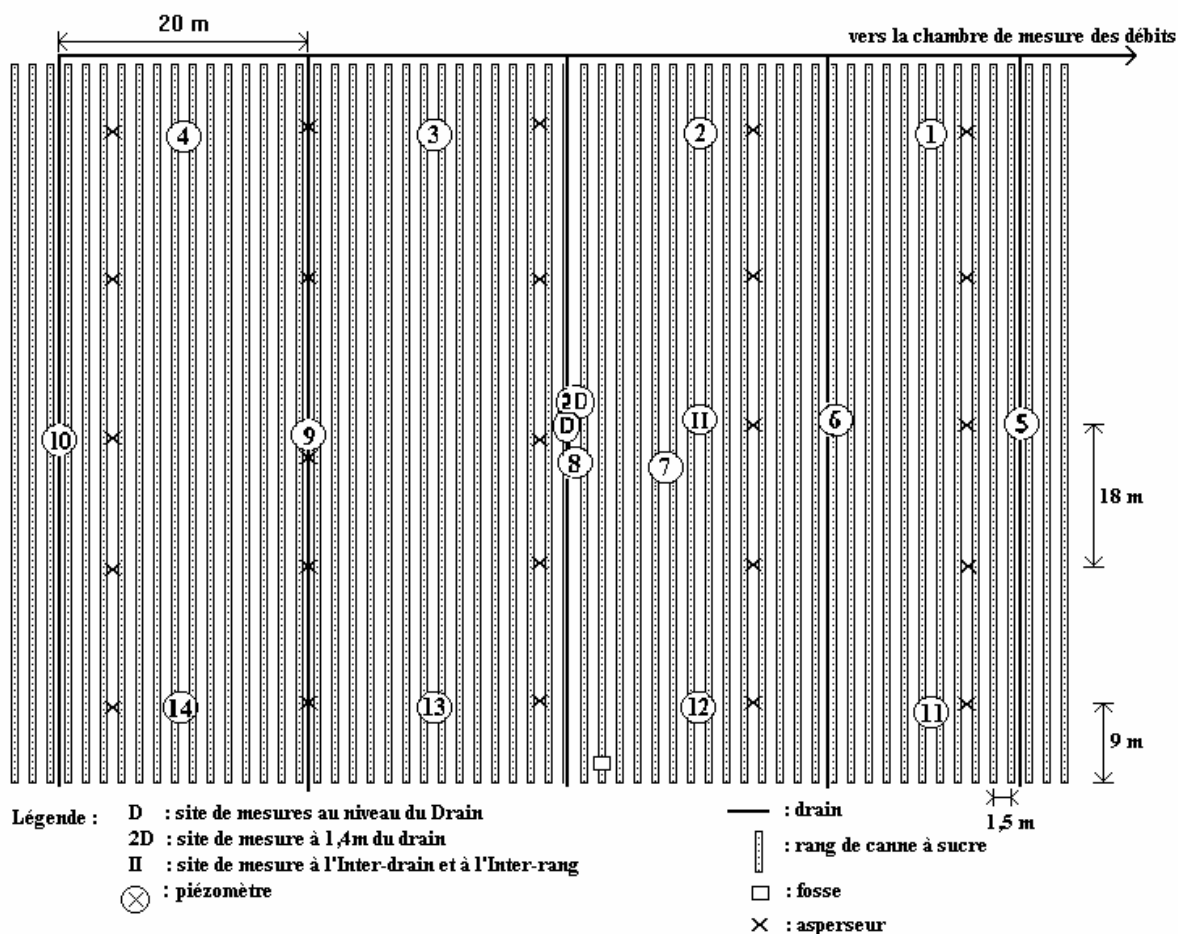


Figure 2-2 : Dispositif expérimental.

## 2.2 Mesures effectuées

### 2.2.1 Flux de sève

Des capteurs Dynamax (van Bavel et van Bavel, 1990) ont été utilisés pour mesurer les flux de sève dans les tiges de canne à sucre (voir section 1.2.3 pour le principe de fonctionnement).

Vingt-cinq capteurs de différents diamètres étaient à notre disposition, soit :

- 4 x SGB10 (9 à 13 mm) ;
- 7 x SGB13 (12 à 16 mm) ;
- 1 x SGB19 (18 à 23 mm) ;
- 5 x SGB25 (24 à 32 mm) ;
- 3 x SGB35 (32 à 45 mm) ;
- 5 x SGB50 (45 à 65 mm).

Deux centrales Campbell CR10X réalisaient des mesures toutes les 15 secondes avec une valeur moyenne enregistrée aux 15 minutes ; chacune des centrales était alimentée par une batterie 12V d'une capacité de 12 A h. Une centrale était installée au niveau du drain central et la seconde à l'interdrain près du site II. La moitié des capteurs a donc été installée au niveau du drain et l'autre à l'interdrain pour vérifier l'effet de la position par rapport aux drains sur les prélèvements racinaires. Chacune des centrales pouvait recevoir au maximum huit capteurs. Les capteurs SGB10 et SGB50 n'ont pas été utilisés : les SGB50 parce que les tiges n'ont jamais atteint des diamètres supérieurs à 45 mm et les SGB10 parce que les tiges de petit diamètre étaient trop faibles pour supporter un capteur sans se casser. Les seize capteurs restants ont donc tous été installés (Tableau 2-1) ; les SGB35 ont été installés un peu plus tard que les autres, le temps que les tiges atteignent des diamètres suffisants.

Tableau 2-1 : Emplacement de chacun des types de capteurs de flux de sève.

Type de capteur	Nombre de capteurs	
	Au drain	A l'interdrain
SGB13	3	4
SGB19	1	0
SGB25	3	2
SGB35	1	2

Les capteurs étaient installés entre deux nœuds au bas de la tige à une quinzaine de centimètres du sol. Les mêmes précautions qu'au laboratoire ont été prises (graisse silicone, antigermes, papiers cellophane et d'aluminium, isolants de styromousse) pour assurer le bon fonctionnement des capteurs. Les feuilles du bas de la tige ont été enlevées avant l'installation du capteur pour permettre un meilleur contact entre la tige et le capteur. Les tiges instrumentées ont été changées environ tous les dix jours. Les plants instrumentés étaient choisis selon quatre critères : 1) sa position par rapport au drain ; 2) son diamètre pour que la tige soit adaptée au capteur ; 3) sa position sur le rang ; les tiges choisies étaient orientées du côté nord pour éviter les rayons solaires directs sur les capteurs pouvant créer des perturbations du bilan thermique et 4) son état ; les tiges sélectionnées étaient en bon état et bien développées pour s'assurer qu'elles supporteraient le poids du capteur et qu'elles survivraient tout au long de la prise de mesures. Les capteurs de chacune des centrales étaient alimentés par une batterie 12 V d'une capacité de 90 A h. Des régulateurs avec ponts diviseurs de la tension étaient utilisés pour l'alimentation des

capteurs ; selon la résistance du capteur, la tension d'alimentation était ajustée pour que la différence de température dans la tige ne soit pas supérieure à 8°C (ce qui pourrait être dangereux pour la plante) ou inférieure à 2,5°C (pour assurer la précision de la mesure).

### 2.2.2 Mesure de la transpiration potentielle

#### a – Station météorologique

Une station météorologique CIMEL (Guyot, 1997) était déjà en place sur la station expérimentale ; elle était située à environ 200 m de la parcelle étudiée (Figure 2-1). Des mesures de température, humidité relative, vitesse du vent et rayonnement global étaient réalisées à 2 m au-dessus d'un gazon et enregistrées automatiquement au pas de temps horaire. La station a toutefois subi plusieurs pannes au cours du suivi expérimental ; au total 11 jours de mesures ont été perdues. Des mesures manuelles de température (maximale et minimale journalière), d'humidité relative (à 7h et 18h) et de vitesse du vent (à 7h et 18h) provenant d'une station située à une dizaine de kilomètres de la parcelle ont été récupérées et utilisées pour la reconstitution de données climatiques.

#### b - Rayonnement net

Un pyrromètre a été installé au-dessus du couvert de canne à sucre à environ 5 m de hauteur. La coupole de plastique de ce pyrromètre aurait dû être nettoyée régulièrement mais la hauteur du mat n'a pas permis cet entretien. Les mesures étaient vérifiées quotidiennement et elles semblaient réalistes par rapport aux mesures des premiers jours (où la coupole était propre). Une pompe à air a été utilisée pour tendre la coupole ; elle a cependant fonctionné périodiquement pendant les deux semaines.

#### c - Flux de chaleur dans le sol

Deux fluxmètres ont été installés au centre de la parcelle de chaque côté d'un rang de canne ; ils étaient sous 2 cm de sol légèrement tamisé. Du côté nord, le capteur était situé au centre de l'inter-rang alors que du côté sud, il était juste à côté du pied de la canne. Ainsi le fluxmètre du côté nord était dans des conditions d'humidité supérieures à celui du côté sud puisque les inter-rangs étaient longtemps remplis d'eau suite aux irrigations alors que les pieds des cannes étaient situés sur des buttes où le sol était plus sec. Les mesures de tension étaient enregistrées par une des centrales Campbell CR10X au pas de temps de 15 minutes. Le coefficient d'étalonnage de 352,5 W m<sup>2</sup> mV<sup>-1</sup> donné avec les fluxmètres n'a pas été vérifié.

### 2.2.3 Suivi agronomique

- Relation surface foliaire – diamètre et estimation du nombre de tiges du couvert

Pour évaluer la transpiration du couvert à partir de la connaissance de la transpiration de quelques tiges de canne, il était nécessaire de relier le flux de chacune des tiges instrumentées à une variable agronomique. Sachant que les végétaux transpirent par les stomates qui recouvrent les feuilles, il semble réaliste d'affirmer que le flux d'un plant puisse potentiellement être relié à sa surface foliaire (Guyot, 1997). La mesure de la surface foliaire d'un plant étant relativement complexe, nous avons vérifié si une relation entre la surface foliaire et le diamètre existait. Le diamètre et la surface foliaire de 100 tiges de canne ont été mesurés. Le diamètre a été mesuré entre deux nœuds à environ 15 cm du sol ; la surface de chacune des feuilles a été déterminée en considérant que la forme d'une feuille est la combinaison d'un triangle (haut de la feuille) et d'un trapèze (bas de la feuille). Une relation puissance (surface foliaire =  $28,36 * \text{diamètre}^{1,41}$ ) avec un coefficient de corrélation ( $r^2$ ) de 0,87 a été trouvée (Figure 2-3). Le diamètre et la surface foliaire de toutes les tiges instrumentées ont été mesurés après que les capteurs aient été enlevés et les tiges coupées.

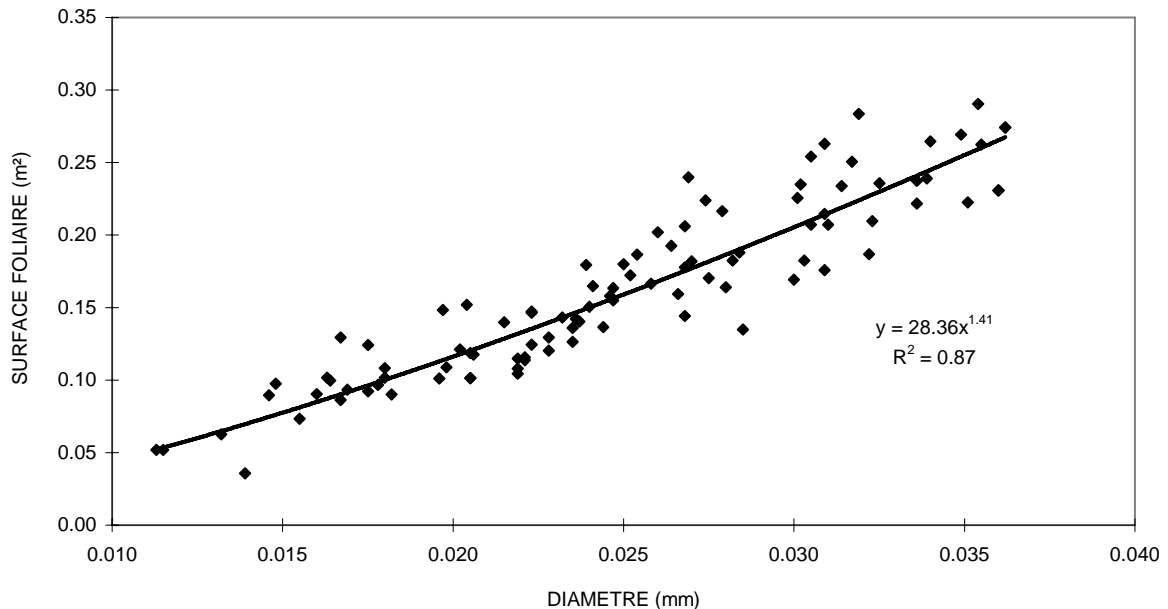


Figure 2-3 : Relation entre surface foliaire et diamètre des tiges de canne à sucre.

La distribution des diamètres-surfaces foliaires et l'estimation du nombre de tiges sur la parcelle ont été évaluées deux fois au cours de l'expérimentation, soit les 17 et 25 août 98. Douze placettes de 1 m de longueur de rang réparties sur toute la parcelle ont été choisies ; la

sélection des placettes s'est faite de façon à couvrir toutes les gammes de développement de la canne. Sur chacune de ces placettes, le nombre de tiges a été compté et le diamètre de toutes les tiges a été mesuré ; nous avons posé l'hypothèse que la distribution des diamètres-surfaces foliaires de cet échantillonnage était la même que celle du couvert entier (Figure 2-4).

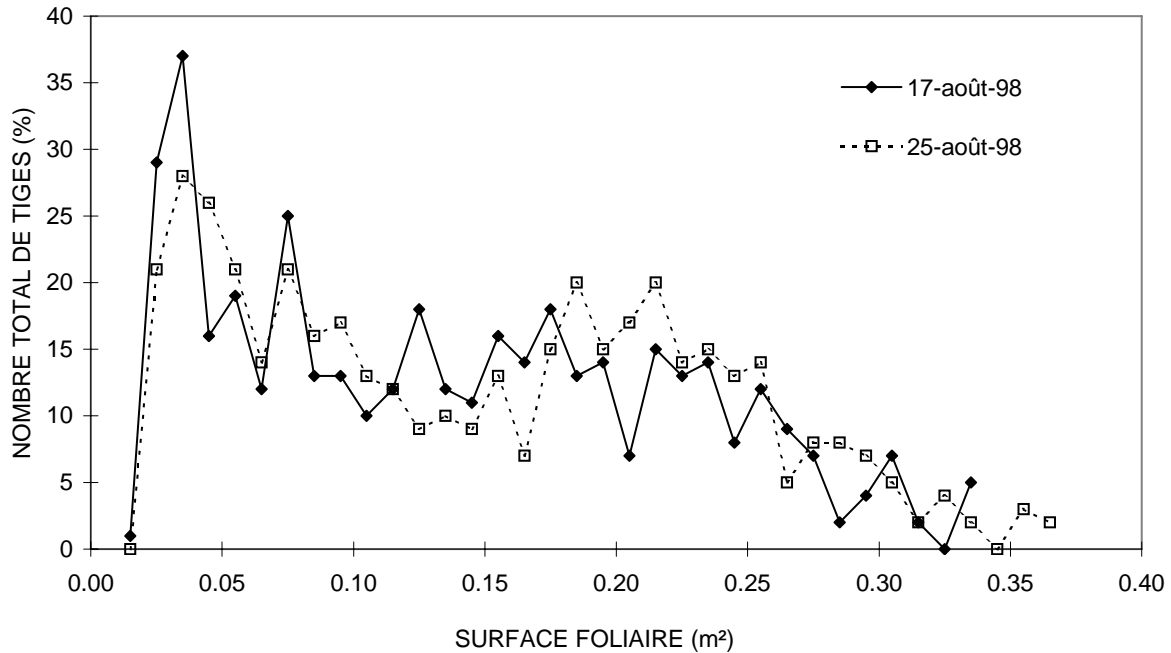


Figure 2-4 : Distribution des surfaces foliaires du couvert pour les 17 et 25 août 98.

Le nombre moyen de tiges par mètre de rang a été calculé en faisant une moyenne du nombre de tiges compté sur chacune des placettes. Connaissant cette moyenne de tiges par unité de longueur de rang et la longueur totale de rangs sur la parcelle, le nombre total de tiges a été estimé (Tableau 2-2).

Finalement à partir de ces données, le LAI de la parcelle, la densité de tiges ainsi que la surface et la circonférence de tiges par unité de surface de sol ont été évalués (Tableau 2-2). Des classes de diamètres correspondant aux diamètres des capteurs ont aussi été créées et pour chacune de ces classes, la densité de tiges du couvert a été déterminée (Tableau 2-3). Toutes ces données sont utilisées pour le calcul de la transpiration du couvert à partir des mesures de flux de sève.

Tableau 2-2 : Détails de la détermination du LAI du couvert de cannes pour les 2 dates de mesures.



	<b>17 août 98</b>	<b>25 août 98</b>
Nombre moyen de tiges par mètre de rang	34 ± 5,3	35 ± 7,4
Longueur totale de rang (m)	5220	5220
Nombre total de tiges du couvert	177 480 ± 27 666	184 440 ± 38 995
LAI du couvert (m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup> )	3,1	3,4
Densité de tiges (tiges/m <sup>2</sup> )	22,3	23,1
Surface de tiges par surface de sol (m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup> )	9,569x10 <sup>-3</sup>	1,087x10 <sup>-2</sup>
Circonférence de tiges par surface de sol (m m <sup>-2</sup> )	1,514	1,652

Tableau 2-3 : Densité de tiges par classe de diamètre de capteur pour le 17 août 98.

Classe de diamètres (mm)	nb. de tiges échantillonnées	% 17-août-98	nb. total de tiges sur la parcelle	Classe	Densité (tiges/m <sup>2</sup> )
6-7	1	0.25	435	13 mm	7.3
7-8	12	2.9	5220		
8-9	19	4.7	8265		
9-10	24	5.9	10440		
10-11	16	3.9	6960		
11-12	10	2.5	4350		
12-13	11	2.7	4785		
13-14	14	3.4	6090		
14-15	7	1.7	3045		
15-16	20	4.9	8700		
16-17	12	2.9	5220	19 mm	4.5
17-18	11	2.7	4785		
18-19	12	2.9	5220		
19-20	6	1.5	2610		
20-21	13	3.2	5655		
21-22	17	4.2	7395		
22-23	12	2.9	5220	25 mm	6.3
23-24	11	2.7	4785		
24-25	16	3.9	6960		
25-26	15	3.7	6525		
26-27	19	4.7	8265		
27-28	12	2.9	5220		
28-29	18	4.4	7830		
29-30	12	2.9	5220		
30-31	13	3.2	5655	35 mm	4.1
31-32	19	4.7	8265		
32-33	8	2.0	3480		
33-34	15	3.7	6525		
34-35	10	2.5	4350		
35-36	5	1.2	2175		
36-37	5	1.2	2175		
37-38	7	1.7	3045		
38-39	1	0.2	435		
39-40	5	1.2	2175		
Total =	408	100	177480		22

- Hauteur du couvert

Des mesures de hauteur de la canne ont été réalisées en quadrillant la parcelle, soit 29 mesures sur la largeur (1 rang sur 2) et 11 sur la longueur (319 mesures au total) ; ces mesures ont été réalisées deux fois au cours des expérimentations (les 13 et 24 août 98 ; Figure 2-5 pour le 13 août 98). On observe que le développement de la canne a été influencé par les apports d'eau d'irrigation. En effet, les rangs de cannes plus hautes sont situés sur les lignes des asperseurs. Ceci indique qu'au cours de son développement, la canne à sucre a plutôt eu tendance à souffrir d'un déficit en eau que d'un excès. La hauteur moyenne du couvert a été déterminée pour l'estimation de la transpiration potentielle (Section 2.4.5).

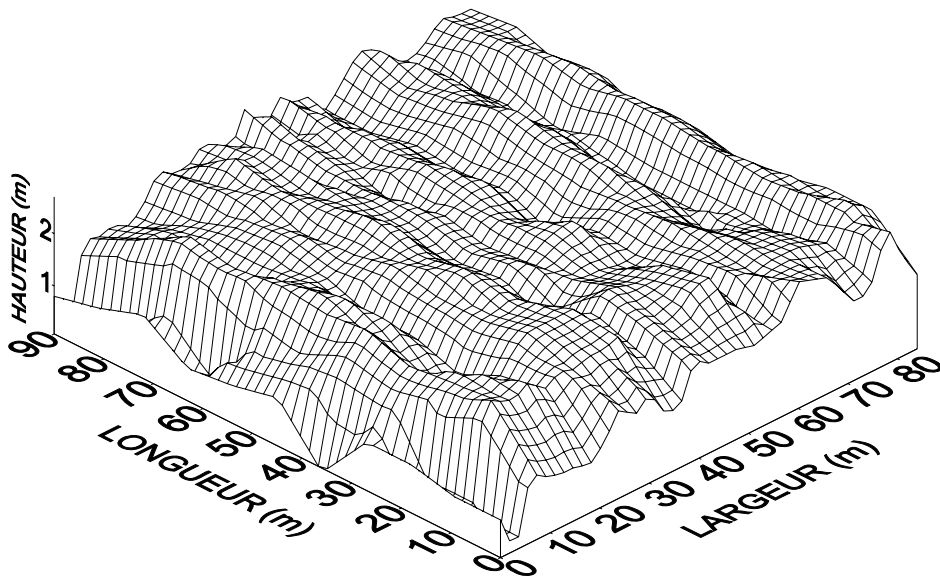


Figure 2-5 : Représentation de la hauteur de la canne à sucre sur la parcelle le 13 août 1998.

#### 2.2.4 Densité racinaire

Deux fosses de 1,6 m de profondeur situées en bout de parcelle ont été creusées (Figure 2-2). Les profils de densité racinaire ont été quadrillés de mailles de 5 cm de côté. Une notation linéaire de 0 à 5 était attribuée par maille en fonction du nombre de racines (Figures 2-6 et 2-7).

Aucune différence significative de distribution racinaire n'a été observée entre les deux profils. Jusqu'à une cinquantaine de centimètres de profondeur sous la tige, la densité racinaire est maximale ; elle décroît ensuite linéairement jusqu'à plus de 1,5 m de profondeur. La densité à 0,7 m de distance horizontale du plant, c'est-à-dire à l'inter-rang, est relativement importante et montre ainsi qu'il y a des racines en continue entre les rangs et les inter-rangs.

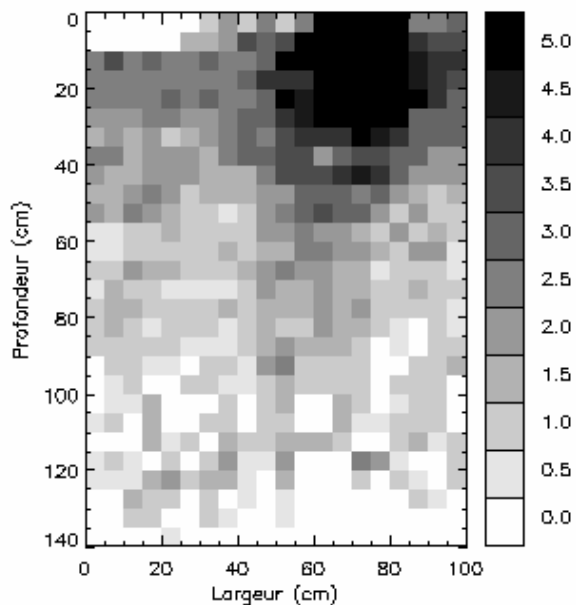


Figure 2-6 : Profil racinaire d'un plant de canne à sucre au niveau du drain.

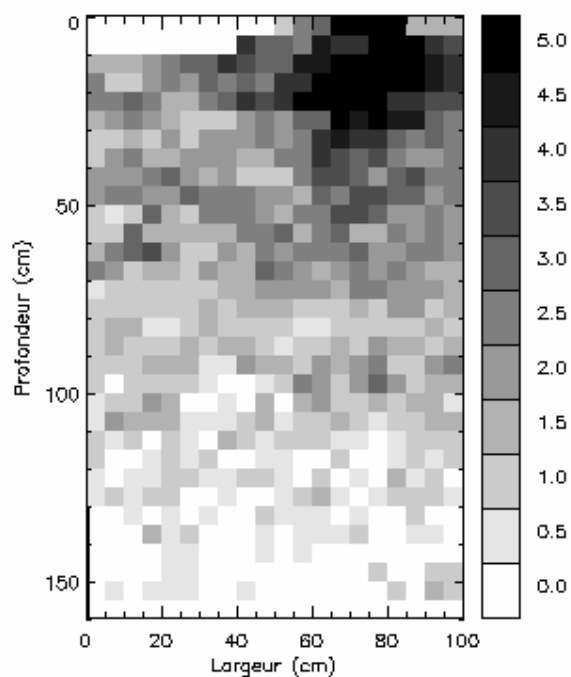


Figure 2-7 : Profil racinaire d'un plant de canne à sucre au niveau de l'interdrain.

### 2.2.5 Tensiométrie

Trois séries de neuf tensiomètres à mercure ont été installées à 10, 20, 30, 55, 75, 105, 125, 155 et 175 cm de profondeur au centre de la parcelle : au niveau du drain central (D), à 1,5 m du drain central (2D) et à l'interdrain (ID) (Figure 2-2). Les mesures ont été prises manuellement à un pas de temps ajusté selon la vitesse de variation des pressions.

### 2.2.6 Piézométrie

Quatorze piézomètres avec un tubage en PVC de 2 m de longueur ont été installés sur la parcelle (Figure 2-2) ; les piézomètres en bout de parcelle sont situés aux interdrains alors que ceux au centre de la parcelle sont au niveau des drains. Ils ont été crépinés sur 60 cm en profondeur et un géotextile a été collé autour de la crépine afin d'éviter un colmatage par l'argile. Du gravier a été mis autour des piézomètres sur toute la hauteur alors que de l'argile a été compactée autour des piézomètres à la surface du sol pour éviter les infiltrations d'eau à partir de la surface. Deux piézomètres étaient situés près des sites de mesures tensiométriques. Les relevés piézométriques

étaient réalisés au même pas de temps que les relevés tensiométriques ; une canne limnimétrique était utilisée pour déterminer la profondeur de la nappe dans les piézomètres.

#### 2.2.7 Débit de drainage

Les cinq drains de la parcelle sont reliés à un collecteur qui se déverse dans une chambre de mesures (Figure 2-2) où les débits étaient enregistrés automatiquement au pas de temps horaire. Les débits ( $1 \text{ s}^{-1}$ ) sont calculés automatiquement à partir d'une mesure de hauteur d'eau dans un déversoir. Un étalonnage au seau des débits de drainage a été réalisé ; dix mesures manuelles ont ainsi été faites (avec six répétitions en moyenne) avec différents débits. Une sous-estimation systématique correspondant à une différence de hauteur d'eau de 8 cm a été observée ; cette correction a donc été apportée à toutes les mesures de débit de drainage.

#### 2.2.8 Débit d'irrigation

Un compteur permettant de mesurer les volumes d'eau d'irrigation était situé en début d'antenne. Un deuxième compteur était installé sur la borne alimentant les antennes de plusieurs parcelles ; il ne pouvait être utilisé pour la mesure du débit d'irrigation de la parcelle expérimentale que lorsqu'elle était seule à être irriguée. Le compteur en début d'antenne a été changé plusieurs fois en début d'expérimentation à cause d'un mauvais fonctionnement. Lorsqu'il a bien fonctionné, il a été étalonné à l'aide d'un seau gradué ; une sous-estimation maximale de 5 % sur le volume a été mesurée. Le compteur sur la borne n'a pas été étalonné ; ses mesures ont parfois été utilisées lors du dysfonctionnement de l'autre compteur. Les mesures de volume d'eau d'irrigation étaient réalisées manuellement en début et fin d'irrigation ; les temps d'irrigation étaient aussi notés pour permettre le calcul des débits.

#### 2.2.9 Propriétés hydrodynamiques du sol

L'utilisation d'une méthode de laboratoire permettait d'éviter la lourdeur des méthodes *in situ*. Huit échantillons de sol ont été récupérés dans des cylindres de 15 cm de diamètre et 7 cm de hauteur ; ils ont été prélevés sur deux profils à 25, 50, 75 et 100 cm de profondeur. Ces échantillons ont été utilisés pour la détermination des courbes de conductivité hydraulique et de rétention par la méthode de Wind (Tamari et al., 1993) au Service d'Étude des Sols et de la Carte Pédologique de France de l'INRA.

#### 2.2.10 Protocole expérimental

L'expérimentation a consisté au suivi des mesures au cours de deux cycles d'irrigation-tarissement de la nappe au cours des mois de juillet et août 1998 (Tableau 2-4). Les premières

irrigations ont débuté le 26 juillet suite au désherbage et à un apport d'azote sur la parcelle et se sont terminées le 8 août. Une irrigation durait en moyenne 13 h et il n'y en avait qu'une par jour. Pendant les dix premiers jours d'irrigation, il n'y avait que dix asperseurs disponibles ; vingt-cinq asperseurs ont ensuite été mis en place de façon permanente sur toute la parcelle. Il n'était cependant pas possible d'irriguer avec plus de dix asperseurs à la fois par manque de pression mais cette installation permanente permettait un choix plus souple des asperseurs en fonctionnement. Un apport d'eau d'environ 2396 m<sup>3</sup> (correspondant à 313 mm) a été réalisé lors de la première série d'irrigations et de 1460 m<sup>3</sup> (correspondant à 191 mm) pour la deuxième série. Ces doses d'irrigation de plus de 500 mm sur une période totale de 1 mois étaient importantes sachant que les doses apportées sont généralement autour de 550 mm sur 3 mois (juin à août).

Tableau 2-4 : Résumé de l'expérimentation.

<b>Période (1998)</b>	<b>Durée (jours)</b>	<b>Phase de l'expérimentation</b>	<b>Irrigation (mm)</b>
26 juillet 7h au 8 août 12h	13,2	1 <sup>ère</sup> série d'irrigations	313
8 août 12h au 17 août 17h	9,2	1 <sup>er</sup> tarissement	-
17 août 17h au 22 août 21h	5,2	2 <sup>e</sup> série d'irrigations	191
22 août 21h au 27 août 9h	4,5	2 <sup>e</sup> tarissement	-

## 2.3 Estimation de l'évapotranspiration potentielle à partir du bilan énergétique

### 2.3.1 Détermination

L'évapotranspiration potentielle est déterminée en tenant compte des conditions atmosphériques et du développement du couvert végétal à l'aide de la relation suivante (Feddes et al., 1974 ; Perrier, 1992) :

$$ETP = \frac{\delta(R_n - G) + \rho_a C_p (e^* - e) / r_{ac}}{(\delta + \gamma)L_v \rho_w} \quad (2.1)$$

- où
- ETP : évapotranspiration potentielle, ( $m\ s^{-1}$ ) ;
  - $\delta$  : pente de la courbe de la pression de vapeur saturante en fonction de la température, ( $Pa\ ^\circ C^{-1}$ ) ;
  - $R_n$  : rayonnement net, ( $W\ m^{-2}$ ) ;
  - G : flux de chaleur dans le sol, ( $W\ m^{-2}$ ) ;
  - $L_v$  : chaleur latente de vaporisation, ( $J\ kg^{-1}\ d'eau$ ) ;
  - $\rho_a$  : masse volumique de l'air humide, ( $kg\ m^{-3}$ ) ;
  - $\rho_w$  : masse volumique de l'eau, ( $kg\ m^{-3}$ ) ;
  - $C_p$  : chaleur massique de l'air à pression constante, ( $J\ kg^{-1}\ ^\circ C^{-1}$ ) ;
  - $e^*$  : pression de vapeur saturante, (Pa) ;
  - e : pression partielle de vapeur, (Pa) ;
  - $r_{ac}$  : résistance aérodynamique du couvert végétal, ( $s\ m^{-1}$ ) ;
  - $\gamma$  : constante psychrométrique, ( $Pa\ ^\circ C^{-1}$ ).

Chacune des variables utilisées pour ce calcul sont décrites ci-dessous.

#### a - Rayonnement net et flux de chaleur dans le sol

Une chronique de treize jours du rayonnement net mesuré à l'aide du pyrromètre est présentée sur la figure 2-8 ; on observe que quelques journées ont été partiellement nuageuses (15 et 25 août). La figure 2-8 montre aussi le flux de chaleur dans le sol. Les mesures du fluxmètre installé du côté nord ont été utilisées parce qu'elles étaient plus stables que celles du fluxmètre du côté sud. Les données manquantes du début de l'expérimentation ont été évalué à 10 % du rayonnement net, valeur estimée par (Clothier et al., 1986) pour un couvert bien couvrant.

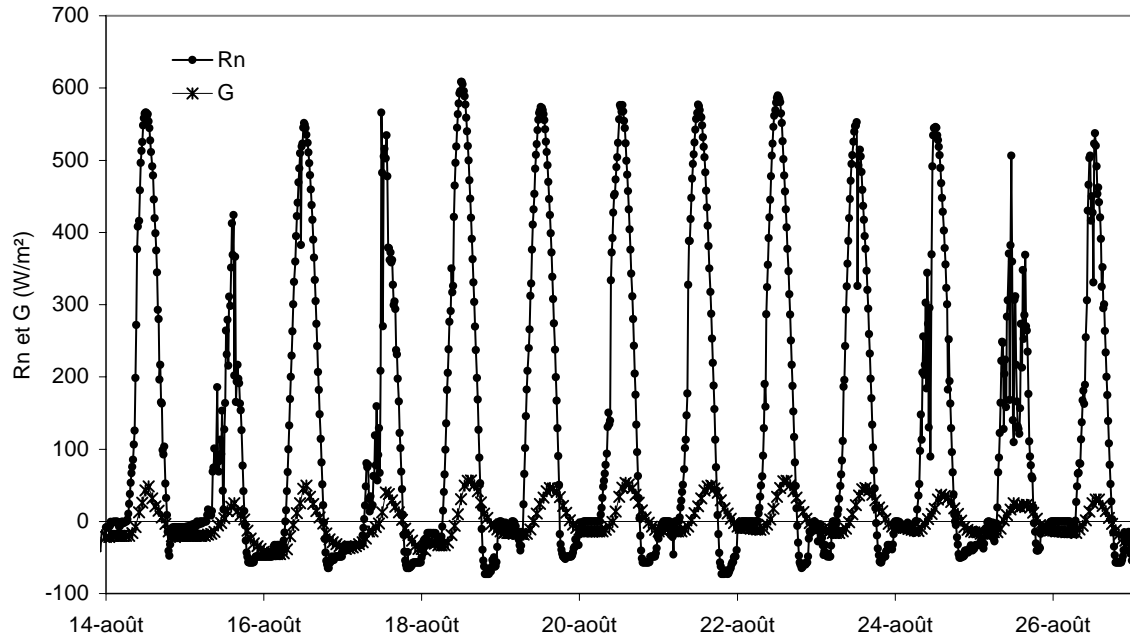


Figure 2-8 : Chroniques du rayonnement net et du flux de chaleur dans le sol du 14 au 26 août 98.

#### b - Résistance aérodynamique du couvert végétal

La résistance aérodynamique d'un couvert a été calculée avec l'équation suivante (Tuzet et al., 1992) :

$$r_{ac} = r_a + r_o \quad (2.2)$$

où  $r_a$  : résistance aérodynamique entre le sommet du couvert (à la hauteur  $z_h$ ) et le niveau de référence  $z_r$ , ( $m s^{-1}$ ) (Pereira et al., 1996) :

$$r_a = \frac{\text{Ln}\left(\frac{z_r - d}{z_o}\right) \text{Ln}\left(\frac{z_r - d}{z_h - d}\right)}{k^2 * u(z_r)} \quad (2.3)$$

- où  $z_r$  : hauteur de référence située au-dessus du couvert végétal, (m) ;  
 $z_o$  : hauteur de rugosité du sommet du couvert végétal, (m) ;  
 $d$  : hauteur de déplacement, (m) ;  
 $z_h$  : hauteur du couvert végétal, (m) ;  
 $u(z_r)$  : vitesse du vent à la hauteur de référence  $z_r$ , ( $m s^{-1}$ ) ;  
 $k$  : constante de von Karman = 0,41, (-).

$r_o$  : résistance globale du couvert, ( $m s^{-1}$ ).

Cette résistance est essentiellement liée à l'épaisseur du feuillage traversé par le flux convectif et elle s'exprime ainsi avec une fonction linéaire du LAI (Vidal et Perrier, 1990) :

$$r_o = r_{o\max} \frac{LAI}{LAI_{\max}} \quad (2.4)$$

où  $r_{o\max}$  : résistance globale maximale du couvert, ( $s m^{-1}$ ) ;

LAI : surface foliaire, ( $m^2 m^{-2}$ ) ;

$LAI_{\max}$  : surface foliaire maximale observée, ( $m^2 m^{-2}$ ).

Une valeur de  $40 s m^{-1}$  pour le  $r_{o\max}$  de la canne à sucre a été utilisée (Vidal et Perrier, 1990).

La hauteur de déplacement  $d$  est une hauteur de référence qui peut s'exprimer, pour un couvert relativement dense (Jones, 1992) :

$$d = 0,64z_h \quad (2.5)$$

La hauteur de rugosité du sommet du couvert végétal correspond à l'endroit où, théoriquement, le profil de vent s'annule dans le couvert. Selon Tanner et Pelton (1960), pour un couvert relativement dense cette hauteur de rugosité peut s'exprimer par :

$$z_0 = 0,13z_h \quad (2.6)$$

Des relations dépendant du LAI existent pour la détermination de  $d$  et  $z_0$  (Perrier et Tuzet, 1991) ; la section suivante justifiera l'emploi des relations simples présentées ci-dessus. La détermination de la vitesse du vent est détaillée dans la section suivante. Les hauteurs moyennes du couvert de cannes à sucre ont été mesurées les 13 et 24 août et étaient respectivement de 2,01 et 2,39 m ; à ces hauteurs correspondent respectivement des hauteurs de déplacement de 1,29 et 1,53 m et de rugosité de 0,26 et 0,31 m.



### c - Pression de vapeur saturante et sa pente en fonction de la température

La pression de vapeur saturante ne dépend que de la température et peut être déterminée à l'aide de la formule de Tetens (Smith, 1993) :

$$e^* = 611 \exp\left(\frac{17,27T_a}{T_a + 237,3}\right) \quad (2.7)$$

où  $T_a$  : température de l'air, (°C).

La dérivée de cette expression appliquée à la température  $T_a$  nous permet de déterminer la pente de la pression de vapeur saturante en fonction de la température :

$$\delta = \frac{2,504e10^6}{(237,3 + T_a)^2} \exp\left(\frac{17,27T_a}{T_a + 237,3}\right) \quad (2.8)$$

Une chronique de la température de l'air est présentée sur la figure 2-9.

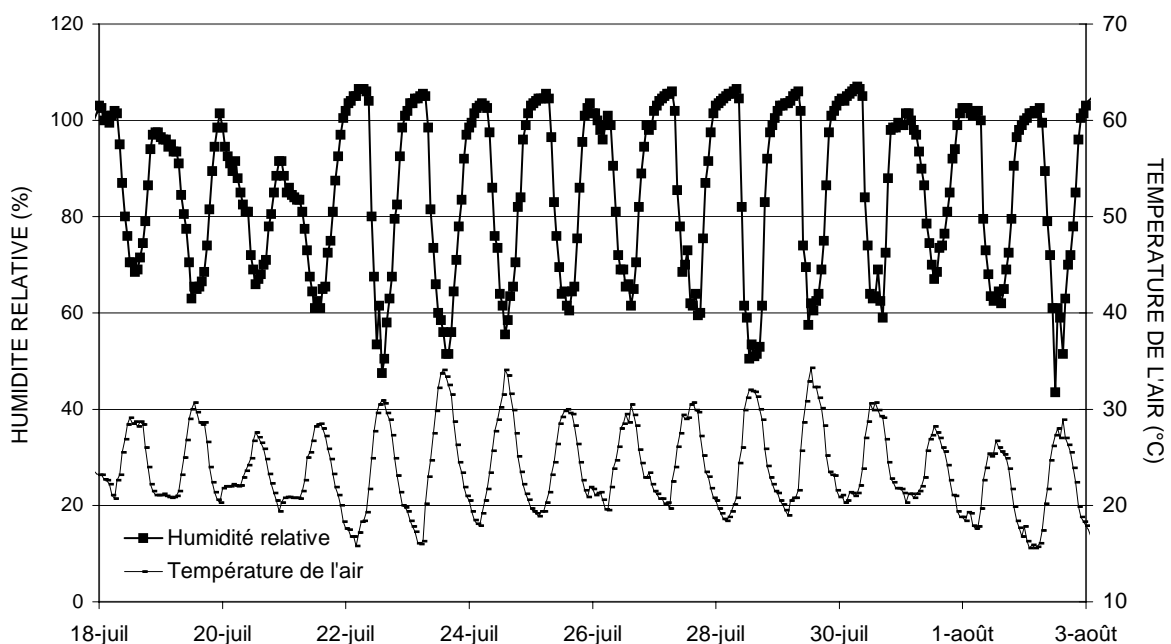


Figure 2-9 : Chroniques de la température de l'air et de l'humidité relative corrigée du 18 juillet au 3 août 98.

### d - Pression partielle de vapeur

La pression partielle de vapeur a été déduite de la mesure de l'humidité relative :

$$e = \frac{HR \cdot e^*}{100} \quad (2.9)$$

où HR : humidité relative, (%).

Les mesures d'humidité relative ont été étalonnées à l'aide de températures sèches et humides. Onze mesures ont été faites sur 6 jours. Une surestimation systématique, de 9 % en moyenne, des humidités de la station a été observée ; toutes les mesures ont donc été corrigées. La figure 2-9 présente une chronique de l'humidité relative corrigée.

#### e - Masse volumique de l'air humide

La masse volumique de l'air humide a été déterminée à partir des connaissances de la température de l'air et de l'humidité. L'équation suivante a été utilisée pour la calculer :

$$\rho_a = \frac{M_{as}}{R_g T_a} \left[ P_{atm} - e \left( 1 - \frac{M_w}{M_{as}} \right) \right] \quad (2.10)$$

où  $M_{as}$  : masse molaire de l'air sec, ( $\text{kg mol}^{-1}$ ) ;  
 $M_w$  : masse molaire de l'eau, ( $\text{kg mol}^{-1}$ ) ;  
 $R_g$  : constante des gaz parfaits, ( $\text{J mol}^{-1} \text{K}^{-1}$ ) ;  
 $P_{atm}$  : pression atmosphérique, (Pa).

#### f - Constantes

Les valeurs des constantes sont notées dans le tableau 2-5. La masse volumique de l'eau est considérée constante pour toutes les températures, sa variation en fonction de la température n'impliquant pas de différences significatives d'ETP. La pression atmosphérique a aussi été considérée constante.

Tableau 2-5 : Valeurs des constantes pour le calcul de l'ETP.

Constante	Valeur	Unités
$\gamma$	66	Pa °C <sup>-1</sup>
$C_p$	1003,5	J kg <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup>
L	2,46x10 <sup>6</sup>	J kg <sup>-1</sup> d'eau
$\rho_w$	1000	kg m <sup>-3</sup>
$M_w$	0,018	kg mol <sup>-1</sup>
$M_{as}$	0,028896	kg mol <sup>-1</sup>
$P_{atm}$	101 318	Pa

### 2.3.2 Ajustement des paramètres de l'ETP

Les données thermodynamiques nécessaires à la détermination de l'ETP du couvert végétal doivent, en toute rigueur, être mesurées à un niveau de référence d'environ 2 m au-dessus du couvert (Vidal et Perrier, 1990). Les données disponibles ont par contre en majorité (sauf pour le rayonnement net) été mesurées au niveau de la station météorologique présente sur le site expérimental et située au-dessus d'un gazon, à environ 25 m de la parcelle de canne à sucre la plus proche (Figure 2-1). Seule la vitesse du vent a été reconstituée à une hauteur de référence située 2m au-dessus du couvert de canne ( $z_r = z_h + 2m$ ). Les reconstitutions de la température de l'air et de l'humidité relative nécessitaient la connaissance de la température de surface et de rosée du gazon mais ces mesures n'ont pas été réalisées. Nous avons fait l'hypothèse que la hauteur  $z_r$  se trouve en dehors des couches limites de la canne et du gazon et que donc la vitesse du vent à cette hauteur est constante indépendamment du couvert végétal au sol. On considère que le profil de vent est logarithmique ; la vitesse du vent à  $z_r$  au-dessus du couvert de canne peut ainsi s'exprimer (Guyot, 1997) :

$$u(z_r) = u(z_m) \frac{\ln\left(\frac{z_r}{z_{og}}\right)}{\ln\left(\frac{z_m}{z_{og}}\right)} \quad (2.11)$$

où  $z_{og}$  : hauteur de rugosité du sommet du gazon, (m) ;  
 $z_m$  : hauteur de mesure à la station météo, (m).

La hauteur de rugosité du gazon a été prise à 7 mm.

### 2.3.3 Sensibilité de l'ETP aux différents paramètres

Une étude de sensibilité de l'ETP aux différents paramètres a été réalisée avant l'expérimentation à l'aide d'anciennes données météorologiques du site expérimental (Tableau 2-6). Deux cas ont été étudiés : 1) l'après-midi ( $T_a = 31,1^\circ\text{C}$ , HR = 52% et  $R_n = 800\text{W m}^{-2}$ ) où l'ETP est maximale ( $21,3\text{mm j}^{-1}$ ) et 2) début de matinée ( $T_a = 23,9^\circ\text{C}$ , HR = 83,5% et  $R_n = 154,8\text{W m}^{-2}$ ) où l'ETP est relativement faible ( $5,7\text{mm j}^{-1}$ ). Le tableau 2-6 présente les erreurs maximales de l'ETP pour chacune des mesures indépendamment du cas observé.

Tableau 2-6 : Sensibilité de l'ETP aux différentes mesures.

Mesure	Erreur sur la mesure (%)	Erreur sur l'ETP (%)	Erreur sur la mesure (%)	Erreur sur l'ETP (%)	Variable(s) influencée(s)
$T_a$	+ 10	3,5	- 10	-3,8	$\delta, \rho_a, e, e^*$
HR	+ 10	-20,6	- 10	19,4	e
$R_n$	+ 10	7,5	- 10	-7,5	-
G	+ 10	-1,5	- 10	1,5	-
$u(z_r)$	+ 10	0,48	- 10	-0,57	$r_a, r_{ac}$
$z_h$	+ 10	0,47	- 10	-0,55	d, $z_o, r_a, r_{ac}$

Les variations de température entraînent des erreurs relativement faibles sur l'ETP à cause des compensations d'erreurs sur les différentes variables influencées. Le rayonnement net entraîne des erreurs non négligeables alors que le flux de chaleur dans le sol affecte peu l'ETP puisque nous sommes dans un cas où le couvert végétal est bien couvrant. L'ETP semble être surtout sensible à l'humidité relative. Finalement, la vitesse du vent et la hauteur du couvert sont des variables qui affectent peu l'ETP.

Le tableau 2-7 montre que l'ETP semble très peu sensible à  $z_o$  et d ; ce résultat justifie notre utilisation d'expressions simples ne dépendant que de la hauteur du couvert et non du LAI. La sensibilité de l'ETP à  $r_{ac}$  provient principalement de la résistance globale du couvert ( $r_o$ ).

Tableau 2-7 : Sensibilité de l'ETP à différentes variables.

Variable	Erreur sur la variable (%)	Erreur sur l'ETP (%)	Erreur sur la variable (%)	Erreur sur l'ETP (%)
$z_o$	+ 10	0,26	- 10	-0,29
$d$	+ 10	-0,46	- 10	0,37
$r_a$	+ 10	-0,51	- 10	0,52
$r_o$	+ 10	-3,6	- 10	4,2
$r_{ac}$	+ 10	-4,0	- 10	4,9

#### 2.3.4 Reconstitution des données manquantes

La chronique des ETP calculées à partir des mesures de la station météo est représentée sur la figure 2-10 (lignes pleines). Certaines ETP ont dû être reconstituées à cause de pannes qui ont eu lieu sur la station météo (Figure 2-10, lignes pointillées). L'ETP journalière a tout d'abord été reconstituée à partir des mesures d'humidité relative et de vitesse du vent à 18 h et de la température maximale de la journée ; ces mesures provenaient d'une station météo située à une dizaine de kilomètres du site expérimental. Le cumul du rayonnement net a aussi été utilisé, ces mesures étant indépendantes de la station météo. La relation suivante a été trouvée sur le logiciel solveur Excel pour déterminer la transpiration journalière :

$$0,0245 * Rn_{\text{cumulé}} + 3,394e10^{-6} * T_a(18h)^{4,662} + 0,161 * HR(18h) + 5,899 * u(18h) \quad (2.12)$$

La figure 2-11 montre la différence en pourcentage des ETP journalières calculées avec les mesures de notre station météo et avec cette relation. Une erreur absolue de 5,41 en moyenne est trouvée.

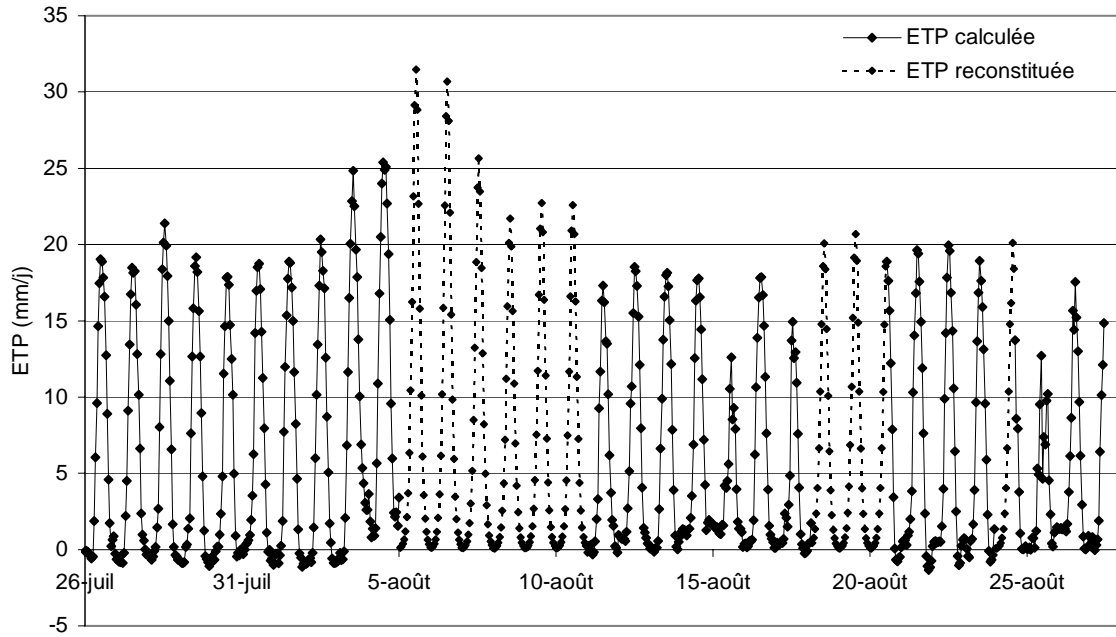


Figure 2-10 : Chronique de l'ETP calculée et reconstituée.

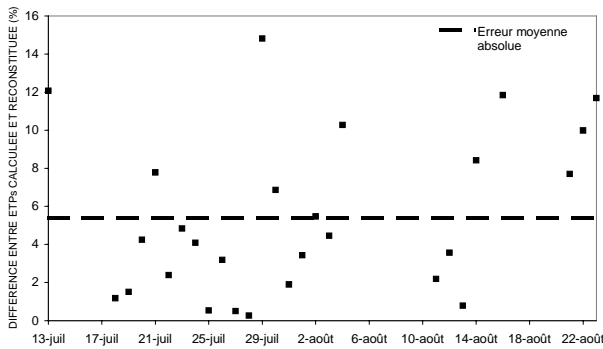


Figure 2-11 : Différence entre l'ETP<sub>jour</sub> calculée avec les données de la station météo et avec la relation pour la reconstitution des données manquantes.

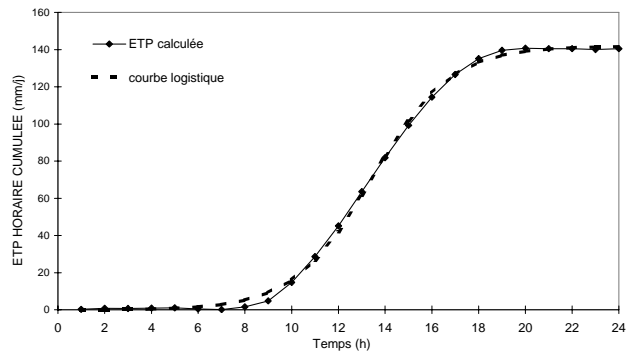


Figure 2-12 : ETP horaires cumulées du 18 juillet 98 calculées à partir des mesures de la station météo et à partir de la courbe logistique.

Les valeurs d'ETP horaires ont finalement été reconstituées en sachant que le cumul de l'ETP horaire sur une journée suivait la forme d'une logistique :

$$ETP(\text{heure}) = ETP_{\text{journalière}} \left[ 1 - \frac{1}{1 + e^{b(c-\text{heure})}} \right] \quad (2.13)$$

- où
- b : paramètre décrivant la croissance de la fonction, (-) ;
  - c : paramètre représentant le point d'inflexion de la courbe, (-) ;
  - heure: heure de la journée, variant de 1 à 24, à laquelle l'ETP est déterminée, (-).

Les valeurs de  $b=0,584$  et  $c=13,465$  ont été trouvées à l'aide du logiciel solveur Excel. La figure 2-12 présente l'ETP calculée à partir des mesures de la station météo et de la logistique pour la journée du 18 juillet 98. La chronique des ETP horaires calculées et reconstituées sont représentées sur la figure 2-10.

### 2.3.5 Validation de l'ETP

Nous avons tenté de valider les valeurs de l'ETP calculée à partir du bilan énergétique en les comparant à l'ETP mesurée pour le gazon à partir des mêmes données météorologiques et par le bac classe A (Figure 2-13). Les méthodes de référence classiques de détermination de l'évapotranspiration d'un couvert consistent à multiplier l'évapotranspiration d'un couvert de gazon par un coefficient cultural ( $K_c$ ) qui dépend de plusieurs facteurs (Allen et al., 1998). Ces facteurs sont principalement le type de culture, son stade de développement, l'humidité relative et la vitesse du vent (Doorenbos et Pruitt, 1975). Doorenbos et Kassam (1980) donnent un coefficient cultural maximal de 1,3 pour la canne à sucre lors des besoins de pointe. Les coefficients culturaux calculés à partir de nos ETP canne et gazon oscillent autour d'une moyenne de 1,28, ce qui semble conforme aux données de la FAO. L'ETP calculée par le bac classe A est supérieure à l'ETP gazon d'environ 70% en moyenne, conformément aux valeurs présentées par la FAO (Allen et al., 1998). Ainsi nos mesures d'ETP pour la canne à sucre semblent être du bon ordre de grandeur et avoir été calculées correctement.

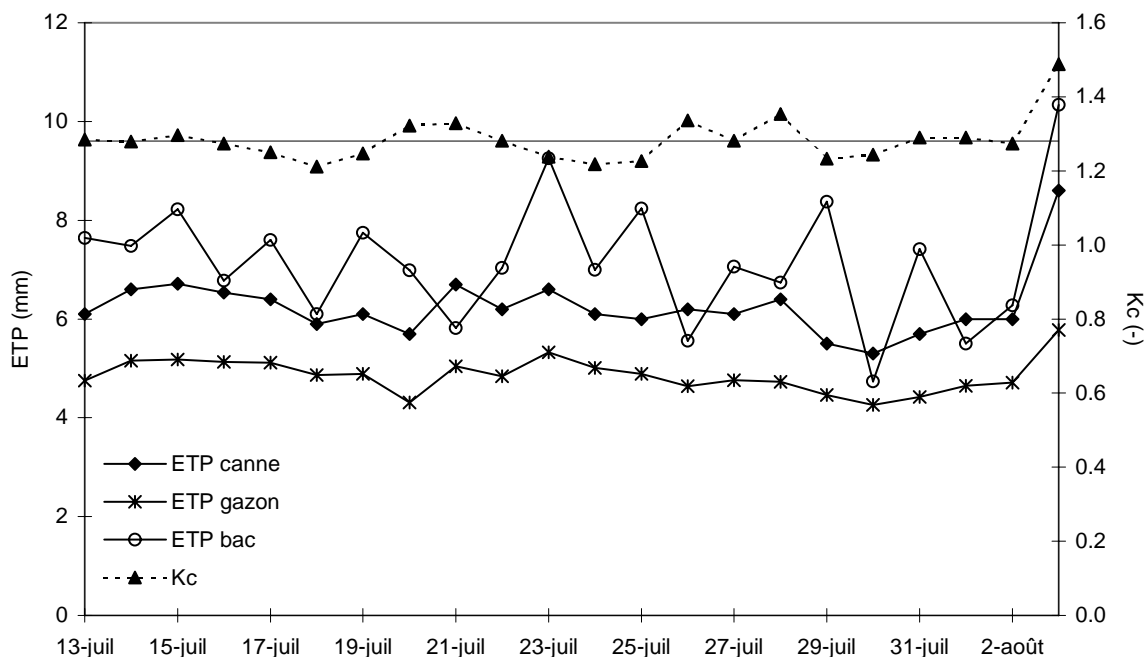


Figure 2-13 : Chroniques des ETP de la canne à sucre, du gazon et du bac classe A et du coefficient cultural ( $K_c$ ).

#### 2.4 Transpiration du couvert calculée à partir des mesures de flux de sève

La transpiration du couvert de canne à sucre a été calculée à partir des mesures de flux de sève réalisées sur un échantillonnage de tiges de cannes. Le principe de la mesure des flux de sève est détaillé à la section 1.2.3.1. Pour le calcul du flux de conduction dans la tige ( $Q_v$ ), une conductivité thermique de la tige de  $0,54 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$  a été utilisée (Sakuratani, 1985). Lors du calcul du flux de chaleur par conduction radiale, la conductivité thermique du manchon isolant ( $k_m$ ) a dû être déterminée. Cette conductivité est déduite du bilan de chaleur lorsque le flux de sève est nul et les pertes radiales de chaleur maximales.

L'hypothèse de flux nul a été faite le matin avant le lever du soleil entre 3 et 5 h ; cette hypothèse a pu être posée sachant que l'humidité était élevée le matin, le rayonnement net faible et que de la rosée était déposée sur les feuilles avant le lever du soleil (Valancogne, 1996). Ozier-Lafontaine et Tournebize (1993) ont observé une augmentation de la valeur de  $k_m$  de l'ordre de 0,35 % par jour ; cette valeur varie notamment à cause de la perte de qualité de l'isolant due à l'humidité. La conductivité du manchon a donc été réévaluée tous les jours en utilisant la valeur correspondant au flux radial maximal entre 3h et 5h du matin. La figure 2-14 présente l'évolution de chacun des flux dans la plante pendant 2 journées pour une tige de 33,8 mm de diamètre ; le jour, le flux de convection est nettement prépondérant par rapport aux



deux autres flux alors que la nuit, cette situation s'inverse, le flux de conduction restant toutefois relativement faible.

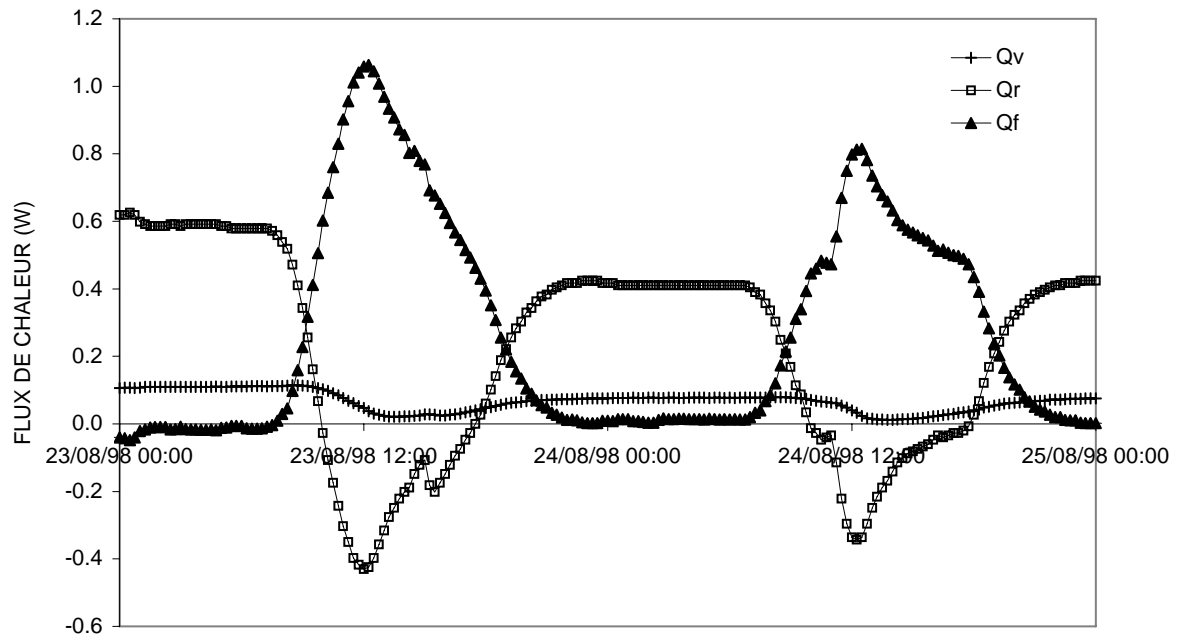


Figure 2-14 : Chroniques des variations horaires des différents termes du bilan de chaleur pour une tige de 35,0 mm de diamètre ; flux de conduction axiale ( $Q_v$ ), flux de conduction radiale ( $Q_r$ ) et flux de convection ( $Q_f$ ).

La détermination des flux de sève par la méthode du bilan de chaleur n'est valable qu'en régime permanent (Section 1.2.3.1). Des perturbations des mesures de nos capteurs ont ainsi souvent été observées au cours des périodes de variation des flux. Plusieurs corrections, basées sur des séries de tests proposées par van Bavel et van Bavel (1990), ont été apportées à nos mesures. Ces différents types de correction sont présentés en annexe 2.

La cohérence des mesures de flux de sève suivant le rayonnement net est tout d'abord présentée dans cette section. Les incertitudes des volumes de sève transpirée sur une journée sont ensuite estimées. Une étude des flux de sève est réalisée pour vérifier si une différence de prélèvements est observée entre les plants situés au drain et ceux à l'interdrain. Finalement cinq méthodes d'extrapolation sont présentées et utilisées pour déterminer la transpiration de notre couvert de canne à sucre.

### 2.4.1 Cohérence des mesures

Les évolutions du rayonnement net et du flux de sève sont présentées aux figures 2-15 et 2-16, respectivement, au cours de la journée du 25 août pour une tige de 25,7 mm de diamètre et du 26 août pour une tige de 27,3 mm. Il ressort de façon cohérente que le flux de sève est relié au rayonnement, ce dernier influençant globalement l'ouverture des stomates, la température de l'air et le déficit de pression de vapeur (Figure 2-17) (Gerdes et al., 1994).

