



HAL
open science

Evaluation de la productivité de l'eau d'irrigation par la modélisation : le cas du maïs sous goutte-à-goutte enterré en sol limoneux profond

Rami Albasha

► To cite this version:

Rami Albasha. Evaluation de la productivité de l'eau d'irrigation par la modélisation : le cas du maïs sous goutte-à-goutte enterré en sol limoneux profond. Sciences de l'environnement. Doctorat Eaux continentales et sociétés, AgroParisTech, 2015. Français. NNT : . tel-02602971

HAL Id: tel-02602971

<https://hal.inrae.fr/tel-02602971v1>

Submitted on 16 May 2020

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

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

Thèse
pour obtenir le grade de
Docteur
de
l'Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement
(AgroParisTech)
Spécialité : Eaux Continentales et Sociétés

EVALUATION DE LA PRODUCTIVITÉ DE L'EAU D'IRRIGATION PAR
LA MODÉLISATION : LE CAS DU MAÏS SOUS GOUTTE-À-GOUTTE
ENTERRÉ EN SOL LIMONEUX PROFOND

Rami ALBASHA

Soutenue publiquement le 15 juin 2015 devant le jury composé de :

<i>Rapporteurs</i>	Dr. Rafaël ANGULO	UMR 5023, CNRS, Grenoble
	Dr. Patrice CANNAVO	UR EPHOR, Agrocampus ouest, Angers
<i>Examineurs</i>	Dr. Isabelle BRAUD	UR HHLY, Irstea, Lyon
	Dr. Florent MARAUX	UPR SCA, CIRAD, Montpellier
	Pr. Gilles BELAUD	UMR G-eau, SupAgro, Montpellier
<i>Invité</i>	Ing. Jean-Marc DEUMIER	Arvalis, Baziège
<i>Directeur</i>	Dr. Jean-Claude MAILHOL	UMR G-eau, Irstea, Montpellier
<i>Encadrant</i>	Dr. Bruno CHEVIRON	UMR G-eau, Irstea, Montpellier

Remerciements

Mes premiers remerciements vont à Jean-Claude, mon directeur de thèse et le *PILOTE* de ce navire qu'est ma thèse. Tu m'as initié à la recherche en m'octroyant toute la liberté et la confiance dont j'avais besoin.

Jean-Marie, Je te remercie pour ta compagnie durant les trois ans de cette recherche, de ta passion pour le terrain, pour tes pertinents conseils en agronomie, mais surtout pour ton humain. Ce navire n'aurait su retrouvé la terre sans ton appui constant et généreux, surtout pendant les dernières phases de ce voyage.

Bruno, j'ai été marqué par la rigueur et la curiosité scientifique qui te caractérisent. Je te remercie pour toutes les connaissances que tu m'as transmises en programmation. Ton appui m'a été essentiel pour formuler mes idées et les coder dans *PILOTE*, ainsi que dans mon travail de publication.

*Print**, « Merci David Dorchiez ! ». Comment mieux remercier David, l'hydraulicien, souriant geek de G-eau ? ! Merci à toi pour tous les dépannages en codes que tu as permis... et ô qu'ils étaient nombreux durant ces trois ans !

Chers collègues de la plateforme expérimentale : Cyril Dejean, Jean-Louis Bozza (dit Tonton), je vous remercie de m'avoir accompagné dans mes expérimentations, de votre aide dans l'instrumentalisation et l'acquisition des données. Patrick Rosique (dit le Sheriff) je te remercie d'avoir assuré la gestion de la plateforme, une tâche qui n'a pas toujours été évidente. Augustin Luxin (dit Dr. Luxin), merci pour ton aide qui nous était parfois indispensable à l'installation des matériels sur le terrain, mais surtout de ta présence et de ton esprit joyeux qui ont ajouté une touche de convivialité dans l'équipe.

Je vous remercie, les très chers copains du labo. Francisco Felis-Carasco (dit Pancho) je te remercie en premier pour les dépannages en urgence des derniers jours de rédaction de ce travail. Anne-Gaëlle Figureau (dite AG), compagne deroute et dernière combattante en fin de cycle à G-eau ! Merci pour tous les moments partagés sur le chemin du retour après les longues journées de 12h passées dans le labo ! Jafar Al-Mouhammad, Nancy Rizk, Souha Gamri, Choukran ! pour votre sympathie et votre agréable présence

Remerciements

à mes côtés dans le labo.

Mes chers chefs de G-eau, Christian Leduc, Gilles Belaud, Sami Bouarfa et Dominique Rollin, vous m'avez ouvert la porte de G-eau en tant que stagiaire, il y a déjà 5 ans. Votre appui a été précieux lorsque j'ai voulu ouvrir une nouvelle porte, celle de mon post-doctorat. Recevez toute ma reconnaissance. Merci également à Carmen Renaudeau et à Patrice Garin, qui ont toujours veillé sur nous, notamment les doctorants syriens, et ont assuré le meilleur déroulement de cette thèse en dépit des terribles troubles survenus dans notre pays.

Mon dernier remerciement, mais surtout pas le moindre, va à toi, Clémence, mon markaz-el-kon à moi ! Je te remercie pour ton soutien dans toutes ces vagues auxquelles j'ai dû faire face. Je n'aurai pas assez de mots pour te remercier de m'avoir sorti de ma bulle de doctorant, et pour me rappeler qu'il existe d'autres choses dans la vie que cette thèse. Merci et grand merci !

A ma famille, que je n'ai pas pu voir pendant déjà 4 ans à cause de la guerre civile en Syrie, je consacre ce travail.

Résumé

Sous le paradigme de « more crop per drop », augmenter la productivité de l'eau consommée en agriculture irriguée est devenue l'un des points majeurs du développement en systèmes d'irrigation. Dans ce contexte, évaluer les performances des techniques d'irrigation et leur aptitude à réduire la consommation en eau est une condition préalable à l'optimisation de l'utilisation de l'eau en agriculture. La technique d'irrigation dont il est question dans ce travail de thèse est le goutte-à-goutte enterré (GGE) que l'on souhaite modéliser afin d'évaluer ses performances agronomiques dans divers contextes pédoclimatiques.

De nombreux modèles de cultures permettent aujourd'hui de prédire le rendement agricole en fonction, inter alia, des conditions climatiques, du type de sol, de la disponibilité de l'eau, des éléments nutritifs et des pratiques agricoles. Ces modèles de cultures couplent généralement les processus de transfert d'eau et des solutés dans le sol au développement végétatif des cultures. L'extraction de l'eau par les racines des plantes y joue le rôle de jonction entre le Sol et la Plante.

Malgré la forte variabilité spatio-temporelle de l'activité de l'extraction racinaire, cette activité est souvent présentée dans les modèles de cultures par des fonctions empiriques « statiques » : la distribution spatiale de l'extraction de l'eau du sol dépend d'une forme prédéfinie de la densité racinaire mais non du type d'irrigation. Ces fonctions empiriques s'avèrent être adaptées à la simulation de l'extraction racinaire lorsque l'eau est apportée à la surface du sol (irrigation par aspersion, gravitaire, etc.). Cependant, leur légitimité sous irrigation localisée reste à démontrer.

La présente thèse tente d'évaluer la performance de l'approche empirique pour modéliser l'extraction de l'eau sous l'irrigation localisée par GGE, avec pour objectif d'élaborer un modèle de cultures opérationnel adapté à ce type d'irrigation.

Dans un premier temps, le rôle de la fonction définissant la distribution spatiale de la densité racinaire est analysé. Des simulations numériques appuyées par des expérimentations de terrain ont permis d'analyser le phénomène de « compensation de l'extraction racinaire », phénomène plus particulièrement exacerbé en irrigation localisée. En rendre compte par la modélisation s'est avéré nécessaire pour prédire la consommation en eau des cultures, la distribution de l'eau dans le sol, et surtout les flux de drainage sous GGE.

Dans un second temps, les fruits de cette analyse ont été valorisés par le développement

de SDICM, un modèle de cultures couplant les processus de transfert bidirectionnel de l'eau dans le sol au développement végétatif de la culture. Ce modèle a été confronté aux observations de terrain ce qui a permis de constater l'importance du processus d'extraction racinaire dans la prédiction des profils hydriques en sols cultivés.

Finalement, les résultats d'ordre agronomiques des essais conduits au site d'études ont été synthétisés afin d'évaluer les performances de l'irrigation par GGE pour la production de maïs dans le contexte climatique du Sud de la France.

Mots clés : Extraction racinaire de l'eau, irrigation par goutte-à-goutte enterré, modèle de cultures, productivité de l'eau, maïs.

**Evaluating irrigation water productivity
by modeling: example of subsurface
drip-irrigated maize in deep loamy soil**

Abstract

The "more crop per drop" paradigm is behind considerable efforts to increasing the productivity of water consumed in irrigated agriculture. In this context, the evaluation of the agronomic performances of irrigation techniques and their ability to reduce the water consumption is a prerequisite for optimizing water use in irrigated agriculture. This thesis explores the potentials of Subsurface Drip Irrigation (SDI) within a modeling framework to evaluate its agronomic performance under various soil and climatic contexts.

Many crop models allow today the prediction of crop yields as a function of, inter alia, the climatic conditions, the type of soil, the availability of water, of nutrient, and agricultural practices. These crop models usually couple the water and solute transfer processes in the soil to crop development. The water uptake of plant roots plays herein a key role of joining the processes in soil to those of the plant.

Despite the strong spatial and temporal variability of the activity of root uptake, this activity is often presented in crop models with empirical "static" functions: the spatial distribution of water uptake depends on a predefined distribution of root density, but not on the type of irrigation. These empirical functions are found to be suitable for the simulation of root uptake when water is brought to the surface (sprinkler irrigation, gravity, etc.). However, their legitimacy under drip irrigation remains to be demonstrated.

This thesis evaluates the performance of the empirical approaches for modeling root water uptake under drip irrigation, with the ultimate objective of introducing a simple crop model suitable for this technique.

From the one hand, the role of the function defining the spatial distribution of root density is explored. Numerical simulations supported by field experiments allowed analyzing the phenomenon of "compensatory water uptake", which is exacerbated under localized irrigation. Considering this phenomenon in modeling was necessary for adequately predicting water consumption of the crop, the distribution of water in the soil, and especially drainage fluxes under SDI.

From the other hand, the findings from the first study are taken into account in the development of SDICM, Subsurface Drip Irrigation Crop Model. SDICM is couples bidirectional water transfer process in the soil to crop growth. This model was confronted with field observations which allowed putting forward the importance of root water uptake process in the prediction of water profiles in cropped soils.

Finally, an application example was conducted where the water productivity of maize under different pedo-climatic conditions was assessed using SDICM and a capacitive type model. The purpose of the comparison is to highlight the importance of simulating bidirectional soil-water transfer in the context of SDI.

Keywords: Root water uptake, subsurface drip irrigation, crop model, water productivity, maize.

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	v
Abstract	ix
Table des matières	xi
Table des figures	xv
Liste des tableaux	xxi
Introduction générale	1
1 L'extraction de l'eau par les racines des plantes - la fonction S	5
1.1 Parcours de l'eau dans la plante - Aperçu anatomique	6
1.2 Forces motrices de l'extraction racinaire	8
1.3 Principes physiques pour la modélisation	10
1.3.1 Le continuum	10
1.3.2 La résistance	12
1.4 Modélisation de l'extraction racinaire	14
1.4.1 Modélisation à base physique de l'extraction racinaire	15
1.4.2 Modélisation empirique de l'extraction racinaire	19
1.4.2.1 Distribution spatiale de l'extraction potentielle	21
1.4.2.2 Distribution spatiale de l'extraction réelle	24
1.5 Conclusions partielles	35
2 Expérimentations	37
2.1 Localisation et contexte pédoclimatique	37
2.2 Dispositif expérimental	41
2.3 Parcelle	42

TABLE DES MATIÈRES

2.4	Itinéraires techniques	44
2.4.1	Préparation du sol	44
2.4.2	Contrôle des adventices	45
2.4.3	Fertilisation azotée	45
2.4.4	Irrigation	45
2.4.5	Récolte	46
2.4.6	Instrumentation et suivi	46
3	La compensation de l'extraction racinaire - analyse numérique et expérimentale	51
3.1	Introduction	54
3.2	Materials and Methods	57
3.2.1	Field experiments	58
3.2.1.1	Agronomic practices and measurements	58
3.2.1.2	Root density observations	59
3.2.2	Numerical analysis	61
3.2.2.1	Water flow simulation model	61
3.2.2.2	Soil domain characteristics	63
3.2.3	Scenarii	63
3.2.4	Statistical analysis of the results	65
3.3	Results	66
3.3.1	Transpiration	66
3.3.2	Drainage	69
3.3.3	RWU patterns	72
3.4	Discussion	81
3.4.1	The efficiency of the compensatory root water uptake function φ	81
3.4.2	The role of root density distribution	82
3.4.3	The performance of the empirical macroscopic RWU approach	83
3.5	Conclusions	84
3.6	Conclusions partielles	86
4	SDICM: un modèle de cultures irriguées par GGE	89
4.1	Introduction	93
4.2	Model development	95
4.2.1	The crop sub model	95
4.2.2	The soil sub model	97
4.2.2.1	The subsurface flow model	97
4.3	Model application	102
4.3.1	The performance of the soil sub model	102
4.3.2	Simulating soil water transfer and yields	106
4.4	A scenario application	113
4.5	Conclusions	117

4.6 Conclusions partielles	119
5 Résultats d'ordre agronomique	121
5.1 Rappel des conditions agro-climatiques pendant les campagnes culturales étudiées	121
5.2 Les rendements et les indicateurs de productivité observés	123
5.3 Conclusions partielles	128
Conclusions générales et perspectives	129
 Bibliographie	 135
 Annexes	 153
A Exemples de fonctions de la distribution spatiale de l'extraction racinaire potentielle	155
B Annexes au chapitre 3	159
C Résolution numérique de l'équation de Richards par la méthode des diffé- rences finies	169
D Paramètres du modèle SDICM pour le maïs irrigué à Lavalette	171
E Développement du modèle SDICM pour des sols stratifiés	173
E.1 Objectifs du développement	173
E.2 Méthode	174
E.3 Application	177
E.3.1 Comparaison avec le modèle Hydrus 2D	177
E.3.2 Résolution numérique de l'équation de Richards par la méthode des différences finies selon la méthode de Annandale et al. (2003)	182
F Etude comparative des performances agronomiques du GGE comparé à l'Asp	185

Table des figures

1.1.1	Voies pour le transport hydrique à travers une racine individuelle (figure tirée de Steudle, 2000).	6
1.1.2	Représentation schématique d'une section transversale d'une tige de maïs (Zea mays). http://kentsimmons.uwinnipeg.ca/cm1504/151ab404/151b4p3a.htm	7
1.1.3	Représentation schématique d'une feuille de mésophylle typique en coupe transversale (figure tirée de Hopkins et al., 2003)	8
1.2.1	Représentation schématique de la variation du potentiel hydrique dans les différentes parties du continuum sol-plante-atmosphère. (1) Sol humide, faible évaporation ; (2) sol humide, forte évaporation ; (3) sol sec, faible évaporation ; (4) sol sec, forte évaporation (figure tirée de Guyot (2013, p. 127) adapté d'après Cruiziat (1991).	11
1.3.1	Un modèle simplifié du transfert de l'eau dans le continuum SPAT (figure tirée de Steudle, 2000).	13
1.4.1	Schéma général de l'extraction racinaire au regard d'un modèle à base-physique.	16
1.4.2	Schéma général de l'extraction racinaire au regard d'un modèle empirique.	20
1.4.3	Résultats des simulations de l'assèchement progressif d'un profil de sol : (a) réduction de la transpiration en fonction de la teneur en eau volumique du sol θ , résultant de l'utilisation de la fonction de Feddes (rouge) et de la fonction de van Genuchten (bleu) ; (b), le coefficient de détermination entre les profils d'humidité simulés en utilisant les deux fonctions, de Feddes et de van Genuchten.	32

TABLE DES FIGURES

1.4.4	Le rapport « Compensated/potentiel uptake » entre l'extraction racinaire réelle (S) et l'extraction racinaire potentielle (S_p) de chaque racine individuelle (en coordonnées) en fonction du potentiel matriciel local (en abscisses). Les valeurs simulées sont ici affichées à 4 intervalles différents : (a) jour 2 de la simulation, à midi (T_p forte); (b) jour 4 à midi (T_p forte); (c) jour 2 en fin d'après-midi (T_p faible); (d) jour 20 en fin d'après-midi (T_p faible); d'après Javaux et al. (2013). Les traits horizontaux ont été ajoutés pour séparer entre les points correspondant à l'extraction racinaire avec compensation ($S/S_p > 1.0$), ceux correspondant à l'extraction racinaire sans compensation ($0.0 \leq S/S_p \leq 1.0$) et les points correspondant à l'exsudation (hydrique) racinaire ($S/S_p < 0.0$). Les traits verticaux ont été visuellement ajoutés pour délimiter approximativement les gammes des valeurs de ψ_3 et de ψ_4	34
2.1.1	Localisation des parcelles expérimentales de la station Lavalette à Montpellier. Source de l'image : © IGN 2014 - www.geoportail.gouv.fr/mentions-legales	38
2.1.2	Moyennes mensuelles des précipitations (P) et de l'évapotranspiration de référence (ET_{ref}) et de la température moyenne journalière (T), enregistrées sur le site de Lavalette durant la période 1991-2013.	39
2.2.1	Dispositif expérimental de la station de Lavalette : (1) la station de pompe à l'amont du réseau, (2) et (3) les bornes d'alimentation hydrique, (4) la zone irriguée par goutte-à-goutte enterré, (5) la zone irriguée par aspersion (par canon enrouleur ou par couverture intégrale) ou non irriguée, et (6) la station météorologique du site.	41
2.3.1	Evolution du parcellaire expérimental sur le site de Lavalette en 2008, 2009, 2011, 2012 et 2013. Le terme %ETM désigne le pourcentage de l'évapotranspiration maximale de la culture devant être satisfaite par l'irrigation. Le terme 0N désigne les parcelles non fertilisées en azote. Les parcelles suivies sont délimitées en rouge.	43
2.4.1	(a) Profils de densité apparente mesurée en fin de campagnes 2011, 2012 et 2013. (b) Résistance mécanique du sol à la pénétration (pénétromètre de type IB), (J.-M. LOPEZ 13/11/2013).	44
2.4.2	Disposition de la batterie des tensiomètres et des tubes neutron : (a) coupe longitudinale dans la direction du rang de maïs, (b) coupe transversale perpendiculaire au rang de maïs, et (c) tubes neutrons sur GGE-160 en 2012.	49
3.0.1	Profils hydriques observés en parcelles irriguées par Asp et GGE-160 durant la campagne de 2012.	52

3.2.1	Observed root density profiles of Asp (A, B, C) and SDI (D, E, F, G) maize plots. Root density was evaluated visually following the method of Tardieu and Manichon (1986). The observed profiles come from different experimental campaigns as denoted for each profile.	60
3.2.2	The mean horizontal root density distribution (A) for both Asp and SDI maize plots, and the mean vertical root density of Asp (B) and SDI (C).	61
3.2.3	Root density profiles of fully-developed maize, used in the simulations. X^* and Z^* are the horizontal and vertical coordinates at which the root density is maximum. X_{\max} and Z_{\max} delimit the soil region occupied by roots. P_x and P_z are empirical shape parameters (specific to the function of Vrugt et al., 2001b).	65
3.2.4	Flowchart of the simulations conducted using Hydrus (2D/3D).	66
3.3.1	The cumulative transpiration curves $T_{a\text{ cum}}$ simulated with non compensatory (left column) and the maximum compensatory (right column) RWU levels.	67
3.3.2	Cumulative drainage/capillary rise outfluxes simulated with non compensatory (left column) and the maximum compensatory (right column) RWU levels. Vertical bars represent rainfall and irrigation events.	70
3.3.3	Correlation coefficient of Pearson (ρ) between θ_{obs} and θ_{sim} profiles for all scenarii. Only the positive ρ values are shown.	73
3.3.4	Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} for all rainfed treatments, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.	76
3.3.5	Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} for the fully-irrigated sprinkler treatments, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.	78
3.3.6	Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} for the fully-irrigated treatments. The simulations were conducted using β_{Asp} and β_{ETM} profiles, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.	79
3.3.7	Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} under plant row and dripline for SDI (11) and SDI (12), for non and maximum compensatory RWU levels. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.	80
4.2.1	Simplified flowchart of the SDICM model.	96
4.2.2	Flowchart of the crop sub model.	96
4.2.3	The physical domain and its discretization scheme.	99

TABLE DES FIGURES

4.3.1	Simulated soil-water profiles using SDICM (S2D, continued line) and Hydrus (H2D, dashed line) for an initial water-content profile (A) near-saturation and (B) dry. The selected dates for the illustration were: day of year (DOY) 119, to show the effect of evaporation; DOY 120 and 121, to show the development of the infiltration front; and DOY 140, 141 and 142 to show water distribution from the dripper.	104
4.3.2	Comparison between the simulated drainage fluxes using SDICM (S2D, continued line) and Hydrus (H2D, dashed line). Simulations with (A) a near-saturation initial soil profile, and (B) a dry initial soil profile. . . .	105
4.3.3	Irrigation durations in the three growing seasons 2008, 2009, 2011 and 2012, for both plots SDI-120 and SDI-160. Irrigation discharge being estimated of $2.8 \text{ L h}^{-1} \text{ m}^{-1}$	108
4.3.4	Comparison between the observed water content profiles under (A) SDI-120 and (B) SDI-160, to those simulated using SDICM and Hydrus models.	110
4.3.5	Comparison of the observed leaf area index [-] to those simulated using SDICM, for SDI-120 and SDI-160. The vertical bars represent measurement errors corresponding to one standard deviation.	112
4.3.6	Comparison between the observed and simulated maize grain yields [Mg ha^{-1}].	112
4.4.1	(a) The cumulative in-season rainfall of 5 climatic series selected from the Lavalette experimental station database. (b) The selected 5 root density profiles used for the scenario analysis.	114
4.4.2	The results of the simulated grain yield [ton ha^{-1}], drainage [mm] and water productivity [kg m^{-3}] of subsurface drip-irrigated maize using both models SDICM and PILOTE for contrasted soil and climatic conditions.	115
4.4.3	Averages values of grain yield [kg ha^{-1}] as a function of root density profiles and the compensatory uptake levels.	116
5.1.1	(a) Evolution de la température journalière moyenne (courbes en bleu claire) et maximale (courbes rouges) ; (b) cumuls des précipitations (courbes en bleu foncé) et de l'évapotranspiration de référence (en vert). Les lignes verticales vertes représentent les dates de semis, tandis que les lignes en tiret représentent l'étendue du stade critique pour la floraison (entre 1200 et 1700 degré-jour, approx.) pendant chaque campagne culturale.	121
B.1	The simulated Leaf Area Index LAI (column A) and soil water reserve (column B) using the crop model Pilote (Mailhol et al., 1997, 2011). Measurements of LAI were not available for Asp70ETM (08) treatment.	160
B.2	Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , under the crop row, for the fully-irrigated sprinkler treatments, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.	161

B.3	Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , under the crop row, for the fully-irrigated sprinkler treatments. The simulations were conducted using β_{Asp} and β_{ETM} profiles, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.	162
B.4	Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , under the croprow and between two crop rows, for the fully-irrigated sprinkler treatment of A. The simulations were conducted using β_{Asp} and β_{ETM} profiles, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.	163
B.5	Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , under the crop row, for the deficit-irrigated sprinkler treatments, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.	164
B.6	Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , under the crop row, for the rainfed treatments, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.	165
B.7	Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , under the crop row, for subsurface drip irrigated-treatments, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.	166
B.8	Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , under the dripline, for subsurface drip irrigated-treatments, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.	167
E.1	(a) Le maillage du domaine de sol, (b) détail de décomposition de maillage en 4 éléments et (c) illustration des 8 flux hydriques au niveau de chaque noeud du maillage.	175
E.1	Simulation de l'infiltration de l'eau de pluie et de la redistribution de l'eau de l'irrigation par GGE dans des profils de sol uniforme. La pluie (80 mm) et l'irrigation (40 mm) ont eu lieu le jour 38. La source d'irrigation par GGE est localisée à la paroi gauche du domaine de sol, à une profondeur de 100 cm. 4 types de sol sont considérés, respectivement S1 (Sand), S3 (Sandy Loam), S5 (Silt Loam) et S7 (Clay Loam). Les profils illustrés sont ceux à la paroi gauche du domaine de sol.	179

TABLE DES FIGURES

E.2	Simulation de l'infiltration de l'eau de pluie et de la redistribution de l'eau de l'irrigation par GGE dans des profils de sol uniforme. La pluie (80 mm) et l'irrigation (40 mm) ont eu lieu le jour 38. La source d'irrigation par GGE est localisée à la paroi gauche du domaine de sol, à une profondeur de 100 cm. Deux types de sol sont considérés, respectivement S1 (Sand) et S7 (Clay Loam). Les profils illustrés sont ceux à la paroi gauche du domaine de sol.	180
E.3	Simulation du drainage à la limite inférieure d'un domaine de sol homogène, par les deux modèles Pilote-2D et Hydrus-2D. Le sol a reçu 80 mm de pluie et 40 mm d'irrigation par GGE au jour 38. 4 types de sol sont considérés, respectivement S1 (Sand), S3 (Sandy Loam), S5 (Silt Loam) et S7 (Clay Loam).	181
E.4	Simulation du drainage à la limite inférieure d'un domaine de sol stratifié, par les deux modèles Pilote-2D et Hydrus-2D. Le sol a reçu 80 mm de pluie et 40 mm d'irrigation par GGE au jour 38. Deux types de sol sont considérés, respectivement S1 (Sand) et S7 (Clay Loam).	181
F.1	Monthly average climatic variables during the 2008, 2009, 2011 and 2012 maize growing seasons.	193
F.2	The empirical variogram (a) and the 95% confidence envelope of the inter-seasonal cover crop.	196
F.3	Grain yields of RGI and SDI treatments of 4-years experiments.	196
F.4	Comparison between measured and simulated leaf area index (a) and soil water-reserve of 1.2 m soil depth (b) using the PILOTE model.	200
F.5	Total dry matter (a) as a function of total water use and (b) the normalization parameter of Steduto et al. (2007) for all treatments.	201

Liste des tableaux

2.1	Texture et propriétés hydrodynamiques du sol de Lavalette. D est la densité apparente, θ_r et θ_s sont les teneurs en eau volumiques résiduelle et à saturation, tandis que K_s est la conductivité hydraulique à saturation.	40
2.2	Niveau de satisfaction cible des besoins en eau du maïs entre 2008 et 2013.	42
2.3	Tableau récapitulatif des dates clefs des opérations culturales de chaque campagne.	46
3.1	The hydrodynamic parameters of the van Genuchten (1980) model fitted to the soil of Lavalette station. θ_r and θ_s denote respectively the residual and saturated volumetric soil water contents, α and n are empirical shape parameters, K_s is the soil hydraulic conductivity at saturation and l is a pore connectivity parameter.	64
3.2	The differences between the maximum and the minimum simulated cumulative transpiration T_{a_cum} for each treatment, using all β profiles (columns 2 to 5) and only those of the “realistic” group (columns 6 to 9).	68
3.3	The differences between the maximum and the minimum simulated cumulative drainage $Drain_{cum}$ outfluxes for each treatments, using all β profiles (columns 2 and 3) and only those of the “realistic” group (columns 4 and 5).	71
3.4	Root-mean-squared errors (RMSE) [-] between θ_{sim} and θ_{obs} profiles for non compensatory (a) and compensatory uptake (b) simulations. RMSE values followed by the same letters indicate no statistically significant differences ($\alpha = 0.5$).	74
4.1	Parameter values of the hydrodynamic properties, according to the model of (Brooks and Corey, 1964) of the 3 selected soil classes used to compare simulated water fluxes by SDICM compared to Hydrus. The values of the residual water content, θ_r , were assumed equal to 0.	103

4.2	The soil hydrodynamic properties of the Lavalette: (A) described by the van Genuchten-Muelem model for a layered soil according to (Mubarak et al., 2009a); and (B) described by the model of Brooks and Corey (1964) for an “averaged” soil layer. The suffix “vG” was added to the parameter n of the van Genuchten (1980) model to distinguish it from that of the Campbell (1974) model in this paper (Eq. 4.2.3). <i>The water retention function proposed by van Genuchten (1980) writes:</i> $\theta = [\theta_r + (\theta_s - \theta_r) / (1 + \alpha\psi ^n)^{1-1/n}]$	107
4.3	Total rainfall and irrigation [mm] at Lavalette in both plots SDI-120 and SDI-160, during the 4 years of experiments.	108
4.4	Comparison of the simulated drainage beneath the maize root zone (120 cm depth), under (A) SDI-120 and (B) SDI-160, using SDICM and Hydrus models.	111
4.5	Parameter values of the hydrodynamic properties, according to the model of (Brooks and Corey, 1964) of the 3 selected soil classes used for scenarios analysis. The values of the residual water content, θ_r , were assumed equal to 0.	113
5.1	Les différences entre les cumuls mensuels [mm] de la pluie et ceux de l'évapotranspiration de référence ($P - ET_{ref}$).	123
5.2	Récapitulatif des résultats des campagnes expérimentales à la station de Lavalette. Le rendement de grains (15% d'humidité) est estimé en $t\ ha^{-1}$ par sa valeur moyenne (μ) et par l'écart type associé (σ). Les précipitations (P), l'irrigation (Irri), le drainage (D), la remontée capillaire (C) et l'eau totale consommée (Eau tot.) sont estimés en mm. D et C sont estimés à l'aide du modèle Hydrus 2D (Simunek et al., 2008). La productivité de l'eau totale consommée (WP) et la productivité de l'eau de l'irrigation sont estimées en $kg\ m^{-3}$. Les valeurs de rendements et des indicateurs WP et irriWP suivies par les mêmes lettres désignent des différences non significatives (avec un risque de 5%).	125
F.1	Monthly Rainfall amounts in 2008, 2009, 2011 and 2012 growing seasons and a comparison to the average monthly mounts of the period 1991-2012.	194
F.2	Level of crop water fulfilment, total irrigation depth and number of irrigation events for each treatment.	195
F.3	Agronomic results and performance indicators for all 4-years experiments: Grain yield (GY), total water use (TWU), water productivity (WP) and Irrigation water productivity (IWP).	197

Introduction générale

Contexte et questions scientifiques

L'agriculture irriguée est responsable de la consommation de plus de 70% des ressources hydriques à l'échelle mondiale (AQUASTAT¹). L'optimisation de l'utilisation de l'eau d'irrigation est devenue aujourd'hui une priorité pour répondre à la fois à l'augmentation de la demande de nourriture prévue à 70% à l'horizon 2050 (Banque Mondiale 2007²), à la concurrence croissante des autres secteurs (industrie, tourisme, urbanisme, etc.) sur les ressources hydriques et, pour certaines régions à la baisse des ressources en eau (Iglesias et al., 2007). Parmi les moyens susceptibles de répondre à de tels enjeux, Molden and Oweis (2007) suggèrent que les stratégies d'adaptation telles que l'irrigation supplémentaire, l'irrigation déficitaire et l'utilisation des *technologies modernes* sont à explorer.

Les techniques d'irrigation localisée, et particulièrement le goutte-à-goutte enterré (GGE), marquent un intérêt croissant en agriculture irriguée car leur utilisation est souvent synonyme de meilleure productivité et d'économie d'eau (Camp, 1998; Ayars et al., 1999; Lamm et al., 2012). Même si les bénéfices escomptés sont sujets à débat (van der Kooij et al., 2013; Venot et al., 2014), les surfaces occupées par ces techniques ne cessent de croître compte tenue de leur application en grandes cultures, en particulier pour le maïs. Cette tendance est la plus forte aux USA où les surfaces irriguées en GGE ont augmenté de presque 60% entre 2003 et 2008 (Lamm et al., 2012). Cette tendance est également observée dans la région méditerranéenne ce dont témoigne le nombre croissant d'études agronomiques (voir *Inter Allia* Abou Kheira, 2009, 2009 et El-Hendawy et al., 2014 en Egypte, Yazar et al., 2002 et Karaşahin, 2014 en Turquie, Ben Nouna et al., 2000 et Di Paolo and Rinaldi, 2008 en Italie, et Arbat et al., 2013b et Couto et al., 2013 en Espagne).

L'évaluation des performances du GGE par l'expérimentation fournit des éléments de réponse quant à l'aptitude de cette technique à améliorer la productivité de l'eau de l'irrigation. Néanmoins, les résultats obtenus expérimentalement sont souvent spécifiques au contexte environnemental dans lequel ils sont produits : type de sol, régime

1. http://www.fao.org/nr/water/aquastat/water_use/index.stm

2. World Bank. 2007. World Development Report 2008 : Agriculture for Development. Washington, DC. © World Bank.

climatique et conduite d'irrigation. Disposer d'un modèle de culture adaptée au contexte de l'irrigation en GGE permet d'évaluer les performances de cette technique sous divers contextes pédoclimatiques et pour différentes stratégies d'irrigation.

L'irrigation par GGE se caractérise par des apports d'eau faibles et fréquents qui humectent un volume restreint du sol au voisinage des racines des plantes. Ce mode d'apport implique deux caractéristiques (i) le transfert de l'eau dans le sol sous GGE est bi- ou tri-directionnel comparé à un transfert typiquement admis monodirectionnel sous irrigation par surface; (ii) dans un tel contexte d'apport d'eau hétérogène, les plantes mobilisent leur capacité d'extraction racinaire sur une partie limitée de leur système racinaire (Hodge, 2004; Hodge et al., 2009). Ces deux caractéristiques doivent être prises en compte dans les modèles de culture pour pouvoir reproduire de façon adéquate les échanges hydriques entre le sol et la plante sous conditions de GGE.

Les solutions analytiques et numériques des équations du transfert hydrique dans le sol sous irrigation localisée sont déterminées depuis de longues années (Subbaiah, 2011). Néanmoins, la question de la modélisation de l'extraction racinaire sous irrigation localisée demeure encore peu explorée.

Dans les modèles de culture, une approche dite empirique (Molz, 1981) est souvent utilisée pour décrire le processus d'extraction racinaire (Feddes and Raats, 2004). Les modèles empiriques résultants décrivent typiquement les dynamiques de l'extraction racinaire par le biais de la combinaison de trois fonctions :

1. la première décrit la distribution spatiale de l'extraction maximale en absence de stress hydrique, i.e., l'extraction potentielle;
2. la deuxième décrit la réduction de l'extraction racinaire par excès ou manque d'eau à l'échelle locale (macroscopique) du sol, i.e., extraction réelle;
3. et la troisième sert à adapter la distribution spatiale de l'extraction réelle à celle de la disponibilité de l'eau dans le sol, i.e., la compensation racinaire.

Les modèles empiriques d'extraction racinaire sont principalement développés pour la simulation des transferts hydriques monodirectionnels (voir les revues par Feddes and Raats, 2004 et Hopmans and Bristow, 2002). Les modèles adaptés à l'irrigation localisée sont à nos jours peu nombreux et leur performance peu explorée.

L'étude par Coelho and Or (1996) est probablement la seule à avoir traité cette question sous irrigation par goutte-à-goutte de surface et enterré. Néanmoins, les auteurs ont uniquement exploré la distribution spatiale de l'extraction en conditions d'absence de stress hydrique et n'ont pas considéré le mécanisme de compensation de l'extraction racinaire. D'après Skaggs et al. (2006), modéliser ce mécanisme est particulièrement important lorsque la technique d'irrigation utilisée génère de fortes hétérogénéités de la teneur en eau dans le sol, telle que l'irrigation localisée. Kuhlmann et al. (2012) ajoutent que considérer ce mécanisme est nécessaire en sols hétérogènes afin de ne pas sous-estimer le flux simulé de la transpiration. A notre connaissance, aucune autre étude de modélisation par l'approche empirique de l'extraction racinaire sous irrigation localisée en générale, et sous GGE en particulier, n'a été réalisée.

Objectifs et démarches

Le travail présenté dans cette thèse a un double objectif :

1. évaluer l'aptitude des modèles empiriques à reproduire les dynamiques d'extraction de l'eau par le système racinaire sous irrigation en GGE ;
2. proposer un modèle opérationnel pour estimer le rendement et évaluer la productivité de l'eau d'irrigation sous GGE.

Le travail réalisé s'est en particulier focalisé sur l'analyse du rôle des fonctions de distribution de la densité racinaire et de la compensation de l'extraction racinaire pour la prédiction des transferts hydriques dans le sol sous irrigation en GGE.

La démarche générale de cette thèse s'appuie sur des études numériques de transfert de l'eau entre le sol et la culture, alimentées par des observations de terrain :

Le travail porte dans un premier temps sur la caractérisation in situ des profils de densité racinaire du maïs dans le sol sous deux techniques d'irrigation contrastées, notamment le GGE et l'Asp. Le but est d'approcher l'effet de la technique d'irrigation sur la distribution spatiale de la densité racinaire dans le cas d'une culture annuelle telle que le maïs.

Les profils de densité racinaire observés sont ensuite utilisés dans un modèle à base physique pour simuler les transferts hydriques dans le sol et la distribution spatiale de l'extraction racinaire, le but étant de déterminer si la distribution spatiale de la densité racinaire observée permet de prédire celle de l'extraction racinaire.

Les écarts observés entre la distribution spatiale de la densité racinaire et celle de l'extraction racinaire permettent par la suite de mettre en exergue le rôle du mécanisme de la compensation racinaire pour moduler l'extraction racinaire suivant la disponibilité de l'eau dans le sol. L'identification des paramètres du modèle empirique de l'extraction racinaire spécifiques à chaque technique d'irrigation étudiée, est ensuite effectuée. Pour cela une série de simulations avec le modèle Hydrus est réalisée avec des scénarios de différents profils de densité racinaire et différents niveaux de compensation pour simuler les transferts hydriques dans le sol pour 11 parcelles de maïs irriguées par GGE, Asp ou non irriguées, sur une période de 3 campagne expérimentales.

Une fois les paramètres spécifiques au GGE identifiés, le modèle d'extraction racinaire obtenu est utilisé dans le développement d'un modèle de culture adapté à l'irrigation par GGE. Le nouveau modèle développé est validé par des observations du développement végétatif, de la production de rendement, et des profils hydriques dans le sol.

Organisation de la thèse

La présente thèse est organisée en 6 chapitres.

Le chapitre 1 dresse une synthèse des connaissances acquises et les différentes approches empiriques et à base physiques et pour la modélisation de l'extraction racinaire. Ce chapitre dresse une discussion de la pertinence des ces approches dans le contexte

des modèles de culture et évoque la nécessité de la prise en compte du mécanisme de la compensation de l'extraction racinaire.

Le chapitre 2 contient la description des expérimentations et des mesures acquises pour la validation des hypothèses émises dans ce travail.

Le chapitre 3 est dédié à une étude critique de la fonction de compensation de l'extraction racinaire proposée par Jarvis (1989). Cette étude combine des observations et des simulations pour montrer les avantages et les limites de cette fonction, et permet d'identifier des conditions de paramétrage de la fonction de l'extraction racinaire qui est spécifique à la technique d'irrigation utilisée.

Le chapitre 4 est dédié à la description d'un nouveau modèle, SDICM (Subsurface Drip-Irrigated Crop Model), pour la prédiction de la croissance des cultures irriguées en goutte-à-goutte enterré.

Le chapitre 5 décrit les résultats d'ordre agronomique sur la performance de l'irrigation des systèmes de GGE pour l'irrigation de maïs dans le contexte spécifique du site d'étude.

Le chapitre 6 synthétise l'ensemble des résultats obtenus et dresse une discussion des intérêts et portées de la présente thèse.

Chapitre 1

L'extraction de l'eau par les racines des plantes - la fonction S

Introduction

Les plantes sont des organismes sessiles en interaction avec les milieux dans lesquels elles sont ancrées. Leurs besoins biologiques pour leur croissance et la demande climatique à laquelle elles doivent faire face en font le principal vecteur de transfert d'eau, d'énergie et de carbone entre la biosphère et l'atmosphère.

A l'échelle de la planète, les végétations terrestres seraient responsables d'une restitution à l'atmosphère d'environ 60 % de l'eau des précipitations continentales (Chahine, 1992; Oki and Kanae, 2006). Ce pourcentage s'élève à plus de 65% lorsque seules les surfaces cultivées sont considérées (Oki and Kanae, 2006). Cette eau perdue des plantes par la transpiration est essentiellement compensée par celle puisée par les racines. Cela témoigne de l'importance de l'étude du cycle de l'eau entre le sol, la plante et l'atmosphère ainsi que de la nécessité de comprendre les forces motrices qui le régissent.

Le présent chapitre a pour but la description du processus de l'extraction racinaire. Ce chapitre débute par une description succincte du parcours que l'eau emprunte dans la plante, depuis le sol jusqu'aux couches d'air ambiant autour des feuilles (section 1.1). Les forces motrices de ce déplacement sont ensuite décrites (section 1.2) et les principes physiques sur lesquels les modèles d'extraction racinaire sont construits sont définis (section 1.3). Puis, une revue des approches souvent employées dans la littérature pour la modélisation de l'extraction racinaire est réalisée (section 1.4), et le choix des modèles d'extraction racinaire pour notre étude est finalement effectué.

1.1 Parcours de l'eau dans la plante - Aperçu anatomique

L'eau puisée par une racine individuelle transite sous forme de flux radial au travers d'une succession de couches cellulaires concentriques (Fig. 1.1.1) : l'épiderme, le parenchyme cortical et l'endoderme, avant de rejoindre la partie centrale de la racine. L'ensemble de l'épiderme et du parenchyme cortical est nommé le cortex, tandis que la partie centrale est nommée la stèle.

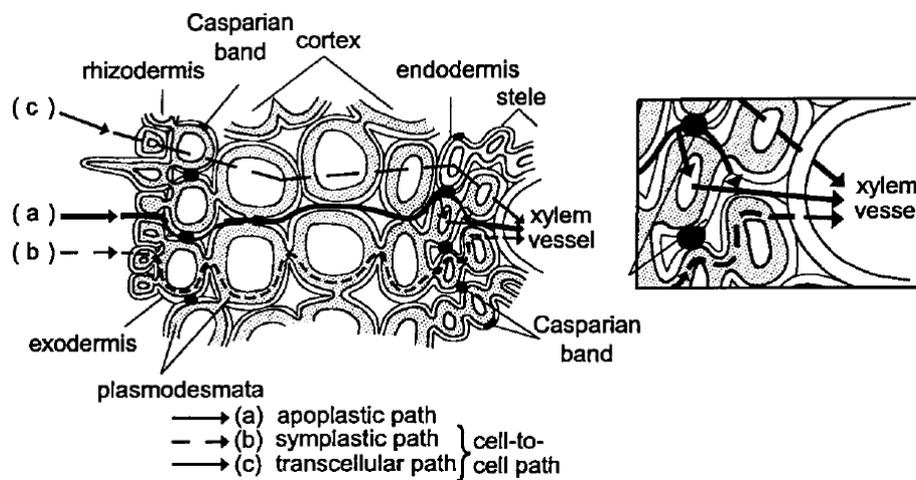


FIGURE 1.1.1 – Voies pour le transport hydrique à travers une racine individuelle (figure tirée de Steudle, 2000).

L'eau traversant le cortex emprunte, comme dans tous les organes de la plante, deux voies : celle dans l'espace entre les cellules (voie apoplastique) et celle à travers les parois et les membranes cellulaires (voie cellulaire) (Steudle, 2000). Une fois arrivée à la dernière couche du cortex, l'endoderme, l'eau doit faire face à une bande hydrophobe nommée la bande de Caspary. Cette bande remplit l'espace intercellulaire, rendant le transport de l'eau entre le cortex et la stèle par l'unique voie « cellulaire », c.-à-d. à travers les membranes des parois cellulaires. Le transport hydrique à travers les membranes est monodirectionnel : du cortex à la stèle. Cette restriction du sens du transport hydrique aura des conséquences sur les mécanismes par lesquels l'eau se déplace entre les racines et les organes supérieurs de la plante, comme nous allons le voir ultérieurement.

Une fois le cortex traversé, l'eau arrive à la stèle. La stèle est composée de cellules différenciées formant deux types de tissus conducteurs, le xylème et le phloème. Le xylème est responsable de la conduction de l'eau, des minéraux dissous et occasionnellement de petites molécules organiques entre les racines et les organes aériens de la plante. Le phloème, assure le transport dans le sens opposé des matériaux organiques depuis les

organes photosynthétiques vers les organes de réserve ou à forte activité métabolique. Les deux tissus conducteurs, le xylème et le phloème, forment un système de conduction hydrique continu, s'étendant dans l'ensemble des organes de la plante.

Les tissus xylémiens sont constitués de fibres, de cellules parenchymateuses, et d'éléments trachéides (Fig. 1.1.2), ceux-ci assurent l'essentiel du transport de l'eau dans le xylème. Cela est principalement dû au fait que les trachéides sont des cellules mortes. Ces cellules sont creuses, allongées, et forment un réseau de connexions qui facilite le transport de grands volumes d'eau dans toute la plante.

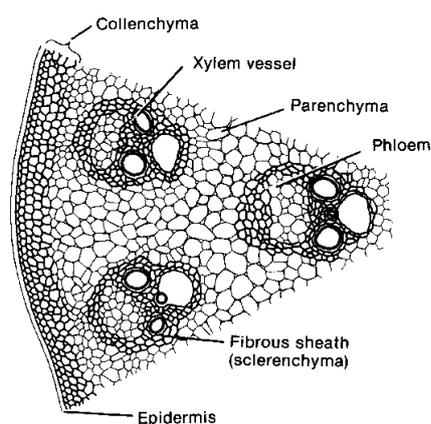


FIGURE 1.1.2 – Représentation schématique d'une section transversale d'une tige de maïs (*Zea mays*).

<http://kentsimmons.uwinnipeg.ca/cm1504/151lab404/151b4p3a.htm>

La fin du parcours de l'eau avant de rejoindre l'atmosphère s'effectue dans les appareils transpiratoires de la plante. La perte de l'eau à ce niveau, de la plante vers l'air ambiant, se produit sous forme de vapeur. La partie principale de cette vapeur, estimée à plus de 90% de la quantité totale d'eau évaporée, s'échappe par les feuilles (c'est la transpiration). La part d'évaporation restante, provient des pertes par des ouvertures nommée lenticelles se trouvant à la surface de jeunes organes.

Chez les plantes de type vasculaire, comme par exemple le maïs, les surfaces extérieures des épidermes foliaires sont couvertes de couches cireuses, donc hydrophobes (Fig. 1.1.3). Ces couches restreignent toute diffusion d'eau ou de vapeur d'eau entre les cellules foliaires et l'atmosphère à une seule voie, celle des stomates. Les stomates sont des pores qui se trouvent à la surface extérieure de l'épiderme foliaire. Cependant, la véritable interface feuille-atmosphère où les échanges gazeux se produisent ne se trouve pas au niveau des stomates, mais dans les espaces intercellulaires à l'intérieur des feuilles entre les cellules photosynthétiques du mésophylle. Ces espaces, nommés chambres sous-stomatiques, sont remplis d'air.

La transpiration de la plante est un mécanisme qui se déroule en deux temps. Le

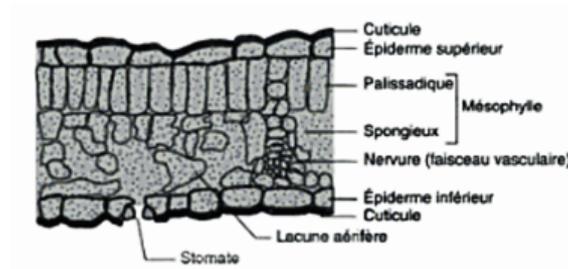


FIGURE 1.1.3 – Représentation schématique d'une feuille de mésophylle typique en coupe transversale (figure tirée de Hopkins et al., 2003)

premier est l'évaporation de l'eau contenue dans les parois humides des cellules des chambres sous-stomatiques. Le deuxième est la diffusion de la vapeur d'eau produite vers l'atmosphère. Finalement, cette diffusion est conditionnée par l'ouverture et la fermeture des stomates.

Du point de vue des processus physiques du transport hydrique, il y a quatre points principaux à retenir des informations précédentes :

1. la circulation de l'eau entre le sol et l'atmosphère via la plante est régulée par l'appareil stomatique ;
2. l'eau est acheminée vers les organes aériens de la plante par le réseau du xylème, ce dernier est principalement composé de cellules mortes ;
3. l'eau absorbée par les racines traverse un ensemble de couches cellulaires concentriques selon un flux radial ;
4. et la résistance aux flux hydriques dans cet ensemble réside principalement dans l'appareil stomatique, puis à un degré moindre dans les racines (principalement la résistance aux flux radial). Comparée à ces deux dernières résistances, la résistance du xylème au flux hydrique est négligeable.