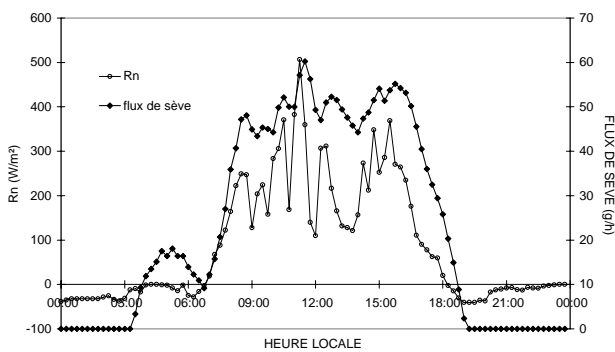


Figure 2-15 : Flux de sève superposé au  $R_n$  pour une tige de 25,7 mm de diamètre le 25 août 98.

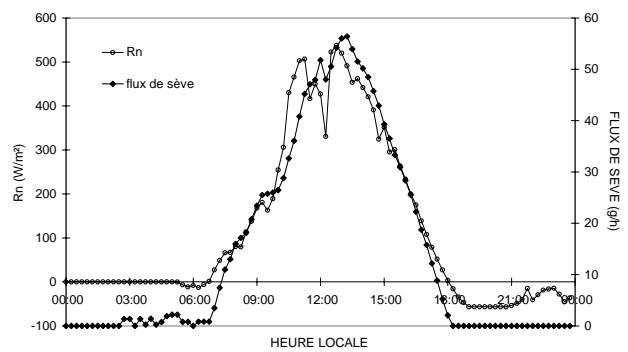


Figure 2-16 : Flux de sève superposé au  $R_n$  pour une tige de 27,3 mm de diamètre le 26 août 98.

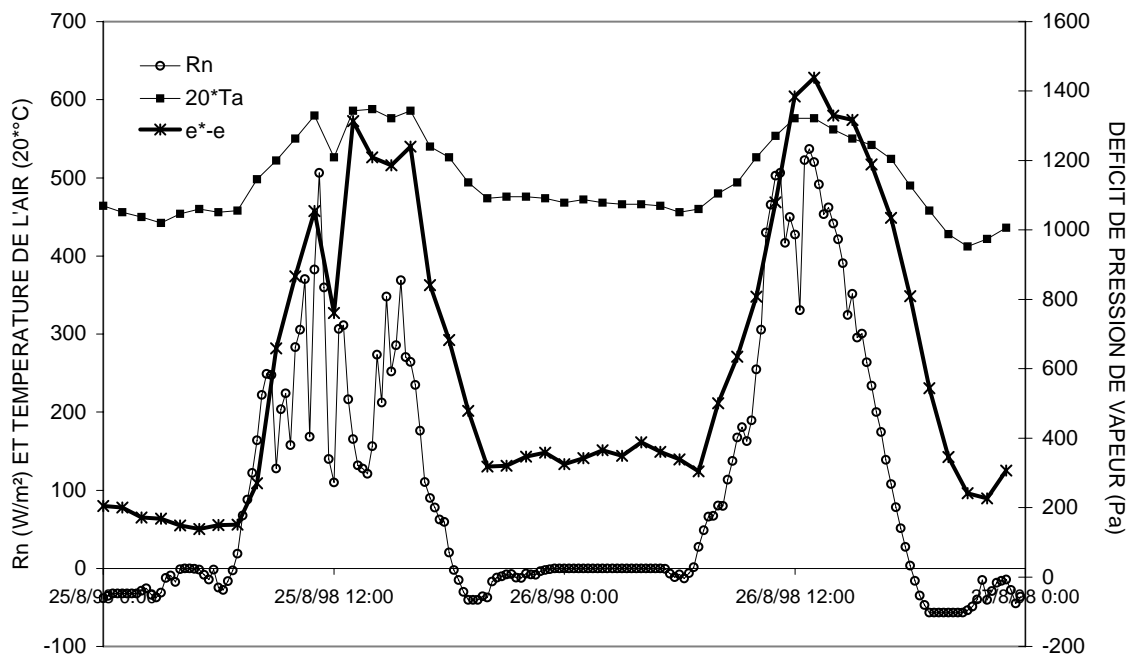
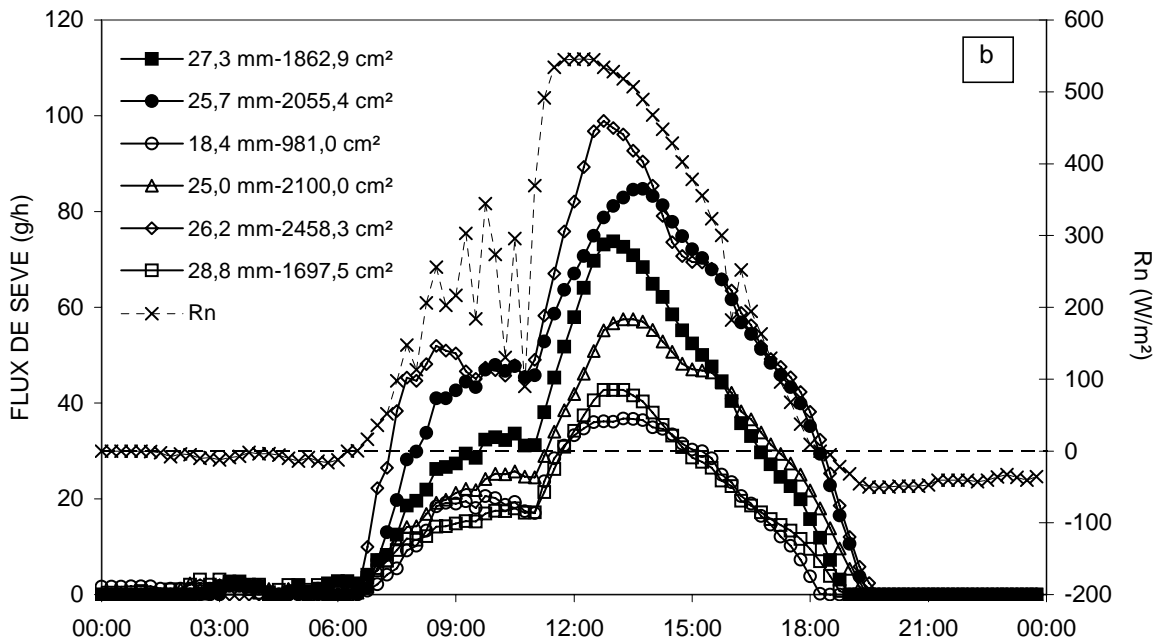
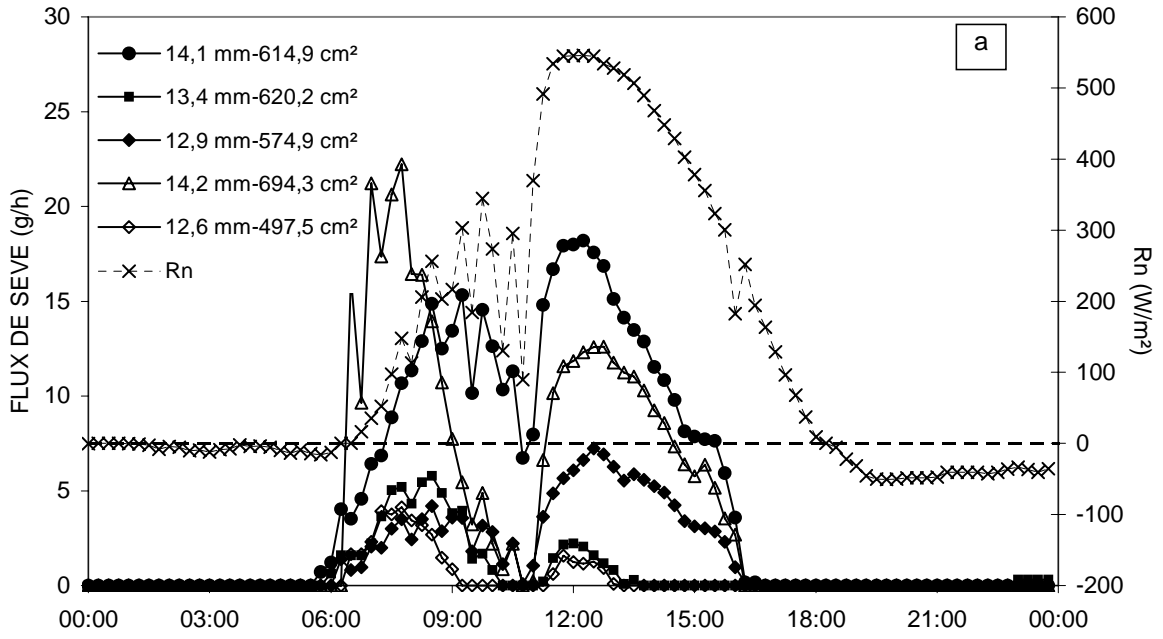


Figure 2-17 : Chroniques superposées du rayonnement net, de la température de l'air et du déficit de pression de vapeur pour les 25 et 26 août 98.

La figure 2-18 présente les flux de sève mesurés sur 14 tiges de canne superposés au rayonnement net pour le 24 août 98. Avant 11 h, le ciel a été nuageux, ce qui explique les oscillations du rayonnement net. On remarque que les flux de toutes les tiges suivent globalement la même évolution que le rayonnement net et donc aussi entre elles. De plus, les flux suivent une évolution homogène selon le diamètre des tiges. Par exemple, les petites tiges ont tendance à arrêter leur transpiration tôt l'après-midi (graphique -a- de la figure 2-18), alors que les moyennes s'arrêtent autour de 19 h (graphique -b- de la figure 2-18) et finalement les grosses après 21 h (graphique -c- de la figure 2-18). Comparativement au rayonnement net, les petites tiges sont en avance sur leur annulation alors que les grosses sont en retard. Ce fonctionnement est peut-être dû au fait que les petites tiges se retrouvent rapidement à l'ombre vu leur petite taille alors que les grosses ont plus d'inertie pour l'arrêt de leur transpiration. De façon générale, ce comportement des flux par rapport au rayonnement net est retrouvé les autres jours.

On remarque cependant que les flux ne sont pas systématiquement proportionnels au diamètre de la tige ou à la surface foliaire (Figure 2-18). Ce type de résultat a aussi été obtenu par Vertessy et al. (1995) et Hatton et Wu (1995) pour certains arbres, par Soegaard et Boegh (1995) pour le millet et par Allen et Grime (1995) pour l'arbuste *G. senegalensis*. Un élément d'explication pourrait résider dans un développement racinaire hétérogène d'une plante à une autre mais cela n'a pas été vérifié.



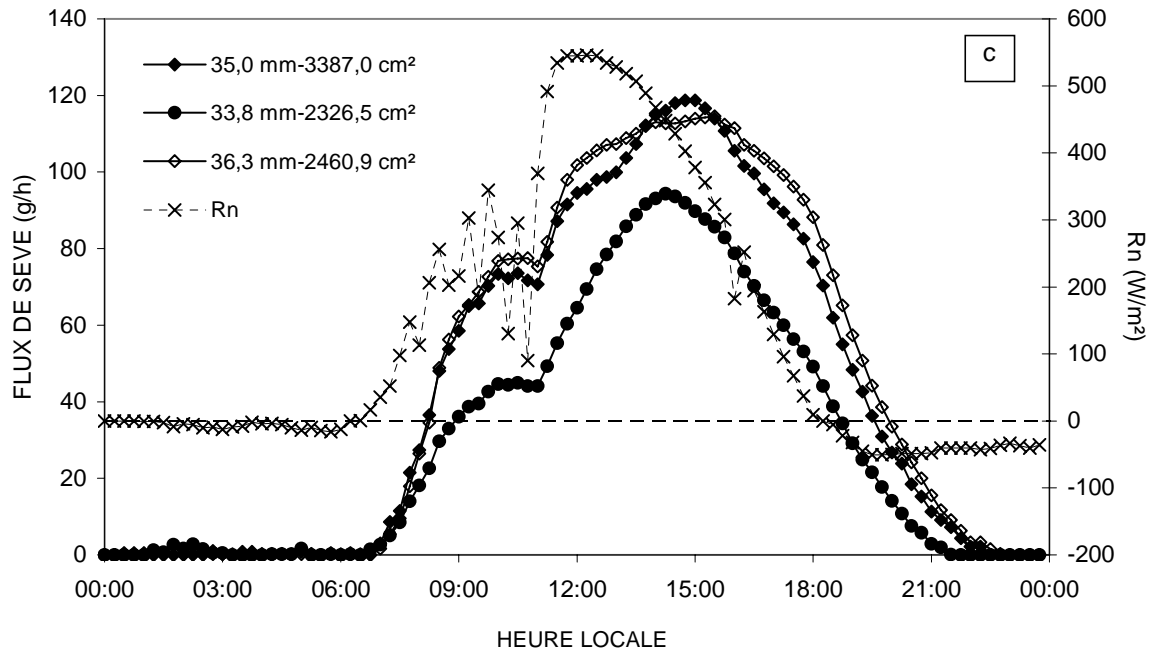


Figure 2-18 : Flux de sève du 24 août 98 de 14 capteurs (a-capteurs de 13 mm, b- 25 mm et c- 35 mm), avec les diamètres et surfaces foliaires des tiges correspondantes, superposés au rayonnement net ; le trait horizontal pointillé indique le rayonnement net nul ; les symboles pleins sont les flux des capteurs installés au niveau de l'interdrain et les symboles vides ceux au drain.

#### 2.4.2 Estimation de l'incertitude des mesures du flux de sève

La valeur du volume de sève transpiré en grammes par jour pour un capteur donné est obtenue après plusieurs mesures directes et l'application d'expressions mathématiques (Section 1.2.3.1). Pour déterminer l'incertitude sur ce volume, l'incertitude sur le terme de convection dans la sève ( $Q_f$ ) en Watts doit d'abord être estimée en appliquant la loi de composition des incertitudes (Annexe 3) de chacun des termes entrant dans le calcul de cette convection. Ainsi les incertitudes sur la chaleur fournie au capteur ( $P_{in}$ ), la conduction axiale ( $Q_v$ ) et la conduction radiale ( $Q_r$ ) ont été estimées à partir des mesures directes réalisées lors de l'expérimentation (Annexe 4).

L'annexe 4 donne les estimations obtenues de l'incertitude des mesures du flux de sève et détaille les hypothèses qui ont été posées pour ces estimations. Une étude de sensibilité de l'incertitude relative de la convection de la chaleur ( $Q_f$ ) et du volume de sève transpiré sur une journée ( $F$ ) aux erreurs sur la résistance de l'élément chauffant ( $R$ ), le diamètre de la tige ( $D_{tige}$ )

et la différence de température entre l'intérieur et l'extérieur du fluxmètre ( $dT_{lat}$ ) est aussi présentée.

La détermination des incertitudes du cumul de la convection de la chaleur ou du flux de sève sur une journée est complexe dû aux termes de covariance (Annexe 3). Ainsi afin de simplifier le calcul, plusieurs hypothèses ont été posées (Annexe 4).

L'annexe 4 montre que les incertitudes sur la convection de la chaleur et le volume de sève transpiré sur une journée sont d'un ordre de grandeur raisonnable, particulièrement lorsqu'elles sont estimées sur la période diurne de la journée où les débits de sève dans la plante ne sont pas nuls ou négligeables. En effet, les plus fortes incertitudes relatives se retrouvent pour les faibles débits, c'est-à-dire sur les débits nocturnes et sur ceux des petites tiges. Les incertitudes estimées valident la surestimation des flux de sève par rapport au flux du vase de Mariotte observée au cours de l'expérimentation en laboratoire (Section 1.2.3.3). **Finalement il semble acceptable d'utiliser les mesures de flux de sève pour estimer la transpiration d'un plant de canne à sucre.**

#### 2.4.3 Différences de flux de sève drain-interdrain

L'expérimentation réalisée en laboratoire a révélé que la transpiration de la canne à sucre de variété CP 66-345 n'était pas affectée par la présence d'une nappe dans son profil racinaire (Chapitre 1). Sur le terrain, le suivi de la hauteur du couvert (Section 2.2.3) a montré que les tiges situées au niveau des asperseurs étaient mieux développées que les autres. Nous avons interprété cette observation par un déficit en eau subit par les tiges éloignées des asperseurs. Il est important de noter que ces différences de développement ont été observées avant le début de l'expérimentation et qu'elles sont restées perceptibles au cours de celle-ci. Dans la mesure où une irrigation abondante a été maintenue au cours de l'expérimentation (un peu plus de 500 mm sur un mois alors qu'elle est généralement de 550 mm sur les mois de juin à août), nous supposons que les cannes situées loin des asperseurs n'ont pas eu à subir de stress pendant cette période et que les différences de développement sont dues aux conditions hydriques présentes avant l'expérimentation.

Au cours de notre expérimentation *in situ*, certaines journées ont montré des différences de condition hydrique de sol au niveau du drain et de l'interdrain relativement importantes (sol à l'interdrain plus humide qu'au niveau du drain). Nous avons ainsi pu comparer les flux de sève

pendant ces périodes selon la position des tiges instrumentées pour vérifier s'il existait d'éventuelles hétérogénéités de prélèvements racinaires liées, soit à un engorgement, soit à un déficit hydrique du sol.

Les trois graphiques de la figure 2-20 présentent les flux de sève des capteurs regroupés par diamètre pour le 18 août 98 où le profil de pression à l'interdrain était totalement saturé alors qu'au drain la nappe était située à environ 110 cm de profondeur (Figure 2-19) ; les symboles pleins de la figure 2-20 sont les flux des capteurs installés au niveau de l'interdrain alors que les symboles vides représentent ceux au drain. Les différences de transpiration entre les deux localisations ne sont pas significatives. En effet, les flux de sève des tiges situées à l'interdrain ou au drain, pour des diamètres de tige et des surfaces foliaires équivalents, ne sont pas systématiquement plus faibles, ce qui aurait montré l'existence d'un stress hydrique. Les flux sont sensiblement de même intensité et les différences observées ne sont pas expliquées par des différences de conditions hydriques du sol. La tige équipée au niveau du drain avec un capteur de 35 mm transpire nettement plus que les deux tiges de l'interdrain (graphique -c- de la figure 2-20) mais cette situation était identique dans les périodes où il n'y avait pas de différenciation hydrique drain-interdrain. Les flux des tiges drain-interdrain n'indiquent pas non plus de différences les autres journées où des différenciations hydriques sont observées. De plus, les différences des intensités des flux entre les tiges sont systématiquement identiques d'une journée à l'autre.

Ces résultats confirment ceux obtenus en laboratoire (Chapitre 1), qui montraient que les conditions d'engorgement n'affectent pas la transpiration de la canne à sucre de variété CP 66-345 ; ils montrent aussi qu'au cours de notre expérimentation *in situ*, la canne à sucre n'a pas souffert de stress lié à un quelconque déficit en eau. On peut raisonnablement conclure que l'ensemble du couvert végétal se situe dans des conditions hydriques optimales et non limitantes vis-à-vis de la demande climatique.

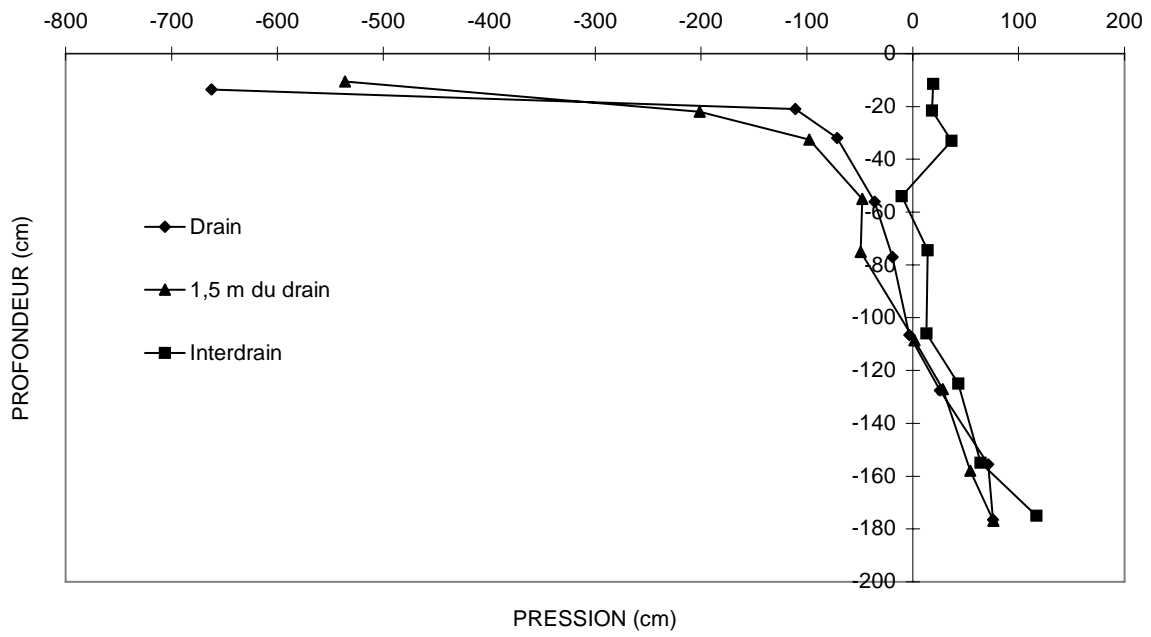
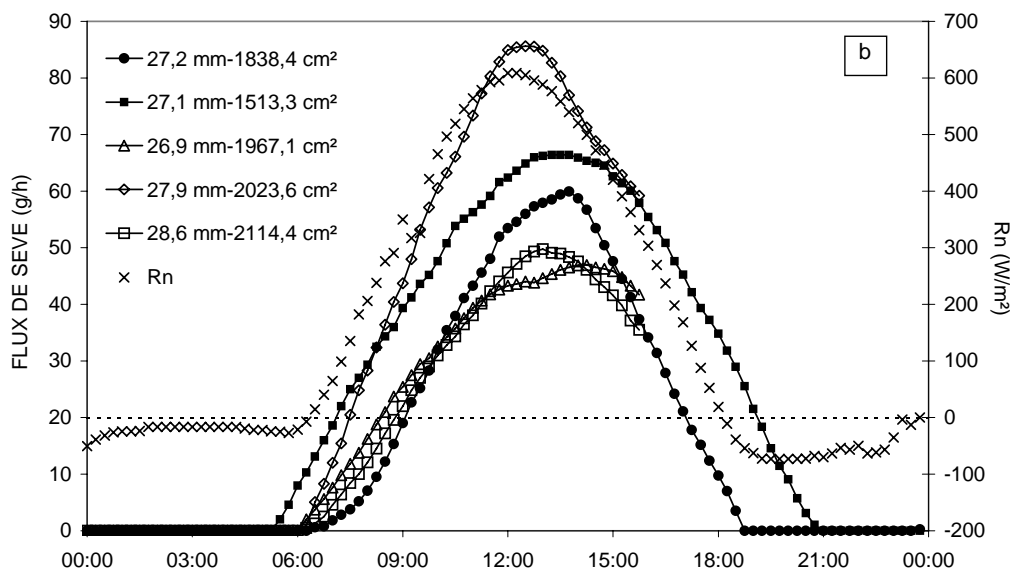
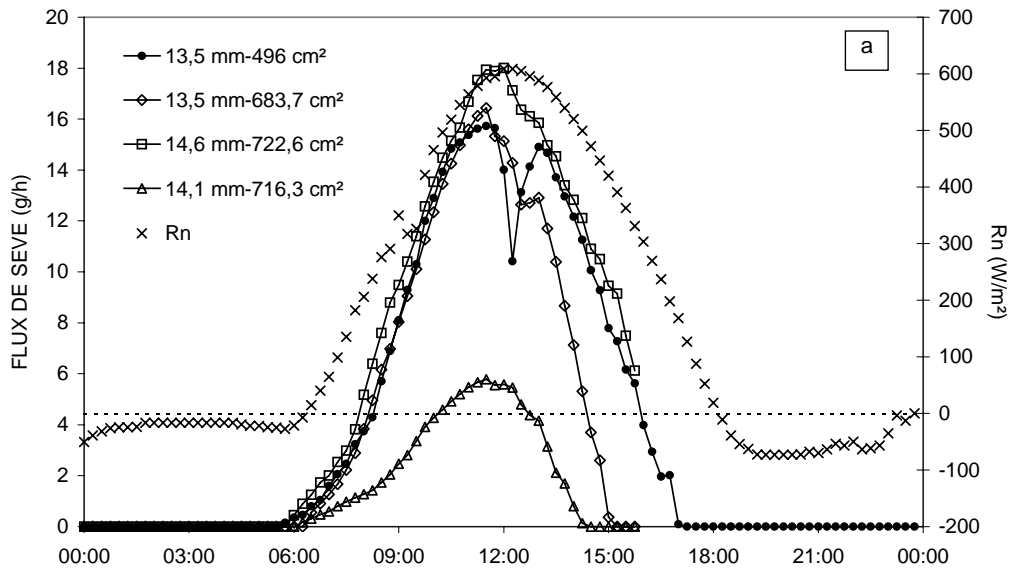


Figure 2-19 : Profils tensiométriques au drain, à 1,5 m du drain et à l'interdrain du 18 août 98





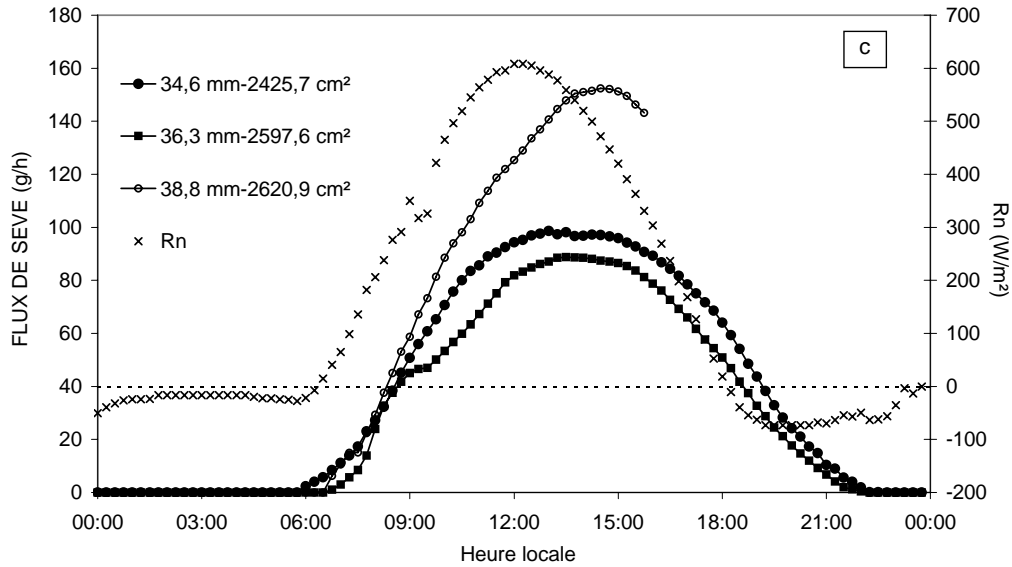


Figure 2-20 : Flux de sève du 18 août 98 de 12 capteurs (a-capteurs de 13 mm, b- 25 mm et c- 35 mm), avec les diamètres et les surfaces foliaires des tiges correspondantes, superposés au rayonnement net ; le trait horizontal pointillé indique le rayonnement net nul ; les symboles pleins sont les flux des capteurs installés au niveau de l'interdrain et les symboles vides ceux au drain.

#### 2.4.4 Extrapolation à l'échelle de la parcelle

Les flux de sève ont été mesurés, entre autre, pour déterminer la transpiration réelle du couvert de canne à sucre. Plusieurs méthodes d'extrapolation des flux de quelques tiges à la transpiration réelle du couvert ont été testées. Ces méthodes sont fondées sur deux grands types d'hypothèses : les différences de flux de sève d'une tige à l'autre sont, soit dues à des conditions microclimatiques différentes, soit à des différences morphologiques de la canne à sucre.

##### 2.4.4.1 Méthodes d'extrapolation

La première méthode est la plus simple. Elle fait l'hypothèse que le couvert est homogène et que les différences de flux sont simplement dues à des conditions microclimatiques différentes et non à des différences morphologiques des tiges ; ainsi les tiges instrumentées doivent être représentatives de l'hétérogénéité climatique de la parcelle. Cette méthode s'exprime par :

- **méthode 1 :** 
$$T_{\text{couvert}} = \left[ \sum_{i=1}^n \frac{f_i}{n} \right] \rho_{\text{parcelle}} \quad (2.14)$$

- où  $T_{\text{couvert}}$  : transpiration réelle du couvert de canne à sucre, ( $\text{g h}^{-1}\text{m}^{-2}$ ) ;  
 $f_i$  : flux mesuré sur la tige  $i$ , ( $\text{g h}^{-1}$ ) ;  
 $n$  : nombre de tiges instrumentées, (tiges) ;  
 $\rho_{\text{parcelle}}$  : densité de tiges sur la parcelle, (tiges/ $\text{m}^2$ ).

Les méthodes 2 à 5 font l'hypothèse que la transpiration d'une tige de canne à sucre est proportionnelle à une de ses caractéristiques morphologiques. Respectivement pour chacune des méthodes, les caractéristiques sont : la surface foliaire, la section de tige, la circonférence de tige et le diamètre de la tige.

• **méthode 2 :** 
$$T_{\text{couvert}} = \left[ \sum_{i=1}^n \frac{f_i / A_i}{n} \right] \text{LAI} \quad (2.15)$$

- où  $A_i$  : surface foliaire de la tige instrumentée  $i$ , ( $\text{m}^2$ ) ;  
 $\text{LAI}$  : surface foliaire du couvert / surface de la parcelle ( $\text{m}^2$  feuilles  $\text{m}^{-2}$  sol) ;

• **méthode 3 :** 
$$T_{\text{couvert}} = \left[ \sum_{i=1}^n \frac{f_i / a_i}{n} \right] \frac{\sum_{j=1}^N a_j}{S_{\text{parcelle}}} \quad (2.16)$$

- où  $a_i$  : surface de la section de la tige instrumentée  $i$ , ( $\text{m}^2$ ) ;  
 $a_j$  : surface de la section de la tige  $j$  du couvert, ( $\text{m}^2$ ) ;  
 $N$  : nombre de tiges sur la parcelle, (-) ;  
 $S_{\text{parcelle}}$  : surface de la parcelle, ( $\text{m}^2$ ).

• **méthode 4 :** 
$$T_{\text{couvert}} = \left[ \sum_{i=1}^n \frac{f_i / c_i}{n} \right] \frac{\sum_{j=1}^N c_j}{S_{\text{parcelle}}} \quad (2.17)$$

- où  $c_i$  : circonférence de la tige instrumentée  $i$ , (m) ;  
 $c_j$  : circonférence de la tige  $j$  du couvert, (m) ;

• **méthode 5 :** 
$$T_{\text{couvert}} = \sum_{k=1}^{nC} \left[ \left( \sum_{j=1}^m \frac{f_j}{m} \right) \rho_c \right] \quad (2.18)$$

- où
- $f_j$  : flux mesuré sur la tige  $j$ , ( $g\ h^{-1}$ ) ;
  - $m$  : nombre de capteurs dans la classe, (-) ;
  - $\rho_c$  : densité de tiges sur la parcelle comprises dans une classe, (tiges/m<sup>2</sup>)
  - $nC$  : nombre de classes de diamètre = nombre de diamètres différents de capteurs, (-).

Chacune de ces quatre dernières méthodes tient compte des différences microclimatiques qui peuvent exister pour une même surface de feuilles, section de tige, circonférence de tige ou un même diamètre de tige. La détermination de la densité de tiges, du LAI, de la distribution des surfaces, des circonférences et des diamètres des tiges du couvert est détaillée à la Section 2.2.3.

#### 2.4.4.2 Résultats des extrapolations

Les flux de sève des tiges instrumentées ont été extrapolés pour obtenir le flux du couvert de canne à l'aide des cinq méthodes présentées ci-dessus ; les valeurs aberrantes de flux ont toutefois été rejetées. Pour les 8 au 17 août 98, les transpirations réelles calculées sont présentées sur la figure 2-21 en parallèle à l'ETP. **Elles sont toutes supérieures à l'ETP.** Les transpirations réelles journalières calculées sont jusqu'à 120% supérieures à l'ETP journalière correspondante (Tableau 2-8).

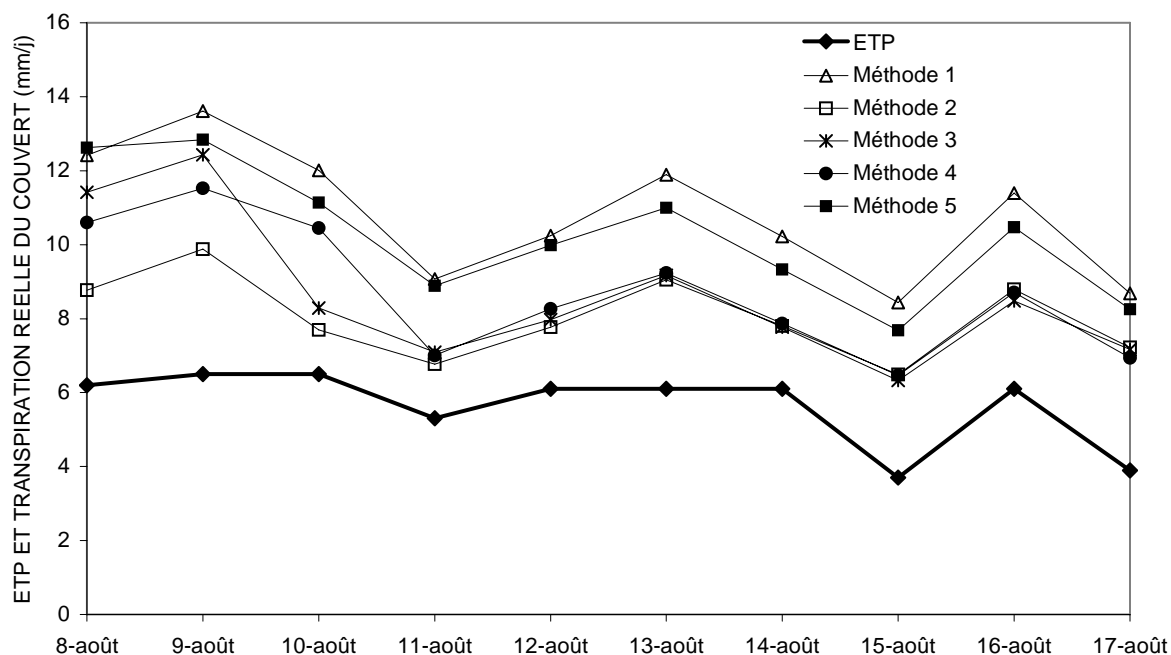


Figure 2-21 : Chroniques des transpirations réelles calculées à partir des cinq méthodes d'extrapolation en parallèle à l'ETP.

Tableau 2-8 : Surestimation des transpirations réelles calculées à partir des cinq méthodes d'extrapolation par rapport à l'ETP.

	Surestimation de l'ETP (%)					
	ETP (mm)	Méthode 1	Méthode 2	Méthode 3	Méthode 4	Méthode 5
8 août 98	6,2	100	41	84	71	104
9 août 98	6,5	120	59	101	86	107
10 août 98	6,5	94	24	34	68	80
11 août 98	5,3	46	9	14	13	43
12 août 98	6,1	65	25	29	33	61
13 août 98	6,1	92	46	48	49	77
14 août 98	6,1	65	26	25	27	50
15 août 98	3,7	36	5	2	4	24
16 août 98	6,1	84	42	37	40	69
17 août 98	3,9	70	16	16	12	33
Moyenne=		74	29	39	40	65

La méthode d'extrapolation donnant les meilleurs résultats est celle pondérant le flux par la surface foliaire (méthode 2). À l'échelle journalière, cette méthode donne tout de même des transpirations pouvant être jusqu'à près de 60% supérieures à l'ETP. Le LAI du couvert a été calculé les 17 et 25 août à partir des mesures de diamètres d'un échantillonnage de tiges, de la relation diamètre-surface foliaire (Section 2.2.3) et de la distribution des diamètres sur la parcelle. Pour déterminer le LAI en dehors du 17 et 25 août, des inter ou extrapolations linéaires ont été réalisées. Les valeurs de LAI, variant de 2,76 à 3,48 du 8 au 27 août, ne semblent cependant pas surévaluées pour la canne à sucre qui était relativement bien développée et qui peut avoir des LAI allant jusqu'à 4-5  $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$  (Ruelle, 1999, communication personnelle).

Les flux de sève par unité de surface de feuille sont présentés sur la figure 2-22 ; les traits pointillés représentent les capteurs de 13 mm, les traits pleins et fins ceux de 19 et 25 mm et les traits gras ceux de 35 mm. Les petites tiges autour de 13 mm de diamètre semblent transpirer moins, par unité de surface de feuille, que les plus grosses ; les flux par unité de surface des tiges de 19 à 35 mm de diamètre, tous diamètres confondus, varient de 6000 à plus de 30 000  $\text{g j}^{-1} \text{m}^{-2}$  de surface de feuille. Le tableau 2-9 présente, pour chacune des méthodes d'extrapolation, la moyenne, l'écart-type et le coefficient de variation des flux journaliers pour la période allant du 8 au 17 août 98 pour les capteurs classés par diamètres et tous diamètres confondus. Les forts coefficients de variation pour la méthode 2 (flux proportionnel à la surface foliaire), autant par classe de capteur que pour tous les diamètres confondus, nous amènent à conclure que les flux de sève ne sont pas seulement reliés à la surface foliaire. L'étude de la cohérence des mesures de flux de sève de la section 2.4.1 nous a d'ailleurs déjà suggéré que les flux ne sont pas directement proportionnels à la surface foliaire.

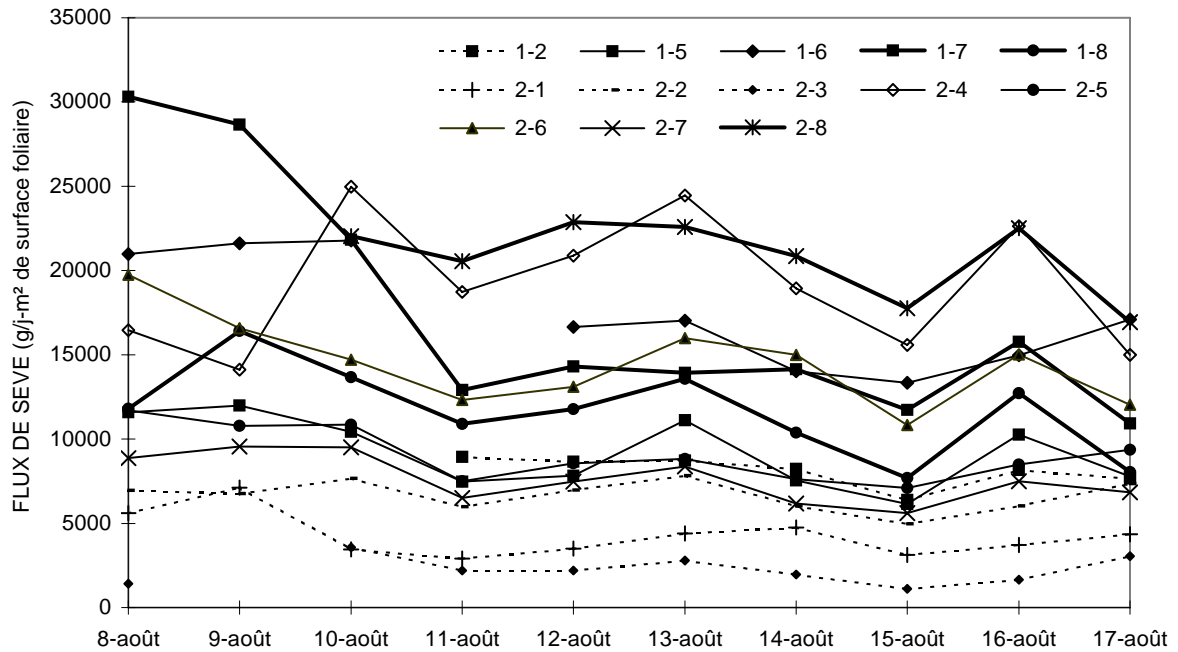


Figure 2-22 : Chroniques des flux de sève par unité de surface foliaire de chacun des capteurs numérotés ; les traits pointillés sont les flux des capteurs de 13 mm, les traits pleins et fins sont ceux de 19 (2-4) et 25 mm et les traits gras, ceux de 35 mm.

Les méthodes 3 et 4 d'extrapolation, c'est-à-dire reliant le flux de sève à la section de tige et à sa circonférence, donnent des résultats similaires de transpiration du couvert (Figure 2-21 et tableau 2-8). Ces méthodes pondèrent les flux, respectivement, par le diamètre au carré et par le diamètre. Les figures 2-23 et 2-24 présentent les flux de sève par section de tige et par circonférence pour chacun des capteurs. L'étude de la cohérence des résultats (Section 2.4.1) a d'ailleurs montré que les flux ne sont pas directement proportionnels au diamètre de la tige. Les forts coefficients de variation présentés au tableau 2-9 pour ces deux méthodes montrent que les flux ne sont pas directement reliés à la section de tige ou à la circonférence.

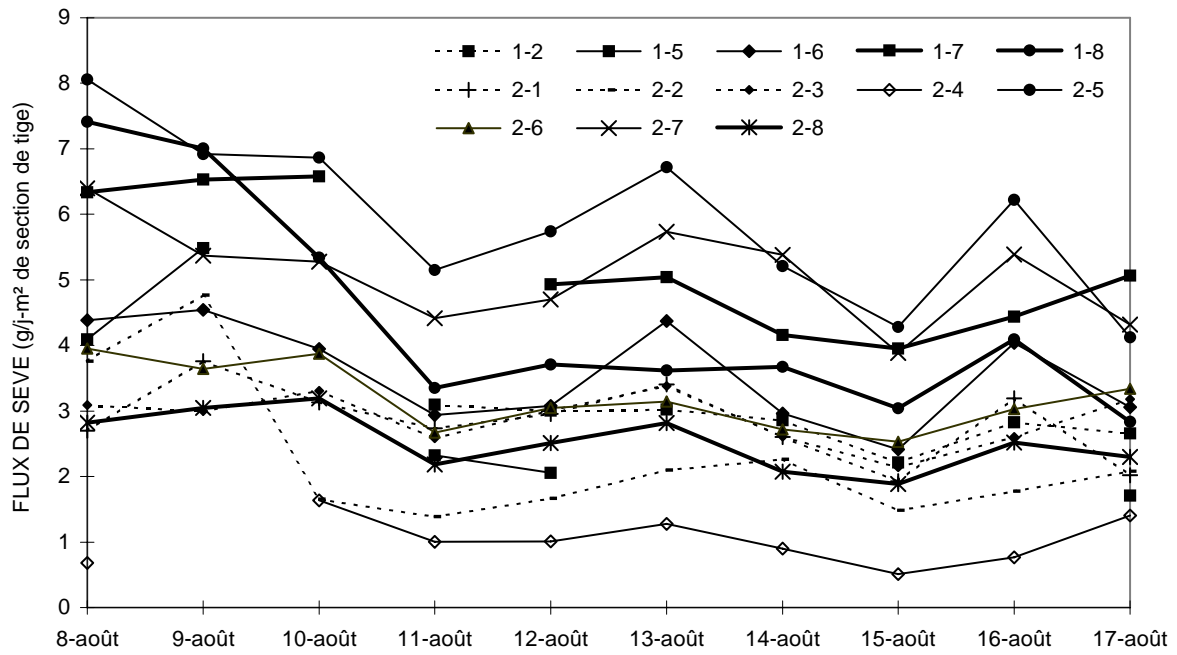


Figure 2-23 : Chroniques des flux de sève par section de tige de chacun des capteurs numérotés ; les traits pointillés sont les flux des capteurs de 13 mm, les traits pleins et fins sont ceux de 19 (2-4) et 25 mm et les traits gras, ceux de 35 mm.

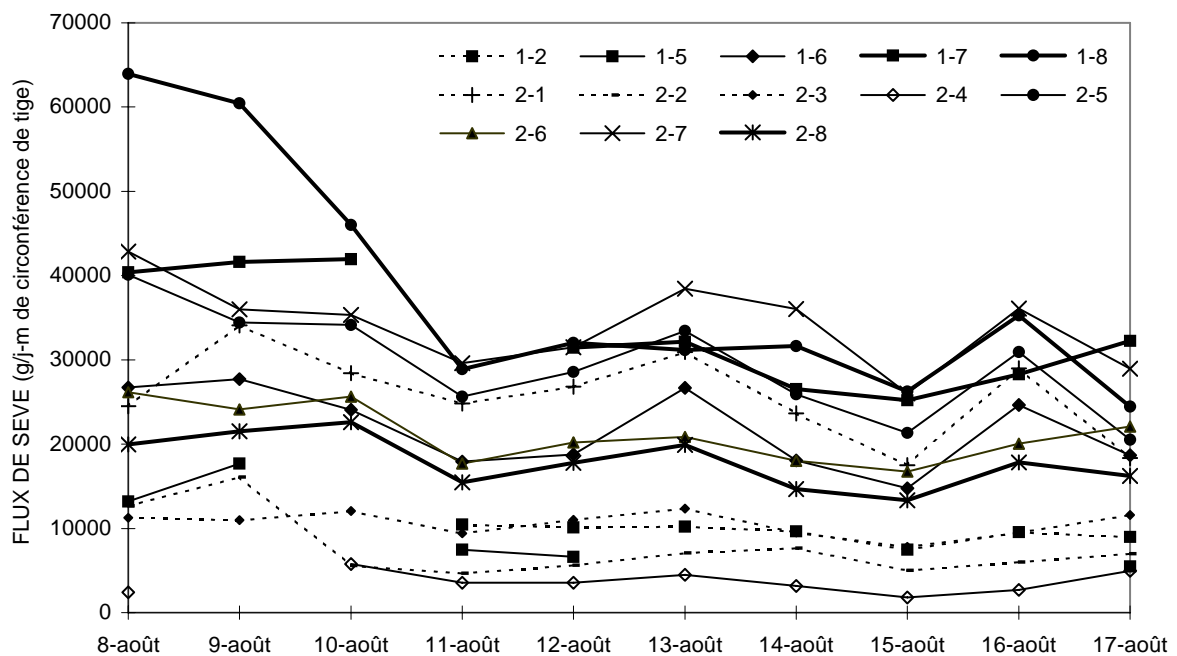


Figure 2-24 : Chroniques des flux de sève par circonférence de chacun des capteurs numérotés ; les traits pointillés sont les flux des capteurs de 13 mm, les traits pleins et fins sont ceux de 19 (2-4) et 25 mm et les traits gras, ceux de 35 mm.



Tableau 2-9 : Moyenne, écart-type et coefficient de variation à la moyenne des flux de sève rapportés au facteur de pondération correspondant aux méthodes d'extrapolation 2, 3 et 4.

Méthode		Diamètre des capteurs			
		13 mm	19 et 25 mm	35 mm	Tous
2	Moyenne (g m <sup>2</sup> de surface foliaire)	5155,6	12 778,4	16 343,1	11 156,8
	Écart-type (g m <sup>2</sup> de surface foliaire)	2362,4	5140,7	5856,6	6278,2
	Coefficient de variation (%)	45,8	40,2	35,8	56,3
3	Moyenne (g m <sup>2</sup> de section de tige)	2,35	4,24	3,95	3,57
	Écart-type (g m <sup>2</sup> de section de tige)	1,09	1,47	1,34	1,57
	Coefficient de variation (%)	46,4	34,7	33,9	44,0
4	Moyenne (g m <sup>-1</sup> de circonférence)	8103,0	26 179,1	35 782,5	22 489,8
	Écart-type (g m <sup>-1</sup> de circonférence)	3695,0	7888,2	12 159,4	13 276,0
	Coefficient de variation (%)	45,6	30,1	34,0	59,0

La méthode 1, qui multiplie un flux moyen par la densité du couvert, est un cas particulier de la méthode 5 où des flux moyens calculés par classe de diamètre (4 au maximum) sont multipliés par des densités correspondant à chacune des classes. La méthode 5 donne ainsi des transpirations réelles du couvert un peu moins supérieures à l'ETP que la méthode 1. Ham et al. (1990) ont testé la méthode 1 et ont confirmé que si une grande variabilité de développement existe au sein du couvert, cette méthode est inadéquate et surestime la transpiration. Leur étude a montré que la normalisation des flux par unité de surface (méthode 2) donnait des résultats satisfaisants, ce qui a été confirmé par Ozier-Lafontaine et al. (1997).

## 2.5 Bilan hydrique de la parcelle

Les suivis des débits d'irrigation et de drainage et de l'état hydrique du sol avaient pour objectif de déterminer le bilan hydrique d'une parcelle drainée afin de valider le modèle de transfert hydrique comportant un puits racinaire étudié dans le cadre de cette thèse. Les résultats de ces mesures sont présentés dans cette section.

Les intensités d'irrigation et de drainage sur l'ensemble de la période de mesure sont représentées sur la figure 2-25. Les débits de drainage varient de façon cohérente avec les irrigations. Les augmentations des débits de drainage en l'absence d'apports par irrigation ont cependant été observées et sont discutées plus bas.

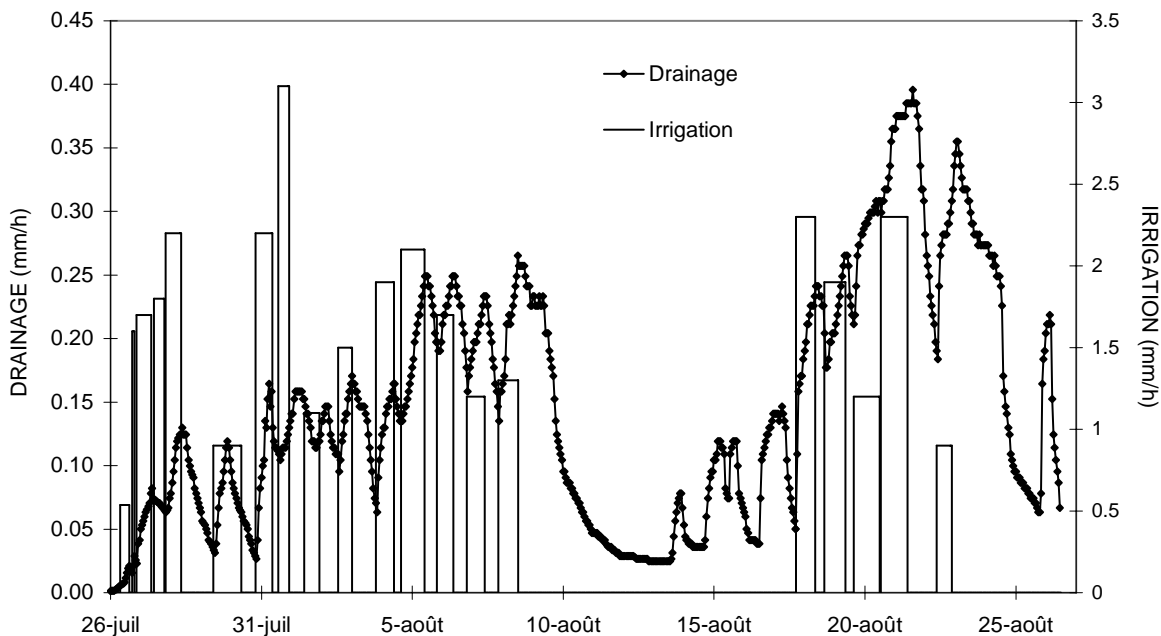


Figure 2-25 : Chroniques des débits de drainage et d'irrigation sur toute la période de l'expérimentation.

Les données tensiométriques ont révélé une hétérogénéité de la conductivité hydraulique du sol selon la profondeur. Une zone non saturée est en effet présente durant la première irrigation et le premier tarissement (Figures 2-26 et 2-27). Cette zone marque une séparation entre une nappe induite par les apports d'eau d'irrigation et la nappe permanente régionale. Cette séparation est sans doute liée à une diminution de la conductivité hydraulique non saturée aux alentours de 1 m de profondeur. Le contact entre la nappe perchée et la nappe régionale s'est réalisé vers la fin de

la première série d'irrigations mais le début du premier tarissement a rapidement entraîné de nouveau la séparation des deux nappes (Figure 2-27). La deuxième série d'irrigations a totalement saturé le profil du sol et la nappe n'a pas eu le temps de se tarir au cours de la deuxième période de tarissement (Figures 2-28 et 2-29).

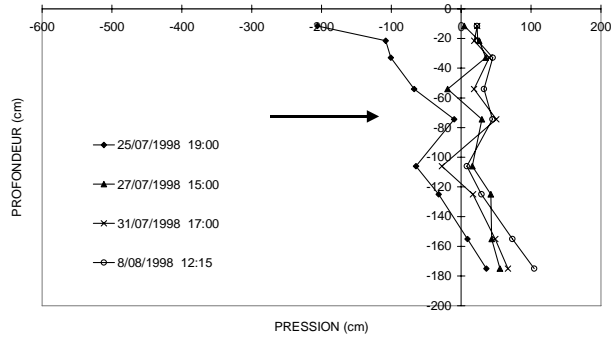


Figure 2-26 : Profils tensiométriques à l'interdrain au cours de la première série d'irrigations.

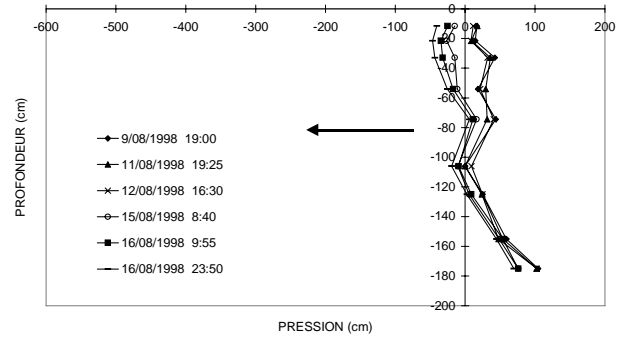


Figure 2-27 : Profils tensiométriques à l'interdrain au cours du premier tarissement.

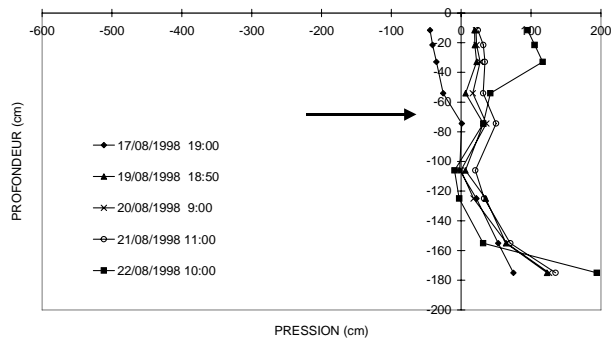


Figure 2-28 : Profils tensiométriques à l'interdrain au cours de la deuxième série d'irrigations.

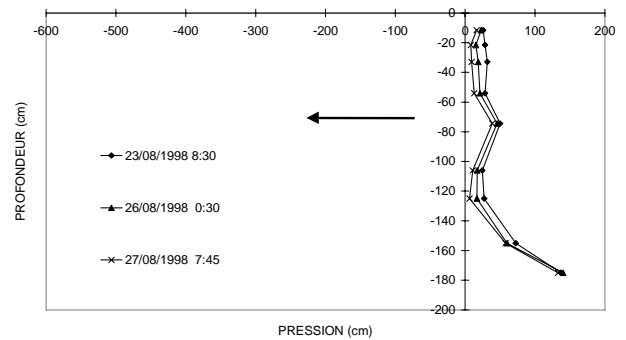


Figure 2-29 : Profils tensiométriques à l'interdrain au cours du deuxième tarissement.

Les profils tensiométriques au niveau du drain montrent que ce dernier a relativement bien fonctionné. En effet, pendant les premières séries d'irrigations et de tarissement, la nappe a toujours été située à plus d'un mètre de profondeur, soit au-dessous soit au niveau du drain (Figure 2-30). Ce dernier semble s'être mis en charge lors des deuxièmes série d'irrigations et de tarissement (Figure 2-31).

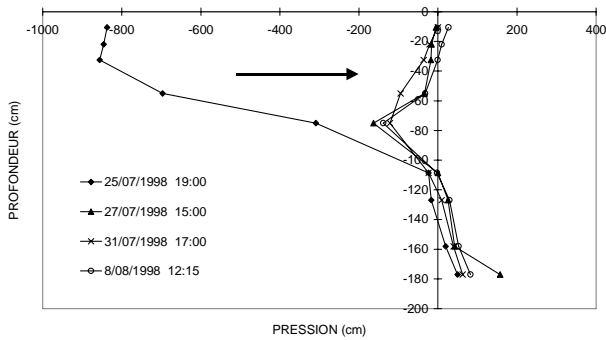


Figure 2-30 : Profils tensiométriques au niveau du drain au cours de la première série d'irrigations.

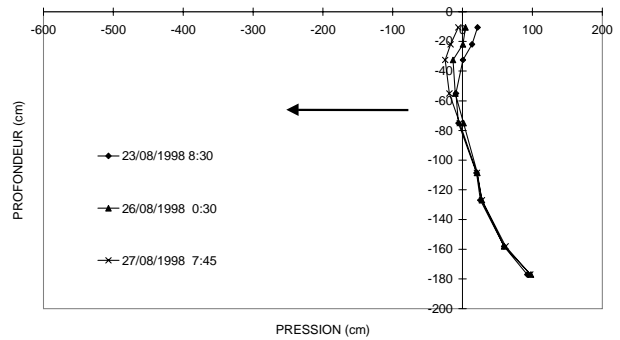


Figure 2-31 : Profils tensiométriques au niveau du drain au cours du deuxième tarissement.

Les mesures piézométriques réalisées aux différents interdrains ont confirmé la présence d'une nappe régionale située à plus d'un mètre de profondeur (Figures 2-32 et 2-33) ; certaines mesures piézométriques ont indiqué un niveau d'eau au-dessus de la surface du sol et ont été interprétées par des infiltrations d'eau à travers le gravier entourant les piézomètres et provenant de la lame d'eau superficielle présente entre les rangs d'irrigation.

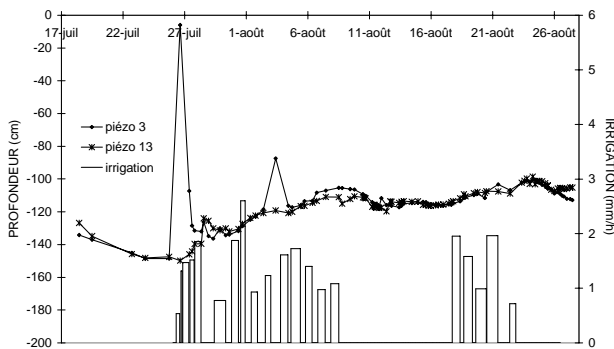


Figure 2-32 : Chroniques des mesures des piézomètres 3 et 13 situés à l'interdrain et de l'irrigation.

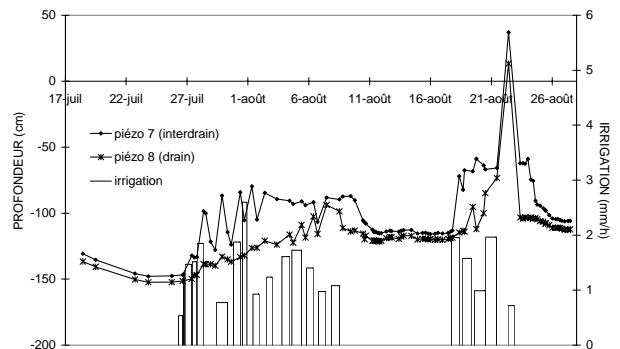


Figure 2-33 : Chroniques des mesures des piézomètres 7 et 8 situés près des sites tensiométriques et de l'irrigation.

Les volumes d'eau cumulés apportés par irrigation sur toute la période de l'expérimentation étaient de 452 mm (Figure 2-34). Le réseau de drainage a évacué 122 mm alors que 194 mm

d'eau ont été transpirés par la canne à sucre (les données d'ETP multipliées par le coefficient cultural de la canne ont été utilisées pour ce calcul). Le défaut de bilan est de 136 mm : ce volume d'eau peut correspondre à une variation du stock hydrique du sol ou à des fuites latérales sur les parcelles voisines.

Les débits de drainage ont varié entre les 13 et 17 août 98 alors qu'aucune irrigation de notre parcelle n'avait eu lieu (Figure 2-25). Des parcelles adjacentes ont toutefois été irriguées à ces dates. Les débits de drainage de notre parcelle variant, alors que seules les parcelles voisines étaient sous irrigation, montrent bien que les parcelles n'étaient pas indépendantes les unes des autres mais qu'il y avait des interactions entre elles. Les parcelles adjacentes ayant été moins irriguées que notre parcelle au cours des mois de juillet et août 98, il est probable qu'une partie non négligeable de notre eau d'irrigation ait transité dans ces parcelles en raison de gradients hydrauliques horizontaux. Il est donc difficile de distinguer la part des fuites et de la variation du stock d'eau du sol de notre parcelle.

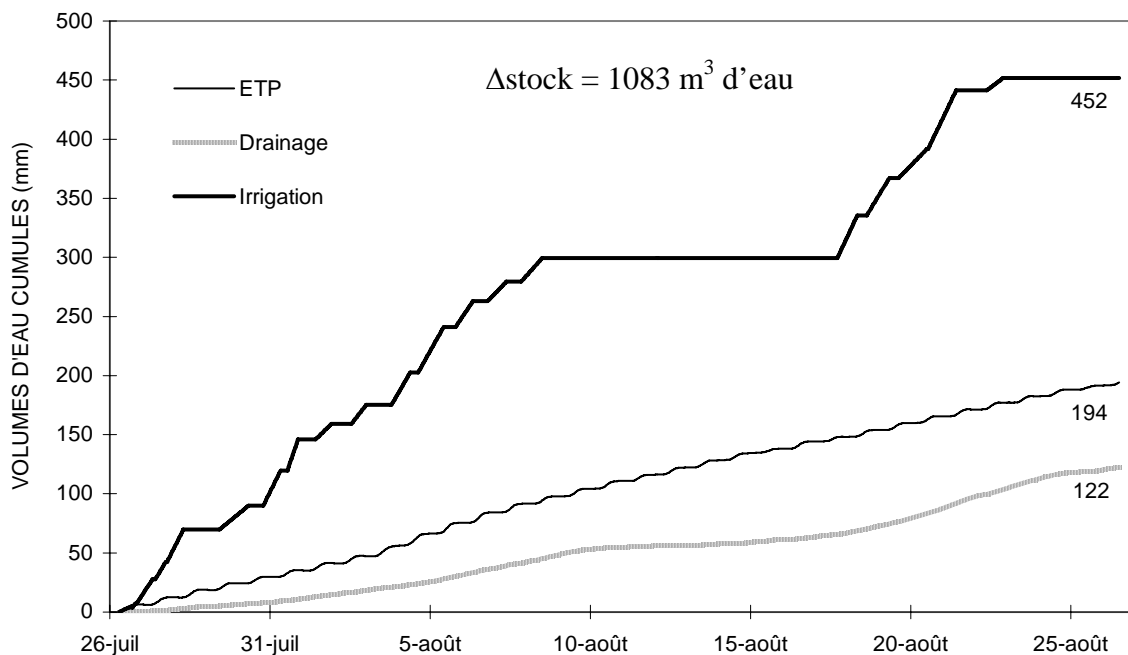


Figure 2-34 : Chroniques des débits de drainage, de l'irrigation et de l'ETP en volumes cumulés.

La présence d'une couche de sol moins perméable que le reste du sol à une profondeur d'environ 1 m n'a pas permis la mise en place d'une nappe superficielle en continuité avec la nappe

régionale. Le système étudié n'a ainsi pas comporté une nappe classique de système drainant, avec de nets gradients hydrauliques de l'interdrain vers le drain. Les données d'état hydrique du sol n'ont donc pas pu être utilisées pour la validation du modèle de transfert hydrique dans un système drainé étudié dans le cadre de cette thèse.

## 2.6 Conclusion

Des moyens et des efforts importants ont été apportés lors de l'expérimentation *in situ* pour la mise en place des capteurs de flux de sève et leur suivi sur le terrain puis au dépouillement des données, à leur mise en forme, leur analyse et à la correction des mesures. Un des objectifs de cette expérimentation était ambitieux puisqu'il était de déterminer la transpiration d'un couvert de près de 200 000 tiges de canne à sucre à partir des mesures de flux de sève de seulement une quinzaine de tiges de ce couvert. La transpiration du couvert déterminée par extrapolation a finalement été largement surestimée lorsqu'elle est comparée à l'évapotranspiration potentielle calculée à partir du bilan énergétique.

Les sources d'erreur peuvent provenir de la mesure directe des flux de sève par les capteurs et/ou de la méthode utilisée pour extrapoler les flux de quelques tiges à la transpiration du couvert. Nous n'avons pas vérifié directement la validité des mesures des capteurs de flux de sève sur le terrain mais la section 1.2.3.3 a montré qu'au laboratoire, nous obtenions une surestimation des flux de 13,5 % par rapport à la pesée du vase de Mariotte ; plusieurs auteurs ont également obtenu des surestimations des mesures de ces capteurs. L'utilisation des capteurs implique plusieurs hypothèses qui ne sont pas toujours satisfaites, entre autre celle de régime permanent qui est rarement respectée sur le terrain, particulièrement dans nos conditions où de fortes variations de température et de rayonnement existaient au cours d'une journée. L'estimation des incertitudes sur la convection journalière de la chaleur (W) et le volume de sève transpiré sur une journée (g) a montré qu'il est acceptable d'utiliser ces mesures pour estimer la transpiration d'un plant de canne à sucre puisque celle-ci présente des incertitudes d'un ordre de grandeur raisonnable. L'incertitude sur les méthodes d'extrapolation n'a pas été estimée mais il ne faut pas oublier qu'une incertitude sur le nombre de tiges et sur toutes les mesures agronomiques (LAI, distribution des diamètres du couvert,...) serait à prendre en compte. Il est ainsi possible que l'extrapolation de la transpiration de quelques plants à celle du couvert entraîne une nouvelle augmentation des incertitudes sur la valeur finale de la transpiration du couvert.

L'extrapolation des flux de sève pour l'obtention de la transpiration du couvert pose le problème d'échantillonnage afin de tenir compte de l'hétérogénéité de ce couvert. Plusieurs auteurs ont montré qu'il existait une relation entre le flux de sève et la taille d'une tige (surface foliaire, diamètre,...). Dans notre cas, aucune relation directe et univoque n'a été trouvée sur le terrain alors qu'en laboratoire les flux étaient reliés à la surface foliaire. Cinq méthodes d'extrapolation des flux de sève de quelques tiges à la transpiration du couvert ont été testées mais les hypothèses posées afin de relier le flux et une composante morphologique des tiges n'étaient, dès le départ, pas satisfaites. Une autre source d'erreur provient certainement de l'échantillonnage, les tiges sélectionnées pour être instrumentées étaient bien développées, peut-être plus que la moyenne, puisqu'elles devaient pouvoir supporter le stress créé par un capteur pendant plusieurs jours.

Toutes ces sources d'erreurs possibles laissent supposer qu'il est très difficile de déterminer la transpiration d'un couvert hétérogène en développement par la méthode des flux de sève. Beaucoup plus de capteurs auraient été nécessaires ainsi qu'un échantillonnage plus important pour estimer la distribution de ce couvert (nombre de tiges, distribution des diamètres, etc.). Il ne semble pas non plus évident que les mesures des capteurs de flux de sève sur le terrain dans des conditions thermiques et d'ensoleillement importantes et variables soient justes, trop d'hypothèses n'étant pas respectées. La méthode des flux de sève n'a pas, dans notre cas, donné de résultats concluants pour évaluer la transpiration d'un couvert de canne à sucre ; selon la méthode d'extrapolation utilisée, la transpiration du couvert a été surestimée de 30 à 75 % en moyenne sur une période de 10 jours.

Néanmoins les flux de sève ont présenté une cohérence vis-à-vis des données météorologiques et entre eux. Ainsi, cette partie de l'expérimentation terrain nous a permis, outre d'étudier les méthodes d'extrapolation des flux de quelques tiges à la transpiration d'un couvert, d'appuyer nos résultats de laboratoire montrant que les prélèvements racinaires de la canne à sucre de variété CP 66-345 ne sont pas affectés par la saturation du sol. En effet, lors de la période où l'état hydrique à l'interdrain était bien différencié de celui au drain (interdrain saturé et nappe à environ 1 m de profondeur au drain), aucune différence de flux de sève reliée à ces conditions n'a été observée. La détermination de deux profils racinaires au drain et à l'interdrain semble aussi montrer que les conditions d'engorgement sur cette parcelle n'ont pas affecté le développement de la canne puisque dans les deux fosses, les profils ne montraient pas de différences significatives. À l'inverse, le meilleur développement de la canne au niveau des

asperseurs nous laisse penser que la canne a pu, pendant une certaine période précédant notre expérimentation, souffrir de déficit hydrique.

Notre expérimentation *in situ* avait pour objectif initial de suivre l'état hydrique d'un système drainé et la transpiration de son couvert au cours de la mise en place d'une nappe et de son tarissement. Les mesures réalisées devaient nous permettre de valider le modèle de transferts hydriques tenant compte des prélèvements racinaires des végétaux étudiés dans le cadre de cette thèse. En plus de n'avoir pas obtenu d'estimations satisfaisantes de la transpiration du couvert à l'aide de mesures de flux de sève, le système étudié n'a pas comporté de nappe classique de système drainant. Ainsi autant les estimations de la transpiration du couvert que les données d'état hydrique du sol n'ont pas pu être utilisées pour la validation du modèle.





# Chapitre 3

## Modèles de prélèvements racinaires

Les mesures de flux de sève des deux chapitres précédents nous ont permis de suivre les prélèvements racinaires de la canne à sucre dans des conditions particulières d'engorgement du sol. Afin de rendre compte du comportement des cultures et de modéliser les transferts d'eau dans les sols, le fonctionnement des racines doit pouvoir être modélisé. Différentes approches ont été développées pour rendre compte de ce fonctionnement. Ce chapitre présente tout d'abord les principaux modèles développés dans la littérature afin de quantifier les prélèvements d'eau par les racines, classés en approches *microscopique* et *macroscopique*. Les deux fonctions puits racinaires étudiées et adaptées dans le cadre de notre travail sont ensuite décrites.

### 3.1 Fonctions puits racinaires - état de l'art

La plupart des chercheurs depuis van den Honert (1948) ont décrit les transferts hydriques dans les racines, la tige et les feuilles d'une plante par une analogie avec un courant électrique en régime permanent parcourant des résistances en série. L'hypothèse de régime permanent dans les plantes n'est cependant pas toujours valide et c'est pourquoi des modèles plus affinés tenant compte de la capacité de la plante à emmagasiner de l'eau (Katerji et al., 1983 et 1984 a et b) et de la variation de la résistance dans la plante (Cowan, 1965 ; Fiscus, 1975 ; Herkelrath et al., 1977 ; Aston, 1979 ; Passouria, 1984 ; Jones, 1992) ont été développés. Par ailleurs, le travail de van den Honert (1948) est à l'origine du concept de continuum sol-plante-atmosphère duquel a découlé la mise au point de modèles plus élaborés tenant compte du facteur sol, de la plante et de la condition atmosphérique (Cowan, 1965 ; Federer, 1979 ; van den Hurk et al., 1995). De nombreux chercheurs ont aussi développé différents aspects des transferts hydriques dans la plante, comme la régulation stomatique de la transpiration (Rademacher et al., 1987 ; Zhang et al., 1987) ou le développement de formules mathématiques pour le calcul de la transpiration (Doorenbos et Pruitt, 1975 ; Perrier, 1975 ; Feddes, 1985 ; Allen et al., 1996 ; Hatfield et Allen, 1996 ; Pereira et al., 1996).

D'autre part, des travaux ont été réalisés pour décrire les mouvements de l'eau dans le sol. Briggs (1897) a développé l'idée que l'eau est présente dans le sol sous forme de film continu autour des particules ; quand la teneur en eau diminue, le film d'eau s'amincit et l'eau est retenue plus fortement par la phase solide du sol. Dans ce concept, seule l'eau faiblement retenue par le sol est utilisable par les plantes, c'est-à-dire l'eau qui se situe entre la capacité au champ (Briggs et McLane, 1907) et le point de flétrissement permanent (Briggs et Shantz, 1912). Cette théorie fut par la suite contredite par plusieurs chercheurs et Richards (1928) a montré que l'eau disponible pour la plante dépend de la capacité de la plante à absorber de l'eau et de la conductivité hydraulique du sol exprimant la facilité de l'eau à circuler pour remplacer l'eau absorbée. Buckingham (1907) et Richards (1931) ont ainsi étendu la loi de Darcy (1856), qui considère que le flux en milieu poreux saturé est proportionnel au gradient de potentiel total, aux milieux poreux partiellement saturés. Les recherches ensuite réalisées ont montré que les résistances du sol et de la plante sont impliquées dans les prélèvements racinaires et ont permis de meilleures compréhension et quantification des transferts de l'eau du sol dans la plante.

La prise en compte classique des transferts hydriques en régime permanent à travers une plante par analogie avec la loi d'Ohm est illustrée par la relation décrite par (van den Honert, 1948) :

$$\text{Absorption} = \frac{\Psi_r - \Psi}{R_s} = \frac{\Psi_f - \Psi_r}{R_p} = \frac{\Psi_f - \Psi}{R_s + R_p} = \text{Transpiration} \quad (3.1)$$

où  $\Psi$ ,  $\Psi_r$  et  $\Psi_f$  : succions de l'eau dans le sol, à la surface des racines et dans les feuilles, respectivement, (m) ;

$R_s$  et  $R_p$  : résistances dans le sol et dans la plante, respectivement, ( $s^{-1}$ ).

La succion à la surface des racines  $\Psi_r$  est cependant difficile, sinon impossible à mesurer (Fiscus, 1972 ; Adoeye et Rawlins, 1981). Il est commode d'éviter de recourir à cette grandeur en déterminant le flux à l'aide de la différence de succion entre le sol et les feuilles (dernière égalité de l'équation (3.1)). Dans ce cas, la connaissance des résistances dans le sol et dans la plante est nécessaire. De nombreux chercheurs ont étudié la sensibilité relative de  $R_s$  et  $R_p$  (Gardner et Ehlig, 1962 ; Newman, 1969 ; Molz, 1975 ; Taylor et Klepper, 1975 ; Reicosky et Ritchie, 1976 ; Blizzard et Boyer, 1980 ; Ehlers et al., 1981). Il apparaît qu'en sol humide, la résistance dans le sol est négligeable devant celle de la plante (Andrews et Newman, 1969 ; Boyer, 1969 ; Newman, 1969 a et b ; Molz, 1975 a et b ; Taylor et Klepper, 1975 ; Reicosky et

Ritchie, 1976 ; Kohl et Kolar, 1976 ; Herkelrath et al., 1977 ; Blizzard et Boyer, 1980). Toutefois lorsque le sol s'assèche, sa résistance augmente, conduisant certains chercheurs à conclure que la résistance du sol est plus importante que celle de la plante (Gardner, 1960 ; Cowan, 1965 ; Yang et Jong, 1971). Cette discussion est importante car, si la résistance dans la plante est réellement largement supérieure à celle du sol, les fonctions puits racinaires basées sur la conductivité hydraulique du sol seulement sont conceptuellement fausses. Cependant la dominance de la résistance de la plante sur celle du sol semble encore controversée (Ogata et al., 1960 ; Molz, 1971 ; So et al., 1976 ; Faiz et Weatherley, 1977 ; Rowse et al., 1978).

Les modèles développés pour quantifier les prélèvements hydriques par les racines peuvent être classés dans deux approches principales. L'approche dite *microscopique* considère le flux radial à travers une racine prise individuellement par opposition à l'approche *macroscopique* qui considère les racines comme un puits diffus dans le sol. Cette dernière approche offre l'avantage de ne nécessiter qu'une connaissance globale du système racinaire.

### 3.1.1 Approche microscopique

Une approche *microscopique* classique fut proposée par Gardner (1960). Ce modèle considère la racine comme un cylindre linéaire infini vertical possédant un rayon et des propriétés d'absorption uniformes ; le flux est supposé exclusivement radial :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left( r D \frac{\partial \theta}{\partial r} \right) \quad (3.2)$$

où  $\theta$  : teneur en eau du sol, ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ ) ;  
 $r$  : distance radiale à partir de l'axe de la racine, (m) ;  
 $D$  : diffusivité de l'eau dans le sol, ( $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ ).

En régime permanent et pour de l'eau circulant d'une distance  $r_2$  dans le sol vers une racine de rayon  $r_1$  et en posant l'hypothèse d'une conductivité hydraulique constante ( $K$ ), la solution de l'équation (3.2) est fournie par Feddes et Rijtema (1972) :

$$q = \frac{2\pi K(\Psi_r - \Psi)}{\ln(r_2 / r_1)} \quad (3.3)$$

où  $q$  : taux de prélèvement hydrique par unité de longueur de la racine,  
( $\text{m}^3 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ );

Chaque racine a autour d'elle un cylindre de sol dont le rayon est égal à la moitié de la distance moyenne entre les racines. Cette hypothèse implique que les racines sont verticales et espacées régulièrement de façon à pouvoir déterminer l'absorption hydrique du système racinaire en entier en multipliant l'absorption d'une racine "typique" par une densité racinaire moyenne (Gardner, 1960 ; Cowan, 1965). Une des difficultés de ce modèle est la détermination de la condition au niveau de la surface de la racine.

### 3.1.2 Approche macroscopique

Dans l'approche *macroscopique*, le système racinaire dans son ensemble est considéré comme prélevant de l'eau de façon diffuse dans le sol. La quantité d'eau absorbée par les racines est représentée par un terme puits dans l'équation de continuité. L'équation de Richards (Richards, 1931) étant la combinaison des équations de continuité et de Darcy généralisée, les prélèvements racinaires y sont représentés. Pour un milieu poreux variablement saturé, hétérogène, isotrope, rigide et isotherme et pour de l'eau incompressible, l'équation de Richards s'écrit en deux dimensions :

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(h)}{\partial z} - S \quad (3.4)$$

où  $h$  : pression de l'eau du sol, (m) ;

$K(h)$  : conductivité hydraulique non saturée du sol en fonction de la pression,  
( $\text{m s}^{-1}$ ) ;

$x$  : position horizontale, (m) ;

$z$  : cote verticale, (m) ;

$S$  : source ou puits volumétrique, considéré ici comme un puits racinaire,  
( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ ) ;

$C$  : capacité capillaire définie comme la dérivée de courbe de rétention  $d\theta/dh$ ,  
( $\text{m}^{-1}$ ) ;

$t$  : temps, (s).

Le prélèvement des racines individuelles n'est pas pris en compte dans cette approche et donc les difficultés de nature géométrique de l'analyse de la distribution des flux et des gradients autour

des racines à une micro-échelle sont évitées. Toutefois un des défauts de ce puits diffus est qu'il est basé sur une moyenne approximative des potentiels matriciel et osmotique et ne tient donc pas compte des gradients de succion et de concentration des sels dans le sol au voisinage immédiat des racines (Hillel et al., 1975). Obeyesekere et Anderson (1997) sont les premiers à avoir développé un nouveau type de modèle macroscopique incluant un modèle microscopique afin de tenir compte des changements rapides de conductivité hydraulique du sol au voisinage des racines.

Différentes fonctions puits racinaires *macroscopiques* ont été développées depuis la fin des années 60 (Molz, 1981 ; Alaerts et al., 1985). Ces fonctions peuvent être divisées en trois groupes principaux selon l'hypothèse de base sur laquelle elles reposent : a) la distribution des prélèvements racinaires est prédéterminée en fonction de la profondeur du sol, b) les prélèvements dépendent principalement des conditions hydriques du sol (teneur en eau ou succion de l'eau dans le sol) et c) les prélèvements sont calculés par une fonction analogue à la loi de Darcy, c'est-à-dire qu'ils sont proportionnels à la différence de pression entre le sol et les racines, à une conductivité hydraulique (du sol et parfois du sol et des racines) et à une fonction de densité racinaire.

#### a - Distribution prédéterminée des prélèvements racinaires en fonction de la profondeur

Le modèle de Molz et Remson (1970) est basé sur un profil de prélèvements racinaires fixe où 40, 30, 20 et 10 % des prélèvements totaux proviennent de chacun des quarts successifs de hauteur de la zone racinaire en allant de la surface du sol vers la profondeur. Il ne donne cependant des résultats satisfaisants que lorsque la teneur en eau du sol est élevée. En effet, quand les couches supérieures du sol s'assèchent, les prélèvements peuvent devenir plus importants dans les couches inférieures plus humides. Une fonction dans laquelle les prélèvements racinaires diminuent exponentiellement avec la profondeur a également été développée par Raats (1974) :

$$S = (TP / \delta) e^{-p/\delta} \quad (3.5)$$

Cette fonction tient compte de la profondeur (p), de la transpiration potentielle (TP) et d'un paramètre ( $\delta$ ) correspondant à la profondeur d'un système racinaire équivalent et uniforme qui permettrait que l'intégration des prélèvements hydriques soit égale à la transpiration potentielle. Schmidhalter et al. (1994) ont modifié le modèle de Raats (1974) en ajoutant un terme linéaire

incluant un paramètre empirique représentant la distribution de la partie non exponentielle de la transpiration. Ce paramètre fut calé en ajustant la fonction prélèvements racinaires à une distribution mesurée de chlorure.

#### b – Prélèvements dépendant de l'état hydrique du sol

Feddes et al. (1976) ont développé un modèle *macroscopique* dans lequel une variable  $\alpha$ , dépendant de la teneur en eau du sol ou de la succion de l'eau dans le sol (Feddes et al., 1978), pondère les prélèvements hydriques maxima :

$$S = \alpha(\Psi(x, z, t)) \times S_{\max} \quad (3.6)$$

où  $S_{\max}$  : taux maximal de prélèvements racinaires, ( $s^{-1}$ ) ;  
 $\alpha$  : variable adimensionnelle variant entre 0 et 1, fonction de la succion de l'eau dans le sol et caractérisé par 4 paramètres (Figure 3-1), (-).

Pour des succions inférieures à celle correspondant au point anaérobie  $\Psi_1$  et supérieures à la succion  $\Psi_4$  correspondant au point de flétrissement, les prélèvements racinaires sont nuls. Entre les succions  $\Psi_2$  et  $\Psi_3$ , ils sont maxima et constants. Finalement les prélèvements diminuent linéairement entre  $\Psi_1$  et  $\Psi_2$  et entre  $\Psi_3$  et  $\Psi_4$ . La diminution des prélèvements près de la saturation et après le point de flétrissement est due à la réduction, respectivement, de la disponibilité en oxygène et à la conductivité hydraulique non saturée du sol. Les valeurs précises des paramètres de la fonction  $\alpha$  sont difficiles à déterminer. Feddes et al. (1976) utilisent une valeur de 0,5 m pour  $\Psi_1$ . La valeur de  $\Psi_3$  varie avec la demande évapotranspiratoire (Feddes et al., 1978 et 1988 ; Prasad, 1988) ; quand la demande est élevée, la diminution des prélèvements racinaires apparaît généralement à une succion inférieure ( $\Psi_{31}$ ) à celle correspondant à une faible demande ( $\Psi_{32}$ ) (Figure 3-1). Feddes et al. (1978) donnent des valeurs comprises entre 5 et 10 m pour  $\Psi_3$  et Homae (1999) entre 8 et 10 m. Le point de flétrissement  $\Psi_4$  varie entre 100 et 200 m et la valeur moyenne de 150 m est généralement retenue. Simunek et al. (1996) propose une valeur de 0,25 m pour  $\Psi_2$  alors que Feddes et al. (1976) utilisent la même valeur pour  $\Psi_1$  et  $\Psi_2$ .

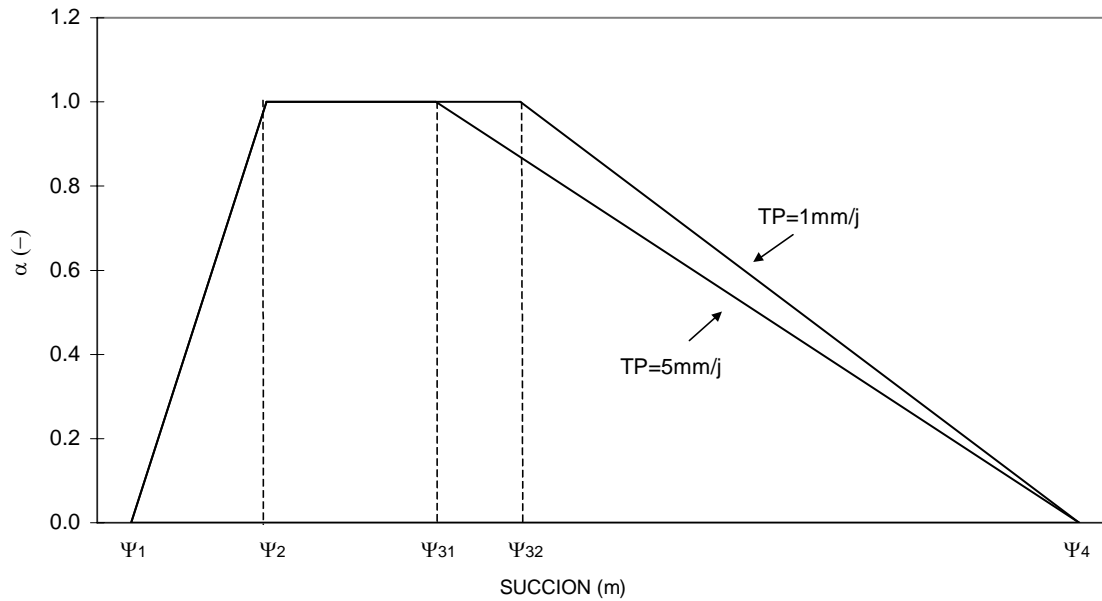


Figure 3-1 : Forme générale de la variable  $\alpha$ .

La distribution des prélèvements racinaires sur le profil de sol dépend de la distribution de densité de racines actives. Cette distribution étant difficile à déterminer, les auteurs ont souvent prédéterminé la distribution des prélèvements racinaires. Feddes et al. (1978) considèrent des prélèvements maxima distribués de façon constante sur toute la profondeur racinaire :

$$S_{\max} = \frac{TP}{Z} \quad (3.7)$$

où  $Z$  : profondeur des racines, (m).

Hoogland et Belmans (1981), Belmans et al. (1983), Mahey et al. (1984) et Prasad (1988) ont ensuite proposé des prélèvements maxima diminuant linéairement avec la profondeur ; dans ce cas les racines absorbent de l'eau dans les couches supérieures du sol principalement. Selon Rasiah et Kohl (1989), les prélèvements ne seraient pas linéaires sur la profondeur. Rasiah et Kohl (1989) ont même proposé des prélèvements maxima discontinus avec une fonction différente par compartiment de sol.

#### c – Fonction de prélèvements analogue à la loi de Darcy

Whisler et al. (1968) ont proposé un modèle qui, par analogie à la loi de Darcy, considère le puits racinaire comme proportionnel à la différence de suction entre l'eau du sol ( $\Psi$ ) et des



racines ( $\Psi_r$ ), à la conductivité hydraulique du sol ( $K(\Psi)$ ) et à une fonction de densité racinaire variant avec la profondeur  $A(z)$  :

$$S = A(z)K(\Psi)(\Psi_r - \Psi) \quad (3.8)$$

Dans ce modèle, la fonction de densité racinaire  $A(z)$  est la combinaison de deux termes :  $A(z)=a(z)/L_e$  où  $a(z)$  est la surface absorbante par unité de volume de sol ( $m^2 m^{-3}$ ) et  $L_e$  représente une distance effective que parcourt l'eau (m).

Plusieurs auteurs ont travaillé avec des expressions similaires à la relation (3.8) mais en définissant la fonction de densité racinaire de différentes façons. Les informations sur la fonction de densité racinaire et les fonctions équivalentes sont rares étant donné la difficulté expérimentale à mesurer les facteurs impliqués. Feddes et al. (1974) ont remplacé cette fonction de densité racinaire par un coefficient considéré comme proportionnel à la masse racinaire ; le coefficient de proportionnalité et la masse racinaire varient exponentiellement avec la profondeur. Gardner (1964) et Rowse et al. (1978) ont exprimé la fonction de densité racinaire par une fonction dépendant de la longueur de racines dans un volume unitaire de sol. Nimah et Hanks (1973) ont utilisé la proportion de racines actives dans l'épaisseur  $\Delta z$  de sol.

Le modèle de Nimah et Hanks (1973), en plus de tenir compte de la résistance du sol, tient aussi compte de la résistance des racines et des transferts de sels. Hillel et al. (1976) ont aussi inclus dans leur modèle les résistances du sol et des racines :

$$S = \frac{(H_s - \Phi_p)}{R_s + R_r} \quad (3.9)$$

- où
- $H_s$  : charge hydraulique totale dans le sol, (m) ;
  - $\Phi_p$  : potentiel de l'eau dans la plante à la base de la tige, (m) ;
  - $R_s$  : résistance hydraulique dans le sol,  $R_s=1/BKL$ , ( $s m^{-1}$ ) ;
  - où  $B$  : constante empirique, (-) ;
  - $K$  : conductivité hydraulique non saturée du sol, ( $m s^{-1}$ ) ;
  - $L$  : longueur totale de racines actives, ( $m m^{-1}$ ) ;
  - $R_r$  : résistance hydraulique des racines, ( $s m^{-1}$ ).

Les modèles de Nimah et Hanks (1973), Hillel et al. (1976), Herkelrath et al. (1977 a et b) et Rowse et al. (1978) sont les seuls à tenir compte de la résistance racinaire. Le modèle de Herkelrath et al. (1977 a et b) considère que la diminution de contact entre le sol et les racines lors de l'assèchement du sol augmente la résistance de la membrane racinaire.

Dans le cadre de notre travail, deux fonctions issues des groupes -b- et -c- ont été considérées. La fonction  $\Psi_r$  fait partie du groupe où les prélèvements sont décrits par analogie à la loi de Darcy. Cette relation a été choisie parce qu'elle tient compte des conditions hydriques de la plante, à travers la succion des racines, et du sol, par l'intermédiaire de sa succion et de sa conductivité hydraulique. De plus, la distribution des prélèvements racinaires dépendra aussi de la distribution de la densité des racines dans le profil de sol. Un couplage implicite relativement complexe entre le sol et les racines est fait pour la résolution de cette fonction.

La fonction  $\alpha$  a principalement été choisie pour sa simplicité. Elle fait partie du groupe où les prélèvements sont principalement dépendants des conditions hydriques du sol (de la succion dans notre cas). Nous tenons aussi compte de la distribution de la densité racinaire en posant l'hypothèse que les prélèvements maxima sont proportionnels à cette distribution. La fonction  $\alpha$  est couplée explicitement avec le sol, ce qui diminue fortement la complexité du couplage. Ces deux fonctions et leur couplage avec l'équation de Richards résolue par la méthode des éléments finis sont présentées en détail ci-dessous.

## **3.2 Fonction $\Psi_r$**

### **3.2.1 Description générale**

La fonction  $\Psi_r$  utilisée dans le cadre de notre travail est de la forme de l'équation (3.8). Elle a été intégrée dans le logiciel SIC (Système Interactif de Conception) de l'Université Technologique de Compiègne (U. T. C.) (Breitkopf et Touzot, 1992). SIC résout l'équation de Richards par la méthode de Galerkin aux éléments finis (Dhatt et Touzot, 1984). Toute modification du code Fortran était possible puisque nous avons accès aux sources de ce logiciel. L'annexe 6 décrit le couplage de l'équation de Richards avec la fonction puits par les éléments finis ainsi que les modifications réalisées dans SIC pour ce couplage.

La résolution de l'équation de Richards couplée avec la fonction  $\Psi_r$  consiste à déterminer la succion racinaire  $\Psi_r$  qui minimise l'écart entre la valeur des prélèvements racinaires et la

transpiration potentielle (TP qui peut varier dans le temps). Nous avons posé l'hypothèse que la succion au niveau des racines  $\Psi_r$  est constante verticalement mais peut varier horizontalement. La détermination d'une succion racinaire variant selon l'abscisse permet d'éviter que, dans des zones saturées du sol, on obtienne des prélèvements racinaires supérieurs à la transpiration potentielle qui compenseraient les prélèvements inférieurs à la transpiration potentielle des zones désaturées ; dans ces cas de compensation, les prélèvements moyens du système seraient égaux à la transpiration potentielle mais dans certaines zones les prélèvements supérieurs à la transpiration potentielle seraient physiquement impossibles à obtenir ; de plus on aurait dans ces cas une infinité de solutions possibles. L'hypothèse d'homogénéité verticale est sans doute forte (Arya et al., 1975) mais elle offre l'avantage de simplifier les calculs numériques. Elle signifie que la résistance au flux dans la racine est négligeable et qu'ainsi il n'y a qu'une seule valeur de succion verticalement dans les racines (Whisler et al., 1968). Quoi qu'il en soit, le manque de connaissances des mécanismes physiologiques des plantes ne permet pas aujourd'hui d'ajouter des règles qui permettraient le calcul de succions racinaires verticales non-homogènes (Feddes et al., 1974 ; Lafolie, 1991).

Nous avons aussi posé l'hypothèse que les transferts hydriques des racines vers le sol ne sont pas permis. Cette hypothèse est nécessaire lorsque la succion aux racines est inférieure à celle du sol à certaines profondeurs. Cette situation peut en effet se rencontrer lorsque de fortes différences de succion existent sur le profil de sol. Dans ce cas, les prélèvements racinaires sont posés nuls et seule une partie du système racinaire absorbe de l'eau. Tous les travaux expérimentaux ne semblent toutefois pas en accord avec cette hypothèse (Newman, 1974 ; Federer, 1979 ; Baker et Bavel, 1986).

La fonction de densité racinaire  $A(z)$  de l'équation (3.8) a été définie dans SIC par :

$$\rho(x, z) = \frac{\rho'(x, z)}{\Omega_r} \quad (3.10)$$

où  $\rho(x, z)$  : distribution de densité racinaire, ( $m^{-2}$ ) ;  
 $\rho'$  : densité racinaire arbitraire, (-) ;  
 $\Omega_r$  : surface racinaire du domaine, ( $m^2$ ).

Étant donné la forte non-linéarité du problème, la résolution du modèle couplé Richards-fonction  $\Psi_r$  est implicite afin d'augmenter la stabilité de la solution. L'algorithme général de cette résolution est décrit dans les tableaux 3-1 et 3-2 ; la figure 3-2 présente sur un maillage simplifié les notations utilisées.

Un  $\Psi_r$  initial est posé. Les prélèvements ( $S(x,z) ; s^{-1}$ ) sont déterminés à l'aide de l'équation (3.8) pour chacun des nœuds du maillage à partir du  $\Psi_r$  initial et des  $\Psi$  du sol. Les prélèvements sont ensuite intégrés sur la hauteur du domaine  $Z$  pour chacun des  $x$  ( $\Sigma(x) ; m s^{-1}$ ). Si pour une abscisse donnée les prélèvements  $\Sigma(x)$  sont inférieurs à TP, le  $\Psi_r$  est augmenté jusqu'à ce que  $\Sigma(x) = TP$ . Si par contre les prélèvements calculés  $\Sigma(x)$  sont supérieurs à TP, le  $\Psi_r$  est diminué jusqu'à ce que  $\Sigma(x) = TP$  (Tableau 3-2). Une valeur limite supérieure doit être imposée pour  $\Psi_r$ , souvent de 150m qui correspond à la succion racinaire à partir de laquelle la plante commence à flétrir (point de flétrissement de  $pF=4,2$ ) (Neuman et al., 1975). Si avec la valeur de  $\Psi_r$  limite déterminée les prélèvements sont inférieurs à TP, on considère que le sol ne peut satisfaire la demande climatique et que la transpiration réelle (TR) est inférieure à TP.

Au premier calcul d'un temps  $t$ , le  $\Psi_r$  initial et les  $\Psi$  du sol de l'intervalle de temps précédent sont utilisés. Une fois les prélèvements calculés comme décrits ci-dessus, les  $\Psi$  du sol sont calculés par Richards avec les prélèvements déterminés précédemment. Les prélèvements sont ensuite recalculés avec les nouveaux  $\Psi$  du sol. Ces itérations se poursuivent jusqu'à ce qu'un critère de convergence sur les différences de pression entre deux itérations de Richards soit satisfait (Tableau 3-1). Finalement la transpiration réelle (TR) est l'intégrale des prélèvements calculés à chacune des abscisses ( $\Sigma(x)$ ) rapportée à la largeur de sol ( $L_t$ ).

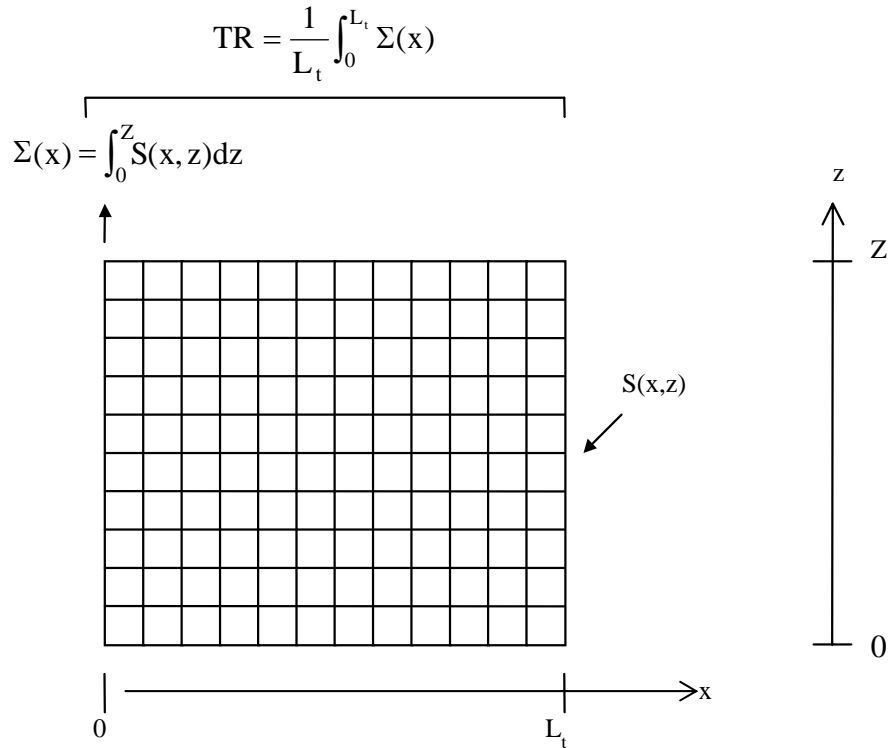


Figure 3-2 : Schéma d'un maillage simplifié avec la notation des différentes variables.

Tableau 3-1 : Description de la résolution implicite du couplage Richards-puits racinaire.

<b>t-1</b>	<b>t</b>		
$\Psi(x, z, t-1)$ sont connus	1. $S(x, z)$ sont calculés* à partir des $\Psi(x, z, t-1)$ * voir tableau 3-2 <table style="display: inline-table; vertical-align: middle; border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="padding: 0 10px;"><math>\Psi(x, z)</math> sont calculés dans Richards avec les <math>S(x, z)</math></td> </tr> </table>	$\Psi(x, z)$ sont calculés dans Richards avec les $S(x, z)$	
	$\Psi(x, z)$ sont calculés dans Richards avec les $S(x, z)$		
2. $S(x,z)$ sont recalculés à partir des derniers $\Psi(x, z)$ calculés <table style="display: inline-table; vertical-align: middle; border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="text-align: center;">→</td> </tr> <tr> <td style="padding: 0 10px;"><math>\Psi(x, z)</math> sont recalculés dans Richards avec les derniers <math>S(x,z)</math> calculés</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">←</td> </tr> </table> Cette boucle se poursuit jusqu'à ce qu'un critère de convergence sur les différences de pression entre deux itérations de Richards soit satisfait. On obtient ainsi $S(x, z, t)$ et $\Psi(x, z, t)$	→	$\Psi(x, z)$ sont recalculés dans Richards avec les derniers $S(x,z)$ calculés	←
→			
$\Psi(x, z)$ sont recalculés dans Richards avec les derniers $S(x,z)$ calculés			
←			

Tableau 3-2 : Description du calcul des prélèvements  $S(x,z)$  et des itérations sur  $\Psi_r$ .

On pose  $\Psi_r$  initial et on calcule :

$$S(x, z) = \rho(x, z)K(\Psi)(\Psi_r - \Psi)$$

$$\Sigma(x) = \int_0^z S(x, z)dz$$

pour chaque  $\Sigma(x)$  on fait le test suivant :

- si  $\Sigma(x) > TP$  → on diminue  $\Psi_r$ , on recalcule  $S(x)$  et  $\Sigma(x)$  jusqu'à ce que  $\Sigma(x) = TP$
- si  $\Sigma(x) < TP$  → on augmente  $\Psi_r$ , on recalcule  $S(x)$  et  $\Sigma(x)$  jusqu'à ce que  $\Sigma(x) = TP$

### 3.2.2 Détails numériques

Le calcul des transferts hydriques à l'aide de l'équation de Richards, et donc des prélèvements racinaires  $S(x,z)$ , est réalisé aux points de Gauss des éléments du maillage (Dhatt et Touzot, 1984). Les prélèvements  $S(x,z)$  sont ensuite extrapolés au niveau des nœuds.

Un artifice de calcul a été utilisé pour que les prélèvements (et donc  $\Psi_r$ ) puissent varier selon l'abscisse. L'intégration des prélèvements sur la hauteur est réalisée à chaque abscisse ( $\Sigma(x)$ ) pour ensuite faire évoluer  $\Psi_r(x)$  selon que  $\Sigma(x)$  est supérieur ou inférieur à TP. Afin que cette intégration ne dépende pas d'une possible homogénéité verticale du maillage, un problème de thermique non stationnaire est résolu aux nœuds où :

- la donnée initiale du problème est la fonction  $S(x,z)$  ;
- la diffusion n'est autorisée que verticalement ;
- les flux sont nuls sur la frontière.

Le problème est résolu sur un intervalle de temps suffisamment long pour qu'il devienne stationnaire et que  $S$  soit constant pour chacune des abscisses sur toute la hauteur.

Les prélèvements diffusés, uniformes selon  $z$  mais variables selon  $x$ , sont ensuite interpolés aux points de Gauss. C'est finalement en chacun des points de Gauss que les  $\Psi_r$  sont modifiés pour réaliser le calcul des prélèvements  $S(x,z)$  de l'intervalle suivant. Pour que les  $\Psi_r$  évoluent de façon indépendante pour chacune des abscisses, ils sont modifiés par un facteur multiplicateur fonction de la valeur diffusée des prélèvements ( $\Sigma(x)$ ). Le facteur multiplicateur ( $val$ ) des  $\Psi_r$  ne varie que selon l'abscisse et a été choisi égal à  $val=TP/\Sigma(x)$  pour :

- faire diminuer  $\Psi_r$  si  $\Sigma(x) > TP$  ;
- faire augmenter  $\Psi_r$  si  $\Sigma(x) < TP$ .

La multiplication de  $\Psi_r$  par le facteur multiplicateur nous assure de toujours faire évoluer  $\Psi_r$  de façon à ce qu'il soit constant pour chacune des abscisses. Les valeurs de val tendent vers 1 à l'équilibre. Un critère sur la norme des différences de  $\Sigma(x)$  entre deux diffusions nous permet de continuer à modifier les  $\Psi_r$  jusqu'à convergence ou d'accepter les dernières valeurs calculées.

L'ajustement de  $\Psi_r$  se fait à des intervalles de temps ( $I_i$ ) imposés par l'utilisateur. Dans un intervalle de temps, le logiciel ajuste le pas de temps de calcul (pas j) et à tous ces temps de calcul, le même  $\Psi_r$  est utilisé. A chacun des pas de temps de calcul, n itérations (iter) sont réalisées utilisant aussi le même  $\Psi_r$  (Figure 3-3).

Des divergences de calcul ont cependant été rencontrées au cours des simulations. Ces divergences semblent apparaître localement : au lieu d'obtenir une relation  $\Psi_r(x)$  monotone, on observe parfois des irrégularités à une ou plusieurs abscisses particulières où le  $\Psi_r$  est sur ou sous estimé. A ce stade, la divergence s'amplifie et se propage jusqu'à l'échec du calcul. L'apparition de ces divergences est fortement liée à la gestion des valeur initiales des  $\Psi_r$  à chaque nouvel intervalle de temps. Si au début de chacun des intervalles, c'est la valeur finale de  $\Psi_r$  de l'intervalle précédent qui est utilisée, ce phénomène ne peut être enrayé et les divergences peuvent être amplifiées d'un intervalle de temps à l'autre (Figure 3-4). Si, à l'inverse, une valeur homogène est imposée comme valeur initiale de  $\Psi_r$ , les divergences peuvent être arrêtées et le calcul peut se poursuivre.

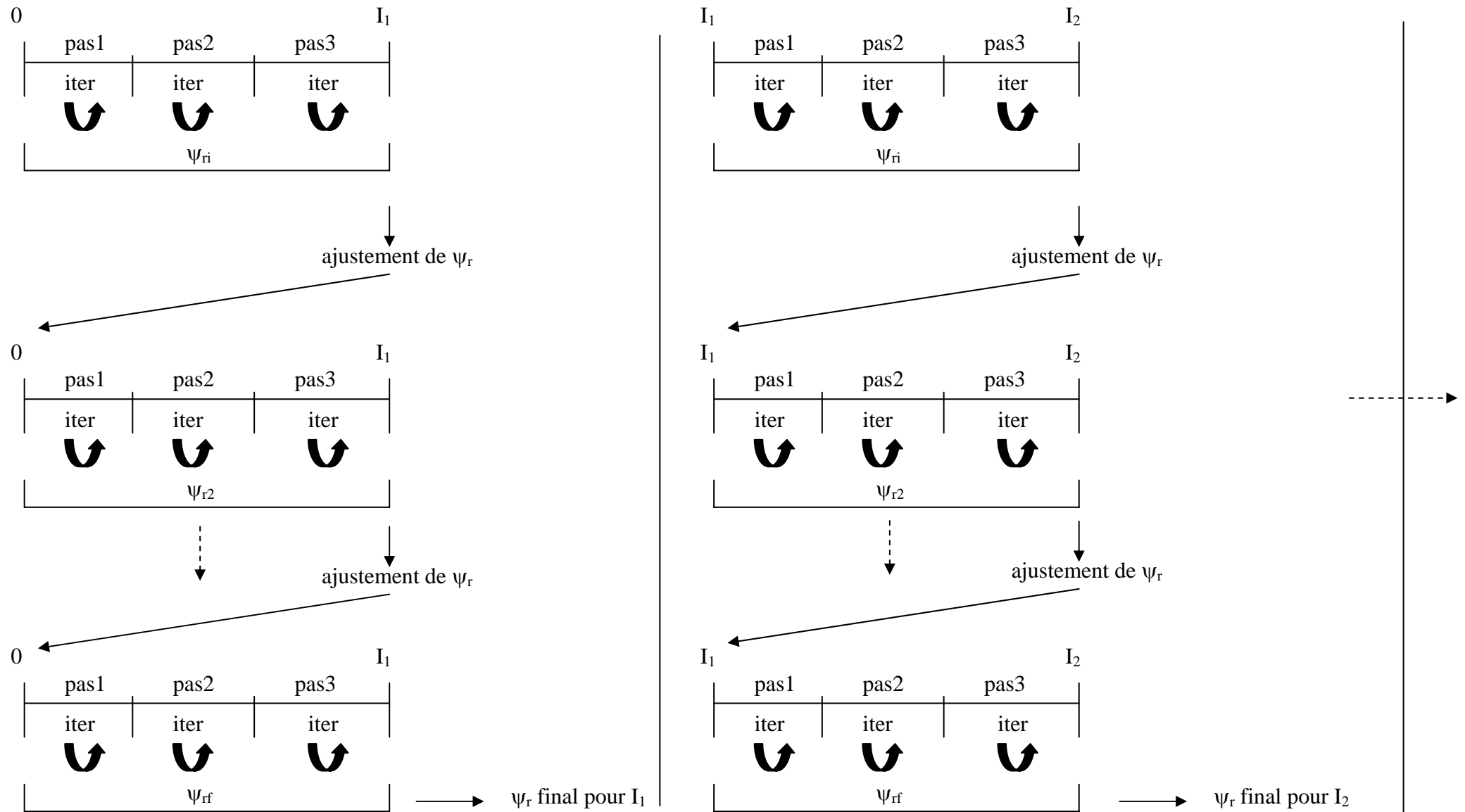


Figure 3-3 : Organigramme de l'ajustement de  $\Psi_r$ .



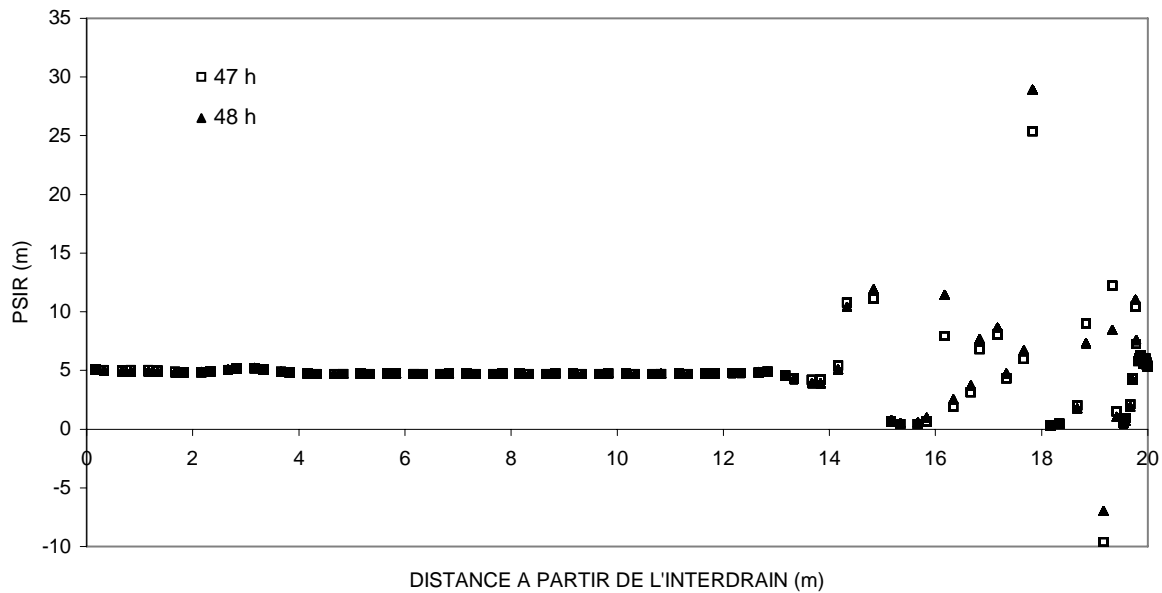


Figure 3-4 : Amplification des divergence de  $\Psi_r$  entre deux intervalles de temps.

La procédure de calcul pour itérer sur les  $\Psi_r$  en extrapolant les valeurs de prélèvements des points de Gauss vers les nœuds ou vice versa crée ces divergences locales. La figure 3-5 présente, en fonction de la distance à partir de l'interdrain, les prélèvements calculés aux points de Gauss, les prélèvements calculés extrapolés aux nœuds, les prélèvements diffusés aux nœuds et finalement les prélèvements diffusés extrapolés aux points de Gauss ; ces derniers sont utilisés pour calculer le facteur multiplicateur de  $\Psi_r$  :  $val = TP/\Sigma(x)$  (Figure 3-6). Ces courbes montrent comment cette procédure numérique peut entraîner des valeurs divergentes et aussi négatives de  $\Psi_r$ , ce qui n'est pas acceptable et physiquement réaliste. L'utilisation de  $\Psi_r$  initiaux constants évite ces divergences. Cette méthode a comme désavantage d'augmenter le temps de calcul puisque les  $\Psi_r$  initiaux sont plus loin des valeurs finales que les  $\Psi_r$  finaux de l'intervalle de temps précédent. Les simulations ont été testées avec une valeur de  $\Psi_r$  initiale de 150 m (qui est souvent considérée comme une valeur limite supérieure) mais dans ce cas les calculs ne convergent en général pas. Il est ainsi nécessaire de commencer les simulations avec un  $\Psi_r$  du même ordre de grandeur que celui de la solution finale.

La procédure d'extrapolation des  $\Psi_r$  peut aussi parfois entraîner des valeur négatives de  $\Psi_r$ . Pour éviter ces valeurs négatives, une condition a été posée lors du calcul du facteur multiplicateur de  $\Psi_r$  : si les prélèvements diffusés  $\Sigma(x)$  sont inférieurs à 0, ce qui entraînerait un facteur multiplicateur négatif, ce dernier doit être posé égal à 1 et ainsi le  $\Psi_r$  précédent est réutilisé pour le calcul.

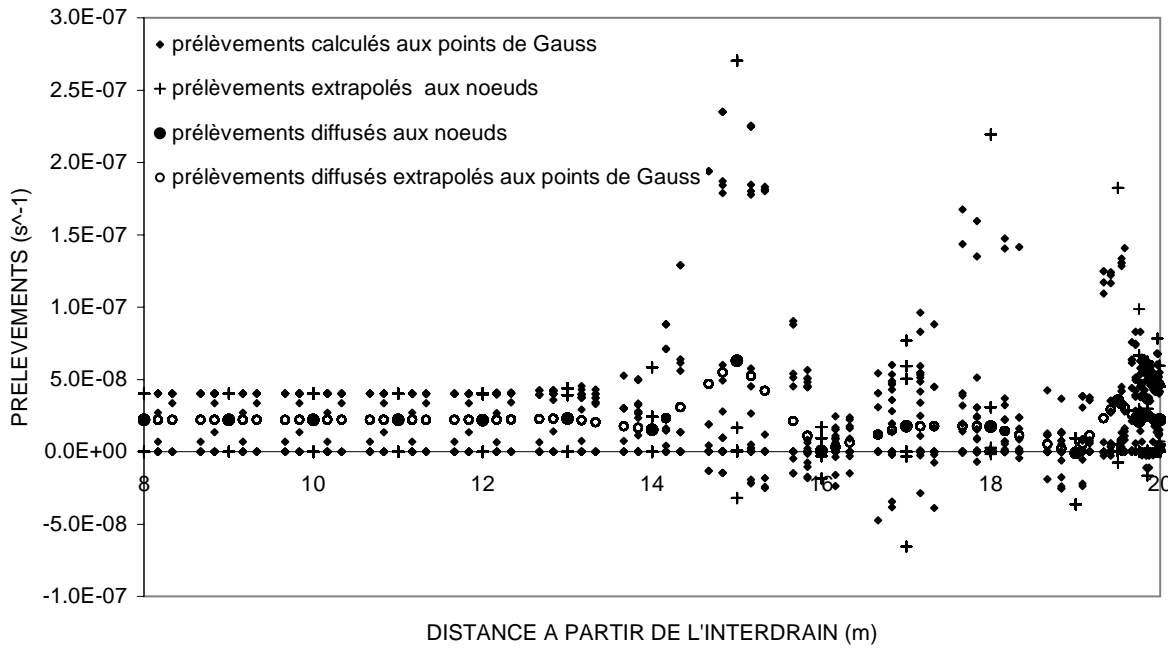


Figure 3-5 : Prélèvements aux différentes étapes de calcul du facteur multiplicateur de  $\Psi_r$  sur la largeur du domaine.

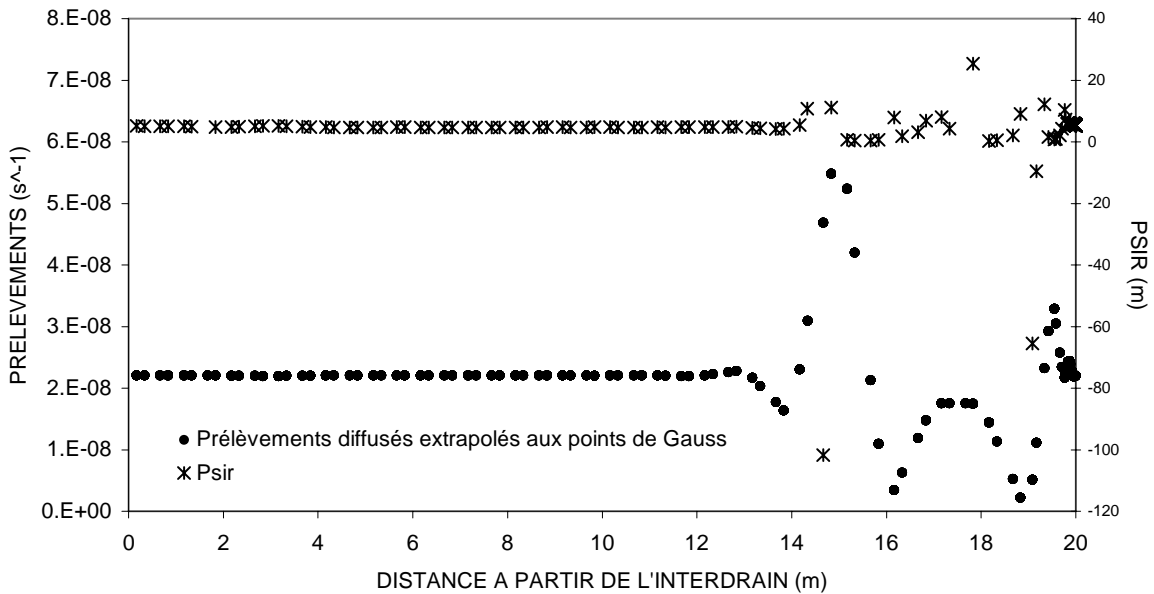


Figure 3-6 : Prélèvements divergents aux points de Gauss utilisés pour calculer les  $\Psi_r$ .

### 3.3 Fonction $\alpha$

La fonction  $\alpha$  utilisée dans notre travail est de la forme de l'équation (3.6). Cette fonction a été utilisée dans le logiciel commercial Hydrus 2D qui simule les transferts hydriques et de solutés dans les milieux poreux variablement saturés en deux dimensions (Simunek et al., 1996) ; le code Hydrus 2D n'a pas été modifié. L'équation de Richards est résolue numériquement par la méthode de Galerkin aux éléments finis (Dhatt et Touzot, 1984). Les prélèvements racinaires maxima dépendent de la transpiration potentielle et sont proportionnels à une fonction  $\rho(x,z)$  qui décrit la distribution spatiale des prélèvements maxima sur le domaine. Dans nos simulations, nous avons posé l'hypothèse que la distribution spatiale des prélèvements maxima est proportionnelle à la distribution de densité racinaire (Novak, 1994) :

$$S_{\max}(t) = \rho(x, z) \times L_t \times TP(t) \quad (3.11)$$

où  $L_t$  : largeur à la surface du sol associée à la transpiration, (m) ;  
 $TP(t)$  : transpiration potentielle variant dans le temps  $t$ , ( $m\ s^{-1}$ ) ;  
 $\rho(x, z)$  : distribution de densité racinaire, ( $m^{-2}$ ) :

$$\text{avec } \rho(x, z) = \frac{\rho'(x, z)}{\int_{\Omega_r} \rho'(x, z) d\Omega} \quad (3.12)$$

où  $\Omega$  : surface du domaine, ( $m^2$ ).

Cette normalisation de la distribution des prélèvements racinaires nous assure que l'intégration de la distribution de densité racinaire sur le domaine est égale à l'unité et que l'intégration des prélèvements est inférieure ou égale à la transpiration potentielle. La transpiration réelle est obtenue par l'intégration de l'équation (3.6) combinée avec (3.11) :

$$TR = \frac{1}{L_t} \int_{\Omega_s} S d\Omega = TP \int_{\Omega_s} \alpha(\Psi(x, z, t)) \times \rho(x, z) d\Omega \quad (3.13)$$

où  $TR$  : transpiration réelle, ( $m\ s^{-1}$ ).

La résolution du couplage équation de Richards-fonction  $\alpha$  est explicite. Ainsi selon les conditions hydriques du sol, la fonction  $\alpha$  est calculée à chaque pas de temps de calcul et

directement introduite dans Richards qui détermine par itération l'état hydrique du sol pour ce pas de temps, en utilisant la valeur constante calculée pour le puits.

### 3.4 Conclusion

Dans ce chapitre, les deux principales approches décrivant les prélèvements racinaires ont été présentées. L'approche *microscopique* quantifie le flux radial d'eau du sol vers, et dans une racine étudiée individuellement. Elle est opposée à l'approche *macroscopique* considérant le système racinaire comme un puits diffus qui pénètre chaque couche de sol avec une densité variable. Dans cette dernière approche, la quantité d'eau absorbée par les racines est représentée par un terme puits dans l'équation de Richards décrivant les transferts hydriques en milieu poreux variablement saturé. L'état de l'art que nous avons présenté nous a permis d'identifier trois catégories de fonctions puits *macroscopiques*, selon l'hypothèse de base sur laquelle elles reposent : a) la distribution des prélèvements racinaires est prédéterminée en fonction de la profondeur du sol, b) les prélèvements dépendent principalement des conditions hydriques du sol (teneur en eau ou succion de l'eau dans le sol) et c) les prélèvements sont calculés à partir d'une fonction analogue à la loi de Darcy, c'est-à-dire qu'ils sont proportionnels à la différence de pression entre le sol et les racines, à une conductivité hydraulique (du sol et/ou des racines) et à une fonction de densité racinaire.

L'approche *macroscopique* est adoptée dans ce travail et les deux fonctions puits racinaires étudiées sont présentées : 1) la *fonction*  $\alpha$  pondère la transpiration potentielle par un paramètre dépendant de la teneur en eau du sol et par la densité racinaire alors que 2) les prélèvements de la *fonction*  $\Psi_r$  sont proportionnels à la différence de succion au niveau du sol et des racines, à la conductivité hydraulique du sol et à la densité racinaire.



## Chapitre 4

### Distribution des prélèvements racinaires en présence d'une nappe superficielle

Les méthodes usuelles utilisées afin de déterminer les profils de prélèvements racinaires dans un sol sont tout d'abord exposées dans ce chapitre, suivies de la présentation des facteurs desquels dépendent les zones de prélèvements dans le sol. Nos résultats expérimentaux sur la canne à sucre cultivée en cuve lysimétrique ont ensuite été utilisés pour 1) déterminer la distribution des prélèvements racinaires en présence d'une nappe superficielle et 2) étudier le fonctionnement des deux fonctions puits en conditions d'engorgement.

#### 4.1 État de l'art

Plusieurs expérimentations ont été réalisées dans la littérature afin de valider différents modèles de prélèvements racinaires développés (Whisler et al., 1968 ; Nimah et Hanks, 1973 ; Feddes et al., 1974, 1975 et 1976 ; Musters et Bouten, 2000) ou simplement pour déterminer la distribution des prélèvements racinaires dans un sol (van Bavel et al., 1968 ; Reicosky et al., 1972 ; Allmaras et al., 1975 ; Rice, 1975 ; Herkelrath et al., 1977 ; Rasiah et Kohl, 1989). Les mesures de teneur en eau et de bilan hydrique sont généralement utilisées pour déterminer les profils de prélèvements racinaires. Schmidhalter et al. (1994) a mis au point une méthode expérimentale basée sur la discrimination du chlorure-36 utilisé comme traceur afin de déterminer le profil de prélèvements racinaires. Des mesures de la composition isotopique ( $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$ ) de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère peuvent aussi être réalisées afin de déterminer où les racines pompent l'eau dans le sol (Bariac et al., 1994).

Selon Gardner (1964) et Novak (1994), les prélèvements racinaires sont proportionnels à la distribution de la densité racinaire. Toutefois plusieurs auteurs ont montré que les prélèvements racinaires ont lieu principalement à la surface du sol lorsque le profil hydrique du sol est homogène ou à la suite d'une irrigation mais lorsque la quantité d'eau présente dans les couches superficielles du sol devient insuffisante, les prélèvements se déplacent plus en profondeur

(Ogata et al., 1960 ; van Bavel et al., 1968 ; Stone et al., 1973 ; Arya et al., 1975 ; Rice, 1975 ; Kohl et Kolar, 1976 ; Willatt et Taylor, 1978 ; Rasiah et al., 1992). Ainsi la zone de prélèvements racinaires maxima dépendrait principalement de la conductivité hydraulique non saturée du sol (Reicosky et al., 1972), de la disponibilité en eau du sol (Molz et Remson, 1971 ; Willatt et Taylor, 1978), de la teneur en eau du sol, de l'intensité de la demande atmosphérique et de la profondeur des racines (Feddes et al., 1976), de la disponibilité en eau du sol et de la résistance des racines (Ogata et al., 1960 ; Arya et al., 1975 ; Kohl et Kolar, 1976;) ou de la teneur en eau du sol et du développement de nouvelles racines (Rasiah et Kohl, 1989 ; Schmidhalter et al., 1994). Selon Reicosky et al. (1972), lorsqu'une nappe est présente sous le profil racinaire, les prélèvements seraient réalisés par une faible proportion de racines près de la frange capillaire. Au cours d'expérimentations réalisées avec une nappe superficielle située sous la zone racinaire, Torres et Hanks (1989) ont quantifié la contribution de la nappe à l'évapotranspiration selon la profondeur de la nappe ; ainsi cette contribution serait de 92, 31 et 9 % pour des profondeur de nappe de 0,5, 1 et 1,5 m respectivement. Yang et al. (2000) ont, quant à eux, mesuré une participation de la nappe de 16,6 % à l'évapotranspiration pour une profondeur variant de 1,6 à 2,4 m.

#### **4.2 Prélèvements expérimentaux**

L'étude de la distribution des prélèvements racinaires en présence d'une nappe dans le profil des racines a été réalisée avec la situation intermédiaire où la nappe était située à 45 cm de profondeur. Les flux verticaux ont été calculés entre différentes profondeurs à partir des pressions mesurées. Les charges hydrauliques totales moyennes entre les 4 et 15 juin 1998 ont été utilisées et les conductivités ont été calculées à partir des pressions moyennes entre deux tensiomètres (Tableau 4-1). Les résultats indiquent la présence de flux ascendants dans les zones saturées et non saturées (Tableau 4-1 et figure 4-1). Toutefois, les flux à moins de 0,55 m de profondeur sont négligeables comparativement à ceux entre 0,55 et 0,7 m de profondeur. Les racines absorbent ainsi de l'eau dans le bas du sol et donc dans la zone saturée.

Tableau 4-1 : Charge hydraulique totale ( $\Delta H$ ), conductivité hydraulique non saturée ( $K(h)$ ) et flux ( $q$ ) entre différentes profondeurs.