1.2 Forces motrices de l'extraction racinaire

Trois théories existent sur les forces motrices de l'extraction racinaire et de l'ascension du flux de sève dans la tige de la plante (Hopkins et al., 2003) :

1. La poussée racinaire

Ce mécanisme d'extraction résulte des gradients osmotiques entre la racine et le sol environnant. Le flux hydrique entrant dans une racine est accompagné des ions de minéraux du sol qui s'accumulent dans le xylème en période de transport hydrique lent. Cette accumulation d'ions résulte d'une baisse du potentiel osmotique qui induit un flux hydrique depuis le sol vers la racine. L'eau entrant traverse les cellules corticales de la racine, pénétrant la stèle en traversant les membranes de

l'endoderme. Comme ce flux est monodirectionnel, l'eau s'accumule dans la stèle créant une pression hydrostatique positive dans le xylème de la racine. Un flux vertical ascendant se produit alors depuis les racines vers la partie aérienne de la plante.

Ce mécanisme est nommé « extraction active » car les racines ont un rôle comparable à celui des pompes immergées développant une pression positive dans le xylème qui sera à l'origine du flux hydrique. Ce mécanisme de transport hydrique est le seul impliquant une pression positive dans le xylème, contrairement aux deux autres mécanismes, décrits ci-dessous.

2. La capillarité du xylème

Le diamètre des éléments trachéides, qui forment les principaux conducteurs hydriques de la plante, varie typiquement entre 50 et 200 μm . Cette faible valeur de diamètre induit une remontée capillaire de l'eau dans le xylème. Par conséquent, l'eau circule depuis le sol dans les racines pour compenser la quantité d'eau déplacée et cette circulation persiste jusqu'à l'atteinte d'un équilibre hydrostatique.

Par ce mécanisme, l'extraction de l'eau par les racines est appelée passive. Dans ce cas, le rôle des racines se limite à la seule fonction de conducteur hydrique.

3. La transpiration et la cohésion des molécules d'eau

Comme précédemment décrit, le xylème assure l'acheminement de l'eau depuis les stèles des racines jusqu'aux cellules mésophylles de la feuille bordant les chambres sous-stomatiques, où les échanges gazeux se produisent.

Les parois des cellules du mésophylle sont couvertes d'un mince film d'eau qui s'évapore sous l'effet de la différence de vapeur d'eau entre les chambres sous-stomatiques et l'air ambiant. Cela induit un retrait de l'eau et la formation de surfaces incurvées appelées des « ménisques microscopiques ». La perte continue de l'eau par transpiration induit une diminution progressive du rayon de ces ménisques et une augmentation progressive de la tension superficielle à l'interface air-eau qui attire l'eau liquide avoisinante du xylème vers la surface d'échange. En admettant l'hypothèse de la continuité hydraulique dans l'ensemble du xylème, la tension générée dans les chambres sous-stomatiques est transmise à travers la plante jusqu'au sol.

Ce mécanisme signifie que l'eau est littéralement aspirée du sol à travers la plante, depuis les racines jusqu'aux surfaces évaporatoires des feuilles. Dans ce cas, le rôle des surfaces évaporatoires des feuilles est comparable celui d'une pompe, tandis que le rôle de racines se réduit aux simples surfaces conductrices. L'extraction racinaire dans ce cas est de nouveau passive.

Après avoir abordé les trois forces motrices pour l'extraction racinaire, la question qui émerge est de savoir laquelle de ces forces contribue le plus à l'extraction racinaire.

La poussée racinaire contribue peu à l'extraction racinaire. Cela est dû à la faible pression que génère le gradient osmotique, à l'irrégularité d'un tel mécanisme et, surtout, au fait que l'accumulation des ions et l'apparition de gradients osmotiques ne se produisent

qu'en conditions de faible demande climatique ou en l'absence de transpiration (Kramer and Boyer, 1995; Steudle, 2000).

La remontée capillaire ne constitue pas non plus une des forces majeures de l'extraction racinaire. Pour argumenter ce propos, il serait intéressant d'estimer la hauteur à laquelle l'eau monte dans le xylème sous l'effet de la capillarité. Hopkins et al. (2003) montrent que pour des valeurs du diamètre des éléments trachéides variant entre 50 et 200 μm , la remontée capillaire (à une température de 20 °C) varie respectivement entre 0.6 et 0.08 m. Cela signifie que la remontée capillaire pourrait assurer l'approvisionnement de l'eau aux surfaces évaporatoires des feuilles que pour des plantes dont la hauteur n'excède pas 0.75 m. Or, pour des cultures annuelles comme le maïs, le flux de transpiration est maximale lorsque la plante atteint une hauteur variant entre 1.5 et 2.5 m. Il convient alors de considérer que l'extraction racinaire passive due à la remontée capillaire ne constitue pas la force motrice principale pour expliquer l'extraction racinaire.

Ce sont donc la transpiration et la cohésion des molécules d'eau qui constituent le mécanisme principal pour expliquer l'extraction racinaire et l'ascension hydrique dans la plante, en interaction étroite avec la demande climatique (Steudle, 2000). Cette théorie nommée « Théorie de la Tension-Cohésion » est le plus souvent admise pour expliquer le transport de l'eau dans la plante. Elle fut établie en premier en 1914 par H. H. Dixon dans son ouvrage «*Transpiration and the Ascent of Sap in Plants*» (Dixon, 1914).

Finalement, la prédominance des mécanismes décrits par la Théorie de la Tension-Cohésion sur l'extraction racinaire devient évidente par l'observation des gradients du potentiel hydriques sur un trajet entre le sol, la plante, et l'atmosphère, comme le résumant Cruiziat et al. (1991) (Fig.1.2.1)

1.3 Principes physiques pour la modélisation

1.3.1 Le continuum

La théorie de la Tension-Cohésion a permis d'identifier la transpiration comme la force motrice de l'ascension de l'eau dans le xylème et de l'extraction racinaire, laquelle est dans ce cas un processus passif. Cette théorie considère explicitement la continuité hydraulique dans l'ensemble de la plante, depuis les pointes racinaires jusqu'aux parois des chambres sous-stomatiques et implique implicitement une continuité de l'eau dans sa phase liquide entre le sol et le système racinaire et dans sa phase gazeuse entre les parois des chambres sous-stomatiques et l'air ambiant. Toutefois, la théorie de la Tension-Cohésion ne prédit pas quantitativement les flux hydriques dans la plante. Il en est de même concernant les flux hydriques aux interfaces sol-plante et plante-atmosphère.

L'étude conduite par Gradmann (1928) serait la première à avoir explicitement considéré les milieux successifs sol, plante et atmosphère, comme étant en continuité hydraulique. Gradmann (1928) a conclu à l'existence de gradients hydriques systématiques entre les différentes entités du continuum Sol-Plante-Atmosphère (SPAT) et de la conti-

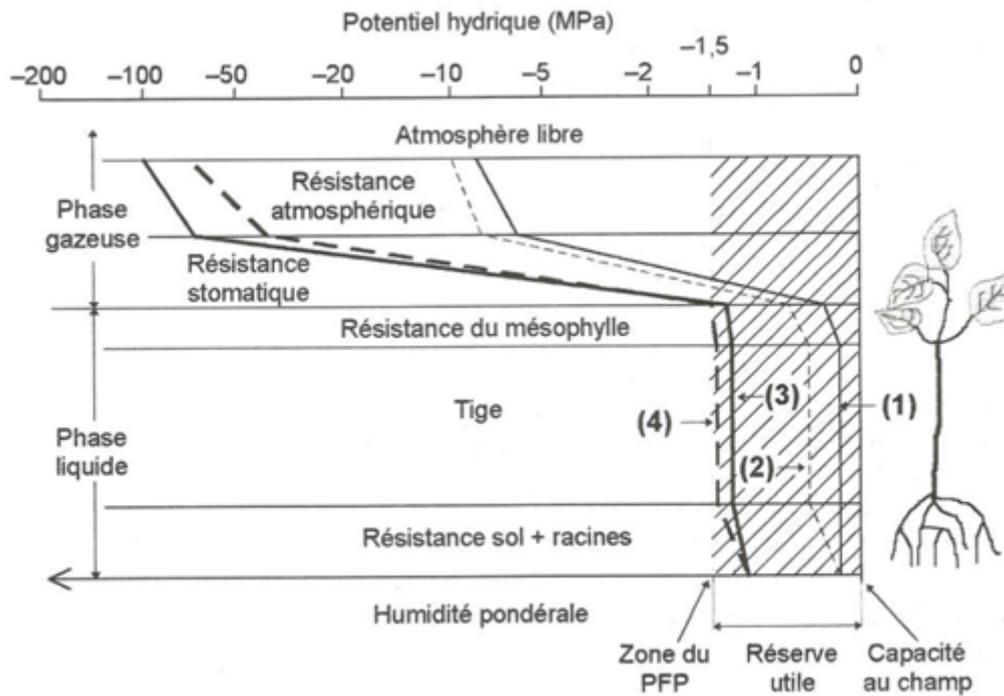


FIGURE 1.2.1 – Représentation schématique de la variation du potentiel hydrique dans les différentes parties du continuum sol-plante-atmosphère. (1) Sol humide, faible évaporation ; (2) sol humide, forte évaporation ; (3) sol sec, faible évaporation ; (4) sol sec, forte évaporation (figure tirée de Guyot (2013, p. 127) adapté d'après Cruiziat (1991)).

nuité aux interfaces entre ces entités. Par ailleurs, la nomenclature *Sol-Plant-Atmosphere Continuum* (SPAC), aurait été proposée en premier par Philip (1957) selon Kirkham (2002).

Les conclusions de Gradmann (1928) ont fourni la base pour la première étude pour la quantification des flux hydriques dans le SPAT, conduite par T. H. van den Honert en 1948.

van den Honert (1948) a d'abord admis la validité d'un ensemble d'hypothèses avant de proposer son modèle :

1. le flux hydrique à travers la plante est sous un régime permanent ;
2. la théorie de la Tension-Cohésion est valide. L'extraction racinaire est par conséquent un processus passif ;
3. l'eau du sol ne limite pas l'extraction racinaire ;
4. l'évaporation de l'eau, en régime permanent, est isotherme (c.-à.-d. la température de l'eau dans les feuilles est égale à celle de l'air ambiant).

van den Honert (1948) argue : lorsque le flux de transpiration atteint une condition de régime permanent, le même débit hydrique traverse le cortex racinal, le xylème, le mésophylle foliaire, les chambres sous-stomatiques et finalement les stomates. Conformément aux conclusions de Gradmann (1928), van den Honert (1948) décrit le flux hydrique à travers chacune des entités précédentes comme étant déterminé par le « gradient hydrique » à travers chaque entité et par sa résistance. En d'autres termes, van den Honert (1948) a proposé de décrire le transfert hydrique dans le SPAT par analogie à la loi d'Ohm :

$$\frac{dV}{dt} = T = S_{tot} = -\frac{\Delta H_{tot}}{R_{tot}} \quad (1.3.1)$$

où V est la densité du flux hydrique par unité de surface [$L^3 L^{-2}$], t est le temps [T], T est le flux de transpiration [$L T^{-1}$], S_{tot} est l'extraction de l'eau par l'ensemble des racines [$L T^{-1}$], ΔH_{tot} est le gradient total de la charge hydrique à travers le SPAT [L], et R_{tot} est la résistance totale correspondante [T]. La résistance est donc exprimée comme un délai, comme un temps caractéristique du système.

L'égalité entre la transpiration et l'extraction racinaire, exprimées par analogie à la loi d'Ohm (Eq. 1.3.1), constitue la base pour la modélisation de l'extraction racinaire.

1.3.2 La résistance

Il découle du développement de l'équation de van den Honert (1948) (Eq. 1.3.1) l'expression suivante :

$$T = -\frac{\Delta H_{tot}}{R_{tot}} = -\frac{\Delta H_{sol-racine}}{R_{sol-racine}} = -\frac{\Delta H_{xylème}}{R_{xylème}} = -\frac{\Delta H_{stomate}}{R_{stomate}} \quad (1.3.2)$$

où les suffixes « sol-racine », « xylème » et « stomate » désignent les composantes du continuum SPAT pour lequel le gradient hydrique ΔH et la résistance R sont considérés.

L'équation de van den Honert (1948) décrit le transfert hydrique à travers le SPAT par un processus caténaire (Fig. 1.3.1). Cela signifie que la plus grande résistance d'une composante d'un circuit détermine la vitesse du flux dans l'ensemble du circuit¹. Cela mène à la question de la détermination de la plus grande résistance (ce que van den Honert appelle le «master-process») que rencontre le flux hydrique à travers le SPAT.

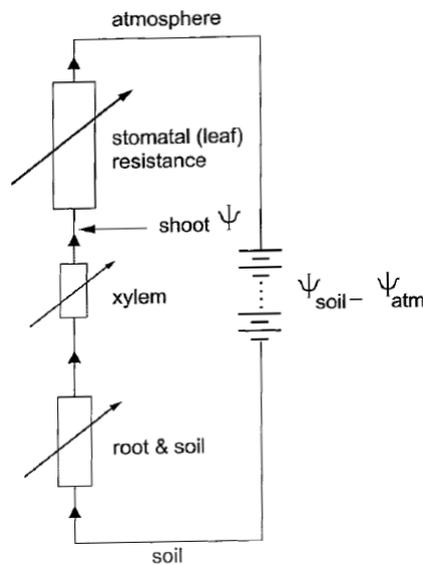


FIGURE 1.3.1 – Un modèle simplifié du transfert de l'eau dans le continuum SPAT (figure tirée de Steudle, 2000).

van den Honert (1948) a conclu que le « master-process » est toujours, en toute circonstances, celui du passage du flux de vapeur dans l'appareil stomatique, en raison du contrôle (fermeture/ouverture) des stomates.

La validité de cette conclusion tient toujours de nos jours (Steudle, 2000; Javaux et al., 2013) et le plus grand gradient du potentiel hydrique entre le sol et l'atmosphère se trouve bien au niveau des feuilles (Yang and Tyree, 1994). Il paraît donc étonnant, au premier abord, de s'apercevoir que la régulation stomatique ne soit guère abordée par les modèles d'extraction racinaire (voir les revues de Hopmans and Bristow, 2002; Feddes and Raats, 2004; Raats, 2007). En effet, les modèles d'extraction racinaire sont construits soit sur une modélisation explicite des résistances du sol et des racines (la majorité des modèles à base-physique) soit sur une considération explicite de la résistance du sol et implicite de la résistance racinaire (la majorité des modèles empiriques). Les résistances du xylème et de l'appareil stomatique ne sont guère considérées. Pourquoi ?

1. To catenary processes the general rule applies, that the slowest partial process practically governs the velocity of the whole.

Deux éléments de réponse apparaissent :

1. La résistance du xylème, comparée à celles de l'appareil stomatique et des racines est généralement faible (Steudle and Peterson, 1998). D'où, elle ne constitue pas le « master-process ».
2. Les stomates contrôlent le flux hydrique dans le SPAT, certes, mais ils sont, à leurs tour largement contrôlés par les racines.

La fermeture stomatique, qui n'existe que chez les plantes dites « isohydrique » est fonction de deux facteurs : le potentiel hydrique foliaire et la concentration de certaines hormones dans le xylème, en particulier l'acide abscissic (ABA, de l'anglais abscissic acid) (Steudle, 2000; Huber et al., 2014) est souvent appelé hormone de stress (Aroca et al., 2012).

D'un côté, du fait de la faible résistance hydrique du xylème, les potentiels hydriques foliaire et racinaire sont étroitement liés. D'un autre côté, la concentration des molécules ABA dans le xylème est corrélée à la baisse du potentiel hydrique des racines (Schurr et al., 1992). Les molécules ABA fonctionnent donc comme un signal « à distance » dans la plante entre les racines stressées et les stomates, pour inciter ces dernières à la fermeture (Aroca et al., 2012).

Il convient de signaler dans ce contexte qu'une étude récente menée par Huber et al. (2014) a examiné l'effet des contrôles hydrique et chimique (notamment des molécules ABA) sur la fermeture stomatique. Cette étude numérique emploie un modèle à base-physique de l'extraction racinaire (Doussan et al., 1998a; Javaux et al., 2008) couplant le transfert d'eau et de molécules chimiques entre le système racinaire et la partie aérienne de la plante. Les résultats suggèrent que la régulation stomatique peut être largement prédite par l'analyse de l'état hydrique du système racinaire, ce qui suppose un effet négligeable de la régulation par les molécules ABA.

Au vu des arguments avancés, il semble pertinent de prédire les flux hydriques à travers le SPAT, et donc l'extraction racinaire, par l'étude du transport hydrique dans la rhizosphère, c.-à-d. entre le sol et les racines.

1.4 Modélisation de l'extraction racinaire

L'extraction racinaire de l'eau du sol peut être décrite à deux échelles spatiales : l'échelle mésoscopique, celle d'une racine individuelle et l'échelle macroscopique celle, celle d'un groupe de racines contenues dans un volume défini du sol. Raats (2007) rappelle les différences entre les deux échelles comme suit :

- **A l'échelle mésoscopique**, le flux hydrique d'extraction est représenté par une équation de diffusion à l'interface sol-racine. La composante de gravité à cette échelle a une faible influence sur l'extraction de l'eau et elle est souvent négligeable.

- **A l'échelle macroscopique**, l'extraction de plusieurs racines est agrégée et représentée par un terme 'puits' dans le bilan de masse.

Dans les deux cas, le rappelle Raats (2007), le transport de l'eau dans le sol est de type loi de Darcy. Cela signifie que les deux échelles mésoscopique et macroscopique doivent être supérieures ou égales à celle du volume élémentaire représentatif de l'écoulement de Darcy (Metselaar and de Jong van Lier, 2007).

L'étude de l'extraction racinaire aux deux échelles sus-décrites donne lieu à deux groupes de modèles d'extraction, appelés dans la littérature respectivement les modèles mésoscopiques (ou microscopiques) et les modèles macroscopiques (Molz, 1981; Hopmans and Bristow, 2002; Feddes and Raats, 2004).

Néanmoins, au-delà de l'échelle spatiale considérée pour la construction des modèles d'extraction racinaire, une différence d'une autre nature peut généralement séparer les approches de modélisation. En effet, les modèles d'extraction racinaire construits par l'étude à l'échelle mésoscopique sont, par principe, à base physique (équation de diffusion). En revanche, les modèles construits à l'échelle macroscopique sont soit empiriques (voir par exemple Feddes et al., 1978), soit obtenues « analytiquement » par l'agrégation des flux mésocospiques à l'échelle macroscopique (voir par exemple Couvreur et al., 2012), donc également dits « à base physique ». Par conséquent, la distinction entre les modèles d'extraction par le critère de l'échelle spatiale considérée ne reflèterait guère les différences entre les modèles. **Pour cette raison, ce document fait simplement la distinction entre des modèles à base physique et des modèles empiriques, indifféremment de l'échelle spatiale considérée.** Finalement, le choix de catégorisation effectué dans le cadre de la présente thèse est appuyé par le fait que quelque soit l'échelle spatiale considérée, l'intégration de l'extraction racinaire dans le processus de la diffusion hydrique dans le sol s'effectue à l'échelle macroscopique, par le terme 'puits' (S) dans l'équation de Richards :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla q - S \quad (1.4.1)$$

1.4.1 Modélisation à base physique de l'extraction racinaire

Comme précédemment décrit, les modèles à base-physique reposent sur la description du flux (ou de la densité surfacique du flux) de l'eau du sol absorbée par une racine individuelle (Fig. 1.4.1). Généralement, ces modèles admettent deux hypothèses :

1. la racine est d'une forme cylindrique, d'un diamètre fini et d'une longueur infinie ;
2. les propriétés hydrauliques d'une racine individuelle sont constantes le long de son axe principal.

En admettant les deux hypothèses précédentes, le flux hydrique généré par l'extraction d'une racine individuelle est décrit par l'équation de diffusion suivante :

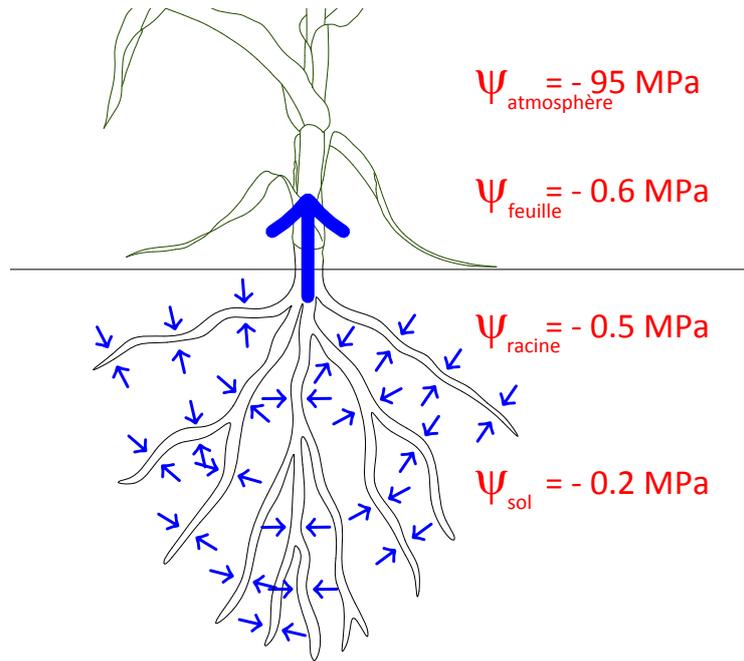


FIGURE 1.4.1 – Schéma général de l'extraction racinaire au regard d'un modèle à base physique.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) \quad (1.4.2)$$

où θ [$L^3 L^{-3}$] est la teneur en eau volumique du sol, r [L] la coordonnée radiale, k [$L T^{-1}$] la conductivité hydrique, et ψ [L] le potentiel hydrique.

Dans l'équation précédente, la longueur r représente le rayon autour de l'axe de la racine. La limite supérieure de r est la moitié de la distance entre deux racines successives, nommée r_1 . La limite inférieure de r peut être admise à celle du rayon de la stèle, nommé r_s . Le rayon extérieur de la racine r_0 se trouve entre ces deux limites.

Il est ainsi supposé que toute l'eau contenue entre les deux cylindres concentriques définis respectivement par r_0 et r_1 , ne serait absorbée que par la racine considérée (c.-à-d., la racine définie par un seul et même axe principal).

Généralement, les modèles à base physique décrivent l'extraction racinaire avec 3 niveaux de complexité. Le premier niveau intègre uniquement les propriétés hydrodynamiques du sol ; le deuxième intègre les propriétés hydriques du cortex racinaire ; le troisième intègre celles du xylème racinaire.

1. Les propriétés hydrodynamiques du sol sont les seules considérées

Dans ce cas, r (Eq. 1.4.2) varie entre r_0 et r_1 . Ce cas correspond à la description du flux hydrique uniquement entre le sol et la surface extérieure de la racine. Ce choix implique implicitement que les résistances hydriques dans la racine (notamment

aux flux radial) et dans les parties aériennes de la plante sont négligeables devant la résistance hydrique du sol.

Gardner (1960) fut le premier à proposer un modèle simplifié de l'extraction racinaire ayant comme base la solution de l'équation 1.4.2. Pour proposer sa solution, l'auteur a supposé que le flux hydrique décrit par l'équation 1.4.2 résultait d'une succession de flux radiaux en régime permanent, en imposant une condition de Dirichlet ($\partial\theta/\partial t = 0$) à la limite correspondant à $r = r_1$. De plus, la conductivité hydrique du sol a été considérée constante et le rayon de la racine r_0 négligeable comparé à celui du cylindre de sol l'entourant (r_1). En admettant la validité de ces hypothèses, la solution de l'équation 1.4.2 est :

$$(\theta v)_r = Gk(\psi_1 - \psi_0) \quad (1.4.3)$$

où $(\theta v)_r$ est la densité du flux d'extraction par unité de longueur de la racine [$L^2 T^{-1}$], G est une fonction adimensionnelle de distribution de la densité de longueur racinaire, ψ_1 et ψ_0 sont respectivement les potentiels hydrique correspondant à r_1 (la surface extérieur du cylindre du sol autours de la racine) et à r_0 (la surface extérieure de la racine). Il est intéressant de constater que l'équation précédente ressemble à une forme 'ohmique' analogue à celle de van den Honert (1948) (Eq. 1.3.1), la conductivité étant inversement proportionnelle à la résistivité R dans l'équation mentionnée.

Bien que le modèle simplifié de Gardner (1960) constitue le point de départ des études de modélisation de l'extraction racinaire à base physique (Raats, 2007), ce modèle se limite à l'étude du rôle que jouent les propriétés hydrodynamiques du sol sur l'extraction racinaire. C'est pour cela que les études ultérieures ont intégré à l'équation précédente différents degrés de complexité pour la prise en compte des deux milieux d'écoulement de l'eau absorbée, le sol et la racine.

2. Les propriétés du sol et du cortex racinaire sont toutes deux considérées

Dans ce cas, r (Eq. 1.4.2) varie entre r_s et r_1 . Par rapport au cas précédent, la résistance au flux radial est ajoutée dans la description. Il en résulte que la conductivité hydrique dans l'équation (eq. 1.4.3) comprend celle du sol et celle, radiale, de la racine, tandis que le gradient hydrique doit être décrit entre le sol et le xylème. En utilisant une forme modifiée de l'équation de Gardner (1960) (Eq. 1.4.3), Taylor and Klepper (1979) ont proposé :

$$(\theta v)_r = G_{sol-racine} k_{sol-racine} (\psi_1 - \psi_s) \quad (1.4.4)$$

où $G_{sol-racine}$ et $k_{sol-racine}$ sont des analogues à G et k de l'équation 1.4.3, respectivement.

Similairement au modèle de Taylor and Klepper (1979), un nombre important de modèles d'extraction racinaire découlent du modèle de Gardner (1960) (voir par exemple l'étude bibliographique de Vercambre, 1998, p. 10; également la revue de Raats, 2007). Ces modèles adhèrent généralement à une formulation 'ohmique' du

flux d'extraction, où cette dernière est fonction du gradient hydrique, de la résistance aux flux (ou conductivité) et de la géométrie racinaire.

Comme précédemment décrit, l'intégration du processus d'extraction racinaire dans celui de la diffusion de l'eau dans le sol nécessite le passage de l'échelle mésoscopique à l'échelle macroscopique. Cela signifie le passage d'une description des flux hydriques autour d'une racine individuelle, à celui autour d'une description des flux autour d'un ensemble des racines contenues dans le volume macroscopique unitaire considéré. Au plus simple, ce passage s'effectue par la somme algébrique des flux hydriques autour de toutes les racines. Les modèles de Gardner (1960) et Taylor and Klepper (1979), ainsi que de nombreux modèles à base physique supposent une distribution uniforme de la longueur racinaire. Il s'ensuit que la somme des flux autour de toutes les racines est égale au produit du flux autour d'une racine, par la somme de la longueur de toutes les racines L [L] contenues dans le volume de sol V [L³] (où V est le volume macroscopique unitaire retenu) :

$$S = \frac{L}{V}(\theta v)_r \quad (1.4.5)$$

où S est le volume d'eau absorbée par une unité de volume de sol et unité de temps [L³ L⁻³ T⁻¹].

3. Les propriétés du sol, du cortex et du xylème sont toutes considérées
Vercambre (1998) signale deux principales limites conceptuelles des modèles de Gardner (1960) et Taylor and Klepper (1979) :
premièrement, l'hypothèse d'une distribution uniforme de la longueur racinaire semble être fortement éloignée de la réalité. En particulier, les racines du maïs semblent suivre une distribution dite 'groupée' (en anglais clustered « par amas »), d'après (Logsdon and Allmaras, 1991) ;
deuxièmement, ces modèles supposent une résistance négligeable du xylème (résistance au flux axial), résultant un potentiel hydrique uniforme à l'ensemble des racines. Or, le potentiel hydrique peut varier fortement le long du xylème (Simonneau and Habib, 1994).
Les deux points signalés par Vercambre (1998) attestent des limites techniques de l'époque pendant laquelle ces modèles ont été proposés. Le développement ultérieur des techniques de métrologie, à des échelles spatiales et temporelles plus fines, a ensuite permis une meilleure estimation des grandeurs physiques impliquées dans le processus d'extraction. Ceci a ouvert la voie pour une description plus complète de l'extraction racinaire par une nouvelle approche dite « architecture hydraulique racinaire » ou « Hydraulic Structure HS » (Doussan et al., 1998a). Couplée à un modèle de transfert hydrique dans le sol (Doussan et al., 2006; Javaux et al., 2008), une description intégrée du processus de l'extraction racinaire est désormais possible. La combinaison entre l'architecture racinaire, les propriétés hydrauliques du système racinaire et les propriétés hydrodynamiques du sol, permet une représentation intégrée des flux hydriques du continuum SPAT (Dunbabin et al., 2013).

Finalement, le passage d'un modèle de type HS au terme S (Eq. 1.4.1) s'effectue par la somme des flux absorbés par les racines contenues dans le volume V.

Dans le cadre de la présente thèse, aucun des modèles à base physique sus-décrits n'a été considéré dans le modèle de prévision de cultures irriguées principalement en raison des coût de calcul élevés qui les caractérisent (Feddes and Raats, 2004)

En effet, bien que l'étude de l'impact que divers stimuli ont sur le processus de l'extraction racinaire est désormais possible par les modèles à base-physique, en particulier par le modèles proposé par (Doussan et al., 1998a) et développé par Javaux et al. (2008), ce type de modèle est principalement construit pour appréhender les interactions entre le sol et l'extraction racinaire. De tels modèles visent à décrire l'effet de l'architecture du système racinaire et de ces propriétés hydraulique sur la distribution spatiale et temporelle de l'extraction racinaire (voir par exemple Doussan et al., 1998a; Draye et al., 2010) et ne sont pas tournés vers des objectifs opérationnels, agronomiques ou agricoles.

Toutefois, d'importantes implications les modèles sophystiqués à base-physique puissent avoir dans le paramétrage et la construction des modèles empiriques (voir par exemple, Couvreur et al., 2012; de Willigen et al., 2012; Javaux et al., 2013). Ces implications seront prises en compte dans le chapitre 3.

1.4.2 Modélisation empirique de l'extraction racinaire

Les modèles d'extraction racinaire sont dits empiriques lorsqu'ils sont construits sur la base de l'observation du lien entre la quantité d'eau absorbée et les conditions hydriques locales du sol.

Typiquement, les modèles empiriques ne considèrent pas explicitement les propriétés hydrauliques du système racinaire (le potentiel hydrique et la conductance). Egalement, la capacité d'extraction des racines est supposée uniforme à l'ensemble du système racinaire. Finalement, par souci de simplification, les racines ne sont pas représentées par une architecture, mais par une forme de puits (Feddes and Koopmans, 1995) (Fig.1.4.2).

Le potentiel hydrique des racines n'étant pas considéré, l'extraction est supposée proportionnelle à la densité racinaire, exprimée en termes de longueur (par unité de volume de sol) ou de surface spécifique (la surface extérieure des racines par unité de colume de sol) racinaire (Raats, 2007). En admettant que dans un domaine de sol Ω [L^3] une fonction β_L [$L L^{-3}$] décrive la distribution de la densité racinaire, l'extraction racinaire peut être décrite par l'équation :

$$S_p = \frac{\beta_L(\Omega)}{B} T_p = \beta(\Omega) T_p \quad (1.4.6)$$

où S_p [$L^3 L^{-3} T^{-1}$] est l'extraction racinaire potentielle (maximale), T_p [$L^3 T^{-1}$] est la transpiration potentielle, β [L^{-3}] est la distribution de la densité racinaire normalisée, et B [L] est l'intégrale de la fonction β_L dans l'espace Ω :

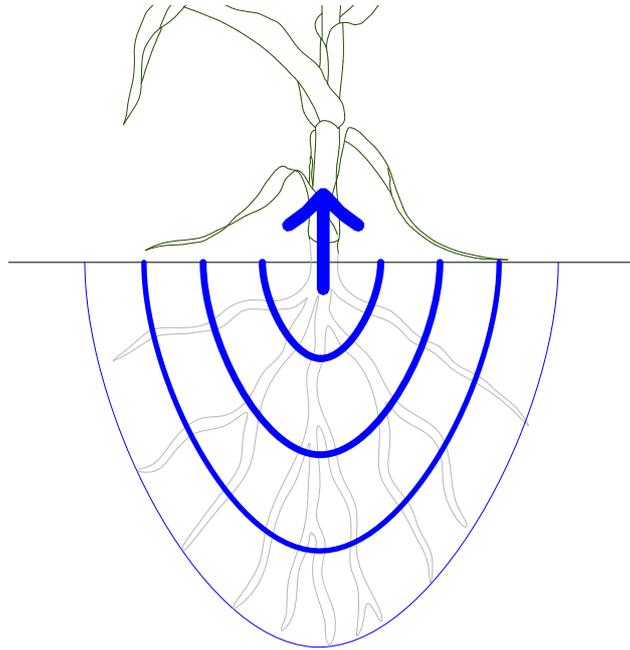


FIGURE 1.4.2 – Schéma général de l'extraction racinaire au regard d'un modèle empirique.

$$B = \int_{\Omega} \beta_L(\Omega) d\Omega \quad (1.4.7)$$

La prise en compte des effets des conditions hydriques locales du sol s'effectue par l'ajout d'une fonction empirique dite « fonction de réduction de l'extraction racinaire » :

$$S = \gamma S_p ; 0.0 \leq \gamma \leq 1.0 \quad (1.4.8)$$

où S est l'extraction racinaire réelle (le même terme dans l'équation 1.4.1) et γ est un facteur adimensionnel de réduction [-].

Finalement, la transpiration est décrite par l'équation :

$$T = \int_{\Omega} S d\Omega = T_p \int_{\Omega} \gamma \beta(\Omega) d\Omega \quad (1.4.9)$$

Comme il sera détaillé dans le chapitre 3, la distribution spatiale de la fonction β joue un rôle déterminant dans la prédiction des flux hydriques sortant du domaine considéré du sol, notamment le drainage. Parallèlement, le choix de la fonction de réduction racinaire affecte directement la quantité d'eau prélevée dans le sol (eq. 1.4.8). Par conséquent, il s'avère important de décrire adéquatement la relation entre l'extraction racinaire réelle et la disponibilité de l'eau dans le sol.

Les deux prochaines sections abordent une description de la bibliographie disponible sur les fonctions β et γ .

1.4.2.1 Distribution spatiale de l'extraction potentielle

Comme décrit par l'équation 1.4.6, la répartition spatiale de l'extraction racinaire dépend de la forme de la fonction $\beta(\Omega)$. L'admission des hypothèses, quoique implicites, de l'uniformité du potentiel hydrique et de la capacité d'extraction du système racinaire, réduit la fonction $\beta(\Omega)$ à la description de la distribution de la densité racinaire. Cette dernière est exprimée en termes de longueur, de surface spécifique ou de masse racinaire (Mmolawa and Or, 2000; Raats, 2007).

Il a longtemps été admis qu'en conditions de confort hydrique (disponibilité hydrique du sol ne limitant pas la transpiration) la distribution spatiale de l'extraction racinaire correspond à celle de la densité racinaire (Novák, 1994; Li et al., 2002), d'où la remarque de Warrick and Or (2007) « *une confusion existe entre les distributions spatiales de la densité racinaire et l'extraction racinaire* ».

Un nombre important de modèles de distribution spatiale de la densité et/ou de l'extraction racinaire existe dans la littérature (voir également Annexe A), comme en témoignent plusieurs revues bibliographiques (par exemple Molz, 1981 et Mmolawa and Or, 2000). Toutefois, la quasi-totalité de ces modèles considère l'extraction racinaire potentielle seulement comme une fonction de la profondeur, i.e., $\beta(z)$, et seul un nombre limité traite la question de la répartition spatiale, en deux ou trois dimensions, de l'extraction racinaire (Coelho and Or, 1996; Vrugt et al., 2001b).

Pour ce qui concerne la distribution verticale de la fonction $\beta(z)$, la littérature fournit de nombreux exemples de fonctions constantes (Feddes et al., 1978; Belmans et al., 1983), linéairement décroissantes en profondeur (Molz and Remson, 1970; Hoogland et al., 1981; Prasad, 1988), ou non-linéairement décroissantes en profondeur (Raats, 1974; Li et al., 2001; Vrugt et al., 2001b).

Parmi les différents modèles proposés dans la littérature, la description est contrainte à celle de la fonction de Raats (1974), puisque (i) cette fonction semble en accord avec la distribution de la longueur racinaire observée chez la quasi-totalité des espèces végétales (Jackson et al., 1996) et (ii) la fonction de Raats (1974) constitue la base d'un nombre important de modèles d'extraction, en particulier celle de Vrugt et al. (2001b) employée dans le cadre de la présente thèse.

Basé sur l'étude de l'écoulement de l'eau dans une colonne de sol en régime permanent, Raats (1974) a décrit l'extraction racinaire comme étant exponentiellement décroissante en profondeur :

$$S = \beta(z) T_p = \frac{T_p}{z^*} e^{(-z/z^*)} \quad (1.4.10)$$

où z^* [L] est la profondeur au-dessus de laquelle 63% de l'eau de la transpiration est extraite.

Parallèlement, une étude sur la distribution verticale de la masse racinaire a été publiée la même année par Gerwitz and Page (1974). Les auteurs ont analysé une base de données de 107 profils de masse racinaire, tirés de la littérature. Cette analyse a permis

aux auteurs de proposer une fonction exponentielle de la densité de la masse racinaire :

$$B_m(z) = 1 - e^{(-fz+c)}$$

où B_m est le cumul de la masse racinaire en fonction de la profondeur (une valeur entre 0.0 et 1.0), tandis que f [L^{-1}] et c [-] sont des paramètres empiriques.

La fonction proposée par Gerwitz and Page (1974) a été reprise par Gale and Grigal (1987) et s'est avérée adéquate pour décrire la distribution verticale de la densité racinaire dans une nombre important d'études (Jackson et al., 1996, 2000; Feddes et al., 2001; Zeng, 2001; Arora and Boer, 2003).

La dérivée de l'équation précédente par rapport à z , c'est-à-dire la densité de la masse racinaire à une profondeur z , n'est qu'une fonction exponentielle de la profondeur :

$$\beta_m(z) = e^{(-fz)} \quad (1.4.11)$$

En supposant une valeur moyenne des rayons des racines, r_0 [L], et une masse spécifique γ_r [$M L^{-3}$] (Raats, 2007), la densité de la longueur racinaire devient :

$$\beta(z) = \frac{1}{\pi r_0^2 \beta} \int_z \beta(z) = c.e^{(-fz)} \quad (1.4.12)$$

Les équations 1.4.10 et 1.4.12 sont en bon accord, d'où l'équation de Raats (1974) semble, potentiellement, la mieux adaptée pour la description de la distribution de l'extraction racinaire avec la profondeur.

Toutefois, dans le cadre de la présente thèse, l'accent est mis sur l'étude de la distribution de l'extraction racinaire en contexte de cultures irriguées par GGE. L'hétérogénéité de la distribution de l'eau dans le sol, inhérente à l'irrigation par GGE, rend bidimensionnels les problèmes des flux d'eau et de l'extraction racinaire (Lafolie et al., 1989; Kandelous et al., 2011).

La recherche bibliographique effectuée dans le cadre de cette thèse n'a permis d'identifier que trois modèles paramétriques bidimensionnels de la distribution de l'extraction racinaire potentielle.

1. Zhang et al. (1993) ont proposé deux modèles, linéaire et exponentiel, pour la description de β :

a) la fonction linéaire

$$\beta_l(x, z) = [C1(2z - Z_r) + C2(2x - X_r) + Z_r]/X_r \quad (1.4.13)$$

b) la fonction exponentielle

$$\beta_e(x, z) = C_3.e^{(-\beta_1z)}.e^{(-\beta_2x)} \quad (1.4.14)$$

où C_1 , C_2 , β_1 , β_2 [-] et C_3 [L^{-1}] sont des paramètres empiriques constants,

tandis que X_r et Z_r représentent les extensions maximale du système racinaire, respectivement dans les directions de x et de z .

Selon les auteurs, une distribution exponentielle décroissante de l'extraction racinaire en profondeur permet une meilleure prédiction des profils d'humidité dans le sol. Il convient par ailleurs de signaler que les auteurs ont proposé cette fonction pour les cultures en rang. La valeur de X_r correspond, dans ce cas, à la mi-distance entre deux rangs successifs de culture.

2. Vrugt et al. (2001b) ont proposé, indépendamment de Zhang et al. (1993), une fonction $\beta(x, z)$ similaire. Cette fonction est une forme modifiée de l'équation de Raats (1974), généralisée à un domaine de sol bidimensionnel :

$$\beta(x, z) = \left(1 - \frac{x}{X_r}\right) \left(1 - \frac{z}{Z_r}\right) e^{-\left[\frac{P_x}{X_r}|X_e-x| + \frac{P_z}{Z_r}|Z_e-z|\right]} \quad (1.4.15)$$

où P_x et P_z [-] sont des paramètres empiriques, x_e et z_e [L] représentent les coordonnées auxquelles l'extraction est maximale, X_r et Z_r [L] sont les variables définies dans les équations 1.4.13 et 1.4.14.

Une caractéristique importante de la fonction de Vrugt et al. (2001b) est l'ajout des deux paramètres x_e et z_e . Cela permet d'ajuster la répartition spatiale de l'extraction racinaire en fonction de la distribution « attendue » de la disponibilité de l'eau dans le sol. Cette caractéristique permet de mimer une forme d'hydro-tropisme du système racinaire, « poursuite de l'eau » (water-tracking models) par Coelho and Or (1996).

3. Coelho and Or (1996, 1999) ont proposé l'utilisation de fonctions de distribution gaussiennes bivariée (normale, semi-log normale, et log-normale) pour la simulation de l'extraction racinaire des cultures irriguées par des systèmes d'irrigation localisée (notamment en goutte-à-goutte de surface et en GGE). Ci-dessous l'équation utilisée pour décrire la géométrie de l'extraction d'eau par le système racinaire d'une plante irriguée en GGE, la ligne des goutteurs étant entre deux rangs de culture :

$$\beta(x, z) = \frac{\alpha_1}{2\pi S_x S_z x z} e^{-0.5 \left(\frac{(\ln x - M_x)^2}{S_x^2} + \frac{(\ln z - M_z)^2}{S_z^2} \right)} \quad (1.4.16)$$

où α_1 [-] est un paramètre empirique, S_x , et S_z sont les écart-type log-normaux de $\beta(x, z)$ au regard des directions x et z , respectivement, et M_x et M_z sont les moyennes log-normales de $\beta(x, z)$ au regards de x , et z , respectivement.

La description de la distribution de l'extraction racinaire potentielle par le modèle proposé par Coelho and Or (1996, 1999) sous-entend une connaissance a priori de la localisation de l'intensité maximale de l'extraction racinaire (les moments M et S de l'équation 1.4.16). Or la détermination des valeurs de ces paramètres s'avère lourde car elle fait appelle à des estimateurs statistiques, donc à la nécessité de disposer de très nombreuses

données terrain. De plus, Vrugt et al. (2001a) ont illustré la possibilité de varier la distribution de la fonction β pour obtenir des distributions spécifiques aux techniques d'irrigation utilisée (Vrugt et al., 2001a, p. 1029, Fig. 2D).

Parmi les 3 modèles sus-décrits, celui proposé par Vrugt et al. (2001b) semble le plus adapté au contexte de notre étude, et sera utilisé par la suite dans le cadre de la l'étude sur le rôle du processus dit de « compensation de l'extraction racinaire » dans la simulation de l'extraction racinaire en contexte de cultures irriguées par GGE (cf. chapitre 3).

1.4.2.2 Distribution spatiale de l'extraction réelle

Comme décrit précédemment, la prédiction par les modèles empiriques de l'extraction racinaire en conditions de disponibilité hydrique limitantes, nécessite l'ajout d'une fonction explicite de réduction de l'extraction, typiquement nommée « fonction de stress hydrique » ou « fonction de réduction ».

La réduction de l'extraction racinaire est typiquement décrite dans la littérature en fonction de la teneur en eau volumique du sol θ (par exemple Sadras and Milroy, 1996), du potentiel matriciel ψ (par exemple Feddes et al., 1978), ou encore de la conductivité hydraulique k du sol, par exemple via le potentiel du flux matriciel [$L^2 T^{-1}$] (Metselaar and de Jong van Lier, 2007).

Par le réarrangement de l'équation 1.4.8 l'on obtient :

$$\gamma = \frac{S}{S_p} \quad (1.4.17)$$

Expérimentalement, la détermination de la fonction γ nécessite le suivi des variables ψ et θ à l'échelle macroscopique, pour déterminer l'état hydrique du sol, puis lier les valeurs de ces variables aux deux quantités S et S_p (Eq. 1.4.17). Or, le suivi des variables de l'état hydrique du sol à l'échelle macroscopique, pour l'ensemble de la zone racinaire, est pratiquement difficile à mettre en œuvre. De plus, l'estimation des deux quantités S et S_p implique d'avoir à disposition deux plantes ayant des profils racinaires identiques, la première plante étant sous stress hydrique tandis que la deuxième est non stressée. Pratiquement, la probabilité de satisfaire une telle condition est extrêmement faible.

En raison des difficultés liées à la détermination de la fonction γ à l'échelle macroscopique, il est fréquent de remplacer la définition de la fonction de stress décrite par l'équation 1.4.17 par celle faisant le lien entre le flux de transpiration réelle T et celui de la transpiration potentielle T_p :

$$\bar{\gamma} = \frac{T}{T_p} \quad (1.4.18)$$

Une barre a été ajoutée au-dessus de la fonction γ pour distinguer la réduction de l'extraction à l'échelle de la plante (c.-à-d. la réduction de la transpiration) de celle à l'échelle macroscopique.

La détermination de la fonction de réduction par l'expression T/T_p mène, parfois, à des confusions dans la littérature entre la réduction de l'extraction locale (à l'échelle du volume macroscopique élémentaire du sol) et la réduction de la transpiration (à l'échelle de l'ensemble du système racinaire). Par exemple, de Jong van Lier et al. (2006) et Javaux et al. (2013) ont comparé les courbes obtenues de la relation $T/T_p = f(\bar{\psi})$ (où $\bar{\psi}$ est le potentiel matriciel moyen de la zone racinaire) avec la fonction de Feddes et al. (1978). Or, la fonction proposée par Feddes et al. (1978) a pour but de prédire la réduction de l'extraction à l'échelle locale (macroscopique) et non à l'échelle de la zone racinaire (ce point sera abordé en détail dans la suite de cette section).

La confusion entre γ et $\bar{\gamma}$ est également particulièrement présente lors de l'intégration des fonctions de réduction, expérimentalement déterminées, dans la modélisation de l'extraction racinaire spatialement distribuée. Nous prenons pour cela l'exemple de la thèse de Homae (1999) où la relation $T/T_p = f(\bar{\psi})$ a été expérimentalement établie. Puis, la fonction construite, $\bar{\gamma}$, a été intégrée dans un modèle monodimensionnelle pour la simulation de la diffusion hydrique dans une colonne de sol par l'équation de Richards, via le terme « puits » (c.f. Eq. 1.4.1). Il est évident, dans ce cas, que l'échelle spatiale de la fonction de réduction (la zone racinaire) ne correspond pas à celle de l'équation de Richards (élément macroscopique du sol).

Au-delà de la différence des échelles spatiales considérées respectivement par les fonctions $\bar{\gamma}$ et γ , une deuxième différence, d'ordre théorique les distingue. La fonction $\bar{\gamma}$ décrit une réponse « intégrée » de la plante face aux conditions locales du sol. Cette réponse intègre trois processus du point de vue du fonctionnement hydrique des racines : le premier est la réduction de l'extraction résultant de la réduction du gradient hydrique à l'interface sol-racine (expression de van den Honert (1948), Eq. 1.3.1) ; le deuxième est celui de la « compensation de l'extraction racinaire » et le troisième est celui de l'exsudation (hydrique) racinaire. La définition de la compensation de l'extraction racinaire diffère selon les sources, comme cela sera évoqué dans le chapitre 3. Néanmoins, la compensation peut être généralement décrite par l'augmentation de l'extraction dans une zone du sol pourvue en eau, pour compenser la réduction de l'extraction là où l'eau est moins disponible (Jarvis, 1989).