	Profondeur des gradients				
	0,7 – 0,55 m	0,55 – 0,4 m	0,4 – 0,3 m	0,3 – 0,2 m	0,2 – 0,1 m
$\Delta H$ (m m <sup>-1</sup> )	-0,25	-0,52	-0,25	-0,19	-0,53
$K(h)$ (m s <sup>-1</sup> )	$3,59 \times 10^{-7}$	$3,02 \times 10^{-10}$	$2,56 \times 10^{-11}$	$1,11 \times 10^{-11}$	$5,76 \times 10^{-12}$
$q$ (m s <sup>-1</sup> )	$8,80 \times 10^{-8}$	$1,57 \times 10^{-10}$	$6,47 \times 10^{-12}$	$2,16 \times 10^{-12}$	$3,02 \times 10^{-12}$

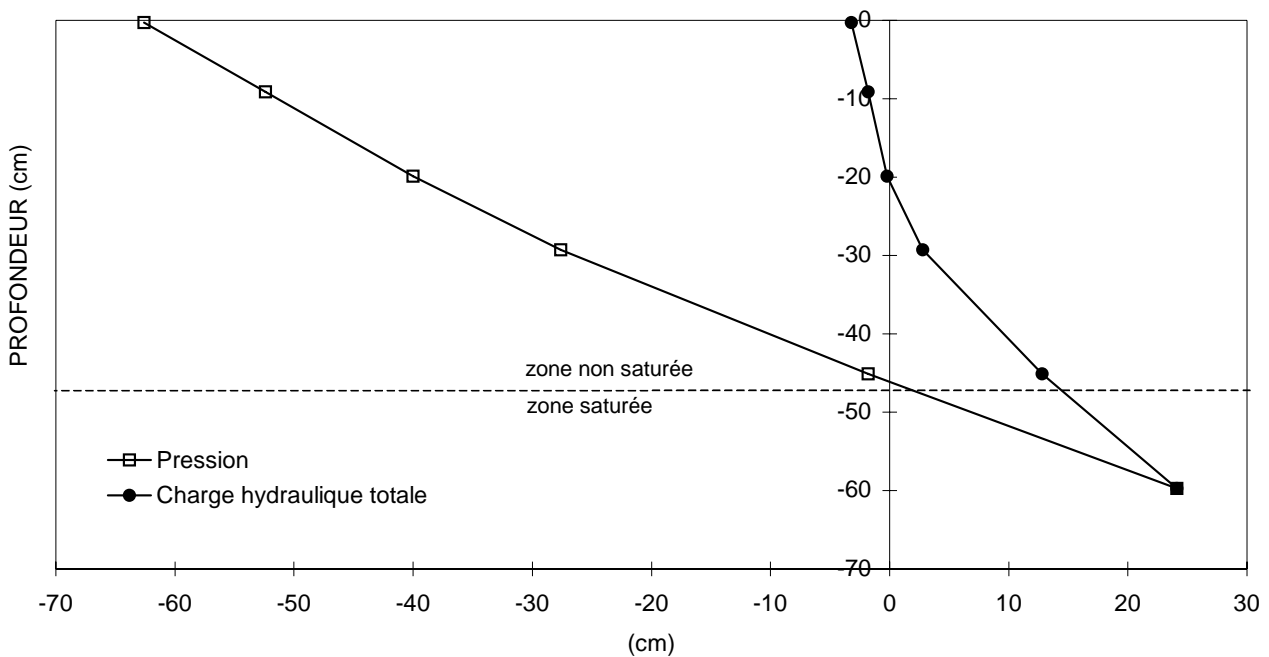


Figure 4-1 : Profils typiques de pression et de charge hydraulique totale avec la nappe à 45 cm de profondeur à 8 h.

### 4.3 Prélèvements avec fonctions $\alpha$ et $\Psi_r$

Les fonctions  $\alpha$  et  $\Psi_r$  ont été utilisés pour simuler les prélèvements racinaires dans le lysimètre expérimental avec la nappe principalement à 45 cm de profondeur. Ces simulations ont permis de confirmer les résultats expérimentaux montrant que l'absorption hydrique par les racines se faisait dans la nappe. L'utilisation de différents profils de densité racinaire pour chacune de ces deux fonctions puits nous a plus particulièrement permis d'étudier leur fonctionnement avec la présence d'une nappe dans le profil racinaire.

Les conditions de simulation communes aux deux fonctions sont présentées ci-dessous, suivies des conditions particulières et des résultats obtenus.



#### a – Conditions aux limites

Au bas du lysimètre, une condition de Neumann (flux) a été imposée ; ce flux correspond au flux du vase de Mariotte. Un flux nul a été appliqué de chaque côté du domaine modélisé et à la surface du sol. La couverture de la surface avec un papier cellophane et l'axisymétrie du système racinaire justifiaient les flux nuls à la surface et au centre du lysimètre.

#### b – Transpiration potentielle

La transpiration potentielle n'est pas imposée de la même façon dans chacune des fonctions de prélèvements racinaires. Dans la fonction  $\alpha$ , elle est utilisée directement dans le calcul des prélèvements alors que dans la fonction  $\Psi_r$ , elle est une condition de convergence des succions racinaires et donc des prélèvements racinaires. Les transpirations potentielles mesurées à l'aide des capteurs de flux de sève à toutes les 15 minutes ont été imposées dans toutes les simulations.

#### c – Conditions initiales

Pour les conditions initiales, le profil de pression mesuré avec la nappe à 0,45 m de profondeur a été utilisé.

#### d – Propriétés hydrodynamiques du sol

Les simulations ont été réalisées avec la conductivité hydraulique moyenne ( $K(h)$  moyenne) mesurée en laboratoire (section 1.2.5). Une simulation sur Hydrus 2D a été réalisée avec la conductivité extrême ( $K(h)$  extrême).

#### e – Flux du vase de Mariotte et flux de sève

Étant donné que les chroniques des flux du vase de Mariotte et de sève n'étaient pas complètes pour toutes la période simulée, des valeurs horaires moyennes ont été calculées à partir des mesures disponibles et ont été utilisées pour les simulations (Figure 4-2).

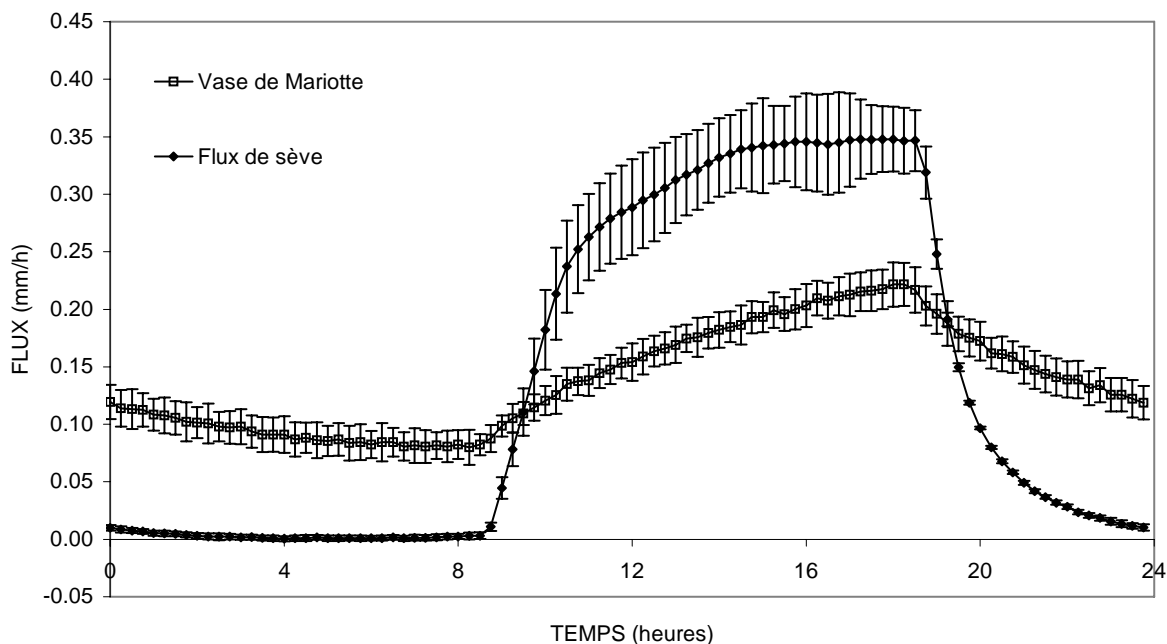


Figure 4-2 : Flux moyens du vase de Mariotte et de sève utilisés pour les simulations en conditions aux limites.

#### e – Domaine et maillage

Le domaine modélisé est une section de sol située entre le milieu et le bord du lysimètre. Le maillage est rectangulaire avec un nœud à tous les 2 cm horizontalement et 5 cm verticalement.

#### f – Période simulée

Les profils de pression du lysimètre ont été simulés du 4 au 15 juin 1998, soit pendant 12 jours.

#### 4.3.1 Fonction $\alpha$

Différentes simulations réalisées avec le logiciel Hydrus 2D ont permis de tester les rôles de la variable  $\alpha$ , de la conductivité hydraulique non saturée et du profil de densité racinaire de la fonction  $\alpha$  (Tableau 4-2).

Tableau 4-2 : Conditions et résultats des simulations avec la nappe à 45 cm de profondeur.

No.	K (h)	Distribution de la densité racinaire	Résultats
1	Moyenne	Expérimentale	Dessèchement de la zone non saturée – remontée de la nappe
2	Extrême	Expérimentale	Dessèchement de la zone non saturée – remontée de la nappe
3	Moyenne	Faible densité dans la zone saturée et élevée dans la nappe	Dessèchement de la zone non saturée – remontée de la nappe
4	Moyenne	Racines actives seulement entre 45–75 cm de profondeur	Pressions en régime permanent
5	Moyenne	Racines actives seulement entre 45–55 cm de profondeur	Pressions en régime permanent égales aux valeurs expérimentales
6	Moyenne	Racines actives seulement entre 40–50 cm de profondeur	Dessèchement de la zone non saturée – remontée de la nappe
7	Moyenne	Racines actives seulement entre 40–55 cm de profondeur	Dessèchement de la zone non saturée – remontée de la nappe

Le profil de densité racinaire  $\rho(z)$  mesuré expérimentalement et présenté à la section 1.2.4.3 a été utilisé pour la première simulation. Les flux de sève mesurés à l'aide des capteurs ont été imposés comme transpiration potentielle TP(t).

Différents paramètres pour la variables  $\alpha$  ont été testés (Figure 4-3). Dans toutes les simulations,  $\Psi_3$  a été pris égal à 10 m et  $\Psi_4$  à 150 m ; ces paramètres n'avaient pas d'influence

dans nos conditions étant donné que les succions étaient toujours inférieures à ces valeurs. Les paramètres  $\Psi_1$  et  $\Psi_2$  étaient, quant à eux, d'importance majeure dans nos simulations puisqu'ils définissaient la distribution des prélèvements racinaires près de la saturation. Des simulations préliminaires avec différentes pentes entre  $\Psi_1$  et  $\Psi_2$  ont été réalisées avec des prélèvements nuls en zone saturée. Dans ces conditions, un assèchement continu de la zone non saturée était toujours obtenu. Des valeurs négatives de  $\Psi_1$  et  $\Psi_2$  ont donc été choisies (-5 et -3 m, respectivement) pour nos simulations. Ces conditions permettaient des prélèvements dans la zone saturée du sol et étaient les plus favorables pour éviter l'assèchement de la zone désaturée.

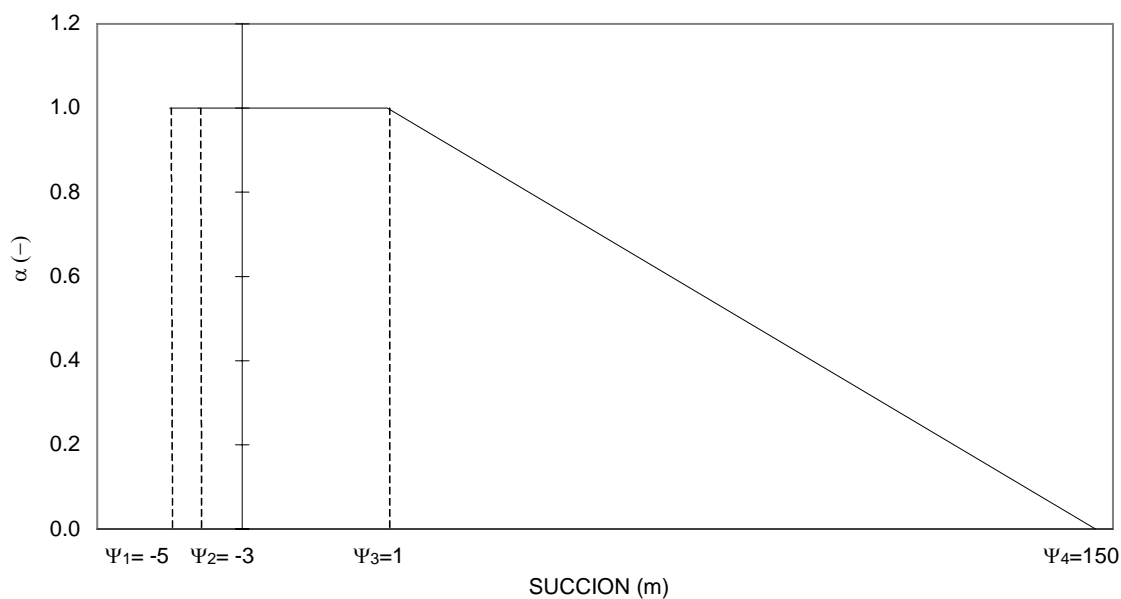


Figure 4-3 : Différents paramètres de la fonction  $\alpha$  utilisés pour les simulations.

Les pressions journalières moyennes ont été utilisées pour la comparaison des pressions expérimentales avec celles prédites par le modèle ; ces valeurs journalières ont été calculées en prenant la moyenne des valeurs horaires sur une journée.

Les pressions simulées prédisent un assèchement des 20 premiers centimètres à la surface du sol (Figure 4-4) ; une pression de -1400 m est atteinte à 10 cm de profondeur après 12 jours. Aux profondeurs supérieures à 20 cm, les pressions calculées augmentent et indiquent donc une remontée de la nappe (Tableau 4-2, simulation 1).

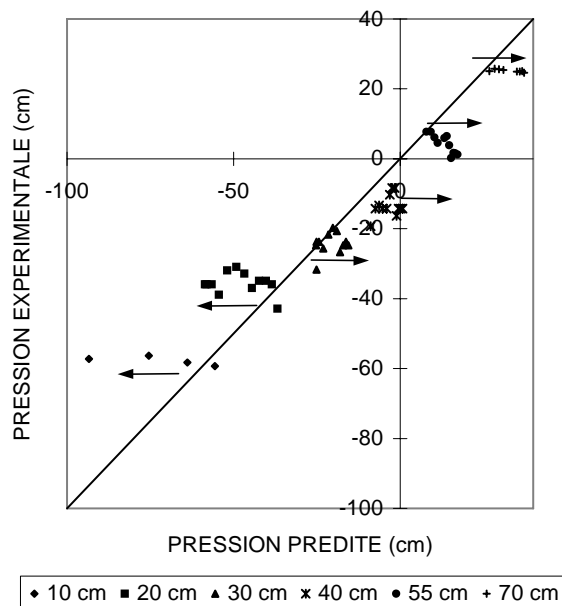


Figure 4-4 : Pressions journalières expérimentales en fonction des pressions prédites par Hydrus 2D à différentes profondeurs avec le profil de densité racinaire mesuré expérimentalement (Tableau 4-2, simulation 1). ← indique l'évolution dans le temps.

Cet assèchement de la surface et la remontée de la nappe n'ont pas été observés expérimentalement. Sur cette période de 12 jours, en ne tenant pas compte des variations journalières qui sont expliquées par des variations de température dans le laboratoire (Figure 4-5), un régime permanent des pressions journalières a été atteint expérimentalement. Les simulations qui ont suivi ont permis d'étudier le rôle de  $K(h)$  et de la densité racinaire dans nos conditions de façon à obtenir ce régime permanent des pressions.

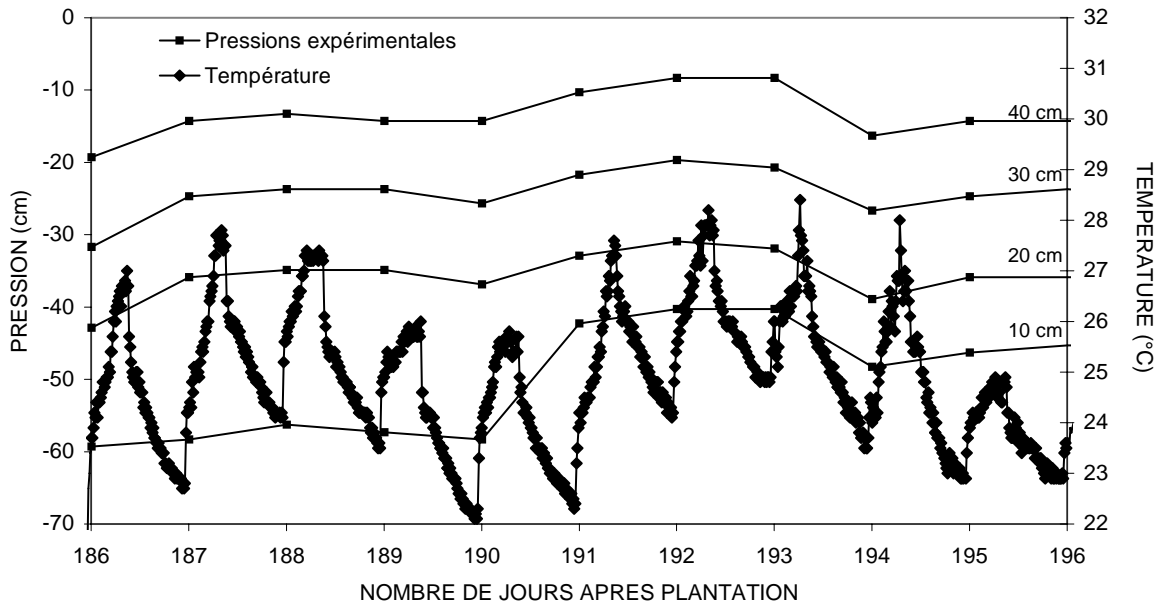


Figure 4-5 : Chroniques de la température de l'air et des pressions à différentes profondeurs (indiquées à droite des courbes).

Une simulation avec  $K(h)$  extrême (section 1.2.5) a été réalisée pour tester l'effet de la conductivité sur les transferts hydriques dans notre sol (Tableau 4-2, simulation 2). Des résultats semblables à ceux avec  $K(h)$  moyenne ont été obtenus ; un assèchement de la zone non saturée avec une remontée de la nappe ont été observés. L'augmentation de la conductivité hydraulique non saturée ne semble donc pas assurer l'humidification de la zone non saturée lorsque celle-ci est asséchée par les prélèvements racinaires.

La distribution de la densité racinaire a été modifiée afin d'éviter l'assèchement de la zone non saturée et pour localiser les racines actives (Tableau 4-2, simulations 3 à 7). Les meilleurs résultats ont été obtenus avec les racines dans la nappe seulement (Figure 4-6). En comparant les pressions horaires expérimentales et simulées, les résultats étaient légèrement meilleurs avec les racines entre 0,45 et 0,55 m (Tableau 4-2, simulation 5) de profondeur plutôt que partout dans la nappe. Les pressions constantes sur toute la période simulée n'ont été obtenues qu'avec des racines dans la nappe seulement.

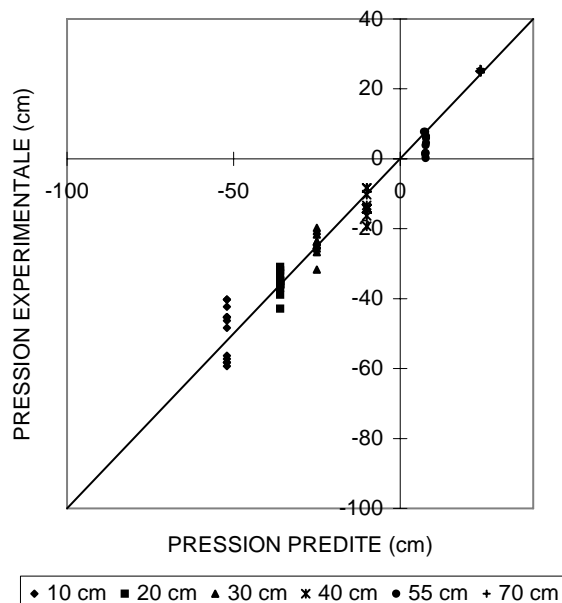


Figure 4-6 : Pressions journalières expérimentales en fonction des pressions prédites par Hydrus 2D à différentes profondeurs avec les racines dans les 10 premiers centimètres à la surface de la nappe. (Tableau 4-2, simulation 5).

Des simulations avec la nappe à 10 cm de profondeur ont été réalisées afin de valider la distribution des prélèvements racinaires obtenue avec la nappe à 45 cm de profondeur. Une simulation avec des racines seulement entre 0,45 et 0,55 m de profondeur a montré qu'avec une nappe près de la surface du sol, ces racines ne sont pas les seules à être actives. Cependant il n'a pas été possible de tester si toutes les racines dans la nappe étaient actives. Avec cette nappe près de la surface du sol, seulement 10 cm de sol était désaturé et l'assèchement de cette zone et la remontée de la nappe n'ont pas pu être observés.

#### 4.3.2 Fonction $\Psi_r$

La fonction  $\Psi_r$  a été étudiée à l'aide des résultats de simulations réalisées avec le logiciel SIC. Deux conditions ont été imposées sur la fonction  $\Psi_r$  : 1) dans des conditions de saturation, les prélèvements étaient calculés avec une succion dans le sol égale à 0 ( $\Psi=0$ , équation (3-8)), de façon à ce qu'au sommet de la nappe, pour une même densité racinaire, il n'y ait pas plus de prélèvements qu'au bas de la nappe ; 2) dans des conditions très désaturées du sol, nous n'avons pas permis à l'eau de sortir des racines ( $\Psi_r < \Psi$ ). Différentes densités racinaires ont été testées : 1) densité homogène ; 2) densité variant selon la cote (Figure 4-7) et 3) densité expérimentale variant selon la cote et le rayon (Figure 4-8).

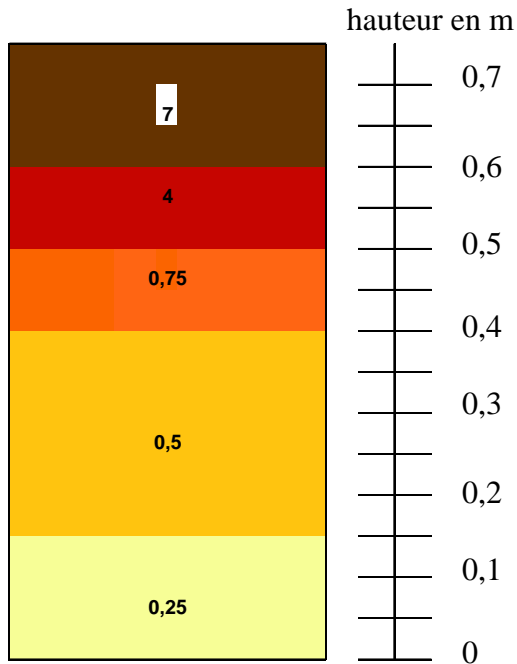


Figure 4-7 : Distribution de densité racinaire variant selon z seulement.

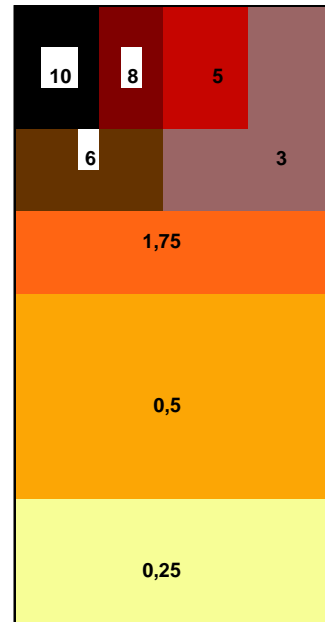


Figure 4-8 : Distribution de densité racinaire expérimentale variant selon x et z.

Peu importe la distribution de la densité racinaire utilisée, les prélèvements avec la fonction  $\Psi_r$  sont principalement situés dans la nappe (la nappe étant située à une cote d'environ 0,3 m ; Figure 4-9). Avec la densité homogène, les prélèvements sont constants dans la nappe alors que la densité expérimentale entraîne plus de prélèvements au toit de la nappe puisqu'à cet endroit il y a plus de racines, toutes les autres conditions étant identiques par ailleurs.

La distribution de la densité racinaire utilisée pour les simulations influe peu sur l'évolution des profils de pression. La figure 4-10 montre les pressions prédites par SIC à différentes profondeurs avec la distribution de densité racinaire expérimentale ; les pressions prédites avec une densité uniforme ou variant selon z seulement sont sensiblement les mêmes.



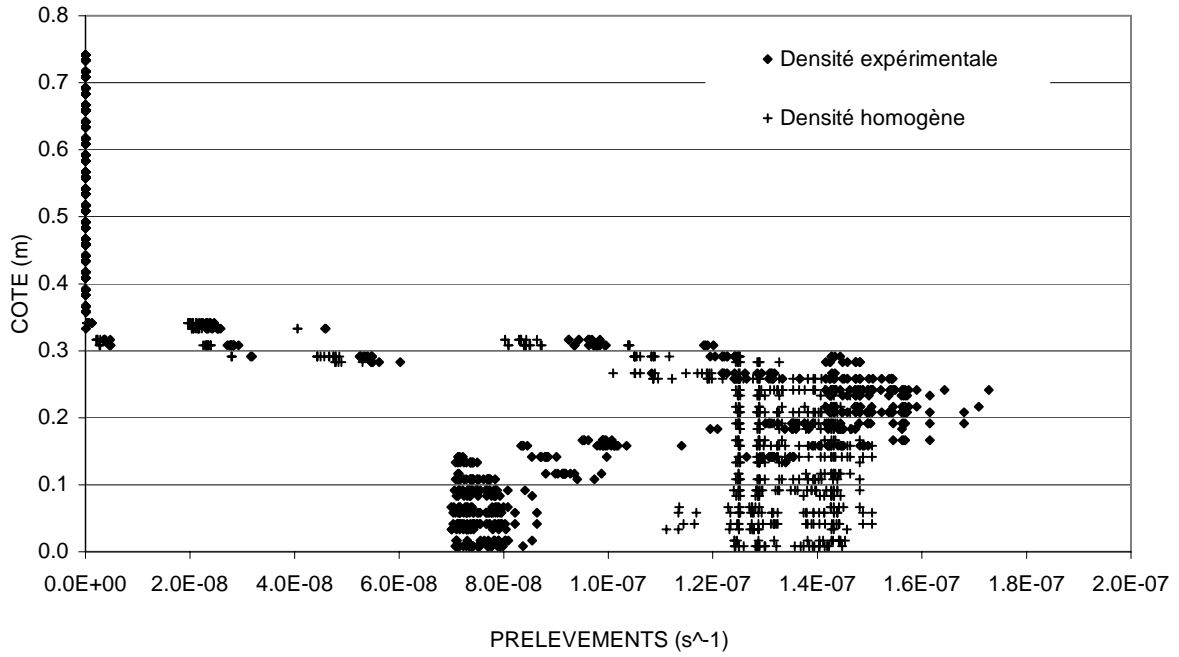


Figure 4-9 : Intensité des prélèvements racinaires calculés à chacun des points de Gauss sur la hauteur du lysimètre avec les densités racinaires expérimentale et homogène.

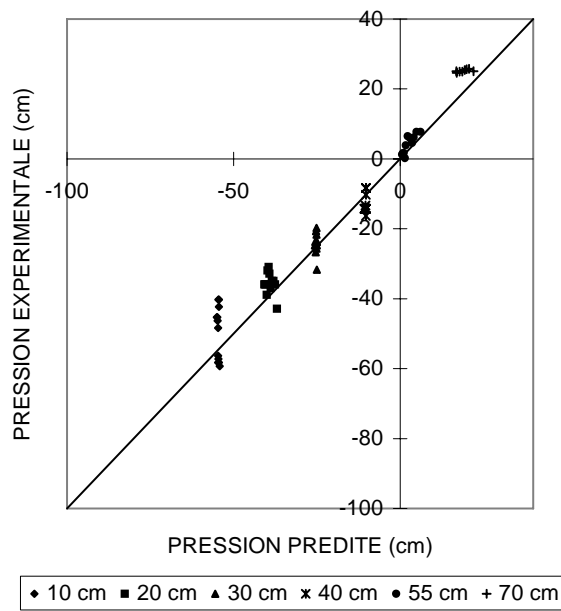


Figure 4-10 : Pressions journalières expérimentales en fonction des pressions prédites par SIC à différentes profondeurs avec la distribution de densité racinaire expérimentale.

#### 4.4 Discussion et conclusion

La densité racinaire et la variable  $\alpha$  sont les deux facteurs dont la fonction  $\alpha$  tient compte. La variable  $\alpha$  pondère les prélèvements racinaires en fonction de la quantité d'eau disponible dans le sol. La densité racinaire, quant à elle, pondère les prélèvements racinaires en fonction de la densité de racines actives et elle permet la répartition des prélèvements dans le sol. En plus de ces 2 facteurs, la conductivité hydraulique non saturée, qui permet une circulation plus ou moins facile de l'eau dans le sol des zones humides vers les zones plus sèches, influence la distribution de l'eau dans le sol. Cette conductivité n'est toutefois pas prise en compte explicitement dans la fonction  $\alpha$ .

Pour simuler les profils de pression en présence d'une nappe dans le profil racinaire avec la fonction  $\alpha$ , la densité racinaire et la variable  $\alpha$  ont dû être modifiées. La fonction  $\alpha$  a prédit le profil expérimental de distribution des prélèvements racinaires seulement lorsque : 1) la variable  $\alpha$  était ajustée de façon à ce qu'aucune diminution des prélèvements n'ait lieu dans la zone saturée et 2) les racines actives étaient situées uniquement dans la nappe par ajustement de la densité racinaire. Étant donné que la diminution des prélèvements racinaires causée par la conductivité hydraulique non saturée n'est pas explicitement prise en compte dans la fonction  $\alpha$ , la distribution de la densité racinaire prend un poids important dans ce modèle. Dans notre cas, ce poids est particulièrement considérable puisque la conductivité hydraulique diminue très rapidement avec la teneur en eau et varie ainsi énormément entre la nappe et juste au-dessus de celle-ci.

Avec la fonction  $\Psi_r$ , la densité racinaire expérimentale a été utilisée et n'a pas été modifiée puisque cette fonction tient compte de la conductivité hydraulique du sol. Ainsi une plus forte densité racinaire dans la zone supérieure et désaturée du sol que dans la nappe ne compense pas la diminution de la conductivité hydraulique pour qu'il y ait des prélèvements significatifs dans cette zone. Le poids de la densité racinaire de cette fonction est fortement réduit par rapport à la fonction  $\alpha$ , dû à la conductivité hydraulique non saturée qui est prise en compte.

Le maintien du régime permanent des pressions dans le sol avec la fonction  $\Psi_r$  et avec les racines dans la nappe seulement, pour la fonction  $\alpha$ , montre que lorsque la nappe est située dans le profil racinaire de la canne à sucre de variété CP 66 345, cette dernière absorbe l'eau dans la

zone saturée. Les deux fonctions semblent même montrer que les prélèvements sont situés dans la partie supérieure de la nappe. L'eau est plus facilement disponible pour la plante dans la nappe et l'absorption de l'eau dans cette zone demande moins d'énergie que dans la zone non saturée. La canne à sucre a sûrement développé certains mécanismes d'adaptation pour survivre dans ces conditions d'engorgement mais nous n'avons aucun moyen de les déterminer.

Le profil des prélèvements obtenus avec une densité homogène de racines sur tout le domaine montre bien qu'avec la conductivité hydraulique de notre sol chutant fortement en conditions désaturées, la fonction  $\Psi_r$  privilégie les prélèvements en conditions saturées. La détermination des profils de prélèvements racinaires de plantes ne prélevant pas d'eau en zone saturée pourrait être réalisée avec une fonction  $\Psi_r$  modifiée qui empêcherait les prélèvements dans la nappe.

## Chapitre 5

# Application du modèle de Richards couplé à une fonction de prélèvements racinaires au fonctionnement d'un système drainant

Dans les périmètres irrigués des milieux arides et semi-arides, le drainage a pour but principal de contrôler le bilan de sels. Dans ce contexte, la conception des réseaux de drainage doit être basée sur des méthodes permettant le calcul du volume d'eau – et donc de sels – évacués plutôt que la hauteur de nappe. Toutefois les premières réflexions théoriques sur la conception du drainage sont originaires de pays tempérés où le drainage a comme objectif unique de contrôler l'état d'engorgement des sols qui se traduit par la présence d'une nappe peu profonde. Ainsi les méthodes de dimensionnement classiques sont toutes fondées sur des critères de hauteurs de nappe et non de débits. Un raisonnement basé sur les hauteurs de nappe en milieu aride ou semi-aride peut pourtant conduire à des aberrations : la plupart des auteurs travaillant sur la prise en compte de l'évapotranspiration dans les formules de drainage concluent que, lorsque la nappe participe à l'évapotranspiration, l'écartement des drains peut être augmenté l'évaporation (Skaggs, 1975 ; Pandey et Gupta, 1990 ; Gupta et al., 1993 ; Wenyan et al., 1994). Or une augmentation de l'écartement conduit à une augmentation de la part d'eau prélevée dans la nappe au détriment des quantités de sel lessivées.

Afin d'améliorer la conception des réseaux de drainage en périmètre irrigué, les interactions entre nappe, évapotranspiration et drainage doivent être mieux comprises. Ce chapitre portera sur l'analyse du comportement d'une nappe qui se tarit sous l'effet conjugué d'un système de drainage gravitaire par tuyaux enterrés et de la transpiration et sur les conséquences de ces types de tarissement sur les débits de drainage. Nous utiliserons les outils de modélisation développés et discutés dans les deux chapitres précédents et appliqués à un système drainant. Les deux fonctions puits racinaires  $\alpha$  et  $\Psi_r$  seront comparés pour des sols de comportements hydrodynamiques différents ; les résultats seront analysés en terme de proportions relatives

d'eau évacuée par drainage gravitaire et par transpiration. Les résultats de modélisation numérique seront confrontés aux relations analytiques dérivées des approches dites "saturées" du fonctionnement du drainage (Lesaffre, 1989). En particulier, une équation développée par Lesaffre (1989) et analysée par Bouarfa (1995) décrivant le débit de drainage par trois composantes, dont une tenant compte de la contribution de l'évapotranspiration, sera utilisée pour expliquer les relations débit de drainage-hauteur de nappe obtenues par l'équation de Richards couplée aux fonctions  $\alpha$  et  $\Psi_r$ .

## **5.1 Influence des fonctions $\alpha$ et $\Psi_r$ sur le fonctionnement d'un système drainant**

Les profils de distribution des prélèvements racinaires de la canne à sucre obtenus par le couplage de l'équation de Richards aux deux fonctions  $\alpha$  et  $\Psi_r$  non modifiées étaient significativement différents en présence d'une nappe peu profonde (Chapitre 4). On cherche maintenant à comparer l'influence de ces deux types de comportement des prélèvements racinaires sur le fonctionnement d'un système drainant. Le protocole des simulations réalisées est exposé dans cette section ; les résultats de ces différentes simulations sont ensuite présentés.

### 5.1.1 Protocole d'expérimentation numérique

Le tarissement d'une nappe sous l'effet conjugué d'une transpiration constante du couvert et de la gravité est suivi pour trois sols ayant des propriétés hydrodynamiques différentes. Pour chaque sol, quatre simulations sont réalisées, représentant le tarissement d'une nappe sous l'effet : 1) du drainage gravitaire, 2) du drainage gravitaire et de la transpiration avec la fonction  $\alpha$ , 3) du drainage gravitaire et de la transpiration avec la fonction  $\Psi_r$  et finalement 4) du drainage gravitaire et de l'évaporation à la surface du sol.

Les simulations ont été réalisées sur un domaine rectangulaire représentant un système drainant de demi-écartement de 20 m ; le sol d'une profondeur de 2,1 m a des propriétés hydrodynamiques homogènes ; un drain de 1 cm de rayon est installé à 1,1 m de profondeur du côté droit du domaine.

Le rayon du drain est inférieur à un rayon réel (Lennoz-Gratin et Zaidi, 1987) afin de tenir compte des pertes de charge induites par les écoulements vers les perforations. Avec ce rayon, appelé *rayon effectif*, les seules pertes de charge à considérer sont les pertes de charges radiales. Les conditions de simulations sont décrites ci dessous.

#### a – Conditions aux limites

À la partie inférieure du domaine et de chaque côté (sauf au drain), une condition de flux nul a été imposée. Au niveau du drain, une condition de suintement (un flux d'eau sortant du drain entraîne une charge nulle au drain alors qu'un flux entrant entraîne un flux nul) a été appliquée.

#### b – Propriétés des sols

Trois sols ont été étudiés ; ils sont nommés en fonction de leur conductivité hydraulique et ainsi les termes "conducteur", "intermédiaire" et "peu conducteur" sont utilisés dans la suite de ce travail pour les identifier (Tableau 5-1). Leurs conductivités hydrauliques non saturées et courbes de rétention sont décrites dans le tableau 5-1 à l'aide des paramètres et variables de l'équation de van Genuchten (équations (1.8) et (1.10)) et sont représentées sur les figures 5-1 et 5-2 ; seul le paramètre  $\alpha_{VG}$  varie d'un sol à l'autre de façon à obtenir trois courbes de conductivité hydraulique non saturée et de teneur en eau chutant plus ou moins fortement avec la diminution de la pression ; la conductivité à saturation de ces sols est identique et égale à  $0,2 \text{ m j}^{-1}$ . La teneur en eau à saturation des trois sols est de  $0,44 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  alors que la teneur en eau résiduelle est de  $0,336 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  ; ces teneurs en eau sont celles déterminées par la méthode de Wind pour le sol de la station expérimentale Souk Tlet (Section 2.2.9) Leurs conductivités hydrauliques non saturées différentes impliquent que chacun de ces sols possède des flux limites différents (Figures 5-3 et 5-4) ; le flux limite est défini par (Gardner, 1958) comme la valeur maximale du flux en provenance de la nappe, en régime permanent, à une profondeur donnée, indépendante de la condition à la limite supérieure. Lorsque la nappe est à la profondeur du drain (1,1 m), les flux limites des sols conducteur, intermédiaire et peu conducteur sont, respectivement, de 156, 11 et  $0,014 \text{ mm j}^{-1}$ . Le sol conducteur possède un flux limite, pour toutes les profondeurs de nappe, supérieur aux demandes climatiques rencontrées *in situ* contrairement au sol peu conducteur qui possède un flux limite, quelque soit la profondeur de la nappe, de l'ordre de grandeur des demandes climatiques (Section 2.3.4) ; ainsi ce sol, selon l'intensité de la demande climatique et la profondeur de la nappe, peut devenir limitant et ne pas pouvoir satisfaire la demande.

Tableau 5-1 : Propriétés des trois sols utilisés pour les simulations.

Sol
-----

	Conducteur	Intermédiaire	Peu conducteur
$K_s$ ( $m\ j^{-1}$ )	0,2	0,2	0,2
$\theta_s$ ( $m^3\ m^{-3}$ )	0,44	0,44	0,44
$\theta_r$ ( $m^3\ m^{-3}$ )	0,336	0,336	0,336
$\alpha_{VG}$ ( $m^{-1}$ )	0,3	1,1	6
n (-)	2	2	2

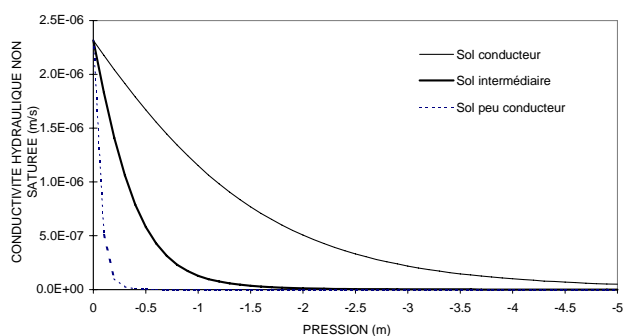


Figure 5-1 : Conductivité hydraulique non saturée en fonction de la pression de l'eau pour les trois sols.

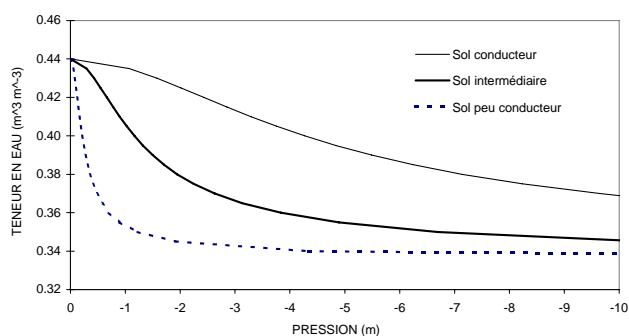


Figure 5-2 : Teneur en eau en fonction de la pression de l'eau pour les trois sols.

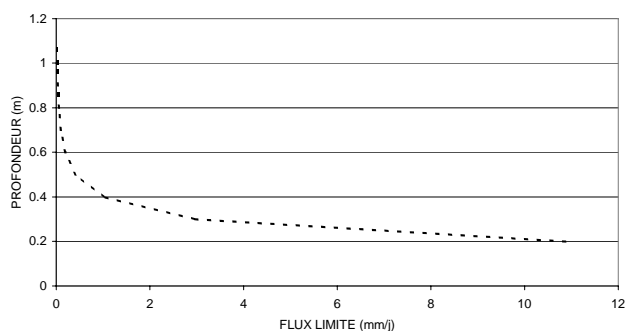


Figure 5-3 : Flux limite pour différentes profondeurs de nappe du sol peu conducteur.

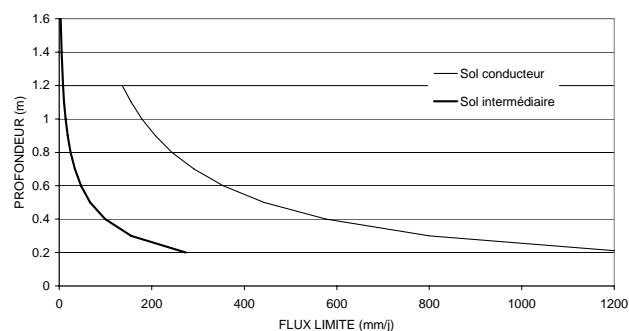


Figure 5-4 : Flux limite pour différentes profondeurs de nappe des sols conducteur et intermédiaire.

### c – Conditions initiales

La condition initiale a été obtenue à partir d'une simulation réalisée avec le sol peu conducteur (Figure 5-5). Une charge hydraulique totale de 2 m a été imposée partout dans le domaine, soit

un profil hydrostatique de pression avec une nappe plate à 0,1 m de profondeur, et cette nappe s'est tarie sous l'effet du drainage gravitaire (le même domaine a été utilisé). Conformément à la théorie, en tarissement gravitaire la forme de la nappe est comprise entre une ellipse (forme obtenue pour des drains sur l'imperméable) et une parabole (forme obtenue pour un imperméable très profond). Ces deux situations extrêmes engendrent une relation débit de drainage-hauteur de nappe à l'interdrain ( $Q(H_n)$ ) de la forme d'une fonction quadratique et d'une fonction linéaire, respectivement (équation (5.2)). Étant donné que notre imperméable est à 1m de profondeur sous les drains, soit à une profondeur intermédiaire à ces deux situations, c'est à partir du moment où une relation débit-hauteur de nappe se situant entre une fonction quadratique et une fonction linéaire que l'on a considéré que notre système n'était plus affecté par la nappe plate et que la condition initiale a été choisie (Figure 5-6).

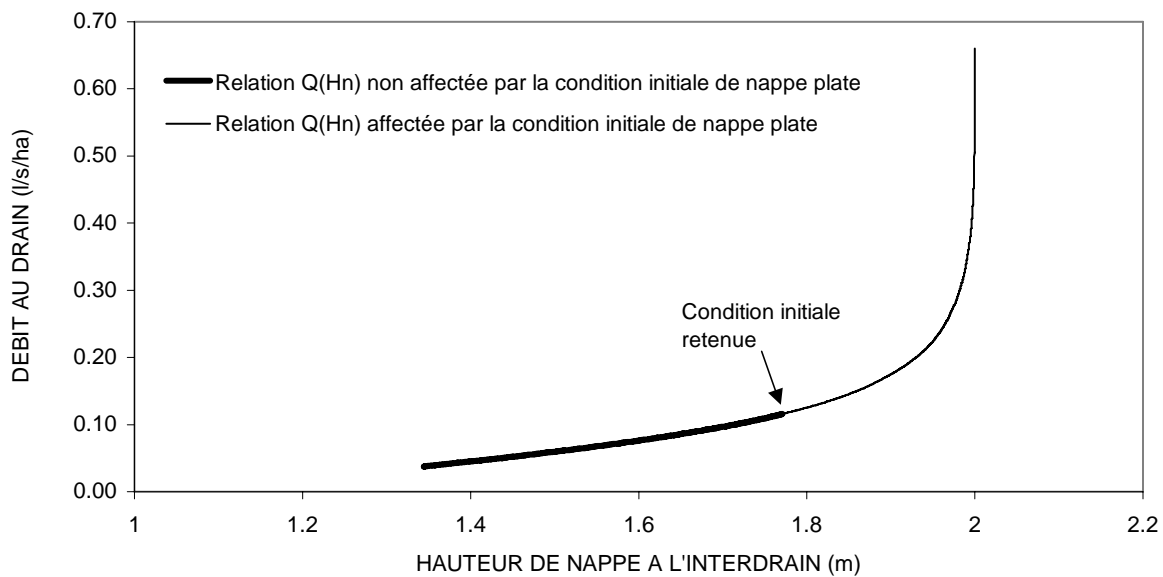


Figure 5-5 : Relation débit au drain-hauteur de nappe à l'interdrain ( $Q(H_n)$ ) pour le sol peu conducteur avec une nappe initiale plate à 0,1 m de profondeur.



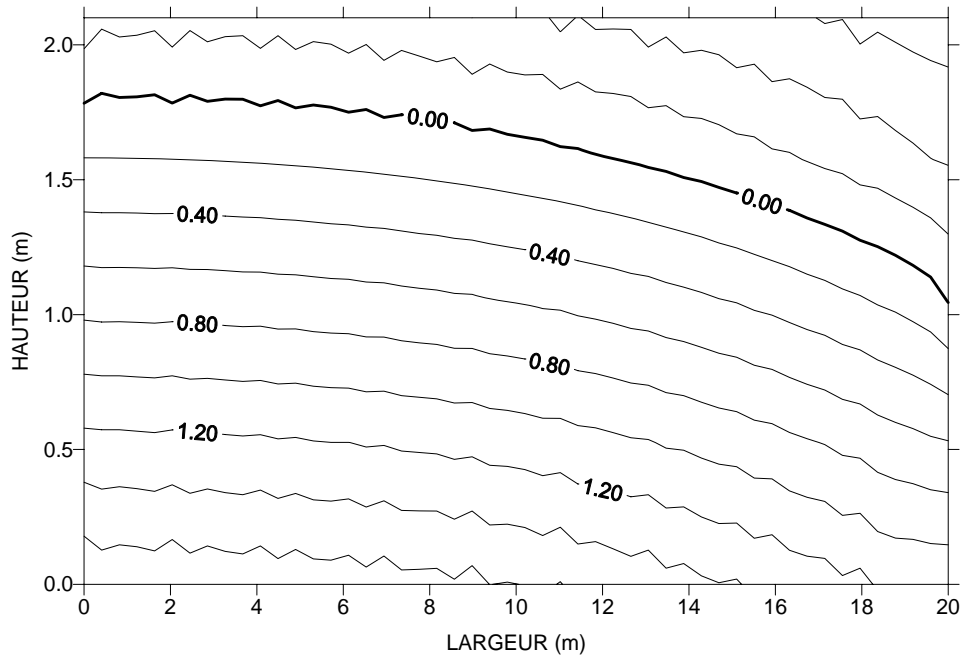


Figure 5-6 : Profil en 2 dimensions des pressions de l'eau imposées en conditions initiales pour les simulations ; le centre du drain se situe à 1 m de hauteur.

#### d – Paramétrage des fonctions puits racinaire

Les paramètres de la fonction  $\alpha$  ont été ajustés de façon à ce que la variable  $\alpha$  reste égale à 1 en conditions non saturées et saturées, c'est-à-dire pour qu'il n'y ait pas de réduction des prélèvements en fonction de la succion de l'eau dans le sol (Figure 5-7).

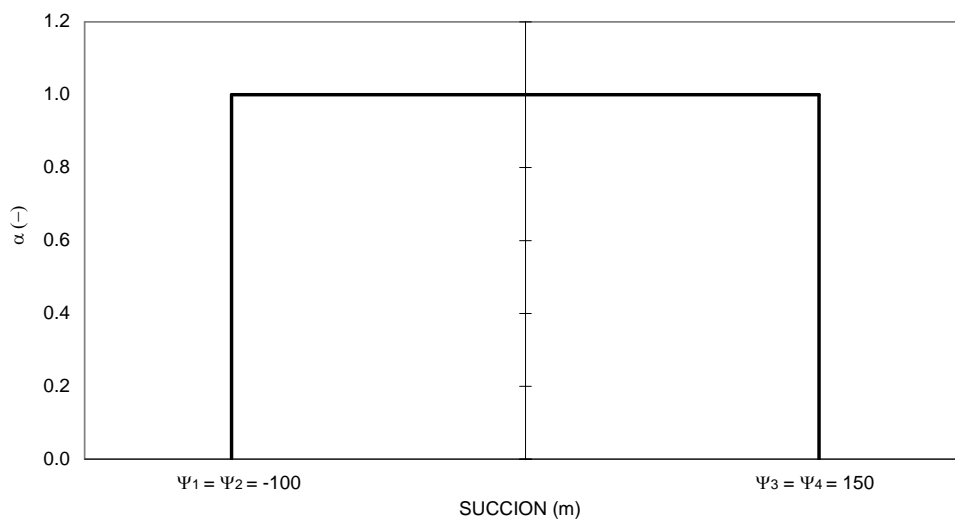


Figure 5-7 : Paramètres de la fonction  $\alpha$  utilisés pour les simulations du système drainant.

Avec la fonction  $\Psi_r$ , les prélèvements dans la zone saturée ont été posés constants pour éviter qu'ils soient plus élevés en profondeur qu'à la surface de la nappe ; dans ce cas ils sont donc calculés avec une succion de l'eau du sol nulle ( $\Psi=0$ , équation (3.8)). Nous modifierons la fonction  $\Psi_r$  dans la section 0 pour étudier son fonctionnement dans un mode de prélèvements où les racines ne pompent de l'eau que dans la zone non saturée du sol. Une valeur initiale de  $\Psi_r=15$  m a été posée au début des simulations. Au début de chacun des intervalles de calcul, pour la majorité des simulations, les  $\Psi_r$  finaux de l'intervalle précédant ont été utilisés. Des divergences des  $\Psi_r$  ayant apparu pour certaines simulations, celles-ci ont été modifiées afin qu'une valeur constante de  $\Psi_r$  soit utilisée au début de chacun des intervalles de calcul (Section 3.2.2).

Pour les deux fonctions puits, la densité racinaire arbitraire est de 1 dans tout le domaine ( $\rho'$ , équations (3.10) et (3.12)). Dans la section 5.1.2.4, nous étudions la sensibilité du fonctionnement du système drainant dans le cas où la densité racinaire varie selon la profondeur et où les racines descendent jusqu'à 1,3 m de profondeur seulement.

#### e – Évapotranspiration potentielle

Pour les simulations réalisées avec les prélèvements racinaires ou avec l'évaporation à la surface du sol, une évapotranspiration potentielle constante de  $4 \text{ mm j}^{-1}$  a été imposée. La section 5.1.2.3 traite de la sensibilité du fonctionnement du système drainant lorsqu'une variation nyctémérale de l'évapotranspiration est imposée.

### 5.1.2 Résultats et discussion

#### 5.1.2.1 *Sensibilité à la conductivité hydraulique non saturée.*

La durée du tarissement gravitaire est la plus élevée pour le sol avec la conductivité hydraulique non saturée la plus faible et inversement le sol le plus conducteur entraîne le tarissement le plus rapide (Figure 5-8). Les différences de propriétés non saturées engendrent des vitesses de tarissement gravitaire différentes, malgré que les conductivités hydrauliques à saturation soient identiques, dans la mesure où elles contrôlent les vitesses de transfert d'eau de la zone non saturée vers la nappe.

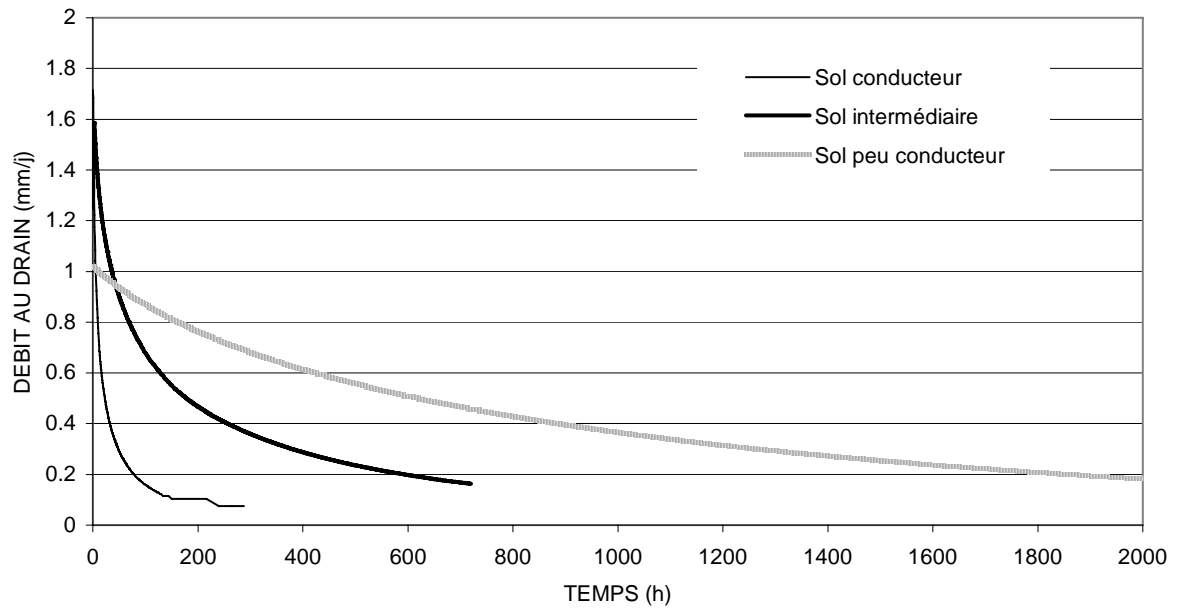


Figure 5-8 : Évolution des débits au drain pour les trois sols soumis au tarissement gravitaire.

Le sol conducteur ne présente pas de différences significatives d'évolution des débits drainés et des hauteurs de nappe lorsque le drainage est combiné à des prélèvements racinaires ou à de l'évaporation (Figures 5-9 et 5-10) ; le drainage s'arrête à  $t = 7, 7,2$  et  $7,5$  h, respectivement, pour les transpirations avec les fonctions  $\Psi_r$  et  $\alpha$  puis pour l'évaporation. Le peu de différences observé s'explique vraisemblablement par le fait que ce sol possède une conductivité hydraulique relativement élevée dans la zone non saturée (Figure 5-1), ce qui est confirmé par son flux limite élevé pour toutes les profondeurs de nappe (Figure 5-4). Ces conductivités hydraulique élevées en zone non saturée entraînent des redistributions rapides des pressions à travers le sol.

Les évolutions de hauteur de nappe sont très semblables mais les faibles différences observées sont expliquées par chacun des modes de prélèvement. La variable  $\alpha$  a été paramétrée de façon à ce qu'il n'y ait aucune diminution des prélèvements en fonction de la succion de l'eau du sol (Section 5.1.1) ; ainsi avec cette fonction, les prélèvements sont identiques au-dessus et dans la nappe (Figure 5-11). Avec la fonction  $\Psi_r$ , les prélèvements maxima sont situés dans la nappe puisque c'est dans cette zone que la conductivité hydraulique est la plus élevée ; cependant la conductivité hydraulique relativement importante dans la zone non saturée a entraîné des prélèvements non négligeables dans cette zone (Figure 5-11). L'évaporation, quant à elle, a lieu seulement à la surface du sol mais l'eau évaporée est rapidement remplacée par les remontées

capillaires provenant de la nappe puisque le flux limite de ce sol est largement supérieur à la demande de  $4 \text{ mm j}^{-1}$  (Figure 5-4). La nappe s'est ainsi tarie le plus rapidement avec la fonction  $\Psi_r$  (prélèvements maxima dans la nappe), puis avec la fonction  $\alpha$  (prélèvements répartis de façon homogène sur tout le profil de sol) et finalement avec l'évaporation (prélèvements à la surface du sol).

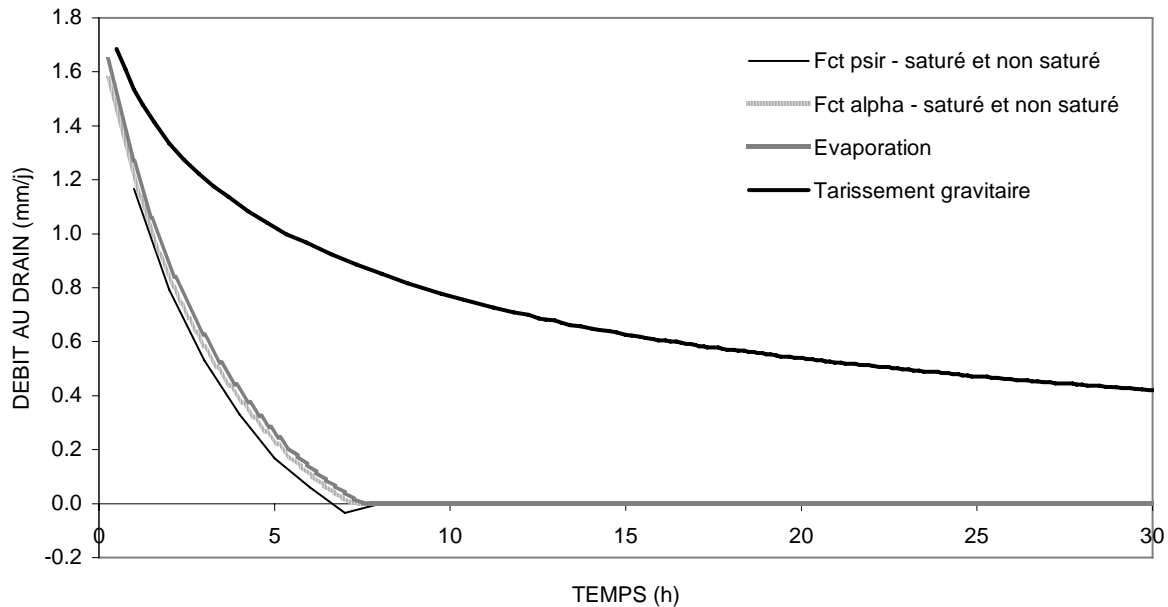


Figure 5-9 : Évolution des débits au drain avec le sol conducteur pour différentes conditions d'évapotranspiration.

Avec le sol peu conducteur, les débits au drain se différencient de façon importante avec l'évaporation et chacune des fonctions puits racinaires (Figure 5-12) ; avec les fonctions  $\Psi_r$  et  $\alpha$ , le drainage s'arrête à  $t=124$  et  $179$  h respectivement ; à  $t=720$  h, le drainage n'est pas terminé avec l'évaporation. Les prélèvements de la fonction  $\Psi_r$  sont principalement situés dans la nappe alors que ceux de la fonction  $\alpha$  sont toujours égaux au-dessus et dans la nappe (Figure 5-14) ; ainsi la nappe se tarit plus rapidement avec la fonction  $\Psi_r$  qu'avec la fonction  $\alpha$  et l'évaporation (Figure 5-12). La conductivité hydraulique non saturée de ce sol est la plus faible des trois sols. Ainsi avec la fonction  $\alpha$  et l'évaporation, elle permet plus difficilement les remontées capillaires de la nappe vers la zone non saturée pour compenser les prélèvements faits dans cette zone. L'évaporation réelle devient inférieure à l'évaporation potentielle de  $4 \text{ mm j}^{-1}$  au-delà de  $t=22$  h (Figure 5-15) ; à partir de la profondeur de la nappe atteinte à  $t=22$  h, le flux limite est inférieur à  $4 \text{ mm j}^{-1}$ .

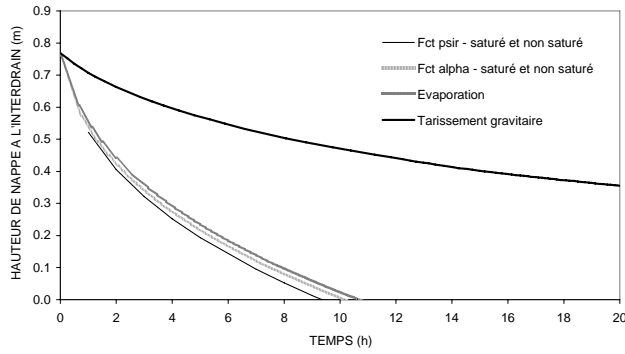


Figure 5-10 : Évolution des hauteurs de nappe au-dessus du drain à l'interdrain avec le sol conducteur pour différentes conditions d'évapotranspiration.

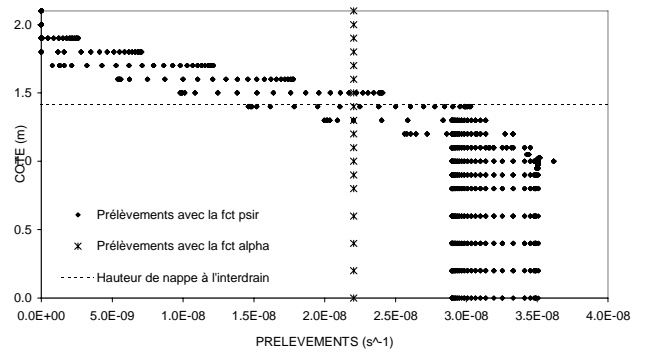


Figure 5-11 : Intensité des prélèvements racinaires avec les fonctions  $\alpha$  et  $\Psi_r$  sur la hauteur du sol conducteur à  $t=2$  h. Avec la fonction  $\Psi_r$ , les prélèvements sont ceux à chacun des nœuds du maillage.