L'intégration des 3 processus, la réduction, la compensation et l'exsudation, dans la fonction $\bar{\gamma}$ ajoute un degré de complexité à l'interprétation de la forme de cette fonction. Toutefois, en admettant momentanément, pour une raison quelconque, l'hypothèse de l'inexistence des processus de la compensation et de l'exsudation, une information importante résulte de la comparaison entre les fonctions $\bar{\gamma}$ et γ . Pour élucider nos propos, nous prenons l'exemple suivant :

En admettant, par souci de simplification, une densité racinaire spatialement uniforme, on a :

$$\beta(\Omega) = 1 \tag{1.4.19}$$

Si la fonction de réduction dépend du potentiel hydrique du sol ψ ($\gamma = f(\psi)$) l'on peut

déduire des équations 1.4.8 et 1.4.6 la forme suivante :

$$S = \gamma(\psi)T_p \quad (1.4.20)$$

d'où :

$$T = \int_{\Omega} S d\Omega = T_p \int_{\Omega} \gamma(\psi) d\Omega \quad (1.4.21)$$

Dans l'équation précédente, la distribution spatiale du potentiel matriciel du sol ψ dépend de l'espace Ω , d'où $\gamma = f(\Omega)$.

Par la reformulation de l'équation précédente, l'on obtient :

$$\frac{T}{T_p} = \int_{\Omega} \gamma[\psi(\Omega)] d\Omega \quad (1.4.22)$$

En combinant les deux équations 1.4.22 et 1.4.18, on obtient :

$$\bar{\gamma}(\bar{\psi}) = \int_{\Omega} \gamma(\psi) d\Omega \quad (1.4.23)$$

L'équation précédente indique clairement que la fonction de la réduction expérimentalement déterminée $\bar{\gamma}$ peut être considérée comme une limite supérieure de la fonction γ . Ce résultat sera pris en compte lors de la discussion relative aux fonctions de réduction présentes dans la littérature, dans la suite de ce chapitre.

Exemples des fonctions de réduction

Les modèles existants, traitant de la question de l'extraction racinaire à l'échelle locale (macroscopique) résolvent le problème de la réduction de l'extraction racinaire en fonction de la teneur en eau volumique du sol θ (Feddes et al., 1976; Lai and Katul, 2000) ou du potentiel matriciel ψ (Feddes et al., 1978; van Genuchten, 1987; Musters and Bouten, 2000). Toutefois, étant donné que l'extraction racinaire dépend de l'énergie dépensée par la plante pour détacher l'eau du sol, l'expression de la réduction de l'extraction comme fonction du potentiel hydrique, qui est une mesure d'énergie, peut sembler un choix plus pertinent. A cela s'ajoute le fait que la même valeur de θ correspond à des valeurs très différentes de ψ selon le type du sol (valeurs données par la courbe de rétention), d'où l'intérêt d'utiliser l'expression de la réduction en fonction de ψ . Ces arguments nous amènent donc à limiter la discussion aux fonctions de réduction du type $\gamma(\psi)$.

De nombreux exemples de fonctions de réduction existent dans la littérature. Feddes et al. (1978) ont été parmi les premiers à proposer une fonction simplifiée de la réduction. La fonction proposée par les auteurs, nommée dans le cadre de la présente thèse « fonction de Feddes » est une fonction « linéaire par morceaux » :

$$\gamma(\psi) = \begin{cases} 0; & \psi \geq \psi_1 \\ \frac{\psi_1 - \psi}{\psi_1 - \psi_2}; & \psi_1 > \psi \geq \psi_2 \\ 1; & \psi_2 > \psi \geq \psi_3 \\ \frac{\psi - \psi_4}{\psi_3 - \psi_4}; & \psi_3 > \psi \geq \psi_4 \\ 0; & \psi_4 > \psi \end{cases} \quad (1.4.24)$$

où ψ est le potentiel matriciel de l'élément du sol considéré, tandis que ψ_1, ψ_2, ψ_3 et ψ_4 sont des valeurs-seuils. La fonction de Feddes prédit que l'extraction racinaire est maximale lorsque le potentiel matriciel est entre deux seuils ψ_2 et ψ_3 . En revanche, la saturation progressive du sol entre ψ_2 et ψ_1 peut entraîner une réduction de l'extraction, voire sa suppression (par anaérobiose). Similairement, un assèchement progressif du sol réduit l'extraction progressivement jusqu'à sa suppression lorsque le point de flétrissement permanent ψ_4 est atteint (par dessiccation).

Suivant des observations de Yang and de Jong (1972), mettant en évidence la dépendance de la valeur du ψ_3 de la demande climatique, Feddes et al. (1978) ont proposé de rendre le paramètre ψ_3 fonction de la transpiration potentielle T_p , $\psi_3 = f(T_p)$. L'étude de Feddes et al. (1978) serait la seule à proposer explicitement une dépendance entre la demande climatique et le seuil de réduction ψ_3 .

Musters and Bouten (2000) ont proposé une forme modifiée de la fonction de Feddes. La fonction proposée ne tient pas compte d'un effet réducteur par anaérobiose, mais uniquement par dessiccation :

$$\gamma(\psi) = \begin{cases} 1; & \psi_2 > \psi \geq \psi_3 \\ \left(\frac{\psi - \psi_4}{\psi_3 - \psi_4}\right)^a; & \psi_3 > \psi \geq \psi_4 \\ 0; & \psi_4 > \psi \end{cases} \quad (1.4.25)$$

où le terme a [-] est un facteur empirique.

Une autre forme de la fonction $\gamma(\psi)$ a été proposée par van Genuchten (1987). Cette nouvelle fonction, nommée « fonction de van Genuchten » exclut l'effet de la saturation. L'auteur a justifié sa proposition par le fait que la réduction de l'extraction racinaire par anaérobiose ne se produit qu'en conditions de saturation prolongée, une condition, selon l'auteur, qui n'est pas fréquemment rencontrée dans les terres agricoles. La fonction de van Genuchten (1987) est continue, d'une forme sigmoïdale, donnée par l'équation :

$$\gamma(\psi) = \frac{1}{1 + \left(\frac{\psi}{\psi_{0.5}}\right)^P} \quad (1.4.26)$$

où $\psi_{0.5}$ est la valeur de ψ pour laquelle γ est réduite à 0.5 et P [-] est un paramètre empirique.

L'avantage de cette fonction par rapport à celle de Feddes est qu'elle est moins coûteuse en termes de paramétrage, et continue, donc dérivable en tout point ψ . La fonction de

van Genuchten a donné lieu au développement des fonctions sigmoïdales par Dirksen et al. (1993), puis par Homae (1999) (voir également Homae et al., 2002).

Dirksen et al. (1993) ont modifié la fonction de van Genuchten pour permettre un début décalé du stress hydrique pour les valeurs élevées de ψ . Les auteurs ont ainsi introduit le terme $\dot{\psi}$ qui représente une valeur -seuil de ψ au-dessus de laquelle aucune réduction de l'extraction ne se produit :

$$\gamma(\psi) = \frac{1}{1 + \left(\frac{\dot{\psi} - \psi}{\dot{\psi} - \psi_{0.5}}\right)^p} \quad (1.4.27)$$

Homae (1999) a évalué la performance des fonctions de Feddes, de van Genuchten et de Dirksen et al. (1993), pour la prédiction de la forme de la relation entre le potentiel hydrique moyen du sol $\bar{\psi}$ et le déficit de transpiration T/T_p . Comme évoqué précédemment dans ce chapitre, ce choix souffre d'une incompatibilité entre l'échelle spatiale de la réduction de l'extraction (échelle locale, macroscopique) et celle de la transpiration (échelle de la zone racinaire, de la plante). Quoiqu'il en soit, Homae (1999) a proposé une nouvelle fonction de réduction qui a la forme :

$$\gamma(\psi) = \frac{1}{1 + \frac{1 - \gamma(\psi_{min})}{\gamma(\psi_{min})} \left(\frac{\dot{\psi} - \psi}{\dot{\psi} - \psi_{min}}\right)^p} \quad (1.4.28)$$

où ψ_{min} [L] est le seuil inférieur du potentiel matriciel en-deçà duquel la réduction de l'extraction devient non significative.

Toutefois, selon Feddes and Raats (2004), les observations qui ont fourni la base à la construction du modèle utilisé par Homae (1999) pour construire son modèle ne justifieraient pas la proposition de ce nouveau seuil ψ_{min} .

Après avoir brièvement abordé un certain nombre d'exemples de fonctions de réduction, laquelle représenterait au mieux la réduction de l'extraction ?

Comme cela était aussi le cas pour les fonctions de la distribution de la densité racinaire, les nombreux exemples de fonctions empiriques $\gamma(\psi)$ témoignent de la diversité des conditions expérimentales ayant conduit à leur construction. Le choix d'une des fonctions de réduction s'effectue donc en lien avec le contexte expérimental, ce qui en fait un choix forcément subjectif.

En complément, de récentes études (de Jong van Lier et al., 2006; Metselaar and de Jong van Lier, 2007; de Jong van Lier et al., 2009b; Couvreur et al., 2012; Javaux et al., 2013; Huber et al., 2014) sur la question de la modélisation de l'extraction racinaire, ont essayé de dresser un cadre théorique aux fonctions de réduction. Le recours à ce cadre théorique aura pour utilité l'appui au choix de la fonction de réduction dans le cadre de cette thèse. De plus, ce cadre théorique fournira des informations quant aux incertitudes inhérentes à l'utilisation de la fonction de réduction choisie.

La forme de la fonction $\gamma(\psi)$

Cette discussion se concentre autour de la réduction de l'extraction par dessiccation, souvent appelée dans la littérature "falling rate phase" (Metselaar and de Jong van Lier, 2007). La réduction par anaérobiose, quant à elle, est supposée négligeable comparée à l'effet de la dessiccation (suivant van Genuchten, 1987).

En utilisant le modèle de l'architecture hydraulique racinaire (Doussan et al., 1998b, 2006; Javaux et al., 2008), Couvreur et al. (2012) ont développé un modèle macroscopique à base physique de l'extraction racinaire ayant comme expression :

$$S = \frac{1}{V} \left[K_{rs} \left(\tilde{H}_s - H_{collet} \right) + \varphi \right] SSF \quad (1.4.29)$$

où K_{rs} [$L^3 P^{-1} T^{-1}$] est la conductivité équivalente du système racinaire, \tilde{H}_s [P] est la charge hydraulique à l'interface sol-racine, H_{collet} [P] est la charge hydrique au niveau du collet (le point de jonction entre le système racinaire et la tige), φ [$L^3 T^{-1}$] est le terme de la compensation de l'extraction racinaire et SSF [-] et une fraction appelée «Standard Sink Fraction» qui est une forme analogue à la fonction $\beta(\Omega)$ mais qui dépend de l'architecture racinaire et des résistances radiales et axiales des systèmes racinaires. Finalement, S [$L^3 L^{-3} T^{-1}$] et V [L^3] sont respectivement le terme puits et le volume unitaire du sol, conformément à leurs précédentes définitions dans ce chapitre.

Si l'on considère le processus d'extraction sans compensation, l'équation précédente devient d'une forme ohmique rappelant la forme du modèle de Gardner (1960) :

$$S = \frac{1}{V} \left[K_{rs} \left(\tilde{H}_s - H_{collet} \right) \right] SSF \quad (1.4.30)$$

L'équation précédente décrit l'extraction racinaire en fonction de toutes les valeurs possibles de la charge hydraulique dans le sol (et par conséquent du potentiel matriciel). Cette équation décrit donc l'extraction racinaire en conditions hydriques limitantes et non limitantes. Elle peut, par conséquent, être utilisée pour décrire la forme de la fonction de réduction $\gamma(\psi)$.

En admettant que la plante est en état de stress hydrique lorsque H_{collet} atteint une valeur de -1.5 MPa, et en supposant qu'en stress hydrique la valeur de H_{collet} est maintenue à cette valeur constante chez les plantes isohydriques (Simonneau and Habib, 1994) ; le terme $\left(\tilde{H}_s - H_{collet} \right)$ de l'équation précédente décroît linéairement avec l'assèchement progressif du sol. En revanche, les valeurs des termes SSF et K_{rs} sont susceptibles d'évoluer avec l'état hydrique du sol, les deux termes étant dépendants des propriétés hydrauliques du système racinaire. Toutefois, ces propriétés hydrauliques sont souvent supposées principalement fonction de l'âge et de l'ordre (de ramification) des racines (Pagès et al., 2004). Il s'ensuit que pour le temps caractéristique de la simulation du transfert hydrique dans le sol (Raats, 2007), qui est bien inférieur au temps caractéristique de la croissance racinaire, l'équation 1.4.30 représente S comme fonction linéaire de \tilde{H}_s . Toutefois, cette relation ne signifie pas, à ce stade, que la fonction $\gamma(\psi)$ est linéaire

en phase de réduction, car \tilde{H}_s est un estimateur de l'état hydrique « équivalente » du système racinaire.

La linéarité de la relation $\gamma(\psi)$ en phase de réduction a été mise en évidence par Javaux et al. (2013) en utilisant le modèle « complet » de l'architecture hydraulique racinaire R-SWMS (Javaux et al., 2013). Javaux et al. (2013) ont montré par l'analyse numérique qu'une réduction de la charge hydraulique locale du sol, $H [L]$, résulte en une réduction linéaire du ratio S/S_p (cf. la Figure 1.4.4 plus loin dans ce chapitre).

Les résultats des études ci-dessus plaident donc en faveur de l'utilisation d'une fonction de réduction $\gamma(\psi)$ linéaire.

La forme de la fonction $\bar{\gamma}(\bar{\psi})$

Comme précédemment évoqué, une relation existe entre la fonction de réduction à l'échelle locale et celle à l'échelle de la plante (eq. 1.4.23). Cette fonction constitue un majorant (une limite supérieure) de la fonction $\gamma(\psi)$: la fonction $\bar{\gamma}(\bar{\psi})$ résultant de l'intégrale de $\gamma(\psi)$ sur le domaine de sol Ω et elle doit respecter une forme connue à l'avance, déduite des études théoriques du transfert hydrique dans un sol enraciné, ou bien déduite de l'observation.

Trois études, focalisées sur ce sujet, renseignent sur la forme de la fonction $\bar{\gamma}(\bar{\psi})$. La première, de Sadras and Milroy (1996) résume les résultats de 18 études expérimentales. La deuxième (Metselaar and de Jong van Lier, 2007) et la troisième (de Jong van Lier et al., 2009a) donnent un cadre théorique à la forme de la fonction $\bar{\gamma}(\bar{\psi})$.

Sadras and Milroy (1996) ont démontré que la réduction de la transpiration en fonction des contraintes hydriques du sol peut être décrite soit par une fonction linéaire, soit par une fonction sigmoïdale.

Metselaar and de Jong van Lier (2007) ont étudié la forme de la fonction $\bar{\gamma}(\bar{\psi})$ en s'appuyant sur un modèle macroscopique à base physique de l'extraction racinaire. Ce modèle décrit la transpiration relative (T/T_p) comme étant proportionnelle au ratio (M/M_3), où M et M_3 représentent respectivement le potentiel du flux matriciel actuel et celui correspondant au seuil ψ_3 . Les auteurs ont utilisé ce modèle pour prédire la forme de la fonction de réduction de la transpiration pour 5 types de sols « analytiques », et pour 3 types de sols « numériques » (Raats, 2001).

Pour rappel : les sols sont dits « analytiques » lorsqu'ils sont caractérisés par des propriétés physiques résultant des équations de flux hydriques pouvant être résolues analytiquement (sol Δ par exemple pour le sol répondant au modèle de Green et Ampt ou sol linéaire pour le modèle exponentielle de Brooks and Corey, 1964). En revanche, les sols sont dits « numériques » lorsque leurs propriétés hydrodynamiques sont décrites par des fonctions non-linéaires, ne permettant pas la solution analytique des équations du flux hydrique, ce qui est le cas général.

Metselaar and de Jong van Lier (2007) ont démontré qu'une forme concave de la relation $\bar{\gamma}(\bar{\psi})$ est prédominante pour les sols numériques et même obligatoire en sols analytiques dont les caractéristiques hydrodynamiques ont un sens physique (diffusi-

tivité non constante). Les auteurs ont conclu que, généralement, la forme de la fonction $\bar{\gamma}(\bar{\psi})$ présente 3 caractéristiques selon les valeurs de $\bar{\psi}$: un premier domaine de valeurs constantes (transpiration potentielle), un deuxième domaine de valeurs décroissantes de forme concave et un troisième domaine, entre le premier et le deuxième, de valeur décroissantes de forme convexe.

de Jong van Lier et al. (2009a) ont étendu l'étude de Metselaar and de Jong van Lier (2007) sur les sols numériques. Leur étude a eu pour conclusion que la quasi-totalité des sols résultent en une formes concave de la fonction de réduction de la transpiration, et que la forme de la fonction $\bar{\gamma}(\bar{\psi})$ est plutôt sigmoïdale.

Les conclusions des études théoriques, appuyées par les résultats des études expérimentales, préconisent donc d'adopter une forme sigmoïdale pour la fonction $\bar{\gamma}(\bar{\psi})$. Les fonctions de réduction à l'échelle locale doivent donc remplir ce critère. Pour cela, le test simple suivant a été effectué.

Le transfert de l'eau a été simulé dans un domaine de sol limoneux, enraciné, ayant un profil d'humidité initial à la capacité au champ. La limite supérieure du sol est sujette aux conditions climatiques, tandis qu'une condition de type Neuman, flux de drainage libre, est imposée à la limite inférieure. Le domaine ne reçoit aucune irrigation et une demande climatique de 10 mm j^{-1} , uniquement sous forme de transpiration potentielle, est imposée. L'assèchement progressif du sol dû à l'extraction racinaire a ainsi été simulé pour une période de 50 jours, par le modèle Hydrus (2D/3D) (Simunek et al., 2008) en utilisant les fonctions de réduction de Feddes et van Genuchten. Ces deux fonctions sont disponibles par défaut dans le modèle Hydrus (2D/3D) et représentent les deux extrémités du "spectre" des fonctions de réduction de l'extraction. Les résultats obtenus sont montrés dans les figures 1.4.3a et b.

Les courbes de la réduction de la transpiration en fonction de la teneur en eau volumique du sol θ , obtenues avec les deux fonctions Feddes et van Genuchten, sont très similaires (Fig. 1.4.3). Les deux courbes adhèrent à la description d'une relation $\bar{\gamma}(\bar{\psi})$ de forme sigmoïdale, effectuée dans les études de Metselaar and de Jong van Lier (2007) et de de Jong van Lier et al. (2009a). De plus, la comparaison entre les profils de la teneur en eau volumique du sol (en deux dimensions) affiche un coefficient de corrélation de valeur très élevée, variant entre 1.000 (au début de la simulation) et 0.995 (à la fin de la simulation de 50 jours).

Les résultats de ce simple test montrent que ces deux fonctions contrastées de l'extraction racinaire peuvent produire des résultats similaires en termes du flux de transpiration et de profils d'humidité simulés. De plus, ces deux fonctions remplissent les conditions imposées par la comparaison de $\bar{\gamma}(\bar{\psi})$ avec $\gamma(\psi)$. Cela ne permet toutefois guère de privilégier l'une des deux fonctions au détriment de l'autre.

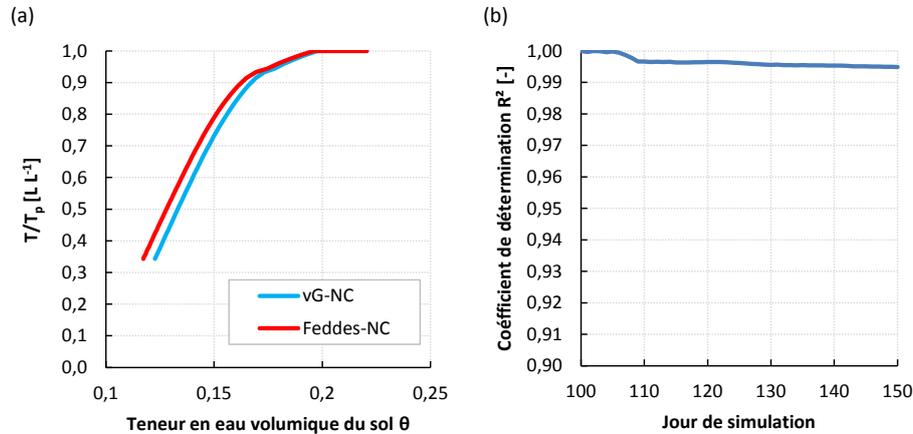


FIGURE 1.4.3 – Résultats des simulations de l'assèchement progressif d'un profil de sol : (a) réduction de la transpiration en fonction de la teneur en eau volumique du sol θ , résultant de l'utilisation de la fonction de Feddes (rouge) et de la fonction de van Genuchten (bleu) ; (b), le coefficient de détermination entre les profils d'humidité simulés en utilisant les deux fonctions, de Feddes et de van Genuchten.

Les valeurs-seuils $\bar{\psi}_3$, $\bar{\psi}_4$, ψ_3 et ψ_4

Pour rappel, les seuils $\bar{\psi}_3$ et $\bar{\psi}_4$, ou leurs équivalents en termes de teneur en eau volumique du sol (respectivement $\bar{\theta}_3$, $\bar{\theta}_4$) sont respectivement les valeurs du potentiel matriciel **moyen** au début de la phase de la **réduction de la transpiration** et au point de **flétrissement permanent** de la plante. Similairement, les seuils ψ_3 et ψ_4 (ou respectivement θ_3 et θ_4) sont les valeurs du potentiel matriciel local (à l'échelle macroscopique) au début de la phase de **réduction de l'extraction** et au point de la **suppression de l'extraction**.

A l'échelle de la plante, l'existence de seuils « moyens » de l'état hydrique du sol à partir desquels la transpiration rentre en phase de réduction, a été mise en évidence expérimentalement (par exemple Sadras and Milroy, 1996; Casaroli et al., 2010) et théoriquement (de Jong van Lier et al., 2006), en particulier chez les plantes isohydriques (Couvreur et al., 2012; Huber et al., 2014). Ces études théoriques ont montré la valeur de $\bar{\psi}_3$ dépendante de la demande climatique, des propriétés hydrodynamiques du sol et de la densité racinaire.

A l'échelle macroscopique, Vandoorne et al. (2012) a montré expérimentalement l'existence des seuils ψ_3 et ψ_4 , mais également la non-unicité de leurs valeurs.

Par le biais de la simulation, Javaux et al. (2013) a examiné la forme de la relation $\gamma(\psi)$ [c.-à-d. $S/S_p = f(\psi)$]. L'extraction racinaire, S , dans le contexte de cette étude incluait implicitement le processus de compensation racinaire et celui de l'exsudation (hydrique)

racinaire (Fig. 1.4.4). Si l'on considère uniquement les valeurs de $0.0 \leq S/S_p \leq 1.0$, donc sans compensation ni exsudation (le cas classique des modèles hydrologiques), l'existence des seuils ψ_3 et ψ_4 peut-être mise en évidence, mais non leurs unicité, en accord avec l'étude de Vandoorne et al. (2012).

Les études susmentionnées montrent donc que l'expression de la fonction de la réduction $\gamma(\psi)$ puisse dépendre des seuils ψ_3 et ψ_4 , mais que ces derniers ne sont cependant pas constants.

Pour récapituler, la revue bibliographique a permis d'identifier un certain nombre de fonction de réduction de l'extraction racinaire. Les études revues indiquent :

1. que la forme de la fonction de la réduction de l'extraction $\gamma(\psi)$ est plutôt linéaire ;
2. que la forme de la fonction de réduction de la transpiration $\bar{\gamma}(\bar{\psi})$ est plutôt sigmoïdale ;
3. qu'un seuil ψ_3 du potentiel matriciel à partir duquel l'extraction racinaire décroît, existe ;
4. que la valeur de ψ_3 varie en fonction de la demande climatique et de la densité racinaire existe ;
5. et finalement, qu'un seuil ψ_4 au quel l'extraction racinaire cède, existe.

La comparaison des flux de transpiration simulés par les deux fonctions contrastées de Feddes et de van Genuchten, indique que la sensibilité de la transpiration simulée n'est guère affectée par la fonction de réduction choisie. Il en va de même quant aux profils d'humidité du sol simulés, qui ont été trouvés quasi-identiques (Fig. 1.4.3b).

Les fonctions de réduction de l'extraction revues de type sigmoïdal, basées sur celle de van Genuchten (van Genuchten, 1978) ne remplissent pas les conditions 3, 4 et 5, mais semblent remplir celle 2 (Fig. 1.4.3a). Cependant, bien que simpliste, la fonction de Feddes remplit toutes les conditions précédentes.

Les arguments précédents plaident en la faveur de l'utilisation de la fonction de Feddes pour simuler l'impact des conditions hydriques non optimales sur la transpiration de la culture.

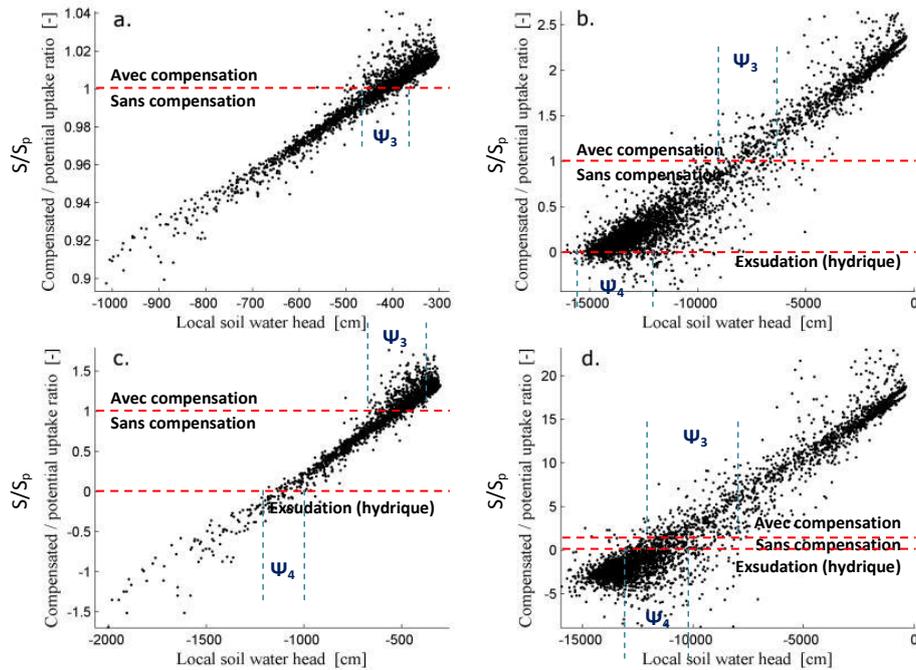


FIGURE 1.4.4 – Le rapport « Compensated/potentiel uptake » entre l'extraction racinaire réelle (S) et l'extraction racinaire potentielle (S_p) de chaque racine individuelle (en coordonnées) en fonction du potentiel matriciel local (en abscisses). Les valeurs simulées sont ici affichées à 4 intervalles différents : (a) jour 2 de la simulation, à midi (T_p forte); (b) jour 4 à midi (T_p forte); (c) jour 2 en fin d'après-midi (T_p faible); (d) jour 20 en fin d'après-midi (T_p faible); d'après Javaux et al. (2013). Les traits horizontaux ont été ajoutés pour séparer entre les points correspondant à l'extraction racinaire avec compensation ($S/S_p > 1.0$), ceux correspondant à l'extraction racinaire sans compensation ($0.0 \leq S/S_p \leq 1.0$) et les points correspondant à l'exsudation (hydrique) racinaire ($S/S_p < 0.0$). Les traits verticaux ont été visuellement ajoutés pour délimiter approximativement les gammes des valeurs de ψ_3 et de ψ_4 .

1.5 Conclusions partielles

Deux principales approches existent dans la littérature pour modéliser l'extraction racinaire : l'approche « ohmique » et l'approche empirique. Ces deux approches donnent lieu à deux groupes de modèles, respectivement les modèles à base physique et les modèles empiriques.

Les modèles à base-physique décrivent le flux de l'eau à l'interface sol-racine comme proportionnel au gradient de la charge hydrique et inversement proportionnel à la résistance hydraulique des deux milieux du sol et des racines. Ces modèles considèrent explicitement les propriétés hydrauliques du système racinaire (le potentiel hydrique et la conductance) et permettent ainsi de distribuer l'extraction racinaire du sol proportionnellement à la longueur des racines et aux gradients hydrauliques locaux entre le sol et les racines.

Les modèles empiriques reposent sur une description simplifiée du processus de l'extraction racinaire. Ces modèles considèrent la capacité d'extraction comme uniforme à l'ensemble du système racinaire et représentent ce dernier par une forme de puits. L'extraction de l'eau est proportionnelle à la densité racinaire et elle est réduite par un facteur adimensionnel supposé correspondre aux conditions locales de la disponibilité de l'eau dans le sol.

Parmi les fonctions de distribution de la densité racinaire disponibles dans la littérature, celle proposée par Vrugt et al. (2001b) a été retenue vue sa formule simple et la souplesse qu'elle permet pour représenter des profils de densité divers et contrastés.

Parmi les fonctions de réduction d'extraction disponibles, celle de Feddes et al. (1978), communément utilisée dans la littérature, a été retenue. Cette fonction remplit les 3 conditions qui doivent être prises en compte dans la modélisation de l'extraction racinaire, identifiées par la recherche bibliographique effectuées :

1. La réduction de l'extraction peut être initiée à partir d'un seuil du potentiel matriciel ψ , lequel varie en fonction de la demande climatique et du type de sol.
2. La réduction de l'extraction en fonction de la baisse du potentiel matriciel local (échelle macroscopique) est quasi-linéaire et non curvilinéaire.
3. La réduction de la transpiration en fonction de la baisse du potentiel matriciel moyen du sol (échelle du système racinaire) est d'une forme concave ou sigmoïdale.

Egalement, le choix de la fonction de Feddes et al. (1978) repose sur le fait que les paramètres de cette fonction sont déterminés dans la littérature pour une large gamme de types de sol et de cultures.

Emergence de la question de la compensation racinaire

Grâce à la simplicité et au faible coût de calcul des modèles empiriques, l'utilisation de ces derniers est la plus fréquente dans les modèles de culture. Toutefois, un nombre croissant d'études évoque l'insuffisance de ces modèles à reproduire fidèlement les dynamiques

d'extraction racinaire. Ceci concerne en particulier le mécanisme de compensation racinaire considéré comme «*l'augmentation de l'extraction dans une zone du sol pourvue en eau, pour compenser la réduction de l'extraction où l'eau est moins disponible*» (Jarvis, 1989). La compréhension et la modélisation pertinente de ce processus est un point clef pour la prédiction de l'extraction racinaire en milieux marqués par une forte hétérogénéité de la disponibilité de l'eau dans le sol, tel que sous irrigation par GGE. Cette question forme l'axe principale des travaux de la présente thèse, et sera largement traitée dans le chapitre 3.

Le prochain chapitre présente le dispositif et le suivi expérimental mis en œuvre pour l'acquisition des données nécessaires au développement de notre étude.

Chapitre 2

Expérimentations

Le but du présent chapitre est de décrire les expérimentations et les campagnes de mesures effectuées pour l'élaboration, la vérification et la validation des hypothèses émises dans le travail de modélisation. Dans ce sens, les informations collectées afin de répondre à notre objectif concernent la des flux hydriques dans le sol et le développement végétatif de la culture utilisée, à savoir le maïs. Le but final étant d'évaluer in situ la productivité de l'eau d'irrigation sous goutte-à-goutte enterré **au niveau des placettes de mesures**, et ce en comparaison avec la technique plus répandue de l'irrigation par aspersion.

Dans un premier temps, le présent chapitre dresse une description détaillée de la localisation de la station expérimentale, du parcellaire, du dispositif expérimental et des suivis effectués. Ensuite, les conditions climatiques rencontrées pendant les expérimentations ainsi que les résultats d'ordre agronomiques seront abordés.

2.1 Localisation et contexte pédoclimatique

Localisation

Les expérimentations ont eu lieu à la station Lavalette. Cette station fait partie de l'institut national de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture (IRSTEA). La station est située au nord de la ville de Montpellier (long. 43°40'N, lat. 3°50'E, alt. 37 m), dans le département de l'Hérault, en région du Languedoc-Roussillon.

Le parcellaire se trouve dans une zone inondable, en bordure du fleuve Le Lez, lequel avec son confluent La Lironde, bordent les parcelles du côté nord (Fig. 2.1.1).

En saison sèche (juin-août), un débit d'étiage est réservé au Lez pour assurer un écoulement de base garantissant un certain équilibre de son écosystème tandis que le débit de la Lironde reste nul tout au long de la saison en dehors des épisodes pluvieux. La nappe phréatique se rapproche progressivement de la surface du sol lors des automnes et des hivers très pluvieux. En revanche, durant la période des cultures d'été (avril-

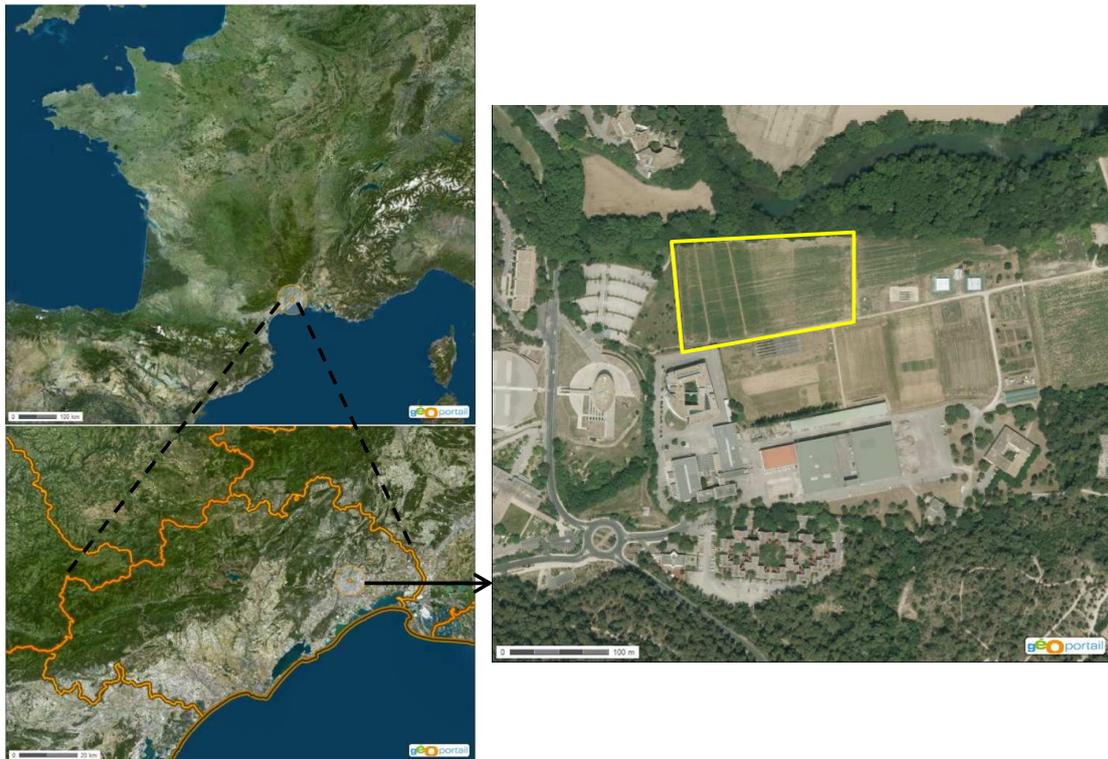


FIGURE 2.1.1 – Localisation des parcelles expérimentales de la station Lavalette à Montpellier. Source de l'image : © IGN 2014 - www.geoportail.gouv.fr/mentions-legales

septembre), la nappe phréatique se situe en deça des 4.5 m de profondeur et ne contribue donc pas, par remontée capillaire à l'alimentation en eau des cultures (Mubarak, 2009).

Localisation

Le climat de la zone d'études est de type méditerranéen franc (Joly et al., 2010). Il se caractérise par des étés chauds et secs et des hivers doux et humides. Le rapport entre les précipitations automnales et estivales est très élevé (> 6). Les cumuls annuels varient, en moyenne, entre 400 et 500 mm sur la bande littorale jusqu'à 1000-1.100 mm sur les piémonts des Cévennes pour la période 1971-2000 (Météo France). Pour la même période, la moyenne des températures est de 7 °C en hiver et de 23 °C en été. Bien que très rares, les risques de gel existent et peuvent compromettre les cultures hivernales.

Sur le site de Lavalette, la moyenne des précipitations annuelles observées durant la période 1991-2013 s'élève à 746 mm qui tombent, principalement, en automne et en hiver permettant de conduire les cultures traditionnelles comme le blé dur, la vigne et l'arboriculture. Pour la même période, le cumul pluviométrique d'avril à septembre est de 335 mm pour une demande climatique (ET_{ref} de Penman, 1948) de 766 mm (Fig. 2.1.2a) en moyenne. Le déficit hydrique de l'ordre des 450 mm et l'irrégularité des précipitations exigent le recours à l'irrigation pour l'obtention des cultures commerciales à haute productivité (maraîchage, arboriculture, production de semences).

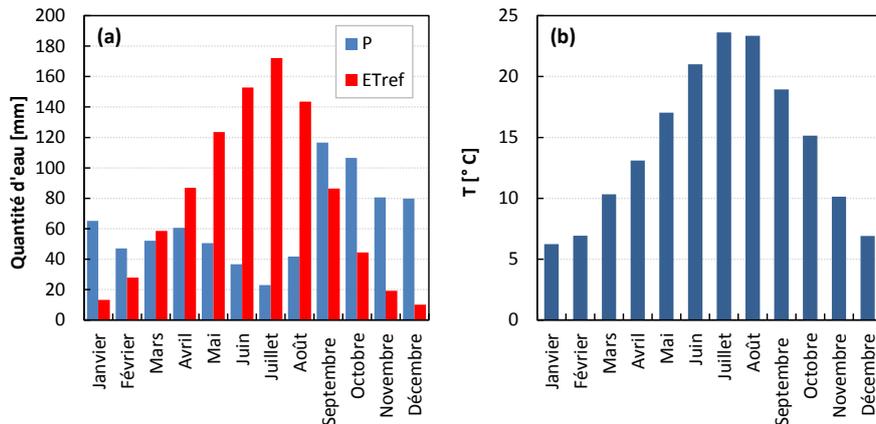


FIGURE 2.1.2 – Moyennes mensuelles des précipitations (P) et de l'évapotranspiration de référence (ET_{ref}) et de la température moyenne journalière (T), enregistrées sur le site de Lavalette durant la période 1991-2013.

Concernant les températures de l'air enregistrées sur le site de Lavalette (Fig 2.1.2b), la température moyenne journalière pendant la saison des cultures estivales varie entre un minimum de 13.2 °C au mois d'avril et un maximum autour de 23.5 °C pendant les mois de juillet et août, pour redescendre légèrement jusqu'à 19.0 °C au mois de septembre.

Contexte pédologique

Localisé dans le lit majeur du fleuve Le Lez, le sol du parcellaire de Lavalette est d'origine colluvio-alluviale profond (Ruelle, 1995). La texture est limono-sableuse à limono-argilo-sableuse selon la proximité avec le fleuve. Les prospections antérieures à la présente thèse, ont conclu à l'existence d'une hétérogénéité texturale entre la partie nord et la partie sud du parcellaire (Tab. 2.1). En surface, la teneur en argile (voisine de 20%) diminue du sud au nord alors que la proportion de sable augmente. En profondeur, la situation s'inverse : la présence d'une couche de tuf calcaire au sud de la parcelle entraîne une forte augmentation du taux de sable. Généralement, le sol de Lavalette a une réserve utile élevée, de l'ordre des 180 mm m⁻¹ (Tab. 2.1). La densité apparente varie peu en fonction de la profondeur du sol : 1.6 gr cm⁻³ dans les couches superficielles du sol (0 - 60 cm de profondeur), 1.5 gr cm⁻³ dans les couches plus profondes (60 - 90 cm de profondeur) et 1.4 à 1.3 gr cm⁻³ pour les couches les plus profondes exploitées par les racines des cultures annuelles (90 - 150 cm de profondeur). Cette diminution progressive de la densité peut être attribuée au compactage des couches superficielles par les passages répétés des engins agricoles. Cela a particulièrement été présent pendant la campagne culturale de 2013. L'étude du profil vertical du sol fait apparaître 3 couches conformément aux propriétés hydrodynamiques : entre 0 et 55 cm, entre 55 et 90 cm et > 120 cm de profondeur (Mubarak, 2009). La conductivité hydraulique à saturation diminue avec la profondeur, en passant de 40 à 6 cm j⁻¹ et, inversement, les deux valeurs d'humidité volumique résiduelle et à saturation passent respectivement de 0.02 et 0.36 en surface à 0.095 à 0.41 en profondeur (Tab. 2.1). Ces propriétés hydrodynamiques du sol seront détaillées dans le chapitre 3.

Profondeur [mm]	Texture ⁽¹⁾						Propriétés hydrodynamiques ⁽³⁾			
	Argile (%)		Limon (%)		Sable (%)		D _a ⁽²⁾ [gr cm ⁻³]	θ_r [-]	θ_s [-]	k_s [cm.j ⁻¹]
	Nord	Sud	Nord	Sud	Nord	Sud				
0 - 30	18	22	42	49	40	29	1.6	0.02	0.36	40.5
30 - 60	18	24	44	49	38	27	1.6			
60 - 90	20		47		33		1.5	0.05	0.38	12.0
90 - 120	20		55		25		1.4			
120 - 150	27	24	48	44	25	32	1.3	0.095	0.41	6.2

(1) Selon Ruelle (1995).

(2) Document interne non publié.

(3) Selon Mubarak (2009).

TABLE 2.1 – Texture et propriétés hydrodynamiques du sol de Lavalette. D est la densité apparente, θ_r est θ_s sont les teneurs en eau volumiques résiduelle et à saturation, tandis que K_s est la conductivité hydraulique à saturation.

Concernant l'état chimique du sol, les analyses effectuées en 2009 (document interne, 2010) font apparaître des teneurs en phosphore assimilable (méthode Olsen) satisfaisantes, de l'ordre de 30 mg kg⁻¹ de sol, mettant les cultures à l'abri de carence. Le complexe d'échange (CEC) de l'ordre de 12.6 me 100g⁻¹ présente aussi un état accep-

table avec des taux de saturation supérieurs à 90%. Le pH est entre 7 et 8, tandis que la teneur en matière organique varie entre 1 à 1.5%.

2.2 Dispositif expérimental

Depuis 2008, 3 techniques d'irrigation sont utilisées sur la station expérimentale de Lavalette : le goutte-à-goutte enterré (GGE), le canon enrouleur et la couverture intégrale (Asp). L'alimentation en eau est assurée par une station de surpression (7 bars) située à 400 m des parcelles et connectée au réseau du Bas-Rhône Languedoc (BRL) qui délivre une eau à 3-4 bars de pression (Fig. 2.2.1).



FIGURE 2.2.1 – Dispositif expérimental de la station de Lavalette : (1) la station de pompage à l'amont du réseau, (2) et (3) les bornes d'alimentation hydrique, (4) la zone irriguée par goutte-à-goutte enterré, (5) la zone irriguée par aspersion (par canon enrouleur ou par couverture intégrale) ou non irriguée, et (6) la station météorologique du site.

Le goutte-à-goutte enterré

Ce système est composé de lignes de goutteurs (gainés) souples en polyéthylène (Deluxe, ChapinTM), enterrées à une profondeur de 35-40 cm. Les gainés sont dotées de goutteurs non autorégulant espacés de 40 cm et délivrant un débit nominal de 3.0 L h⁻¹, sous une pression de 1.0 bar.

Trois espacements des gainés, respectivement 80, 120 et 160 cm ont été retenus pour l'installation du système délimitant 3 parcelles : GGE-80, GGE-120 et GGE-160, (cf. Fig. 2.3.1). Les travaux de la thèse ont porté exclusivement sur les parcelles GGE-160 et GGE-120 pour lesquels l'espacement entre les gainés et les rangs de maïs permet de reproduire une plus forte hétérogénéité spatiale dans l'apport hydrique.

L'eau acheminée depuis la station de pompage passe d'abord par la « station de tête » située en amont du système de GGE. La station de tête est équipée de deux filtres à sable, d'un filtre à tamis, d'un dispositif d'injection de liquides supplémentaires (engrais, acide) et de régulateurs de débit ainsi que d'un compteur à eau. L'eau sortant de la station

passer dans une conduite principale qui achemine l'eau à l'entrée de chaque système de GGE. Ce dernier est composé d'un ensemble de gaines alignées et reliées à l'amont et à l'aval par des peignes, créant ainsi un réseau hydraulique dans lequel la variation de pression est la plus faible possible (0.2 à 0.3 bars). Le peigne amont est équipé d'une vanne, d'un programmateur d'un compteur à eau, d'un régulateur de pression et d'un manomètre. Le peigne aval est équipé d'un clapet à air et d'une vanne de purge.

Le canon enrouleur

Le canon enrouleur utilisé (OPTIMA, IrriFrance® Industries, France) assure une pluviométrie de l'ordre des 25 mm h⁻¹ et couvre un rayon variant entre 30 et 35 m, pour une pression de fonctionnement de 5 bars au canon et une buse de 16 mm de diamètre.

La couverture intégrale

L'irrigation en couverture intégrale est réalisée avec un maillage des arroseurs disposés en quinconce (12 x 12 m) afin de maximiser l'uniformité des arrosages. Ce système délivre une pluviométrie de l'ordre des 15 mm h⁻¹ sous une pression de fonctionnement de l'ordre de 5 à 6 bars.

Conformément aux équipements utilisés pour l'arrosage des cultures, les parcelles de Lavalette sont classées en 3 modes de conduite : les parcelles irriguées en GGE, celles en aspersion (Asp) et les parcelles non irriguées, conduites en pluvial (Pluv).

2.3 Parcellaire

La Figure 2.3.1 illustre le parcellaire expérimental de Lavalette et son évolution au cours des campagnes de suivi de 2008, 2009, 2011, 2012, 2013. La culture irriguée concerne exclusivement le maïs.

Différents niveaux d'irrigation, de 50 à 100% ont été appliqués au cours des campagnes de suivi reproduisant différentes conditions d'alimentation hydrique afin d'évaluer les performances des modèles d'extraction racinaire (chapitre 3) et de développement de culture SDICM (chapitre 4) pour la simulation des conditions hydriques et des rendements observés.

Le tableau 2.2 récapitule les niveaux de satisfaction d'alimentation hydrique du maïs au cours des campagnes expérimentales.

Parcelle	Campagne culturale				
	2008	2009	2011	2012	2013
Asp	70	70	100	100	100
			50	50	50
GGE-160	70	70	80	80	80
GGE-120	70	70	80	80	80
				50	50

TABLE 2.2 – Niveau de satisfaction cible des besoins en eau du maïs entre 2008 et 2013.

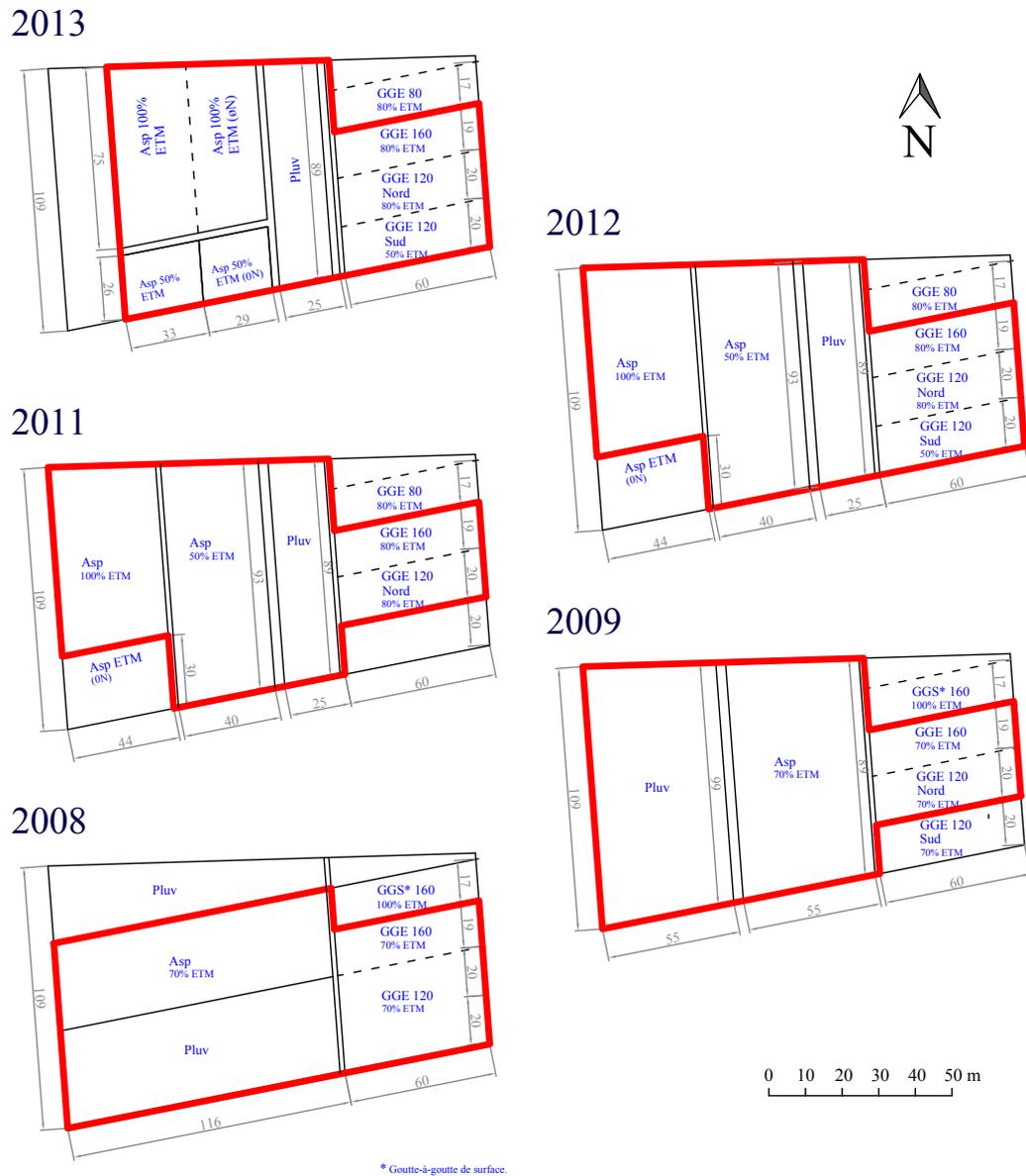


FIGURE 2.3.1 – Evolution du parcellaire expérimental sur le site de Lavalette en 2008, 2009, 2011, 2012 et 2013. Le terme %ETM désigne le pourcentage de l'évapotranspiration maximale de la culture devant être satisfaite par l'irrigation. Le terme 0N désigne les parcelles non fertilisées en azote. Les parcelles suivies sont délimitées en rouge.

2.4 Itinéraires techniques

2.4.1 Préparation du sol

La préparation du sol consiste dans un premier temps à enfouir les résidus de culture de la campagne précédente ou des cultures d'hiver (avoine, féverole ou mélange seigle-avoine selon les années).

Dans un second temps, le labour est réalisé aux disques de manière à travailler le sol de façon superficielle (0 à 25 cm de profondeur) et ainsi ne pas endommager le réseau de GGE.

En 2013, en raison des conditions de forte humidité de sol dues aux pluies hivernales importantes, la préparation du lit de semence a nécessité plusieurs passages d'outils pour affiner la structure, ce qui a conduit à une situation de compactage du sol jusqu'à 45 cm de profondeur (Fig. 2.4.1).

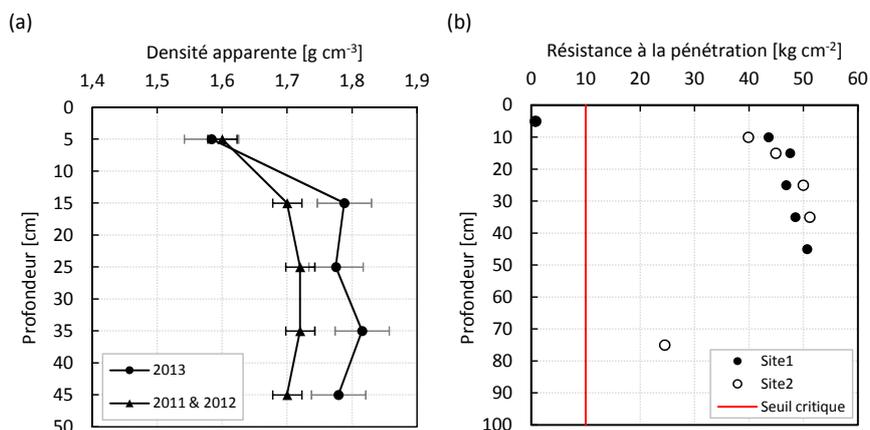


FIGURE 2.4.1 – (a) Profils de densité apparente mesurée en fin de campagnes 2011, 2012 et 2013. (b) Résistance mécanique du sol à la pénétration (pénétromètre de type IB), (J.-M. LOPEZ 13/11/2013).

Quelques jours avant le semis, les traitements bénéficient d'un apport d'engrais de fond, 300-400 kg ha^{-1} de superphosphate (0-25-25) par épandage.

Le semis du maïs est effectué en avril lorsque les conditions de sol (température et humidité) sont favorables. La préparation du lit de semence s'effectue à l'aide de disques crénelés combinées à une herse rotative et au rouleau plombeur.

Trois variétés hybrides Pioneer sont utilisées dans les essais, la PR33TY65 en 2008 et 2009, la PR34P88 en 2011 et 2012, et la PR35Y65 en 2013 avec comme caractéristiques communes : une température de base de 6 °C, un cumul thermique semis-floraison d'environ 1030 degrés-jours [$^{\circ}\text{C}$] et de 2000 degrés-jours pour atteindre le stade de maturité des grains à un taux d'humidité de 32%. Les variétés utilisées sont toutes tardives

(150 jours), de type denté à haut potentiel de rendement de 14 à 15 tonne ha⁻¹.

La densité de semis est de 80000-85000 plant ha⁻¹. Les lignes de semis sont orientées dans la direction est-ouest, parallèlement aux gaines d'irrigation. En théorie, les lignes de semis doivent être positionnées à équidistance des gaines d'irrigation afin d'assurer une bonne homogénéité du développement végétatif de la culture qui se fait essentiellement par l'irrigation en raison de la faible pluviométrie. Pour cela, il existe des équipements de géo-localisation de types GPS différentiels qui font malheureusement défauts sur le tracteur de Lavalette. Il en résulte une hétérogénéité du développement de la culture lié à l'éloignement de la ligne de semis par rapport à la gaine et ceci d'autant plus que, la fertilisation azotée est appliquée par fertigation.

2.4.2 Contrôle des adventices

Le contrôle des mauvaises herbes s'effectue en post-levée par application d'herbicide puis par binage mécanique au stade 3-4 feuilles et, si nécessaire, au stade 7-8 feuilles.

2.4.3 Fertilisation azotée

Un apport d'ammonitrate (35% N) de 30 à 40 kg ha⁻¹ est effectué juste avant le semis sur toutes les parcelles. Pour les parcelles irriguées en aspersion, la fertilisation azotée est appliquée par épandage mécanique (centrifugeuse ou rampe à cannelures) en 1 ou 2 passages et, à partir de 2012 pour le GGE, par fertigation en 3 à 4 applications. Les doses appliquées sont calculées en fonction des potentiels de rendement recherchés et des reliquats d'azote dans le sol au semis. Pour les 4 campagnes expérimentales, les doses varient de 40-50 U d'N pour le traitement pluvial (objectif de 4.0 tonne ha⁻¹), puis de 140 à 160 U d'N pour les traitements conduits en stress hydrique élevé (50%ETM), 220-260 U d'N pour les traitements en GGE conduits en léger stress hydrique (70-80%ETM) suivant l'espacement entre gaines (GGE-160, GGE-120 et GGE-80) et enfin 340 à 360 U d'N pour le traitement en aspersion à l'ETM.

2.4.4 Irrigation

Eu égard au manque de pluies au cours du mois d'avril, une irrigation de levée par aspersion de 15-20 mm peut être obligatoire selon les années.

Les besoins maxima en eau (ETM) de la culture sont estimés en fonction du potentiel de rendement recherché. Ces besoins sont calculés selon le modèle FAO (Allen et al., 1998) qui prend en compte la demande climatique (ET_{ref}) et les différents stades de développement de la culture via le coefficient cultural (k_c). Le modèle PILOTE (Mailhol et al., 1997, 2004, 2011) de bilan hydrique et de développement végétatif de culture, calibré et validé sur le domaine de Lavalette, est ensuite utilisé pour simuler les besoins en eau d'irrigation en fonction des conditions climatiques locales (pluies et ETP) en année moyenne. Le modèle est actualisé au fur et à mesure du déroulement de la campagne en

prenant en compte les pluies tombées, la demande climatique réelle et le développement végétatif de la culture (K_c estimé par l'indice foliaire).

Pour les campagnes de suivi, les quantités totales d'irrigation apportées varient entre 120 et 330 mm respectivement pour les parcelles irriguées à 50% et à 100% de l'ETM. En Asp, les doses moyennes appliquées sont de 30-35 mm et de 15-20 mm en GGE.

2.4.5 Récolte

Deux modes de récolte sont appliquées sur le dispositif expérimental : d'une part, la récolte manuelle sur un ensemble de placettes (5 à 7 par parcelle) de 3 à 4 m² suivant les années (une vingtaine de pieds) pour l'estimation des composantes du rendement (grain, MST et PMG) et, d'autre part, la récolte mécanique sans pesée par défaut d'équipements (pesons).

Le tableau ci-dessous récapitule les dates clefs des différentes interventions pendant chaque campagne.

Opération	Campagne culturale				
	2008	2009	2011	2012	2013
Variété	PR33TY65	PR33TY65	PR34P88	PR34P88	PR35Y65
Labour	19/11 (2007)	27/11 (2008)	19/04	16/04	17/04
Engrais de fond	20/03	23/04	20/04	17/04	18/04
Semi	30/04	23/04	22/04	20/04	24/04
Fertilisation	11/06	27/05	31/05	13/06	16/06
Première fertigation	13/06	19/06	27/05	22/06	04/07
Dernière fertigation	30/07	15/07	04/06		05/08
Première irrigation	30/06	18/06	30/04 ⁽¹⁾	26/04 ⁽¹⁾	07/06
Dernière irrigation ⁽²⁾	01/09	20/08	30/08	23/08	27/08
Récolte	15/09	17/09	12-27/09	06/09	25-26/09

(1) Irrigations de levée par aspersion.

(2) Pour les parcelles conduites à l'ETM pendant les campagnes 2011, 2012 et 2013.

TABLE 2.3 – Tableau récapitulatif des dates clefs des opérations culturales de chaque campagne.

2.4.6 Instrumentation et suivi

Le suivi des essais et l'acquisition des informations portent sur : (i) les données climatiques comme variables d'entrée pour les modèles testé (chapitre 3) et développé (chapitre 4), (ii) les quantités d'eau et d'azote réellement appliquées, (iii) les systèmes racinaires, (iv) les humidités volumiques du sol et les potentiels matriciels à différentes

distances de la gaine et du rang de maïs, et (v) les indices foliaires. Les mesures sont effectuées au niveau de placettes instrumentées (placettes de suivi).

Données climatiques

Les données climatiques nécessaires comme entrée pour la simulation avec les modèles Hydrus 2D et SDICM sont les précipitations P [mm], l'évapotranspiration de référence ET_{ref} [mm], le rayonnement global R_g [$J\ cm^{-2}$] et la température moyenne de l'air [$^{\circ}\ C$]. Ces variables sont enregistrées quotidiennement par une station automatique (ENERCO 5161X, Cimel Electronique, France) installée sur le site.

Doses d'irrigation

Les volumes d'eau d'irrigation apportés par GGE sont relevés par la lecture des compteurs d'eau fixés à l'entrée de chaque parcelle. Les pressions à l'amont et à l'aval de chaque réseau de GGE font l'objet d'un suivi ponctuel pendant chaque campagne afin de détecter de possibles dysfonctionnements du système et de s'assurer de l'homogénéité des apports au sein du réseau.

Les parcelles irriguées par Asp sont équipées d'un ensemble de pluviomètres servant à estimer la quantité d'eau apportée et à contrôler l'homogénéité spatiale des apports. La hauteur des pluviomètres est ajustée au fur et à mesure du développement de la palnte.

Dose de fertilisation

Les apports par épandage d'engrais azotés sont contrôlés par un ensemble de bacs (12) d'une surface de $0.2\ m^2$, répartis sur la surface des parcelles irriguées en Asp.

Pour l'azote minéral du sol, trois à quatre sites de prélèvements par parcelle sont réalisés tous les 30 cm de profondeur de 0 à 120 cm. Pour des raisons de coût, les prélèvements issus des sites sont mélangés pour ne constituer qu'un seul échantillon composite par parcelle. Les campagnes de prélèvements sont réalisées avant le semis et à la récolte manuelle des placettes.

Pour la détermination de l'azote total du végétal (grain et tige-feuille-raffe), les échantillons composites sont constitués des plants issus des placettes de suivi.

Les analyses sont réalisées par le laboratoire du sol et du végétal du CIRAD (US 49).

Les systèmes racinaires

Le système racinaire de maïs est caractérisé in situ sous irrigation par Asp et sous GGE. Le but de ce travail est de (i) appréhender l'effet de la technique d'irrigation sur la distribution spatiale de la densité racinaire et (ii) d'utiliser les profils de densité obtenus dans les études numériques sur la modélisation de l'extraction racinaire chapitre 3.

La caractérisation des systèmes racinaires est effectuée à la fin de plusieurs campagnes culturales. La méthode d'évaluation visuelle proposée par Tardieu and Manichon (1986)

est employée. Des fosses de 2 m de long, 1 m de largeur et d'une profondeur d'environ 2 m, sont ainsi creusées perpendiculairement aux lignes de semis. La paroi verticale sous le rang de maïs est délimitée en mailles carrées de 5*5 cm². L'évaluation de la densité dans une couche de 1 cm de profondeur est ensuite effectuée visuellement en attribuant une note entre 5 (densité maximale) et 0 (absence de racines) à chaque maille observée.

Indice foliaire

L'indice foliaire (IF) est une variable clef dans le modèle SDICM (chapitre 4), utilisée pour la détermination du coefficient cultural K_c , et conséquemment pour le calcul de l'ETM et sa partition en transpiration potentielle T_p et en évaporation potentielle du sol E_s (Ritchie, 1972; Novák, 1981).

L'estimation de l'IF s'effectue au moyen de l'appareil LI-COR LAI-2000 Plant Canopy Analyzer. Les mesures sont prises sous les plants des mêmes placettes de suivi.

Etat hydrique du sol

Teneur en eau volumique θ [-]

Les mesures de θ permettent de caractériser la distribution spatiale de l'eau dans le sol et d'appréhender les mécanismes de transfert de flux et d'extraction racinaire (cf. chapitre 3). En outre, les mesures permettent également d'apprécier les conditions d'alimentation hydrique de la culture et d'appuyer le pilotage des arrosages.

La teneur en eau θ est estimée à l'aide d'une sonde à neutron (CPN 503 DR, Campbell Pacific Nuclear Corp., CA, USA). Les mesures sont effectuées par couches de sol de 10 cm d'épaisseur depuis la surface jusqu'une profondeur maximale de 200 cm.

Sur les parcelles Asp et Pluv, les mesures sont réalisées sous le rang de maïs et à 40 cm de part et d'autre du rang selon les années. Sur les parcelles GGE, les mesures sont effectuées à différentes distances de la gaine et/ou du rang du maïs, entre 10 et 50 cm (Fig. 2.4.2).

Potentiel matriciel ψ [cm]

Les mesures de ψ permettent de caractériser la direction des flux et d'apprécier les conditions de stress hydrique dans la zone racinaire. Les mesures sont réalisées à l'aide de tensiomètres à mercure installées à différentes profondeurs : 45, 75, 90, 120 et 150 cm. Les relevés sont effectués tous les jours en début de matinée.

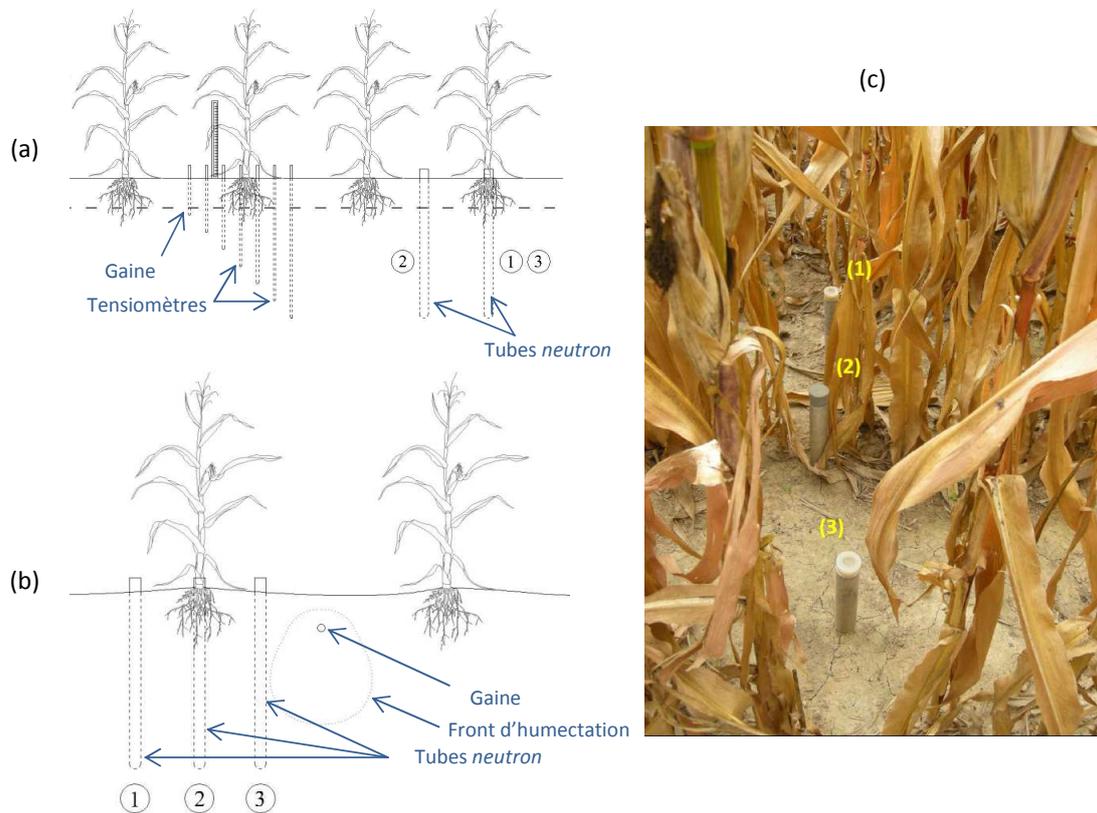


FIGURE 2.4.2 – Disposition de la batterie des tensiomètres et des tubes neutron : (a) coupe longitudinale dans la direction du rang de maïs, (b) coupe transversale perpendiculaire au rang de maïs, et (c) tubes neutrons sur GGE-160 en 2012.

Chapter 3

La compensation de l'extraction racinaire - analyse numérique et expérimentale

Introduction

L'hétérogénéité de la distribution de l'eau dans le sol est une caractéristique inhérente à la technique d'irrigation par GGE. L'impact de cette hétérogénéité sur l'extraction racinaire constitue l'objet principal de la présente thèse.

Les figures 3.0.1 présentent des profils hydriques observés à différentes dates de la campagne de 2012 sur les parcelles Asp et GGE : avant le début des irrigations (observations du 14/06), après la première irrigation (22/16), avant et après un événement d'irrigation (16/08) et après la fin des irrigations (23/08).

Sous Asp, les profils hydriques affichent une symétrie marquée de part et d'autre du rang de maïs (Fig. 3.0.1) ; l'eau circulant le long de la tige des plantes est acheminée jusqu'au pied pour se concentrer au sein du système racinaire (profil du 16/08 après l'irrigation en Asp). La zone humectée du sol est ainsi comparable à un bulbe d'irrigation localisée et non, comme on pourrait s'y attendre, répartie de façon uniforme entre le rang et l'inter-rang de culture. En revanche, en GGE si la gaine d'irrigation n'est pas sous le rang de maïs, un gradient d'humidité se crée dans le sol entre la zone humectée par le goutteur et la zone racinaire (observations à partir du 13/08). Ce gradient se maintient tout au long du cycle cultural, mobilisant les capacités d'extraction des racines sur une partie limitée du volume de sol qu'elles occupent.

La modélisation de l'extraction de l'eau par les racines sous GGE doit ainsi se porter en domaine de sol bidimensionnel et doit également prendre en compte les effets éventuels de l'asymétrie de l'apport hydrique sur l'activité d'extraction du système racinaire. Cela est d'une importance majeure en modélisation empirique de l'extraction racinaire car les

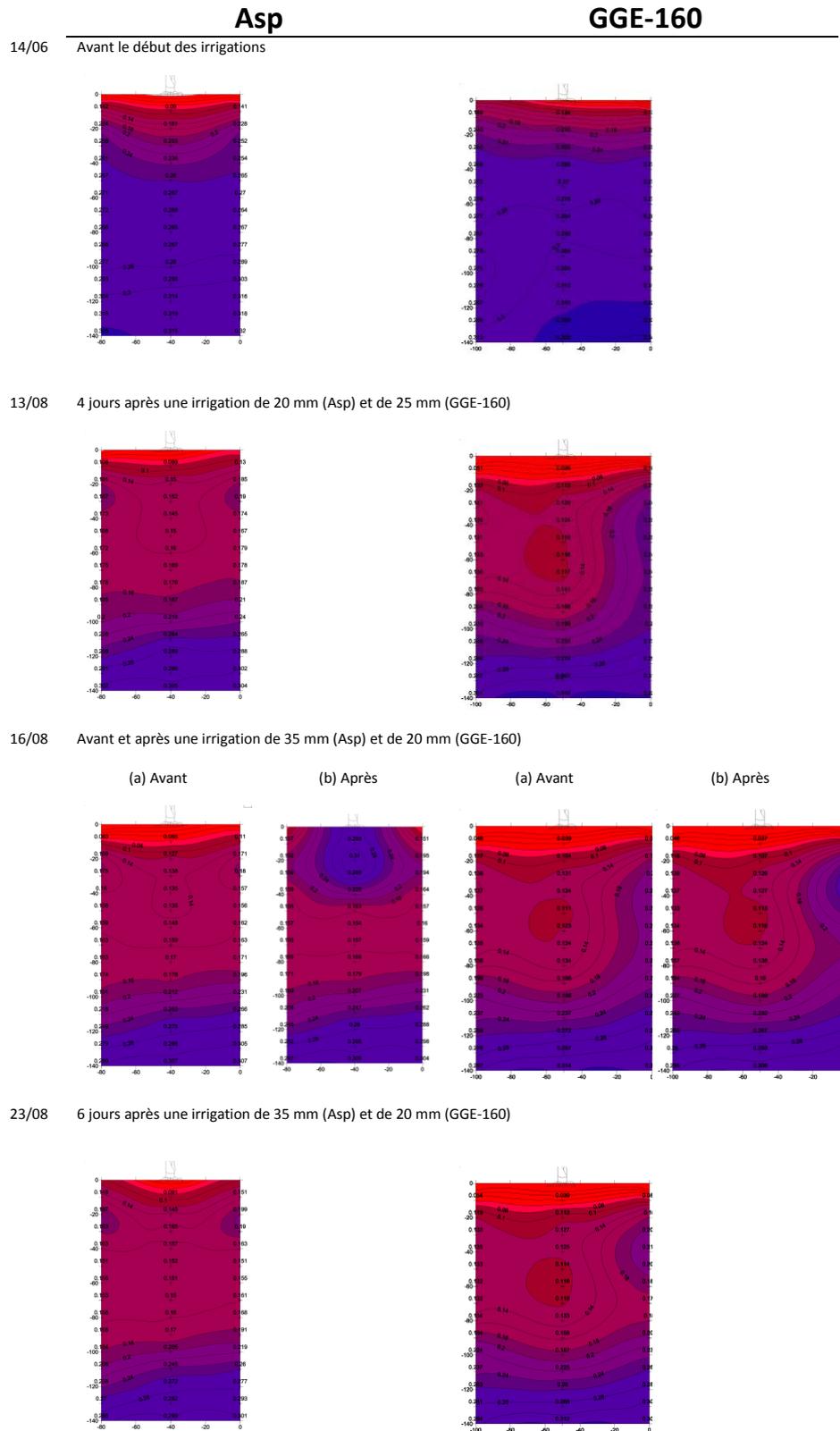


FIGURE 3.0.1 – Profils hydriques observés en parcelles irriguées par Asp et GGE-160 durant la campagne de 2012.

modèles proposés dans la littérature ne prennent guère en compte l'effet de la technique d'irrigation sur l'extraction racinaire.

En effet, le nombre réduit des paramètres et le faible coût de calcul des modèles empiriques d'extraction racinaire font un choix privilégié pour la simulation des échanges hydriques dans le continuum sol-plante-atmosphère. Dans le chapitre 1, la formule générale et les différents modèles empirique d'extraction racinaire ont été abordés. Nous avons montré que l'approche empirique associe l'extraction proportionnellement à la densité racinaire, et nous avons argué de la nécessité de la prise en compte des fonctions de compensation afin de mieux reproduire les dynamiques d'extraction de l'eau par la plante.

Le présent chapitre dresse une évaluation de l'aptitude des modèles empiriques à reproduire les dynamiques d'extraction racinaire et des flux hydriques dans le contexte des sols cultivés et ce, sous deux types d'irrigation et sous différents niveaux de stress hydrique.

Le travail présenté dans ce chapitre fait l'objet d'un article accepté à la publication dans le journal *Agricultural Water Management*. Le travail se concentre ainsi autour des questions suivantes :

1. Comment la fonction de densité racinaire façonne la distribution de l'extraction racinaire, et quel est son impact sur la prédiction des flux de transpiration et de drainage ?
2. Quel intérêt y a-t-il à introduire une fonction de compensation ?
3. La fonction de compensation proposée par Jarvis (1989) (largement utilisée dans la littérature) pour associer le stress hydrique de la plante au mécanisme de compensation, est-elle une fidèle représentation de ce mécanisme?

Afin de mener à bien cette étude, le travail s'est basé sur une combinaison d'observations de terrain et de simulations. Les observations de terrain ont concerné dans un premier temps la distribution de la densité racinaire de la culture de maïs en lien avec deux techniques d'irrigation, l'aspersion et le goutte-à-goutte enterré. Dans un second temps, les observations ont porté sur la caractérisation de l'évolution spatio-temporelle de l'eau en sol cultivé et ce, en maïs irrigué et conduit en pluvial. Ces observations ont permis de couvrir une large gamme de niveaux de stress hydrique subit par le maïs.

Les simulations ont été réalisées à l'aide du modèle Hydrus (Simunek et al., 2008) pour reproduire les profils hydriques observés. L'accent a été mis sur l'étude de la variation des flux de transpiration et de drainage en fonction des profils de densité racinaire et des niveaux de compensation considérés. Les profils de densité racinaire utilisés ont été soit observés hypothétiques. Finalement, les niveaux de compensation considérés ont varié entre 1.0 (pas de compensation) et 0.5 (compensation maximale).

Compensatory uptake functions in empirical macroscopic root water uptake models - Experimental and numerical analysis¹

Abstract

Macroscopic empirical root water uptake (RWU) models are often used in hydrological studies to predict water dynamics through the soil-plant-atmosphere continuum. RWU in macroscopic models is highly dependent on root density distribution (RDD). Therefore, compensatory uptake mechanisms are being increasingly considered to remedy this weakness. A common formulation of compensatory functions is to relate compensatory uptake rate to the plant water-stress status. This paper examines the efficiency of such compensatory functions to reduce the sensitivity of simulated actual transpiration (T_a), drainage (Draina) and RWU patterns to RDD. The possibility to replace the compensatory RWU functions by an adequate description of RDD is also discussed. The study was based on experimental and numerical analysis of 2-dimensional soil-water dynamics of 11 maize plots, irrigated using sprinkler (Asp), subsurface drip (SDI) systems, or rainfed (RF). Soil water dynamics were simulated using a physically-based soil-water diffusion model coupled to a macroscopic empirical compensatory RWU model. For each plot, simulation scenarii involved crossing 6 RDD profiles with 6 compensatory levels. RDD was found to be the mean factor in the determination of RWU patterns, T_a and Draina rates, with and without the compensatory mechanism. The use of a water-tracking RDD, i.e., higher uptake intensity in expected wetter soil regions, was found a surrogate for compensatory RWU functions in surface-watering simulations (Asp and RF). However, in SDI simulations, a water-tracking RDD shall be combined to a high level of compensatory uptake to satisfactorily reproduce real RWU patterns. Our results suggest that the compensatory RWU process is independent of the plant stress status and shall be seen as a response to heterogeneous soil-water distribution. Finally, the comparison to recent studies of physically-based RWU models represents a valuable opportunity to improve the performance of macroscopic empirical models.

3.1 Introduction

Water uptake by plant roots is a key element in the process of water transfer in the soil-plant-atmosphere continuum (Feddes et al., 2001). In croplands, it is estimated that 65% of the precipitation is returned to the atmosphere by evapotranspiration (Oki and Kanae, 2006). Hence, pertinent simulation of RWU process is of major importance for

1. R. Albasha, J.-C. Mailhol, B. Cheviron, 2015. Compensatory uptake functions in empirical macroscopic root water uptake models - Experimental and numerical analysis. *Agricultural Water Management*, 155, 22 - 39.

an efficient agricultural water management. However, RWU process is complex, related to endogenous factors (i.e., genetic control), and to exogenous factors such as soil water content, nutrient content, temperature, aeration and microbial activity (e.g. Kramer and Boyer, 1995; Hodge et al., 2009).

Early experimental research to understand roots behavior dates back to the end of the XIXth century, credited to the pioneer works of Charles and Francis Darwin (*The Power of Movement in Plants*, Darwin, 1880), as has recently been recalled by Baluska et al. (2009). However, the first mathematical representations of RWU were undertaken some decades later, attributed to the works by van den Honert (1948). Since then, RWU modeling is typically performed according to one of two approaches: the so-called microscopic and macroscopic approaches (e.g. Molz 1981; Hopmans and Bristow 2002; Feddes and Raats 2004).

The microscopic models are physically-based. They consider water potential of both the root system and the soil in the immediate vicinity of roots, and describe thus water flow to and through individual roots analogously to Ohm's law. In contrast, the macroscopic approaches consider a lumped representation of both the roots and the soil. Although physically-based macroscopic RWU models exist in literature, which consider root's water potential (e.g., Heinen, 2001; de Jong van Lier et al., 2008; Schneider et al., 2010; Couvreur et al., 2012), the macroscopic RWU models used in literature are typically empirical, neglecting the roots hydraulic properties (e.g., Feddes et al. 1978; van Genuchten 1987).

The choice of one modeling approach instead of another is context-dependent and still subject to debate (de Willigen et al., 2012): although physically based models are insightful for the comprehension of water and nutrient uptake processes at the root scale (Raats, 2007; Subbaiah, 2011) and require less calibration (Homae et al., 2002), their use is still limited in the domain of crop management due to the rich parametrization and computational requirements of such models (Feddes and Raats, 2004; Subbaiah, 2011), compared to the less demanding empirical macroscopic models (Feddes and Raats, 2004; Raats, 2007; Subbaiah, 2011), designated as more "Hydrologically-oriented" (Feddes and Raats, 2004).

When integrated in a greater physically-based soil water transfer model, the macroscopic RWU models conceptualize RWU by a sink term in the Richards equation:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla[k(\psi)\nabla H] - S \quad (3.1.1)$$

where θ denotes the volumetric soil water content [L^3L^{-3}], t the time [T], ψ the soil matric potential [L], H the soil total pressure head [L], k the hydraulic conductivity of the soil [$L T^{-1}$] and S the sink term representing RWU [$L^3L^{-3}T^{-1}$]. The sink term S represents herein the actual RWU, associating a potential root uptake distribution function (β), to a local uptake reduction function (γ) in a product formula. The function β is typically taken in literature as the bulk root density distribution (Hopmans and Bristow, 2002), and will be considered as such in this study.

Due to their simplistic assumptions, the empirical models have often been said to be of little biophysical basis (Skaggs et al., 2006; Javaux et al., 2008; Schneider et al., 2010). Probably, the most important shortcoming in this type of models is the assumption that root activity is proportional to root density and to local water-content status through the aforementioned product formula. When described as such, RWU is represented as a passive process, i.e. uptake rates are controlled solely by climatic demand, the spatial distribution of soil water availability and root density.

In fact, it has been shown experimentally and numerically that the spatial distribution of instantaneous RWU rates may differ strongly from that of root density (Bruckler et al., 2004; Hodge, 2004; Faria et al., 2010). Such differences are expected to be greater in heterogeneous soil structures (Kuhlmann et al., 2012) and to further increase with time (Schneider et al., 2010). In addition, it has widely been shown experimentally that plants adjust their water uptake patterns to cope with soil water content distribution by an enhanced “compensatory” uptake from wetter soil regions (e.g., Taylor and Klepper, 1979; Green and Clothier, 1995; Hodge, 2004; Leib et al., 2006). Skaggs et al. (2006) suggested that the compensatory RWU mechanism plays a major role in simulations of soil water transfer where irrigation methods impose non-uniform water deficits in the root zone. Moreover, Kuhlmann et al. (2012) suggested that omitting the compensatory uptake may lead to underestimate plant transpiration in heterogeneous soils.

Attempts to conceptualize compensatory RWU in the empirical macroscopic models were first undertaken by Jarvis (1989) who explicitly considered a compensatory RWU function, multiplied by both γ and β functions. The author related the compensatory uptake mechanism to the plant stress index, expressed by the actual to potential transpiration ratio (T_a/T_p). Compensatory uptake is thus triggered in a manner that transpiration is maintained at its potential level as long as T_a/T_p is greater than a predefined threshold (ω_c). Pang and Letey (1998) also explicitly accounted for the compensatory RWU, where plant transpiration is maintained at its potential level as long as there is at least one soil region where water content is greater than a given stress threshold.

Other compensatory RWU models in literature are independent of the T_a/T_p ratio threshold, i.e., continuous. Bouten et al. (1992), Lai and Katul (2000) and Li et al. (2001) proposed that water uptake is proportional to both β and a weighted stress index relating the local (considered soil element) to the bulk average (entire root zone) water condition, regardless of the ratio T_a/T_p . Adiku et al. (2000) and van Wijk and Bouten (2001) considered that RWU pattern from the soil is automatically adjusted to minimize energy expenditure by the plant. Finally, water-tracking RWU models (Coelho and Or, 1996, 1999), which attribute higher uptake intensity to wetter soil regions, may provide an alternative method to implicitly account for the compensatory RWU process as proposed by Mailhol et al. (2011). However, the latter method has not been fully investigated in literature, and most studies account for the compensatory RWU via explicit functions.

The Jarvis's explicit compensatory RWU function has lately been integrated in the 2-dimensional (2D) version of the water and heat transfer model in porous media Hydrus

(Simunek et al., 2008) as discussed by Simunek and Hopmans (2009). The authors suggested that the effect of the spatial root distribution on RWU may be reduced when compensatory RWU is considered, and concluded thus that a priori knowledge of the spatial root distribution may only count for non compensatory RWU simulations.

Nevertheless, the Jarvis's function is perceived oversimplifying compared to microscopic modeling approach (Schneider et al., 2010; Javaux et al., 2013). Moreover, few information exists in literature on the values the ω_c threshold one shall take (Skaggs et al., 2006), which often leads to use arbitrarily values (Shouse et al., 2011) or, in some cases, to abandon the use of the compensatory function (Oster et al., 2012).

Therefore, with such uncertainties in Jarvis's function parametrization, the effect of the latter on RWU pattern as evoked by Simunek and Hopmans (2009) is questionable, especially when root density distribution is well known to highly determine RWU pattern and rates (e.g., Beudez et al., 2013). One may further raise the question whether a compensatory RWU is even needed when an adequate description of root density is provided, e.g., with water-tracking RWU.

The aim of this study is to (i) examine the effects of the compensatory RWU function of Jarvis (1989), on both the rates of water outfluxes from the soil domain (transpiration and drainage) and the RWU pattern, when contrasted macroscopic root density profiles are used in combination with different compensatory levels; (ii) explore the possibility of the use of root profiles specific to the watering method, water-tracking RWU models, as an approach to replace the need for compensatory uptake functions.

The model used for the numerical analysis is the well documented Hydrus (2D/3D) model (Simunek et al., 2008), which includes an adapted form of the Jarvis (1989) function. The simulations were performed to predict water flow in the soil for existing sprinkler-irrigated (Asp), subsurface drip-irrigated (SDI) and rainfed (RF) maize plots. The compensatory uptake levels (T_a/T_p) ranged from 1.0 (no compensatory uptake) to 0.5 (maximum compensatory level considered). Root profiles used were either hypothetical or obtained from *in-situ* root density observations. The hypothetical RDD profiles were presumed to correspond to the real root activity pattern depending of the watering method, as water-tracking RWU models.

3.2 Materials and Methods

Field experiments were conducted in order to (i) characterize *in-situ* the spatial distribution of root density of irrigated maize, (ii) monitor its vegetative development, and (iii) monitor the temporal evolution of soil volumetric water content (θ) profiles. These data were necessary to conduct the numerical analysis. The description of the field experiments and the numerical analysis procedures is developed in the following sections.

3.2.1 Field experiments

The experiments took place at the Lavalette experimental station (43°40 N, 3°50 E) of the Irstea research institute (formerly Cemagref), in Montpellier, SE France. Lavalette is fully equipped with a meteorological station, providing daily rainfall, as well as the required data for the calculation of the reference crop evapotranspiration (ET_{ref}) according to Penman (1948). The meteorological station is situated at an average distance of 100 m from the experimental plots.

The experiments were conducted in 2008, 2011 and 2012, on maize plots which were either irrigated using SDI or Asp systems, or rainfed. The driplines of the SDI plots were buried at 35 cm depth, having an emitter spacing of 30 cm and a lateral dripline spacing of 160 cm. In all 3 years, SDI plots were conducted under a mild water stress condition (30% deficit to crop water requirements). The Asp plots were conducted under a 30% water deficit in 2008, but had two levels of irrigation, respectively full and 50% deficit irrigation (one level per plot) in both years 2011 and 2012.

All measurements took place within defined sub-plots of a small surface (5*5 m²), situated in the center of each experimental plot in order to eliminate border effects. Rain or sprinkler water influxes were measured by rain gauges situated next to the measurement sites. Similarly all fertilizer quantities were also controlled over the surface of the measurement plots.

3.2.1.1 Agronomic practices and measurements

The agronomic practices were similar in all 3 years. A dent hybrid maize variety (Pioneer PR35Y65) was used in all three years of experiments. Sowing took place on day of year (DOY) 120 in 2008. In both years 2011 and 2012, sowing was performed on DOY 110. Sowing lines were directed East-West, aligned to SDI driplines.

Irrigation events and quantities were calculated as the full or a fraction of the maximum crop evapotranspiration ETM, depending on the treatments. ETM was estimated on a daily basis based on ET_{ref} (provided by the meteorological station) and the crop coefficient (K_c). K_c was calculated on a daily basis as a function of the Leaf Area Index (LAI) according to Allison et al. (1993). For fully-irrigated treatments, irrigation was triggered once the readily available soil water reserve in the root zone was depleted (ca 30% of the total available soil water reserve), in order to avoid water stress (Allen et al., 1998). The irrigation depths of the deficit-irrigated treatments corresponded then to a fraction of the full irrigation depths.

Finally, the applied quantities of Nitrogen fertilizers for post emergence were calculated based on the soil N content at the sowing date, the soil mineralization rate (0.8 kg ha⁻¹ d⁻¹) during the crop cycle and the expected yield, in a manner that applied N amounts were not a limiting factor for crop growth and grain production.

In each of the measurement plots, the vegetative development of maize was monitored regularly by measurements of the LAI using Li-Cor-2000 Plant Canopy Analyzer LAI-

meter. The measurements were performed at 5 locations in and around the measurement plots, and the mean values were then taken.

The estimation of θ was performed using the neutron scattering method (CPN 503 DR, Campbell Pacific Nuclear Corp., Concord, CA, USA). The neutron probe was calibrated based on gravimetric soil water content and bulk density measurements performed on soil samples collected prior to each crop cycle from 4 soil layers (0-30, 30-60, 60-90 and 90-120 cm). Probe-access tubes were installed vertically at a maize row in each measurement plot. Some plots had an additional tube installed at mid-distance between two crop rows. Measurements were taken in most cases to a maximum depth of 200 cm, at 10 cm interval.

Further information in agronomic practices may be found in (Mubarak et al., 2009a,b) and (Mailhol et al., 2011).

3.2.1.2 Root density observations

The aim of the *in-situ* characterization of root density was to (i) show experimentally whether the spatial distribution of root density (RDD) may be related to the watering method and (ii) to use the resulting RDD profiles in the numerical analysis.

Root density was characterized in 2008 and 2011 at the end of the maize cycle. The data collected in both years were further enriched by data collected by former similar works performed at the Lavalette station, available from its database. In all cases, the simple method of Tardieu and Manichon (1986) was applied (e.g., Mubarak et al., 2009a). According to this method, soil pits (about 2.0 m long, 1.0 m wide and 1.8 m deep) were excavated at the harvest of each experimental campaign, perpendicularly to the maize rows. The faces of the pits were vertical planes, subdivided in square cells (5*5 cm). The root densities were then assessed visually by assigning a note ranging from 0 to 5 to each cell, according to the observed density in a soil layer of 1 cm thickness.

Figure 3.2.1 shows the observed RDD profiles for Asp (A, B and C) and SDI (D, E, F, and G) plots (only 4 SDI profiles are illustrated for the sake of visibility).

Figure 3.2.2A shows the mean vertical RDD (the means of each horizontal line) for both irrigation methods, whereas the mean horizontal RDD (the means of each vertical line) is shown in Figure 3.2.2B for Asp and Figure 3.2.2C for SDI plots.

Since the root profiles are reconstructed from visual observations, the density indices are prone to the subjective evaluation made by the different observers. Therefore, it would be more pertinent to interpret these data rather semi-qualitatively.

Roots were found to occupy the entire soil domain under maize rows and in the inter-row space, for both irrigation methods (Figure 3.2.1). Only a small decrease in root density was observed as the horizontal distance from the crop row increases (Figure 3.2.2B and C). Moreover, both Asp and SDI methods result in similar vertical RDD, with slightly higher density values for Asp in the upper 40 cm soil layer (Figure 3.2.2A). Furthermore, an interesting indication appears in Figure 3.2.1 for the SDI maize profiles: root density seems independent of water resource allocation, since no systematic

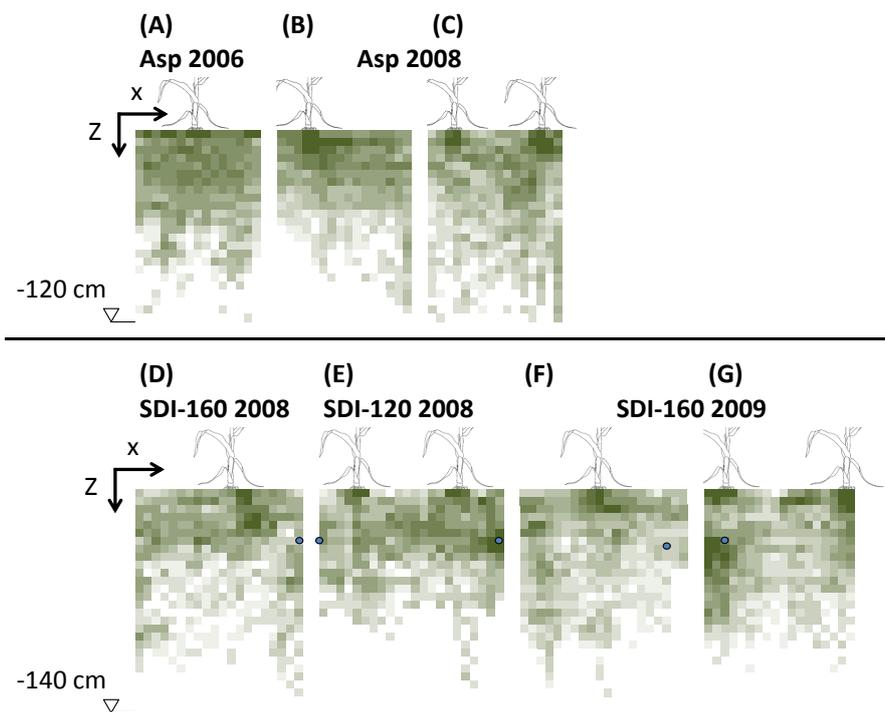


Figure 3.2.1 – Observed root density profiles of Asp (A, B, C) and SDI (D, E, F, G) maize plots. Root density was evaluated visually following the method of Tardieu and Manichon (1986). The observed profiles come from different experimental campaigns as denoted for each profile.

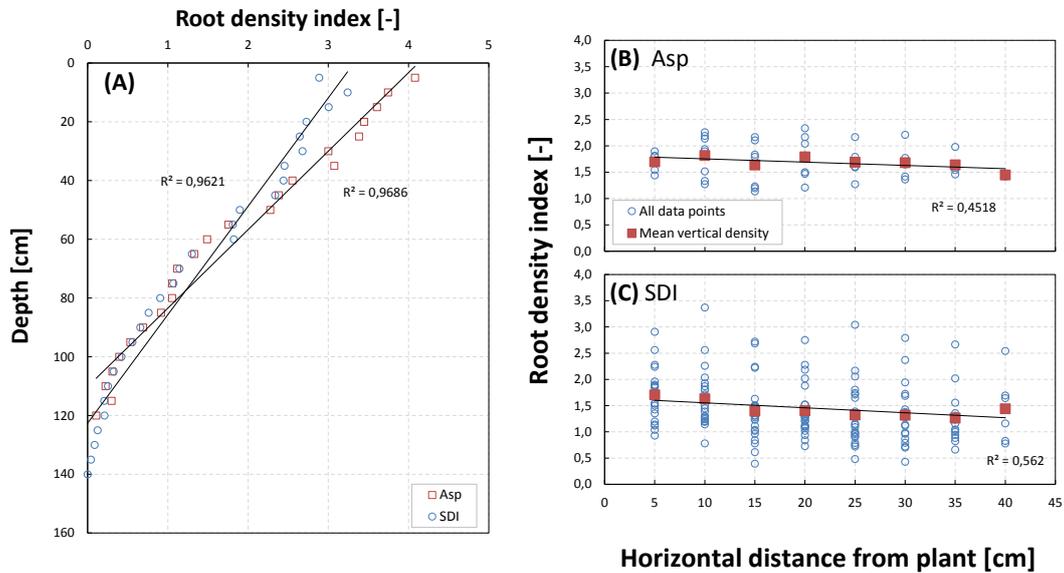


Figure 3.2.2 – The mean horizontal root density distribution (A) for both Asp and SDI maize plots, and the mean vertical root density of Asp (B) and SDI (C).

increase in root density was observed in the vicinity of the drippers (represented by a blue circle), even for the same plot (Figure 3.2.1E).

The aforementioned observations do not plead in favor of the use of RDD profiles that are specific to a watering method. The results suggest that a 2D RDD profile where the root density decreases linearly, in both vertical and horizontal directions, adequately describes root systems (and consequently the potential RWU pattern) for both Asp and SDI systems. This observed RDD profile, denoted β_{Obs} , was used in the numerical analysis with 5 additional hypothetical RDD profiles as will be further described in section 3.2.3.

3.2.2 Numerical analysis

3.2.2.1 Water flow simulation model

The Hydrus (2D/3D) model was used to simulate water flow in the soil by a numerical solution to the Richards equation (Richards, 1931). In order to reduce the number of dimensions of the Richards equation, it is assumed that water flow occurs only in a vertical plane perpendicular to the crop rows. This assumption stands for sprinkler irrigation as long as water application is uniform over the soil surface in the row direction. Similarly, under SDI, it is assumed that water bulbs formed by the emitters overlap and merge forming a continuous cylindrical wetted zone along the dripline, rendering thus water flow a 2D problem (Lafolie et al., 1989).