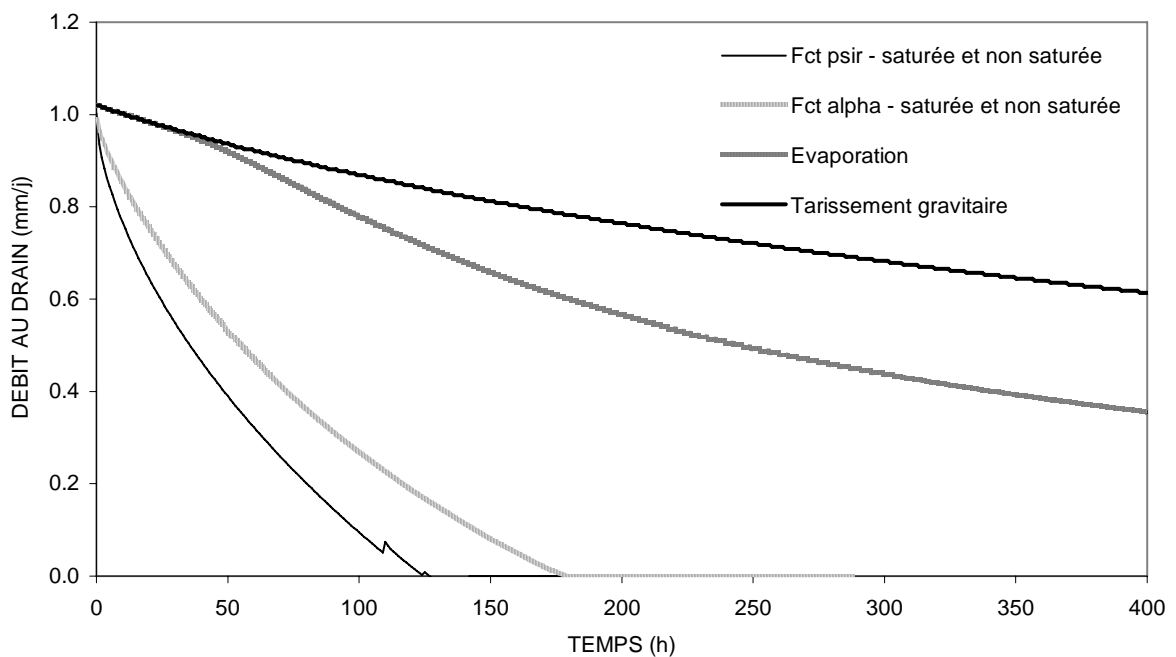


Figure 5-12 : Évolution des débits au drain avec le sol peu conducteur pour différentes conditions d'évapotranspiration.

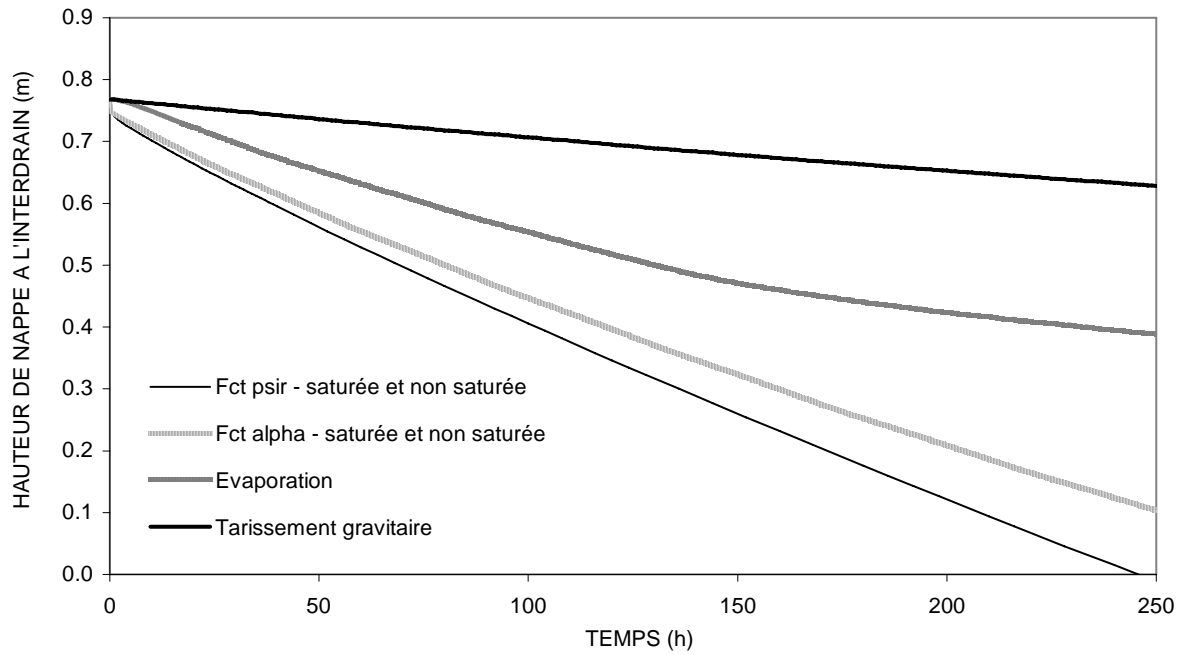


Figure 5-13 : Évolution des hauteurs de nappe au-dessus du drain à l'interdrain avec le sol peu conducteur pour différentes conditions d'évapotranspiration.

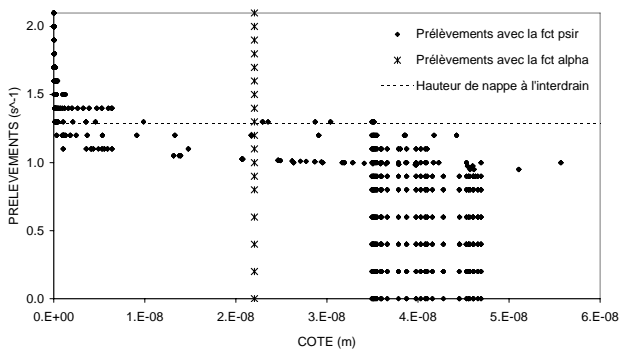


Figure 5-14 : Intensité des prélèvements racinaires avec les fonctions  $\alpha$  et  $\Psi_r$  sur la hauteur du sol peu conducteur à  $t=144$  h. Avec la fonction  $\Psi_r$ , les prélèvements sont ceux à chacun des nœuds du maillage.

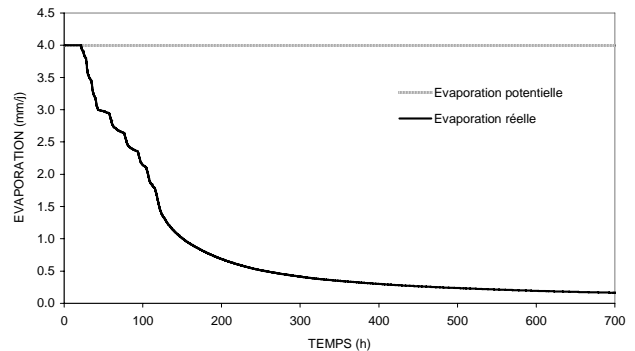


Figure 5-15 : Chroniques des évaporations potentielle et réelle lors de la simulation avec le sol peu conducteur.

Le sol intermédiaire (Figure 5-16) présente des résultats intermédiaires entre les sols conducteur et peu conducteur. Le flux limite de ce sol est supérieur à  $4 \text{ mm j}^{-1}$  jusqu'à une profondeur de nappe de 1,5 m (Figure 5-4) ; ainsi tout au long du tarissement avec évaporation, les  $4 \text{ mm j}^{-1}$  ont pu être prélevés. Le drainage s'arrête à 51, 56,7 et 63,1 h, respectivement, avec les fonctions  $\Psi_r$  et  $\alpha$  et l'évaporation.

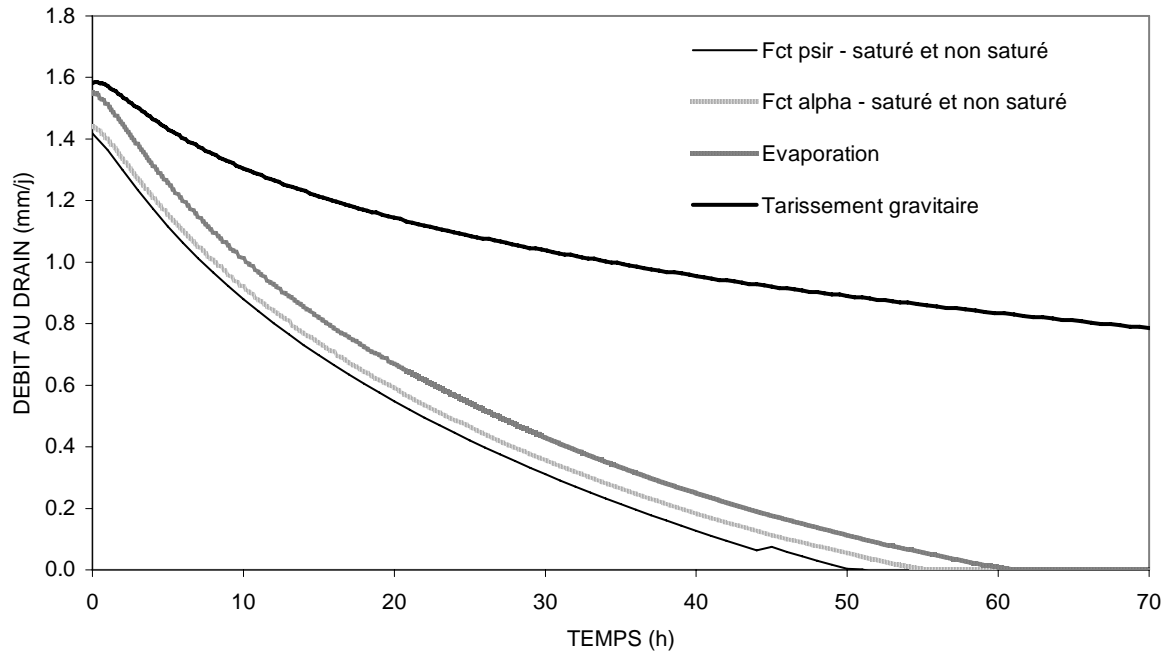


Figure 5-16 : Évolution des débits au drain avec le sol intermédiaire pour différentes conditions d'évapotranspiration.

### 5.1.2.2 Sensibilité au mode de prélèvement

Les prélèvements racinaires de la canne à sucre étudiés dans le cadre de ce travail ne sont pas affectés par les conditions d'engorgement du sol. Le comportement de nombreuses plantes diffère cependant de celui de cette canne et des réductions de prélèvements peuvent ainsi être observées lorsque le sol est saturé. La fonction  $\Psi_r$  a été modifiée pour étudier un deuxième type de fonctionnement physiologique, c'est-à-dire le cas où la plante ne prélève pas d'eau dans la nappe (Fct psir - non saturé) avec le sol intermédiaire. Une condition supplémentaire a donc été posée : si la pression de l'eau dans le sol est supérieure à 0 (conditions saturées), les prélèvements sont nuls.

Le logiciel Hydrus 2D dont on dispose ne permet pas ce type de fonctionnement physiologique avec la fonction  $\alpha$ . En effet, imposer des prélèvements nuls en zone saturée en paramétrant la variable  $\alpha$  comme telle et en conservant une densité racinaire homogène de racines sur tout le domaine (Fct alpha-non saturée) conduit à une réduction des prélèvements par rapport à la transpiration potentielle imposée (Figure 5-17). Les conséquences de cette gestion de la transpiration sur le bilan hydrique induisent un tarissement de nappe intermédiaire entre le fonctionnement gravitaire pur et la combinaison gravitaire - transpiration potentielle (Figures 5-18 et 5-19). Hydrus 2D ne permet pas de forcer cette fonction à compenser en zone non saturée les prélèvements qui ne peuvent plus avoir lieu dans la zone saturée. Ce type de fonctionnement pourrait être simulé avec la fonction  $\alpha$  en faisant varier la densité racinaire au cours du temps de façon à ce que la distribution de la densité racinaire ( $\rho$ , équation (3.12)) corresponde aux racines actives seulement situées en zone non saturée. Une condition supplémentaire devrait donc être introduite, c'est-à-dire qu'aux nœuds du maillage où la pression est supérieure à zéro (saturation), la fonction de distribution racinaire ( $\rho'$ ) devrait être imposée nulle et cette condition devrait être ajustée systématiquement à tous les temps de calcul. La gestion de la transpiration telle qu'on la retrouve actuellement dans Hydrus 2D entraîne une augmentation de la transpiration réelle au fur et à mesure que les racines se retrouvent hors de la nappe et deviennent ainsi des racines actives (Figure 5-17).

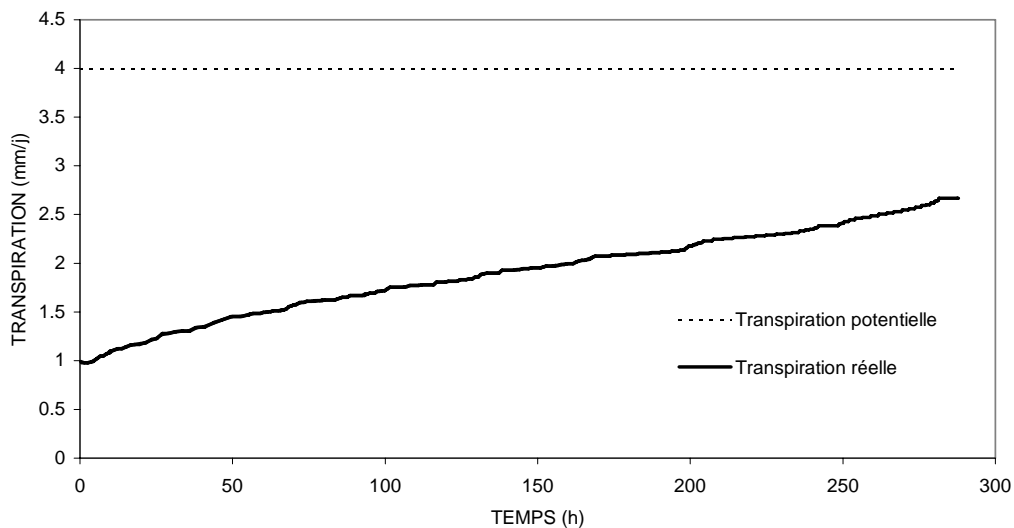


Figure 5-17 : Évolution des transpirations réelle et potentielle avec le sol intermédiaire et la fonction  $\alpha$  ne prélevant que dans la zone non saturée.



Les évolutions des débits et des hauteurs de nappe à l'interdrain avec des prélèvements en zone non saturée seulement sont très proches de celles avec les prélèvements dans les deux zones lorsque la fonction  $\Psi_r$  est utilisée. Avec le sol conducteur, les débits et les hauteurs de nappe sont très faiblement supérieures avec les prélèvements en zone non saturée seulement par rapport à ceux avec les prélèvements dans les deux zones ; le drainage s'arrête cependant à environ  $t=6$  h dans les deux cas et les hauteurs de nappe correspondantes à l'interdrain sont de 9,5 et 11,5 cm, respectivement, avec les prélèvements dans les deux zones et en zone non saturée seulement. Les prélèvements en zone saturée entraînent ainsi une hauteur de nappe et un débit légèrement inférieurs pour un temps donné par rapport au cas où les prélèvements sont faits en zone non saturée uniquement.

Avec le sol intermédiaire, en début de tarissement, la hauteur de nappe est supérieure avec les prélèvements en zone non saturée uniquement par rapport aux prélèvements dans les deux zones, puis la tendance s'inverse (Figure 5-18) ; les débits au drain suivent une évolution identique (supérieurs en début de tarissement avec les prélèvements en zone non saturée uniquement puis inversion) (Figure 5-19). Aucun résultat n'a été obtenu avec le sol peu conducteur, le calcul ayant divergé après quelques heures en raison de la forte non-linéarité du problème.

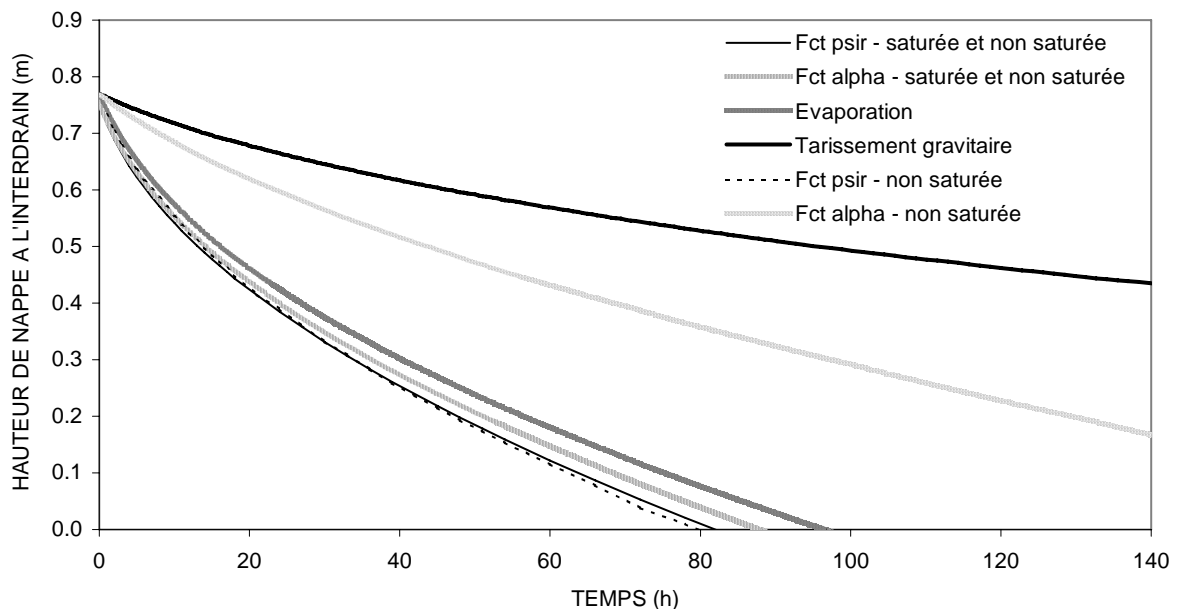


Figure 5-18 : Évolution des hauteurs de nappe au-dessus du drain à l'interdrain avec le sol intermédiaire pour différentes conditions d'évapotranspiration.

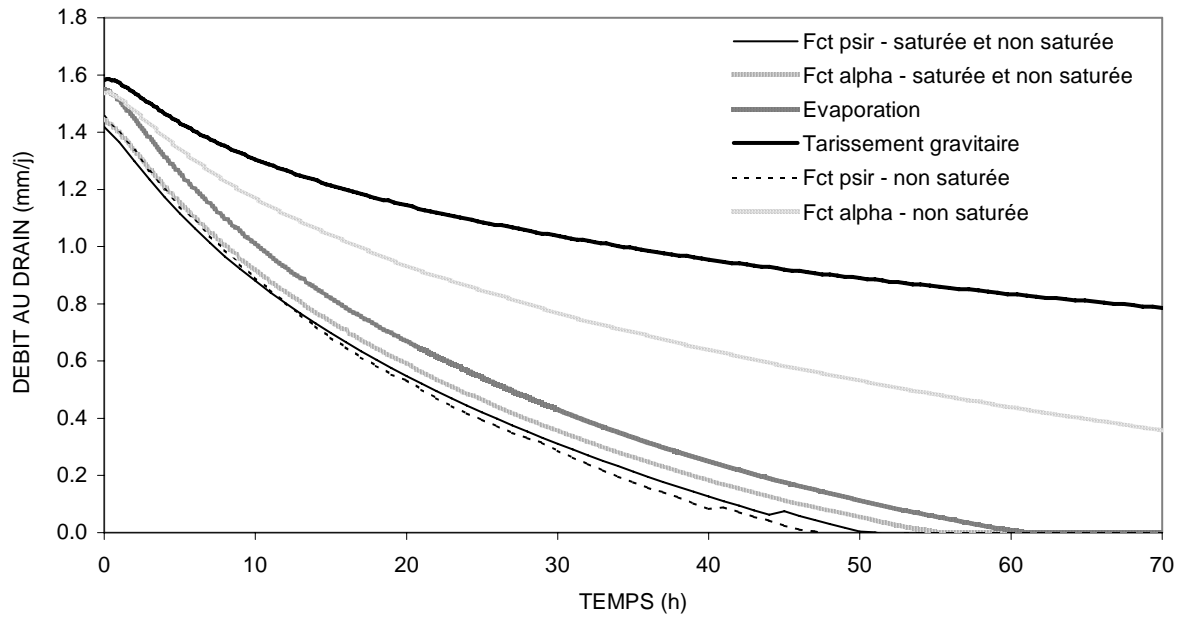


Figure 5-19 : Évolution des débits au drain avec le sol intermédiaire pour différentes conditions d'évapotranspiration.

### 5.1.2.3 Sensibilité à la répartition temporelle de la demande

La demande évaporatoire imposée dans les sections précédentes a toujours été constante dans le temps, soit égale à  $4 \text{ mm j}^{-1}$ . Une transpiration potentielle variant au cours de la journée, de  $4 \text{ mm j}^{-1}$  en moyenne sur une journée, a été testée avec le sol intermédiaire et la fonction  $\alpha$  permettant des prélèvements dans les zones saturée et non saturée du sol.

Les hauteurs de nappe à l'interdrain (Figure 5-20) et les débits au drain (Figure 5-21) sont les mêmes que ceux avec le drainage gravitaire pendant les sept premières heures puisque la transpiration potentielle imposée pendant cette période est nulle. Une différence est ensuite observée puis les évolutions, autant de hauteur de nappe que de débit, oscillent de part et d'autre des courbes obtenues pour la fonction  $\alpha$  avec une transpiration potentielle constante de  $4 \text{ mm j}^{-1}$ . Lorsque le débit au drain devient nul, soit à  $t=57,4 \text{ h}$  et à  $t=59,3 \text{ h}$  pour la transpiration constante et variable, respectivement, les débits évacués par drainage sont de 1260 et 1380 mm ; plus d'eau a été évacuée par drainage avec la transpiration variable par rapport à la transpiration constante.

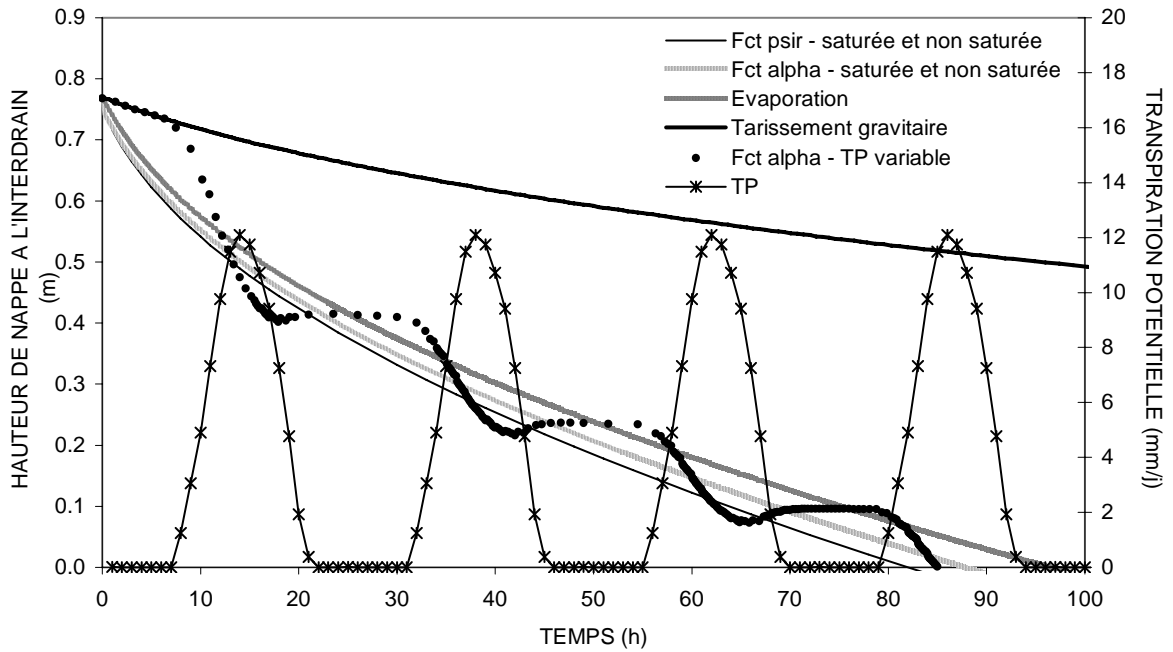


Figure 5-20 : Évolution des hauteurs de nappe au-dessus du drain à l'interdrain avec le sol intermédiaire pour différentes conditions d'évapotranspiration ; chronique de la transpiration potentielle variable imposée avec la fonction  $\alpha$ .

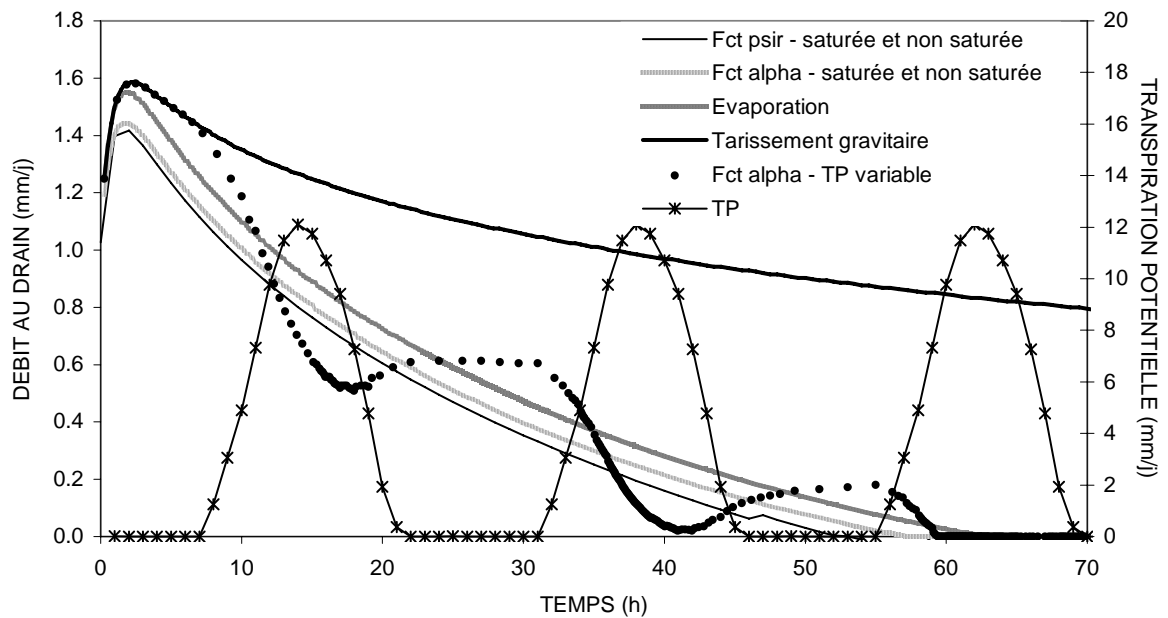


Figure 5-21 : Évolution des débits au drain avec le sol intermédiaire pour différentes conditions d'évapotranspiration ; chronique de la transpiration potentielle variable imposée avec la fonction  $\alpha$ .

#### 5.1.2.4 Sensibilité à la distribution de densité et à la profondeur racinaire

La distribution de densité racinaire utilisée dans les simulations des sections précédentes a toujours été choisie uniforme sur toute la profondeur de sol (2,1 m), ce qui est une situation peu réaliste. Les deux fonctions puits racinaires  $\alpha$  et  $\Psi_r$  avec le sol peu conducteur ont donc été testées avec une densité racinaire variable selon la profondeur et des racines descendant jusqu'à 1,3 m de profondeur seulement (Tableau 5-2).

Tableau 5-2 : Distribution de densité racinaire variable avec la profondeur.

<b>Profondeur (m)</b>	<b>Densité racinaire arbitraire (<math>\rho'</math>)</b> équations (3.10) et (3.12)
0 - 0,1	5
0,1 - 0,4	3,5
0,4 - 0,6	2,5
0,6 - 1	2
1 - 1,3	1
1,3 - 2,1	0

Tout comme avec la densité homogène de racines (Section 5.1.2.1), la nappe se tarit plus rapidement avec la fonction  $\Psi_r$  qu'avec la fonction  $\alpha$  lorsque la densité racinaire est variable (Figure 5-23) ; les débits diminuent donc aussi plus rapidement avec la fonction  $\Psi_r$  qu'avec la fonction  $\alpha$  (Figure 5-24). Ce tarissement plus rapide avec la fonction  $\Psi_r$  est expliqué par la distribution et l'intensité des prélèvements racinaires. En effet, avec la fonction  $\Psi_r$ , la forte diminution de la conductivité hydraulique non saturée entraîne des prélèvements négligeables au-dessus de la nappe malgré une densité racinaire plus élevée (Figure 5-22) ; les prélèvements avec cette fonction sont donc majoritairement situés dans la nappe. Étant donné que la fonction  $\alpha$  ne tient pas compte de la conductivité hydraulique, elle n'entraîne aucune diminution des prélèvements en zone non saturée et ces derniers se font au-dessus et dans la nappe. Avec cette fonction, les prélèvements ne sont pondérés que par la densité racinaire et lui sont directement proportionnels ; comme la densité racinaire diminue progressivement avec la profondeur, les prélèvements racinaires suivent la même diminution.

Les nappes avec les densités variables pour les deux fonctions puits se tarissent moins rapidement qu'avec les densités homogènes, principalement à cause de la profondeur des racines qui est inférieure (1,3 m avec densité variable vs 2,1 m avec densité homogène). Plus de prélèvements ont lieu dans la zone non saturée et dans le haut de la nappe lorsque les racines sont moins profondes.

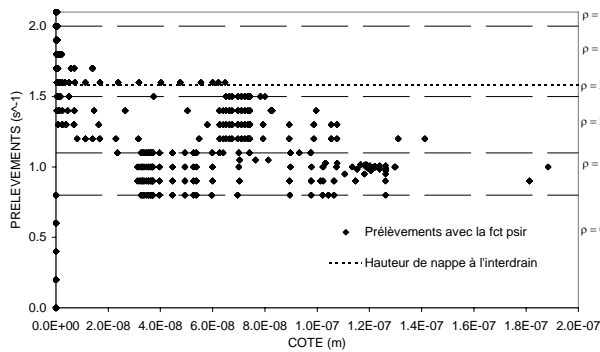


Figure 5-22 : Intensité des prélèvements racinaires à chacun des nœuds du maillage avec la fonctions  $\Psi_r$  et la densité racinaire variable sur la hauteur du sol peu conducteur à  $t=51$  h. Les densités arbitraires correspondent à la hauteur de sol entre 2 lignes pointillées.

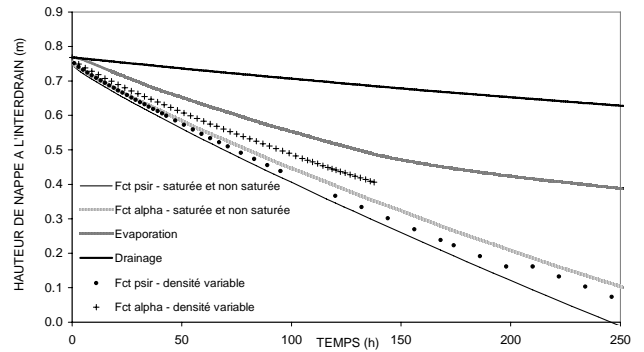


Figure 5-23 : Évolution des hauteurs de nappe au-dessus du drain à l'interdrain avec le sol peu conducteur pour différentes conditions d'évapotranspiration.

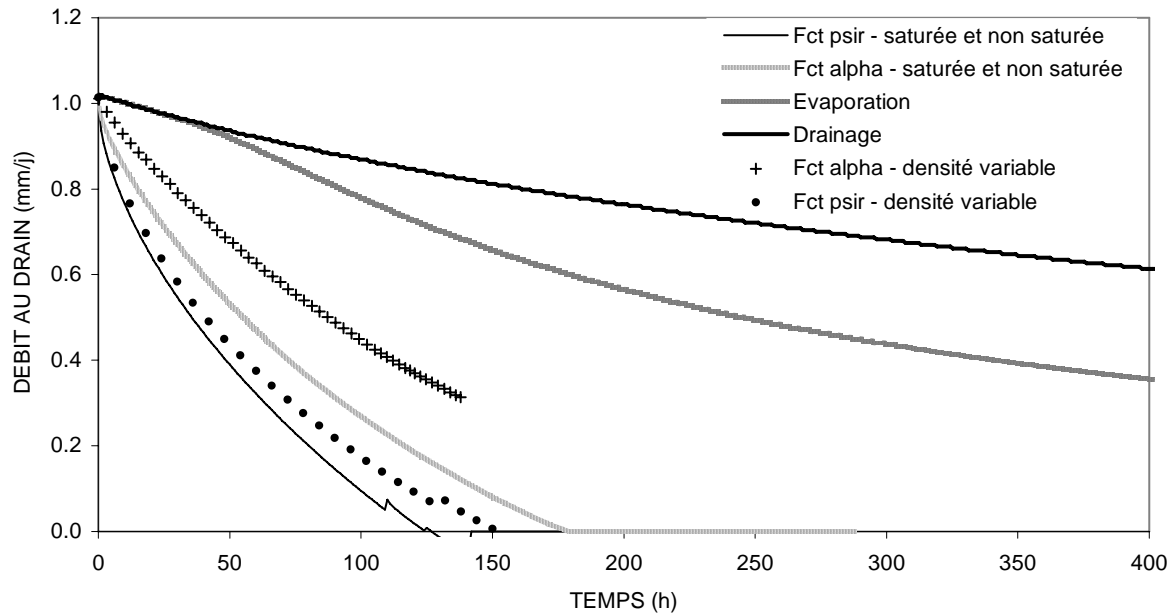


Figure 5-24 : Évolution des débits au drain avec le sol peu conducteur pour différentes conditions d'évapotranspiration.

#### 5.1.2.5 Étude de la succion des racines $\Psi_r$

Dans toutes les simulations présentées, on retrouve un assèchement progressif du sol de l'interdrain vers le drain (Figure 5-26) qui induit une hétérogénéité horizontale des  $\Psi_r$  ; ainsi les  $\Psi_r$  augmentent en allant vers le drain pour que la demande potentielle soit satisfaite à chaque abscisse (Figure 5-25). Au cours du temps, la même hétérogénéité est toujours constatée mais les  $\Psi_r$  augmentent étant donné l'assèchement général du sol (Figure 5-27). Les perturbations observées au drain et jusqu'à 1m de celui-ci sur la figure 5-25 sont certainement causées par le maillage autour du drain qui se ramifie et devient moins régulier.

Les résultats présentés ici sont ceux du sol peu conducteur mais tous les sols présentent une hétérogénéité des  $\Psi_r$  semblables. Pour une même succion de l'eau du sol, les  $\Psi_r$  sont toutefois plus élevés avec le sol peu conducteur par rapport aux deux autres sols puisque la conductivité hydraulique non saturée de ce sol est la plus faible ; en effet, la différence de pression entre le sol et les racines doit pouvoir compenser cette faible conductivité pour satisfaire une même demande climatique.

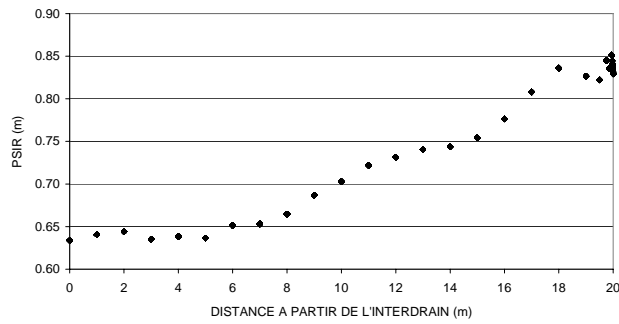


Figure 5-25 :  $\Psi_r$  simulés aux nœuds pour chaque abscisse à  $t=144$  h avec le sol peu conducteur.

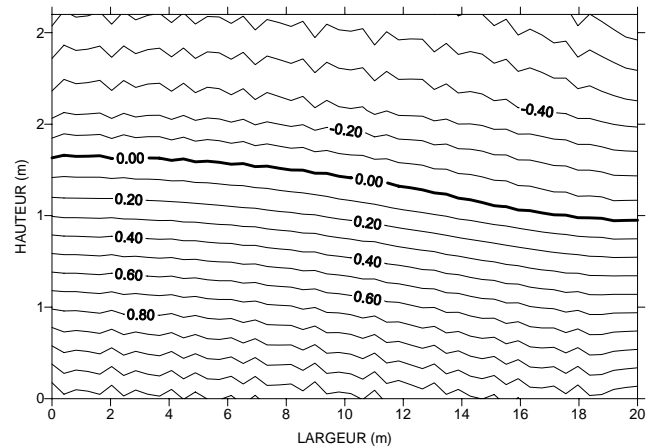


Figure 5-26 : Profil des pressions avec la fonction  $\Psi_r$  à  $t=144$  h et le sol peu conducteur.

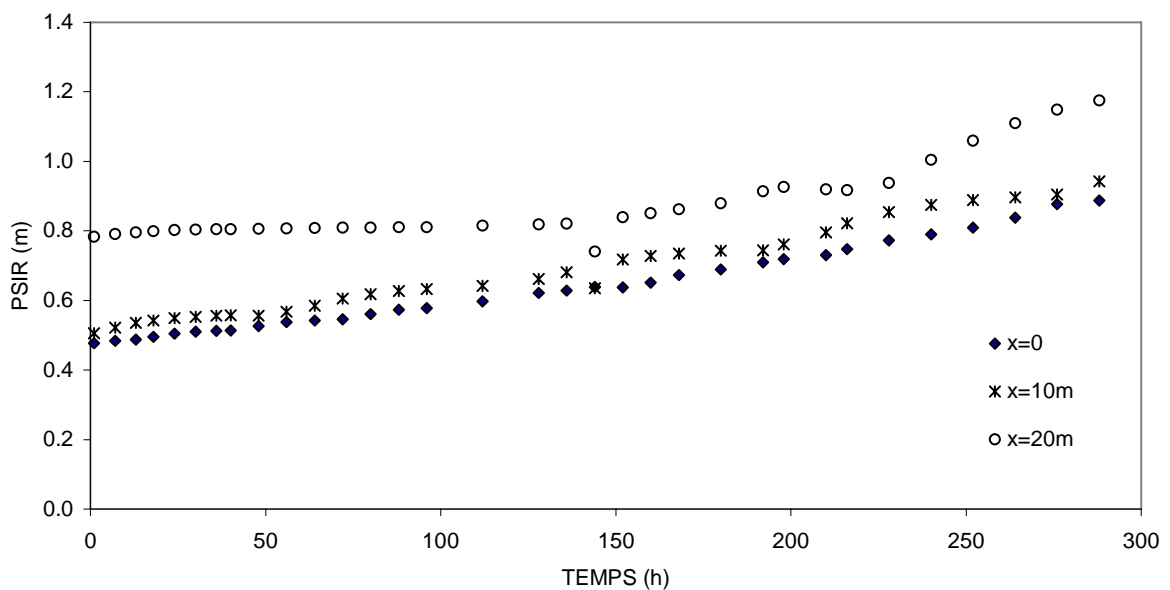


Figure 5-27 : Chronique des  $\Psi_r$  à, 0, 10 et 20 m de l'interdrain avec le sol peu conducteur.

### 5.1.3 Conclusion

Le mode de prélèvement des fonctions puits racinaires  $\alpha$  et  $\Psi_r$  a été analysé dans cette section. La prise en compte ou non de la conductivité hydraulique dans ces fonctions entraîne des distributions des prélèvements racinaires différents. Lorsque la conductivité hydraulique non saturée est élevée, la redistribution des pressions dans le sol se fait rapidement et les tarissements de la nappe ne présentent que très peu de différences entre les deux fonctions, voire même avec

l'évaporation imposée à la surface du sol. Une faible conductivité entraîne, à l'opposé, des différences beaucoup plus marquées de tarissement de la nappe. Ainsi il semble que la conductivité hydraulique du sol soit importante pour le fonctionnement des systèmes et des cultures et pour choisir les options de simulation, dont le type de fonction puits racinaire afin de rendre compte de l'intensité et de la distribution des prélèvements racinaires.

La conductivité hydraulique semble aussi être un critère important afin de déterminer la sensibilité du tarissement au mode de prélèvement (dans la nappe ou non) et à la distribution et profondeur des racines. Les effets de ces caractéristiques physiologiques sur le tarissement n'ont pas été étudiés pour chacun de nos trois sols mais les résultats de nos simulations semblent montrer que le sol conducteur présentent de faibles différences de tarissement alors que le sol peu conducteur entraîne des différences plus marquées.

Les évolutions de la hauteur de nappe et de débit drainé ne sont pas les mêmes avec une imposition variable ou constante de la demande climatique. Le drainage s'arrête deux heures plus tard avec une transpiration variable (à  $t=59,3$  h) et le sol intermédiaire. Les évolutions différentes des tarissements entraînent des volumes d'eau drainée supérieurs avec la demande variable ; une différence de près de 10 % est obtenue.

## **5.2 Fonctionnement du drainage**

Le drainage souterrain en périmètre irrigué a comme objectif principal le lessivage des sels. Étant donné cet objectif, le dimensionnement de ces réseaux de drainage devrait être basé sur les débits de drainage et non sur les hauteurs de nappe (Zimmer, 2001). Les approches classiques dissocient le dimensionnement de l'irrigation de celui du drainage. En effet, les deux approches les plus communes de dimensionnement du drainage en périmètre irrigué combinent : 1) une relation débit au drain-hauteur de nappe à l'interdrain en régime permanent et un débit de projet correspondant à la fraction de lessivage combiné à une hauteur de nappe à l'interdrain ou 2) une équation en régime transitoire pour le rabattement de la nappe et une vitesse de tarissement. Dans le premier cas, le débit est considéré égal à la fraction de lessivage des sels alors que dans le second, la différence entre la hauteur initiale et finale de la nappe est déduite de la fraction de lessivage et de la porosité de drainage. Dans ces deux cas, les interactions entre la nappe et l'évapotranspiration sont négligées et on postule que la stricte fraction de lessivage est évacuée par le réseau de drainage.



Bouarfa (1995) a analysé les différentes approches qui tentent de tenir compte plus finement de la contribution de la nappe à l'évapotranspiration (Skaggs 1975 ; Pandey et Gupta, 1990 ; Gupta et al., 1993 ; Wenyan et al., 1994). Les deux fonctions ayant été proposées pour l'évaporation sont :

- 1) une loi conceptuelle développée par Averianov (1956), de type fonction de puissance de la position de la nappe, qui donne le prélèvement par évaporation dans la nappe en fonction de sa profondeur et de l'évaporation en bac d'eau libre ;
- 2) une fonction de *flux limite* décrivant la relation entre la profondeur de la nappe et le flux de remontée capillaire en régime permanent ; ce flux est calculé à partir de l'équation non saturée de Darcy intégrée entre la surface de la nappe et la surface du sol (Gardner, 1958) ; cette fonction de flux limite est aussi utilisée afin de déterminer la profondeur critique d'une nappe.

Ces deux fonctions présentent de sérieux inconvénients. La première est conceptuelle et n'a aucune base physique alors que la seconde fait l'hypothèse du régime permanent, situation qui est rarement rencontrée dans les sols irrigués. Les prélèvements par les racines ne sont pas pris en compte par ces deux fonctions.

Généralement ces fonctions sont simplement introduites dans les équations du drainage à travers l'équation de continuité qui est ensuite combinée avec une équation en régime permanent, souvent l'équation de Hooghoudt. La prise en compte de la charge au-dessus du drain dans l'équation de Hooghoudt permet une bonne correction des erreurs liées à l'hypothèse de Dupuit-Forchheimer. Pour un sol homogène, cette équation s'exprime (Fipps et Skaggs, 1991 ; Oosterbaan et al., 1989) :

$$Q(H_n) = K_s \frac{H_n^2 - h_d^2 + 2d'(H_n - h_d)}{L^2} = J(H_n) \quad (5.1)$$

- où
- Q : débit surfacique au drain, (m s<sup>-1</sup>) ;
  - J(H<sub>n</sub>) : fonction de Hooghoudt, (m s<sup>-1</sup>) ;
  - H<sub>n</sub> : hauteur de nappe à l'interdrain à partir du niveau des drains, (m) ;
  - h<sub>d</sub> : charge au-dessus du drain, (m) ;
  - d' : profondeur de l'imperméable, (m) ;

L : demi-écartement des drains, (m).

Dans cette approche du dimensionnement des réseaux de drainage, on considère que la relation entre le débit au drain et la hauteur de nappe à l'interdrain n'est pas affectée par la contribution de l'évaporation au rabattement de la nappe. Lesaffre et Zimmer (1987) ont toutefois montré que pour une hauteur de nappe donnée, le débit du réseau de drainage peut varier de façon non négligeable selon les transferts hydriques dans la zone non saturée.

Lesaffre (1989) a par la suite développé des équations à l'échelle parcellaire permettant de calculer les différentes composantes du débit lorsque le système drainant est soumis à une recharge positive et variable. La relation débit au drain-hauteur de nappe à l'interdrain (qui sera appelée  $Q(H_n)$  dans la suite de ce travail) qu'il a obtenue est notamment dépendante de la pluie et de la forme de la nappe contrairement à l'équation de Hooghoudt qui est indépendante de la condition à la limite supérieure du système.

Bouarfa (1995) a utilisé la démarche de Lesaffre (1989) afin d'élaborer un modèle tenant compte de prélèvements par évaporation faits dans la nappe. La recharge positive introduite dans la relation  $Q(H_n)$  a été remplacée par une recharge négative exprimant la contribution de la nappe à l'évapotranspiration (Figure 5-28) :

$$Q(t) = A(t)J(H_n) - (1 - A(t))E(t) - \mu(H_n)C(t) \frac{dA(t)}{dt} H_n \quad (5.2)$$

où  $\mu$  : porosité de drainage variant avec la hauteur de nappe; ( $m^3 m^{-3}$ ) ;

t : temps, (s) ;

E : contribution de la nappe à l'évapotranspiration, ( $m s^{-1}$ ) ;

$C(t) = 2 \int_0^1 (1 - X)W(X, t)dX$  est le second facteur de forme de nappe ;

où  $X = x/L$  est l'abscisse adimensionnelle ;

avec L : demi-écartement des drains, (m) ;

$W = h_n/H_n$  est la hauteur adimensionnelle de la nappe ;

avec  $h_n$  : hauteur de nappe au-dessus du niveau des drains, (m) ;

$A(t) = \frac{B(t)}{C(t)}$  est le troisième facteur de forme de nappe ;

$B(t) = \int_0^1 W(X,t)dX$  est le premier facteur de forme de nappe.

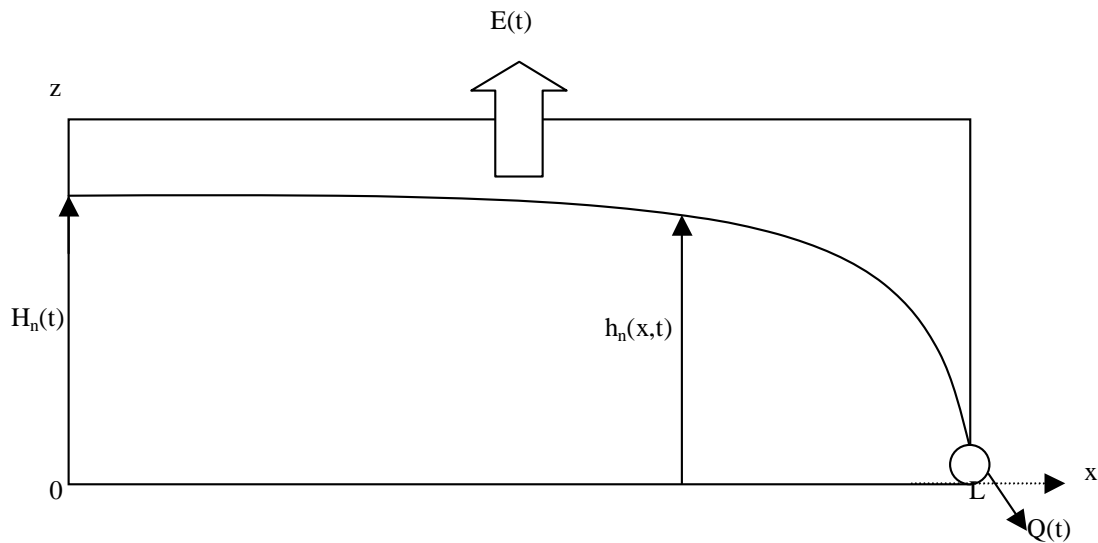


Figure 5-28 : Définition du système géométrique.  $L$  représente le demi-écartement des drains,  $h(x,t)$  la hauteur de nappe à l'abscisse  $x$  et au temps  $t$ ,  $H_n(t)$  la hauteur de nappe à l'interdrain au temps  $t$  et  $E(t)$  la contribution de la nappe à l'évapotranspiration.

L'équation (5.2) est le fruit d'une approche *saturée* du fonctionnement du drainage. Elle est intéressante puisqu'elle permet, connaissant la forme de la nappe par l'intermédiaire du facteur de forme  $A$  et sa hauteur à l'interdrain, de déterminer les différentes composantes du débit :

- le premier terme correspond à l'équation du tarissement gravitaire d'une nappe superficielle non influencé par la pluie ni par l'évapotranspiration ;
- le deuxième terme représente la contribution au débit de la recharge de la nappe, ce terme est positif pour la pluie et négatif pour l'évapotranspiration ;
- le troisième terme représente la contribution au débit des variations de stocks d'eau dus aux changements de forme de nappe : lorsque la forme de la nappe "se gonfle", le terme  $A$  augmente et ce troisième terme réduit le débit évacué ; l'inverse se produit lorsque la nappe "dégonfle".

### 5.2.1 Comparaison de la relation débit-hauteur de nappe du tarissement gravitaire et avec évapotranspiration

À partir des simulations que nous avons réalisées avec les sols intermédiaire et peu conducteur en drainage gravitaire, avec évaporation et avec les fonctions  $\alpha$  et  $\Psi_r$ , nous avons comparé les relations  $Q(H_n)$  (Figures 5-29 et 5-30). **Ces courbes montrent que pour une même hauteur de nappe, la prise en compte de l'évapotranspiration donne un débit différent de celui obtenu avec drainage gravitaire.** Elles mettent ainsi bien en évidence le rôle de l'évapotranspiration dans le fonctionnement du drainage. Pour le sol intermédiaire, les différences entre les courbes  $Q(H_n)$  avec l'évaporation et les fonctions  $\alpha$  et  $\Psi_r$  sont faibles (Figure 5-29), ce qui était prévisible suite aux résultats obtenus à la section 5.1.2.1. La courbe  $Q(H_n)$  obtenue avec la fonction  $\alpha$  et une variation nycthémérale de la transpiration potentielle est assez proche des courbes  $Q(H_n)$  avec transpiration potentielle constante. Les variations nycthémérales entraînent toutefois des remontées de nappe à l'interdrain avec déformation de la nappe au moment où la transpiration potentielle diminue après atteinte de son maximum journalier ; ces remontées de nappe s'observent clairement sur la figure 5-29.

Les différences sont par contre plus importantes avec le sol peu conducteur (Figure 5-30). Pour une même hauteur de nappe à l'interdrain, le débit au drain est inférieur avec la fonction  $\Psi_r$  par rapport à la fonction  $\alpha$ , sans doute parce qu'avec la fonction  $\Psi_r$ , une partie plus importante d'eau est prélevée directement dans la nappe par les racines et n'est donc pas disponible pour être drainée par le réseau. Toutes les courbes avec évaporation ou prélèvements racinaires présentent des hauteurs de nappe à l'interdrain non nulles à débit nul ; l'approche saturée utilisée par Bouarfa (1995) conduit à la même prédiction vérifiée sur plusieurs sites expérimentaux ; Bouarfa (1995) a notamment analysé l'influence de différents paramètres sur cette hauteur de nappe à débit nul.

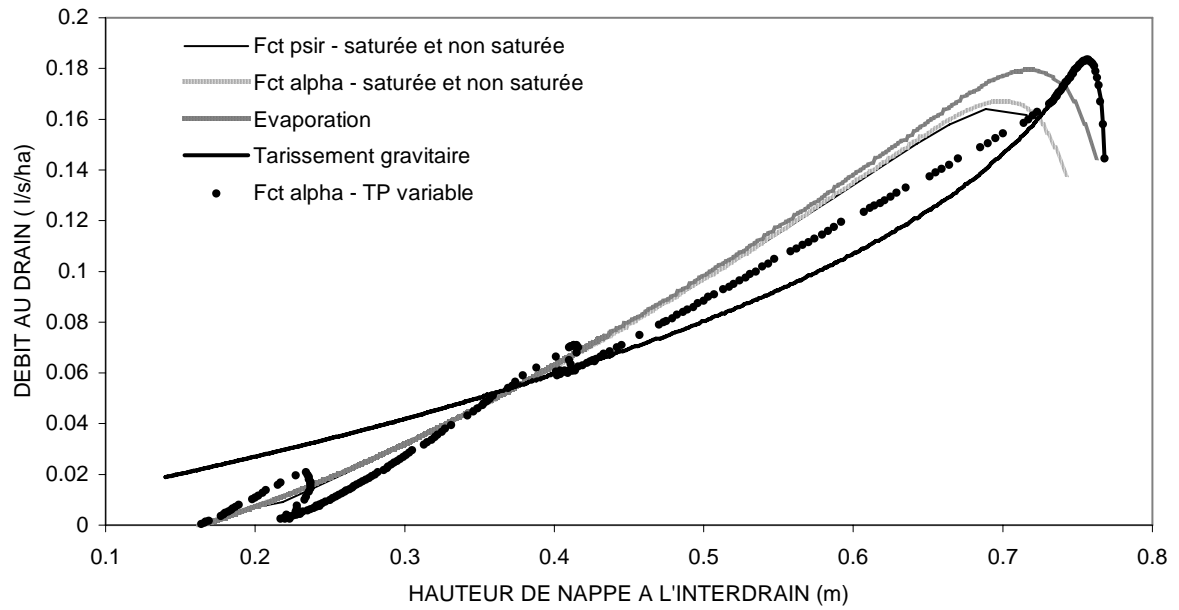


Figure 5-29 : Relation  $Q(H_n)$  pour différentes conditions d'évapotranspiration avec le sol intermédiaire.

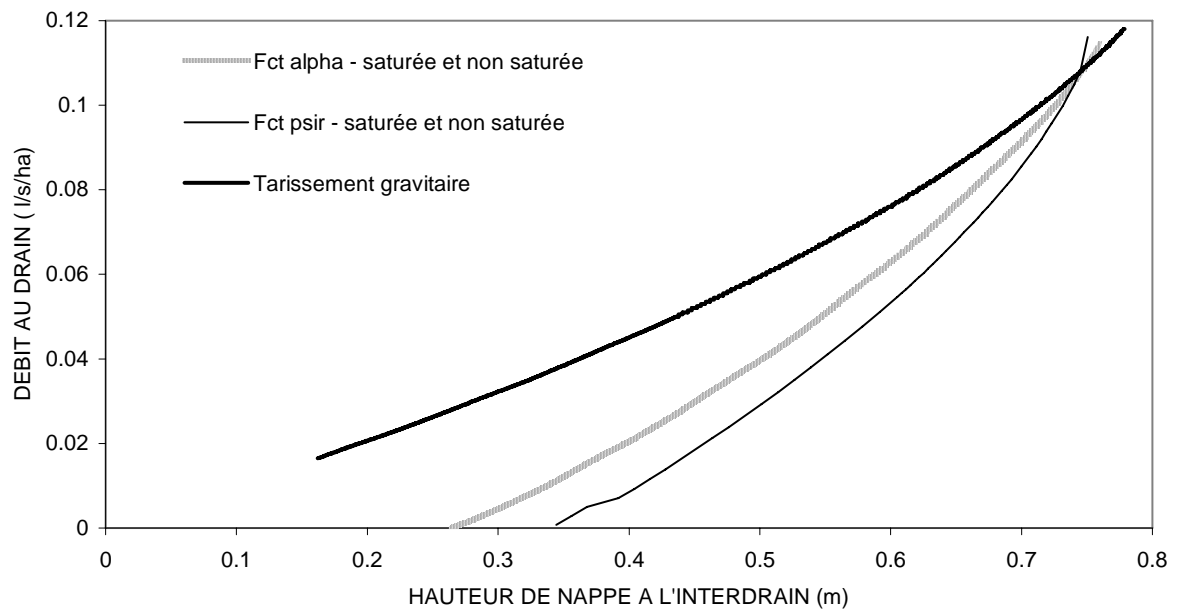


Figure 5-30 : Relation  $Q(H_n)$  pour différentes conditions d'évapotranspiration avec le sol peu conducteur.

A l'aide de l'équation (5.2), nous avons recalculé les débits au drain pour tenter d'expliquer ceux obtenus avec l'équation de Richards (simulations). Ces calculs ont été réalisés à partir des simulations du tarissement gravitaire seulement et du tarissement gravitaire avec les prélèvements obtenus par la fonction  $\Psi_r$  pour le sol peu conducteur. Les facteurs de forme de nappe  $A(t)$ ,  $B(t)$  et  $C(t)$  ont été calculés à partir des formes et des hauteurs de nappe obtenues avec l'équation de Richards. La porosité de drainage variant avec la hauteur de la nappe a été déduite de l'équation du débit surfacique au drain provenant de l'intégration de l'équation de continuité entre l'interdrain et le drain (Bouarfa, 1995) :

$$Q(t) = -E(t) - \mu \frac{d(B(t)H_n(t))}{dt} \quad (5.3)$$

La figure 5-31 montre que les porosités de drainage en tarissement gravitaire et en tarissement avec transpiration en fonction de la hauteur de la nappe à l'interdrain sont peu différentes.

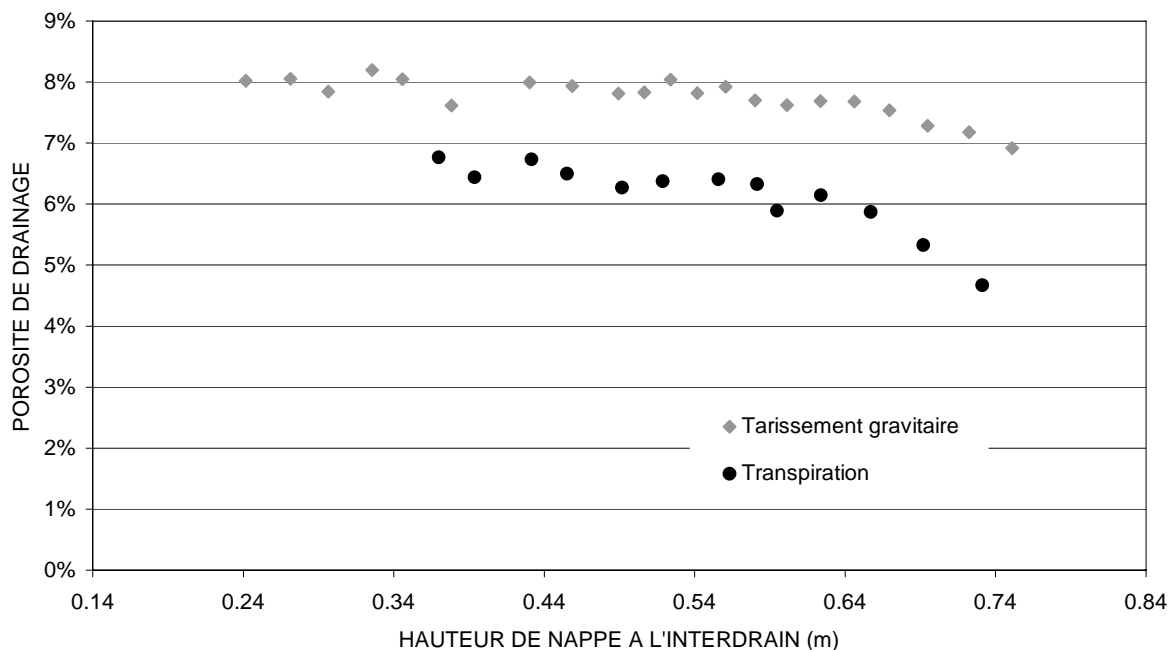


Figure 5-31 : Porosité de drainage en fonction de la hauteur de la nappe à l'interdrain pour le tarissement gravitaire et pour le tarissement avec transpiration (fonction  $\Psi_r$ ) avec le sol peu conducteur.

Une comparaison entre les courbes  $Q(H_n)$  provenant de l'équation (5.2) et de Richards a été réalisée (Figure 5-32). La courbe calculée à l'aide de l'équation (5.2) pour le tarissement

gravitaire explique bien celle obtenue avec l'équation de Richards sauf pour les hauteurs de nappe les plus élevées où l'équation (5.2) sous-estime les débits. L'équation (5.2) sous-estime aussi tous les débits pour les prélèvements avec la fonction  $\Psi_r$  par rapport à Richards d'une moyenne de  $0,0111 \text{ l s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$  (avec un coefficient de variation à la moyenne de 17 %). Les évolutions sont toutefois identiques, sauf pour le début du tarissement où Richards avec les prélèvements racinaires donne des débits supérieurs à ceux avec tarissement gravitaire alors que l'équation (5.2) donne toujours des débits avec les prélèvements inférieurs à ceux du tarissement gravitaire.

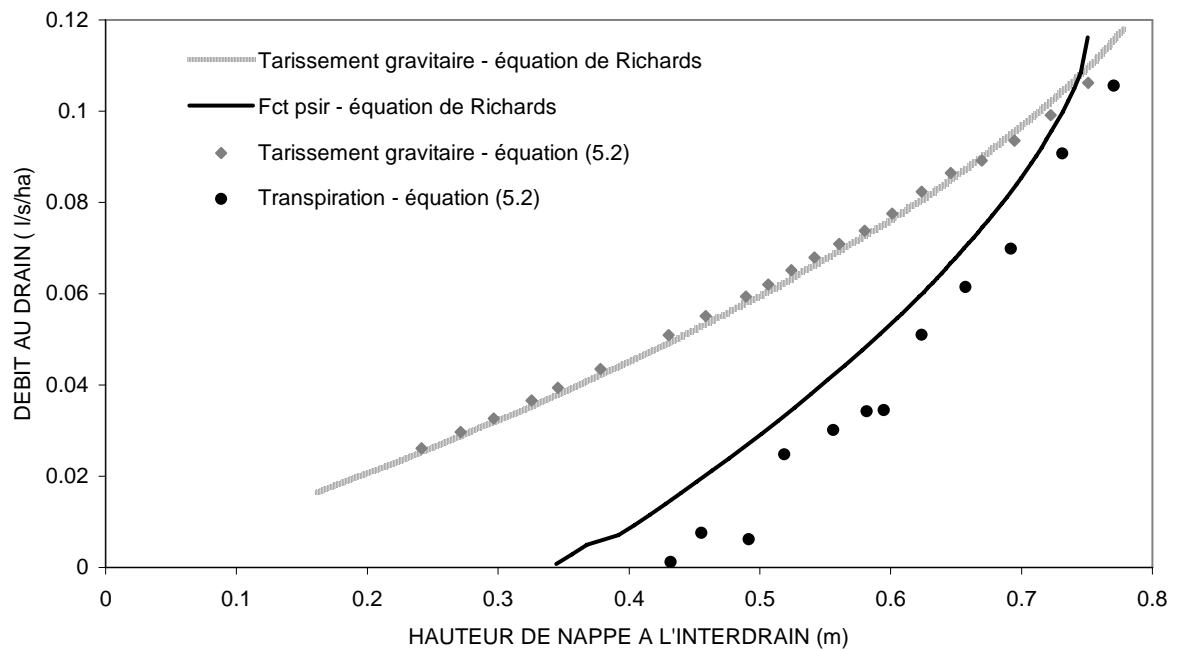


Figure 5-32 : Relation  $Q(H_n)$  pour le tarissement gravitaire et pour le tarissement avec transpiration (fonction  $\Psi_r$ ) avec le sol peu conducteur ; les relations calculées avec Richards sont comparées à celles calculées à l'aide de l'équation (5.2).