Considering the aforementioned assumptions and assuming soil hydrodynamic properties to be horizontally isotropic, in a Cartesian vertical plane Equation 3.1.1 writes:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k(\psi, z) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k(\psi, z) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial k(\psi, z)}{\partial z} - S \quad (3.2.1)$$

where x and z are respectively the horizontal and vertical (positive upwards) Cartesian coordinates [L]. The macroscopic RWU sink term S writes:

$$S = T_p \gamma(\psi) \beta(x, z) \varphi \quad (3.2.2)$$

where T_p [L T⁻¹] is the potential transpiration, $\gamma(\psi)$ is the transpiration reduction function [-], $\beta(x, z)$ is the potential RWU pattern which is identical to root density distribution RDD [L L⁻²], and finally φ is the compensatory uptake function of Jarvis (1989):

$$\varphi = \begin{cases} \frac{1}{\omega}; & \omega \geq \omega_c \\ \frac{1}{\omega_c}; & \omega < \omega_c \end{cases} \quad (3.2.3)$$

where ω is the plant stress index (T_a/T_p) and ω_c is a critical stress index threshold (see Jarvis, 1989 and Simunek and Hopmans, 2009 for details).

In the present study, the piece-wise stress-response reduction function of Feddes et al. (1978) was used:

$$\gamma(\psi) = \begin{cases} 0; & \psi \geq \psi_1 \\ \frac{\psi_1 - \psi}{\psi_1 - \psi_2}; & \psi_1 > \psi \geq \psi_2 \\ 1; & \psi_2 > \psi \geq \psi_3 \\ \frac{\psi - \psi_4}{\psi_3 - \psi_4}; & \psi_3 > \psi \geq \psi_4 \\ 0; & \psi_4 > \psi \end{cases} \quad (3.2.4)$$

The values of ψ_1 , ψ_2 and ψ_4 were taken equal to -15, -30 and -15000 cm, respectively. Feddes et al. (1978) suggested that the value of ψ_3 depend on the transpiration rate. ψ_3 is therefore assumed to decrease as the transpiration rate decreases. Thus, ψ_3 was taken equal to -325 and -600 cm for transpiration rates of 5 and 1 cm day⁻¹, respectively. The parameters values of the Feddes et al. (1978) function were fixed for all simulations.

Finally, the actual transpiration is calculated as the integral of S over the root zone (Ω_R):

$$T_a = T_p \int_{\Omega_R} \gamma(\psi) \beta(x, z) \varphi d\Omega_R \quad (3.2.5)$$

The root normalized root density distribution functions, $\beta(x, z)$, used in the present study will be detailed in the Scenarii subsection.

3.2.2.2 Soil domain characteristics

The width of the soil domain was set so that a zero-flux Neuman-type boundary condition (BC) may be assumed across the lateral vertical boundary elements. The soil domain was thus centered over a crop row, and the soil surface width was taken equal to the spacing between two maize rows (80 cm) in Asp and RF plots. The width of SDI plots was taken equal to the half of the distance between two drip lines, assuming that a zero flux occurs on both verticals under the dripline, and at mid-distance between two driplines.

The depth of the soil domain was set so that a Dirichlet-type constant soil-water content BC may be considered at the lower soil boundary. The depth at which changes in the value of θ were negligible was approximately 190 cm for most treatments. Therefore, the maximum depth of the soil domain was set to 200 cm.

Finally, on the soil surface, a Neuman-type variable fluxes BC was imposed, representing the prevailing atmospheric conditions. All atmospheric fluxes were assumed to be uniformly distributed over the soil surface. While daily rainfall fluxes were readily available from meteorological station records, the daily potential fluxes of crop transpiration T_p and soil evaporation E_p had to be calculated from the daily ETM, using an external crop model.

The Pilote model (Mailhol et al., 1997, 2011) was used to separate ETM into T_p and E_p , as a function of the LAI according to Ritchie (1972) and Novák (1981). This model has been shown to yield good predictions of soil-water reserves, LAI and biomass production of maize crop in the pedo-climatic context of the Lavalette station, for surface irrigated plots, subsurface irrigated plots (Mailhol et al., 2011), both for tillage and no tillage practices (Khaledian et al., 2009). Pilote is a one dimensional bucket-type model. This model assumes the soil domain to be homogeneous and isotropic over the entire root zone, and the crop water use to be optimum as long as the lumped soil-water reserve of the root zone is greater or equal to the readily available water. Therefore, Pilote is root density-independent and the resulting T_p and E_p fluxes of each plot may be used in Hydrus (2D/3D) simulations regardless of the β profiles used.

Finally, the vertical soil profile of the Lavalette station shows 3 layers distinguished with specific hydrodynamic properties. Mubarak et al. (2009a) fitted soil hydrodynamic parameters to the van Genuchten-Mualem model (van Genuchten, 1980; Mualem, 1976), as described in Table 3.1.

3.2.3 Scenarii

To summarize:

The Hydrus (2D/3D) model was run for the simulation of water flow in the soil of 11 treatments cultivated with maize:

- AspETM (11) and AspETM (12): sprinkler, fully-irrigated treatments in 2011 and 2012,

Soil layer [cm]	clay (%)	silt (%)	sand (%)	θ_r [-]	θ_s [-]	α [cm ⁻¹]	n [-]	K_s [cm day ⁻¹]	l [-]
0 - 55	18	42	40	0.00	0.36	0.0436	1.227	40.56	0.5
55 - 90	22	47	31	0.05	0.38	0.013	1.45	12.00	0.5
> 90	25	52	18	0.09	0.41	0.019	1.31	6.19	0.5

Table 3.1 – The hydrodynamic parameters of the van Genuchten (1980) model fitted to the soil of Lavalette station. θ_r and θ_s denote respectively the residual and saturated volumetric soil water contents, α and n are empirical shape parameters, K_s is the soil hydraulic conductivity at saturation and l is a pore connectivity parameter.

- Asp70ETM (08), Asp50ETM (11) and Asp50ETM (12): sprinkler, deficit-irrigated treatments (30% deficit in 2008 and 50% deficit in both 2011 and 2012),
- SDI (08), SDI (11) and SDI (12): SDI, deficit-irrigated treatments (30% deficit in all 3 years),
- RF (08), RF (11) and RF (12): rainfed treatments in 2008, 2011 and 2012.

For each of the 11 treatments, water flow was simulated for 36 scenarii (6 β profiles and 6 ω_c levels). The levels of ω_c ranged from 0.5 (the maximum compensatory uptake level considered) to 1.0 (non-compensatory uptake). The 6 β profiles are illustrated in Figure 3.2.3:

1. The “observed” RDD profile (β_{Obs}): root density decreases linearly in both the vertical and horizontal directions, as discussed in section 3.2.1.2.

2. The “sprinkler-specific” profile (β_{Asp}): root density decreases exponentially in both the vertical and horizontal directions. This profile was constructed using the Vrugt et al. (2001b) function, implemented in the Hydrus (2D/3D) model. We hypothesize by using this profile that root activity is mainly concentrated in the shallow soil layers since irrigation is applied at the soil surface.

3. and 4. Two “SDI-specific” profiles, respectively β_{SDI-1} and β_{SDI-2} : the maximum root density is located in the vicinity of the dripper (β_{SDI-1}) or at the same depth of the dripper on the vertical of the plant row (β_{SDI-2}). Those two profiles were selected to correspond to match the cases where root density was observed to increase near the drippers (Figure 3.2.1 F, G). We hypothesize thus that uptake activity of the roots mainly takes place at deeper layers as a response to the subsurface allocation of irrigation water.

5. A constant root density profile (β_{Cst}): one may suggest that β_{Cst} represents an average profile that may be used in the case where an *a-priori* knowledge of the real root density is missing, as suggested by Kandelous et al. (2012).

6. Finally, a profile of increasing root density with depth (β_{Inc}) was added. β_{Inc} is horizontally constant but increases linearly with depth. Although β_{Inc} is in total contradiction with the observations of root systems of most biomes (Schenk and Jackson,

2002), one may hypothesize that such profile may reflect an increase uptake activity of deep roots as soil surface dries out (as in rainfed treatments). The addition of this profile aimed principally to maximize the contrast in the examined RDD profiles.

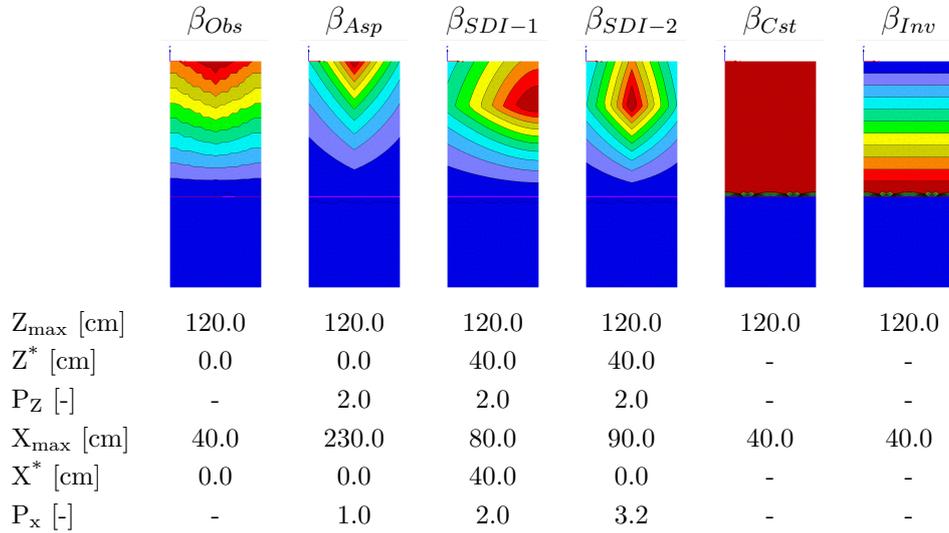


Figure 3.2.3 – Root density profiles of fully-developed maize, used in the simulations. X^* and Z^* are the horizontal and vertical coordinates at which the root density is maximum. X_{\max} and Z_{\max} delimit the soil region occupied by roots. P_x and P_z are empirical shape parameters (specific to the function of Vrugt et al., 2001b).

The numerical scheme of the simulations for each of the 11 treatments is shown in Figure 3.2.4. Since Hydrus (2D/3D) does not simulate the increase of root depth with time, a series of simulations had to be put end-to-end for each treatment, where the Z_{\max} was assumed to be constant within the period of each simulation. Z_{\max} values were fixed to 30, 45, 75, 105 and 120 cm. The corresponding periods of the growth cycle were given by Pilote which simulates the increase of Z_{\max} as a function of the cumulative degree-day temperatures. This temporal delimitation increased the number of the simulations to total 1980 (11 treatments * 6 β * 6 ω_c * 5 end-to-end sequences).

Finally, for each of the simulations, the initial conditions were either predefined by observed θ profiles (first growth period with Z_{\max} equal to 30 cm), or read from the final time step of the previous simulation. On a personal computer (2.40 GHz processor, 32-bits, 4.00 GB RAM), the run of all simulations took approximately 24 hours.

3.2.4 Statistical analysis of the results

For each treatment, observed and simulated θ profiles (θ_{obs} and θ_{sim} , respectively) were compared in order to determine the optimum simulation configuration (the choice

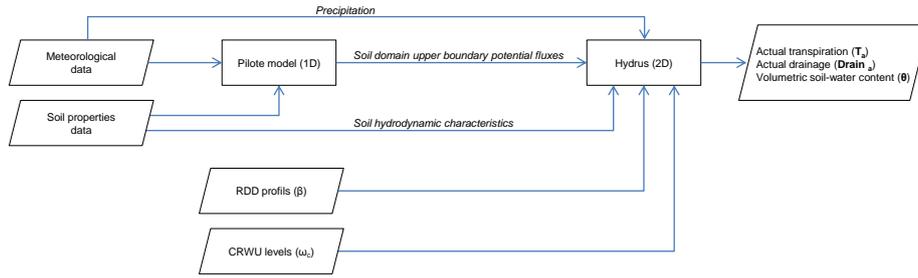


Figure 3.2.4 – Flowchart of the simulations conducted using Hydrus (2D/3D).

of β profile and ω_c levels). The statistics adopted for the comparison were the correlation coefficient of Pearson (ρ) and the root-mean-square error (RMSE). In this context, the errors were only different from zero when θ_{sim} fell outside the associated confidence intervals (CI) of the measurements of θ_{obs} (determined by the instrument and calibration curves).

Both ρ and RMSE are complementary measures. The Pearson's ρ describes the linear relationship between two continuous random variables regardless of their values. Therefore, a high value of ρ means that a strong correlation between θ_{obs} and θ_{sim} exists, indicating thus that water distribution pattern is reasonably simulated (parallel θ profiles). However, this does not mean that both simulated and observed profiles are close, hence the need for an estimate of the error committed, using the RMSE. In this respect, as it was found that errors $\{\varepsilon\} = \{|\theta_{obs} - \theta_{sim} - CI|\}$ increased with depths, their statistical distribution was biased and did not adhere to normality. Therefore, in order to determine whether the obtained RMSE values differed significantly, statistical analysis of RMSE was performed using nonparametric tests. Firstly, the Kruskal-Wallis (K-W) test was used to determine whether β had a significant effect on ε , for each ω_c value. Secondly, when the results of the K-W test indicated a significant effect of β , the post-hoc test of Dwass-Steel-Critchlow-Fligner pair-wise test was performed in order to determine the significance of differences among the results.

3.3 Results

3.3.1 Transpiration

The results of the simulated transpiration fluxes are illustrated in Figure 3.3.1 for selected treatments of each watering method. In order to increase the readability of the results, the cumulative transpiration curves ($T_{a\ cum}$) will be illustrated, only for the non compensatory ($\omega_c = 1.0$) and the maximum compensatory ($\omega_c = 0.5$) RWU levels. The corresponding differences in $T_{a\ cum}$ [mm] between those two latter cases are summarized in Table 3.2.

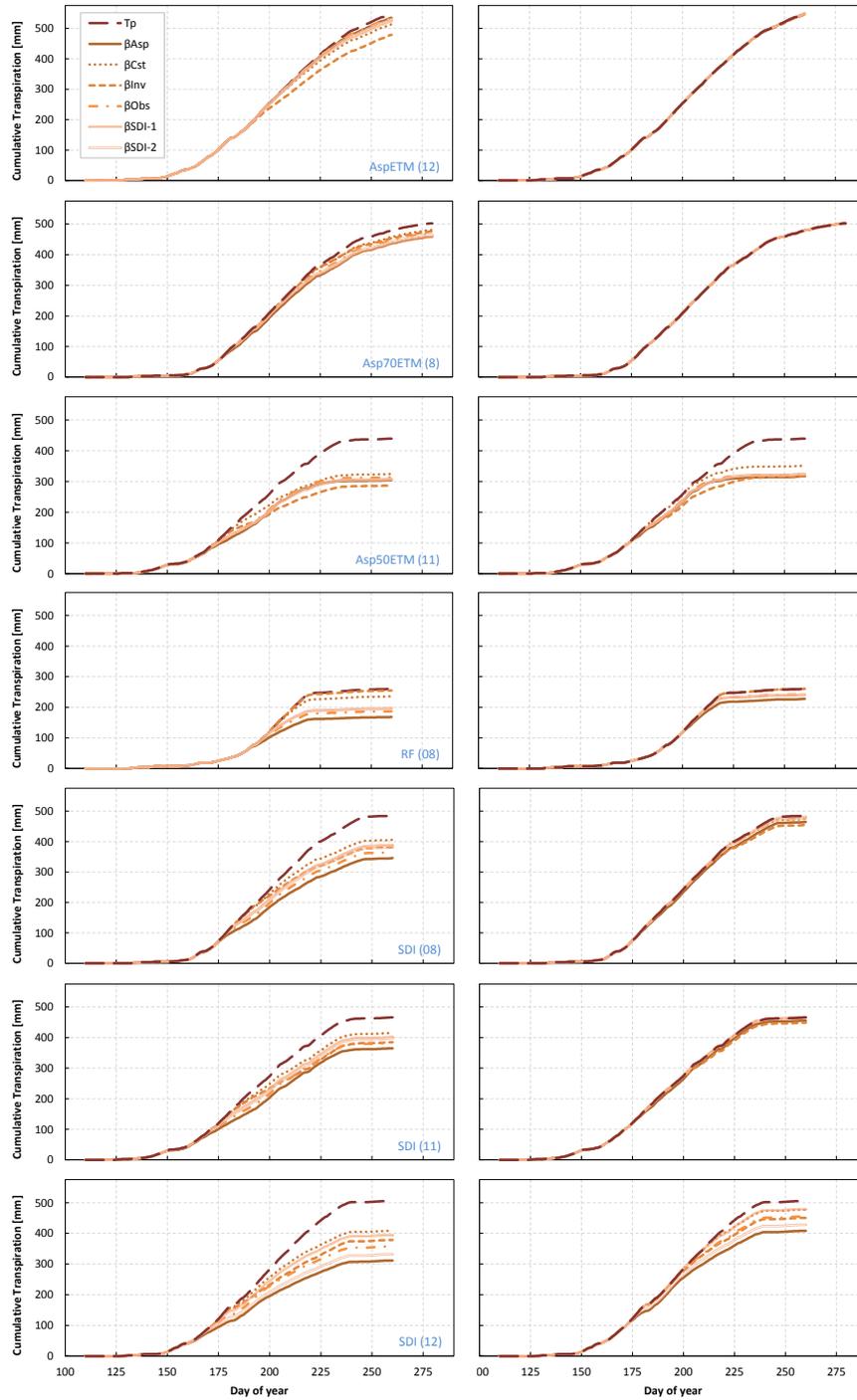


Figure 3.3.1 – The cumulative transpiration curves $T_{a\text{ cum}}$ simulated with non compensatory (left column) and the maximum compensatory (right column) RWU levels.

	All β profiles				"Realistic" β profiles (β_{Asp} , β_{Obs} , β_{SDI-1} and β_{SDI-2})			
	Non compensatory		Compensatory uptake		Non compensatory		Compensatory uptake	
	$\omega_c = 1.0$		$\omega_c = 0.5$		$\omega_c = 1.0$		$\omega_c = 0.5$	
	<i>Max-Min</i>	$1 - \frac{min}{max}$	<i>Max-Min</i>	$1 - \frac{min}{max}$	<i>Max-Min</i>	$1 - \frac{min}{max}$	<i>Max-Min</i>	$1 - \frac{min}{max}$
	[mm]	(%)	[mm]	(%)	[mm]	(%)	[mm]	(%)
AspETM (11)	63	14.0	52	10.2	9	2.0	6	1.3
AspETM (12)	56	10.5	3	0.6	11	2.1	0	0.1
Asp70ETM (08)	22	4.5	0	0.0	11	2.4	0	0.0
Asp50ETM (11)	38	11.6	34	9.6	9	2.9	7	2.1
Asp50ETM (12)	36	10.7	28	8.0	10	3.3	5	1.5
RF (08)	87	34.1	33	12.6	28	14.5	15	6.4
RF (11)	28	15.4	27	14.0	6	3.7	8	4.4
RF (12)	59	23.3	35	13.0	16	7.5	9	3.8
SDI (08)	60	14.8	26	5.4	43	11.1	16	3.4
SDI (11)	50	12.0	17	3.6	37	9.2	10	2.2
SDI (12)	97	23.7	71	14.8	83	21.1	71	14.8

Table 3.2 – The differences between the maximum and the minimum simulated cumulative transpiration $T_{a\ cum}$ for each treatment, using all β profiles (columns 2 to 5) and only those of the "realistic" group (columns 6 to 9).

Surface-watering simulations

In sprinkler treatments, using contrasted β profiles resulted in differences in $T_{a\ cum}$ within the range of 22 to 63 mm, representing respectively 4.5% and 14.0% (1-min/max %) as shown in Table 3.2 (columns 2 and 3). These differences were higher for fully-irrigated treatments than for those deficit-irrigated. However, for all irrigation levels, the simulation with the maximum compensatory RWU level considerably reduced the effect of β , to produce, in the cases of AspETM (12) and Asp70ETM (08), almost identical total $T_{a\ cum}$ values (Table 3.2, columns 4 and 5).

Similar results were obtained for rainfed treatments, even though the simulated $T_{a\ cum}$ showed a higher sensitivity to β . Contrasted β resulted in higher differences in $T_{a\ cum}$, ranging from 28 to 87 mm which represent respectively 15.4% and 34.1% (Table 3.2, columns 2 and 3). These differences were considerably reduced to about 13% for all treatments when the compensatory RWU was activated (Table 3.2, columns 4 and 5).

The aforementioned differences in $T_{a\ cum}$ come principally from β_{Cst} and β_{Inv} . When the latter are not considered, the simulated differences in $T_{a\ cum}$ become considerably lower (Table 3.2, columns 6 to 9). The profiles β_{Asp} , β_{Obs} , β_{SDI-1} and β_{SDI-2} resulted in very similar transpiration rates even when no compensatory RWU was considered. The corresponding differences between $T_{a\ cum}$ maxima and minima were then between 2.0 and 7.5%, but in absolute water depth terms were all smaller than 16 mm.

The results of surface-watering treatments show that Hydrus (2D/3D) is of a low sensitivity to the spatial distribution of root density RDD, provided that the latter decreases linearly or exponentially with depth as observed for most realistic plant biomes by Schenk and Jackson (2002). In this case, considering compensatory RWU yielded only a limited effect on the simulated $T_{a\ cum}$, where the differences between $T_{a\ cum}$ minima and maxima were all reduced by less than 13 mm (Table 3.2, columns 8 and 9), but not for the case of RF (11) where those differences were increased using the compensatory uptake function.

SDI simulations

Root density distribution played a greater role in the determination of transpiration rates in SDI treatments.

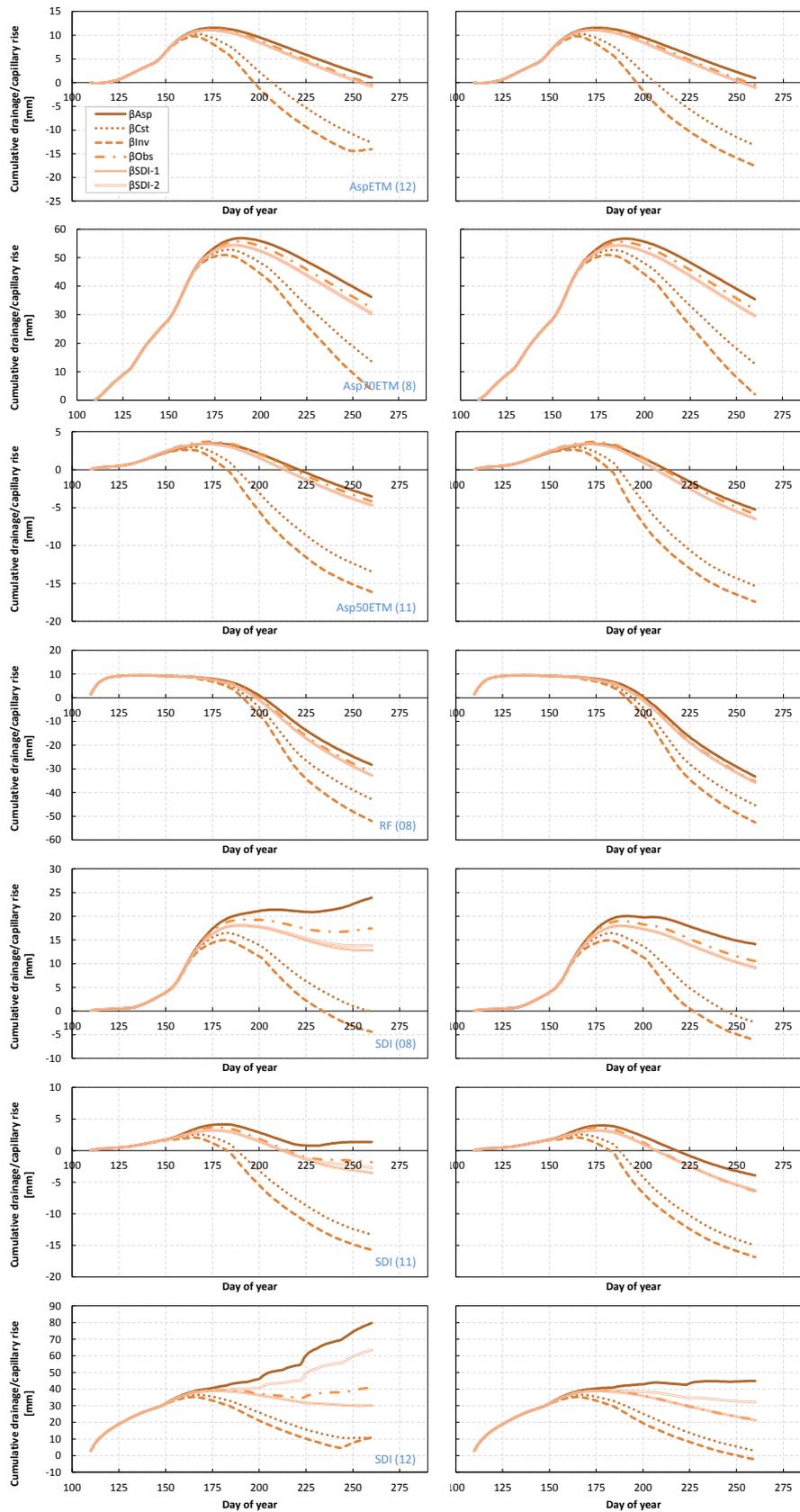
Considering for instance only β profiles of the “realistic” group (β_{Asp} , β_{Obs} , β_{SDI-1} , β_{SDI-2}): β_{Asp} and β_{SDI-1} systematically resulted in the lowest and the highest transpiration rates, respectively (SDI results in Figure 3.3.1, left column). For non compensatory water uptake, the differences between $T_{a\ cum}$ maxima and minima ranged from 37 mm (9.2%) for the case of SDI (11) to as much as 83 mm (21.1%) for that of SDI (12), (Table 3.2, columns 2 and 3). This greater difference obtained in 2012 was due to the higher plant-dripline distance (65 cm) compared to 2008 and 2011 (40 and 30 cm, respectively). Consequently, β profiles with maximum root densities located beneath the plant row resulted in considerably lower water uptake compared to β_{SDI-1} .

However, activating the compensatory RWU function considerably reduced the differences between $T_{a\ cum}$ maxima and minima, but this decrease strongly depended on the plant-dripline distance. While those differences were reduced by 27 mm in both 2008 and 2011 (62% and 72%, respectively), the compensatory uptake resulted in a limited reduction of only 12 mm (15%) in $T_{a\ cum}$ (max-min) in the case of 2012 (Table 3.2, column 6 compared to column 8). Furthermore, for the case of 2012, more enhanced transpiration was simulated with β_{Obs} profile than with that of β_{SDI-2} since the latter had less root density in the vicinity of the dripper compared to β_{Asp} .

3.3.2 Drainage

Similar to the previous section, the simulated drainage outfluxes below the root zone ($Z = 120$ cm) will be illustrated only for a selected number of treatments (Figure 3.3.2). The differences in the cumulative drainage outfluxes ($Drain_{cum}$) are summarized in Table 3.3.

Globally, the cumulative drainage (or capillary rise) outfluxes followed the vertical distribution of root density, i.e. root profiles with higher root densities in lower soil layers resulted in systematically lower drainage rates or higher capillary rise (Figure 3.3.2): The simulations using β_{Inv} resulted in systematically the highest capillary rise rates, followed



70
 Figure 3.3.2 – Cumulative drainage/capillary rise outfluxes simulated with non compensatory (left column) and the maximum compensatory (right column) RWU levels. Vertical bars represent rainfall and irrigation events.

	All β profiles		“Realistic” β profiles	
			$(\beta_{Asp}, \beta_{Obs}, \beta_{SDI-1}$ and $\beta_{SDI-2})$	
	Non	Compensatory	Non	Compensatory
	compensatory	uptake	compensatory	uptake
	$\omega_c = 1.0$	$\omega_c = 0.5$	$\omega_c = 1.0$	$\omega_c = 0.5$
AspETM (11)	7	6	1	1
AspETM (12)	15	19	2	2
Asp70ETM (08)	36	37	6	6
Asp50ETM (11)	13	12	1	1
Asp50ETM (12)	16	16	2	2
RF (08)	24	19	5	3
RF (11)	5	5	1	1
RF (12)	15	15	2	2
SDI (08)	28	20	11	5
SDI (11)	17	13	5	3
SDI (12)	69	47	50	24

Table 3.3 – The differences between the maximum and the minimum simulated cumulative drainage $\text{Drain}_{\text{cum}}$ outfluxes for each treatments, using all β profiles (columns 2 and 3) and only those of the “realistic” group (columns 4 and 5).

by the simulations issued from the β_{Cst} , then those of β_{SDI-1} and β_{SDI-2} (both being quasi-identical for all sprinkler and rainfed simulations), then β_{Obs} and β_{Asp} last.

Surface-watering simulations

Two groups of $\text{Drain}_{\text{cum}}$ curves are clearly distinguished in Figure 3.3.2: those resulting from the “realistic” (β_{Asp} , β_{Obs} , β_{SDI-1} and β_{SDI-2}) and those from the “atypical” (β_{Cst} and β_{Inv}) profiles.

The compensatory uptake had a limited effect on $\text{Drain}_{\text{cum}}$ (Table 3.3): it reduced $\text{Drain}_{\text{cum}}$ by less than 6 mm in all simulations of the surface-watering treatments, but failed to reduce differences of $\text{Drain}_{\text{cum}}(\text{max-min})$. The latter were merely the same with and without compensatory uptake. These results indicate that, in the case of surface-watering conditions, the effect of the compensatory RWU function on the reduction of the sensitivity of the simulated drainage, is quasi-null.

SDI simulations

The sensitivity of drainage prediction to the spatial distribution of root density was considerably higher under SDI conditions, as may be seen from Figure 3.3.2.

In addition to the vertical distribution of root density, the simulated $\text{Drain}_{\text{cum}}$ depended on the position of the plant row relative to the dripline. For instance, for similar total irrigation depths in 2008, 2011 and 2012, the lowest drainage rates were obtained with β_{SDI-1} and β_{SDI-2} , in 2008 and 2011, but not in 2012 when β_{SDI-2} resulted in considerably higher drainage outfluxes due to higher plant-dripline distance.

Compensatory RWU efficiently reduced both the absolute value of drainage outfluxes and the relative differences resulting from the contrasted β profiles (Table 3.3 columns 3 and 5 compared to columns 2 and 4, respectively). The plant-dripline distance also conditioned the efficiency of the compensatory uptake function. The reduction rates were greater with smaller plant-dripline distance : the simulated $\text{Drain}_{\text{cum}}$ in the case of SDI (12), using β_{Asp} , was reduced by 35 mm for a ω_c of 0.5, while only a reduction of 5.3 mm was obtained in the case of SDI (11), for the same conditions (Figure 3.3).

The compensatory uptake has thus a non negligible effect on the reduction of the sensitivity of Hydrus (2D/3D) model to the β function, when it comes to drainage simulation in SDI treatments. However, strong discrepancies in simulated drainage outfluxes were still mainly explained by the β function. One may thus suggest that, in the context of a macroscopic, empirical, RWU model as such implemented in Hydrus (2D/3D), reasonable predictions of drainage outfluxes may require the use of β profiles that are watering method-specific (water-tracking). This hypothesis is verified by the comparison of the observed θ profiles to those simulated, describing the RWU patterns.

3.3.3 RWU patterns

The values of Pearson correlation coefficient (ρ) between θ_{obs} and θ_{sim} for all scenarii are shown in Figure 3.3.3.

Three main points are drawn from the results of the correlation test:

1. The compensatory RWU process do not have a systematic effect on the improvement of the predictions of RWU patterns: only the cases of AspETM (11) and SDI (08) showed an increased value of ρ following an increase of ω_c , while for the rest of simulations the compensatory RWU had a very limited effect on ρ .
2. For the β_{Cst} and β_{Inv} profiles, the poor values of ρ were improved with compensatory RWU, but never reached those of the other realistic profiles (β_{Asp} , β_{Obs} , β_{SDI-1} and β_{SDI-2}). This shows the limits of the efficiency of the compensatory RWU when used with a poor representation of root density.
3. Water-tracking β profiles result in the best correlations, with and without compensatory uptake: highest ρ values were obtained with β_{Asp} and β_{SDI-1} respectively in surface-watering and SDI simulations.

The effects of ω_c on ρ for each β are further examined via the RMSE values, summarized in Table 3.4 for the simulations of the non compensatory (a) and the compensatory (b) water uptake level of 0.5.

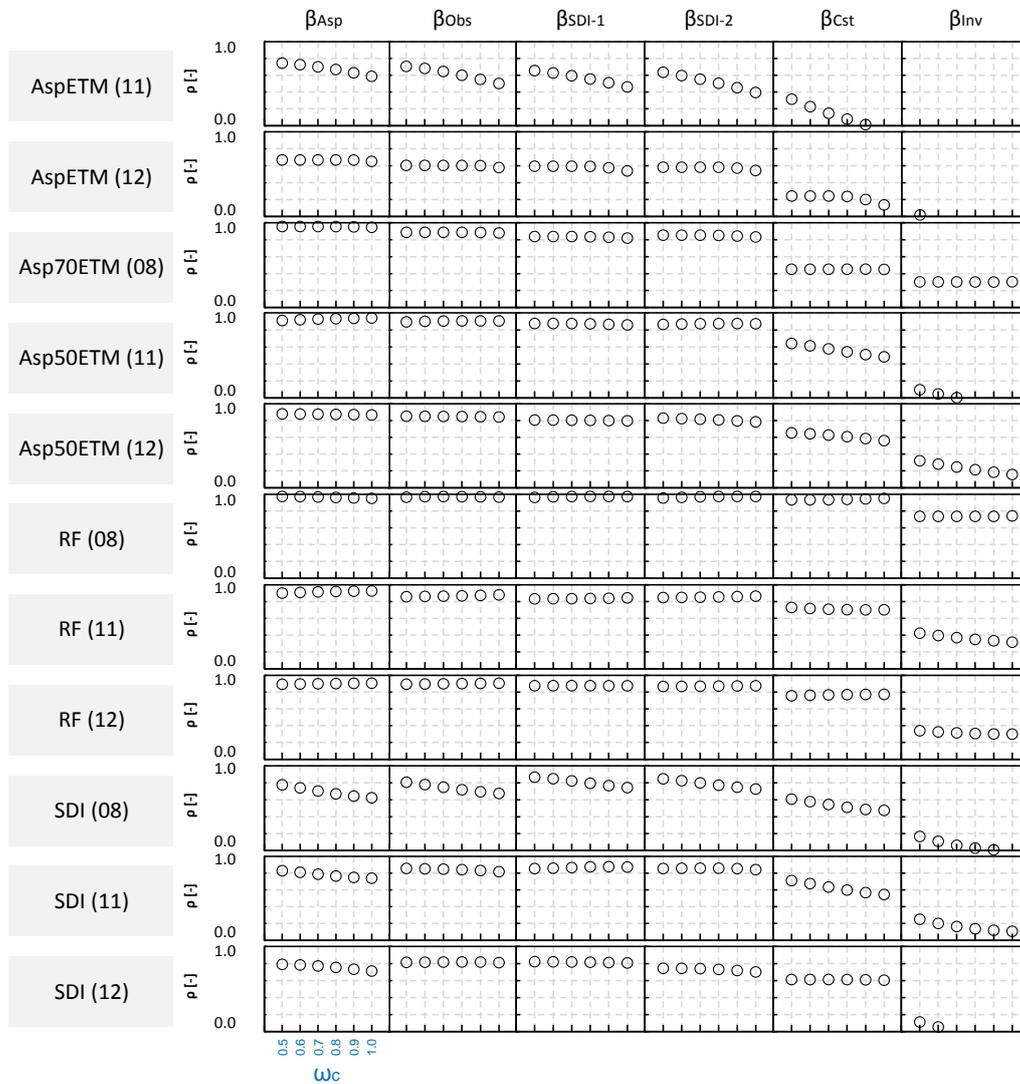


Figure 3.3.3 – Correlation coefficient of Pearson (ρ) between θ_{obs} and θ_{sim} profiles for all scenarii. Only the positive ρ values are shown.

(a) non compensatory RWU	β_{Asp}	β_{Obs}	β_{SDI-1}	β_{SDI-2}	β_{Cst}	β_{Inv}
AspETM (11)	0.064 a	0.074 a b c	0.082 a b c	0.071 a b	0.082 b c	0.085 c
AspETM (12)	0.065 a b	0.062 a b	0.057 a	0.071 a b	0.071 a b	0.083 b
Asp70ETM (08)	0.039 a	0.043 a	0.048 a	0.049 a	0.078 b	0.086 b
Asp50ETM (11)	0.043 a	0.044 a	0.047 a	0.051 a	0.083 b	0.108 c
Asp50ETM (12)	0.055 a	0.060 a b	0.073 b c	0.061 a b	0.088 c d	0.101 d
RF (08)	0.049 a	0.047 a	0.045 a	0.051 a b	0.056 a b	0.082 a b
RF (11)	0.075 a	0.085 a b	0.092 b c	0.085 a b	0.108 c d	0.118 d
RF (12)	0.119 a	0.117 a	0.116 a	0.112 a	0.102 a	0.111 a
SDI (08)	0.061 a	0.054 a	0.053 a	0.054 a	0.062 a	0.081 b
SDI (11)	0.057 a	0.047 a	0.048 a	0.052 a	0.064 a	0.080 b
SDI (12)	0.055 a	0.053 a	0.048 a	0.067 a	0.083 b	0.113 c
(b) compensatory RWU						
AspETM (11)	0.081 a	0.083 a	0.092 a	0.082 a	0.089 a	0.088 a
AspETM (12)	0.067 a b	0.063 a b	0.060 a	0.072 a b	0.071 a b	0.084 b
Asp70ETM (08)	0.039 a	0.042 a	0.046 a	0.051 a	0.079 b	0.088 b
Asp50ETM (11)	0.054 a	0.055 a	0.056 a	0.063 a	0.084 a	0.105 b
Asp50ETM (12)	0.055 a	0.063 a b	0.075 b c	0.060 a b	0.089 c d	0.101 d
RF (08)	0.056 a	0.061 a	0.061 a b c	0.071 a	0.066 a	0.084 a
RF (11)	0.087 a	0.095 a b	0.100 a	0.094 a b	0.112 a b c	0.118 c
RF (12)	0.113 a	0.098 a	0.111 a	0.107 a	0.098 a	0.105 a
SDI (08)	0.063 a	0.056 a	0.064 a b	0.065 a b	0.070 a b	0.085 b
SDI (11)	0.072 a	0.070 a	0.079 a	0.081 a	0.077 a	0.082 a
SDI (12)	0.064 a	0.062 a b	0.050 a	0.074 b c	0.086 c d	0.106 d

Table 3.4 – Root-mean-squared errors (RMSE) [-] between θ_{sim} and θ_{obs} profiles for non compensatory (a) and compensatory uptake (b) simulations. RMSE values followed by the same letters indicate no statistically significant differences ($\alpha = 0.5$).

The results of the ρ statistic are confirmed by RMSE values: poor predictions of θ using β_{Cst} and β_{Inv} but better predictions using the β profiles of the “realistic” group. Moreover, all “realistic” profiles yielded simulations with similar RMSE values, while those of β_{Cst} and β_{Inv} resulted in significantly ($\alpha = 0.5$) higher RMSE in most simulations. The lowest errors were obtained with β_{Asp} for most surface-watering treatments, while the lowest errors in SDI treatments were obtained with the β_{SDI-1} profile.

While the differences in RMSE among simulations were reduced with compensatory RWU, their absolute values were unexpectedly increased for most simulations (Table 3.4b compared to 3.4a). To explain this increase, it will be necessary to graphically compare θ_{sim} to θ_{obs} profiles for both compensatory and non compensatory RWU simulations. This comparison is only performed for selected cases. The reader may refer to the supplementary materials to access to the integrity of simulation results for the non and the maximum compensatory RWU levels.

Surface-watering simulations

Reasonable agreements between θ_{sim} and θ_{obs} were obtained without compensatory RWU in rainfed treatments (Figure 3.3.4, rows 1, 3 and 5 and Appendix B). Using the “realistic” β profiles resulted in predictions of θ within the observation confidence intervals in RF (08) and RF (11), but slightly overestimated θ in deep soil layers in RF (12). In contrast, using β_{Cst} and β_{Inv} resulted in significantly higher and lower θ values in upper and lower soil layers, respectively.

The simulation with compensatory RWU slightly improved the predictions of θ in RF (11) and RF (12), by an enhanced water uptake in deeper soil layers ($Z \geq 40$ cm), (Figure 3.3.4, rows 4 and 6). However, it led to an insignificant reduction of the predicted θ values (the θ profile remained within the confidence interval of measurements) when the β_{Asp} was used in the case of RF (08), (Figure 3.3.4, row 2). This implies that the resulting increase of 59 mm (35%) in $T_{a\ cum}$ obtained with the compensatory uptake using β_{Asp} in 2008 is insignificant, and may thus be associated to the sensitivity of Hydrus (2D/3D) to the spatial distribution of root density. Moreover, in RF (08) the compensatory RWU led to significantly underestimate θ in deep soil layer, when β_{Asp} was not used. This indicate that root density distribution is the factor that mostly determine water uptake pattern, with and without the compensatory uptake function. Furthermore, these results suggest that a compensatory mechanism did not take place in the rainfed treatment of 2008, and that for rainfed treatments of 2011 and 2012, improvements in water-content predictions may have simply been achieved by modifying the parameters of the Feddes stress function (more tolerance to drought).

Similar results were obtained concerning the deficit-irrigated sprinkler treatments (data not shown), but with the compensatory function slightly improving predictions of θ in upper soil layers by an enhanced water uptake following watering. Nonetheless, this enhanced uptake activity failed to mimic water uptake pattern in the more dynamic watering conditions of the fully irrigated sprinkler treatments (AspETM 11 and AspETM

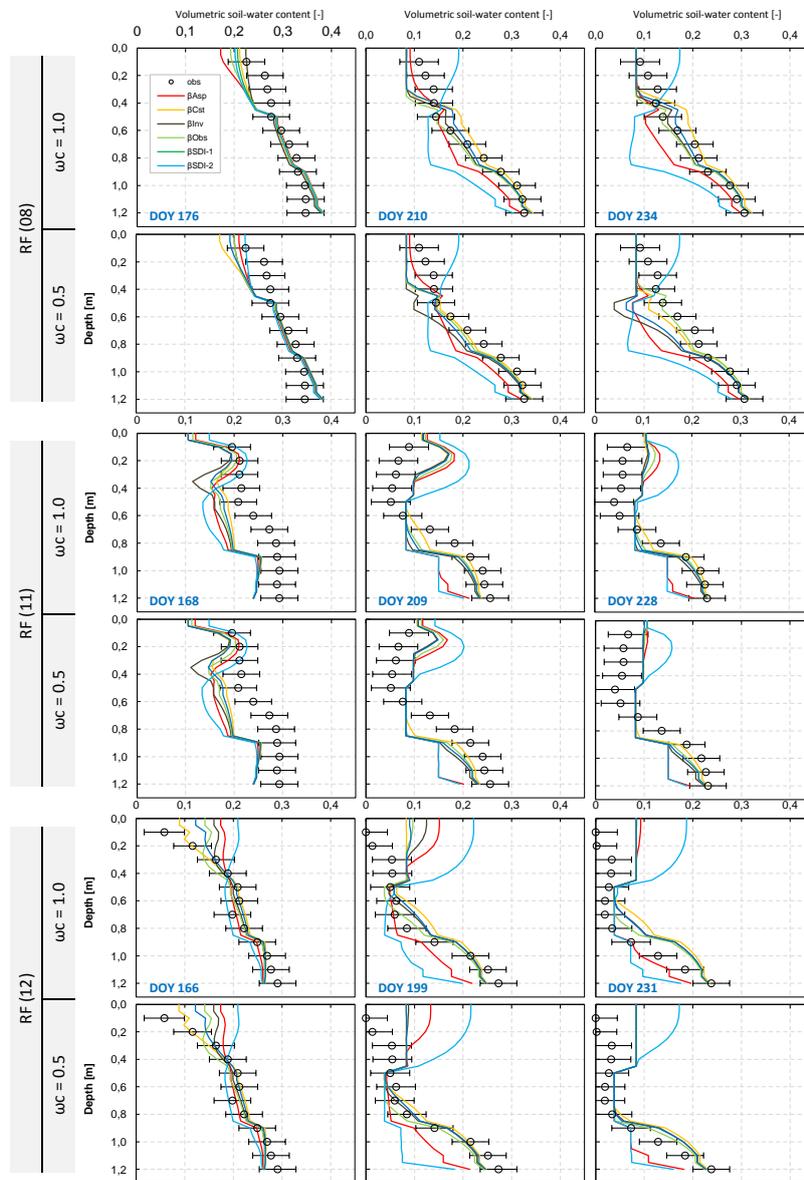


Figure 3.3.4 – Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} for all rainfed treatments, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.

12), as shown in Figure 3.3.5.

Strong discrepancies were obtained in the fully-irrigated sprinkler treatments between all θ_{sim} and θ_{obs} (Figure 3.3.5). From mid-season (DOY 170-180), all simulated profiles showed a systematic overestimation of RWU in soil layers between 40 and 90 cm depths, and underestimated RWU in shallow soil layers. Given the reasonable estimations of plant water requirements by Pilote (Appendix B) and the fact that irrigation and rainfall amounts were gauged directly in the vicinity of the instrumented plots; it is unlikely that those discrepancies come from errors in the estimations in either of T_a or water influxes rates.

When these discrepancies are further prone to increase with compensatory RWU (see values of RMSE in Table 3.4b compared to Table 3.4a), one may then suggest that such systematic discrepancies may only be suppressed by changing the root profile, by increasing root density in the upper layers. This hypothesis was verified by performing the simulations of both fully-irrigated treatments using a new root profile: β_{ETM} . The root density of β_{ETM} is horizontally constant, but the density index (adimensional) decreases linearly from 1.0 to 0.1 between depths of 0.0 and 30.0 cm, then decreases linearly to reach 0.0 at a depth of 120.0 cm. These simulations were only performed for two compensation levels : $\omega_c = 1.0$ and $\omega_c = 0.5$. The resulting θ profiles are shown in Figure 3.3.6 only for simulations using β_{Asp} and β_{ETM} .

Substantial improvements were obtained when β_{ETM} profile was used (Figure 3.3.6). Better agreements between θ_{sim} and θ_{obs} were achieved for both ω_c values in AspETM (12), but only for $\omega_c = 1.0$ (non compensatory uptake) in the case of AspETM (11). In the latter case, $T_{a\ cum}$ was equal to 459 mm compared to 502 mm with compensatory uptake, i.e. an overestimation of 43 mm (9.4%) resulted from considering compensatory RWU.

This result confirms the former observations, in rainfed and deficit-irrigated sprinkler treatments, on the role of the β function being the main factor to determine water extraction pattern. In addition, this result points out to the possibility of an overestimation of transpiration when the compensatory uptake is considered.

SDI simulations

Due to the inherent high spatial heterogeneity of soil water-content in SDI treatments, the comparison between θ_{sim} and θ_{obs} was performed on two verticals: the first on the crop row and the second in the immediate vicinity of the dripline (Figure 3.3.7) where measures of θ were only available in 2011 and 2012.