Chacune des composantes du débit correspondant à l'équation (5.2) pour le tarissement gravitaire et le tarissement avec transpiration est donnée au tableau 5-3 ; ces valeurs représentent une moyenne sur tout le tarissement de la nappe. L'évolution de ces composantes pour le tarissement avec transpiration est présentée au tableau 5-4. Cette décomposition de l'équation (5.2) nous aide à comprendre que les débits au drain pour une même hauteur de nappe à l'interdrain sont inférieurs avec les prélèvements par rapport au tarissement gravitaire à cause de la contribution négative au débit de l'évapotranspiration (deuxième terme de l'équation (5.2)). Le terme de tarissement non influencé ( $AJ(H_n)$ ) est légèrement inférieur pour le tarissement gravitaire par

rapport au tarissement avec transpiration (Tableau 5-3). Le terme de déformation de la nappe est négligeable en tarissement gravitaire. Le coefficient A diminue régulièrement au cours du tarissement avec transpiration (Tableau 5-4); ainsi la nappe se dégonfle. Cette diminution est due à la fois à l'action du prélèvement racinaire et au fait que la contribution des horizons situés sous le drain augmente. Cette diminution du terme A se traduit par une augmentation régulière du terme  $(1-A)E(t)$ ; la valeur de  $(1-A)$  augmente par conséquent de 0,15 à 0,22; ce second terme de l'équation (5.2) contribue à diminuer le débit à hauteur de nappe donnée. Le troisième terme est davantage influencé par la hauteur de la nappe; il décroît régulièrement.

Tableau 5-3 : Valeurs moyennes au cours du tarissement de la nappe des différentes composantes du débit de l'équation (5.2) pour le tarissement gravitaire et le tarissement avec transpiration (fonction  $\Psi_r$ ).

	Composante du débit ( $l\ s^{-1}\ ha^{-1}$ )			
	A J( $H_n$ )	(1-A) E	$\mu\ C\ H_n\ dA/dt$	Q
Tarissement gravitaire	0,0619	-	-0,0023	0,0642
Tarissement avec transpiration	0,0726	0,0866	-0,0570	0,0431

Tableau 5-4 : Évolution des termes de l'équation (5.2) pour le tarissement avec transpiration (fonction  $\Psi_r$ ) obtenue avec le sol peu conducteur.

t (h)	A(t)	$H_n$ (m)	A J( $H_n$ ) ( $l\ s^{-1}\ ha^{-1}$ )	(1-A) E ( $l\ s^{-1}\ ha^{-1}$ )	$\mu\ C\ H_n\ dA/dt$ ( $l\ s^{-1}\ ha^{-1}$ )	Q ( $l\ s^{-1}\ ha^{-1}$ )
1	0,846	0,77	0,102	0,071	-0,075	0,106
20	0,832	0,69	0,089	0,078	-0,058	0,070
40	0,820	0,62	0,077	0,083	-0,057	0,051
60	0,808	0,56	0,066	0,089	-0,053	0,030
80	0,795	0,49	0,056	0,095	-0,045	0,006
100	0,778	0,43	0,047	0,103	-0,057	0,001

Les tarissements de nappe étudiés ont montré que la prise en compte de l'évapotranspiration modifie la relation  $Q(H_n)$  par rapport à celle obtenue pour le tarissement gravitaire. La modification des débits au drain lors du tarissement avec évapotranspiration est expliquée par les deux derniers termes de l'équation (5.2) tenant compte de la contribution de l'évapotranspiration



et des variations de la forme de la nappe. Ainsi la correction apportées par l'équation (5.2) dans la relation  $Q(H_n)$  a un effet significatif sur les débits de drainage évacués. En effet, pour la durée totale de tarissement, le volume total évacué par drainage gravitaire est plus important lorsqu'il est déterminé sans l'évapotranspiration. La section suivante porte sur la compétition entre le drainage et l'évapotranspiration pour le tarissement des nappes.

### 5.2.2 Compétition entre le drainage gravitaire et les prélèvements racinaires

Pour les tarissements générés par différents modes d'imposition d'une demande de  $4 \text{ mm j}^{-1}$ , décrits à la section 5.1.2, nous avons tenté de déterminer la contribution de la nappe à l'évapotranspiration ainsi que la part d'eau détournée du drainage gravitaire : 1) condition à la limite d'évaporation imposée à la surface du sol, 2) fonctions  $\alpha$  et  $\Psi_r$  avec prélèvements en zones saturée et non saturée, 3) fonction  $\Psi_r$  avec prélèvements en zone non saturée seulement, 4) fonction  $\alpha$  avec variations nyctémérales de la transpiration potentielle et 5) fonction  $\Psi_r$  avec densité racinaire variable selon la profondeur. (Tableaux 5-5 et 5-6).

La **contribution de la nappe** à l'évapotranspiration dans un système drainant a été définie comme le rapport de la part détournée du drainage gravitaire au cumul de l'évapotranspiration sur la durée du tarissement influencé par l'évapotranspiration :

$$\text{Contribution de la nappe à l'ETP (\%)} = \frac{\int_0^{t_{dt}} Q_{dg} dt - \int_0^{t_{dt}} Q_{dt} dt}{\int_0^{t_{dt}} E(t) dt} * 100 \quad (5.4)$$

où

- $Q_{dg}$  : débit au drain pour le tarissement gravitaire, ( $\text{mm h}^{-1}$ ) ;
- $Q_{dt}$  : débit au drain pour le tarissement avec évapotranspiration, ( $\text{mm h}^{-1}$ ) ;
- $t_{dt}$  : durée du tarissement de la nappe avec évapotranspiration, (h).

La **part détournée du drainage** a été exprimée en pourcentage de la quantité d'eau drainée par tarissement gravitaire sur la durée de ce tarissement non influencé :

$$\text{Part détournée du drainage} = \frac{\int_0^{t_{dg}} Q_{dg} dt - \int_0^{t_{dt}} Q_{dt} dt}{\int_0^{t_{dg}} Q_{dg} dt} * 100 \quad (5.5)$$

où  $t_{dg}$  : durée du tarissement de la nappe en tarissement gravitaire, (h) ;  
 $\int_0^{t_{dg}} Q_{dg} dt$  : volume total pouvant être drainé par drainage gravitaire et estimé par le produit de la porosité de drainage moyenne par la hauteur de nappe initiale et par le coefficient de forme de nappe B ( $V=\mu BH_0$ ), (mm).

Le terme de nervosité du système drainant vis-à-vis des débits défini par (Bouarfa et Zimmer, 2000)  $\sigma=K_s/\mu^2L^2$  a été déterminé pour chacun des systèmes. Ce terme varie d'un sol à l'autre dans la mesure où leur porosité de drainage diffère. Les porosités utilisées pour ce calcul ont été déterminées à partir des courbes de tarissement gravitaire ; sachant que la porosité varie avec la hauteur de la nappe (Figure 5-31), une valeur moyenne a été utilisée (Tableaux 5-5 et 5-6).

Tableau 5-5 : Influence de la condition d'évapotranspiration (évaporation, fonctions  $\alpha$  et  $\Psi_r$  avec prélèvements en zones saturée et non saturée) sur la part d'eau détournée du drainage gravitaire et sur la contribution de la nappe à l'évapotranspiration.

Sol	conducteur	intermédiaire	peu conducteur
Nervosité du système	forte	moyenne	faible
$\sigma$ ( $m^{-1} h^{-1}$ )	1,03	$1,7e10^{-2}$	$3,3e10^{-3}$
$\mu$ (%)	0,45	3,5	8

<b>Drainage gravitaire sur <math>t_{dg}</math> (mm)</b>	2,7	21,0	48,0
<b>Évaporation</b>			
Durée du tarissement influencé (h)	7,53	63,1	720
Drainage gravitaire avec ETP (mm)	0,182	1,46	13,94
Drainage gravitaire <sup>1</sup> (mm)	0,366	2,88	20,07
Part détournée du drainage (%)	93	93	71
Contribution de la nappe à l'ET (%)	15	14	5
<b>Fonction <math>\alpha</math> - saturée et non saturée</b>			
Durée du tarissement influencé (h)	7,24	56,7	179
Drainage gravitaire avec ETP (mm)	0,170	1,26	2,72
Drainage gravitaire <sup>1</sup> (mm)	0,356	2,65	6,63
Part détournée du drainage (%)	94	94	94
Contribution de la nappe à l'ET (%)	15	15	13
<b>Fonction <math>\Psi_r</math> - saturé et non saturé</b>			
Durée du tarissement influencé (h)	7	51	124
Drainage gravitaire avec ETP (mm)	0,168	1,09	1,81
Drainage gravitaire <sup>1</sup> (mm)	0,347	2,44	4,77
Part détournée du drainage (%)	94	95	96
Contribution de la nappe à l'ET (%)	15	16	14

<sup>1</sup> Le drainage gravitaire correspond au volume d'eau drainé par tarissement gravitaire sur la durée du tarissement influencé par l'évapotranspiration.

Tableau 5-6 : Influence de la condition d'évapotranspiration (fonctions  $\Psi_r$  avec prélèvements en zone non saturée, fonction  $\alpha$  avec transpiration variable et fonctions  $\Psi_r$  avec densité racinaire variable) sur la part d'eau détournée du drainage gravitaire et sur la contribution de la nappe à l'évapotranspiration.

<b>Sol</b>	<b>conducteur</b>	<b>intermédiaire</b>	<b>peu conducteur</b>
<b>Nervosité du système</b>	<b>forte</b>	<b>moyenne</b>	<b>faible</b>
<b><math>\sigma</math> (<math>m^{-1} h^{-1}</math>)</b>	<b>1,03</b>	<b><math>1,7e10^{-2}</math></b>	<b><math>3,3e10^{-3}</math></b>

$\mu$ (%)	0,45	3,5	8
<b>Drainage gravitaire sur <math>t_{dg}</math> (mm)</b>	2,7	21,0	48,0
<b>Fonction <math>\Psi_r</math> - non saturé</b>			
Durée du tarissement influencé (h)	7	48	-
Drainage gravitaire avec ETP (mm)	*	1,09	-
Drainage gravitaire <sup>1</sup> (mm)	*	2,33	-
Part détournée du drainage (%)	*	95	-
Contribution de la nappe à l'ET (%)	*	16	-
<b>Fonction <math>\alpha</math> - avec variations nyctémérales de TP</b>			
Durée du tarissement influencé (h)	-	59,4	-
Drainage gravitaire avec ETP (mm)	-	1,39	-
Drainage gravitaire <sup>1</sup> (mm)	-	2,75	-
Part détournée du drainage (%)	-	93	-
Contribution de la nappe à l'ET (%)	-	15	-
<b>Fonction <math>\Psi_r</math> - densité racinaire variable et racines à 1,3 m de profondeur</b>			
Durée du tarissement influencé (h)	-	-	144
Drainage gravitaire avec ETP (mm)	-	-	2,03
Drainage gravitaire <sup>1</sup> (mm)	-	-	5,46
Part détournée du drainage (%)	-	-	96
Contribution de la nappe à l'ET (%)	-	-	14

<sup>1</sup> Le drainage gravitaire correspond au volume d'eau drainé par tarissement gravitaire sur la durée du tarissement influencé par l'évapotranspiration.

\* résultats sensiblement égaux à ceux obtenus avec la fonction  $\Psi_r$  - saturé et non saturé

Les principaux résultats de l'étude des tarissements sont ici exposés.

- Les durées de tarissement sous évapotranspiration augmentent lorsque la nervosité des systèmes diminue. Le rapport des durées est inversement proportionnelle à la racine carrée du rapport des nervosités des systèmes ( $\frac{t_1}{t_2} = \frac{\sqrt{\sigma_2}}{\sqrt{\sigma_1}}$ ) (Tableau 5-7). Ce résultat, obtenu non pas par une résolution de l'équation de Boussinesq mais par une résolution de l'équation de

Richards, démontre le caractère prédictif du travail théorique réalisé à partir de l'équation de Boussinesq.

Remarquons également que la racine carrée du rapport des nervosités des systèmes est inversement proportionnelle au rapport des porosités de drainage (Tableau 5-7). Cette propriété est ici fortuite et vient du fait que la conductivité hydraulique du sol et l'écartement des drains ont été choisis constants dans nos simulations. Dans ce cas, en effet on a :

$$\frac{\sqrt{\sigma_2}}{\sqrt{\sigma_1}} = \frac{\sqrt{K_2 L_1^2 \mu_1^2}}{\sqrt{K_1 L_2^2 \mu_2^2}} = \frac{\mu_1}{\mu_2}$$

Tableau 5-7 : Racine carrée de la nervosité relative des systèmes drainants et inverse de la durée relative des tarissements et des porosités de drainage en présence de transpiration (fonction  $\Psi_r$  avec prélèvements en zones saturée et non saturée). Le système fortement nerveux est pris comme référence.

Nervosité du système	moyenne	faible
(nervosité relative $\sigma$ ) <sup>-1/2</sup>	7,8 ( $\sigma_{forte}/\sigma_{moy}$ ) <sup>1/2</sup>	17,7 ( $\sigma_{forte}/\sigma_{faible}$ ) <sup>1/2</sup>
Durée relative du tarissement (avec fonction $\Psi_r$ )	7,3 ( $t_{moy}/t_{forte}$ )	17,7 ( $t_{faible}/t_{forte}$ )
Porosité de drainage relative	7,8 ( $\mu_{moy}/\mu_{forte}$ )	17,8 ( $\mu_{faible}/\mu_{forte}$ )

- Les parts détournées du drainage gravitaire sont importantes et peu variables d'un cas à l'autre ; elles représentent entre 93 et 96 % des lames drainées. Seule l'évaporation avec le sol peu conducteur ne détourne que 71 %. Il est toutefois à noter que le drainage de la nappe avec évaporation à la surface après t=720 h n'était pas terminé. La surface du sol était à des succions très élevées de 10 000 m mais le flux limite correspondant aux profondeurs de nappe du tarissement était inférieur à 4 mm j<sup>-1</sup> (Figure 5-3). La nappe ne pouvait donc pas satisfaire la demande.
- À l'exception de l'évaporation avec le sol peu conducteur, où la demande potentielle n'est pas satisfaite, la contribution de la nappe à l'évapotranspiration représente toujours de 14 à 16 % de la demande imposée. Cependant même si la contribution de la nappe est peu

variable en proportion de la demande sur la durée de tarissement, elle varie fortement en valeur absolue puisque les durées de tarissement sont variables. Comme les durées de tarissement sont inversement proportionnelles à la racine carrée des nervosités du système, les quantités d'eau évapotranspirée fournies par la nappe sont également inversement proportionnelles à cette nervosité.

- Le mode de prélèvement (dans la nappe ou non) semble avoir peu d'influence sur le comportement du système drainant. On observe en effet, dans le cas du sol intermédiaire et avec la fonction  $\Psi_r$ , que le mode de prélèvements racinaires n'affecte pas la part détournée du drainage gravitaire ni la contribution de la nappe à l'évapotranspiration. La section 5.1.2.2 a déjà montré qu'il y a très peu de différences entre ces deux types de tarissement en terme d'évolution du débit drainé et de hauteur de nappe.
- Une transpiration potentielle imposée avec des variations nycthémérales n'affecte pas la part détournée du drainage gravitaire ni la participation de la nappe à l'évapotranspiration par rapport à une transpiration potentielle constante (sol intermédiaire et fonction  $\alpha$ ). Les volumes d'eau drainés avec des variations nycthémérales sont cependant supérieurs de 10 % à ceux drainés au cours d'une demande constante. Ce fait est expliqué par les redistributions qui ont lieu au cours de la nuit lorsque l'évaporation est nulle et que le drainage gravitaire ne compétitionne plus avec cette évaporation.
- Avec la fonction  $\Psi_r$  et le sol peu conducteur, la distribution de la densité racinaire et la profondeur de racines ne fait pas varier la part détournée du drainage ni la contribution de la nappe à l'évapotranspiration. Avec la densité variable et les racines à 1,3 m de profondeur, le tarissement est plus long qu'avec une densité homogène et des racines profondes. Ce résultat est expliqué par le fait qu'avec les racines peu profondes, plus de prélèvements se font dans la zone non saturée qu'avec les racines profondes (Figure 5-33). Cette participation plus importante de la zone non saturée à la transpiration fait aussi augmenter le volume d'eau évacué par les drains.

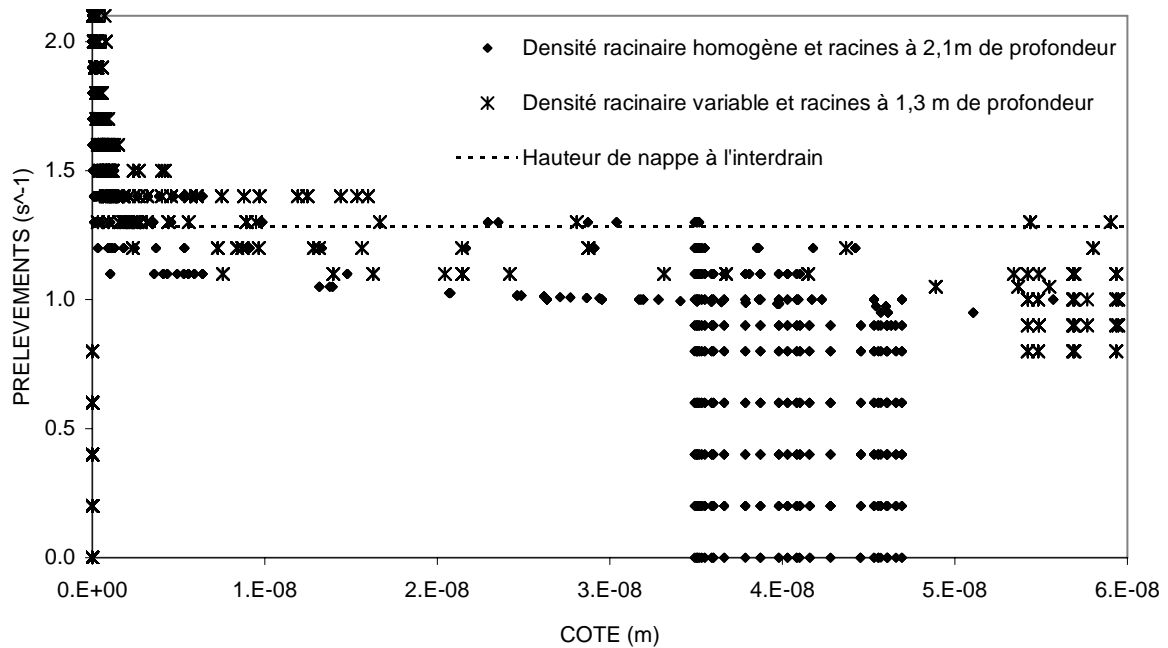


Figure 5-33 : Intensité des prélèvements racinaires à chacun des noeuds du maillage avec la fonction  $\Psi_r$  sur la hauteur du sol peu conducteur avec soit, 1) une densité racinaire homogène et des racines jusqu'à 2,1 m de profondeur, soit 2) une densité racinaire variable et des racines jusqu'à 1,3 m de profondeur. La nappe est à 1,3 m de hauteur à partir du bas du domaine.

### 5.2.3 Conclusion

La prise en compte de l'évapotranspiration dans les relations  $Q(H_n)$  donne un débit au drain, pour la durée totale de tarissement influencé par l'évapotranspiration, inférieur au débit avec tarissement gravitaire. Tenir compte de l'évapotranspiration dans le dimensionnement des réseaux de drainage entraînerait donc une diminution de l'espacement des drains. Pourtant les auteurs ayant introduit la contribution de la nappe à l'évaporation (Skaggs, 1975 ; Pandey et Gupta, 1990 ; Gupta et al., 1993 ; Wenyan et al., 1994) ont conclu que l'écartement des drains peut, en général, être augmenté de 20 à 90 % ; cette augmentation de l'écartement entraîne une diminution des débits évacués par le réseau et donc une diminution du lessivage des sels. Leur approche est basée sur les hauteurs de nappe plutôt que sur les débits au drain.

Pour aller plus loin, il faudrait se placer dans des conditions plus réalistes de terrain en simulant des pratiques réelles d'irrigation de manière à déterminer sur des séquences plus réalistes quelle part du drainage gravitaire est détournée par l'évapotranspiration pour différents systèmes et

différents types de sols. Avec une approche basée sur les débits de drainage, on peut se demander si un réseau de drainage surdimensionné n'induirait pas des pertes d'eau trop importantes et ainsi générer des stress dus à des manques d'eau entre deux irrigations.





## Conclusion générale

Les réactions des plantes à l'engorgement des sols sont très variables. Dans ces conditions, l'eau est facilement disponible pour la plante à moindre coût énergétique mais la faible concentration d'oxygène nécessaire à sa respiration racinaire peut ne pas être suffisante pour satisfaire ses besoins. Certaines espèces végétales peuvent toutefois adapter leur métabolisme pour survivre dans ces conditions.

Pour rendre compte du comportement des plantes en présence d'une nappe superficielle ainsi que des conséquences sur la dynamique d'une nappe drainée, notre travail s'est situé à deux niveaux d'échelle spatiales : à l'échelle du système racinaire et à l'échelle du système drainant. À ces deux échelles, nous avons voulu réaliser une confrontation modèle-expérience. Deux fonctions puits racinaires couplées à l'équation de Richards ont été comparées. La *fonction  $\alpha$*  pondère la transpiration potentielle en fonction de la succion de l'eau dans le sol et de la densité racinaire ; elle était pré-programmée dans le logiciel commercial Hydrus 2D (Simunek et al., 1996), dont nous n'avons pas modifié le code. La *fonction  $\Psi_r$*  optimise un potentiel racinaire ( $\Psi_r$ ) et a été intégrée et adaptée dans le logiciel SIC (Breitkopf et Touzot, 1992) ; avec cette fonction, les prélèvements sont proportionnels à la différence de succion au niveau du sol et des racines, à la conductivité hydraulique du sol et à la densité racinaire. Hydrus 2D et SIC résolvent l'équation de Richards par la méthode de Galerkin aux éléments finis.

À l'échelle du système racinaire nous avons comme objectif de déterminer la contribution d'une nappe superficielle à la transpiration de la canne à sucre de variété CP 66-345 cultivée au Maroc (région du Gharb). Le suivi de la transpiration de la canne en laboratoire a montré que malgré les remontées successives de la nappe de 70 cm de profondeur jusqu'à la surface du sol, sur une période totale de 76 jours, la transpiration de la canne n'a pas diminué (Chapitre 1). Cette variété de canne n'est pas reconnue comme adaptée à des conditions d'engorgement du sol (Miller, 1999, communication personnelle). Il ne nous a cependant pas été possible de vérifier si certaines adaptations morphologiques et/ou métaboliques avaient eu lieu.

Les prédictions de la distribution des prélèvements racinaires de la canne à sucre développée en laboratoire par les deux fonctions puits ont été comparées (Chapitre 4). Elles ont montré que la canne prélève l'eau principalement dans la nappe. La *fonction  $\alpha$*  n'a fourni des résultats corrects qu'après modification de sa distribution de densité racinaire (racines dans la nappe seulement) et de la variable  $\alpha$  (aucune diminution des prélèvements en conditions saturées). Comme avec cette fonction la conductivité hydraulique n'est pas prise en compte explicitement, la densité racinaire y a un poids important : avec la densité racinaire expérimentale, la *fonction  $\alpha$*  a entraîné trop de prélèvements en zone non saturée et l'assèchement progressif de cette zone, ce qui n'était pas observé expérimentalement. Avec la *fonction  $\Psi_r$* , la densité racinaire expérimentale, plus élevée à la surface du sol, n'a pas compensé la diminution de conductivité hydraulique. Cette fonction a donc simulé des pressions stables dans la zone non saturée et des prélèvements principalement situés dans la nappe, conformément à la réalité expérimentale. Ainsi dans le cas où une plante peut prélever de l'eau dans une nappe, la *fonction  $\Psi_r$*  est mieux adaptée pour représenter le profil de distribution des prélèvements que la *fonction  $\alpha$*  puisqu'elle permet une compensation des prélèvements pour une zone racinaire en conditions de stress.

À l'échelle du système drainant, notre objectif était de tenir compte de l'influence de la transpiration sur le fonctionnement hydraulique du drainage. Des suivis de flux de sève, d'état hydrique du sol, de hauteur de nappe et de débit de drainage et d'irrigation ont été réalisés sur une station expérimentale située dans la région du Gharb au Maroc. Cette station était entièrement sous culture de canne à sucre, de variété identique à celle étudiée en laboratoire. Les mesures recueillies devaient nous permettre de valider le modèle de Richards couplé aux deux fonctions de prélèvements racinaires. Le système drainé étudié n'a cependant pas présenté de nappe classique, ce qui ne nous a pas permis d'utiliser nos données pour la validation des modèles. Cette expérimentation nous a tout de même permis un apport d'ordre méthodologique concernant la détermination de la transpiration d'un couvert *in situ* à l'aide de mesures de flux de sève. La transpiration de 15 tiges de canne à sucre (sur un peu moins de 200 000 tiges au total) a été suivie sur la station expérimentale de Souk Tlet, dans la plaine du Gharb au Maroc, au cours de deux cycles irrigation-tarissement de nappe. Les tiges instrumentées ont été choisies en fonction, entre autre, de leur diamètre afin de représenter tous les niveaux de développement de la parcelle. La moitié des tiges était située au niveau du drain et l'autre à l'interdrain afin d'observer d'éventuelles différences de transpiration selon l'état hydrique du sol. Une estimation des incertitudes du volume de sève transpiré sur une journée par tige a montré qu'il est

raisonnable d'utiliser ces mesures pour la détermination de la transpiration des tiges individuelles puisque les incertitudes sont d'un ordre de grandeur acceptable.

Plusieurs méthodologies, reliant les données individuelles de flux de sève à une caractéristique morphologique des plantes, ont été employées pour extrapoler les flux de sève à l'échelle de l'ensemble du couvert. Les transpirations du couvert déterminées à l'aide de ces méthodes ont été comparées à l'évapotranspiration potentielle du couvert calculée à partir de mesures météorologiques. Cependant *toutes les méthodes ont surestimé la transpiration du couvert de 30 à 75 % en moyenne sur une période de 10 jours*. Les principales causes de surestimation de la transpiration du couvert ont été analysées en examinant les différentes incertitudes des méthodes mises en œuvre. Cette analyse a montré qu'il est difficile de déterminer la transpiration d'un couvert *in situ* à partir de mesures de flux de sève de quelques tiges. Les flux de sève ont cependant révélé une cohérence générale avec les données météorologiques. Ils nous ont ainsi confirmé les résultats obtenus en laboratoire montrant que la transpiration de la canne à sucre n'est pas affectée par les conditions d'engorgement du sol. En effet, lors des périodes de nette différenciation des conditions hydriques entre le drain et l'interdrain, aucune différence de flux de sève n'a été observée.

Le fonctionnement des deux fonctions puits racinaires  $\Psi_r$  et  $\alpha$  a ensuite été étudié dans le cas d'une nappe se tarissant sous l'effet conjugué d'un système de drainage gravitaire souterrain et de la transpiration. Les résultats ont été étudiés en terme d'évolution des débits au drain et des hauteurs de nappe au cours du temps et de relation entre ces deux variables. La sensibilité du tarissement des nappes à la conductivité hydraulique du sol, au comportement de la plante (qui prélève dans la nappe ou non), à l'évolution temporelle de la demande climatique (constante ou variable) et à la distribution des racines a été analysée.

La conductivité hydraulique non saturée du sol joue fortement sur les vitesses de redistribution des pressions de l'eau du sol et semble ainsi être un critère important afin de déterminer la sensibilité du tarissement au type de fonction puits utilisé et aux conditions d'application de cette fonction. En effet, le sol le plus conducteur en zone non saturée étudié dans ce travail a montré des différences non significatives d'évolution du débit au drain et de hauteur de la nappe entre les deux fonctions puits alors que les différences étaient plus importantes avec le sol peu conducteur. Les deux fonctions n'entraînent toutefois pas de différences fondamentales sur le

fonctionnement du drainage et ainsi l'une ou l'autre peut être utilisée à l'échelle du système drainant dans le cas où les plantes prélèvent de l'eau dans la nappe. En effet, dans les conditions où la plante ne prélève pas dans la nappe, la *fonction*  $\alpha$  ne compense pas pour la zone en conditions de stress et la transpiration potentielle n'est jamais atteinte, ce qui est une situation aberrante.

Les relations entre débit drainé et hauteur de nappe à l'interdrain ( $Q(H_n)$ ) de certaines de nos simulations ont été comparées à celles obtenues par une approche dite "saturée" du fonctionnement du drainage tenant compte de la contribution au débit du tarissement gravitaire, de l'évapotranspiration et des variations de stocks d'eau dues aux changements de forme de nappe. En conditions de tarissement influencé par l'évapotranspiration, les relations  $Q(H_n)$  sont différentes de celles du drainage purement gravitaire qui sont classiquement utilisées dans la conception du drainage.

De plus, les relations  $Q(H_n)$  obtenues semblent pouvoir être correctement expliquées par l'approche "saturée". Cette validation des théories saturées développées par Lesaffre (1989) et Bouarfa et Zimmer (2000) permet une analyse plus fine du comportement du réseaux en présence d'évapotranspiration. Ces résultats indiquent que le dimensionnement des réseaux de drainage des périmètres irrigués devrait tenir compte de l'évapotranspiration qui modifie significativement les débits au drain et la capacité de lessivage des sels.

Pour chacune des simulations réalisées, la contribution des nappes à l'évapotranspiration dans un système drainant, définie comme la quantité d'eau détournée de l'écoulement strictement gravitaire observé en phase de tarissement en l'absence d'évapotranspiration, a été estimée. Rapportée à la demande climatique sur la durée de tarissement, cette contribution représente une proportion peu variable de l'ordre de 15 % de cette demande. Les durées de tarissement sont cependant différentes d'un système à l'autre et ainsi la contribution des nappes est variable en valeur absolue. Ces durées de tarissement sont inversement proportionnelles à la racine carrée d'un paramètre nommé par Bouarfa et Zimmer (2000) "nervosité du système" et ainsi, les quantités d'eau évapotranspirée fournies par la nappe (tel que définies ci-dessus) au cours d'un tarissement influencé sont également inversement proportionnelles à cette nervosité. Cette propriété mériterait d'être étudiée dans le cas d'un fonctionnement plus proche de la réalité des périmètres irrigués.

Notre travail confirme enfin que le comportement d'une variété à l'autre peut être très variable en réponse à l'engorgement du sol. Ces comportements doivent en conséquence être étudiés au cas par cas et les capteurs de flux de sève pour le suivi de la transpiration d'une tige prise individuellement se révèlent être un outil intéressant. Le choix d'une fonction puis racinaire pour rendre compte des réactions observées doit se faire principalement selon le type de comportement physiologique de la plante. La *fonction*  $\Psi_r$  s'est révélée particulièrement bien adaptée pour rendre compte des réactions des plantes prélevant de l'eau dans la nappe. Cette fonction est plus flexible que la *fonction*  $\alpha$  qui, dans certains cas, doit être fortement, voire artificiellement, modifiée pour bien représenter le profil de distribution des prélèvements racinaires.

L'estimation de l'incertitude sur le volume journalier de sève transpirée par la canne à sucre a montré que les incertitudes relatives les plus élevées concernent les faibles débits de sève, que ce soit les débits nocturnes ou ceux des petites tiges. À la lumière de ce calcul, il serait peut-être possible d'améliorer la technique de mesure des flux de sève en ajustant, par exemple, de façon plus optimale l'alimentation des capteurs afin de diminuer les pertes d'énergie.

L'estimation de l'incertitude sur le volume journalier de sève transpirée a aussi confirmé que les mesures de flux de sève peuvent raisonnablement être utilisées pour la détermination de la transpiration d'un couvert. Nos extrapolations des mesures individuelles de flux à la transpiration du couvert n'ont cependant pas été concluantes. Il serait ainsi intéressant d'estimer l'incertitude de chacune des méthodes d'extrapolation afin de s'assurer que ces incertitudes sont d'un ordre de grandeur satisfaisant.

La comparaison du fonctionnement des fonctions  $\alpha$  et  $\Psi_r$  a montré que la fonction  $\Psi_r$  est mieux adaptée pour représenter les distributions des prélèvements des plantes prélevant dans les nappes. Le fonctionnement de ces deux fonctions puits mériterait cependant d'être étudié et validé à l'aide de mesures provenant de plantes ayant des comportements hydrophobes. Dans ces conditions, la fonction  $\alpha$  présenterait peut-être des profils de prélèvements acceptables sans avoir à être modifiée.

De plus dans notre travail, le fonctionnement des deux fonctions n'a pas été étudié dans des conditions de désaturation importantes du sol. Une attention particulièrement devrait être éventuellement portée sur la représentation de la valeur supérieure limite accordée au  $\Psi_r$ . Des tests préliminaires ont montré qu'avec une valeur de 150 m, proposée par Neuman et al. (1975) et devant correspondre à la succion racinaire du point de flétrissement (pF=4,2), les prélèvements racinaires pouvaient être réduits par rapport à la transpiration potentielle à des succion relativement faible de l'eau dans le sol. La valeur de  $\Psi_r$  dans le modèle ne correspond en fait peut-être pas à la succion racinaire réelle.







*La résignation est un suicide quotidien*



## Références bibliographiques

- Adoeye, K.B. et S.T. Rawlins. 1981. A split-root technique for measuring root water potential. *Plant Physiol.* 68: 44-47.
- Ahmad, N. et R.S. Kanwar. 1991. Effect of different moisture stress levels on corn growth in field lysimeters. *Transactions of the ASAE* 34(5): 1991-1996.
- Ahmad, N., R.S. Kanwar, T.C. Kaspar et T.B. Bailey. 1992. Effect of soil surface submergence and a water table on vegetative growth and nutrient uptake of corn. *Transactions of the ASAE* 65(4): 1172-1176.
- Alaerts, M., M. Badji et J. Feyen. 1985. Comparing the performance of root water uptake models. *Soil Science* 139(4): 289-296.
- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes et M. Smith. 1998. *Crop evapotranspiration. Irrigation and Drainage Paper no. 56, Rome, Italy, 300pp.*
- Allen, R.G., M. Smith, W.O. Pruitt et L.S. Pereira. 1996. Modifications to the FAO crop coefficient approach. In: *Actes de la Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, San Antonio, Texas, C.R. Camp, E.J. Sadler et R.E. Yoder (Eds), American Society of Agricultural Engineers, pp. 124-132.*
- Allen, S.J. et V.L. Grime. 1995. Measurements of transpiration from savannah shrubs using sap flow gauges. *Agricultural and Forest Meteorology* 75: 23-41.
- Allison, R.V. 1929. The Everglades experiment station. Florida Agricultural Experiment Station. *Annual Report*: 85-96.
- Allmaras, R.R., W.W. Nelson et W.B. Voorhees. 1975. Soybean and corn rooting in Southwestern Minnesota : II. Root distributions and related water inflow. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39(4): 771-777.
- Anaya, M.G. et L.H. Stolzy. 1972. Wheat response to different soil water aeration conditions. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 36: 485-489.
- Andrews, R.E. et E.I. Newman. 1969. Resistance to water flow in soil and plant. III. Evidence from experiments with wheat. *New Phytol.* 68: 1051-1058.
- Arya, L.M., G.R. Blake et D.A. Farrell. 1975. A field study of soil water depletion patterns in presence of growing soybean roots : III. Rooting characteristics and root extraction of soil water. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 39: 437-444.

- Aston, M.J.e.D.W.L. 1979. The relationship between transpiration, root water uptake and leaf water potential. *J. exp. Bot.* 30(114): 169-181.
- Averianov, S. 1956. Seepage from irrigation canals and its influence on regime of ground water-table. In: *Influence of Irrigation Systems on Regime of Ground Water*, A.P. USSR (Ed), pp. 140-151.
- Baker, J.M. et C.H.M.v. Bavel. 1987. Measurement of mass flow of water in the stems of herbaceous plants. *Plant, Cell and Environment* 10: 777-782.
- Baker, J.M. et J.L. Nieber. 1989. An analysis of the steady-state heat balance method for measuring sap flow in plants. *Agric. and Forest Meteorol.* 48: 93-109.
- Baker, R. et C.H.M.V. Bavel. 1986. Resistance of plant roots to water loss. *Agron. J.* 78: 641-644.
- Bariac, T. et al. 1994. Evapotranspiration réelle et bilans isotopiques de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère. In: *Actes de la Ecosystème et changements globaux*, Dourdan, France, INRA (Ed), les Dossiers de l'Environnement 8, pp. 9-29.
- Belford, R.K. 1981. Response of winter wheat to prolonged waterlogging under outdoor conditions. *J. Agric. Sci. Camb.* 97: 557-568.
- Belgrand, M. 1983. Comportement de jeunes plants feuillus (chêne pédonculé, chêne rouge, chêne sessile et hêtre) sur substrat ennoyé. Adaptations racinaires. Application à la mise en valeur forestière des pseudogley, Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris, 188 pp.
- Belmans, C., J.G. Wesseling et R.A. Feddes. 1983. Simulation model of the water balance of a cropped soil : SWATRE. *J. Hydrol.* 63: 271-286.
- Blizzard, W.E. et J.S. Boyer. 1980. Comparative resistance of the soil and the plant to water transport. *Plant Physiol.* 66: 809-814.
- Bouarfa, S. 1995. Drainage en périmètre irrigué - Prise en compte de l'évaporation dans la modélisation saturée du drainage, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 253 pp.
- Bouarfa, S., A. Hammani, A. Baqri, C. Chaumont et B. Drouri. 1998. Synthèse des résultats acquis sur la station expérimentale du Gharb. In: *Actes de la Drainage de la plaine du Gharb*, Kénitra, E.M. Atif, A. Taky, A. Hammani et S. Bouarfa (Eds), pp. 73-88.
- Bouarfa, S. et D. Zimmer. 1996. Drainage design for salinity control in irrigated lands. Review and analysis of current approaches. In: *Actes de la Mediterranean colloquium on protected cultivation*, Agadir, Irrigation network: unconventional water resources practices and management. (UWRM), CIHEAM/IAM BARI, 6-9 Octobre. A7.1-A7.17, pp. .

- Bouarfa, S. et D. Zimmer. 2000. Water-table shapes and drain flow rates in shallow drainage systems. *J. of Hydrology* 235: 264-275.
- Box, J.E. 1986. Winter wheat grain yield responses to soil oxygen diffusion rates. *Crop Science* 26: 355-361.
- Boyer, J.S. 1969. Free energy transfer in plants. *Science* 163: 1219-1220.
- Breitkopf, P. et G. Touzot. 1992. Architecture des logiciels et langages de modélisation. *Revue européenne des éléments finis* 1(3): 333-368.
- Briggs, L.J. 1897. The mechanics of soil moisture. U. S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull. 10.
- Briggs, L.J. et J.W. McLane. 1907. The moisture equivalent of soils. U. S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull. 45.
- Briggs, L.J. et H.L. Shantz. 1912. The wilting coefficient for different plants and its indirect determination. U. S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull. 230.
- Buckingham, E. 1907. Studies on the movement of soil moisture. U. S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull. 38.
- Cannell, R.Q., R.K. Belford, P.S. Blackwell, G. Govi et R.J. Thomson. 1985. Effects of waterlogging on soil aeration and root and shoot growth and yield of winter oats. *Plant and Soil* 85: 361-373.
- Cannell, R.Q., R.K. Belford, K. Gales, C.W. Dennis et R.D. Prew. 1980. Effects of waterlogging at different stages of development on the growth and yield of winter wheat. *J. Sci. Food Agric.* 31: 117-132.
- Carter, C.D., J. L. Fouss et V. McDaniel. 1988. Water management increases sugarcane yield. *Transactions of the ASAE* 31(2): 503-507.
- Carter, C.E. et C. Camp. 1995. Drain spacing effects on water table control and cane sugar yields. *Transactions of the ASAE* 37(5): 1509-1513.
- Carter, C.E. et J.M. Floyd. 1973. Subsurface drainage and irrigation for sugarcane. *Transactions of the ASAE* 16(2): 279-281.
- Cavazza, L. et P.R. Pisa. 1988. Effect of watertable depth and waterlogging on crop yield. *Agric. Water Manag.* 14: 29-34.
- Cermak, J. et J. Kucera. 1990. Scaling up transpiration data between trees, stands and watersheds. *Silva Carelica* 15: 101-120.
- Clothier, B.E., K.L. Clawson, P.J.Pinter Jr., M.S. Moran, R.J. Reginato et R.D. Jackson. 1986. Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa. *Agricultural and Forest Meteorology* 37: 319-329.

- Couchat, P., J.F. Bois et M. Puard. 1993. Rice responses to environmental conditions. *Agronomy* 1: 73-85.
- Cowan, I.R. 1965. Transport of water in the soil-plant-atmosphere system. *J. Appl. Ecol.* 2: 221-239.
- Cowan, I.R. 1965. Transport of water in the soil-plant-atmosphere system. *J. Appl. Ecol.* 2: 221-239.
- Crawford, R.M.M. Physiological responses to flooding. 1980. In: *Physiological Plant Ecology II*, O.L. Lange, P.S. Nobel, C.B. Osmond et H. Ziegler (Eds). Springer-Verlag, New York, 12B, pp. 453-477.
- Darcy, H. 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Dalmont, Paris.
- Davies, M.S. et G.C. Hillman. 1988. Effects of soil flooding on growth and grain yield of populations of tetraploid and hexaploid species of wheat. *Annals of Botany* 62: 597-604.
- De Willigen, P. et M.van Noordwijk. 1989. Model calculations on the relative importance of internal longitudinal diffusion for aeration of roots of non-wetland plants. *Plant and Soil* 113: 111-119.
- Dhatt, G. et G. Touzot. 1984. *Une présentation de la méthode des éléments finis*, Paris, 543pp.
- Doorenbos, J. et A.H. Kassam. 1980. Réponse des rendements à l'eau. *Bulletin FAO d'Irrigation et de Drainage* No. 33, Rome, Italie, 144pp.
- Doorenbos, J. et W.O. Pruitt. 1975. Les besoins en eau des cultures. *Irrigation and Drainage Paper* No. 24 (rev.), Rome, Italy, 144pp.
- Doorenbos, J. et W.O. Pruitt. 1975. Les besoins en eau des cultures. *Bulletin d'Irrigation et de Drainage*, Rome, 24, 198pp.
- Drew, M.C. 1983. Plant injury and adaptation to oxygen deficiency in the root environment : a review. *Plant and Soil* 75: 179-799.
- Drew, M.C. 1997. Oxygen deficiency and root metabolism : Injury and acclimation under hypoxia and anoxia. *Annu. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol.* 48: 223-250.
- Dugas, W.A. 1990. Comparative measurement of stem flow and transpiration in cotton. *Theor. Appl. Climatol.* 42: 215-221.
- Dugas, W.A. 1990. Sap flow in stems. *Remote Sensing Reviews* 5(1): 225-235.
- Duthion, C. et M. Mingeau. 1976. Les réactions des plantes aux excès d'eau et leurs conséquences. *Ann. agron.* 27(2): 221-246.
- Eavis, B.W. 1971. Effects of flooding on sugarcane growth. 2. Benefit during subsequent drought. In: *Actes de la Proceedings of the International Society of Sugarcane*

- Technologists, 14e Congrès, New Orleans, Louisiana, M.T. Henderson (Ed), The executive committee of the I. S. S. C. T., pp. 715-721.
- Ehlers, W., K. Grimme, K. Baeumer, R. Stulpnagel, U. Kopke et W. Bohm. 1981. Flow resistance in soil and plant during field growth of oats. *Geoderma* 25: 1-12.
- Escolar, R.P. et W.F. Allison. 1976. Effect of water table depth on the yield of seven sugarcane varieties in Puerto Rico. *J. Agr. Univ. Puerto Rico* 60: 228-237.
- Escolar, R.P., W.F. Allison et J.J. Juarez. 1971. The effect of water table depth on the yield of sugarcane. In: *Actes de la Proceedings of the International Society of Sugarcane Technologists, 14e Congrès, New Orleans, Louisiana, M.T. Henderson (Ed), The executive committee of the I. S. S. C. T., , pp. 722-726.*
- Faiz, S.M.A. et P.E. Weatherley. 1977. The location of the resistance to water movement in the soil supplying the roots of transpiring plants. *New Phytol.* 78: 337-347.
- Fauconnier, R. 1991. *La canne à sucre, Le Technicien d'Agriculture Tropicale*, Paris, 165pp.
- Feddes, R.A. 1985. Crop water use and dry matter production : state of the art. In: *Les besoins en eau des cultures*, Paris, INRA (Ed), pp. 221-234.
- Feddes, R.A., E. Bresler et S.P. Neuman. 1974. Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems. *Water Resour. Res.* 10(6): 1199-1206.
- Feddes, R.A., P. Kabat, P.J.T. van Bakel, J.J.B. Bronswijk et J. Halbertsma. 1988. Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone - state of the art. *J. Hydrol.* 100: 69-111.
- Feddes, R.A., P. Kowalik, K. Kolinska-Malinka et H. Zaradny. 1976. Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependent root extraction function. *J. Hydrol.* 31: 13-26.
- Feddes, R.A., P. Kowalik, S.P. Neuman et E. Bresler. 1976. Finite difference and finite element simulation of field water uptake by plants. *Institute for Land and Water Management - Technical Bulletin* 94: 81-98.
- Feddes, R.A., P.J. Kowalik et H. Zaradny. 1978. *Simulation of field water use and crop yield*, Wageningen, 189pp.
- Feddes, R.A., S.P. Neuman et E. Bresler. 1975. Finite element analysis of two-dimensional flow in soils considering water uptake by roots : II. Field applications. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 39: 231-237.
- Feddes, R.A. et P.E. Rijtema. 1972. Water withdrawal by plant roots. *J. of Hydrology* 17: 33-59.
- Federer, C.A. 1979. A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water. *Water Resour. Res.* 15(3): 555-562.



- Fipps, G. et R.W. Skaggs. 1991. Simple methods for predicting flow to drains. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 117(6): 881-896.
- Fiscus, E.L. 1972. *In Situ* measurement of root-water potential. *Plant Physiol.* 50: 191-193.
- Fiscus, E.L. 1975. The interaction between osmotic and pressure induced water flow in plant roots. *Plant Physiol.* 55: 917-922.
- 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.
- 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.
- Gardner, W.R. 1960. Dynamic aspects of water availability to plants. *Soil Science* 89(2): 63-73.
- Gardner, W.R. 1964. Relation of root distribution to water uptake and availability. *Agron. J.* 56: 41-45.
- Gardner, W.R. et C.F. Ehlig. 1962. Some observations on the movement of water to plant roots. *Agron. J.*: 453-456.
- Gascho, G.J. et S.F. Shih. 1979. Varietal response of sugarcane to water table depth 1. Lysimeter performance and plant response. *Soil and Crop Science Society of Florida, Proceedings* 38: 23-27.
- Gerdes, G., B.E. Allison et L.S. Pereira. 1994. Overestimation of soybean crop transpiration by sap flow measurements under field conditions in Central Portugal. *Irrig. Sci.* 14: 135-139.
- Globus, A.M. et G.W. Gee. 1995. Method to estimate water diffusivity and hydraulic conductivity of moderately dry soil. *Sci. Soc. Am. J.* 59: 684-689.
- Gosnell, J.M. 1973. Some effects of a water table level on the growth of sugar cane. *Int. Sugar Journal* 75: 135-139.
- Groot, A. et K.M. King. 1992. Measurement of sap flow by the heat balance method : numerical analysis and application to coniferous seedlings. *Agric. For. Meteorol.* 49: 289-308.
- Gupta, R. et R.L. Yadav. 1997. Effect of water table depths on evapotranspiration, water use efficiency, yield and quality of sugarcane. *Bharatiya Sugar* Septembre: 21-31.
- Gupta, S.K., R.K. Singh et R.S. Pandey. 1993. Ground water table behavior in subsurface drained land in presence of evapotranspiration. In: *Actes de la Workshop on Subsurface Drainage Simulation Models- 15th Congress on Irrigation and Drainage, The Hague, ICID-CIID (Ed), Cemagref, , pp. 69-78.*
- Guyot, G. 1997. *Climatologie de l'environnement. De la plante aux écosystèmes, 505pp.*

- Ham, J.M. et J.L. Heilman. 1990. Dynamics of a heat balance stem flow gauge during high flow. *Agron. J* 82: 147-152.
- Ham, J.M., J.L. Heilman et R.J. Lascano. 1990. Determination of soil water evaporation and transpiration from energy balance and stem flow measurements. *Agric. For. Meteorol.* 52: 287-301.
- Hatfield, J.L. et R.G. Allen. 1996. Evapotranspiration estimates under deficient water supplies. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 122(5): 301-308.
- Hatton, T.J. et H.-I. Wu. 1995. Scaling theory to extrapolate individual tree water use to stand water use. *Hydrological Processes* 9: 527-540.
- Heilman, J.L. et C.L. Brittin. 1989. Fetch requirements for Bowen ratio measurements of latent and sensible heat fluxes. *Agric. For. Meteorol.* 44: 261-273.
- Herkelrath, W.N., E.E. Miller et W.R. Gardner. 1977. Water uptake by plants : I. Divided root experiments. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 41: 1033-1038.
- Herkelrath, W.N., E.E. Miller et W.R. Gardner. 1977. Water uptake by plants : II. The root contact model. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 41: 1039-1043.
- Hillel, D., C.G.E.M.van Beek et H. Talpaz. 1975. A microscopic-scale model of soil water uptake and salt movement to plant roots. *Soil Sci.* 120(5): 385-399.
- Hillel, D., H. Talpaz et H.van Keulen. 1976. A macroscopic-scale model of water uptake by a nonuniform root system and of water and salt movement in the soil profile. *Soil Sci.* 121(4): 242-255.
- Hodgson, D.R., G.M. Whiteley et A.E. Bradnam. 1989. Effects of waterlogging in the spring on soil conditions and the growth and yield of spring barley in three cultivation systems. *J. Agric. Sci. Camb.* 112: 265-276.
- Homaee, M. 1999. Root water uptake under non-uniform transient salinity and water stress, Wageningen Agricultural University, Wageningen, 173 pp.
- Hoogland, J.C. et C. Belmans. 1981. Root water uptake model depending on soil water pressure head and maximum extraction rate. *Acta Horticulturae* 119: 123-136.
- Itier, B. et Y. Brunet. 1996. Recent developments and present trends in evaporation research: A partial survey. In: *Evapotranspiration and Irrigation Scheduling*, San Antonio, Texas, C.R. Camp, E.J. Sadler et R.E. Yoder (Eds), American Society of Agricultural Engineers, , pp. 1-20.
- Jones, H.G. 1992. *Plants and microclimate - A quantitative approach to environmental plant physiology*, Press Syndicate of the University of Cambridge, Cambridge, 428pp.

- Jones, H.G. 1992. Plants and microclimate. A quantitative approach to environmental plant physiology, Press Syndicate of the University of Cambridge, Cambridge, 428pp.
- Juang, T.C. et G. Uehara. 1971. Effects of ground-water table and soil compaction on nutrient element uptake and growth of sugarcane. In: Actes de la Proceedings of the International Society of Sugarcane Technologists, 14th Congress, New Orleans, Louisiana, M.T. Henderson (Ed), The executive committee of the I. S. S. C. T., , pp. 679-687.
- Kanwar, R.S., J.L. Baker et S. Mukhtar. 1988. Excessive soil water effects at various stages of development on the growth and yield of corn. *Am. Soc. Agric. Eng.* 31(1): 133-141.
- Katerji, N., F. Daudet et C. Valancogne. 1984. Contribution des réserves profondes du sol au bilan hydrique des cultures. Détermination et importance. *Agronomie* 4(8): 779-787.
- Katerji, N., M. Hallaire et R. Durand. 1984. Transfert hydrique dans le végétal. III. Simulation de l'influence des paramètres du couvert sur l'évolution diurne du potentiel hydrique foliaire. *Acta Oecologia / Oecologia Plantarium* 15(2): 107-117.
- Katerji, N., M. Hallaire, A. Perrier et R. Durand. 1983. Transfert hydrique dans le végétal. I. Modélisation à l'échelle du couvert végétal en conditions naturelles. *Acta Oecologia / Oecologia Plantarium* 4(1): 11-26.
- Kohl, R.A. et J.J. Kolar. 1976. Soil water uptake by alfalfa. *Agron. J.* 68: 536-538.
- Lafolie, F. 1991. Modelling water flow, nitrogen transport and root uptake including physical non-equilibrium and optimization of the root water potential. *Fertilizer Research* 27: 215-231.
- LeCroy, W.C. et J.R. Orsenigo. 1964. Sugarcane culture in the Florida Everglades. *Soil and Crop Sci. Fla. Proc.* 24: 436-440.
- Lemon, E.R. et C.L. Wiegand. 1961. Soil aeration and plant root relations. II. Root respiration. *Agron. J.*: 171-175.
- Lennoz-Gratin, C. et K. Zaidi. 1987. Hydraulique au voisinage du drain. *Etudes du Cemagref* 2: 1-139.
- Lesaffre, B. 1989. Fonctionnement hydrologique et hydraulique du drainage souterrain des sols temporairement engorgés: débits de pointe et modèle SIDRA., Université Paris VI, Paris, 334 pp.
- Lesaffre, B. et D. Zimmer. 1987. Régime hydrique d'un sol drainé: comparaison des phases de débits de pointe et de tarissement. *Science du sol* 25(4): 217-229.

- Letey, J., O.R. Lunt, L.H. Stolzy et T.E. Szuszkiewicz. 1961. Plant growth, water use and nutritional response to rhizosphere differentials of oxygen concentration. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 25: 183-186.
- Letey, J., L.H. Stolzy, G.B. Blank et O.R. Lunt. 1961. Effects of temperature on oxygen diffusion rates and subsequent shoot growth, root growth and mineral content of two plant species. *Soil Sci.* 92: 314-321.
- Lösch, R. 1993. Plant water relations. *Progress in Botany* 54: 102-133.
- Mahey, R.K., J. Feyen et G. Wyseure. 1984. A numerical analysis of irrigation treatments of barley with respect to drainage losses and crop response. *Transaction of the ASAE* 27(6): 1805-1810.
- Meyer, W.S. et H.D. Barrs. 1988. Response of wheat to single, short-term waterlogging during and after stem elongation. *Aust. J. Agric. Res.* 39: 11-20.
- Mingeau, M. 1977. Porosité racinaire et tolérance à l'engorgement. *Ann. Agron.* 28(2): 171-186.
- Molz, F.J. 1971. Interaction of water uptake and root distribution. *Agron. J.* 63: 608-610.
- Molz, F.J. 1975. Potential distributions in the soil-root system. *Agronomy Journal* 67: 726-729.
- Molz, F.J. 1981. Models of water transport in the soil-plant system : a review. *Water Resour. Res.* 17(5): 1245-1260.
- Molz, F.J. et I. Remson. 1970. Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. *Water Resources Research* 6(5): 1346-1356.
- Molz, F.J. et I. Remson. 1971. Application of an extraction-term model to the study of moisture flow to plant roots. *Agron. J.* 63: 72-77.
- Morard, P. et J. Silvestre. 1996. Plant injury due to oxygen deficiency in the root environment of soilless culture : a review. *Plant and Soil* 184: 243-254.
- Mualem, Y. 1986. Hydraulic conductivity of unsaturated soils: prediction and formulas. In: *Methods of Soil Analysis: Part 1 - Physical and Mineralogical Methods*, Agronomy Monograph n°9, . .
- Mukhtar, S., J.L. Baker et R.S. Kanwar. 1990. Corn growth as affected by excess soil water. *Transactions fo the ASAE* 33(2): 437-442.
- Musters, P.A.D. et W. Bouten. 2000. A method for identifying strategies of measuring soil water contents for calibrating a root water uptake model. *Journal of Hydrology* 227: 273-286.
- Negi, O.P., S.P. Naithani et S. Podar. 1971. Root studies of outstanding sugarcane varieties of Bihar, India. In: *Actes de la Proceedings of the International Society of Sugarcane*

- Technologists, 14th Congress, New Orleans, Louisiana, M.T. Henderson (Ed), The executive committee of the I. S. S. C. T., pp. 733-738.
- Neuman, S.P., R.A. Feddes et E. Bresler. 1975. Finite element analysis of two-dimensional flow in soils considering water uptake by roots : I. Theory. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 39(39): 224-230.
- Newman, E.I. 1969. Resistance to water flow in soil and plant. I. Soil resistance in relation to amounts of root : theoretical estimates. *J. Appli. Ecol.* 6: 1-12.
- Newman, E.I. 1969. Resistance to water flow in soil and plant. II. A review of experimental evidence on the rievidence on the rhizosphere resistance. *J. Appli. Ecol.* 6: 261-272.
- Newman, E.I. 1974. Root-soil water relations. In: *The Plant Root and Its Environment*, E.W. Carson (Ed). University Press of Virginia, Charlottesville, pp. 363-440.
- Nimah, M.N. et R.J. Hanks. 1973. Model for estimating soil water, plant and atmosphere interrelations : I. Description and sensitivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 37: 522-527.
- Nimah, M.N. et R.J. Hanks. 1973. Model for estimating soil water, plant and atmosphere interrelations : II. Field test of model. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 37: 528-532.
- Organisation Internationale de Normalisation. 1995. Guide pour l'expression de l'incertitude de mesure, Genève, Suisse, 105pp.
- Novak, V. 1994. Water uptake of maize roots under conditions of non-limiting soil water content. *Soil Tech.* 7: 37-45.
- Obeyesekere, M. et R.M. Anderson. 1997. A model for water uptake in plants. *Applied Mathematics and Computation* 84: 163-191.
- Obreza, T.A., D.L. Anderson et D.J. Pitts. 1998. Water and nitrogen management of sugarcane grown on sandy, high-water-table soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62(4): 992-999.
- Ogata, G., L.A. Richards et W.R. Gardner. 1960. Transpiration of alfalfa determined from soil water content changes. *Soil Science* 89(4): 179-182.
- Olien, W.C. 1987. Effect of seasonal soil waterlogging on vegetative growth and fruiting of apple trees. *J. Amer. Soc. Hort. Sci.* 112(2): 209-214.
- Oosterbaan, R.J., A. Pissarra et J.G.V. Alphen. 1989. Hydraulic head and discharge relations of pipe drainage systems with entrance resistance. In: *Actes de la European Regional Conference on Agricultural Water Management, Dubrovnik, Yougoslavie, ICID, III*, pp. 86-98.
- Orchard, P.W., R.S. Jessop et H.B. So. 1986. The response of sorghum and sunflower to short-term waterlogging. IV. Water and nutrient uptake effects. *Plant and Soil* 91: 87-100.

- Ozier-Lafontaine, H. 1992. Disponibilité de l'eau dans un système "sol argileux gonflant - canne à sucre - atmosphère". Application à la recherche d'indicateurs de l'état hydrique, Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris, 140 pp.
- Ozier-Lafontaine, H. et R. Tournebize. 1993. Mesure des flux de sève par bilan thermique appliquée à l'estimation de la transpiration d'un arbuste (*Gliricidia sepium*) et d'un peuplement de canne à sucre (*Saccharum officinarum*). Cah. Agric. 2: 197-206.
- Ozier-Lafontaine, H., G. Vercambre et R. Tournebize. 1997. Radiation and transpiration partitioning in a maize-sorghum intercrop : test and evaluation of two models. Field Crops Research 49: 127-145.
- Pandey, R.S. et S.K. Gupta. 1990. Drainage Design Equation with simultaneous evaporation from soil surface. ICID Bulletin 39(1): 19-25.
- Passouria, J.B. 1984. Hydraulic resistance of plants. I. constant or variable. Aus. J. Plant Physiol. 11: 333-339.
- Perata, P. et A. Alpi. 1993. Plant responses to anaerobiosis. Plant Science 93: 1-17.
- Pereira, L.S., A. Perrier, R.G. Allen et I. Alves. 1996. Evapotranspiration : Review of concepts and future trends. In: Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, San Antonio, Texas, C.R. Camp, E.J. Sadler et R.E. Yoder (Eds), American Society of Agricultural Engineers, pp. 109-115.
- Périgaud, S. 1967. Effet du manque d'oxygène et de l'excès d'eau au niveau des racines sur la croissance et la nutrition globale de la plante. Annales agronomiques 18(5): 485-506.
- Perrier, A. 1975. Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles III. Evapotranspiration réelle et potentielle des couverts végétaux. Ann. Agron. 26(3): 229-243.
- Perrier, A. 1992. Microclimat, eau et production. In: Water Saving Techniques for Plants Growth, H.J.W. Verplancke. et al. (Ed). Kluwer Academic, pp. 79-102.
- Perrier, A. et A. Tuzet. 1991. Land surface processes : description, theoretical approaches and physical laws underlying their measurements. In: Land Surface Evaporation - Measurement and parametrization, T.J. Schmugge et J.-C. André (Eds). Springer-Verlag, New York, pp. 145-155.
- Pitts, D.J., D.L. Myhre, S.F. Shih et J.M. Grimm. 1990. The effect of two water-table depths on sugarcane grown on a sandy soil. Soil and Crop Sci. Flo. Proc. 49: 54-57.

- Pitts, D.J., Y.J. Tsai, D.L. Myhre, D.L. Anderson et S.F. Shih. 1993. Influence of water table depth on sugarcane grown in sandy soils in Florida. *Transactions of the ASAE* 36(3): 777-782.
- Pons, Y. 1988. Effect of watertable on yield and root depth of winter wheat in the French West Central Atlantic Marshlands. *Agric. Water Manag.* 14: 35-42.
- Pradet, A. et J.L. Bomsel. 1978. Energy metabolism in plants under hypoxia and anoxia. In: *Plant life in anaerobic environments*, D.D. Hook et R.M.M. Crawford (Eds). Ann Arbor Science, , pp. 564.
- Prasad, R. 1988. A linear root water uptake model. *J. Hydrol.* 99: 297-306.
- Prueger, J.H., J.L. Hatfield, J.K. Aase et J.L. Pikul Jr. 1997. Bowen-ratio comparisons with lysimeter evapotranspiration. *Agron. J.* 89(5): 730-736.
- Raats, P.A.C. 1974. Steady flows of water and salt in uniform soil profiles with plant roots. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 38(5): 717-722.
- Rademacher, W., R. Maisch, J. Liesegang et J. Jung. 1987. Water consumption and yield formation in crop plants under the influence of synthetic analogues of abscisic acid. *BCPC Mono. No. 36 Symposium on Plant Growth Regulators*: 53-66.
- Rasiah, V., G.C. Carlson et R.A. Lohl. 1992. Assessment of functions and parameter estimation methods in root water uptake simulation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56(4): 1267-1271.
- Rasiah, V. et R.A. Kohl. 1989. Soybean root water uptake in two soils. *Agric. Water Man.* 15: 387-393.
- Reicosky, D.C. 1985. Advances in evapotranspiration measured using portable field chambers. In: *Advances in evapotranspiration*, Chicago, USA, A.S.o.A. Engineers (Ed), ASAE, St-Joseph, pp. 79-86.
- Reicosky, D.C., R.J. Millington, A. Klute et D.B. Peters. 1972. Patterns of water uptake and root distribution of soybeans (*Glycine max.*) in the presence of a water table. *Agron. J.* 64: 292-297.
- Reicosky, D.C. et J.T. Ritchie. 1976. Relative importance of soil resistance and plant resistance in root water absorption. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40: 293-297.
- Rice, R.C. 1975. Diurnal and seasonal soil water uptake and flux within a Bermudagrass root zone. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 39(3): 394-398.
- Richards, L.A. 1928. The usefulness of capillary potential to soil-moisture and plant investigations. *J. Agric. Research* 37: 719-742.

- Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1: 318-333.
- Rowse, H.R., A. Stone et A. Gerwitz. 1978. Simulation of the water distribution in soil, II. The model for cropped soil and its comparison with experiment. *Plant Soil* 49: 533-550.
- Sakuratani, T. 1981. A heat balance method for measuring water flux in the stem of intact plants. *J. Agr. Met.* 37(1): 9-17.
- Sakuratani, T.e.J.A. 1985. A heat balance method for measuring water flow rate in stems of intact plants and its application to sugarcane plants. *J.A.R.Q.* 19(2): 92-97.
- Sallam, A. et H.D. Scott. 1987. Effects of prolonged flooding on soybean at the R2 growth stage. I. Dry matter and N and P accumulation. *Journal of Plant Nutrition* 10(5): 567-592.
- Schmidhalter, U., H.M. Selim et J.J. Oertli. 1994. Measuring and modeling root water uptake based on chloride discrimination in a silt loam soil affected by groundwater. *Soil Science* 158(2): 97-105.
- Scott, H.D., J. DeAngulo, M.B. Daniels et L.S. Wood. 1989. Flood duration effects on soybean growth and yield. *Agron. J.* 81: 631-636.
- Shackel, K.A., R.S. Johnson et C.K. Medawar. 1992. Substantial errors in estimates of sap flow using the heat balance technique on woody stems under field conditions. *J. Amer. Soc. Hort. Sci.* 117(2): 351-356.
- Simunek, J., M. Sejna et M.T.van Genuchten. 1996. *HYDRUS-2D. Simulating Water Flow and Solute Transport in Two-Dimensional Variably Saturated Media*, International Ground Water Modeling Center, Riverside, CA, 167pp.
- Singh, N.P., S. Singh et K. Murari. 1986. Response of barley to excess water application. *Indian J. Agron.* 31(2): 165-171.
- Skaggs, R.W. 1975. Drawdown solutions for simultaneous drainage and ET. *J. of Irrigation and Drainage Division* 101(IR4): 279-291.
- Smith, D.M. et S.J. Allen. 1996. Measurement of sap flow in plant stems. *J. Exp. Bot.* 47(305): 1833-1844.
- Smith, M. 1993. *CLIMWAT for CROPWAT - A climatic database for irrigation planning and management*. Irrigation and Drainage Paper no. 49, Rome, Italy, 113pp.
- So, H.B., L.A.G. Aylmore et J.P. Quirk. 1976. The resistance of intact maize roots to water flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40(2): 222-225.



- Soegaard, H. et E. Boegh. 1995. Estimation of evapotranspiration from a millet crop in the Sahel combining sap flow, leaf area index and eddy correlation technique. *Journal of Hydrology* 166: 265-282.
- Sojka, R.E. 1992. Stomatal closure in oxygen-stressed plants. *Soil Science* 154(4): 269-280.
- Sojka, R.E. et L.H. Stolzy. 1980. Soil-oxygen effects on stomatal response. *Soil Science* 130: 350-358.
- Soldatenkov, S.V. et T.V. Chirkova. 1963. The role of leaves in the respiration of oxygen-deprived roots. *Trans. Fiz. Rast.* 10(5): 452-458.
- Steinberg, S.L., C.H.M. van Bavel et M.J. McFarland. 1990. Improved sap flow gauge for woody and herbaceous plants. *Agron. J.* 82: 851-854.
- Stone, L.R., M.L. Horton et T.C. Olson. 1973. Water loss from an irrigated sorghum field : II. Evapotranspiration and root extraction. *Agron. J.* 65: 495-497.
- Sukhchain et A.K. Saini. 1998. Effect of waterlogging and high water table on varietal performance in sugarcane. *Sugar Cane* 1: 15-16.
- Sumarno. 1986. Response of soybean (*Glycine max* Merr) genotypes to continuous saturated culture. *Indonesian Journal of Crop Science* 2(2): 71-78.
- Swanson, R.H. 1994. Significant historical developments in thermal methods for measuring sap flow in trees. *Agric. For. Meteorol.* 72: 113-132.
- Tamari, S., L. Bruckler, J. Halbertsma et J. Chadoeuf. 1993. A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57(3): 642-651.
- Tan, C.S. 1988. Effects of soil moisture stress on leaf and root growth of two processing tomatoes. *Acta Horticulture* 228: 291-298.
- Tanner, B.D. 1987. Use requirements for Bowen ratio and Eddy correlation determination of evapotranspiration. *Irrigation and Drainage Planning*: 605-616.
- Tanner, C.B. et W.L. Pelton. 1960. Potential evapotranspiration estimates by the approximate energy method of Penman. *Journal of Geophysical Research* 65(10): 3391-3413.
- Tardieu, F. Conséquences de la disposition spatiale des racines au champ sur les transferts d'eau sol-plante. 181-211.
- Taylor, H.M. et B. Klepper. 1975. Water uptake by cotton root systems : an examination of assumptions in the single root model. *Soil Sc.* 120(1): 57-67.
- Throught, M.C.T. et M.C. Drew. 1982. Effects of waterlogging on young wheat plants (*Triticum aestivum* L.) and on soil solutes at different soil temperatures. *Plant and Soil* 69: 311-326.

- Torres, J.S. et R.J. Hanks. 1989. Modeling water table contribution to crop evapotranspiration. *Irrig. Sci.* 10: 265-279.
- Tuzet, A., A. Perrier et C. Masaad. 1992. Crop water budget estimation of irrigation requirement. *ICID Bulletin* 41(2): 1-17.
- Valancogne, C. 1996. Evaluation d la contribution des plantes à l'évapotranspiration : utilisation des mesures de flux de sève brute. In: Actes de la Expérimentation et instrumentation, Toulouse, Météo France.
- van Bavel, C.H.M., G.B. Stirk et K.J. Brust. 1968. Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptake by roots : I. Interpretation of water content and pressure profiles. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32: 310-317.
- van Bavel, M.G. et C.H.M. van Bavel. 1990. *Dynagage Installation and Operation Manual*, Houston, TX, 80pp.
- van den Honert, T.H. 1948. Water transport in plants as a catenary process. *Discussions of the Faraday Society* 3: 146-153.
- van den Hurk, B.J.J.M., A. Verhoef, A.R.v.d. Berg et H.A.R. Bruin. 1995. An intercomparison of three vegetation/soil models for a sparse vineyard canopy. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 121: 1867-1889.
- 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.
- Veen, B.W. 1988. Influence of oxygen deficiency on growth and function of plant roots. *Plant and Soil* 111: 259-266.
- Vertessy, R.A., R.G. Benyon, S.K. O'Sullivan et P.R. Gribben. 1995. Relationships between stem diameter, sapwood area, leaf area and transpiration in a young mountain ash forest. *Tree Physiology* 15: 559-567.
- Vidal, A. et A. Perrier. 1990. Irrigation monitoring by following the water balance from NOAA-AVHRR thermal infrared data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 28(5): 949-954.
- Waters, I., W. Armstrong, C.J. Thompson, T.L. Setter, S. Adkins, J. Gibbs et H. Greenway. 1989. Diurnal changes in radial oxygen loss and ethanol metabolism in roots of submerged and non-surmerged rice seedlings. *New Phytol.* 113: 439-451.
- Webster, P.W.D. et B.W. Eavis. 1971. Effects of flooding on sugarcane growth. 1. Stage of growth and duration of flooding. In: Actes de la Proceedings of the International Society

- of Sugarcane Technologists, 14th Congress, New Orleans, Louisiana, M.T. Henderson (Ed), The executive committee of the I. S. S. C. T., pp. 708-714.
- Wenyan, W., B. Shen et Z. Li. 1994. Drain-spacing calculation considering influence of evaporation. *J. of Irrigation and Drainage Engineering* 120(3): 563-572.
- Wesseling, J. 1974. Crop growth and wet soils. In: *Drainage for Agriculture*, J.van Schilfgaarde (Ed). American Society of Agronomy, Madison, , pp. 7-89.
- Whisler, F.D., A. Klute et R.J. Millington. 1968. Analysis of steady-state evapotranspiration from a soil column. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 32: 167-174.
- Willatt, S.T. et H.M. Taylor. 1978. Water uptake by soya-bean roots as affected by their depth and by soil water content. *J. agric. Sci., Camb.* 90: 205-213.
- Willey, C.R. 1970. Effects of short periods of anaerobic and near-anaerobic conditions on water uptake by tobacco roots. *Agron. J.* 62: 224-229.
- Williamson, R.E. et G.J. Kriz. 1970. Response of agricultural crops to floodings, depth of water table and soil gaseous composition. *Transactions of the ASAE*: 216-220.
- Wilson, K.B., P.J. Hanson, P.J. Mulholland, D.D. Baldocchi et S.D. Wullschleger. 2001. A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology* 106: 153-168.
- Wind, G.P. 1968. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: *Water in the unsaturated zone*, Paris, P.E. Rijtema et H. Wassink (Eds), , 1, pp. 181-191.
- Yang, J., B. Li et S. Liu. 2000. A large weighing lysimeter for evapotranspiration and soil-water-groundwater exchange studies. *Hydrological Processes* 14: 1887-1897.
- Yang, S.J. et E.de Jong. 1971. Effect of soil water potential and bulk density on water uptake patterns and resistance to flow of water in wheat plants. *Can. J. Soil Sci.* 51: 211-220.
- Zhang, J. et W.J. Davies. 1987. ABA in roots and leaves of flooded pea plants. *J. Exp. Bot.* 38(189): 649-659.
- Zhang, J., U. Schurr et W.J. Davies. 1987. Control of stomatal behaviour by abscisic acid which apparently originates in the roots. *J. Exp. Bot.* 38(9): 1174-1181.
- 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. In: *Capacity Building for Drainage in North Africa*, Caire, Egypte, D.R. Institute (Ed), pp.
- Zimmer, D. et S. Bouarfa. 1998. Drainage et assainissement des périmètres irrigués. In: *Traité d'irrigation*, , Paris, pp. 640-666.

Zook, D.M., D.C. Erwin et L.H. Stolzy. 1986. Anatomical, morphological, and physiological responses of alfalfa to flooding. *Plant and Soil* 96: 293-296.



## Liste des symboles

- $a_i$  : surface de la section de la tige instrumentée i, ( $m^2$ )
- $a_j$  : surface de la section de la tige j du couvert, ( $m^2$ )
- $A_i$  : surface foliaire de la tige instrumentée i, ( $m^2$ )
- $A_{t\grave{e}ge}$  : aire moyenne de la section de la tige, ( $m^2$ )
- $A$  : troisième facteur de forme de nappe, (-)
- $\alpha$  : variable adimensionnelle variant entre 0 et 1 de la *fonction*  $\alpha$ , dépendante de la succion hydrique dans le sol et caractérisé par 4 paramètres, (-)
- $\alpha_{VG}$  : paramètre de van Genuchten, ( $m^{-1}$ )
- $b$  : paramètre décrivant la croissance de la fonction logistique, (-)
- $B$  : premier facteur de forme de nappe, (-)
- $c$  : paramètre représentant le point d'inflexion de la fonction logistique, (-)
- $c_i$  : circonférence de la tige instrumentée i, (m)
- $c_j$  : circonférence de la tige j du couvert, (m)
- $C$  : capacité capillaire définie comme la dérivée de courbe de rétention  $d\theta/dh$ , ( $m^{-1}$ )
- $C_e$  : chaleur spécifique de la sève, considérée comme étant celle de l'eau, ( $4186 J kg^{-1} \text{ } ^\circ C^{-1}$ )
- $C_p$  : chaleur massique de l'air à pression constante, ( $J kg^{-1} \text{ } ^\circ C^{-1}$ )
- $C$  : second facteur de forme de nappe, (-)
- $d$  : hauteur de déplacement, (m)
- $d'$  : profondeur de l'imperméable, (m)
- $dT$  : différence de température entre la base et le sommet de l'élément chauffant, ( $^\circ C$ )
- $dT_d$  : différence de température entre les thermocouples situés sous la résistance, ( $^\circ C$ )
- $dT_{lat}$  : différence de température entre l'intérieur et l'extérieur du fluxmètre, ( $^\circ C$ )
- $dT_u$  : différence de température entre les thermocouples situés au-dessus de la résistance, ( $^\circ C$ )
- $D$  : diffusivité de l'eau dans le sol, ( $m^2 s^{-1}$ )
- $\delta$  : pente de la courbe de la pression de vapeur saturante en fonction de la température, ( $Pa \text{ } ^\circ C^{-1}$ )
- $\Delta H$  : différence de charge hydraulique totale, (m)

$\Delta x$	:	distance entre deux thermocouples, (m)
$e$	:	pression partielle de vapeur, (Pa)
$e^*$	:	pression de vapeur saturante, (Pa)
$E$	:	contribution de la nappe à l'évapotranspiration, ( $m\ s^{-1}$ )
$ETP$	:	évapotranspiration potentielle, ( $m\ s^{-1}$ )
$f_i$	:	flux mesuré sur la tige $i$ , ( $g\ h^{-1}$ )
$f_j$	:	flux mesuré sur la tige $j$ , ( $g/h$ )
$F$	:	intensité du flux de sève, ( $kg\ s^{-1}$ )
$\Phi_p$	:	potentiel de l'eau dans la plante à la base de la tige, (m)
$G$	:	flux de chaleur dans le sol, ( $W\ m^{-2}$ )
$\gamma$	:	constante psychrométrique, ( $Pa\ ^\circ C^{-1}$ )
$h_z$	:	pression de l'eau à la cote $z$ , (m)
$H$	:	charge hydraulique totale, (m)
$H_n$	:	hauteur de nappe à l'interdrain à partir du niveau des drains, (m)
$H_s$	:	charge hydraulique totale dans le sol, (m)
$HR$	:	humidité relative, (%)
$J(H_n)$	:	fonction de Hooghoudt, ( $m\ s^{-1}$ )
$k$	:	constante de von Karman = 0,41, (-)
$k_m$	:	conductivité thermique du manchon isolant, ( $W\ ^\circ C^{-1}$ )
$k_{tige}$	:	conductivité thermique de la tige, ( $W\ m^{-1}\ ^\circ C^{-1}$ )
$K(h)$	:	conductivité hydraulique non saturée en fonction de la pression de l'eau du sol, ( $m\ s^{-1}$ )
$K_{rel}$	:	conductivité hydraulique relative, (-)
$K_{sat}$	:	conductivité hydraulique à saturation, ( $m\ s^{-1}$ )
$L$	:	demi-écartement des drains, (m)
$L_s$	:	hauteur de sol, (m)
$L_t$	:	largeur à la surface du sol associée à la transpiration, (m)
$L_v$	:	chaleur latente de vaporisation, ( $J\ kg^{-1}\ d'eau$ )
$LAI$	:	surface foliaire du couvert / surface de la parcelle, ( $m^2\ feuilles\ m^{-2}\ sol$ )
$LAI_{max}$	:	surface foliaire maximale observée, ( $m^2\ m^{-2}$ )
$m$	:	nombre de capteurs dans une classe, (-)
$M_{as}$	:	masse molaire de l'air sec, ( $kg\ mol^{-1}$ )
$M_w$	:	masse molaire de l'eau, ( $kg\ mol^{-1}$ )

- $\mu$  : porosité de drainage, ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )  
 $n_{\text{VG}}$  : exposant de van Genuchten, (-)  
 $n$  : nombre de tiges instrumentées, (tiges)  
 $n\text{C}$  : nombre de classes de diamètre = nombre de diamètres différents de capteurs, (-)  
 $N$  : nombre de tiges sur la parcelle, (-)  
 $p$  : profondeur, (m)  
 $P_{\text{atm}}$  : pression atmosphérique, (Pa)  
 $P_{\text{in}}$  : puissance fournie au capteur, (W)  
 $q_{\text{rc}}$  : flux de remontée capillaire, ( $\text{m s}^{-1}$ )  
 $q$  : taux de prélèvement hydrique par unité de longueur d'une racine, ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ )  
 $Q$  : débit surfacique au drain, ( $\text{m s}^{-1}$ )  
 $Q_{\text{d}}$  : puissance dissipée dans la tige par conduction en amont de la résistance, (W)  
 $Q_{\text{dg}}$  : débit au drain pour le tarissement gravitaire, ( $\text{mm h}^{-1}$ )  
 $Q_{\text{dt}}$  : débit au drain pour le tarissement avec évapotranspiration, ( $\text{mm h}^{-1}$ )  
 $Q_{\text{r}}$  : puissance dissipée radialement dans le capteur, (W)  
 $Q_{\text{u}}$  : puissance dissipée dans la tige par conduction en aval de la résistance, (W)  
 $Q_{\text{v}}$  : puissance totale dissipée dans la tige par conduction, (W)  
 $Q_{\text{vol}}$  : débit volumique, ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ )  
 $\theta$  : teneur en eau volumétrique, ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )  
 $\theta(|h|)$  : teneur en eau en fonction de la pression, ( $\text{m}^{-3} \text{ m}^{-3}$ )  
 $\theta_{\text{res}}$  : teneur en eau résiduelle, ( $\text{m}^{-3} \text{ m}^{-3}$ )  
 $\theta_{\text{sat}}$  : teneur en eau à saturation, ( $\text{m}^{-3} \text{ m}^{-3}$ )  
 $r$  : distance radiale à partir de l'axe de la racine, (m)  
 $r_{\text{a}}$  : résistance aérodynamique entre le sommet du couvert (à la hauteur  $z_{\text{h}}$ ) et le niveau de référence  $z_{\text{r}}$ , ( $\text{m s}^{-1}$ )  
 $r_{\text{ac}}$  : résistance aérodynamique du couvert végétal, ( $\text{s m}^{-1}$ )  
 $r_{\text{o}}$  : résistance globale du couvert, ( $\text{m s}^{-1}$ )  
 $r_{\text{omax}}$  : résistance globale maximale du couvert, ( $\text{s m}^{-1}$ )  
 $R$  : résistance de l'élément chauffant, ( $\Omega$ )  
 $R_{\text{g}}$  : constante des gaz parfaits, ( $\text{J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )  
 $R_{\text{N}}$  : rayonnement net, ( $\text{W m}^{-2}$ )  
 $R_{\text{r}}$  : résistance hydraulique des racines, ( $\text{s m}^{-1}$ )  
 $R_{\text{s}}$  : résistance dans le sol, ( $\text{s}^{-1}$ )



$R_p$	:	résistance dans la plante, ( $s^{-1}$ )
$\rho(x, z)$	:	distribution de densité racinaire, ( $m^{-2}$ )
$\rho'$	:	densité racinaire arbitraire, (-)
$\rho_a$	:	masse volumique de l'air humide, ( $kg\ m^{-3}$ )
$\rho_C$	:	densité de tiges sur la parcelle comprises dans une classe, (tiges $m^2$ )
$\rho_{parcelle}$	:	densité de tiges sur la parcelle, (tiges $m^2$ )
$\rho_W$	:	masse volumique de l'eau, ( $kg\ m^{-3}$ )
$s$	:	section, ( $m^2$ )
$S$	:	source ou puits volumétrique, considéré ici comme un puits racinaire, ( $m^3\ m^{-3}\ s^{-1}$ )
$S_{max}$	:	taux maximum de prélèvements racinaires, ( $s^{-1}$ )
$S_{parcelle}$	:	surface de la parcelle, ( $m^2$ )
$\sigma$	:	nervosité du système, ( $m^{-1}\ h^{-1}$ )
$t$	:	temps, (s)
$t_{dg}$	:	durée du tarissement de la nappe en tarissement gravitaire, (h)
$t_{dt}$	:	durée du tarissement de la nappe avec évapotranspiration, (h)
$T_a$	:	température de l'air, ( $^{\circ}C$ )
$T_{couvert}$	:	transpiration réelle du couvert de canne à sucre, ( $g\ h^{-1}m^{-2}$ )
$TP$	:	transpiration potentielle, ( $m\ s^{-1}$ )
$TR$	:	transpiration réelle, ( $m\ s^{-1}$ )
$u$	:	vitesse du vent, ( $m\ s^{-1}$ )
$U$	:	tension d'alimentation, (V)
$\Omega$	:	surface du domaine, ( $m^2$ )
$\Omega_r$	:	surface racinaire du domaine, ( $m^2$ )
$x$	:	position horizontale, (m)
$\Psi$	:	succion de l'eau dans le sol, (m)
$\Psi_r$	:	succion à la surface des racines, (m)
$\Psi_f$	:	succion des feuilles, (m)
$z$	:	cote, (m)
$z_O$	:	hauteur de rugosité du sommet du couvert végétal, (m)
$z_{og}$	:	hauteur de rugosité du sommet du gazon, (m)
$z_h$	:	hauteur du couvert végétal, (m)
$z_m$	:	hauteur de mesure à la station météo, (m)

- $z_r$  : hauteur de référence située au-dessus du couvert végétal, (m)  
 $Z$  : profondeur des racines, (m)



## Annexe 1

### Caractéristiques du sol de la station expérimentale de Souk Tlet

Trois profils de densité et d'humidité du sol ont été réalisés en 1997 et sont présentés dans le tableau A1-1. Des analyses granulométriques du sol à différentes profondeurs ont aussi été réalisées. Le tableau A1-2 présente le résultats de ces analyses ainsi que la classe texturale de chacune des couches de sol selon le triangle du Département d'Agriculture des Etats-Unis.

Tableau A1-1 : Profils de densité et d'humidité mesurés au niveau de l'inter-drain.

Profondeur (cm)	Profil no. 1		Profil no. 2		Profil no. 3	
	Densité (g cm <sup>-3</sup> )	Humidité (%)	Densité (g cm <sup>-3</sup> )	Humidité (%)	Densité (g cm <sup>-3</sup> )	Humidité (%)
0-20	1,391	28,88	1,382	25,78	-	-
20-40	1,492	25,81	1,438	25,14	1,35	27,02
40-60	1,479	25,63	1,459	26,31	1,51	22,35
60-80	1,519	24,01	1,620	20,34	-	-
80-100	1,551	22,93	1,672	18,01	1,52	22,28
100-120	1,621	22,35	1,638	20,95	-	-
120-140	1,633	21,71	1,595	21,57	1,39	29,42
140-160	1,738	24,70	1,547	24,11	-	-
160-180	1,497	24,68	1,590	22,85	-	-
180-200	1,516	25,62	1,610	22,41	-	-
200-220	1,629	21,04	1,725	18,62	-	-

Tableau A1-2 : Profil granulométrique du sol.

<b>Profondeur (cm)</b>	<b>% Argile</b>	<b>% Limon fin</b>	<b>% Limon grossier</b>	<b>% Sable fin</b>	<b>% Sable grossier</b>	<b>Classe texturale</b>
0-20	65,3	32,7	2,7	0,8	0,3	Argile lourde
20-40	65,4	28,3	4,7	0,7	0,3	Argile lourde
40-60	64,8	29,5	4,5	0,7	0,3	Argile lourde
60-80	57,3	39,5	0,9	1,1	0,2	Argile lourde
80-100	55,2	41,7	3,7	0,9	0,1	Argile lourde
100-120	65,9	31,6	1,6	0,9	0,1	Argile lourde
120-140	71,6	21,6	6,2	1,3	0,3	Argile lourde
140-160	70,1	24,3	5,2	1,3	0,2	Argile lourde
160-180	64,3	28,2	6,9	1,8	0,3	Argile lourde
180-200	56,1	33,4	6,4	3,9	1,2	Argile lourde
200-220	42,9	33,8	17,9	3,4	1,7	Argile limoneuse

## Annexe 2

### Correction des mesures de flux de sève

La méthode du bilan de chaleur pour déterminer les flux de sève n'est valable qu'en régime permanent (Section 1.2.3.1). Ainsi les variations de flux, particulièrement le matin et en fin de journée, peuvent entraîner des perturbations importantes dans les mesures des capteurs. van Bavel et van Bavel (1990) proposent une série de tests destinés à pondérer ces perturbations liées à la négligence du stockage de chaleur dans la tige. Les mesures réalisées pour notre expérimentation ont été à plusieurs reprises corrigées en nous inspirant de ces tests et corrections proposés par le fabriquant.

#### A2.1 Corrections apportées

Cinq types principaux de corrections ont été apportés manuellement.

1. Pour les conditions de flux très faible, la différence de température de part et d'autre de l'élément chauffant était parfois faible. Étant donné que cette différence de température se situe au dénominateur dans l'équation (1.5), une faible différence peut entraîner une surestimation des flux de sève. van Bavel et van Bavel (1990) suggèrent de poser le flux égal à zéro si la différence de température est inférieure à 0,5 °C alors que Groot et King (1992) donne la limite de 2,5 °C pour de jeunes conifères. Dans notre travail, le flux a souvent été posé nul pour une différence de température inférieure à 0,5 °C ou corrigé manuellement de façon à suivre l'évolution du rayonnement net. Les flux ont aussi parfois été corrigés pour des différences supérieures mais qui semblaient dans certains cas avoir surestimé les flux. La figure A2-1 présente un exemple de mesures ayant été corrigées parce que les différences de température étaient inférieures à 0,5 °C (de 1 h à 7h15 le matin) ; la figure A2-2 montre des flux qui n'ont pas été posés nuls, malgré des différences de température inférieures à 0,5 °C, parce que ces flux semblaient "corrects" et suivaient l'évolution du rayonnement net (entre 6h15 et 8h30 le matin).

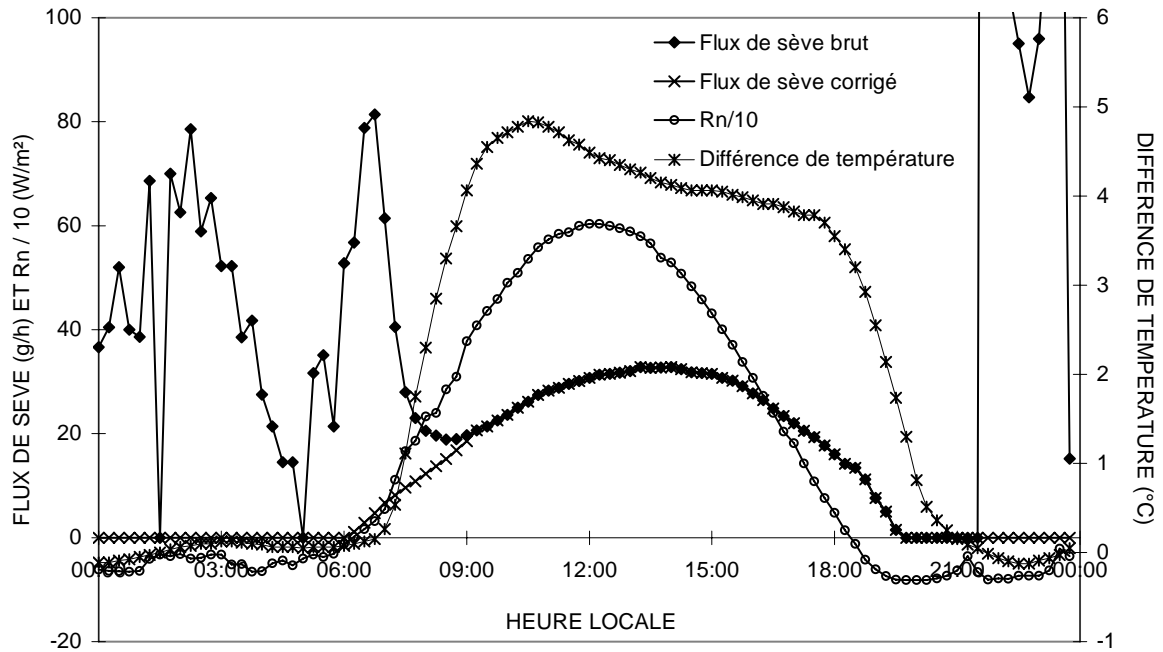


Figure A2-1 : Flux de sève brut et corrigé d'une tige de 26,4 mm de diamètre superposés au rayonnement net et à la différence de température de part et d'autre de l'élément chauffant le 1<sup>er</sup> août 98.

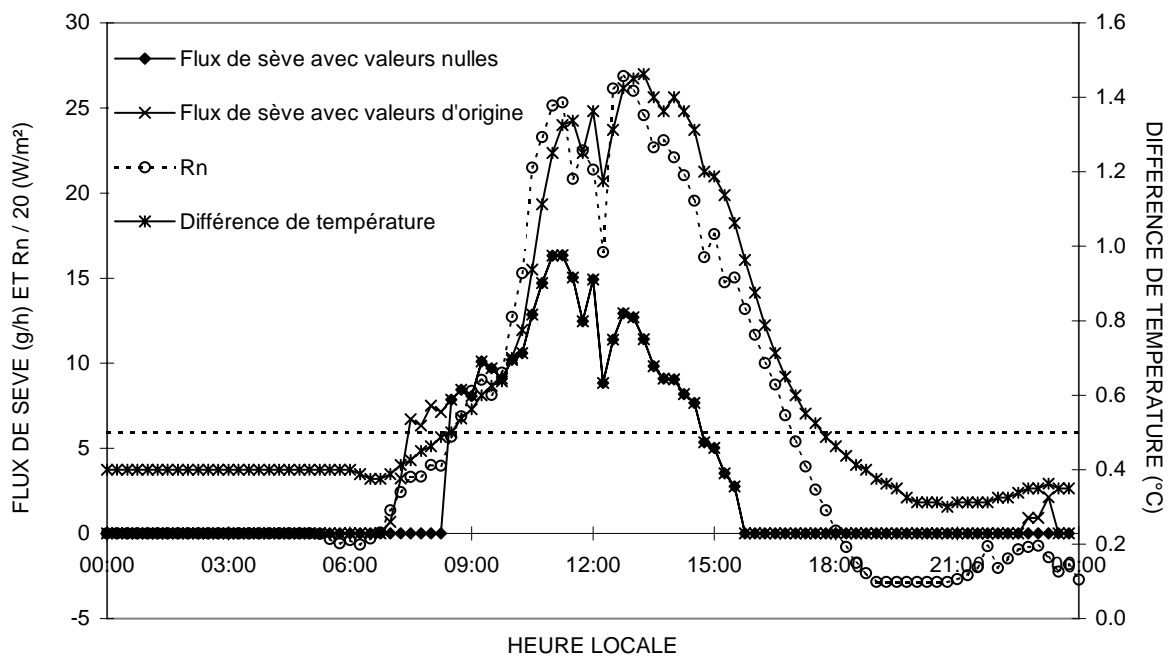


Figure A2-2 : Flux de sève avec valeurs non posées nulles malgré des différences de température de part et d'autre de l'élément chauffant inférieures à 0,5 °C, d'une tige de 14,1 mm de diamètre, superposés au rayonnement net le 26 août 98.

2. Le passage d'un débit de sève faible à moyen peut créer des perturbations dans les mesures de flux parce que l'hypothèse de régime permanent n'est pas respectée. Ces flux ont été corrigés, comme sur la figure A2-1 entre 7h15 et 9 h le matin.
3. Des valeurs négatives de flux peuvent parfois être calculées. Ces valeurs négatives peuvent, entre autre, provenir de différences de température négatives de part et d'autre de l'élément chauffant. Shackel et al. (1992) ont testé les différences de température mesurées par les capteurs alors que l'élément chauffant n'était pas alimenté et ont trouvé des différences non nulles. Ils ont conclu que les conditions thermiques ambiantes pouvaient, dans certains cas, affecter les températures mesurées. Des valeurs de flux négatifs peuvent aussi survenir sans qu'il y ait de différence de température négatives. Dans ces cas, van Bavel et van Bavel (1990) suggèrent de vérifier si la conductivité du manchon a été correctement évaluée. Dans notre travail, les flux négatifs causés par des différences de températures négatives ont été posés nuls. Dans les autres cas, nous avons vérifié si une meilleure détermination de la conductivité du manchon pouvait être faite et sinon les valeurs ont été posées nulles.
4. L'alimentation des capteurs n'a pas toujours été très stable et a ainsi créé des perturbations dans les flux de sève. Ces instabilités ont été expliquées par l'effet des fortes températures dans les centrales d'acquisition de mesures sur les régulateurs et les ponts diviseurs. Les flux de sève erronés à cause des variations de la puissance apportée aux capteurs ont été corrigés au cas par cas, comme sur la figure A2-3 où une forte chute de puissance a été observée un peu après 15 h.



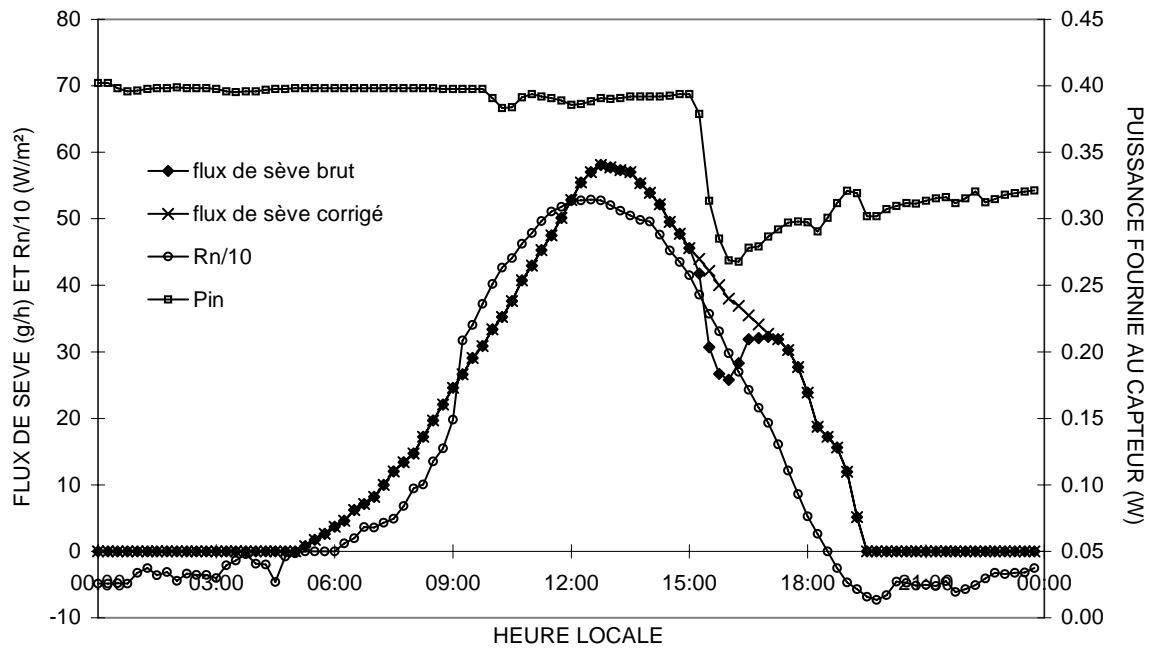


Figure A2-3 : Flux de sève brut et corrigé d'une tige de 24 mm de diamètre superposés à la puissance fournie au capteur le 30 juillet 98.

5. Le passage des faibles flux à des flux moyens peut créer de fortes augmentations de la différence de température de part et d'autre de l'élément chauffant. En effet, une portion de sève a pu être chauffée lorsque les flux étaient très faibles. Lors de la remise en route de la transpiration le matin, cette sève chaude s'est déplacée au niveau du thermocouple supérieur, qui a enregistré une température élevée, alors que la température de la sève au thermocouple inférieure était à la température ambiante. van Bavel et van Bavel (1990) précisent qu'il peut être nécessaire de lisser les flux de sève dans de telles situations. Steinberg et al. (1990) ont obtenu ce type d'évolution des différences de température sans que les flux de sève soient affectés. Dans notre cas, ce type de corrections aurait parfois été très aléatoire et les corrections n'ont ainsi été apportées que dans les cas où les surestimations étaient importantes et visibles. La figure A2-4 montre des flux non corrigés alors que sur la figure A2-5 les flux ont été corrigés.

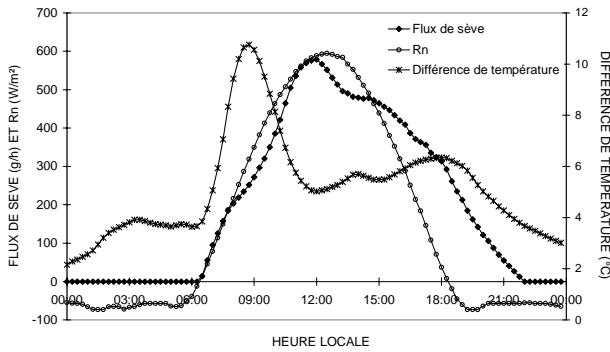


Figure A2-4 : Flux de sève brut d'une tige de 32,8 mm de diamètre superposés au rayonnement net et à la différence de température de part et d'autre de l'élément chauffant le 5 août 98 ; ces flux n'ont pas été corrigés.

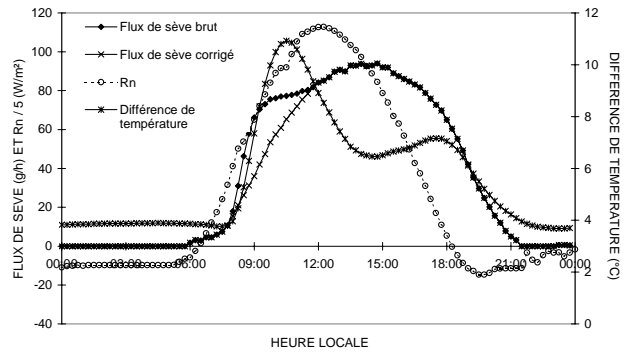


Figure A2-5 : Flux de sève brut et corrigé d'une tige de 34,5 mm de diamètre superposés au rayonnement net et à la différence de température de part et d'autre de l'élément chauffant le 13 août 98.

Mis à part les flux qui ont été imposés nuls presque systématiquement lorsque les différences de température de part et d'autre de l'élément chauffant étaient faibles (correction 1), les modifications des flux ont été faites au cas par cas, de façon à ce que les valeurs soient relativement cohérentes avec l'évolution du rayonnement net et d'un capteur à l'autre. En effet, certaines variations des flux sont parfois visibles sur tous les capteurs simultanément alors que le rayonnement net ne présente pas de variations semblables ; ce type de variations a ainsi pu être gardé même si la cause réelle des variations n'a pas été identifiée. Par exemple la figure A2-6 montre une diminution des flux de tous les capteurs autour de 13h30 (les capteurs plus gros ne sont pas présentés mais avaient la même évolution) alors qu'aucune diminution de rayonnement net n'est observée.

Plusieurs effets combinés ont aussi pu affecter les flux et dans ces conditions il est difficile de les corriger correctement. Par exemple, sur la figure A2-3, les flux ont été modifiés de 15 h à 17 h à cause de la chute de puissance apportée au capteur. Il aurait toutefois peut-être été plus judicieux de les modifier jusqu'à la fin de la journée de façon à ce qu'ils diminuent plus rapidement. Les flux bruts de 17 h à 19h30 ont été conservés mais on peut se demander si les faibles variations d'énergie apportée au capteur après 17 h et le rééquilibrage après la chute de

puissance n'ont pas créé une situation de régime transitoire et ainsi surestimé les flux. Un autre exemple est présenté sur la figure 2-18. Dans l'avant-midi, des oscillations du rayonnement net sont observées. Ces oscillations superposées au passage des flux faibles à moyens le matin ont engendré des flux parfois difficiles à accepter ou à corriger, particulièrement pour les tiges de petit diamètre. En effet, avec ces petites tiges, les flux du matin sont presque aussi élevés, voire supérieurs pour la tige de 14,2 mm, que ceux du midi pour un rayonnement net inférieur. Par contre, cette évolution des flux oscillant le matin pour devenir relativement faibles vers 11 h, puis augmenter de nouveau est la même pour tous les capteurs. Les faibles gradients de température de part et d'autre de l'élément chauffant ont certainement engendré des surestimations des flux des petites tiges le matin mais des corrections relativement précises sont difficiles à apporter.

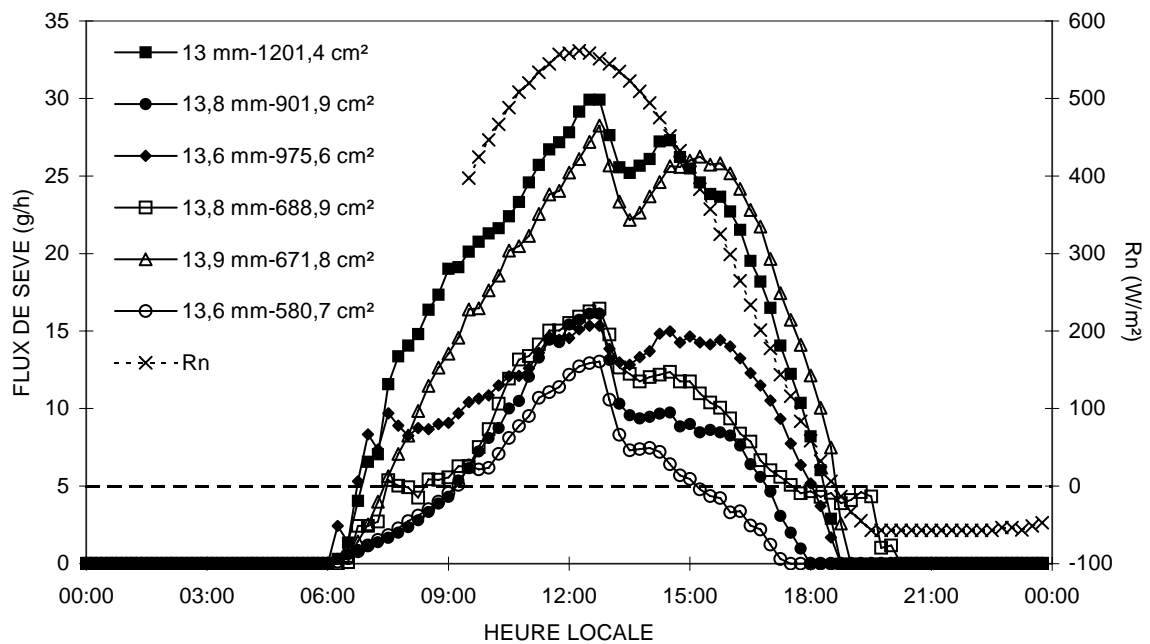


Figure A2-6 : Flux de sève du 17 juillet 98 des capteurs de 13 mm, avec les diamètres et les surfaces foliaires des tiges correspondantes, superposés au rayonnement net ; le trait horizontal pointillé indique le rayonnement net nul ; les symboles pleins sont les flux des capteurs installés au niveau de l'interdrain et les symboles vides ceux au drain.

## A2.2 Tendances des corrections

Dans la littérature, les auteurs ayant quantifié les erreurs de mesure de flux de sève ont plutôt conclu à une tendance à la surestimation de la transpiration réelle estimée par pesée ou à l'aide d'un modèle (Section 1.2.3.2) ; nos validations des flux de sève réalisées en laboratoire ont aussi montré une surestimation des flux de 13,5 % par rapport aux pesées du vase de Mariotte (Section 1.2.3.3).

Différents auteurs ont conclu que les surestimations des flux de sève étaient surtout dues à des sous-estimations de la différence de température de part et d'autre de l'élément chauffant ; l'effet de la température ambiante sur les mesures de température et le déséquilibre thermique entre les températures de la sève et de la surface de la tige ont été mis en cause. En ce qui concerne nos travaux, l'influence de la température ambiante n'a pas été testée. Shackel et al. (1992) précisent que peu de validations des flux de sève ont été réalisées *in situ* où les températures non contrôlées influencent certainement plus les flux qu'en conditions contrôlées. Dans notre cas, l'expérimentation, en plus d'avoir été conduite en conditions naturelles, a été réalisée sous de forts ensoleillements et températures ; malgré tous les efforts apportés pour isoler correctement les capteurs, il est possible que les conditions ambiantes aient affecté nos mesures. En ce qui concerne le déséquilibre thermique entre la sève et la surface de la tige, nous ne pouvons avoir aucune certitude de cet effet sur nos mesures. Nous avons cependant essayé de corriger toutes les situations où les faibles gradients de température semblaient affecter les flux (correction 1) sans connaître précisément les causes de cet état ; il est toutefois possible que toutes les corrections nécessaires n'aient pas été apportées.

Pour chaque type de correction ayant été apporté, le tableau A2-1 présente le cumul des transpirations brutes et corrigées pour un exemple de capteur ayant subi ces corrections. Ce tableau montre que les corrections dues à de faibles gradients de température de part et d'autre de l'élément chauffant (correction 1) et les perturbations dues au passage de flux faibles à moyens (correction 2) ont surtout été apportées aux capteurs de 13 et 25 mm ; la correction 5 concernait le plus souvent les gros capteurs de 35 mm. La correction 4 étant causée par l'alimentation des capteurs, elle concernait autant les gros que les petits capteurs. La correction 3 n'a pas été présentée dans le tableau A2-1 puisque les différences de température négatives auraient créé des flux négatifs, ce qui n'est pas réaliste et n'a jamais été accepté ; cette

erreur a été systématiquement corrigée et il n'est pas possible de la quantifier ou de donner sa tendance.

Les corrections apportées peuvent souvent être non négligeables à l'échelle de la journée. Un effort particulier a été réalisé pour identifier les causes de différentes perturbations des flux observés et pour corriger le plus correctement possible ces mesures de flux de sève. Il est néanmoins réaliste de penser que certaines mesures auraient dues être corrigées mais ne l'ont pas été, les corrections n'étant pas toujours évidentes à apporter. Ces corrections avaient plus souvent tendance à diminuer les flux et ainsi des corrections négligées tendraient à surestimer globalement les flux.

Tableau A2-1 : Exemple de la variation du flux de sève sur le cumul d'une journée pour un capteur-type, pour chaque type de correction

	<b>Type de correction</b>			
	<b>Correction 1</b>	<b>Correction 2</b>	<b>Correction 4</b>	<b>Correction 5</b>
Type(s) de capteurs affectés	Surtout 13 et 25 mm	Surtout 13 et 25 mm	Tous	Surtout 35 mm
Transpiration cumulée brute (g)	494,0	2732,3	1720,0	3613,9
Transpiration cumulée corrigée (g)	404,2	2308,6	1773,8	3379,7
Écart (%)	-22,2	-15,5	3,0	-6,5
Référence	Figure A2-7	Figure A2-8	Figure A2-3	Figure A2-5
Tendance générale de la correction	Diminution	Diminution	Diminution et augmentation	Diminution

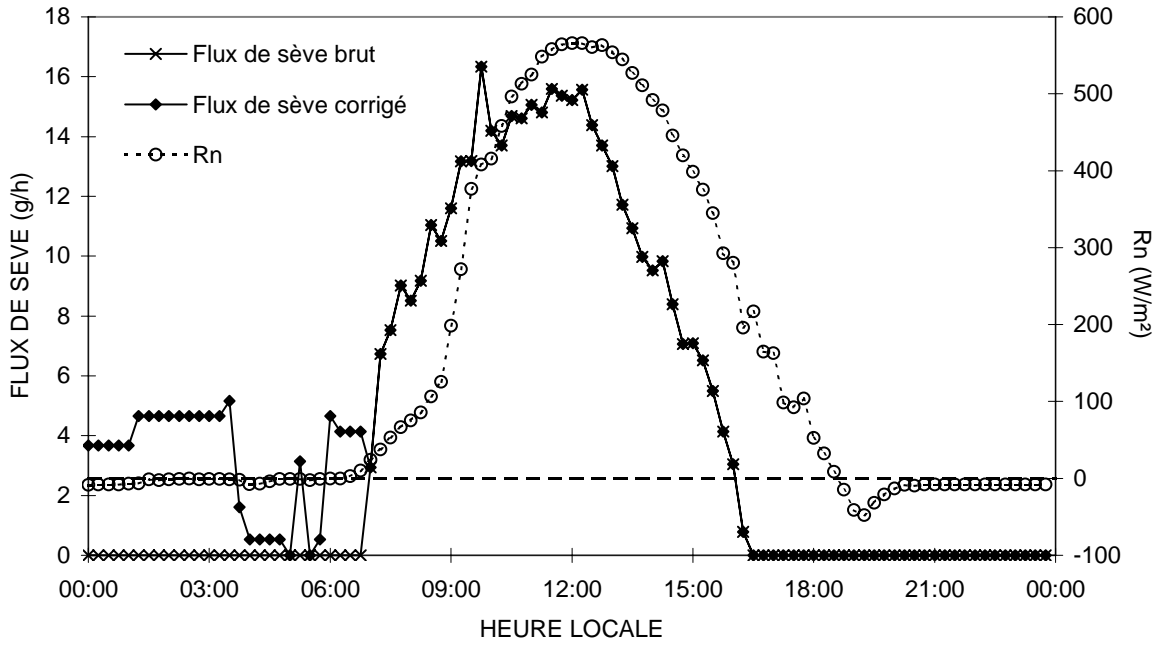


Figure A2-7 : Flux de sève brut et corrigé d'une tige de 13,5 mm de diamètre superposés au rayonnement net le 14 août 98.

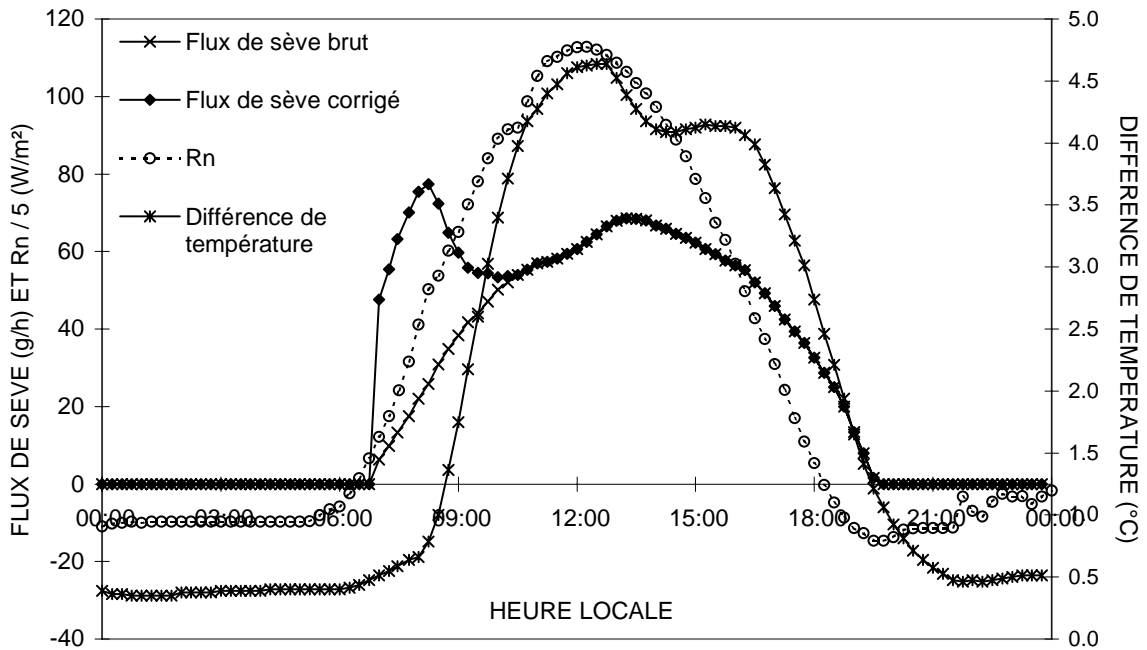


Figure A2-8 : Flux de sève brut et corrigé d'une tige de 25,5 mm de diamètre superposés au rayonnement net et à la différence de température de part et d'autre de l'élément chauffant le 13 août 98.



## Annexe 3

### Démarche générale pour le calcul d'incertitude

Depuis longtemps, scientifiques, ingénieurs et techniciens se sont souciés de la qualité des mesures. Les notions d'incertitude de mesures sont connues depuis le début de l'ère industrielle. Depuis les années 60, les grandes entreprises œuvrant dans les domaines dits d'avant-garde ont eu le souci de s'assurer que la qualité des mesures effectuées était fondée sur des bases solides telle que la vérification périodique des instruments de mesure et d'essai ou leur étalonnage et leur raccordement aux étalons nationaux.

La méthode utilisée est celle du guide pour l'expression de l'incertitude de mesure (Organisation Internationale de Normalisation, 1995), mis au point par sept organisations du monde industriel, scientifique, métrologique et de la normalisation : le BIPM (Bureau international des poids et mesure, FRANCE), la CEI (Commission électronique internationale, SUISSE), la FICC (Fédération internationale de chimie clinique, FRANCE), l'ISO (Organisation internationale de normalisation, SUISSE), l'IOML (Organisation internationale de métrologie légale, FRANCE), l'UICPA (Union internationale de chimie pure et appliquée, ROYAUME-UNI) et l'UIPPA (Union internationale de physique pure et appliquée, SUEDE).

**Définition de l'erreur :** c'est l'écart entre le résultat de la mesure et la valeur vraie du mesurande (ce que l'on souhaite mesurer).

**Définition de l'incertitude :** c'est un paramètre, associé au résultat de la mesure, qui caractérise la dispersion des valeurs qui pourraient raisonnablement être attribuées au mesurande. Ce paramètre est généralement l'écart-type ( $\sigma$ ) caractérisant la dispersion de l'erreur aléatoire autour de la moyenne estimée du mesurande ; on parle alors d'incertitude-type et on la désigne par  $u$ .

La démarche préconisée dans le guide pour l'expression de l'incertitude de mesure est la suivante:



- définition de la grandeur à mesurer et du mode opératoire ;
- recensement des causes d'erreur et moyens de les compenser ;
- modélisation du processus de mesure ;
- évaluation des incertitudes-types élémentaires ;
- calcul de l'incertitude composée ;
- expression du résultat : incertitude élargie ;
- vérification de la conformité des éléments du banc d'essai à partir de la relation entre la tolérance et l'incertitude.

### **A3.1 Définition de la grandeur à mesurer et du mode opératoire**

Il est nécessaire de définir ce que l'on veut mesurer et avec quels instruments pour en déduire les incertitudes correspondantes. Cette étape comprend plusieurs points :

- l'inventaire du matériel : caractéristiques techniques et métrologiques, etc. ;
- l'inventaire des paramètres de conditionnement de l'essai : spécifications, tolérances, etc...

### **A3.2 Modélisation du processus de mesure**

Cette étape doit aboutir à la compréhension la plus pertinente possible des phénomènes et lois physiques en jeu dans l'essai pour produire, si possible, un modèle du processus de mesure. Ce modèle ne rend jamais compte intégralement de la complexité des phénomènes physiques et comporte très souvent des hypothèses simplificatrices mais c'est une étape essentielle du processus d'estimation des incertitudes. On cherche la relation entre le mesurande Y, la grandeur finale recherchée et les grandeurs intermédiaires ou grandeurs d'entrées,  $X_i$  :

$$Y = f(X_i) \quad (A3.1)$$

### **A3.3 Évaluation des incertitudes-type élémentaires**

Un doute peut toujours être émis quant à l'exactitude de la valeur de chaque terme  $X_i$  du processus de mesure. En effet, plusieurs facteurs constituent des causes potentielles d'erreur. Afin de réfléchir sur la prise en compte des différentes composantes de l'incertitude, la liste suivante extraite du guide pour l'estimation des incertitudes de mesure pourra être utilisée :

- définition incomplète du mesurande ;
- réalisation imparfaite de la définition du mesurande ;
- erreur d'échantillonnage du mesurande ;

- mauvaise connaissance des effets des conditions d'environnement sur le processus de mesure ou mauvaise mesure des conditions d'environnement ;
- équation personnelle des opérateurs dans la lecture des instruments à indication analogique ;
- résolution de l'instrument ;
- valeurs assignées aux étalons de référence et aux matériaux de référence ;
- valeurs de constantes et autres paramètres provenant de sources extérieures et utilisées dans les algorithmes de traitement des données ;
- approximation et hypothèses retenues dans les méthodes et procédures de mesure ;
- dispersion des observations répétées du mesurande sous des conditions apparemment identiques.

Ces différentes sources d'incertitude ne sont pas nécessairement indépendantes et certaines contribuent à la dispersion des observations répétées. Chacune des composantes contribue à l'incertitude composée.

Pour évaluer la valeur numérique de chacune des composantes, deux méthodes peuvent être employées :

a - Les méthodes statistiques ou de type A

Les méthodes statistiques ou de type A sont basées sur la répétition de séries de mesure réalisées dans des conditions stables et sont principalement utilisées pour quantifier les incertitudes de répétabilité des processus de mesure.

$$\begin{aligned}
 X_i &= \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n x_{i,k} \\
 u(X_i) &= \sqrt{\frac{1}{(n-1)} \sum_{k=1}^n (x_{i,k} - \bar{x}_i)^2}
 \end{aligned}
 \tag{A3.2}$$

- où
- $X_i$  : prend les valeurs des grandeurs intermédiaires ;
  - $n$  : nombre de mesures réalisées ;
  - $x_{i,k}$  : le résultat de chaque mesurage  $k$  de la grandeur  $x_i$  ;
  - $u(X_i)$  : l'incertitude-type associée à  $X_i$ .

b - Méthodes fondées sur l'expérience ou de type B

Méthodes fondées sur l'expérience ou de type B s'appuient sur les résultats de mesures antérieures, l'expérience de certains processus de mesure, les spécifications d'un instrument, les certificats d'étalonnage, etc. Les incertitudes-types sont évaluées à partir de ces informations en choisissant une loi de distribution qui, raisonnablement, peut représenter celle de l'erreur à étudier. Ces lois de distribution sont comprises dans un intervalle valant  $2a$  qui représente l'étendue de l'erreur.

- Loi normale :

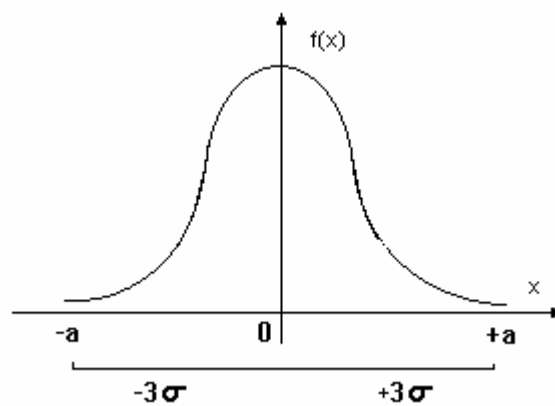


Figure A3-1 : Représentation de la densité de probabilité de la loi normale.

L'incertitude-type d'une erreur qui suit une loi normale (Figure A3-1) sur l'intervalle  $[-a, a]$  à 99,74 % est  $u = \frac{a}{3}$ .

Tout type d'erreurs dépendantes d'un nombre important de paramètres, chacun étant de faible effet individuel, suit cette loi. Elle est utilisée en l'absence d'informations sur les phénomènes physiques qui engendrent ces erreurs (erreur de l'opérateur,...).

- Loi uniforme :

Elle est représentée de la façon suivante :

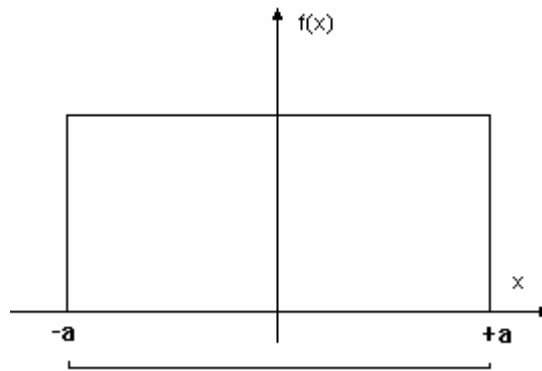


Figure A3-2 : Représentation de la densité de probabilité de la loi uniforme.

L'incertitude-type d'une erreur qui suit une loi uniforme (Figure A3-2) sur  $[-a, a]$  est

$$u = \frac{a}{\sqrt{3}}$$

Les erreurs qui suivent cette loi proviennent de la vérification des appareils et de l'erreur maximale tolérée correspondante, de l'hystérésis, de la classe de précision, de la dérive d'étalonnage, de la résolution de l'appareil. On notera que dans le cas de la résolution

celle-ci représente de l'étendue de l'erreur, ce qui implique  $u = \frac{\text{resolution}}{2\sqrt{3}}$ .

La démarche suivie pour le calcul des incertitudes-types élémentaires est donc la suivante :

- identification de l'appareil de mesure rattaché à la grandeur étudiée : résolution, vérification, étalonnage ;
- identification des lois de distribution appropriées ;
- calcul des différents écart-types composant l'incertitude-type élémentaire :  $u(a)$ ,  $u(b)$ ... ;
- calcul de l'incertitude-type élémentaire à partir des écart-types calculés en utilisant la somme quadratique des incertitudes :

$$u(X) = \sqrt{u^2(a) + u^2(b) + \dots} \quad (\text{A3.3})$$

Les incertitudes les plus souvent rencontrées sont, avec leur notations (Tableau A3-1) :

- $u(\text{tolér})$  : incertitude liée à la tolérance de l'appareil de mesure ou de référence utilisé dans l'essai ;

- $u(\text{étal})$  : incertitude liée à l'étalonnage de l'appareil de mesure utilisé dans l'essai ;
- $u(\text{résol})$  : incertitude liée à la résolution de l'appareil de mesure utilisé dans l'essai ;
- $u(\text{opé})$  : incertitude liée à l'erreur d'appréciation de l'opérateur ;
- $u(\text{répét})$  : incertitude de répétabilité ;
- $u(\text{zéro})$  : incertitude liée au réglage du zéro de l'appareil de mesure ;
- $u(\text{corr})$  : incertitude résiduelle après correction d'étalonnage ou de justesse.

Tableau A3-1 : Loi de distribution et méthode de calcul pour les principaux facteurs d'incertitude.

Facteur d'incertitude	Loi de distribution a priori	Méthode de calcul
Résolution (d = plus petite variation décelable par l'appareil)	Loi uniforme	$u(\text{résol}) = \frac{d}{2\sqrt{3}}$
Tolérance (t = tolérance de l'appareil de mesure)	Loi uniforme	$u(\text{vérif}) = \frac{v}{\sqrt{3}}$
Étalonnage (e = écart max constaté à l'étalonnage)	Loi uniforme	$u(\text{étal}) = \frac{e}{\sqrt{3}}$
Classe (k = erreur max due à la classe de l'appareil)	Loi uniforme	$u(\text{classe}) = \frac{k}{\sqrt{3}}$
Correction (c = erreur résiduelle max après correction)	Loi uniforme	$u(\text{corr}) = \frac{c}{\sqrt{3}}$
Répétabilité (r = écart max observé lors d'essais de répétabilité)	Loi normale	$u(\text{répét}) = \frac{r}{3}$
Zéro (z = écart max observable lors d'un calage de zéro d'appareil)	Loi normale	$u(\text{zéro}) = \frac{z}{3}$
Opérateur (o = erreur max due à l'appréciation de l'opérateur)	Loi normale	$u(\text{opér}) = \frac{o}{3}$

#### A3.4 Calcul de l'incertitude-type composée

Ce calcul est fondé sur l'approximation en série de Taylor du premier ordre de  $Y = f(X_i)$

$$x_i + u(x_i) \rightarrow y + u_c(y)$$

$$u_c^2(y) = \sum u^2(x_i) \left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \right)^2 + 2 \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \frac{\partial f}{\partial x_i} \frac{\partial f}{\partial x_j} \text{cov}(x_i, x_j) \quad (\text{A3.4})$$

où  $\text{cov}(x_i, x_j)$  : covariance estimée de  $x_i$  et  $x_j$  :

$$\text{cov}(x_i, x_j) = r(x_i, x_j) u(x_i) u(x_j) \quad (\text{A3.5})$$

où  $r$  : l'estimateur du coefficient de corrélation entre  $x_i$  et  $x_j$  et  $-1 < r < 1$

Si les variables  $X_i$  sont indépendantes (non corrélées :  $r = 0$ ) :

$$u_c^2(y) = \sum u^2(x_i) \left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \right)^2 \quad (\text{A3.6})$$

où  $u_c^2(y)$  : somme quadratique des composantes élémentaires, pondérées par le terme

$\left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \right)$ , coefficient fixant le poids relatif à l'incertitude  $u(x_i)$ .