Both β and the compensatory RWU function were determinant factors to achieve reasonable predictions of θ profiles. Best agreements between θ_{sim} and θ_{obs} were obtained under both crop row and dripline when β_{SDI-1} was used in combination with the maximum compensatory RWU level (Figures 3.3.7). An interesting observation in Figure 3.3.7 is that of SDI (12) on DOY 214 and 242, where β_{SDI-1} allowed to obtain remarkably close predictions of θ profile, despite the relatively long plant-dripline dis-

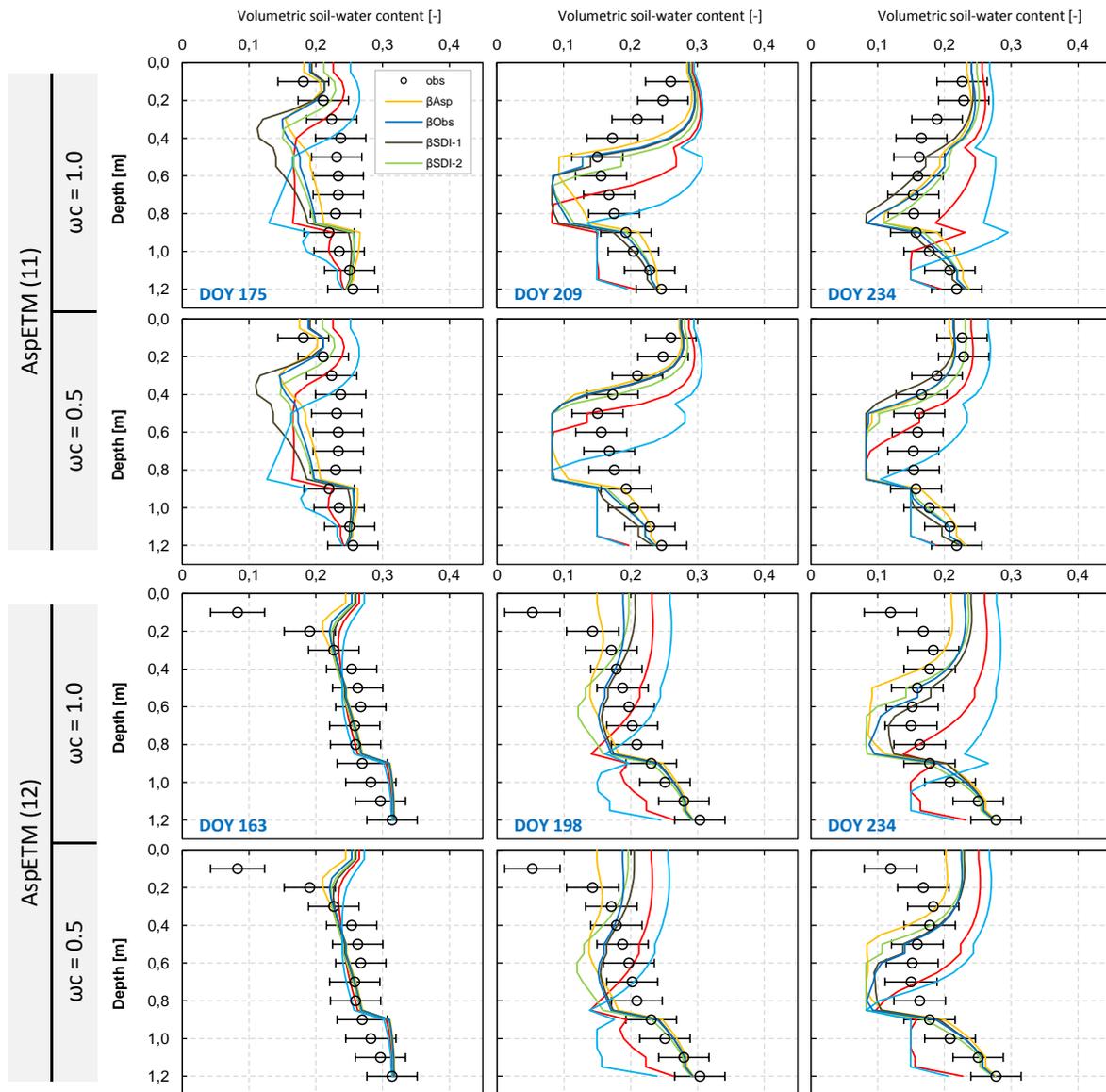


Figure 3.3.5 – Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} for the fully-irrigated sprinkler treatments, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.

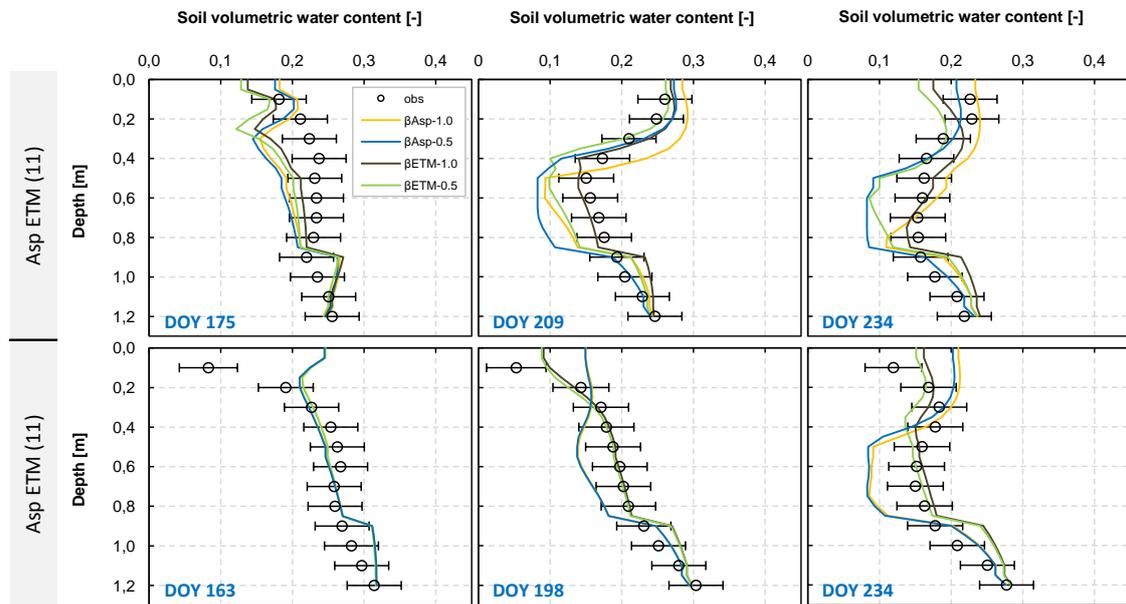


Figure 3.3.6 – Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} for the fully-irrigated treatments. The simulations were conducted using β_{Asp} and β_{ETM} profiles, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.

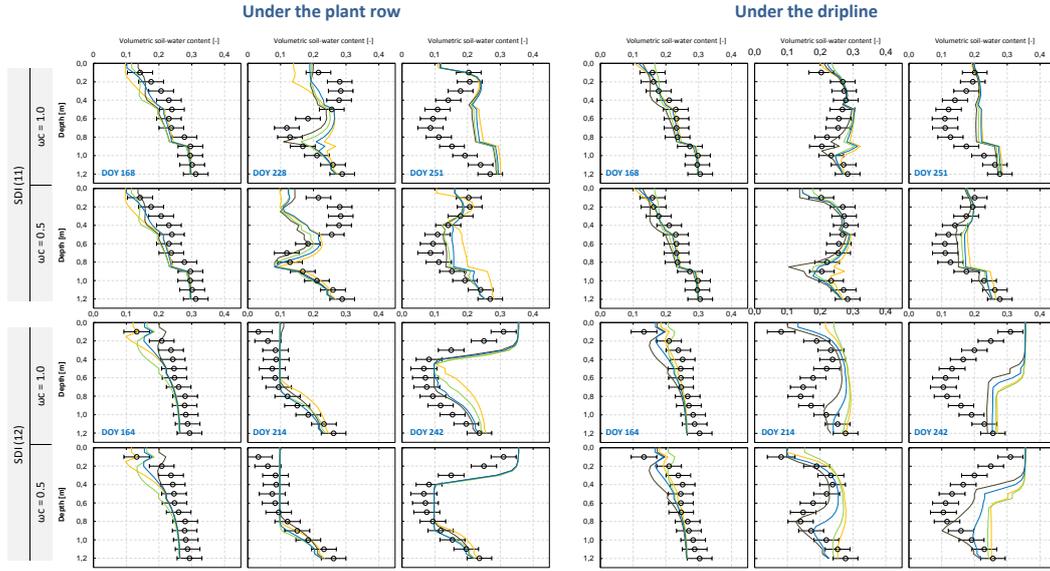


Figure 3.3.7 – Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} under plant row and dripline for SDI (11) and SDI (12), for non and maximum compensatory RWU levels. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.

tance of 65 cm. However, in some cases the compensatory RWU resulted in significant underestimation of θ_{sim} in upper soil layers under the crop row during earlier growth stages (see Appendix B).

The results indicate that RWU is strongly underestimated if the compensatory RWU is not considered. Moreover, even for the maximum compensatory level, RWU is underestimated if β_{SDI-1} is not used (e.g., final observation dates in Figure 3.3.7). For instance, for SDI (08), SDI (11) and SDI (12), using β_{Asp} instead of β_{SDI-1} underestimate plant transpiration by respectively 43, 37 and 83 mm with non compensatory RWU, or respectively by 16, 10 and 71 mm when a compensatory RWU is considered.

Due to the more dynamic pattern of water allocation in SDI treatments (by both rainfall and dripline), maximum root activity is expected to alternate between the soil regions at surface and near the dripper, an activity that a static root density profile fail to mimic. Using the compensatory RWU allowed to overcome this shortcoming of static β profiles. However, reasonable predictions of RWU activity was only achieved combining a high compensatory RWU level with a water-tracking root density profile. The latter was then found to be the determinant factor for reasonable RWU simulation in SDI treatments.

3.4 Discussion

3.4.1 The efficiency of the compensatory root water uptake function φ

Let us recall the definition of the compensatory RWU process as proposed in the pioneer work of Jarvis (1989): the ability of plant to compensate stress-induced reduction of water uptake in one part of the root zone by an enhanced uptake from other parts where soil water is more readily available. On the one hand, we showed that using compensatory RWU function efficiently increased the values of ρ between observed and simulated θ profiles, indicating thus better “overall” mimicking of RWU pattern. However, on the other hand, the compensatory RWU led to increase prediction errors $\{|\theta_{obs} - \theta_{sim} - CI|\}$, which means that these errors came from enhanced water uptake in the “wrong” soil regions:

1. In surface-watering simulations, the enhanced RWU by the compensatory process took place mainly in deep soil layers. When rainfed treatments are considered, RWU was not observed to be enhanced in deep soil layers in all treatments. When fully-irrigated sprinkler treatments are considered, enhanced RWU was observed in the uppermost soil layers due to the surface irrigation regime.
2. In subsurface drip irrigation simulations, the enhanced RWU by the compensatory process allowed to obtain remarkably good agreements between θ_{obs} and θ_{sim} under the dripline when root density was adequately described. However, since the compensatory rate is proportional to the T_a/T_p ratio (Eq. 3.2.3) rather than soil-water content spatial distribution, the enhanced RWU was not limited to soil regions around the drip water source, but was generalized to the entire root zone. Consequently, simulated enhanced RWU took also place beneath the plant row contrarily to observations.

Points 1 and 2 indicate that the compensatory RWU process may hardly be seen as a response to the total plant stress status ratio T_a/T_p . Our results suggest that the compensatory RWU pattern depends on the distribution of water through the soil domain, rather than plant water deficit.

The results of this study are in agreement with a recent study on RWU pattern conducted by Javaux et al. (2013). Using a physically-based macroscopic RWU model developed by Couvreur et al. (2012), Javaux et al. (2013) found that the compensatory RWU rate is independent from the ratio (ω/ω_c) . Both studies of Couvreur et al. (2012) and Javaux et al. (2013) further proposed a decoupling of the water stress function $\gamma(\psi)$ from that of the compensatory RWU, since the latter occurred even at very low water potential levels. The compensatory RWU is thus perceived as the redistribution of RWU due to a nonuniform water head distribution at the soil–root interface.

A number of examples of empirical compensatory RWU functions which are independent from the T_a/T_p ratio exists in literature (e.g., Bouten et al. 1992; Lai and Katul

2000; Li et al. 2001). However, such models are also shown to be highly dependent on root density (see Heinen, 2014 for the case of the function of Bouten et al., 1992), and still couple the water stress and compensatory processes. An interesting approach to RWU simulation would be to extrapolate the propositions of Couvreur et al. (2012) and Javaux et al. (2013) for the modeling of empirical macroscopic RWU models. Such extrapolation may replace Equation 3.2.2 for the calculation of RWU by another one of the form:

$$S = T_p \beta(x, z) [\gamma(\psi) + \varphi(\psi)] \quad (3.4.1)$$

The quantity $T_p \beta(x, z) \gamma(\psi)$ in Equation 3.4.1 represents RWU in standard conditions (uniform soil water potential over the entire root zone), while the quantity $T_p \beta(x, z) \varphi(\psi)$ represents the instantaneous adjustment of RWU distribution to cope with the variations of soil water potential in the root zone. For example, the distribution of the values of $\varphi(\psi)$ may be deduced from momentum analysis of the spatial distribution of soil water potential. Furthermore, analogously to the formula proposed by Couvreur et al. (2012), the sign of $\varphi(\psi)$ may be positive (enhanced uptake) or negative (hydraulic lift). However, more research is needed to propose a formula for the $\varphi(\psi)$ that respects mass conservation ($T_a \leq T_p$). Such work is beyond the scope of the present study.

3.4.2 The role of root density distribution

Warrick and Or (2007) stated that “often no distinction is made between root length density and root activity or uptake”. Maintaining the current formula of the RWU function (Eq. 3.2.2) implies that all roots are considered active. Therefore, β must reasonably reflect the RWU activity. Both by experimental (e.g. Homae et al., 2002; Hodge, 2004) and numerical analysis (Bruckler et al., 2004; Faria et al., 2010), RWU activity was widely reported to employ only a limited percentage of the entire root system.

It was shown in section 3.3 that β has a determinant role in the prediction of RWU pattern, under all water stress conditions. It was shown in Figure 3.3.3 and Table 3.4 that better predictions of θ were obtained when root profiles specific to the watering method were used: β_{ETM} in fully-irrigated sprinkler treatments, β_{Asp} in deficit-irrigated sprinkler treatments and β_{SDI-1} in SDI treatments.

By numerical analysis with a physically-based RWU model, Bruckler et al. (2004) found that surface watering events resulted in roots of high instantaneous water uptake rates. Consequently, only a limited number of roots assured the full water requirements by plants. The results of the present study are in agreements with the findings of Bruckler et al. (2004). It was shown in section 3.3 that a correct prediction of RWU pattern, in fully-irrigated sprinkler treatments, was obtained if and only if a specific β profile (β_{ETM}), having the maximum root density in the uppermost soil layers, was used. In SDI treatments, reasonable prediction of RWU pattern required both a high

compensatory RWU level and a root profile with maximum density near the dripper.

These results plead in favor of the use of water-tracking RWU, particularly in the case of locally-watered soil domains where a reasonable prediction of RWU pattern requires both a pertinent description of the spatial distribution of root density and a high compensatory uptake level. In that sense, when Equation 3.2.2 is used to describe RWU, the β function shall not only reflect the potential RWU pattern according to root density, but also according to the expected soil-water availability (i.e., watering influx distribution). This recalls the early definitions of β as “root effectiveness function” as stated by Whisler et al. (1968). Thus, by using a watering method-specific β , the aim is to increase the probability of an enhanced water uptake in predefined wetter soil regions.

Another issue related to root density distribution is its relation to the simulated water outfluxes from the soil domain. T_a is the integral of the spatially-distributed RWU (Eq. 3.2.5). Therefore, it is expected that contrasted root density profiles lead to somehow close total transpiration rates. By comparing 4 different RWU models, going from empirical macroscopic to physically-based microscopic, de Willigen et al. (2012) found that differences in total transpiration were small compared to those of the simulated soil-water dynamics. The authors explained their results by the feedback process between the RWU and water flow models. This shows that the determination of the “best” RDD function or compensatory RWU level based solely on comparisons to measured T_a is a condition necessary but not sufficient. This confirms the pertinence of the choice to base our analysis on the comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , which not only allows an insight to RWU pattern, but also assures mass balance conservation ($T_{a\ cum}$).

Finally, our results showed that using a uniform β profile, when relevant information on root system is missing, may lead to poor estimates of plant transpiration and drainage fluxes as well as RWU pattern, under both surface and subsurface waterings. Such consideration may thus bias the evaluation of optimum SDI design when an inappropriate β profile is used (Kandelous et al., 2012).

3.4.3 The performance of the empirical macroscopic RWU approach

The empirical macroscopic RWU models are often subject to critics. Those latter refer to little biophysical basis (Skaggs et al., 2006; Javaux et al., 2008; Schneider et al., 2010; Javaux et al., 2013), to less parameters but to more calibration (Feddes et al., 2001; Homae et al., 2002; Couvreur et al., 2012; de Willigen et al., 2012), and to a questionable performance in heterogeneous soils (Kuhlmann et al., 2012).

However, the results obtained in this study show a rather robust performance of this RWU approach in stratified soil profiles, under contrasted watering methods, watering dynamics and water stress status, provided that adequate descriptions of the root density distribution and compensatory levels are performed. These were nonetheless the results of rather simple cases of a mono-crop cultivated soil domain, and are thus subject to vary

for more complex systems, where more sophisticated physically-based models may be more efficient.

3.5 Conclusions

Using an empirical macroscopic root water uptake model integrated in a physically-based soil water flow model, a numerical analysis was performed to examine the sensitivity of simulated actual transpiration (T_a), drainage (Drain_a) and root water uptake (RWU) patterns to both root density distribution RDD and compensatory RWU functions. The numerical analysis was based on simulations of water transfer in a vertical 2D soil domain cultivated with maize, irrigated by surface (sprinkler) or subsurface (SDI) systems, or rainfed. The simulations were compared to experimental data to estimate the errors in water outfluxes rates due to uncertainties in the RDD, to study the effect of the compensatory RWU function on the sensitivity to RDD, and to verify whether the use of a water-tracking root density profile replaces the need for compensatory RWU functions. The principal findings of this study may be summarized in the following points:

1. The simulation of T_a , showed to be of low sensitivity to RDD in sprinkler-irrigated (Asp) and rainfed (RF) treatments, provided that root density decreases linearly or exponentially with depth. In contrast, RDD played a greater role in the determination of T_a in the case of subsurface drip-irrigated (SDI) treatments.
2. The simulation of Drain_a was found to vary considerably in all cases following RDD.
3. The compensatory RWU function further reduced the sensitivity of the simulated T_a to RDD in surface-watering treatments, and to a lesser extent, in SDI treatments. The efficiency of the compensatory RWU function in SDI simulations depended by the plant-dripline distance.
4. The compensatory RWU function had low or no effect on the reduction of the sensitivity of the simulated Drain_a to RDD in surface-watering treatments. In contrast, compensatory RWU function played a considerable role in the reduction of differences resulting from contrasted RDD profiles in SDI simulations. However, reasonable predictions of the RWU pattern were only achieved when a RDD profile specific to SDI was used with a high compensatory RWU level.
5. Using an empirical macroscopic RWU function, it was shown that the primer condition of a reasonable estimation of T_a , Drain_a and RWU pattern was to use water-tracking RWU.
6. Finally, the results suggest that the use of the compensatory RWU function of Jarvis (1989) is recommended for simulations with local water influx simulations (SDI), but questionable performance is expected in simulations where water influx is uniform over the soil domain surface (sprinkler).

Acknowledgments

The authors gratefully acknowledge Mr. Christian LEDUC, Mr. François AFFHOLDER and Mme. Séverine TOMAS for critically reading the manuscript. The authors also thank Mr. Jean-Marie LOPEZ, Mr. Patrick ROSIQUE and Mr. Augustin LUXIN for their assistance in data collection.

3.6 Conclusions partielles

Les résultats présentés dans ce chapitre mettent en avant deux points principaux :

1. La fonction de la densité racinaire joue le rôle le plus important pour déterminer la distribution spatiale de l'extraction racinaire et, conséquemment, la transpiration et le drainage sous la zone racinaire ; et cela indépendamment du niveau du stress hydrique de la plante et du niveau de la compensation de l'extraction racinaire considéré.

En effet, les prédictions les plus similaires aux profils hydriques observés ont été obtenues en utilisant des profils de densité racinaire spécifiques au mode de l'apport de l'eau par irrigation :

→ Sous irrigation par aspersion, les plus faibles erreurs de la prédiction des profils hydriques ont été obtenues avec un profil de densité racinaire où 78% de la densité se trouve dans les premiers 25% de la profondeur totale du système racinaire.

→ Sous irrigation par goutte-à-goutte enterré, les meilleures prédictions des profils hydriques ont été obtenues en supposant que la densité racinaire est maximale autour des sources d'eau souterraines, en l'occurrence les gaines d'irrigation.

Dans les deux cas précédents, les profils de densité racinaire observés ne diffèrent pas significativement. Cela signifie que le rôle de la fonction de la densité racinaire n'est pas de présenter la densité réelle des racines, mais plutôt leur activité d'extraction. Cela plaide en la faveur de l'utilisation des fonctions empiriques dites « poursuite de l'eau » (water-tracking models) selon lesquelles la distribution spatiale de la densité racinaire virtuelle doit suivre la distribution de l'eau dans le sol.

2. La fonction de compensation racinaire proposée par Jarvis (1989) ne permet pas à elle seule d'améliorer la prédiction des dynamiques de transfert hydrique et d'extraction racinaire de l'eau du sol.

L'étude a montré que la fonction de compensation racinaire induit une augmentation de l'extraction proportionnellement à la densité racinaire. Par conséquent, l'erreur de simulation des profils hydriques peut être accrue par la compensation si la distribution choisie de la densité racinaire n'est pas adéquate.

Les résultats de cette étude suggèrent en revanche que l'utilisation de cette fonction est nécessaire en cas d'irrigation en GGE. Les meilleures prédictions des profils hydriques sous GGE n'ont été obtenue qu'en combinant un profil de densité racinaire spécifique au GGE avec un niveau élevé de compensation d'extraction racinaire.

Finalement, les observations montrent que le mécanisme de compensation racinaire est indépendant du niveau de stress hydrique de la plante. Cela signifie que la dissociation entre la fonction de stress hydrique et celle de la compensation est

une piste intéressante à explorer.

Les valeurs des paramètres du modèle empirique d'extraction racinaire ont été déterminées en conditions spécifiques du GGE sur la base des comparaisons des profils hydriques simulés et observés. L'intégration dans SDICM du modèle ainsi paramétré fera l'objet du chapitre suivant. Les résultats de simulations par SDICM seront comparés aux résultats agronomiques, rendements et productivité de l'eau d'irrigation pour validation.

Chapter 4

SDICM: un modèle de cultures irriguées par GGE

Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons examiné l'aptitude des modèles empiriques à reproduire les dynamiques d'extraction racinaire et des flux hydriques en sols cultivés. L'accent a ainsi été mis sur le rôle de la fonction de la distribution de la densité racinaire et sur la fonction de compensation de l'extraction dans la simulation de la distribution spatiale de l'extraction racinaire et l'évolution de cette distribution dans le temps.

Les fruits de l'étude du chapitre précédent sont valorisés dans le présent chapitre par le développement d'un modèle de cultures adapté au contexte de l'irrigation par GGE.

Le travail présenté dans ce chapitre fait l'objet d'un article en préparation à la publication au Journal *Computers and Electronics in Agriculture*. Le modèle proposé, SDICM (Subsurface Drip Irrigation Crop Model) est une version modifiée du modèle PILOTE (Mailhol et al., 2011). A la différence de PILOTE qui simule le transfert de l'eau dans le sol par une approche capacitive, SDICM permet la simulation du transfert bidirectionnel de l'eau dans le sol par la résolution numérique de l'équation de Richards. Le modèle SDICM couple le processus de transfert d'eau dans le sol à celui du développement végétatif de la culture irriguée, l'extraction racinaire y faisant le rôle de connexion entre les deux processus.

Dans un premier temps, la performance du modèle SDICM pour la simulation du transfert de l'eau dans un sol non cultivé est évaluée via la comparaison avec des simulations par le modèle Hydrus. Des scénarios de plusieurs types de sol, de deux conditions initiales et de différents types et doses d'apport hydriques ont ainsi été réalisés.

Dans un second temps, la performance de SDICM pour la simulation de la croissance des cultures irriguées par GGE est évaluée par la comparaison avec des données observées de l'indice foliaire (LAI), du rendement (Rdmt) et des profils hydriques des parcelles cultivées de maïs sur la plateforme expérimentale de Lavalette.

Finalement, SDICM est utilisé dans une série de simulations pour prédire le rendement et la productivité de l'eau de maïs irrigué par GGE sous différents scénarios pédoclimatiques. Les résultats des simulations sont comparés à d'autres obtenus par le modèle PILOTE. Le but de cette comparaison est de mettre en avant l'intérêt de l'utilisation d'un modèle plus sophistiqué tel que SDICM dans le contexte d'irrigation par GGE, par rapport aux modèles de cultures de type capacitif.

SDICM: a subsurface Drip Irrigation Crop Model

Abstract

This paper deals with the development of a new model for predicting yields, drainage risks and water productivity under subsurface drip irrigation. SDICM, a Subsurface Drip Irrigation Crop Model, is developed by coupling two-dimensional soil-water transfer and plant growth sub models. The crop sub model simulates daily Leaf Area Index (LAI), Potential Transpiration, Total Dry Matter and Grain Yield (GY). The soil sub model simulates the water transfer according to the Richards equation, solved using the Matrix Flux Potential concept. A peculiar attention is devoted to the simulation of the root water uptake process (RWU), given the inherently highly heterogeneous watering pattern under SDI. Root density distribution and compensatory root water uptake functions are thus specifically parameterized. Model performances were evaluated by comparing simulated to observed LAI, GY and soil water content profiles. A scenario analysis was also performed to evaluate the merits of the new model compared to a capacitive-based crop model. The results suggest that although the water flux potential concept does not allow considering water flow simulation in layered soils, the integration of the RWU, which was shown as the “dominant” process governing soil water distribution, allowed a reasonable prediction of soil water profiles and crop transpiration. SDICM allowed a more reliable drainage risk prediction capacitive-based crop models. The relevance of SDICM is better highlighted on coarse-textured soils where it was shown that water productivity would not exceed 2 kg m^{-3} in such soils without heavy drainage risks, whereas capacitive-based crop models would predict values as high as 4 kg m^{-3} with almost no drainage.

4.1 Introduction

Subsurface drip irrigation (SDI) has been presented for decades as an innovative irrigation technique with high water-saving potential by reducing soil evaporation and deep drainage losses, whilst maintaining high production levels (Camp, 1998; Ayars et al., 1999; Lamm et al., 2011). Theses valuable properties of SDI make its use particularly interesting in regions with limited water resources where water is somehow scarce and rainfalls often fails to satisfy water demands of spring and summer crops.

Experimental efforts for commodity crops production using SDI have been undertaken

since late 1980's in the USA (e.g. Camp, 1998). Most experiments were performed in semi-arid regions on loamy soils under continental rainfall regimes (e.g. Lamm et al., 2012) and drip system optimal design options, such as lateral spacing, lateral depth, irrigation doses and frequencies were identified. Although relying on long-term experiments, the extrapolation of the results of these experiments to other semi-arid regions may not be sound due to changing pedo-climatic contexts, such as in the Mediterranean region where interest in SDI for commodity crop production is increasing (e.g., Karam et al., 2003; Bozkurt et al., 2006; Di Paolo and Rinaldi, 2008; Abuarab et al., 2013; Arbat et al., 2013b). In the Mediterranean region, long-term experiments are still lacking and information on SDI performances for the growing agricultural community adopting this technique is required. Crop growth modeling under SDI appears in this context as an interesting tool to outline such information.

Crop models generally perform the coupling of hydrological and crop growth-process models. Whereas several existing models describe soil water movements (Lafolie et al., 1989; Heinen, 2001; Simunek et al., 2008; Arbat et al., 2013a) and/or crop growth (Mailhol et al., 1997; van Dam et al., 2008), few offer a real coupling with reciprocal control loops between their “soil water” and “crop growth” components for the simulation of subsurface drip-irrigated crops as already stated by Lubana and Narda (2001).

The reference numerical code Hydrus (Simunek et al., 2008) is widely used for simulating the 2D water transfer in bare or cropped soils (Skaggs et al., 2004; Arbat et al., 2008; Patel and Rajput, 2008; Mubarak et al., 2009a; Mailhol et al., 2011). Nevertheless, Hydrus is a fluid and solute transfer model only. In addition, root progression is not simulated, which complicates simulations over a cropping cycle (Mubarak et al., 2009a; Mailhol et al., 2011).

The coupling of a crop model with a Hydrus-2D version has already been performed for the case of furrow irrigation (Wöhling and Schmitz, 2007; Wöhling and Mailhol, 2007; Wang et al., 2014). However, the resulting model was rather a cumbersome tool difficult to use by practitioners. Moreover, sometimes subject to numerical instabilities, a simulation at the scale of the cropping cycle is not straightforward. This highlights the need for coupling a 2D soil water transfer model with a crop model that should be both easy-to-implement and an operational tool.

Heinen (2001) proposed a physically-based soil water transfer model which solves both the Richards equation in 2D soil domains and the root water uptake process using the de Willigen and van Noordwijk (1987, p. 282) model to describe root water uptake by “ohmic” analogy, i.e., the RWU flux is proportional to the hydraulic gradient between the surrounding soil and the root surface, and inversely proportional to root resistivity. Although, FUSSIM2 is an effective tool to simulate water and nutrient distribution in the root zone, it does not couple plant growth to soil-based processes and does not simulate therefore the effects of the prevailing soil conditions on plant development and consequences on LAI development, potential transpiration and biomass accumulation.

Annandale et al. (2003) proposed the SWB-2D model which couples crop growth and

soil water transfer processes in a reciprocal framework. SWB-2D allows the simulation of both potential evaporation and transpiration fluxes by a 2D canopy energy interception, which makes it particularly an efficient tool for hedgerow crops. Nevertheless, this model is relatively demanding in terms of climatic input parameters and does not consider the dynamic growth of root systems with time, which is an important process in annual commodity crops such as maize.

The objective of this work is to propose crop model for predicting yields and water productivity under subsurface drip irrigation. The proposed model, SDICM, is an extension of the PILOTE crop model (Mailhol et al., 1997; Khaledian et al., 2009; Feng et al., 2014). SDICM couples a 2D soil-water transfer sub model to the crop growth sub model of the PILOTE. The authors of this study emphasize that the model described in this paper is strictly intended for the evaluation of water productivity of SDI systems, not as an alternative to full physically-based models such as HYDRUS-2D or other transfer models.

4.2 Model development

A simplified flowchart of SDICM is presented in Fig.4.2.1.

4.2.1 The crop sub model

The crop sub model of SDICM runs on a daily time-step. The forcing data for the crop sub model are Rainfall (R), Reference Evapotranspiration (ET_{ref}), Global Radiation (R_g), and average Temperature (T), all given on a daily basis. In the present paper only a synthetic description of the crop sub model is provided, the PILOTE model having been extensively described in previous publications (Mailhol et al., 1997, 2004, 2011).

The key variable of the crop sub model (Fig.4.2.2) is the leaf area Index (LAI). LAI is simulated as a function of the cumulative degree-day temperature (T) [$^{\circ}C$]. The shape of the LAI function is ruled by the maximum expected LAI (specific to the plant species), a temperature threshold (T at which LAI is maximum) and a water stress index WSI accounting for the prevailing water conditions in the root zone.

LAI values dictate the crop coefficient K_c according to the model proposed by Allison et al. (1993). K_c is then used for the estimation of the maximum crop evapotranspiration (ETM) as described by Allen et al. (1998). The partitioning of ETM into Potential Transpiration (T_p) and Potential Soil Evaporation (E_s) is achieved as a function of LAI, according to Ritchie (1972) and Novák (1981).

LAI governs the biomass accumulation via the determination of the fraction of solar radiation intercepted by the crop. The total dry matter (TDM) is calculated based on the Beer's law using the radiation use efficiency (RUE) which can be affected by WSI. Grain yield (GY) is then estimated using the product of the harvest index (HI) and TDM. HI is linked to LAI which determines how the actual value of HI deviates from

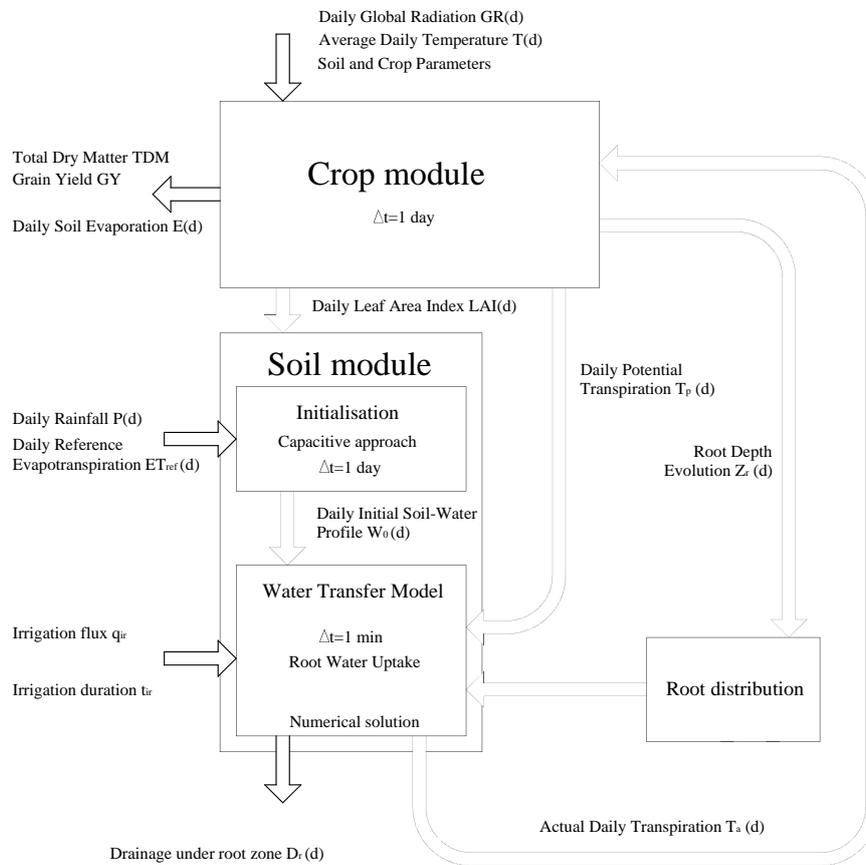


Figure 4.2.1 – Simplified flowchart of the SDICM model.

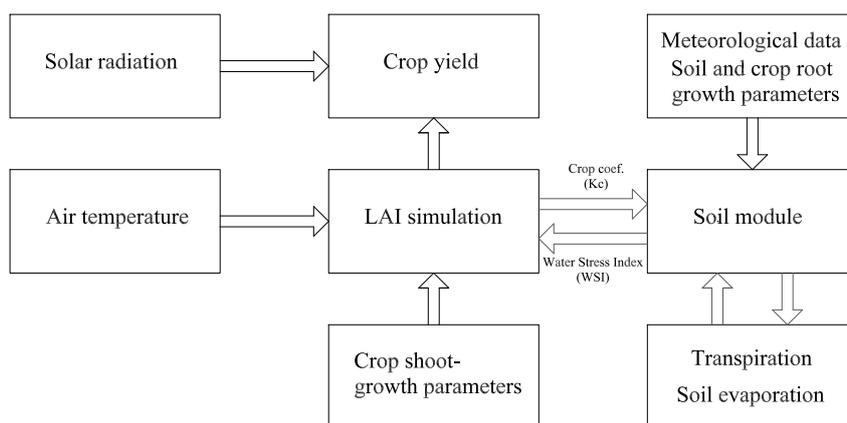


Figure 4.2.2 – Flowchart of the crop sub model.

the potential value. HI is set to its potential value (a crop- and variety-specific, generally taken equal to 0.5 for maize crops) if average LAI during the period from the “grain filling” stage to the “pasty grain” stage is greater than a threshold value, otherwise it linearly decreases.

4.2.2 The soil sub model

4.2.2.1 The subsurface flow model

The distribution of water in drip-irrigated soils is generally a three-dimensional problem. The lateral and vertical extensions of water bulbs around emitters depend on soil hydrodynamic properties, initial water content, irrigation discharge rate and distances between emitters. However, when the water bulbs overlap and merge, they form a continuous wetted zone along the dripline. Dripline may then be assumed a linear source and the soil water distribution becomes a two-dimensional problem perpendicular to the line source (Lafolie et al., 1989; Kandelous et al., 2011).

In the present study, the soil-water distribution is assumed a vertical 2D process. The water transfer process in a rigid, isotropic, homogeneous porous medium can be described by the Richards equation (Richards, 1931), which in a vertical plane writes:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k(\psi) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k(\psi) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial k(\psi)}{\partial z} + q \quad (4.2.1)$$

where θ [$L^3 L^{-3}$] is the volumetric soil water content, t [T] is time, x and z [L] are respectively the horizontal and vertical coordinates, k [$L T^{-1}$] is the hydraulic conductivity, ψ [L] is soil water potential and q [T^{-1}] is a sink or source term. In our context the term q in the previous equation represents the algebraic summation of root water uptake $S(\psi)$ and irrigation q_{ir} (i.e., $q = q_{ir} - S(\psi)$).

The equation of Richards is highly non-linear, for which analytical solutions only exist for simplifying assumption such as a linear soil diffusivity with ψ (e.g. the review by Subbaiah, 2011). This equation is therefore commonly solved numerically. A one classical method in numerical solutions of the Richards equation is to reduce its non-linearity using the concept of the matric flux potential (MFP, ϕ) obtained by the Kirchhoff transform (Raats, 1970; Ross and Bristow, 1990; de Jong van Lier et al., 2009a):

$$\phi = \int_{-\infty}^{\psi} k(\psi) d\psi \quad (4.2.2)$$

where ϕ [$L^2.T^{-1}$] varies from zero in dry soils to large values in wet soils, and increases linearly with ψ above saturation.

By using the $k(\psi)$ function proposed by (Campbell, 1985):

$$k(\psi) = k_s (\psi/\psi_e)^{-n}; \psi \leq \psi_e \quad (4.2.3)$$

the matric flux potential equation takes the following form:

$$\phi = k' \cdot |\psi|^{(1-n)} \quad (4.2.4)$$

where k' is a constant equal to $k_s \cdot |\psi_e|^n / (n - 1)$, ψ_e is soil water potential at air entry, and n is a shape parameter related to the slope (b) of the log-log plot of the soil water-retention curve:

$$n = 2 + 3/b \quad (4.2.5)$$

Using the equations 4.2.2, 4.2.3 and 4.2.4 in Eq.4.2.1 yields:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} - \frac{\partial k(\psi)}{\partial z} - S(\psi) + q_{ir} \quad (4.2.6)$$

Numerical scheme

The finite difference method is used for the solution of Eq. 4.2.6. The soil domain is discretized using a regular mesh at the nodes of which the soil hydrodynamic properties are assigned. This solution is inspired by the study of Redinger et al. (1984). A fully implicit resolution scheme of the resulting equations is adopted. The resulting equations are detailed in the Appendix C.

The nonlinear system of equations is solved using the Newton-Raphson method:

$$\sum_{\psi} (J_{l,l'} \Delta \phi_{l'}) = F_l \quad (4.2.7)$$

where l and l' are counters, given $max\ i = i_{max}$ then $l = i + (j - 1) i_{max}$ and $l_{max} = l'_{max} = N$.

In the previous equation, $\Delta \phi_{l'}$ is the difference between the estimated and the correct value of $\phi_{l'}$, F_l is the mass balance error and $J_{l,l'}$ is the pentadiagonal jacobian matrix.

The nonlinear system of equations is solved for $\Delta \phi_l$ using the biconjugate gradient method. The resulting values of $\Delta \phi_l$ are used to obtain corrected estimates of $\phi_{i,j}$, $\theta_{i,j}^{t+\Delta t}$, F_l and $J_{l,l'}$. The system of equations is solved again and the process repeated until the F_l values become below a predefined error threshold, which implies convergence of the numerical scheme and fulfilment of the mass conservation criterion.

The water content and the soil water potential at the end of each time step are then calculated by two following equations 4.2.8 and 4.2.9, respectively:

$$\theta_{i,j}^{t+\Delta t} = \begin{cases} \theta_s \left(\frac{\phi_{i,j}^{t+\Delta t}}{\phi_e} \right)^{1/(b+3)} & ; \psi < \psi_e \\ \theta_s & ; \psi \geq \psi_e \end{cases} \quad (4.2.8)$$

$$\psi_{i,j}^{t+\Delta t} = \psi_e \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \quad (4.2.9)$$

where Δt is the time step taken equal to 1 minute.

The resolution network with its boundary conditions

An example of soil domain discretization is given in Figure 4.2.3. Nodes spacing may be varied horizontally and vertically to ensure more mesh density in soil regions with expected high flow rates.

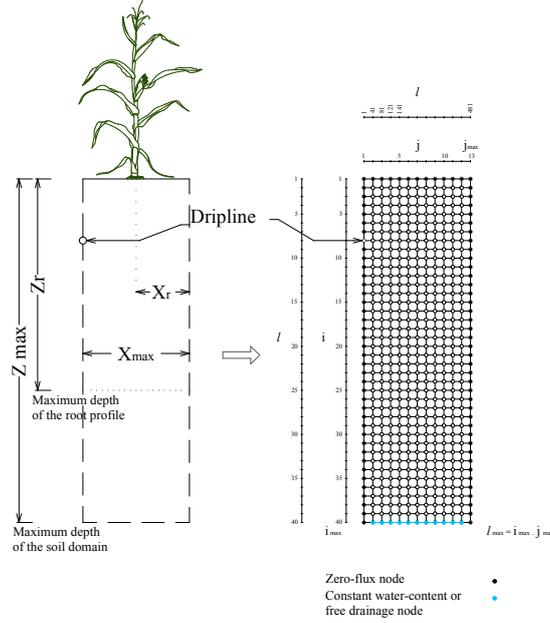


Figure 4.2.3 – The physical domain and its discretization scheme.

Soil domain width is set so that a zero-flux condition may apply at both vertical lateral boundaries. Such condition may be assumed at both the vertical boundary passing by the dripline and the vertical boundary at mid-distance between two crop rows. The width of the soil domain is then equal to the half of the driplines lateral spacing at which $x=X_{max}$. The boundary conditions at the lateral vertical boundaries then write:

$$\frac{\partial \theta}{\partial x} = 0; x = 0, x = X_{max}; 0 < z < Z_{max}; t > 0. \quad (4.2.10)$$

The Drainage (D_r) beyond the maximum root depth (Z_r) is calculated according to the Darcy's law.

At the bottom boundary ($z=Z_{max}$), either a free drainage (Eq.4.2.11) or a constant water content (Eq. 4.2.12) condition may be imposed:

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = 0; 0 \leq x \leq X_{max}; z = Z_{max} \quad (4.2.11)$$

$$\theta = cst; 0 < x < X_{max}; z = Z_{max} \quad (4.2.12)$$

The boundary condition at the soil surface is an atmospheric variable flux condition. The potential evaporation flux (E_s), calculated on a daily basis by the crop sub model, is assumed to be uniformly distributed during the day and over the upper soil domain limit. Thus, according to soil water conditions, the flux E_s may switch from a rate that is determined solely by the atmospheric conditions (potential E_s) to a falling rate were the flux is determined by the hydraulic properties of the soil:

$$q_{top} = \min \left(E_s; k(\psi) \cdot \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right); 0 \leq x \leq X_{max}; z = 0 \quad (4.2.13)$$

Finally, the initial condition is given by soil-water content profile, $\theta(x, z) = \theta_0(z, t_0)$.

The root water uptake model

The root progression is simulated by the crop sub model which provides the maximum depth reached by the roots (Z_r) on each day of simulation. Root density distribution is thus simulated on a daily time-step depending on values of Z_r and on a maximum root lateral extension X_r [L] according to Vrugt et al. (2001b):

$$\beta(x, z) = \left(1 - \frac{x}{X_r} \right) \left(1 - \frac{z}{Z_r} \right) \cdot e^{-\left(\frac{P_x}{X_r} |X_e - x| + \frac{P_z}{Z_r} |Z_e - z| \right)} \quad (4.2.14)$$

where β [-] is the dimensionless root density distribution function, X_e and Z_e [L] are the Cartesian coordinates at which root density (and consequently water uptake) is maximum, and finally P_x and P_z [-] are empirical shape parameters.

The root water uptake is then calculated as:

$$S_p(x, z) = T_p \cdot X_{max} \frac{\beta(x, z)}{B} \quad (4.2.15)$$

where $S_p(x, z)$ [T^{-1}] is the potential root water uptake function, T_p [$L T^{-1}$] is the potential crop transpiration and B [L^2] is the integral of the root density function over the entire root zone:

$$B = \int_0^{Z_r} \int_0^{X_r} \beta(x, z) dx dz \quad (4.2.16)$$

The actual root water uptake $S_a(x, z)$ is derived from the potential root water uptake $S_p(x, z)$ by introducing a water-stress reduction function:

$$S_a(x, z) = \gamma(\psi) \cdot S_p(x, z) \quad (4.2.17)$$

where the term $\gamma(\psi)$ is a dimensionless factor describing the reduction of the uptake of water due to reduced soil-water availability. The factor $\gamma(\psi)$ is described by the function proposed by Feddes et al. (1978):

$$\gamma(\psi) = \begin{cases} 0; & \psi \geq \psi_1 \\ \frac{\psi_1 - \psi}{\psi_1 - \psi_2}; & \psi_1 > \psi \geq \psi_2 \\ 1; & \psi_2 > \psi \geq \psi_3 \\ \frac{\psi - \psi_4}{\psi_3 - \psi_4}; & \psi_3 > \psi \geq \psi_4 \\ 0; & \psi_4 > \psi \end{cases} \quad (4.2.18)$$

where the values of ψ_2 and ψ_3 represent the thresholds between which water uptake is assumed maximum, while ψ_1 and ψ_4 represent respectively the thresholds of oxygen deficiency and the minimum soil water content observed in the core of the root system (generally close to the wilting point).

Finally, the actual transpiration T_a is calculated as the integral of S over the root zone:

$$\begin{aligned} T_a &= \frac{1}{X_{max}} \int_0^{Z_r} \int_0^{X_r} S_a \, dx \, dz \\ &= T_p \int_0^{Z_r} \int_0^{X_r} \gamma(\psi) \cdot \frac{\beta(x, z)}{B} \, dx \, dz \end{aligned} \quad (4.2.19)$$

Finally, the T_p is assumed to be homogeneously distributed through the day and the hour at which irrigation starts being a user-defined model input, generally set at midday and supposed to take place for a few hours.

The compensatory root water uptake process

In the present paper, the definition of the compensatory root water uptake process is that proposed by Couvreur et al. (2012) and Javaux et al. (2013): “a process by which root water uptake is spatially redistributed due to a non-uniform water head distribution at the soil–root interface (root hydraulic redistribution).”

Considering the so-called process of the compensatory root-water uptake in hydrologically-oriented root water uptake models is a subject of controversy, as recently evoked by Albasha et al. (2015). In the latter study, the authors showed that in the context of subsurface drip-irrigated soils, reasonable predictions of the spatio-temporal evolution of RWU may be obtained by combining two approaches: water-tracking root density functions and the classical approach of stress threshold function of Jarvis (1989).

Water-tracking root density functions are those which allocate maximum root density, and consequently potential water uptake, to soil regions where water availability

is expected to be systematically high, i.e., near the water source which is the dripper. This implies that both parameters of X_e and Z_e in Eq. 4.2.14 are set corresponding to the coordinates of the dripper. When the root system is still shallow, such a configuration of the root density will have a little impact on water uptake. However, as the simulated daily X_r and Z_r increase, more the water-tracking density distribution will impact on water uptake. This may mimic the impact of the more humid, and more nutrient-rich, soil region near the dripper on root proliferation and uptake abilities, as evoked by (Hodge, 2004).

Empirical RWU models accounts for the compensatory RWU process explicitly by introducing a new function, denoted herein φ :

$$S_a(x, z) = \gamma(\psi) \cdot S_p(x, z) \cdot \varphi \quad (4.2.20)$$

Jarvis (1989) and Simunek and Hopmans (2009) expressed the compensatory process as a function of a water-stress threshold $\omega = T_a/T_p$. Hence, actual root water uptake is maintained equal to potential root water uptake as long as the ration ω is higher than a predefined water-stress threshold ω_c , otherwise root water uptake is compensated partially according to the ratio $1/\omega$:

$$\varphi = \begin{cases} \frac{1}{\omega}; & \omega \geq \omega_c \\ \frac{1}{\omega_c}; & \omega < \omega_c \end{cases} \quad (4.2.21)$$

Albasha et al. (2015) suggested that a value of ω_c of 0.5, combined to a water-tracking distribution of the root density gave the closest predictions of root water uptake patterns in the context of subsurface drip irrigation.

4.3 Model application

The evaluation of the performance of SDICM will first focus on its capacity to correctly predict soil water transfer patterns. The evaluation of the overall performance of SDCIM will thereafter be performed by comparisons of simulated water and plant output variable to those observed in a field study.

4.3.1 The performance of the soil sub model

The performance of SDICM in predicting soil water dynamics was evaluated via the comparison with the reference model Hydrus for simulating both soil-water profiles and drainage fluxes.

Cases

The comparison consisted in simulating infiltration, redistribution and drainage from a bare soil using three contrasted soil types (Rawls et al., 1982): Sandy Loam, Loam

and Clay Loam (Tab. 4.1).

Soil type	θ_s [-]	ψ_e [cm]	b [-]	k_s [cm h ⁻¹]
Sandy Loam (S1)	0.412	14.66	3.106	2.59
Loam (S2)	0.434	11.15	4.545	1.32
Clay loam (S3)	0.39	25.89	5.155	0.23

Table 4.1 – Parameter values of the hydrodynamic properties, according to the model of (Brooks and Corey, 1964) of the 3 selected soil classes used to compare simulated water fluxes by SDICM compared to Hydrus. The values of the residual water content, θ_r , were assumed equal to 0.

The soil domain for the simulation was set corresponding to conditions met with an SDI system of 160 cm dripline lateral spacing. The soil domain width was therefore set equal to 80 cm (cf. Eq. 4.2.10), while the depth was set to 140 cm. A free drainage (Eq. 4.2.11) condition was imposed at the lower soil boundary, while a constant evaporation flux of 3 mm d⁻¹ was imposed on the upper soil boundary.

The simulations were conducted for a period of 50 days, starting on DOY 110. Two uniform initial θ conditions were considered: respectively near saturation (0.40 for both Sandy loam and Loam, 0.35 for Clay loam) and dry (0.11 for all simulations).

Following an initial period of 10 days without any water input, a rainfall event of 40 mm occurred on DOY 120. This rainfall event was followed by a zero-water-input period of 20 days so that the simulated infiltration water may be compared using both models. Thereafter, an SDI dose of 30 mm (a discharge of 2.5 L h⁻¹ during almost 20 hours) was simulated on DOY 140, followed by a last 20 days zero-input period for water redistribution.

Results

The resulting simulated soil-water profiles show a reasonable overall agreement between predictions by SDICM and Hydrus (Fig. 4.3.1). The coefficient of determination (R^2) between the simulated profiles by SDICM and Hydrus averaged 0.85 with a range of 0.42-0.99 while the Root Mean Square Error (RMSE) averaged 0.02 ranging from 0.003 to 0.086. Compared to Hydrus, SDICM reasonably simulated the effect of the imposed evaporation fluxes on reducing water content in the uppermost soil layers, as shown for DOY 119 for both humid and dry initial conditions. However, with the dry initial water profile (Fig. 4.3.1B), SDICM tended to underestimate the effect of evaporation on the soil water profile, especially in the case of the loamy sand soil.

The simulated redistribution of water following either of the rainfall (DOY 120, 121) and irrigation (DOY 140, 141 and 142) events agreed reasonably between both SDICM and Hydrus models. This was particularly the case of the simulations following the initial humid soil profile (Fig. 4.3.1A). Some discrepancies in the simulated water bulb

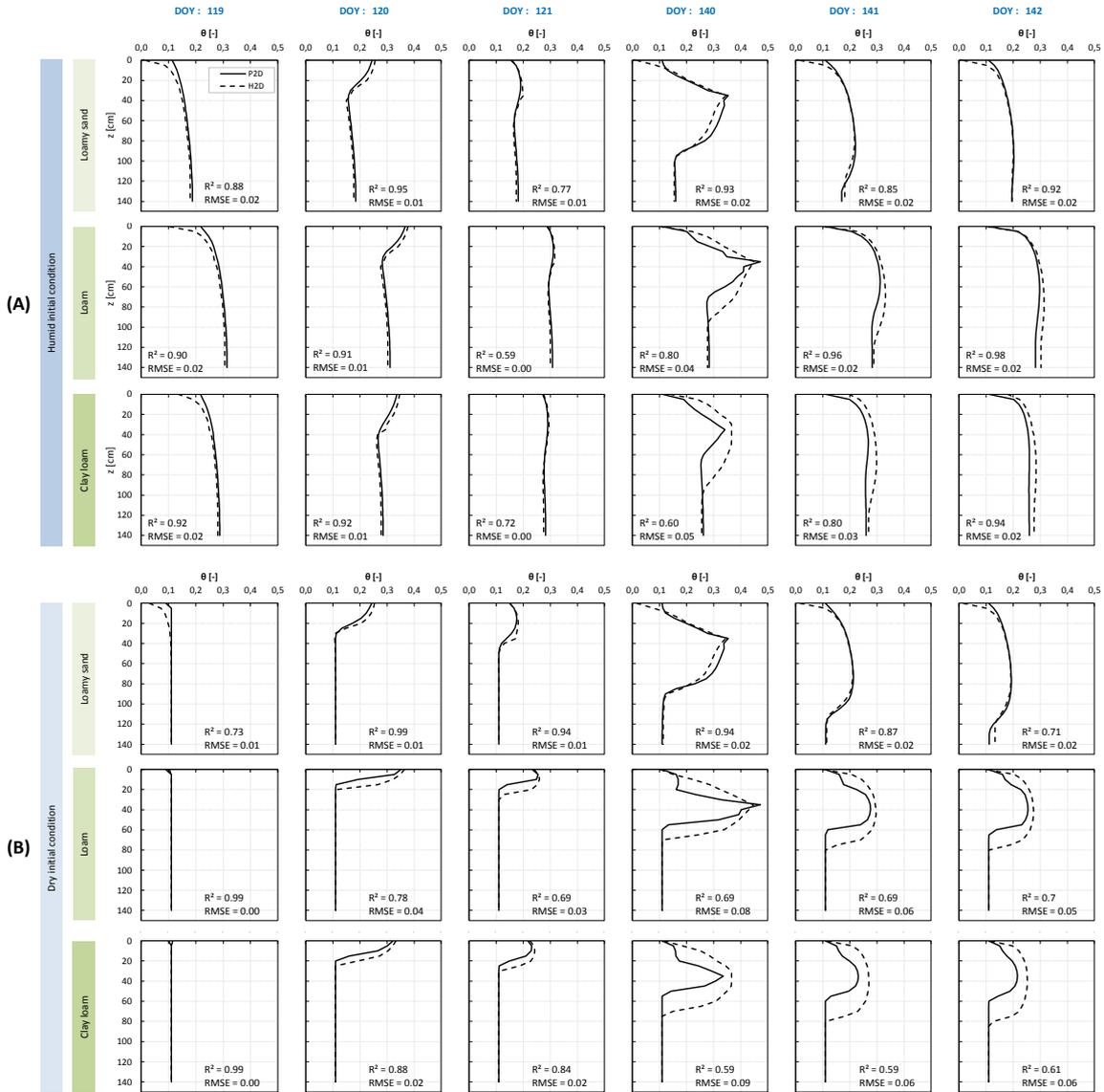


Figure 4.3.1 – Simulated soil-water profiles using SDICM (S2D, continued line) and Hydrus (H2D, dashed line) for an initial water-content profile (A) near-saturation and (B) dry. The selected dates for the illustration were: day of year (DOY) 119, to show the effect of evaporation; DOY 120 and 121, to show the development of the infiltration front; and DOY 140, 141 and 142 to show water distribution from the dripper.

between both models were nevertheless observed following irrigation (DOY 140 in both Loam and Clay loam soils). However, the redistribution of water in subsequent days suppressed such differences to yield close soil-water profiles merely two days after the irrigation event.

With a dry initial soil profile, greater discrepancies between both SDICM and Hydrus models were obtained (Fig. 4.3.1B). SDICM simulated lower water bulb extensions compared to Hydrus. This trend seems to increase as soil texture becomes finer (Clay loam vs Loamy Sand in DOY 140, 141 and 142 in Fig. 4.3.1B), but had little or no effect to the simulated drainage fluxes as will be shown in Figure 4.3.2.

The simulated drainage fluxes agreed reasonably between SDICM and Hydrus (Fig. 4.3.2). An initial release of soil water was similarly predicted by both models, with SDICM resulting somehow systematically lower drainage rates than those obtained with Hydrus. However, one may argue that the initial drainage fluxes obtained with Hydrus may also be overestimated, as may be seen from Figure 4.3.2 and that differences in drainage were rather small within a range of 10-15 mm in total.

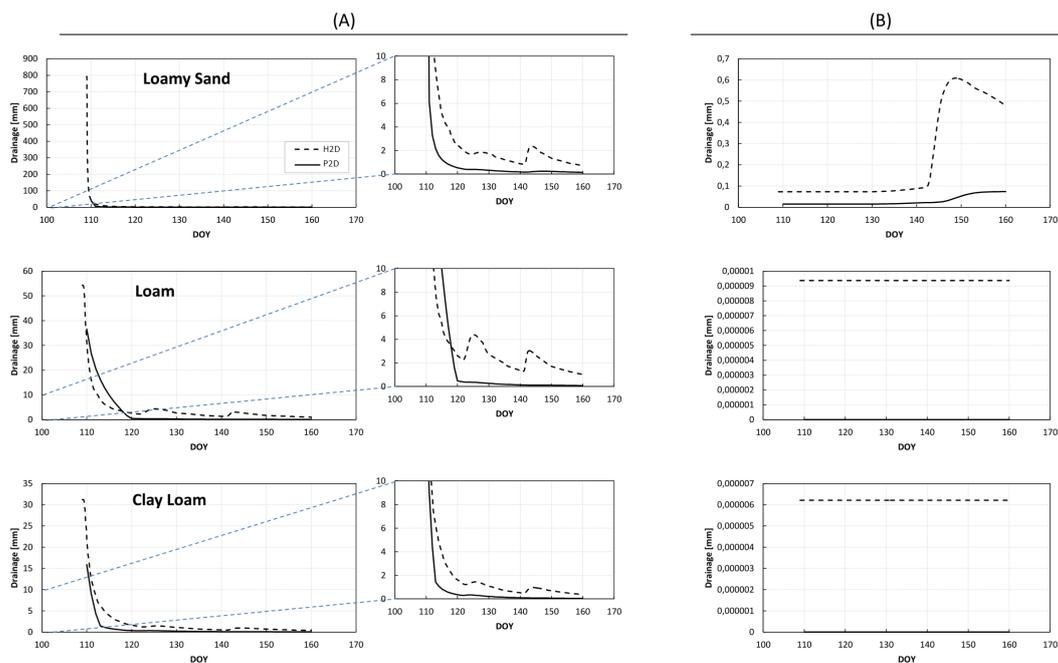


Figure 4.3.2 – Comparison between the simulated drainage fluxes using SDICM (S2D, continued line) and Hydrus (H2D, dashed line). Simulations with (A) a near-saturation initial soil profile, and (B) a dry initial soil profile.

In lights of the obtained results, we argue that, although some discrepancies were obtained in water profiles and drainage fluxes between Hydrus and SDICM, the latter

model seem to reasonably predict soil water distribution and drainage. In the context of a cropped soil, however, the significance of these differences may be questioned since water uptake by plant roots plays an essential role in shaping water distribution within the soil profile as well as the predicted drainage fluxes, as shown by Albasha et al. (2015).

The significance of the role of root water uptake over other processes involved in soil water distribution will be elucidated in the next section when the predictions of the SDICM model will be confronted to field observations of soil water content.

4.3.2 Simulating soil water transfer and yields

The principal aim of the development of SDICM is to provide a model able to adequately predict crop yield and drainage risks under SDI. Hence, an important step of model verification and validation would be to adequately predict the dynamics of soil water and their effects on crop development. Herein, crop development is accounted for by the simulation of leaf area index (LAI) and biomass accumulation.

Model verification and validation were performed by the comparison of the simulated soil water content profiles, LAI and yields to those observed in a field study conducted on subsurface drip-irrigated maize. The experiments were conducted at the Lavalette station (43°40 N, 3°50 E) at the research institute of Irstea, in Montpellier, S-E France. In the following of this section, a brief description of the agricultural practices at Lavalette will be delivered. Detailed description of the experiments considered herein has already been performed by earlier publications (Mubarak et al., 2009a; Mailhol et al., 2011; Albasha et al., 2015).

Field experiments were carried during 4 years, respectively 2008, 2009, 2011 and 2012. Data observed in 2008 and 2009 were used for the calibration of model parameters which were then validated using the collected data in 2011 and 2012.

In earlier studies on the site, Mubarak et al. (2009a) described the soil of Lavalette as deep loam, and described its hydrodynamic properties using the van Genuchten-Mualem model (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980), considering a layered soil (Tab. 4.2A). The model parameters set by Mubarak et al. (2009a) may not be used in our study since the partial linearization of the Richards equation by the Kirchhoff transform does not allow considering layered soils (Ross and Bristow, 1990; Annandale et al., 2003). Therefore, we assumed that the soil domain is uniform and fitted “averaged” parameters of the Campbell (1974) model for the case of the soil of the Lavalette by inverse simulation using Hydrus (using the model of Brooks and Corey, 1964, and assuming the residual volumetric water content equal to zero). The resulting parameter’s values are shown in Tab. 4.2B.

In earlier studies on the site, Mubarak et al. (2009a) described the soil of Lavalette as deep loam, and described its hydrodynamic properties using the van Genuchten-Mualem model (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980), considering a layered soil (Tab. 4.2A). However, the partial linearization of the Richards equation by the transform of Kirchhoff does not allow considering layered soils (Ross and Bristow, 1990; Annandale

et al., 2003). Therefore, we fitted “averaged” parameters of the Campbell (1974) model for the case of the soil of the Lavalette by inverse simulation using Hydrus (using the model of Brooks and Corey, 1964 and assuming the residual volumetric water content equal to zero). The resulting parameter’s values are shown in Tab. 4.2B.

(A) Layered soil											
Soil layer	clay	silt	sand	θ_r	θ_s	α	n_{vG}	k_s	l		
[cm]	(%)	(%)	(%)	[-]	[-]	[cm ⁻¹]	[-]	[cm day ⁻¹]	[-]		
0 - 55	55	18	42	40	0.02	0.36	0.044	1.227	40.56	0.5	
55 - >	90	22	47	31	0.05	0.38	0.013	1.45	12.00	0.5	
>	90	25	52	18	0.09	0.41	0.019	1.31	6.19	0.5	

(B) “Averaged” soil						
Soil layer [cm]	θ_s	ψ_e	b	k_s		
[cm]	[-]	[cm]	[-]	[cm d ⁻¹]		
0 - 140	0.4	7.0	0.2	19.2		

Table 4.2 – The soil hydrodynamic properties of the Lavalette: (A) described by the van Genuchten-Muelem model for a layered soil according to (Mubarak et al., 2009a); and (B) described by the model of Brooks and Corey (1964) for an “averaged” soil layer. The suffix “vG” was added to the parameter n of the van Genuchten (1980) model to distinguish it from that of the Campbell (1974) model in this paper (Eq. 4.2.3).

The water retention function proposed by van Genuchten (1980) writes: $\theta = [\theta_r + (\theta_s - \theta_r) / (1 + |\alpha\psi|^n)^{1-1/n}]$

Maize (*Zea Mays*, variety PR34P88) was sown each year during late April (DOY 121, 112 and 111 in 2008, 2011 and 2012, respectively) with crop rows spaced by 80 cm and a sowing density of 8 plants per m². The crop was irrigated using SDI of two dripline spacing, respectively 120 cm (denoted SDI-120) and 160 cm (SDI-160). Driplines were non auto-regulating and were buried to an average depth of 35 cm below the soil surface. Each SDI plot had an area of 1200 m² (60 m length, 20 m width). SDI systems were characterized by a discharge rate of 2.8 L h⁻¹ m⁻¹, under a pressure of 1.0 bar. The irrigation strategy consisted in applying water in order to reach approximately 70 to 80% of the maximum water requirements ETM. Irrigation scheduling differed among years, from low doses and high frequency in 2008 to high doses and low frequency in both 2011 and 2012. Irrigation events and duration for each plot during each growing season are presented in Fig. 4.3.3 and total water inputs (irrigation and rainfall) during the experiments are detailed in Table 4.3.

Soil water content estimation was performed weekly using the neutron scattering method (CPN 503 DR, Campbell Pacific Nuclear Corp., Concord, CA, USA). For each treatment an access tube for the neutron probe was installed to a depth of 150 cm at

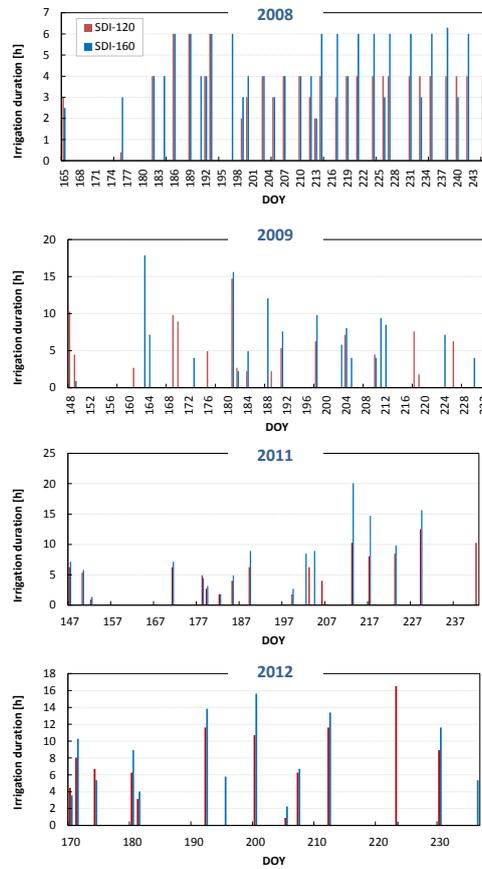


Figure 4.3.3 – Irrigation durations in the three growing seasons 2008, 2009, 2011 and 2012, for both plots SDI-120 and SDI-160. Irrigation discharge being estimated of $2.8 \text{ L h}^{-1} \text{ m}^{-1}$.

Year	Total rainfall	Total irrigation	
		SDI-120	SDI-160
2008	242	200	230
2009	63	250	250
2011	209	230	215
2012	248	220	230

Table 4.3 – Total rainfall and irrigation [mm] at Lavalette in both plots SDI-120 and SDI-160, during the 4 years of experiments.

the vertical of the crop row in 2008 and a second near the buried dripline in both years 2011 and 2012. A series of mercury tensiometers were also installed at 10, 20, 30, 45, 60, 75, 90, 110, 130 and 150 cm depth on a crop line of each treatment. The latter were useful to eventually update the irrigation dose in order to mitigate drainage risks (Mailhol et al., 2011).

LAI was monitored every 2 weeks in average using the LAI2000 (LI-COR Plant Canopy Analyzer). LAI measurements were repeated over 5 to 7 sites within each plot so that the surface covered by measurements may be the largest possible.

Finally, after maturity (late September) each year when grain humidity approached 30%, plant samples were harvested manually from 5 subplots of a surface of 4 m² located randomly within each treatment. Total dry matter and grain yield (15% grain humidity) were then estimated.

Using SDICM, the simulations were performed assuming a constant water content condition at the lower soil boundary, considered at a depth of 140 cm. This boundary condition was assumed to mimic the presence of a soil layer of a lower hydraulic conductivity at this depth. In order to evaluate the pertinence of this method for simulating water transfer in layered soil, simulations were also performed using Hydrus with a complete description of layered soil properties (Tab. 4.2A). The simulated soil domain using Hydrus was considered of a depth of 200 cm, and a free drainage condition was assumed to the lower boundary condition, while drainage was calculated at the depth of 140 cm.

The same potential atmospheric demand fluxes (E_s and T_p) were imposed to both SDICM and Hydrus. Furthermore, the same root density distribution (Eq. 4.2.14), and the stress function parameters (Eq. 4.2.18) were used for both models. The parameters of the stress function were taken equal to -15, -30, -15000 cm for ψ_1 , ψ_2 and ψ_4 , respectively, while the value of ψ_3 was taken equal to -325 and -600 cm for transpiration rates of 5 and 1 cm day⁻¹, respectively. Finally, a compensatory water uptake level of 0.5 was used, as proposed by Albasha et al. (2015). The complete parameter sets of SDICM are given in Appendix D.

The simulated soil water content profiles are shown in Figure 4.3.4A and B for the plots of SDI-120 and SDI-160, respectively. For the sake of an increased visibility of the results, only a selected number of output dates is shown in Figure 4.3.4.

An overall reasonable agreement between the simulated and observed water content profiles was obtained using SDICM. It may be seen from both Figures 4.3.4A and B that imposing constant water content at the lower boundary allowed to efficiently mimic the presence of a soil layer having low water conductivity. Hence, using both an “averaged” soil profile (SDICM) and a layered soil profile (Hydrus) for the simulations yielded similar θ profiles. The value of R^2 between simulated and observed θ profiles indicate further a better performance of SDICM to simulate water profiles compared to Hydrus with values of R^2 being respectively of 0.776 and 0.709. Nevertheless greater errors in θ predictions occurred using SDICM with RMSE being higher compared to Hydrus: respectively 0.057 and 0.045.

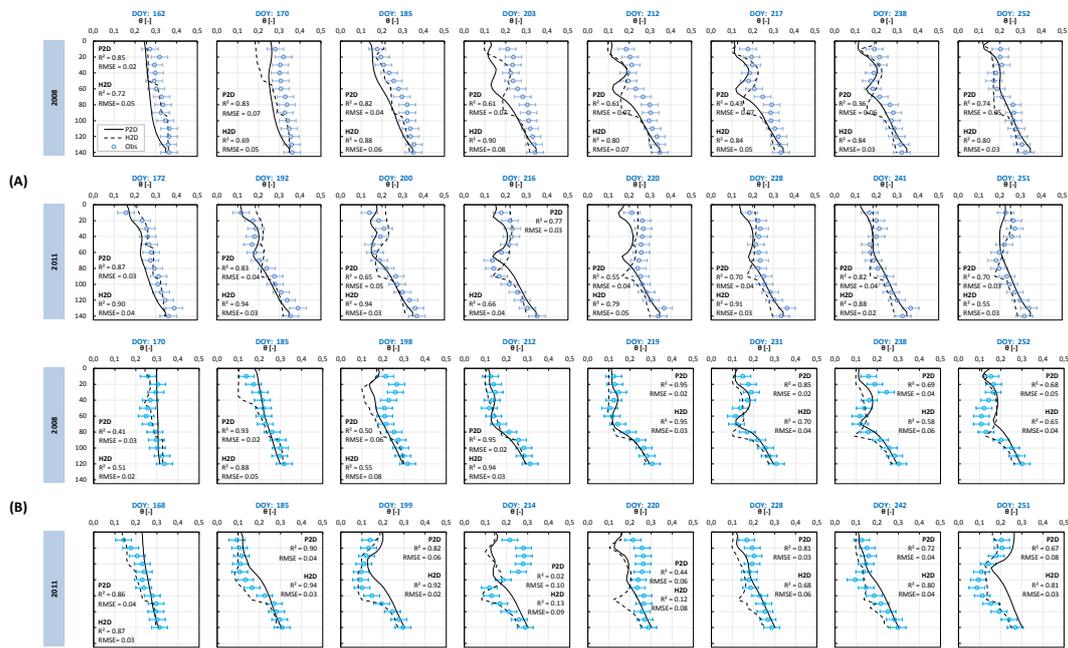


Figure 4.3.4 – Comparison between the observed water content profiles under (A) SDI-120 and (B) SDI-160, to those simulated using SDICM and Hydrus models.

One reason which may have also led to efficiently predicting the water content profiles is the integration of the process of root water uptake. In an earlier study on water dynamics in the same experimental site, Mubarak (2009, p. 142) stated that RWU mitigate the impact of the heterogeneity of soil hydrodynamic properties on water flow. RWU appears thus as the “dominant” process ruling the water content gradients, and consequently flow directions, within the soil domain. Therefore, the fluxes generated by the uptake of water seem to have hampered the large differences in soil hydrodynamic properties amongst soil layers (Fig. 4.2). This “dominant” effect of RWU may also be reflected by the comparison of the drainage fluxes simulated by SDICM to those predicted by a “complete” representation of the soil domain using Hydrus model (Tab. 4.4).

	SDI-120		SDI-160	
	SDICM	Hydrus	SDICM	Hydrus
2008	28.8	10.9	11.1	9.1
2009	31.1	19.6	19.0	11.0
2011	17.1	4.8	15.2	-6.4
2012	27.9	8.4	26.2	21.3

Table 4.4 – Comparison of the simulated drainage beneath the maize root zone (120 cm depth), under (A) SDI-120 and (B) SDI-160, using SDICM and Hydrus models.

Drainage according to Darcy’s law was calculated directly below the maximum rooting depth, assumed equal to 1.2 m, using both SDICM and Hydrus. Assuming homogeneous soil profiles, SDICM yielded a systematic overestimation of the simulated drainage, compared to the results obtained with Hydrus (Tab. 4.4). Such a result is indeed expected since the average soil conductivity used in SDICM (19.2 cm d^{-1}) was almost threefold that used of Hydrus (6.19 cm d^{-1}) at the 1.2 m depth (cf. Tab.4.2). However, water uptake by roots hampered the effect of soil conductivity in regards of the leaching water beneath the root zone. This result further shows the importance of the process of root water uptake in water dynamics in cultivated soils.

Since the ultimate objective of the development of SDICM was to predict crop growth and yield of subsurface drip-irrigated crops, a last validation of the model consist in comparing the simulated LAI and yield variables to those observed (Fig. 4.3.5 and 4.3.6, respectively)

Reasonable predictions of LAI using SDICM were obtained for all 4 studied years except for 2009 where a slight overestimation of LAI was simulated around mid-season (Fig. 4.3.5). LAI increase with time was rather adequately simulated under both SDI spacing of 120 and 160 cm, but LAI decrease rate due to senescence tended to be overestimated.. However, this trend of overestimation did not seem to have a significant effect on the simulated maize grain yields as shown in Figure 4.3.6.

For all the considered experiments, the simulated maize grain yields fell within the

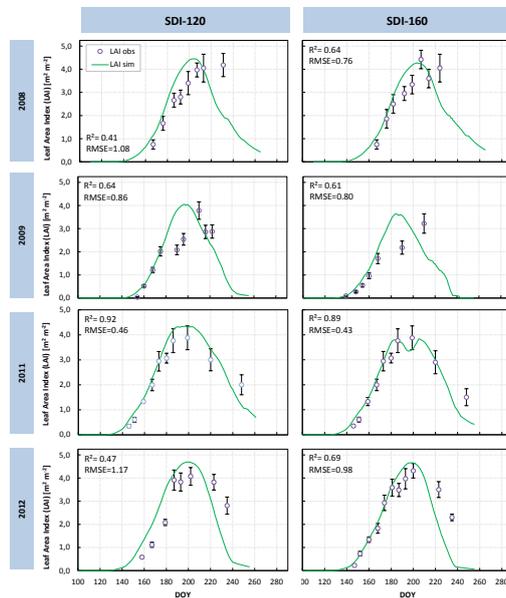


Figure 4.3.5 – Comparison of the observed leaf area index [-] to those simulated using SDICM, for SDI-120 and SDI-160. The vertical bars represent measurement errors corresponding to one standard deviation.

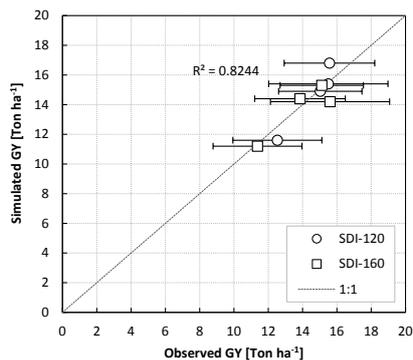


Figure 4.3.6 – Comparison between the observed and simulated maize grain yields [Mg ha^{-1}].

ranges of those observed in the field with a rather high R^2 indicator (0.82). SDICM correctly simulated the effect of the dry season of 2009 on yields which an interesting result to emphasize its ability to predict the climatic impacts on yields. It is noteworthy to indicate the inherent variability of subsurface drip-irrigated crops increases as the lateral spacing of drip laterals increases, which was the case in our experiments. With a given inherent variability, the use of water transfer models with limited uncertainties in simulated yields due to the use of averaged soil properties, as that of SDICM, may further be justified.

4.4 A scenario application

The benefit of a model such as SDICM does not reside in presenting a novel solution to coupling crop development to soil water transfer models, but rather in providing an operative tool for reasonably predicting crop yields and water productivities for irrigation management purposes for subsurface drip-irrigated crops.

SDICM provides a reliable alternative to simple crop models, such as PILOTE, which may give inaccurate predictions of water budget components in coarse soils in the specific context of subsurface drip-irrigated crops. To elucidate the above arguments, a series of simulations are performed in which the SDICM model was compared to PILOTE for predicting yield, drainage, and the resulting water productivity indicator (Yield/crop evapotranspiration) for maize grown for contrasting pedo-climatic scenarios.

The scenarios consisted of 5 contrasted climatic series with cumulative in-season rainfall (April-September) ranging from 94 to 366 mm (Fig. 4.4.1a), and 3 soil types, namely Loam, Silty Clay Loam and Loamy Sand (cf. Table 4.5). Furthermore, the simulations with SDICM were subject to additional constraints regarding irrigation discharge rates (1.2, 1.6, 2.3, 3.1 and 4.0 L.h⁻¹m⁻¹), root density profiles (Fig. 4.4.1b) and compensatory water uptake levels (0.500, 0.625, 0.750, 0.875 and 1.000, cf. Eq. 4.2.21 for the definition of the compensatory uptake function).

Soil type	θ_s [-]	ψ_e [cm]	b [-]	k_s [cm h ⁻¹]
Loamy Sand	0.401	8.69	2.11	6.11
Loam	0.434	11.15	4.545	1.32
Silty Clay Loam	0.432	32.56	6.623	0.15

Table 4.5 – Parameter values of the hydrodynamic properties, according to the model of (Brooks and Corey, 1964) of the 3 selected soil classes used for scenarios analysis. The values of the residual water content, θ_r , were assumed equal to 0.

The simulations were performed for maize sown on DOY 110 assuming a plant population of 8 plants m⁻². Sowing lines were assumed to have a lateral spacing of 60 cm,

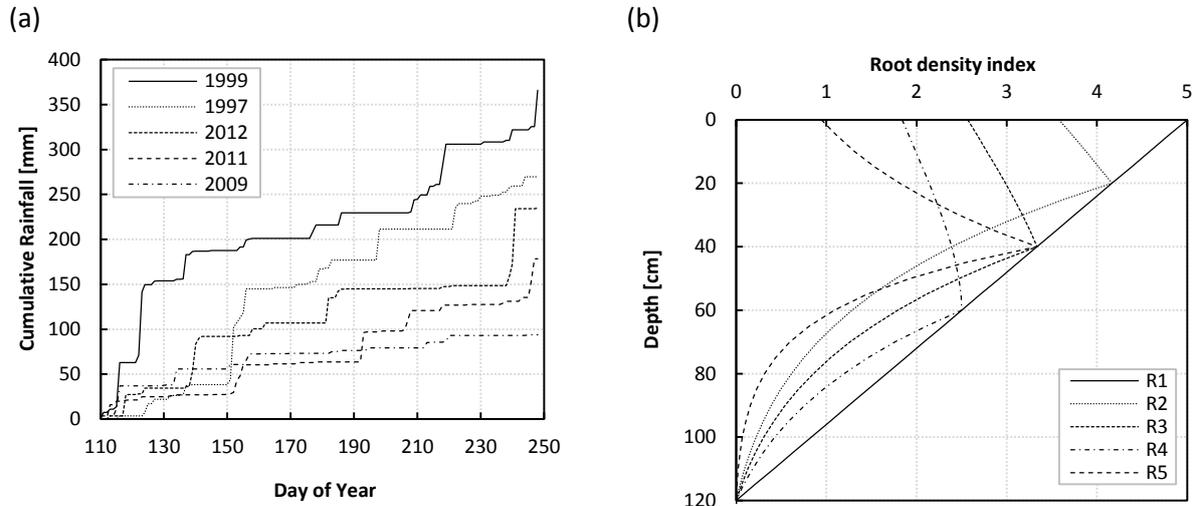


Figure 4.4.1 – (a) The cumulative in-season rainfall of 5 climatic series selected from the Lavalette experimental station database. (b) The selected 5 root density profiles used for the scenario analysis.

and to be irrigated by an SDI system of 120 cm dripline lateral spacing. Drip laterals were thus considered to be located every 2 crop rows, and the latter were assumed to be equidistant (30 cm) from each dripline.

The simulations were performed as follows: The SDICM model was run for the combination of all the aforementioned scenarios (1875 scenarios). SDICM was used to generate an irrigation calendar for each scenario. Irrigations of 20 mm depths were triggered once the soil water potential in the root zone (assumed at 60 cm depth beneath the crop row) reached a threshold of -600 cm, a threshold generally adopted for soils having characteristics far from which of a sandy soil. Afterwards, the irrigation calendar generated by SDICM was used by PILOTE in line with the corresponding scenarios to simulate grain yield, drainage and the resulting water productivity.

The results of the simulations are shown in Figure 4.4.2. Both SDICM and PILOTE simulated comparable yields through all scenarios (Fig. 4.4.2a). Both models predicted yields with an average of 14 ton ha^{-1} in the Loam soil, and 5 ton ha^{-1} in the Loamy Sand soil. In contrast, for Silty Clay Loam, PILOTE simulated 2-3 ton ha^{-1} more yields (an average of 14 ton ha^{-1}) compared to SDICM (an average of 12 ton ha^{-1}). In all soil cases, greater discrepancies in simulated yields were obtained using SDICM. The origin of these discrepancies will be discussed later in the text.

The greatest differences between both SDICM and PILOTE models were in the simulated drainage fluxes (Fig. 4.4.2b). For almost all scenarios, PILOTE simulated lower drainage rates compared to SDICM. These differences reached as high as 200 mm in the

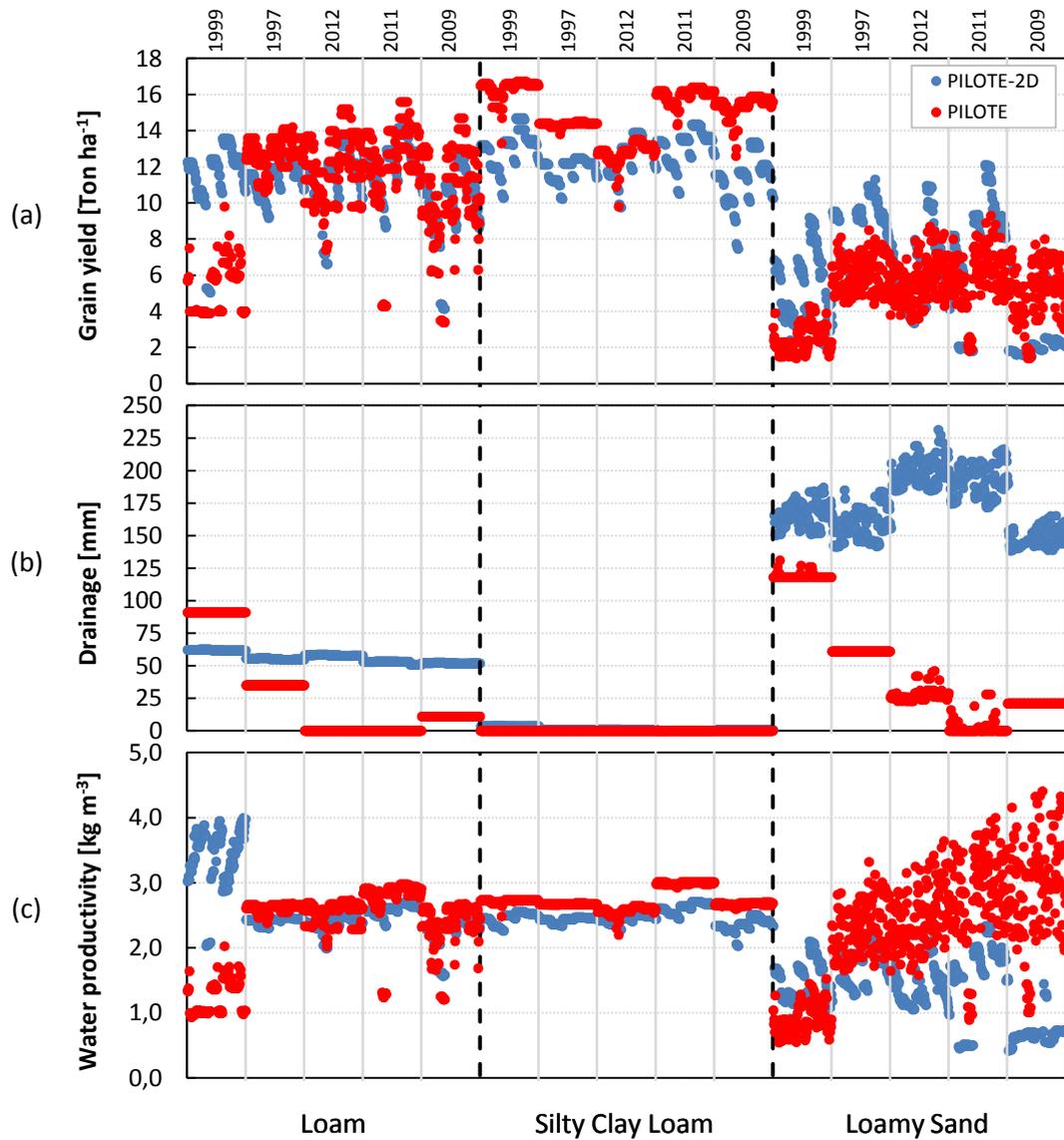


Figure 4.4.2 – The results of the simulated grain yield [ton ha⁻¹], drainage [mm] and water productivity [kg m⁻³] of subsurface drip-irrigated maize using both models SDICM and PILOTE for contrasted soil and climatic conditions.

case of the Loamy Sand soil. These greatly lower drainage rates simulated by PILOTE led to a considerable increase of the water productivity indicator simulated by PILOTE compared to SDICM, particularly in the case of Loamy Sand soil (Fig. 4.4.2c).

Regarding water productivity, both PILOTE and SDICM predicted similar values under both Loam and Silty Clay Loam soils, with an average of 2.5 kg m^{-3} . However, PILOTE predicted an increasing water productivity in the context of Loamy Sand soil as climatic conditions got drier, reaching a maximum value around 4.5 kg m^{-3} , while SDICM did not simulate values higher than 2 kg m^{-3} . This example clearly indicates that a substantial yield gain using SDI may not be obtained in a coarse soils without generating a noticeable drainage losses. Capacitive-based models, although adapted to SDI systems in loamy soils (e.g. Mailhol et al., 2011) may fail to result in adequate predictions of both yields (overestimated) and drainage (underestimated) in coarse soils.

Finally, as indicated above, great discrepancies exist in the predicted grain yield by SDICM. These discrepancies result from the root density and root water uptake parameters as shown in Figure 4.4.3.

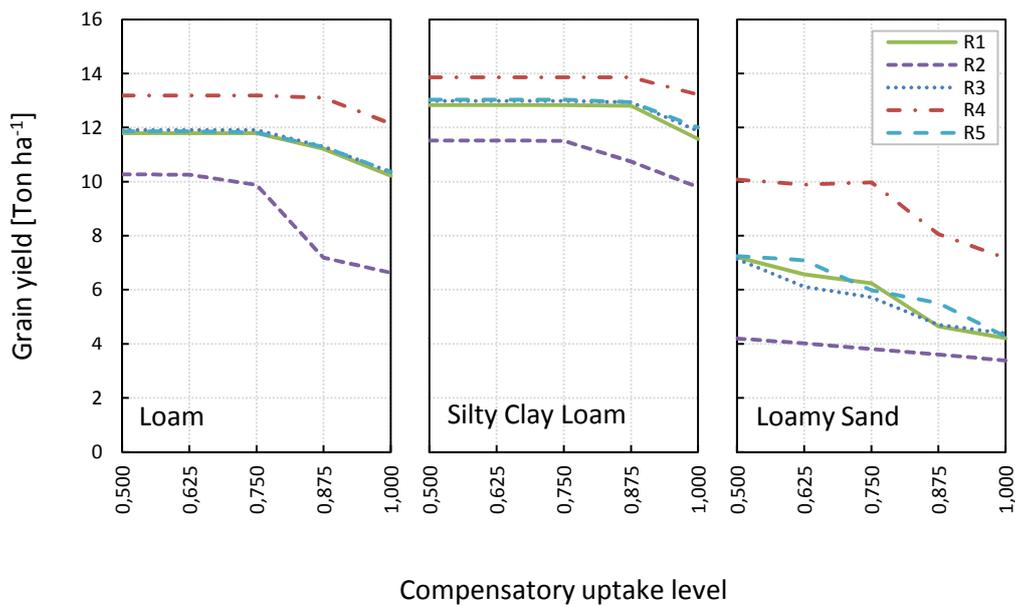


Figure 4.4.3 – Averages values of grain yield [kg ha^{-1}] as a function of root density profiles and the compensatory uptake levels.

In Figure 4.4.3 are represented the results of simulations under the average year scenario (2012) for the 3 soil classes, root profiles and the compensatory water uptake levels. As demonstrated in Figure 4.4.3, 3 of the 5 selected root density profiles, namely R1, R3 and R4, resulted in similar yield results, whereas the root profile R4 resulted in systematically the highest grain yield and R2 led to the lowest yield for all simulations.

These differences can be explained by the distribution of the root density with depth (cf. Fig. 4.4.1b), where the maximum simulated yield was obtained with the root profile attributing the maximum density in deeper soil layers, where water is more available along the crop cycle. Furthermore, the sensitivity of yields to the (ω_c) parameter is relatively low for R4 and increased for the other root profiles.

Interestingly, one may observe a threshold value of ω_c below which no increase in grain yield can be achieved. This threshold value is about 0.875 for R4, 0.725 for R1, R3 and R5, and 0.625 for R2.

The previous results highlight the importance of the choice of the root density distribution functions when predicting yields using SDICM or similar modeling approaches. In literature, there are numerous examples of root density distribution functions varying from depth-independent distribution functions (Feddes et al., 1978) to bivariate Gaussian distribution functions (Coelho and Or, 1996). The results of the present paper suggest that the use of one function instead of another may change considerably predicted grain yields, in agreements with previous findings by Albasha et al. (2015).

4.5 Conclusions

de Willigen et al. (2012) state that “A model, by definition, is a simplification of part of the real world. In making a model one tries to leave out as much as possible, with the intent to include only the processes which really do matter for the phenomena one wants to study.”

In the present study, a crop model, SDICM was proposed for simulating water uptake and crop growth under subsurface drip irrigation. SDICM results from the coupling of the plant sub model of the 1D crop model PILOTE with a 2D simplified physically-based soil water transfer sub model. Although the simplified solution of the Richards equation using the Kirchhof function does not allow for considering stratified soils, the integration of the root water uptake process in the solution allowed for reasonably predicting soil water dynamics. In cropped soils, the root water uptake process was shown to be the dominant process which shaped the soil water profile.

With reasonable predictions of drainage, transpiration, LAI and grain yield, the SDICM model appears as a reliable tool to help identifying the adapted irrigation systems as a function of the prevailing pedo-climatic contexts and to optimize irrigation strategies. Due to its limited objectives, the model requires few parameters conferring thus an operative character to that type of model.

Acknowledgments

The authors gratefully acknowledge Mr. David CREVOISIER for assistance in numerical solution coding. The authors also thank Mr. Pierre RUELLE, Mr. Patrick

ROSIQUE and Mr. Augutin LUXIN for their assistance in data collection.

4.6 Conclusions partielles

Les résultats de ce travail confirment ceux obtenus dans le chapitre précédent : l'extraction de l'eau joue le rôle majeur dans la prédiction des flux hydriques en sol cultivé.

En effet, bien que SDICM ne permette pas la simulation du transfert hydrique dans un sol stratifié, l'intégration du processus de l'extraction racinaire a dominé les dynamiques de transfert hydrique dans le sol, et a ainsi permis de prédire raisonnablement les profils hydriques dans le contexte des sols stratifiés des parcelles expérimentales de Lavalette.

Toutefois, le modèle SDICM ayant pour défaut de ne pas pouvoir considérer des sols stratifiés, il affiche une tendance de surestimation du drainage dans les conditions de sol de Lavalette. Dans ce sens, un travail sur le développement du code de SDICM pour simuler le transfert de l'eau dans des sols hétérogènes a été initié dans le cadre de cette thèse. La description de ce travail est donné en Annexe E.

Finalement, la comparaison entre SDICM et PILOTE a permis d'approcher les limites des modèles capacitifs pour la simulation de la croissance des cultures irriguées en GGE. En effet, dans des sols plutôt fins de forte capacité de rétention, le modèle PILOTE s'avère adapté pour prédire le rendement et la productivité de l'eau sous GGE. Toutefois, en sols grossiers, ce type de modèles capacitifs tend à sous-estimer le drainage et, conséquemment, surestimer le rendement des cultures irriguées par GGE. Il a été montré qu'en sol sablo-limoneux SDICM prédit une productivité maximale de l'eau (en maïs) de 2 kg m^{-3} avec un important risque de drainage, tandis que Pilote prédit une productivité maximale de 4 kg m^{-3} avec un drainage quasi-nul.

Le modèle SDICM développé pour prédire les rendements de maïs et estimer la productivité de l'eau consommée par la culture sous GGE a été validé par la comparaison des données simulées et observées. Ces dernières ont également été utilisées pour évaluer les performances agronomiques du GGE. L'évaluation de ces performances est présentée dans le chapitre suivant.

Chapitre 5

Résultats d'ordre agronomique

5.1 Rappel des conditions agro-climatiques pendant les campagnes culturales étudiées

L'évolution des températures journalières moyennes et maximales pendant chaque campagne culturales sont comparées aux cumuls de l'évapotranspiration de référence et de la pluviométrie dans la Figure 5.1.1.

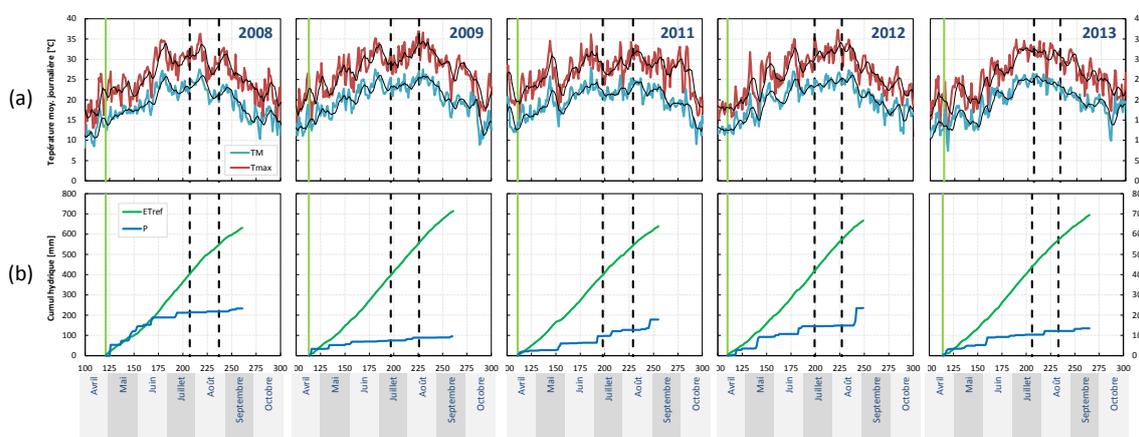


FIGURE 5.1.1 – (a) Evolution de la température journalière moyenne (courbes en bleu claire) et maximale (courbes rouges); (b) cumuls des précipitations (courbes en bleu foncé) et de l'évapotranspiration de référence (en vert). Les lignes verticales vertes représentent les dates de semis, tandis que les lignes en tiret représentent l'étendue du stade critique pour la floraison (entre 1200 et 1700 degré-jour, approx.) pendant chaque campagne culturale.

Les températures

Les températures enregistrées pendant la période avril-septembre de chacune des 5 campagnes culturales étaient d'une valeur moyenne de l'ordre de 19.7 °C, qui avait une faible variabilité interannuelle, mais une forte variabilité intra-annuelle.

Les températures moyennes journalières enregistrées pendant les 5 campagnes culturales débutent par des valeurs de l'ordre de 10 à 15 °C au mois d'avril, augmentent durant les mois de mai et de juin avec des pics occasionnels de températures maximales atteignant les 30 et 35 °C en 2009 et 2011, respectivement (Fig. 5.1.1a). Puis, un plateau de valeurs maximales des températures est atteint durant la période de mi-juillet à mi-août. Cette période de fortes températures coïncide avec celle de la floraison du maïs (approximativement entre 1200 et 1700 degré-jour). Les températures moyennes journalières pendant cette période représentent une moyenne de l'ordre de 20 à 25 °C. Finalement, les températures journalières commencent à baisser à partir de la fin-août pour retrouver des valeurs de l'ordre des 20 °C par la fin-septembre où les récoltes ont lieu.