### A3.5 Expression du résultat

Lorsque l'erreur suit ou s'approche sensiblement d'une loi de distribution normale et si ce paramètre est un multiple de l'écart-type, on parle d'incertitude élargie et on la désigne par  $U$ . On a ainsi multiplié l'incertitude-type par le coefficient d'élargissement  $k$  (Tableau A3-2) : par exemple  $k = 2$  pour l'intervalle de contrôle (95%),  $k = 3$  pour l'intervalle de surveillance (99,7 %).

Tableau A3-2 : Lien entre le niveau de confiance et l'incertitude élargie correspondante

Niveau de confiance (%)	68,27	90	95	95,45	99	99,73	99,99
Coefficient d'élargissement $k$	1	1,645	1,96	2	2,576	3	4

Dans la pratique, on utilise  $k = 1$  pour les calculs d'incertitude, et  $k = 2$  pour les résultats d'essai. Le résultat du processus de mesurage et des calculs associés est constitué de la valeur de la mesure, de son incertitude (avec le nombre de chiffres significatifs correspondants) et de son

unité. Le résultat peut être exprimé avec son incertitude-type composée ou avec son incertitude élargie ; dans ce dernier cas la valeur du coefficient d'élargissement  $k$  devra être précisée.

Les résultats peuvent aussi être rassemblés dans un tableau avec la valeur de l'incertitude composée, celles des incertitudes élémentaires avec leur coefficient ainsi que le produit des deux. Ce tableau sert à montrer l'importance relative de chaque incertitude élémentaire et permet ainsi d'identifier les facteurs d'erreur à minimiser lorsque l'incertitude composée est trop grande.

## Annexe 4

### Estimation de l'incertitude des mesures du flux de sève

#### A4.1 Sources d'incertitude

La valeur du volume de sève transpiré en grammes par jour pour un capteur donné est obtenue après plusieurs mesures directes et l'application d'expressions mathématiques (Section 1.2.3.1). Pour déterminer l'incertitude sur ce volume, l'incertitude sur le terme de convection dans la sève ( $Q_f$ ) en Watts doit d'abord être estimée en appliquant la loi de composition des incertitudes (Annexe 3) de chacun des termes entrant dans le calcul de cette convection. Ainsi les incertitudes sur la chaleur fournie au capteur ( $P_{in}$ ), la conduction axiale ( $Q_v$ ) et la conduction radiale ( $Q_r$ ) ont été estimées à partir des mesures directes réalisées lors de l'expérimentation (Tableau A4-1). Les principaux facteurs d'incertitude sont la résolution et la tolérance des appareils de mesure, la représentativité des mesures et les effets de la température sur les mesures.

Certaines erreurs étant impossibles à estimer, une erreur maximale, en pourcentage ou dans l'unité de la mesure (mm ou  $\Omega$ ), a été postulée ; une étude de sensibilité de l'incertitude finale sur la convection de la chaleur et sur le volume journalier transpiré à certaines de ces valeurs (notées en caractères gras dans le tableau A4-1) est présentée dans la section suivante.



Tableau A4-1 : Sources d'incertitude de chacun des termes du bilan de chaleur.

Terme du bilan de chaleur	Terme secondaire	Terme tertiaire	Facteur d'incertitude	Erreur	Méthode de calcul (loi de propagation) (Annexe 3)
$P_{in}$ (W)	$U^1$	$V_c^1$ (A) <sup>5</sup>	résolution de la centrale de mesure	$\pm 0,001V$	$\frac{\text{résolution}}{2\sqrt{3}}$
			tolérance de la centrale de mesure	$\pm 0,2\%$ de la PE <sup>2</sup> de 2,5V	$\frac{\text{tolérance} * PE}{\sqrt{3}}$
		$R_1$ et $R_2^1$ (A) <sup>5</sup>	influence de la température	-700ppm °C <sup>-1</sup>	$\frac{700ppm * 15^\circ C^{(3)} * R_{lou2}}{\sqrt{3}}$
			résolution du multimètre	0,001MΩ	$\frac{\text{résolution}}{2\sqrt{3}}$
			tolérance du multimètre	$\pm 0,3 \%$ de la mesure	$\frac{\text{tolérance}}{\sqrt{3}}$
	$R$ (A) <sup>5</sup>	-	caractéristique capteur	<b>estimée à <math>\pm 1\Omega</math></b>	$\frac{\text{erreur}}{\sqrt{3}}$
$Q_v$ (W)	$k_{tige}$ (A) <sup>5</sup>	-	valeur théorique	estimée à $\pm 0,05 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$	$\frac{\text{erreur}}{\sqrt{3}}$
	$A_{tige}$	$D_{tige}$ (A) <sup>5</sup>	représentativité de la mesure, opérateur et pied à coulisse	<b>estimée à <math>\pm 1 \text{ mm}</math></b>	$\frac{\text{erreur}}{3}$
	$\Delta x$ (A) <sup>5</sup>	-	caractéristique capteur	estimée à $\pm 0,1 \text{ mm}$	$\frac{\text{erreur}}{\sqrt{3}}$
	$dT_u+dT_d$ (S) <sup>5</sup>	-	représentativité de la mesure <sup>4</sup>	<b>estimée à <math>\pm 10 \%</math> de <math>dT_u+dT_d</math></b>	$\frac{\text{erreur}}{3}$
$Q_f$ (W)	$dT_{lat}$ (A) <sup>5</sup>	-	représentativité de la mesure <sup>4</sup>	<b>estimée à <math>\pm 10 \%</math> de <math>dT_{lat}</math></b>	$\frac{\text{erreur}}{3}$
	$k_m$ (A) <sup>5</sup>	$P_{in}$ (heure fixe)	incertitudes connues		
		$Q_v$ (heure fixe)			
$dT_{lat}$ (heure fixe)					
$F$ (g s <sup>-1</sup> )	$Q_f$ (A) <sup>5</sup>	-	incertitude connue		
	$dT$ (S) <sup>5</sup>	-	représentativité de la mesure <sup>4</sup>	<b>estimée à <math>\pm 10 \%</math> de <math>dT</math></b>	$\frac{\text{erreur}}{3}$

$$^1 U = V_c \left( \frac{R_1 + R_2}{R_2} \right)$$

où  $V_c$  est la tension lue par la centrale de mesure (V) ; le rapport des résistances  $R_1$  et  $R_2$  ( $\Omega$ ) forme le pont diviseur (-) de la tension d'alimentation du capteur U (V).

<sup>2</sup> PE signifie la pleine échelle de lecture de la centrale de mesure qui est de 2,5 V dans notre cas.

<sup>3</sup> Une variation maximal de 15°C a été mesurée à l'intérieur de la centrale de mesure.

<sup>4</sup> Les erreurs de la centrale de mesure Campbell sont négligeables devant ce facteur d'incertitude.

<sup>5</sup> Erreur aléatoire (A) ou systématique (S) (Annexe 3).

#### **A4.2 Incertitudes journalières de la convection de la chaleur et du volume de sève transpiré**

La détermination des incertitudes du cumul de la convection de la chaleur ou du flux de sève sur une journée est complexe. Cette complexité est liée aux termes de covariance (Annexe 3) qui ont été pris en compte mais afin de simplifier le calcul, plusieurs hypothèses ont été posées (Annexe 5).

L'incertitude sur la convection de la chaleur ou sur le volume de sève transpiré sur une journée a été estimée sur des mesures de flux de sève n'ayant en général pas été corrigées manuellement (Annexe 2) ; ainsi dans le tableau A4-2, les données manquantes correspondent à des journées où des corrections importantes ont été apportées et où l'incertitude n'a pas été calculée. L'étude des incertitudes a porté sur des tiges de 13,5, 26,8, 28,3, 34,5 et 36,0 mm de diamètre (un capteur de 13 mm, deux de 25 mm et deux de 35 mm) (Tableau A4-2). Les mesures de tous les capteurs de 13 mm ont presque systématiquement été corrigées et ainsi l'incertitude d'un seul capteur de 13 mm sur trois jours seulement a été estimée. Les incertitudes ont été estimées sur la journée entière (j+n) et sur la période diurne de la journée où les débits de sève n'étaient pas nuls ou négligeables (j) ; elles ont été déterminées à partir des erreurs sur les mesures présentées dans le tableau A4-1.

Tableau A4-2 : Incertitudes relatives (%) sur la convection de la chaleur ( $Q_f$ ) et le volume de sève transpiré sur une journée (F) pour 5 tiges sur la période allant du 10 au 17 août 98 ; les incertitudes sont données pour 24 h (j + n) et pour la période de débit de sève non nul sur la journée (j).

		Diamètre de la tige (mm)									
		13,5		26,8		28,3		34,5		36,0	
		j + n	j	j + n	j	j + n	j	j + n	j	j + n	j
10 août 98	$Q_f$	-	-	2,4	1,4	-	-	-	-	-	-
	F	-	-	6,6	4,5	-	-	-	-	-	-
11 août 98	$Q_f$	-	-	3,2	1,7	-	-	1,4	0,8	1,7	1,3
	F	-	-	8,2	4,6	-	-	5,2	4,0	5,1	4,3
12 août 98	$Q_f$	-	-	2,8	1,5	5,3	2,7	1,2	0,7	1,6	1,0
	F	-	-	8,6	4,6	13,2	5,7	4,9	3,8	4,8	3,9
13 août 98	$Q_f$	-	-	2,4	1,7	-	-	-	-	1,4	1,1
	F	-	-	6,9	5,3	-	-	-	-	4,5	4,1
14 août 98	$Q_f$	17,2	8,3	2,7	2,2	5,3	2,5	1,3	0,8	1,8	1,1
	F	39,8	12,3	7,2	6,2	11,9	5,6	5,0	4,1	5,2	4,1
15 août 98	$Q_f$	29,1	14,4	4,3	2,8	7,7	3,8	1,6	0,9	2,6	1,6
	F	51,0	18,6	12,5	7,1	19,6	7,6	5,5	4,0	6,5	4,8
16 août 98	$Q_f$	-	-	2,4	1,5	-	-	1,1	0,8	1,5	1,1
	F	-	-	9,5	5,5	-	-	4,9	4,1	5,0	4,3
17 août 98	$Q_f$	28,7	14,9	-	-	7,8	3,7	-	-	2,6	1,8
	F	59,7	22,6	-	-	24,3	7,5	-	-	6,8	5,2

Les principaux résultats du calcul des incertitudes peuvent se résumer ainsi.

- La passage de la convection journalière dans la sève (W) en volume de sève transpiré sur une journée (g) (Équation (1.5)) entraîne une augmentation importante de l'incertitude. Cette augmentation est principalement due à la somme sur la journée des incertitudes au carré des flux de sève ( $g\ s^{-1}$ ). En effet, l'incertitude sur le volume transpiré sur une journée est très peu sensible à l'erreur sur la différence de température de part et d'autre de l'élément chauffant (dT).

- Les incertitudes sur les valeurs nocturnes sont très importantes (Figure A4-1). Elles sont principalement causées par les incertitudes sur les conceptions axiale et radiale. En effet, lorsque la plante transpire peu ou pas, toute l'énergie apportée se dissipe en pertes de chaleur par conduction axiale et radiale, qui sont donc beaucoup plus élevées la nuit que le jour (Figure 2-14). Étant donné que les incertitudes sur ces conceptions ont été estimées à partir d'un pourcentage des différences de température (Tableau A4-1) et que ces dernières augmentent la nuit, les incertitudes finales sur les conceptions sont nécessairement plus élevées la nuit que le jour (Figure A4-2). La chaleur fournie au capteur est relativement constante sur 24 h. Ainsi les incertitudes finales sur la convection, et par conséquent le flux de sève, sont plus fortes la nuit que le jour.

Pour déterminer l'incertitude journalière des volumes de sève transpirés, il semble en conséquence réaliste de négliger les incertitudes nocturnes. Nous savons en effet que la nuit, les débits de sève sont très faibles, voire nuls, étant donné que la demande climatique est négligeable (Figure 2-10). De plus, les flux de sève ne peuvent pas être négatifs, c'est-à-dire que la sève ne circule pas du haut de la tige vers le bas. Tenir compte des incertitudes nocturnes reviendrait pourtant à considérer que les flux de sève peuvent être négatifs ou relativement élevés (Figure A4-1). Ainsi les incertitudes calculées la nuit semblent peu réalistes et donc les incertitudes étudiées seront désormais celles ne concernant que la période de la journée où les débits de sève sont non nuls.

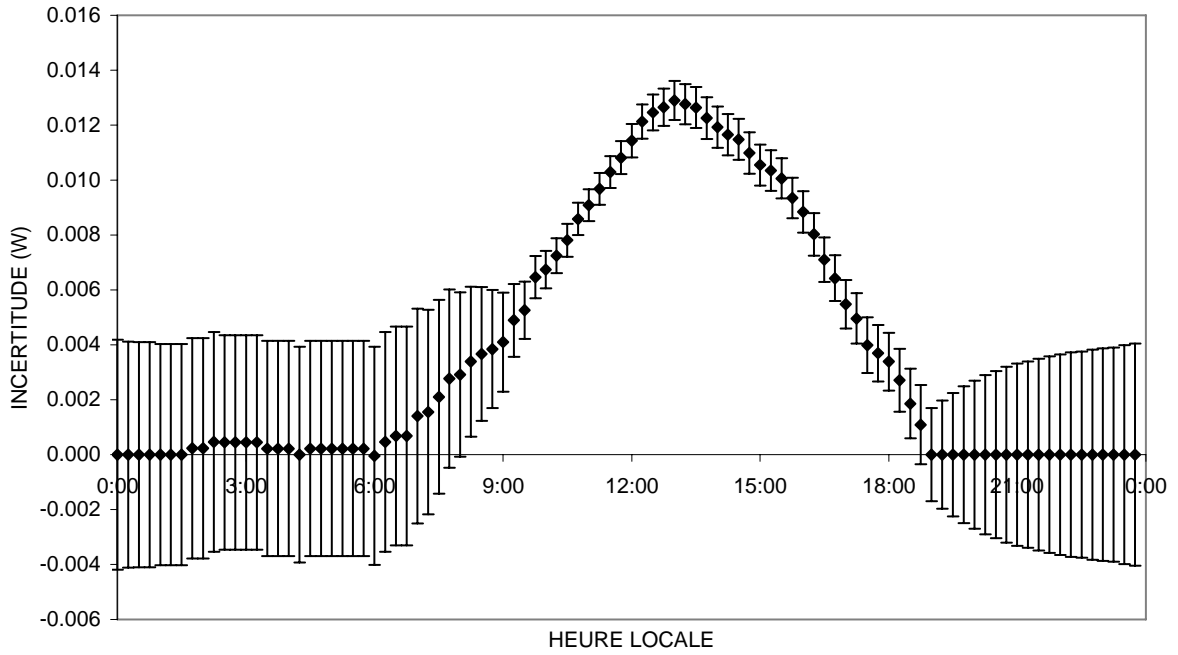


Figure A4-1 : Flux de sève et incertitudes du 14 août 98 pour une tige de 28,3 mm.

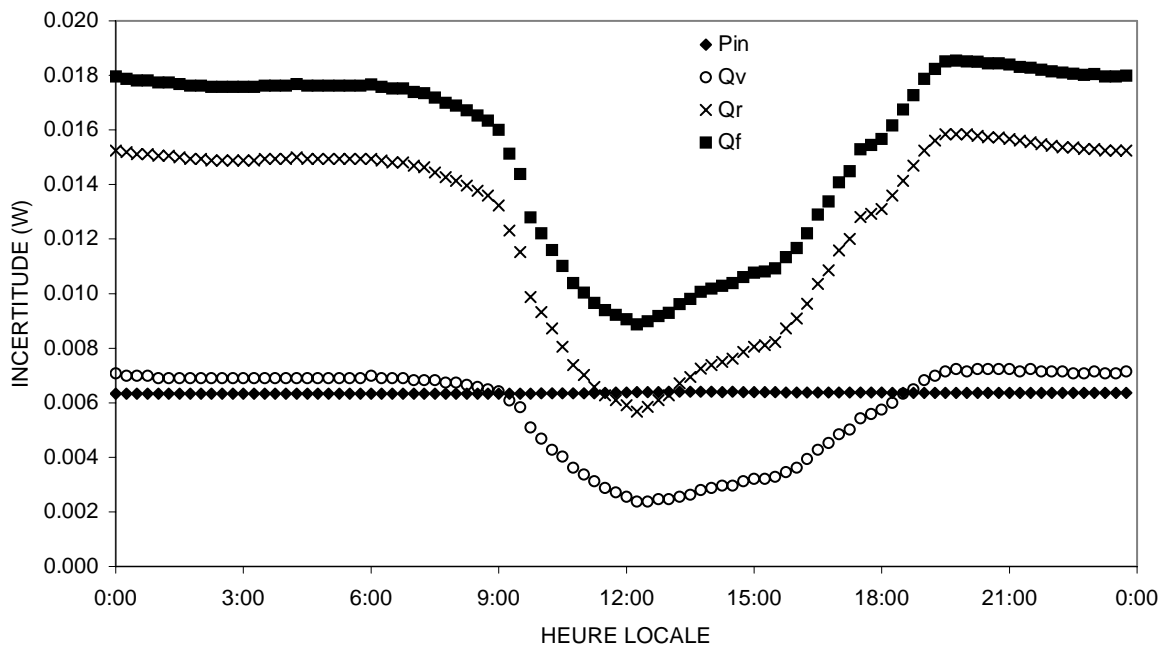


Figure A4-2 : Évolution des incertitudes sur la chaleur fournie au capteur ( $P_{in}$ ), la conduction axiale ( $Q_v$ ), la conduction radiale ( $Q_r$ ) et la convection dans la sève ( $Q_f$ ) du 14 août 98 pour une tige de 28,3 mm.

- Les incertitudes relatives journalières sur les volumes transpirés sont plus élevées lorsque les volumes journaliers sont plus faibles. De façon générale, les débits de sève mesurés par les capteurs de 35 mm sont supérieurs à ceux des 13 et 25 mm, ces derniers étant intermédiaires entre le 13 et 35 mm ; les incertitudes relatives sont ainsi inversement proportionnelles à la classe de diamètre. Il est à noter que la tige de 26,8 mm de diamètre au tableau A4-2 avait un débit de sève relativement plus élevé que celle de 28,3 mm, ce qui explique les incertitudes un peu plus faibles de la tige de 26,8 mm par rapport à celle de 28,3 mm.
- Les incertitudes sur les volumes transpirés du tableau A4-2 ont été calculées à partir des valeurs présentées au tableau A4-1 ; ainsi des erreurs de  $1\Omega$  sur la résistance du capteur et de 1 mm sur le diamètre de la tige ont été utilisées. La résistance de l'élément chauffant était une caractéristique donnée par le fournisseur ; une étude de sensibilité du flux de sève à l'erreur sur la résistance a été réalisée (Tableau A4-3). Le diamètre des tiges a été mesuré à l'aide d'un pied à coulisse avant l'installation et après la désinstallation des capteurs ; ils avaient en général augmenté de quelques mm. Pour les calculs des flux de sève, la valeur initiale mesurée du diamètre a été utilisée et la sensibilité du flux journalier à l'erreur de ce paramètre a été évaluée (Tableau A4-4). Le diamètre a été utilisé pour calculer la section de la tige en posant l'hypothèse que celle-ci était circulaire ; une certaine incertitude est introduite avec cette hypothèse puisque le plus grand diamètre a été mesuré. Les petites tiges semblent plus sensibles au diamètre de la tige (capteurs de 13 mm) alors que les plus grosses le sont plutôt à la résistance de l'élément chauffant.

Tableau A4-3 : Sensibilité de l'incertitude relative (%) du volume de sève transpiré sur la journée (F) à l'erreur sur la résistance de l'élément chauffant (R). Les valeurs de référence du tableau A4-2 sont indiquées en caractères gras.

	Diamètre de la tige (Résistance)	Erreur sur la résistance				
		1 $\Omega$	2 $\Omega$	3 $\Omega$	4 $\Omega$	5 $\Omega$
14 août 98	13,5 mm (126,2 $\Omega$ )	<b>12,3</b>	12,5	12,8	13,3	13,8
	28,3 mm (41,7 $\Omega$ )	<b>5,6</b>	6,1	6,9	7,8	8,9
	36,0 mm (41,5 $\Omega$ )	<b>4,1</b>	4,2	4,4	4,6	4,9
15 août 98	13,5 mm (126,2 $\Omega$ )	<b>18,6</b>	19,0	19,6	20,5	21,5
	28,3 mm (41,7 $\Omega$ )	<b>7,6</b>	8,4	9,7	11,2	12,9
	36,0 mm (41,5 $\Omega$ )	<b>4,8</b>	5,0	5,5	6,0	6,7

Tableau A4-4 : Sensibilité de l'incertitude relative (%) du volume de sève transpiré sur la journée (F) à l'erreur sur le diamètre de la tige ( $D_{t\grave{e}ge}$ ). Les valeurs de référence du tableau A4-2 sont indiquées en caractères gras.

	Diamètre de la tige	Erreur sur le diamètre				
		1 mm	2 mm	3 mm	4 mm	5 mm
14 août 98	13,5 mm	<b>12,3</b>	12,8	13,7	14,8	16,1
	28,3 mm	<b>5,6</b>	5,7	5,9	6,2	6,5
	36,0 mm	<b>4,1</b>	4,1	4,1	4,1	4,1
15 août 98	13,5 mm	<b>18,6</b>	19,7	21,2	23,3	25,7
	28,3 mm	<b>7,6</b>	7,8	8,1	8,6	9,1
	36,0 mm	<b>4,8</b>	4,8	4,8	4,8	4,9

- Les incertitudes sur la conduction radiale étant celles qui ont le plus de poids dans le calcul des incertitudes de la convection (Figure A4-2) et du volume transpiré, la sensibilité de ces derniers à la différence de température entre l'intérieur et l'extérieur du fluxmètre ( $dT_{lat}$ ) a été testée (Tableau A4-5). Les faibles flux semblent être les plus sensibles à une erreur sur ce terme. La sensibilité du volume transpiré à la différence de température entre les thermocouples au-dessus et au-dessous de la résistance ( $dT_u+dT_d$ ) est négligeable.

Tableau A4-5 : Sensibilité de l'incertitude relative (%) de la convection de la chaleur ( $Q_f$ ) et du volume de sève transpiré sur une journée ( $F$ ) à l'erreur sur la différence de température entre l'intérieur et l'extérieur du fluxmètre ( $dT_{lat}$ ) pour trois capteurs à deux dates différentes. Les valeurs de référence du tableau A4-2 sont indiquées en caractères gras.

	Diamètre de la tige	Erreur sur $dT_{lat}$				
		2 %	5 %	<b>10 %</b>	20 %	30 %
14 août 98	13,5 mm	9,7	10,3	<b>12,3</b>	18,1	25,0
	28,3 mm	5,2	5,3	<b>5,6</b>	6,8	8,5
	36,0 mm	4,0	4,0	<b>4,1</b>	4,4	4,9
15 août 98	13,5 mm	13,6	14,8	<b>18,6</b>	29,3	41,3
	28,3 mm	6,8	6,9	<b>7,6</b>	9,6	12,4
	36,0 mm	4,5	4,5	<b>4,8</b>	5,6	6,8

- Les tests de sensibilité présentés ci-dessus ont tous été réalisés par rapport à un seul paramètre à la fois, c'est-à-dire que la sensibilité à la combinaison de plusieurs paramètres n'a pas été testée. Ainsi une incertitude dite "maximale" (Tableau A4-6) a été comparée à l'incertitude dite "de référence" correspondant aux valeurs présentées aux tableaux A4-1 et A4-2. L'incertitude "maximale" correspond aux incertitudes maximales utilisées dans les tableaux A4-3, A4-4 et A4-5, c'est-à-dire de 5  $\Omega$  sur la résistance de l'élément chauffant (R), de 5 mm sur le diamètre de la tige ( $D_{tige}$ ) et de 30 % sur la différence de température entre



l'intérieur et l'extérieur du fluxmètre ( $dT_{lat}$ ). L'incertitude maximale est au maximum 2,5 supérieure à l'incertitude de référence (Tableau A4-6).

Tableau A4-6 : Sensibilité de l'incertitude relative (%).

	<b>Diamètre de la tige</b>	<b>Incertainde de référence (%)</b>	<b>Incertainde maximale (%)</b>
14 août 98	13,5 mm	12,3	27,9
	28,3 mm	5,6	11,4
	36,0 mm	4,1	5,6
15 août 98	13,5 mm	18,6	46,2
	28,3 mm	7,6	16,9
	36,0 mm	4,8	8,3

Les incertitudes estimées sur la convection de la chaleur et le volume de sève transpiré sur une journée sont d'un ordre de grandeur raisonnable, particulièrement lorsqu'elles sont estimées sur la période diurne de la journée où les débits de sève dans la plante ne sont pas nuls ou négligeables. En effet, les plus fortes incertitudes relatives se retrouvent pour les faibles débits, c'est-à-dire sur les débits nocturnes et sur ceux des petites tiges. Les incertitudes estimées valident la surestimation des flux de sève par rapport au flux du vase de Mariotte observée au cours de l'expérimentation en laboratoire (Section 1.2.3.3). Finalement il semble acceptable d'utiliser les mesures de flux de sève pour estimer la transpiration d'un plant de canne à sucre.

#### **A4.3 Erreur sur les ponts diviseurs**

Une source d'incertitude supplémentaire n'a pas été estimée par le calcul d'incertitude. Des mesures de la puissance apportée à chacun des capteurs étaient réalisées lors de l'expérimentation par la centrale de mesure Campbell. Pour réaliser ces mesures, des ponts diviseurs de la tension ont été utilisés (un par capteur). La valeur de certains de ces ponts a été déterminée à partir des mesures des trois résistances de chacun des ponts réalisées à l'aide d'un multimètre. Pour déterminer la valeur des ponts, il aurait fallu tenir compte de la résistance

interne du multimètre puisqu'elle était du même ordre de grandeur que les résistances des ponts, ce qui n'a pas été fait. Un seul pont diviseur a pu être remesuré avec cette correction car il était le seul que nous avons conservé après l'expérimentation. Ainsi la valeur de ce pont aurait dû être inférieure d'environ 6 % à celle prise en compte dans nos calculs. Cette erreur concerne tous les capteurs de 35 mm et trois capteurs de 25 mm installés au niveau du drain. Quelques tests ont été réalisés sur différents capteurs en faisant l'hypothèse que la correction à apporter sur la valeur des ponts serait toujours de 6 %. Ils ont montré qu'une correction tendrait à diminuer la valeur journalière des flux de sève par plant entre 12 et 17 %.



## Annexe 5

### Incertitude sur la convection de la chaleur et le flux de sève journaliers

La détermination de la convection de la chaleur et du flux de sève journaliers implique le cumul des valeurs calculées au pas de temps de 15 minutes. Ainsi l'incertitude de la convection journalière a été déterminée à partir du calcul de l'incertitude-type composée (Annexe 3). Nous avons posé l'hypothèse qu'une erreur systématique était faite sur la somme des différences entre les thermocouples situés au-dessus et au-dessous de l'élément chauffant ( $dT_u+dT_d$ ; équation (1.3)). Une erreur systématique est définie comme une moyenne qui résulterait d'un nombre infini de mesurage du même mesurande, effectués dans les conditions de répétabilité, moins une valeur vraie du mesurande. Cette hypothèse signifie que notre calcul de cette somme de différences de température sur ou sous-estime toujours la réalité de ce que représente cette somme ; les erreurs des appareils, des sondes thermocouples et de la centrale de mesure sont négligées devant ce terme. Il n'y a donc pas indépendance entre les termes de convection cumulés et la covariance a ainsi due être prise en compte dans l'estimation de l'incertitude journalière. L'hypothèse d'erreur systématique sur la représentativité des mesures a aussi été posée sur la différence de température entre la base et le sommet de l'élément chauffant ( $dT$ ; équation (1.5)). Cette dernière hypothèse a impliqué l'estimation de termes supplémentaires de covariance dans l'estimation de l'incertitude du flux de sève journalier.

L'incertitude sur la convection journalière de la chaleur ( $Q_{fjour}$ ) s'exprime par :

$$u^2(Q_{fjour}) = \sum u^2(Q_{fi}) \left( \frac{\partial Q_{fjour}}{\partial Q_{fi}} \right)^2 + 2 \sum_{i=1}^{96-1} \sum_{j=i+1}^{96} \frac{\partial Q_{fjour}}{\partial Q_{fi}} \frac{\partial Q_{fjour}}{\partial Q_{fj}} * r(Q_{fi}, Q_{fj}) u(Q_{fi}) u(Q_{fj}) \quad (A5.1)$$

Étant donné que les mesures sont enregistrées toutes les 15 minutes, 96 valeurs de convection de la chaleur ( $Q_{fi}$ ) sont déterminées sur une journée. Ainsi un calcul précis de l'incertitude sur la

convection journalière de la chaleur nécessiterait, en plus du premier terme du membre de droite de l'équation (A5.1), la combinaison de deux termes parmi 96 ( $C_2^{96}$ ), ce qui donne 4560 termes ! Une hypothèse a donc été faite pour simplifier l'équation (A5.1). Ainsi une seule valeur journalière moyenne de  $dT_u+dT_d$  a été déterminée, ce qui implique une seule estimation de l'incertitude sur  $dT_u+dT_d$ . Le coefficient de corrélation ( $r$ ) entre les mesures  $(dT_u+dT_d)_i$  et  $(dT_u+dT_d)_j$  est égal à 1, les erreurs de ces deux termes étant exclusivement systématiques et issues des mêmes méthodes de mesure. L'équation (A5.1) a donc été simplifiée à :

$$u^2(Q_{\text{fjour}}) = \sum u^2(Q_{\text{fi}}) \left( \frac{\partial Q_{\text{fjour}}}{\partial Q_{\text{fi}}} \right)^2 + 2 * 4560 * \left( \frac{\partial Q_{\text{fjour}}}{\partial (dT_u + dT_d)} \right)^2 u^2(dT_u + dT_d) \quad (\text{A5.2})$$

Pour l'estimation de l'incertitude du flux de sève journalier, une hypothèse supplémentaire par rapport à celles posées pour l'estimation de l'incertitude sur la convection journalière a été faite : une seule valeur journalière moyenne de la différence de température entre la base et le sommet de l'élément chauffant ( $dT$ ) a été déterminée. L'estimation de l'incertitude du flux de sève journalier a donc été réduite à trois termes : un terme pour les incertitudes des mesures de flux de sève au cours de la journée et deux termes de covariance pour tenir compte des erreurs systématiques des mesures de  $dT_u+dT_d$  et de  $dT$ .

Il est à noter que pour l'estimation des incertitudes journalières de la convection de chaleur et du flux de sève ne prenant en compte que la période où le débit de sève était non nul (Annexe 4), la combinaison a été ajustée selon le nombre de valeurs calculées sur la période considérée et les valeurs moyennes de  $dT_u+dT_d$  et  $dT$  utilisées ont été calculées à partir des seules valeurs de la période de débit non nul.

## Annexe 6

### Résolution du couplage de l'équation de Richards avec une fonction puits par les éléments finis

Le code aux éléments finis SIC (Système Intégré de Conception) de l'Université Technologique de Compiègne (U. T. C.) (Breitkopf et Touzot, 1992) a été utilisé afin de simuler numériquement les écoulements en milieu poreux variablement saturé. Une fonction puits racinaire a été introduite dans SIC de la forme de l'équation (3.8). La programmation de cette fonction a été réalisée en collaboration avec Frédéric Golay du Laboratoire Modélisation Numérique et Couplages (MNC) de l'Institut des Sciences de l'Ingénieur de Toulon et du Var (ISITV). Cette collaboration entre le *Cemagref* et le MNC a également permis d'effectuer un transfert de technologie et de compétence.

Les détails de la résolution numérique par les éléments finis de l'équation de Richards couplée avec la fonction puits racinaire  $\Psi_r$  sont tout d'abord présentés dans cette annexe. Les modifications réalisées dans SIC sont ensuite décrites. Finalement le principe utilisé pour modifier la valeur du puits dans Richards est expliqué.

Cette annexe est tirée du rapport rédigé par Frédéric Golay en 1999 suite aux modifications réalisées dans SIC pour l'intégration de la fonction puits.

#### A6.1 Résolution numérique de l'équation de Richards

##### A6.1.1 Équation de Richards

La conservation de la masse d'eau dans un volume  $\Omega$  s'écrit, en présence d'un terme volumique "puits racinaire"  $S$  :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \text{div} \mathbf{q} - S = 0 \text{ dans } \Omega \quad (\text{A6.1})$$

où  $\theta$  : teneur en eau  
 $q$  : vitesse de filtration.

La loi de Darcy généralisée aux sols non saturés exprime que la vitesse de filtration  $q$  est fonction du gradient de charge hydraulique via la conductivité hydraulique non saturée  $K$  :

$$q = -K(h)\nabla H \text{ dans } \Omega \quad (\text{A6.2})$$

où la charge hydraulique totale  $H$  s'exprime en fonction de la pression  $h$  (en mètres de colonne d'eau), de la pression interstitielle  $p_w$  et de l'ordonnée  $z$  par :

$$H = h+z \quad , \quad h = \frac{p_w}{\rho_w g} \text{ dans } \Omega \quad (\text{A6.3})$$

où  $\gamma_w$  est l'accélération de la pesanteur  $\rho_w g$ .

Lorsque le sol est suffisamment perméable, la pression de l'air est supposée constante et la succion  $\Psi$  est simplement égale à l'opposé de la pression interstitielle  $p_w$  :

$$\Psi = \begin{cases} -p_w & \text{si } p_w < 0 \\ 0 & \text{si } p_w > 0 \end{cases} \quad (\text{A6.4})$$

La teneur en eau est fonction de la porosité  $n$  et du degré de saturation  $DS$  :

$$\theta = nDS \quad , \quad n = \frac{V_{\text{vide}}}{V_{\text{total}}} \quad , \quad DS = \frac{V_{\text{eau}}}{V_{\text{vide}}} \quad (\text{A6.5})$$

On peut dès lors considérer comme seule inconnue la charge hydraulique  $H=H(t,x,z)$ , qui conduit à l'expression suivante de l'équation de Richards :

$$-nc \frac{\partial H}{\partial t} + \text{div}(K\nabla H) + S = 0 \quad \text{dans } \Omega \quad (\text{A6.6})$$

où  $c$  est la capacité d'emmagasinement.

$$c = -\gamma_w \frac{\partial S}{\partial \Psi} \quad (\text{A6.7})$$

### A6.1.2 Formulation variationnelle

On cherche le champ  $H(\vec{x}, t)$  tel que pour toute fonction  $\varphi$

$$\iiint_{\Omega} \left( -nc \frac{\partial H}{\partial t} + \text{div}(\mathbf{K}\nabla H) + S \right) \varphi d\Omega = 0 \quad (\text{A6.8})$$

soit

$$\iiint_{\Omega} \text{div}(\mathbf{K}\nabla H) \varphi d\Omega - \iiint_{\Omega} nc \frac{\partial H}{\partial t} \varphi d\Omega + \iiint_{\Omega} S \varphi d\Omega = 0$$

Or  $\text{div} \varphi \vec{A} = \varphi \text{div} \vec{A} + \text{grad} \varphi \cdot \vec{A}$ , d'où la formulation faible :

$$\iiint_{\Omega} \text{div}(\mathbf{K}\nabla H) \varphi d\Omega = \iiint_{\Omega} \text{div}(\varphi \mathbf{K}\nabla H) d\Omega - \iiint_{\Omega} \nabla \varphi \cdot \mathbf{K}\nabla H d\Omega$$

puis par application du théorème de la divergence :

$$\iiint_{\Omega} \text{div}(\mathbf{K}\nabla H) \varphi d\Omega = \iint_{\Gamma} \varphi \mathbf{K}\nabla H \cdot \vec{\eta} d\Gamma - \iiint_{\Omega} \nabla \varphi \cdot \mathbf{K}\nabla H d\Omega$$

Soit en définitive :

$$\iiint_{\Omega} \nabla \varphi \cdot \mathbf{K}\nabla H d\Omega + \iiint_{\Omega} nc \frac{\partial H}{\partial t} \varphi d\Omega = \iiint_{\Omega} S \varphi d\Omega + \iint_{\Gamma} \varphi \mathbf{K}\nabla H \cdot \vec{\eta} d\Gamma$$

et

$$\iiint_{\Omega} \nabla \varphi \cdot \mathbf{K}\nabla H d\Omega + \iiint_{\Omega} nc \frac{\partial H}{\partial t} \varphi d\Omega = \iiint_{\Omega} S \varphi d\Omega + \iint_{\Gamma_2} \varphi q^* d\Gamma \quad (\text{A6.9})$$



Cette formulation faible admet des conductivités discontinues et une charge hydraulique  $H$  possédant des dérivées premières discontinues (ce qui était interdit par la formulation différentielle initiale). En contrepartie, la fonction de pondération  $\varphi$  doit être dérivable.

### A6.1.3 Discrétisation en espace

Nous cherchons une approximation du champ  $H$ . Classiquement on cherche  $H$  en un nombre fini de points  $H_i$  et on utilise des fonctions d'interpolation  $f_i$  de telle sorte que :

$$H(\bar{x}, t) \approx \sum_i H_i(t) f_i(\bar{x}) \quad (\text{A6.10})$$

La méthode de Galerkin consiste à choisir pour fonctions tests  $\varphi$  les fonctions  $f_i$ . La formulation intégrale devient alors :

$$\iiint_{\Omega} \nabla f_i \cdot \mathbf{K} \nabla f_j H_j dx + \iiint_{\Omega} n C f_j \frac{\partial H_j}{\partial t} f_i dx = \iiint_{\Omega} S f_i dx + \iint_{\Gamma_2} f_i q^* dx \quad (\text{A6.11})$$

On décompose le domaine d'étude  $\Omega$  en sous-domaines  $V_e$  (les éléments). Ces éléments comportent chacun un nombre fini de nœuds 'inel' auxquels on cherche à déterminer le champ discrétisé  $H$ . On choisit alors les fonctions d'interpolation de telle sorte que sur un élément la charge hydraulique ne soit fonction que des charges nodales, soit :

$$H(\bar{x}, t) \approx \sum_{i=1}^{\text{inel}} H_i^e(t) N_i(\bar{x}) \quad \forall \bar{x} \in V_e \quad (\text{A6.12})$$

On peut donc décomposer la forme intégrale précédente en une somme d'intégrales définies sur les éléments :

$$\sum_e \iiint_{V_e} \nabla N_i \cdot \mathbf{K} \nabla N_j H_j^e dx + \sum_e \iiint_{V_e} n C N_j \frac{dH_j^e}{dt} N_i dx = \sum_e \iiint_{V_e} S N_i dx + \sum_e \iint_{V_e} N_i q^* dx$$

Soit, comme les charges nodales ne dépendent pas de l'espace :

$$\sum_e K_{ij}^e H_j^e + \sum_e C_{ij}^e \frac{dH_j^e}{dt} = \sum_e F_{vi}^e + \sum_e F_{si}^e \quad (\text{A6.13})$$

où

$$\begin{aligned} K_{ij}^e &= \iiint_{V_e} \nabla N_i \cdot K \nabla N_j \, dx \\ C_{ij}^e &= \iiint_{V_e} \rho c N_j N_i \, dx \\ F_{vi}^e &= \iiint_{V_e} S N_i \, dx \\ F_{si}^e &= \iint_{V_e} N_i q^* \, dx \end{aligned} \quad (\text{A6.14})$$

#### A6.1.4 Stratégie de résolution

On cherche à résoudre un système de la forme,

$$\{R\} = [K]\{H\} + [C]\left\{\dot{H}\right\} - \{F_v\} - \{F_s\} = 0$$

On effectue une discrétisation temporelle du système. On suppose le problème résolu à un instant  $t$  et on cherche le vecteur inconnu  $\{H\}$  à un instant  $t+\theta t$ , en posant :

$$\left\{\dot{H}\right\} = \frac{\{H_{t+\Delta t}\} - \{H_t\}}{\Delta t} \quad (\text{A6.15})$$

et en cherchant à résoudre le système non-linéaire :

$$\{R_{t+\theta\Delta t}\} = 0$$

où  $\theta$  est un coefficient compris entre 0 et 1 et :

$$\{H_{t+\theta\Delta t}\} = \theta\{H_{t+\Delta t}\} + (1-\theta)\{H_t\}$$

Pour résoudre le système non-linéaire on utilise la méthode de Newton-Raphson :

on construit une suite d'approximations de la solution  $\left\{H_{t+\Delta t}^{(i)}\right\}_{i=1\dots n}$  telle que,

$$\left\{ \mathbf{H}_{t+\Delta t}^{(i)} \right\}_{i=1\dots n} = \left\{ \mathbf{H}_{t+\Delta t}^{(i-1)} \right\}_{i=1\dots n} + \left\{ \delta \mathbf{H}^{(i)} \right\} \text{et} \left\{ \mathbf{R}_{t+\theta\Delta t} \right\} = 0$$

soit, en utilisant un développement de Taylor à l'ordre 1 :

$$\left\{ \mathbf{R}(\mathbf{H}^{(i)}) \right\} = \left\{ \mathbf{R}(\mathbf{H}^{(i-1)} + \delta \mathbf{H}^{(i)}) \right\} = \left\{ \mathbf{R}(\mathbf{H}^{(i-1)}) \right\} + \left[ \frac{\partial \mathbf{R}}{\partial \mathbf{H}}(\mathbf{H}^{(i-1)}) \right] \left\{ \delta \mathbf{H}^{(i)} \right\} + \dots$$

et

$$\left[ \frac{\partial \mathbf{R}}{\partial \mathbf{H}}(\mathbf{H}^{(i-1)}) \right] \left\{ \delta \mathbf{H}^{(i)} \right\} = - \left\{ \mathbf{R}(\mathbf{H}^{(i-1)}) \right\} \quad (\text{A6.16})$$

où

$$\left\{ \mathbf{R}(\mathbf{H}_{t+\theta\Delta t}^{(i-1)}) \right\} = \left[ \mathbf{K}(\mathbf{H}_{t+\theta\Delta t}^{(i-1)}) \right] \left\{ \mathbf{H}_{t+\theta\Delta t}^{(i-1)} \right\} + \frac{1}{\Delta t} \left[ \mathbf{C}(\mathbf{H}_{t+\theta\Delta t}^{(i-1)}) \right] \left( \left\{ \mathbf{H}_{t+\Delta t}^{(i-1)} \right\} - \left\{ \mathbf{H}_t \right\} \right) - \left\{ \mathbf{F}_v(\mathbf{H}_{t+\theta\Delta t}^{(i-1)}) \right\} - \left\{ \mathbf{F}_s(\mathbf{H}_{t+\theta\Delta t}^{(i-1)}) \right\} \quad (\text{A6.17})$$

La  $i^{\text{ème}}$  composante de (A6.17) s'écrit aussi :

$$\begin{aligned} R_i(t + \theta\Delta t) = & \sum_e \iiint_{V_e} \nabla N_i \cdot \mathbf{K}(\mathbf{H}) \nabla N_j (\theta H_j^e(t + \Delta t) + (1 - \theta) H_j^e(t)) dx + \\ & \sum_e \iiint_{V_e} nc(\mathbf{H}) N_j \frac{H_j^e(t + \Delta t) - H_j^e(t)}{\Delta t} N_i dx - \sum_e \iiint_{V_e} S N_i dx \end{aligned}$$

ou encore

$$\begin{aligned} R_i(t + \theta\Delta t) = & \sum_e \iiint_{V_e} R_i^e(t + \theta\Delta t) dx \\ R_i^e(t + \theta\Delta t) = & \nabla N_i \cdot \mathbf{K}(\mathbf{H}) \nabla N_j (H_j^e(t + \Delta t) + (1 - \theta) H_j^e(t)) + \\ & nc(\mathbf{H}) N_j \frac{H_j^e(t + \Delta t) - H_j^e(t)}{\Delta t} N_i - S N_i \end{aligned} \quad (\text{A6.18})$$

on en déduit donc que

$$\left[ \frac{\partial \mathbf{R}}{\partial \mathbf{H}} (\mathbf{H}^{(i-1)}) \right] = \sum_e \iiint_{V_e} \left[ \frac{\partial \mathbf{R}^e}{\partial \mathbf{H}} (\mathbf{H}^{(i-1)}) \right] d\mathbf{x}$$

avec

$$\begin{aligned} \left. \frac{\partial \mathbf{R}^e}{\partial \mathbf{H}} \right|_{ij} &= \theta \nabla N_i \mathbf{K}(\mathbf{H}) \nabla N_j + N_j \nabla N_i \frac{\partial \mathbf{k}}{\partial \mathbf{H}}(\mathbf{H}) \nabla N_k H_k^e(t + \theta \Delta t) + \\ &\quad nc(\mathbf{H}) N_j \frac{1}{\Delta t} N_i + \frac{\partial nc}{\partial \mathbf{H}}(\mathbf{H}) N_j N_k \frac{H_k^e(t + \Delta t) - H_k^e(t)}{\Delta t} N_i - \frac{\partial \mathbf{S}}{\partial \mathbf{H}}(\mathbf{H}) N_j N_i \end{aligned}$$

$$\left. \frac{\partial \mathbf{R}^e}{\partial \mathbf{H}} \right|_{ij} = \theta \nabla N_i \mathbf{K} \nabla N_j + N_j \nabla N_i \frac{\partial \mathbf{k}}{\partial \mathbf{H}} \nabla N_k H_k^e(t + \theta \Delta t) + N_j N_i \left( \frac{nc}{\Delta t} + \frac{\partial nc}{\partial \mathbf{H}} \frac{\Delta H^e}{\Delta t} - \frac{\partial \mathbf{S}}{\partial \mathbf{H}} \right) \quad (\text{A6.19})$$

## A6.2 Prise en compte des fonctions puits racinaires

### A6.2.1 Fonction puits racinaire $\Psi_r$

On introduit la notation de la succion  $\psi$  pour exprimer la charge hydraulique totale :

$$\mathbf{H} = h + z = -\psi + z \quad (\text{A6.20})$$

La fonction puits racinaire  $\Psi_r$  est de la forme :

$$\mathbf{S} = \rho(x, z) \mathbf{K}(\Psi) (\Psi - \Psi_r) = \rho(x, z) \mathbf{K}(\mathbf{H}) (z - h - \Psi_r) \quad (\text{A6.21})$$

où  $\Psi_r = \Psi_r(x)$  est la pression racinaire et  $\mathbf{K}$  la conductivité hydraulique non saturée du sol.

Donc :

$$\frac{\partial \mathbf{S}}{\partial \mathbf{H}} = -\rho \mathbf{K} + \rho \frac{\partial \mathbf{K}}{\partial \mathbf{H}} (z - h - \Psi_r) \quad (\text{A6.22})$$

### A6.2.2 Modifications dans SIC

Dans le calcul du résidu élémentaire on rajoute le terme :

$$-SN_i = -\rho K(H - z - \Psi_r)N_i \quad (A6.23)$$

Dans le calcul de la matrice tangente élémentaire on rajoute le terme :

$$-N_i N_j \left( \rho K + \rho \frac{\partial K}{\partial H} (H - z - \Psi_r) \right) \quad (A6.24)$$

$\rho$ , densité racinaire, est une nouvelle propriété élémentaire à laquelle on peut affecter une fonction, par exemple de type espace-temps dans la routine ESTUTI.

$K$  est la conductivité hydraulique non saturée calculée par la routine MSCOND, et la dérivée est calculée par la routine MSDCOND.

$\psi_r$ , succion aux racines, est une nouvelle propriété élémentaire à laquelle on peut affecter une fonction, par exemple de type `degre_de_liberte` dans la routine DDLUTI.

### A6.3 Modifications dans SIC

Les principaux fichiers modifiés dans SIC et un résumé des modifications apportées pour chacun de ces fichiers sont présentés au tableau A6-1.

Tableau A6-1 : Fichiers modifiés dans SIC et les modifications correspondantes.

Nom	Observations
-----	--------------

~/Noel96/sic/source/sic/elem/sols/emsvfa.F routine EMSVFA	Routine permettant de distribuer les tâches à effectuer au niveau élémentaire. Rajout du calcul de sollicitations réparties. Rajout du calcul de la norme L2 d'un vecteur.
~/Noel96/sic/source/sic/elem/sols/emsvfa.F routine EMSVRE	Calcul du résidu élémentaire. Rajout de (A6.23). Calcul et stockage de la fonction puits racinaire dans les propriétés nodales.
~/Noel96/sic/source/sic/elem/sols/emsvfa.F routine EMSVKT	Calcul de la matrice tangente élémentaire. Rajout de (A6.24). Stockage de la fonction puits racinaire dans les propriétés nodales.
~/Noel96/sic/source/sic/elem/sols/emsvfa.F routine EMSVCO	Impression des résultats Impression au format MOSAIC2.8
~/Noel96/sic/source/sic/elem/sols/emsvfe.F	Calcul d'une sollicitation élémentaire Routine activée par la commande ASSEMBLE VECTEUR FORCE-REPARTIE-LINEAIRE ...
~/Noel96/sic/source/sic/elem/sols/emsvfa.F routine EMSVL2	Calcul de la norme L2 d'un vecteur quelconque à une inconnue par nœud:  $\text{norme } g(x) = \sqrt{\sum_{\text{éléments élément}} \int g^2(x) dV}$
~/Noel96/sic/source/sic/elem/sols/emsvfa.F routine MSCOND,MSDCOND,MSCAPA,MSDCAPA	Calcul en un point de gauss, de la conductivité, la dérivée de la conductivité, la capacité et sa dérivée. Ces fichiers n'ont pas été modifiés mais on peut, pour essai, imposer ces propriétés matériaux.
~/Noel96/sic/CMDDES.DSC	Ajout de la commande du calcul de la norme et des commandes de couplage.
~/Noel96/sic/source/sic/cmdes/gnorl2.F	Calcul de la norme L2.
~/Noel96/sic/source/sic/cmdes/gmfin/excoor.F	Chaque nœud a une propriété nodale où nous stockerons la valeur de f.
~/Noel96/sic/source/sic/cmdes/services/estuti.F	Définition d'une fonction de type espace-temps. On peut définir une fonction dépendant de l'espace et du temps pour l'affecter par exemple à la densité racinaire ou à la fonction Psir.
~/Noel96/sic/source/sic/cmdes/services/ddluti.F	Définition d'une fonction de type degré de liberté. On peut définir une fonction dépendant de l'espace, du temps et des degrés de liberté du problème.
~/Noel96/sic/source/sic/cmdes/calcul/couple.F	Définition d'une fonction de type couplage. On peut définir une fonction dépendant de l'espace, du temps, des degrés de liberté, des tables de stockage, ... etc ... du problème courant et d'un autre problème.

## A6.4 Mise en œuvre

### A6.4.1 Le calcul de la moyenne

#### A6.4.1.1 *Principe*

La valeur de la fonction puits racinaire (A6.21) doit pouvoir être modifiée à volonté. Par l'adjonction de fonctions descriptives nous offrirons cette possibilité dans SIC. Un critère permettant d'évaluer la façon de modifier  $\Psi_r$  est de déterminer l'intégrale sur la hauteur de la fonction puits racinaire. On cherche donc à évaluer numériquement :

$$\int_{z_1}^{z_2} Sdz = \int_{z_1}^{z_2} \rho(x, z) K(H)(z - H - \Psi_r) dz \quad (\text{A6.25})$$

Afin que ce problème soit indépendant de la fonction puits racinaire choisie et du maillage, nous allons utiliser un artifice numérique. Soit  $f(x,y)$  une fonction de l'espace quelconque ; on cherche à déterminer l'intégrale de  $f$  suivant la direction  $y$ . Pour ce faire, il suffit de résoudre un problème de thermique non stationnaire où :

- la donnée initiale du problème est la fonction  $f(x,y)$  ;
- la diffusion n'est autorisée que suivant la verticale, c'est à dire  $\mathbf{K} = \begin{bmatrix} 0 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}$  ;
- les flux sont nuls sur la frontière ;
- le problème est résolu sur un intervalle de temps suffisamment grand pour que l'inconnue soit constante suivant la verticale.

Pour un temps suffisamment long, le problème devient stationnaire et on obtient une valeur constante, si bien que pour un  $x$  donné on a :

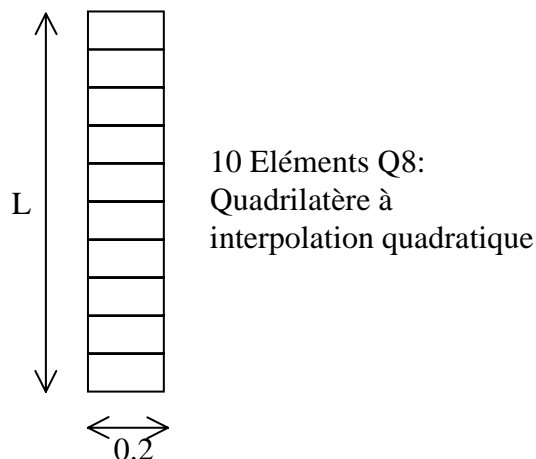
$$\int_{y_1}^{y_2} f(x, y) dy = f_{\text{moy}} (y_2 - y_1) \quad (\text{A6.26})$$

et donc en chaque nœud on obtient la valeur moyenne :

$$f_{\text{moy}} = \frac{1}{(y_2 - y_1)} \int_{y_1}^{y_2} f(x, y) dy \quad (\text{A6.27})$$

#### A6.4.1.2 Vérification

Soit la géométrie suivante :



Sur cette géométrie on teste les fonctions :

$$f(x, y) = 3\left(\frac{y}{L}\right)^2 \quad \text{soit} \quad f_{\text{moy}} = \frac{1}{L} \int_0^L 3\left(\frac{y}{L}\right)^2 dy = 1$$

et

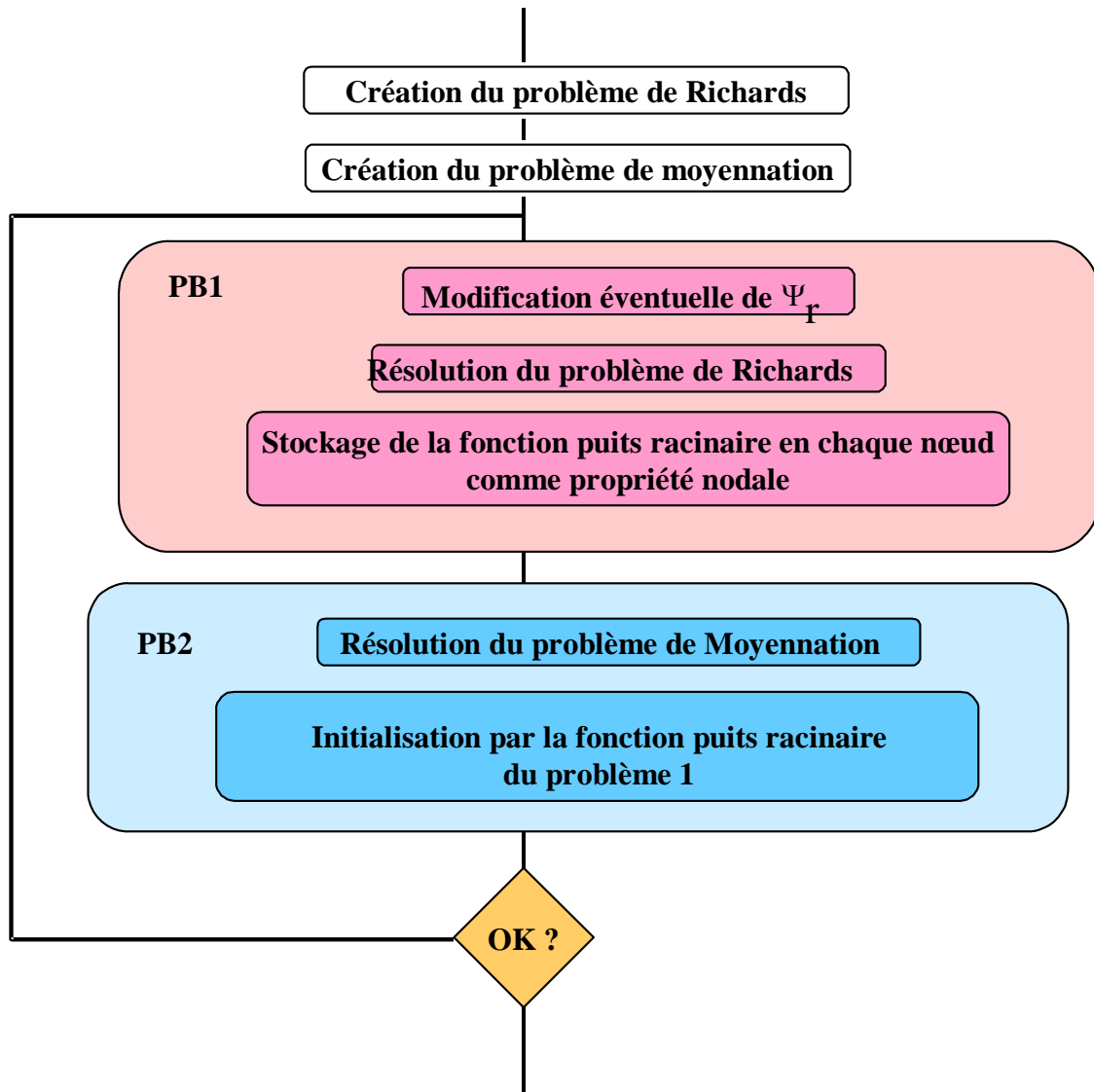
$$f_2(x, y) = e^{\frac{y}{L}} \quad \text{soit} \quad f_{2\text{moy}} = \frac{1}{L} \int_0^L e^{\frac{y}{L}} dy = e - 1$$

Les résultats numériques sont concluants !

#### A6.4.2 Le couplage

On doit résoudre simultanément le problème de Richards (A6.6) pour une fonction puits racinaire donnée par un schéma de Newton (A6.19) et déterminer la moyenne de  $S$  afin d'ajuster cette fonction le cas échéant. Pour réaliser cet objectif, nous utilisons les fonctionnalités de couplage de SIC qui nous autorisent à créer plusieurs problèmes de calcul pouvant communiquer entre eux. La fonction puits racinaire (A6.21) est stockée en chaque nœud du problème de Richards comme une propriété nodale. Pour obtenir cette information, il suffit d'imprimer le nœud. La fonction  $\Psi_r$  est stockée pour chaque point de Gauss des éléments du problème de Richards dans la table de stockage élémentaire VSTKE. Pour obtenir cette information, il suffit d'imprimer l'élément pour déterminer le numéro d'identifiant de sa table de stockage, puis imprimer cet objet.

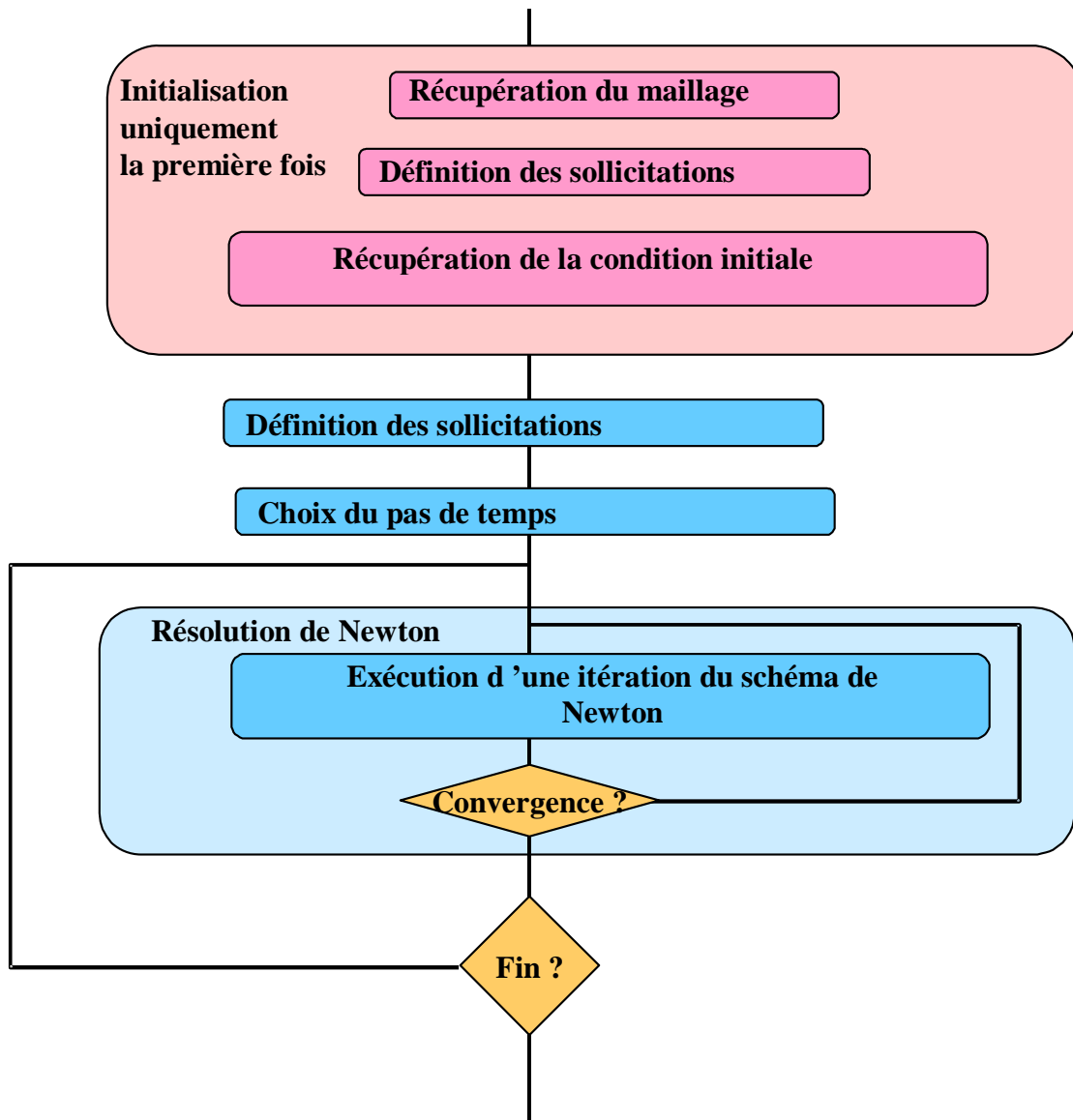




#### A6.4.3 Le problème d'écoulement

Sur une géométrie donnée, on doit résoudre un problème d'écoulement en milieu poreux. Après discrétisation temporelle du problème, nous devons résoudre un système non-linéaire (A6.16) par une méthode de Newton Raphson.

Pour résoudre le problème de Richards, il est nécessaire de partir d'une solution initiale qui soit statiquement admissible. Une condition initiale physiquement irréaliste fausserait complètement les résultats.



On teste la convergence du schéma de Newton sur la norme L2 du résidu.

Le choix du pas de temps est quasi automatique par la macrocommande développée par S. Bonelli "MACRO ENCHAINE\_PAS".

Une itération de Newton consiste en :

- 1) initialisation du vecteur résidu ;
- 2) assemblage du résidu (A6.18) ;

- 3) initialisation de la matrice tangente ;
- 4) assemblage de la matrice tangente (A6.19) ;
- 5) application des conditions aux limites éventuelles ;
- 6) résolution du système linéaire (A6.16) ;
- 7) mise à jour de l'accroissement dans le pas.