A l'échelle du cycle cultural, les températures les plus basses ont été observées pendant la campagne de 2008, en particulier durant les mois d'avril et de mai, période pendant laquelle de fortes précipitations sont survenues (Fig. 5.1.1b). En revanche, les campagnes de 2009 et 2012 ont été marquées par les températures les plus élevées, en particulier pendant les mois de juillet et août ayant subi des températures maximales journalières variant entre 30 et 37 °C. Ce contraste thermique s'est reflété par la durée du cycle cultural jusqu'à la maturité (approximativement 2000 degré-jour), avec un raccourcissement d'environ une semaine de la période nécessaire pour la maturité en 2009 et 2012 (environ 128 jours) comparée aux autres cycles culturaux.

L'offre et la demande hydrique

Les cumuls de l'ETref pendant les campagnes culturales se situaient entre 630 mm et 710 mm, tandis que les cumuls pluviométriques variaient entre 90 mm et 235 mm (Fig. 5.1.1b).

Un fort contraste marque les conditions pluviométriques des campagnes culturales, en termes de cumuls des précipitations ainsi qu'en termes de leurs distributions dans le temps. Parmi les 5 campagnes culturales, seules celles de 2008 et 2012 ont reçu des précipitations proches de la moyenne interannuelle de la période avril-septembre qui est de 233 mm, les précipitations survenues pendant les autres campagnes ayant été inférieures.

Les niveaux de précipitations les plus basses ont été observés en 2009 où seul un total de 93 mm a été enregistré, dont 52 mm sont tombées pendant les premiers 24 jours après le semis. Ce total représente une baisse de 240 mm par rapport à la moyenne pluviométrique interannuelle, soit un déficit de 73%.

Malgré des cumuls pluviométriques comparables en 2008 et en 2012, les pluies en 2008

ont été concentrées en début de la campagne culturale avec 80% du total pluviométrique survenant pendant les premiers 50 jours du cycle cultural, laissant la période critique de floraison sans apports hydrique (cultures pluviales). En revanche, la répartition des pluies en 2012 a été plus régulière. Malgré de faibles quantités de pluies en début de campagne, d'importantes pluies ont eu lieu pendant la campagne, en particulier au 70ème jour après le semis (JAS) qui précédait de peu le début de la période de floraison.

En termes de déficit hydrique $P - ET_{ref}$, le bilan a été négatif pour presque toutes les années, à l'exception du mois de mai en 2008, du mois d'avril en 2009, et du mois de septembre en 2012 (Tab. [tab :Lvl_res_clim_2]). Les déficits hydriques les plus élevés pendant les deux premiers mois du cycle cultural ont eu lieu en 2011, tandis que c'était en 2009 que le déficit a atteint ces valeurs les plus élevées, variant entre -147 et -168 mm pendant les mois de Juin, Juillet et Août.

Année	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	total
2008	-28	21	-91	-150	-137	-67	-452
2009	60	-102	-147	-168	-148	-100	-605
2011	-70	-131	-105	-103	-115	-39	-563
2012	-39	-67	-139	-137	-61	4	-439
2013	-5	-105	-100	-161	-125	-83	-579

TABLE 5.1 – Les différences entre les cumuls mensuels [mm] de la pluie et ceux de l'évapotranspiration de référence ($P - ET_{ref}$).

5.2 Les rendements et les indicateurs de productivité observés

Rappel

L'objet de la thèse porte sur la compréhension et la modélisation des mécanismes de l'absorption de l'eau par le système racinaire dans les conditions spécifiques de l'irrigation localisée. En cela, le dispositif expérimental de Lavalette n'a pas été conçu pour répondre à des questions d'ordre agronomique *sensus stricto* qui exigent une randomisation des traitements avec répétitions pour garantir l'inférence statistique des résultats (Atkinson and Bailey, 2001; van Es et al., 2007).

Ainsi, les résultats (rendements et indicateurs de productivité) issus des essais de Lavalette sont présentés à **titre informatif** dans le cadre cette thèse (voir Annexe F pour une synthèse exhaustive des résultats).

Toutefois, pour permettre cette présentation, nous avons eu recours à l'analyse de variance (ANOVA) en assignant aux placettes le rôle de répétition sous réserve de la validation de cette hypothèse par des études géostatistiques reliant la variabilité spatiale du sol au droit des placettes de suivi. Une étude a récemment été conduite dans ce sens

à l'initiative de M. Cheviron (co-encadrant de thèse) et des chercheurs de l'UMR 7619 METIS de l'UMPC (M. Theisson, J. Mlle. Buvat, S. M. Guérin, R.), (voir Albasha et al., 2014).

Les données examinées intègrent l'ensemble des campagnes 2008, 2009, 2011, 2012 et 2013. Les rendements obtenus, les quantités d'eau apportées et perdues ainsi que les valeurs des indicateurs de productivité associées sont résumés dans le tableau 5.2.

Les indicateurs de productivité employés sont la productivité de l'eau totale consommée WP [kg m^{-3}] et la productivité de l'eau de l'irrigation irriWP [kg m^{-3}] (Pereira et al., 2012) :

$$WP = Rdm_t / (P + V_{irri} - D + C + \Delta S) \quad (5.2.1)$$

$$irriWP = (Rdm_{t_{irri}} - Rdm_{t_{pluv}}) / V_{irri} \quad (5.2.2)$$

où Rdm_t [kg h^{-1}] est le rendement, P , V_{irri} , D , C et ΔS sont respectivement les cumuls saisonniers (semis-récolte) des précipitations, du drainage, de l'irrigation, de la remonté capillaire et la variation de la réserve hydrique, exprimés en [$\text{m}^3 \text{ha}^{-1}$]; et finalement, $Rdm_{t_{irri}}$ et $Rdm_{t_{pluv}}$ sont les rendements sous irrigation ou sous conduite pluviale.

Les résultats agronomiques des expérimentations peuvent être résumés par les principaux points suivants :

Pour le même niveau d'apport d'eau, le rendement est plus élevé sous GGE que sous Asp

Ceci est le cas des résultats des deux campagnes de 2008 et de 2009. Les parcelles Asp, GGE-160 et GGE-120 ont reçu des apports d'irrigation du « même ordre de grandeur » variant entre 230 et 260 mm en 2008, et entre 222 et 249 mm en 2009. Les rendements des parcelles irriguées par GGE ont été supérieurs à l'issue des deux campagnes expérimentales : en moyenne 15.0 t ha^{-1} pour le GGE contre 12.9 t ha^{-1} pour l'Asp en 2008, et 11.9 t ha^{-1} pour le GGE contre 8.8 t ha^{-1} pour l'Asp en 2009.

Pour des espacements de gaines inférieurs à 160 cm, l'irrigation par GGE permet d'effectuer des économies d'eau de l'ordre de 20 à 30% par rapport à l'Asp.

Ceci fut le cas des résultats des deux campagnes expérimentales de 2011 et 2012. Malgré des apports inférieurs de 20 à 30% par rapport à ceux sous Asp, les rendements sous GGE-120 n'ont pas différé significativement de ceux obtenus sous Asp (lequel étant irrigué à l'ETM) : en moyenne 15.7 t ha^{-1} pour le GGE-120 contre 16.8 t ha^{-1} pour

5.2 Les rendements et les indicateurs de productivité observés

Année	Parcelle	Rendement [t h ⁻¹] $\mu \pm \sigma$		P [mm]	Irri [mm]	D-C [mm]	ΔS [mm]	Eau tot. [mm]	WP [kg m ⁻³]		irriWP [kg m ⁻³]	
2008	Asp	12.9 ± 1.4	a	233	260	29	-131	595	2.18 ± 0.1	a	3.78 ± 0.10	b
	GGE-160	15.0 ± 2.6	a	233	230	18	-137	582	2.59 ± 0.35	a	5.19 ± 0.35	a
	GGE-120	15.0 ± 2.2	a	233	230	18	-111	555	2.71 ± 0.67	a	5.18 ± 0.94	a
	Pluv	3.1 ± 1.4	b	233	0	31	-187	389	0.8 ± 0.36	b	–	
2009	Asp	8.8 ± 1.3	b	93	222	14	-171	471	1.87 ± 0.20	b	2.50 ± 0.20	b
	GGE-160	11.4 ± 3.5	a	93	238	12	-154	473	2.40 ± 0.41	a	3.39 ± 0.41	a
	GGE-120	12.5 ± 1.8	a	54	249	12	-148	439	2.86 ± 0.41	a	3.71 ± 0.79	a
	Pluv	3.3 ± 0.8	c	93	0	14	-204	283	1.16 ± 0.28	c	–	
2011	AspETM	16.1 ± 0.9	a	191	325	1	-92	607	2.65 ± 0.15	a,b	3.28 ± 0.15	b
	GGE-160	13.8 ± 0.7	b	191	267	1	-128	557	2.48 ± 0.14	b	3.5 ± 0.14	a,b
	GGE-120	15.6 ± 2.4	a	191	254	0	-174	619	2.51 ± 0.39	b	3.99 ± 0.39	a
	Pluv	5.4 ± 0.3	d	191	27*	0	-167	373	1.46 ± 0.07	d	–	
2012	AspETM	17.6 ± 1.4	a	236	331	31	-102	638	2.75 ± 0.14	a,b	3.75 ± 0.14	a,b
	GGE-160	14.3 ± 3.7	b	236	268	56	-110	558	2.59 ± 0.46	a,b	3.50 ± 0.46	a,b
	GGE-120	15.9 ± 2.3	a,b	236	252	53	-77	512	3.10 ± 0.44	a	4.25 ± 0.44	a
	Pluv	5.2 ± 0.7	d	236	32*	18	-168	418	1.23 ± 0.18	d	–	
2013	AspETM	18.8 ± 1.5	a	137	296	11	-160	582	3.23 ± 0.13	a	5.51 ± 0.13	b
	GGE-160	14.3 ± 1.8	b	137	262	29	-161	531	2.69 ± 0.17	b	4.50 ± 0.17	b
	GGE-120	14.6 ± 1.9	b	137	244	13	-182	550	2.66 ± 0.18	b	4.97 ± 0.18	b
	Pluv	2.5 ± 1.0	e	137	0	1	-174	310	0.81 ± 0.17	d	–	

* Irrigations de levée.

TABLE 5.2 – Récapitulatif des résultats des campagnes expérimentales à la station de Lavalette. Le rendement de grains (15% d’humidité) est estimé en t ha⁻¹ par sa valeur moyenne (μ) et par l’écart type associé (σ). Les précipitations (P), l’irrigation (Irri), le drainage (D), la remontée capillaire (C) et l’eau totale consommée (Eau tot.) sont estimés en mm. D et C sont estimés à l’aide du modèle Hydrus 2D (Simunek et al., 2008). La productivité de l’eau totale consommée (WP) et la productivité de l’eau de l’irrigation sont estimées en kg m⁻³. Les valeurs de rendements et des indicateurs WP et irriWP suivies par les mêmes lettres désignent des différences non significatives (avec un risque de 5%).

l'Asp. Cependant, les rendements sous GGE-160 ont été significativement inférieurs à ceux obtenus sous Asp, et ce pour les deux campagnes de 2011 et 2012.

Les résultats de la campagne de 2013 diffèrent de ceux des deux campagnes précédentes. Les rendements des deux traitements GGE-120 et GGE-160, de l'ordre des 14.4 t ha⁻¹, ont été significativement inférieurs à celui de sou Asp, estimé à 18.8 t ha⁻¹, et ce malgré un déficit de l'apport d'irrigation ne dépassant pas les 18% par rapport à la quantité apportée par Asp. L'une des explications possible de ce résultat pourrait être le compactage de sol en 2013 (cf. Fig. 2.4.1). Cela aurait affecté la prolifération du système racinaire et aurait, conséquemment, réduit les quantités d'eau prélevées par les sources d'irrigation souterraines en systèmes de GGE.

Productivité plus élevée de l'eau d'irrigation sous GGE

La productivité de l'eau totale consommée WP a variée entre 1.87 kg m⁻³ pour l'Asp en 2009, et 3.23 kg m⁻³ pour l'Asp en 2013. La WP a été inférieure sous Asp comparée au GGE en 2008 et 2009, mais du même ordre de grandeur en 2011, 2012 et 2013. A l'exception de la campagne de 2009, aucune différence significative n'a été observée entre les valeurs de WP sous Asp et GGE. Les conditions climatiques sévères de 2009 ont induit une baisse significative de la WP sous Asp par rapport au GGE, les valeurs de WP ont ainsi été de 1.87 kg m⁻³ pour l'Asp contre 2.40 et 2.862 kg m⁻³ pour le GGE-160 et le GGE-120, respectivement.

Finalement, l'indicateur irriWP a montrée une tendance à la hausse sous GGE par rapport à l'Asp, et ce pour toutes les campagnes culturales à l'exception de celle de 2013, indépendamment du niveau d'irrigation apporté par Asp. Cette augmentation de la productivité sous GGE est d'autant plus importante que les apports sont restreints : en 2008 et 2009, l'irriWP a varié entre 3.78 et 2.5 kg m⁻³ pour l'Asp contre en moyenne 5.2 et 3.55 kg m⁻³ pour les traitements de GGE, respectivement.

Ces résultats indiquant une augmentation de la productivité et la réalisation des économies en eau en maïs irrigué par GGE sont souvent reporté dans la littérature, en particulier pour des sols d'une capacité de rétention élevée et sous climat aride à semi-aride.

Faible effet de l'espacement des gaines

Certes, l'irrigation par un système de GGE d'un espacement de 160 cm entre les gaines a induit une baisse du rendement comparé à l'espacement de 120 cm. Cependant, cette baisse n'a été significative qu'en 2011.

Les indicateurs WP et irriWPs, ont affiché une moindre sensibilité vis-à-vis de l'espacement de gaines de GGE. Malgré une augmentation des valeurs de WP et irriWP avec la réduction de l'espacement de gaines, aucune différence significative n'a été observées sur les valeurs de ces indicateurs parmi les différentes parcelles irriguées par GGE.

Les résultats de Lavalette suggèrent donc qu'un espacement de 160 cm assure des rendements élevés, mais qu'un espacement de 120 cm garantit une plus faible variabilité interannuelles des rendements.

5.3 Conclusions partielles

Les résultats agronomiques des essais sur Lavalette indiquent une meilleure valorisation de l'eau d'irrigation par l'utilisation des systèmes de goutte-à-goutte enterré. L'utilisation de cette technique permettrait d'effectuer des économies d'eau de l'ordre de 20 à 30% par rapport à l'irrigation par aspersion, tout en garantissant des niveaux élevés de production de grains. Cette meilleure performance sous irrigation par GGE est par ailleurs exacerbée en conditions pluviométriques sèches.

Finalement, dans le contexte pédologique de la station Lavalette, où le sol est de type limoneux profond ayant une forte capacité de rétention, l'utilisation d'un espacement de 120 cm entre les lignes de goutteurs a permis d'obtenir de rendements de grains de maïs honorables. Toutefois, l'utilisation d'un espacement de 120 cm permettrait de réduire les risques d'éventuelles pertes de rendements en cas de faible précipitation durant le cycle cultural.

Conclusions générales et perspectives

Rappel des objectifs

Cette thèse avait un double objectif (i) de contribuer à la modélisation de l'extraction racinaire de l'eau par les cultures irriguées en goutte-à-goutte enterré (GGE) et (ii) de développer un modèle de culture pour prédire les rendements et évaluer la productivité de l'eau de l'irrigation par GGE.

Les modèles de cultures, et plus généralement les modèles de transfert hydrique dans le continuum sol-plante-atmosphère décrivent les le processus d'extraction racinaire de l'eau par une approche empirique selon laquelle l'extraction de l'eau est proportionnelle à la densité de la longueur racinaire.

Dans un premier temps, les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse ont visé à évaluer l'aptitude des modèles conçus selon l'approche empirique à reproduire les dynamiques de l'activité d'extraction racinaire dans le contexte spécifique de l'irrigation en GGE. Dans ce sens, l'accent a été mis sur la modélisation du mécanisme dit de compensation racinaire qui est exacerbé dans le contexte de l'irrigation par GGE.

Dans un second temps, le travail a concerné le développement du modèle SDICM qui couple le processus de transfert bidirectionnel dans le sol à celui de la croissance de la culture.

Bilan des connaissances acquises

Les modèles empiriques d'extraction racinaire et l'irrigation en GGE

La fonction de réduction

La fonction de réduction spécifique aux modèles empiriques permet de simuler l'effet de la baisse de la teneur en eau du sol sur l'extraction racinaire.

L'analyse des études récentes montre qu'il existe une confusion entre la réduction de l'extraction racinaire et la réduction de la transpiration de la plante. La réduction de l'extraction est caractérisée à l'échelle d'un élément macroscopique du sol alors que la réduction de la transpiration intègre la réduction à l'échelle du système racinaire.

Nous avons ainsi établi une relation entre les deux fonctions qui a permis de formuler une analyse critique des fonctions de réduction de l'extraction racinaire.

Dans le cadre de cette thèse, l'analyse des études théoriques et expérimentales traitant du sujet a permis d'identifier les principales caractéristiques qui doivent être prises en compte dans la modélisation :

1. La réduction de l'extraction peut être initiée à partir d'un seuil du potentiel matriciel ψ , lequel varie en fonction de la demande climatique et du type de sol.
2. La réduction de l'extraction en fonction de la baisse du potentiel matriciel local (échelle macroscopique) est quasi-linéaire et non curvilinéaire.
3. La réduction de la transpiration en fonction de la baisse du potentiel matriciel moyen du sol (échelle du système racinaire) est d'une forme concave ou sigmoïdale.

La fonction de Feddes et al. (1978), communément utilisée dans la littérature pour simuler la réduction de l'extraction racinaire est presque la seule à remplir l'ensemble des 3 conditions précédentes.

La fonction de densité

Les fonctions dites de densité racinaire, spécifiques aux modèles empiriques, ne correspondent pas à la densité réelle des racines mais doivent plutôt refléter les dynamiques de l'activité d'extraction de l'eau par les racines. Toutefois, il est souvent admis qu'en absence de stress hydrique, la distribution spatiale de l'extraction de l'eau correspond à celle de la densité racinaire (Novák, 1994), d'où la confusion entre la distribution spatiale de la densité racinaire et celle de l'extraction de l'eau (Warrick and Or, 2007). Dès lors, la modélisation des échanges hydriques au sein du continuum sol-plante-atmosphère peut ne pas représenter fidèlement la réalité, en particulier en irrigation localisée.

Dans la présente thèse nous avons montré qu'en domaine bidimensionnel de sol, la fonction de distribution de la densité racinaire est le premier facteur déterminant les quantités simulées de transpiration et de drainage. Cette fonction détermine largement la distribution spatiale de l'extraction racinaire et ce, indépendamment du niveau stress hydrique de la plante.

En utilisant différents profils de densité racinaire, nous avons montré que les écarts entre les cumuls de transpiration simulés augmentent sous irrigation par GGE comparé à l'Asp. Ces écarts sont d'autant plus importants que la distance est grande entre le rang de la culture et la source d'irrigation (gaine).

Nous avons également montré qu'en GGE la simulation des flux de drainage est d'une très forte sensibilité vis-à-vis de la distribution spatiale de la densité racinaire. Même pour les profils très similaires de densité racinaire, les quantités de drainage simulées peuvent varier du simple au double selon la localisation de la densité racinaire par rapport à la gaine.

Les travaux de cette thèse ont montré que la meilleure prédiction des dynamiques d'extraction racinaire est obtenue en associant la plus forte densité racinaire à la distribution spatiale attendue de l'eau dans le sol. **Cette approche de modélisation proposée**

par Coelho and Or (1996) nommée « Water-Tracking », s'avère particulièrement adaptée pour la simulation de l'extraction racinaire des cultures irriguées par GGE.

La compensation racinaire

La fonction de compensation racinaire a été introduite dans la littérature afin de rendre les modèles empiriques d'extraction racinaire plus « dynamiques ». En d'autres termes, elle vise à réduire l'importance de la fonction de densité racinaire pour la détermination des dynamiques d'extraction au profit de la distribution spatiale de l'eau dans le sol (Skaggs et al., 2006; Simunek and Hopmans, 2009).

La fonction de compensation de Jarvis (1989) figure parmi les plus utilisées dans la littérature, et a été introduite dans le modèle Hydrus (Simunek et al., 2008) considéré comme la référence pour simuler les transferts des flux en milieux poreux.

Les travaux de la thèse ont montré que cette fonction présente deux principaux défauts :

1. La fonction de compensation dépend de la fonction de la densité racinaire
Certes, la fonction de Jarvis (1989) permet d'augmenter le volume simulé de la transpiration, et réduit conséquemment la quantité d'eau simulée du drainage sous la zone racinaire. Toutefois, cette fonction augmente l'extraction de l'eau proportionnellement à la disponibilité de l'eau dans le sol mais aussi à la densité racinaire. Cela signifie que les zones de sol ayant une forte teneur en eau restent peu exploitées si la densité racinaire qui y est associée reste faible.
2. La fonction de compensation dépend du niveau de stress hydrique de la plante
Selon la formule de Jarvis (1989), au-dessus d'un certain seuil de stress hydrique, l'augmentation de l'extraction racinaire par la fonction de compensation est proportionnelle au niveau de stress hydrique. Nous avons montré que le mécanisme de compensation est indépendant du niveau de stress hydrique : sous les conditions de stress hydrique sévères en maïs non irrigué, la simulation de l'extraction racinaire en prenant en compte la fonction de compensation n'a pas induit une amélioration des profils observés ; en revanche, la prise en compte de la compensation racinaire a amélioré les prédictions des profils hydriques sous GGE à 80% de l'ETM.

Les résultats de cette thèse suggèrent que le processus de compensation de l'extraction racinaire est une réponse à l'hétérogénéité spatiale de la teneur en eau du sol et non au stress hydrique de la plante. Nos résultats expérimentaux confirment ceux issus des études théoriques récentes sur le fonctionnement du système racinaire (Couvreur et al., 2012; Javaux et al., 2013).

Les résultats montrent également que **les meilleures prédictions des dynamiques d'extraction racinaire sous GGE sont obtenues en utilisant un profil de densité racinaire ayant la plus forte densité autour des gaines d'irrigation, d'une part, et un niveau élevé de compensation racinaire, d'autre part.**

En revanche, en conditions d'irrigation de surface (flux hydrique d'entrée uniforme à la surface), l'utilisation de la fonction de compensation racinaire n'est pas nécessaire pour simuler l'extraction racinaire.

L'extraction racinaire dans un modèle de culture

Resituer les mécanismes d'extraction racinaire dans le modèle SDICM a permis d'améliorer la caractérisation des échanges hydriques entre le sol et la plante.

L'extraction de l'eau par les racines génère des gradients de charge qui peuvent atténuer la discontinuité du sol susceptible de ralentir les transferts hydriques. Dans des contextes agropédoclimatiques similaires à celui de notre étude, ces gradients peuvent largement déterminer la distribution de l'eau dans le sol. Ainsi, en supposant un domaine de sol uniforme, nous avons pu reproduire fidèlement par la simulation les transferts de flux d'eau observés dans un sol stratifié.

Performances agronomiques du GGE

Comme déjà évoqué (cf. chapitre2), le dispositif expérimental du site d'études n'a pas été conçu pour analyser statistiquement (approche conventionnelle) les données et tirer des conclusions sur la performance des systèmes d'irrigation étudiés. Néanmoins, sous réserve d'homogénéité des propriétés physico-chimiques du sol (étude en cours), il a été supposé que les placettes de mesures remplissaient les conditions de répétition des essais au sein de chaque parcelle.

A l'échelle de la placette, le GGE permet de réduire le volume d'irrigation de 20 à 30% comparé à l'Asp. Pour des cumuls d'irrigation variant entre 220 et 260 mm, les rendements maïs grain ont été de 13-15 t ha⁻¹ sous GGE contre 9-13 t ha⁻¹ sous Asp. La productivité de l'eau d'irrigation a été plus élevée sous GGE comparée à l'Asp, en moyenne de 4.3 kg m⁻³ contre 3.8 kg m⁻³ sur les 4 années analysées.

Dans le contexte pédoclimatique du site d'études, i.e., sol limoneux profond à forte capacité de rétention et printemps pluvieux, l'espacement des gaines a eu un faible effet sur le rendement maïs grain. Un espacement important de 160 cm permet ainsi d'obtenir des rendements élevés même si on peut observer une hétérogénéité du développement végétatif des plantes, plus ou moins marquée selon les conditions pluviométriques, selon l'éloignement des rangs de cultures par rapport aux gaines d'irrigation. Afin de garantir une plus faible variabilité spatiale et temporelle (interannuelle) de la production, un espacement de 120 cm sera donc à privilégier.

Perspectives de recherche

La compensation

Nous avons montré dans cette thèse que le mécanisme de compensation racinaire est indépendant du stress hydrique de la plante. Nous estimons des recherches supplémentaires dans ce sens sont nécessaires afin d'explorer de nouvelles formes de fonctions empiriques.

Une modification de la forme des équations empiriques a été proposée dans le cadre de cette thèse. La nouvelle fonction est inspirée de deux études théoriques récentes sur l'extraction racinaire (Couvreur et al., 2012; Javaux et al., 2013). Elle dissocie la fonction de compensation racinaire de celle de la réduction de l'extraction :

$$S = T_p \beta(x, z) [\gamma(\psi) + \varphi(\psi)]$$

Une piste de recherche qui nous paraît porteuse est d'analyser quelle forme puisse avoir la nouvelle fonction φ . La nouvelle fonction φ doit remplir les conditions :

1. La distribution de l'extraction racinaire doit suivre la disponibilité de l'eau dans le sol avec une faible dépendance de la densité racinaire.
2. La nouvelle fonction doit respecter la conservation de la masse ($\gamma + \varphi < 1$).
3. Le processus d'exsudation racinaire peut également être représenté pour rendre possible que la variable φ prenne une valeur négative.

Suite de développement du modèle SDICM

Comme cela a été indiqué dans le texte, le nombre de modèle de culture adaptés au contexte de l'irrigation par GGE est limité dans la littérature.

La poursuite du développement du modèle SDICM afin de prendre en compte des sols hétérogènes, et l'intégration du processus de transfert de soluté représentent des pistes de recherches possibles.

Une autre piste de recherche pour les modèles de cultures sous GGE est la prise en compte d'impact des conditions microclimatiques spécifiques à cette technique :

De part son allocation souterraine de l'eau, le GGE n'humecte guère ou pas la surface du sol et cela en fait une technique potentiellement économe en eau. Par rapport à la technique d'irrigation par Aspersion, les conditions microclimatiques créées à l'échelle de la parcelle irriguée par GGE diffèrent considérablement de celles rencontrées dans la parcelle irriguée par aspersion. En activité annexe aux travaux de cette thèse, nous avons entrepris de mesurer la température du sol et des feuilles pendant une semaine, tous les jours entre 12h00 et 14h00, suite à une irrigation. Les conditions plus humides suite à l'irrigation par aspersion ont induit une chute de la température de l'air et des feuilles. La différence entre les températures des feuilles et du sol entre les parcelles irriguées par Asp et GGE ont ainsi atteint des maxima de 2.3 et 10.0 ° C, respectivement.

Une piste intéressante de recherche est de prendre en compte l'effet de telles conditions microclimatiques sur le fonctionnement des stomates et conséquemment sur la production de la biomasse sous GGE.

Expérimentations agronomiques

Expérimentations agronomiques

Les essais sur maïs irrigué par GGE ont permis de constater que cette technique d'irrigation permet d'obtenir des rendements plus élevés en cas d'apports d'eau déficitaires de l'ordre de 70-80% ETM, en particulier sous conditions de faibles pluviométries. En revanche, pour des apports d'irrigation à l'ETM, le potentiel de production par GGE n'a pas été exploré sur notre site d'étude. Il sera donc important de conduire des expérimentations agronomiques mettant en œuvre des niveaux d'irrigation variant considérablement (par exemple entre 50 et 100% de l'ETM) afin d'examiner et de comparer les performances des deux techniques du GGE et de l'aspersion pour maïs sous différents niveaux de stress hydriques.

Bibliographie

- Abou Kheira, A. A., February 2009. Comparison among different irrigation systems for deficit-irrigated corn in the Nile valley. *Agricultural Engineering International : the CIGR Ejournal* 11, –.
- Abuarab, M., Mostafa, E., Ibrahim, M., 2013. Effect of air injection under subsurface drip irrigation on yield and water use efficiency of corn in a sandy clay loam soil. *Journal of Advanced Research* 4 (6), 493 – 499.
- Adiku, S. G. K., Rose, C. W., Braddock, R. D., Ozier-Lafontaine, H., 2000. On the simulation of root water extraction : Examination of a minimum energy hypothesis. *Soil Science* 165 (3), 226 – 236.
- Albasha, R., Mailhol, J.-C., Cheviron, B., 2015. Compensatory uptake functions in empirical macroscopic root water uptake models – experimental and numerical analysis. *Agricultural Water Management* 155 (0), 22 – 39.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378377415000852>
- Albasha, R., THIESSON, J., BUVAT, S., LOPEZ, J.-M., CHEVIRON, B., GUERIN, R., 2014. Prospection géophysique dans le cadre d'une étude de la variabilité spatiale des rendements agricoles. In : 9^{ème} Colloque GEOFCAN 2014, Université Paris Sud, 13 - 14 Novembre 2014.
- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements. Paper 56, Food and Agricultural Organization of the United Nations.
URL <http://www.fao.org/docrep/X0490E/X0490E00.htm>
- Allison, B., Fechter, J., Leucht, A., Sivakumar, M., 1993. The use of the CERES-millet model for production strategy analysis in south west Niger. In : 15th Congress on Irrigation and Drainage. 2nd Workshop on Crop Water Models. Session III. The Hague, the Netherlands., p. 17.
- Annandale, J., Jovanovic, N., Campbell, G., Sautoy, N., Benadé, N., 2003. A two-dimensional water balance model for micro-irrigated hedgerow tree crops. *Irrigation Science* 22 (3-4), 157 – 170.

- Arbat, G., Puig-Bargués, J., Barragán, J., Bonany, J., de Cartagena, F. R., 2008. Monitoring soil water status for micro-irrigation management versus modelling approach. *Biosystems Engineering* 100 (2), 286 – 296.
- Arbat, G., Puig-Bargués, J., Duran-Ros, M., Barragán, J., de Cartagena, F. R., 2013a. Drip-irriwater : Computer software to simulate soil wetting patterns under surface drip irrigation. *Computers and Electronics in Agriculture* 98, 183 – 192.
- Arbat, G., Roselló, A., Olivé, F. D., Puig-Bargués, J., Llinàs, E. G., Duran-Ros, M., Pujol, J., de Cartagena, F. R., 2013b. Soil water and nitrate distribution under drip irrigated corn receiving pig slurry. *Agricultural Water Management* 120 (0), 11 – 22.
- Arbat, G. P., Lamm, F. R., Abou Kheira, A. A., 2010. Subsurface drip irrigation emitter spacing effects on soil water redistribution, corn yield, and water productivity. *Applied Engineering in Agriculture* 26 (3), 391 – 399.
- Aroca, R., Porcel, R., Manuel, R.-L. J., 2012. Regulation of root water uptake under abiotic stress conditions. *Journal of Experimental Botany* 63 (1), 43 – 57.
- Arora, V., Boer, G., 2003. A representation of variable root distribution in dynamic vegetation models. *Earth Interact.* 7, Paper No. 6, 1 – 19.
- Atkinson, A. C., Bailey, R. A., 2001. One hundred years of the design of experiments on and off the pages of *biometrika*. *Biometrika* 88 (1), 53 – 97.
URL <http://biomet.oxfordjournals.org/content/88/1/53.abstract>
- Ayars, J., Phene, C., Hutmacher, R., Davis, K., Schoneman, R., Vail, S., Mead, R., 1999. Subsurface drip irrigation of row crops : a review of 15 years of research at the water management research laboratory. *Agricultural Water Management* 42 (1), 1 – 27.
- Baluska, F., Mancuso, S., Volkmann, D., Barlow, P. W., 2009. The 'root-brain' hypothesis of charles and francis darwin : Revival after more than 125 years. *Plant Signaling and Behavior* 4 (12), 1121 – 1127.
- Belmans, C. J., Wesseling, J. G., Feddes, R. A., 1983. Simulation of the water balance of the cropped soil : Swatre. *Journal of hydrology* 63 (3-4), 271 – 286.
- Ben Nouna, B., Nader, K., Mastrorilli, M., 2000. Using the *ceres-maize* model in a semi-arid mediterranean environment. evaluation of model performance. *European Journal of Agronomy* 13 (4), 309 – 322.
- Beudez, N., Doussan, C., Lefeuvre-Mesgouez, G., Mesgouez, A., 2013. Influence of three root spatial arrangement on soil water flow and uptake. results from an explicit and an equivalent, upscaled, model. *Procedia Environmental Sciences* 19, 37 – 46, four Decades of Progress in Monitoring and Modeling of Processes in the Soil-Plant-Atmosphere System : Applications and Challenges.

- Boulal, H., GÃ³mez-Macpherson, H., Villalobos, F. J., 2012. Permanent bed planting in irrigated mediterranean conditions : Short-term effects on soil quality, crop yield and water use efficiency. *Field Crops Research* 130 (0), 120 – 127.
- Bouten, W., Heimovaara, T. J., Tiktak, A., 1992. Spatial patterns of throughfall and soil water dynamics in a douglas fir stand. *Water Resources Research* 28 (12), 3227 – 3233.
- Bozkurt, Y., Yazar, A., Gençel, B., Sezen, M. S., 2006. Optimum lateral spacing for drip - irrigated corn in the mediterranean region of turkey. *Agricultural Water Management* 85 (1-2), 113 – 120.
- Braud, I., Varado, N., Olioso, A., 2005. Comparison of root water uptake modules using either the surface energy balance or potential transpiration. *Journal of Hydrology* 301 (1-4), 267 – 286.
- Brooks, R. J., Corey, A. T., 1964. Hydraulic properties of porous media. Vol. 3. Colorado State University, Fort Collins.
- Bruckler, L., Lafolie, F., Doussan, C., Bussièeres, F., 2004. Modeling soil-root water transport with non-uniform water supply and heterogeneous root distribution. *Plant and Soil* 260 (1-2), 205 – 224.
- Caldwell, D. S., Spurgeon, W. E., Manges, H. L., 1994. Frequency of irrigation for subsurface drip-irrigated corn. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 37 (4), 1099 – 1103.
- Camp, C. R., 1998. Subsurface drip irrigation. *American Society of Agricultural Engineers* 41 (5), 1353 – 1367.
- Campbell, G. S., June 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science* 117 (6), 311 – 314.
- Campbell, G. S., 1985. *soil physics with basic*. Elsevier, Amsterdam.
- Casaroli, D., de Jong van Lier, Q., Neto, D. D., 2010. Validation of a root water uptake model to estimate transpiration constraints. *Agricultural Water Management* 97 (9), 1382 – 1388.
- Chahine, M., 1992. The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature* 359 (6394), 373 – 380, cited By (since 1996)219.
- Coelho, E. F., Or, D., 1996. A parametric model for two-dimensional water uptake intensity by corn roots under drip irrigation. *Soil Science Society of America Journal* 60 (4), 1039 – 1049.

- Coelho, E. F., Or, D., 1999. Root distribution and water uptake patterns of corn under surface and subsurface drip irrigation. *Plant and Soil* 206 (2), 123 – 136.
- Colaizzi, P. D., Schneider, A. D., R., E. S., A., H. T., 2004. Comparison of sdi, lepa, and spray irrigation performance for grain sorghum. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 47 (5), 1477–1492.
- Couto, A., Padín, A. R., Reinoso, B., 2013. Comparative yield and water use efficiency of two maize hybrids differing in maturity under solid set sprinkler and two different lateral spacing drip irrigation systems in león, spain. *Agricultural Water Management* 124, 77 – 84.
- Couvreur, V., Vanderborght, J., Javaux, M., 2012. A simple three-dimensional macroscopic root water uptake model based on the hydraulic architecture approach. *Hydrology and Earth System Sciences* 16 (8), 2957 – 2971.
- Cruziat, P., 1991. L'eau et les cultures. *Techniques Agricoles* 1165 (6), 1 – 26.
- Darwin, Charles (assisted by Darwin, F., 1880. *The Power of Movements in Plants*. John Murray, London.
URL <http://darwin-online.org.uk/>
- de Jong van Lier, Q., Dourado Neto, D., Metselaar, K., 2009a. Modeling of transpiration reduction in van genuchten-mualem type soils. *Water Resources Research* 45 (2), n/a–n/a.
- de Jong van Lier, Q., Metselaar, K., van Dam, J. C., 2006. Root water extraction and limiting soil hydraulic conditions estimated by numerical simulation. *Vadose Zone Journal* 5 (4), 1264 – 1277.
- de Jong van Lier, Q., van Dam, J., Metselaar, K., 2009b. Root water extraction under combined water and osmotic stress. *Soil Science Society of America Journal* 73 (3), 862 – 875.
- de Jong van Lier, Q., van Dam, J. C., Metselaar, K., de Jong, R., Duijnisveld, W. H. M., 2008. Macroscopic root water uptake distribution using a matric flux potential approach. *Vadose Zone Journal* 7 (3), 1065 – 1078.
- de Rosnay, P., Polcher, J., 1998. Modelling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a gcm. *Hydrology and Earth System Sciences* 2 (2-3), 239 – 255.
- de Willigen, P., van Dam, J. C., Javaux, M., Heinen, M., 2012. Root water uptake as simulated by three soil water flow models. *Vadose Zone Journal* 11 (3), –.
- de Willigen, P., van Noordwijk, M., 1987. *Roots, plant production and nutrient use efficiency*. Ph.D. thesis, Wageningen Agricultural University.

- de Wit, C., 1958. Transpiration and crop yields. Tech. Rep. 3, Institute of biological and chemical research on field crops and herbage, Wageningen University.
URL <http://edepot.wur.nl/186445>
- Di Paolo, E., Rinaldi, M., 2008. Yield response of corn to irrigation and nitrogen fertilization in a mediterranean environment. *Field Crops Research* 105 (3), 202 – 210.
- Dirksen, C., Kool, J., Koorevaar, P., van Genuchten, M., 1993. Water Flow and Solute Transport in Soils. Springer, Berlin, Ch. HYSWASOR : simulation model of hysteretic water and solute transport in the root zone, pp. 99 – 122.
- Dixon, H. H., 1914. Transpiration and the ascent of sap in plants. London, Macmillan and co., limited.
- Doussan, C., Pagès, L., Vercambre, G., 1998a. Modelling of the hydraulic architecture of root systems : An integrated approach to water absorption - model description. *Annals of Botany* 81 (2), 213 – 223.
- Doussan, C., Pierret, A., Garrigues, E., Pagès, L., 2006. Water uptake by plant roots : Ii - modelling of water transfer in the soil root-system with explicit account of flow within the root system - comparison with experiments. *Plant and Soil* 283 (1-2), 99 – 117.
- Doussan, C., Vercambre, G., Pagès, L., 1998b. Modelling of the hydraulic architecture of root systems : An integrated approach to water absorption—distribution of axial and radial conductances in maize. *Annals of Botany* 81 (2), 225 – 232.
- Draye, X., Kim, Y., Lobet, G., Javaux, M., 2010. Model-assisted integration of physiological and environmental constraints affecting the dynamic and spatial patterns of root water uptake from soils. *Journal of Experimental Botany* 61 (8), 2145–2155.
- Dunbabin, V., Postma, J., Schnepf, A., Pagès, L., Javaux, M., Wu, L., Leitner, D., Chen, Y., Rengel, Z., Diggle, A., 2013. Modelling root-soil interactions using three-dimensional models of root growth, architecture and function. *Plant and Soil* 372 (1-2), 93 – 124.
- El-Hendawy, S. E., Kotab, M. A., Al-Suhaibani, N. A., Schmidhalter, U., 2014. Optimal coupling combinations between the irrigation rate and glycinebetaine levels for improving yield and water use efficiency of drip-irrigated maize grown under arid conditions. *Agricultural Water Management* 140 (0), 69 – 78.
- Faria, L., Rocha, M., de Jong van Lier, Q., Casaroli, D., 2010. A split-pot experiment with sorghum to test a root water uptake partitioning model. *Plant and Soil* 331 (1-2), 299 – 311.

- Farré, I., Faci, J. M., 2006. Comparative response of maize (*zea mays* l.) and sorghum (*sorghum bicolor* l. moench) to deficit irrigation in a mediterranean environment. *Agricultural Water Management* 83 (1-2), 135 – 143.
- Feddes, R., Kowalik, P., Zaradny, H., 1978. Simulation of field water use and crop yield. Simulation Monograph Series. Pudoc, Wageningen, The Netherlands.
URL <http://edepot.wur.nl/168026>
- Feddes, R., Raats, P., 2004. Unsaturated Zone Modelling : Progress, Challenges and Applications. Vol. 6 of Wageningen UR Frontis Series. Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, Ch. Parameterizing the soil-water-plant-root system, pp. 95 – 141.
- Feddes, R. A., Hoff, H., Bruen, M., Dawson, T., de Rosnay, P., Dirmeyer, P., Jackson, R. B., Kabat, P., Kleidon, A., Lilly, A., Pitman, A. J., 2001. Modeling root water uptake in hydrological and climate models. *Bulletin of the American Meteorological Society* 82 (12), 2797 – 2809.
URL [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082<2797:MRWUIH>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<2797:MRWUIH>2.3.CO;2)
- Feddes, R. A., Koopmans, R. R., 1995. *Agrohydrology*. Department of Water Resources, Wageningen Agricultural University.
- Feddes, R. A., Kowalik, P., Kolinska-Malinka, K., Zaradny, H., 1976. Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependent root extraction function. *Journal of Hydrology* 31 (1-2), 13 – 26.
- Feng, L., Mailhol, J.-C., Rey, H., Griffon, S., Auclair, D., Reffye, P. D., 2014. Comparing an empirical crop model with a functional structural plant model to account for individual variability. *European Journal of Agronomy* 53 (0), 16 – 27.
- Gale, M. R., Grigal, D. F., 1987. Vertical root distributions of northern tree species in relation to successional status. *Canadian Journal of Forest Research* 17 (8), 829 – 834.
URL <http://dx.doi.org/10.1139/x87-131>
- García-Ruiza, J. M., López-Morenoa, J. I., Vicente-Serranoa, S. M., Lasanta-Martíneza, T., Begueríab, S., Apr. 2011. Mediterranean water resources in a global change scenario. *Earth-Science Reviews* 105 (3â€“4), 121 – 139.
- Gardner, W. R., 1960. Dynamic aspects of water availability to plants. *Soil Science* 89 (2), 63 – 73.
- Gerwitz, A., Page, E. R., 1974. An empirical mathematical model to describe plant root systems. *Journal of Applied Ecology* 11 (2), 773 – 781.
- Grabow, G. L., Huffman, R. L., Evans, R. O., 2011. Sdi dripline spacing effect on corn and soybean yield in a piedmont clay soil. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 137 (1), 27–36.

- Gradmann, H., 1928. Untersuchungen Über die wasserhältnisse des bodens als grundlage des pflanzenwachstums. i. Jahrb. wiss. Bot. 69, 1 – 100.
- Grassini, P., Yang, H., Irmak, S., Thorburn, J., Burr, C., Cassman, K. G., 2011. High-yield irrigated maize in the western u.s. corn belt : li. irrigation management and crop water productivity. *Field Crops Research* 120 (1), 133 – 141.
- Green, S. R., Clothier, B. E., 1995. Root water uptake by kiwifruit vines following partial wetting of the root zone. *Plant and Soil* 173 (2), 317 – 328.
- Guyot, G., 2013. Climatologie de l'environnement - De la plante aux écosystèmes. DUNOD.
- Hamdy, A., Lacirignola, C., 1999. Mediterranean Water Resources : Major Challenges Towards the 21st Century. IAM Editions, Bari, Italy.
- Hanks, J. R., 1983. Limitations to efficient water-use in crop production. ASA, Madison, Ch. Yields and water-use relationships : an overview., pp. 393 – 411.
- Heinen, M., 2001. Fussim2 : brief description of the simulation model and application to fertigation scenarios. *Agronomie* 21 (4), 285 – 296.
- Heinen, M., 2014. Compensation in root water uptake models combined with three-dimensional root length density distribution. *Vadose Zone Journal* 13 (2), –.
- Hodge, A., 2004. The plastic plant : root responses to heterogeneous supplies of nutrients. *New Phytologist* 162 (1), 9 – 24.
- Hodge, A., Berta, G., Doussan, C., Merchan, F., Crespi, M., 2009. Plant root growth, architecture and function. *Plant and Soil* 321 (1-2), 153 – 187.
- Homaee, M., 1999. Root water uptake under non-uniform transient salinity and water stress. Ph.D. thesis, Wageningen Agricultural University.
- Homaee, M., Feddes, R., Dirksen, C., 2002. Simulation of root water uptake : li. non-uniform transient water stress using different reduction functions. *Agricultural Water Management* 57 (2), 111 – 126.
- Hoogland, J. C., Feddes, R. A., Belmans, C. J., 1981. Root water uptake model depending on soil water pressure head and maximum extraction rate. *Acta Horticulturae (ISHS)* 119, 123 – 136.
- Hopkins, W. G., Rambour, S., Evrard, J.-M., June 2003. *Physiologie végétale*, 1st Edition.

- Hopmans, J. W., Bristow, K. L., 2002. Current capabilities and future needs of root water and nutrient uptake modeling. In : Sparks, D. L. (Ed.), *Advances in Agronomy*. Vol. 77 of *Advances in Agronomy*. Academic Press, pp. 103 – 183.
- Howell, T. A., 2001. Enhancing water use efficiency in irrigated agriculture. *Agronomy Journal* 93 (2), 281 – 289.
- Howell, T. A., Schneider, A. D., Evett, S. R., 1997. Subsurface and surface microirrigation of corn - southern high plains. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 40 (3), 635 – 641.
- Huber, K., Vanderborght, J., Javaux, M., Schröder, N., Dodd, I. C., Vereecken, H., 2014. Modelling the impact of heterogeneous rootzone water distribution on the regulation of transpiration by hormone transport and/or hydraulic pressures. *Plant and Soil* 384 (1-2), 93 – 112.
- Iglesias, A., Garrote, L., Flores, F., Moneo, M., 2007. Challenges to manage the risk of water scarcity and climate change in the mediterranean. *Water Resources Management* 21 (5), 775–788.
- Jackson, R., Canadell, J., Ehleringer, J., Mooney, H., Sala, O., Schulze, E., 1996. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia* 108 (3), 389 – 411.
- Jackson, R. B., Sperry, J. S., Dawson, T. E., 2000. Root water uptake and transport : using physiological processes in global predictions. *Trends in Plant Science* 5 (11), 482 – 488.
- Jarvis, N., 1989. A simple empirical model of root water uptake. *Journal of Hydrology* 107 (1-4), 57 – 72.
- Javaux, M., Couvreur, V., Vanderborght, J., Vereecken, H., 2013. Root water uptake : From three-dimensional biophysical processes to macroscopic modeling approaches. *Vadose Zone Journal* 12 (4), –.
- Javaux, M., Schröder, T., Vanderborght, J., Vereecken, H., 2008. Use of a three-dimensional detailed modeling approach for predicting root water uptake. *Vadose Zone Journal* 7 (3), 1079 – 1088.
- Johnson, D., Chaudhuri, U., Kanemasu, E., 1983. Statistical analysis of line-source sprinkler experiments and other nonrandomized experiments using multivariate methods. *Soil Sci. Soc. Am.* 47 (2), 309 – 312.
- Joly, D., Brossard, T., Cardot, H., Cavailhes, J., Hilal, M., Wavresky, P., June 2010. Les types de climats en france, une construction spatiale. *Cybergeog* : *European Journal of*

- Geography [on line] Document 501.
URL <http://cybergeo.revues.org/23155>
- Kandelous, M. M., Kamai, T., Vrugt, J. A., Simunek, J., Hanson, B., Hopmans, J. W., 2012. Evaluation of subsurface drip irrigation design and management parameters for alfalfa. *Agricultural Water Management* 109 (0), 81 – 93.
- Kandelous, M. M., Simunek, J., van Genuchten, M. T., Malek, K., 2011. Soil water content distributions between two emitters of a subsurface drip irrigation system. *Soil Science Society of America Journal* 75 (2), 488 – 497.
- Karaşahin, M., 2014. Effects of different irrigation methods and plant density on silage yield and yield components of pr 31y43 hybrid corn cultivar. *Turkish Journal of Agriculture and Forestry* 38 (2), 159 – 297.
- Karam, F., Breidy, J., Stephan, C., Roupheal, J., 2003. Evapotranspiration, yield and water use efficiency of drip irrigated corn in the bekaavalley of lebanon. *Agricultural Water Management* 63 (2), 125 – 137.
- Katerji, N., Mastrorilli, M., Rana, G., 2008. Water use efficiency of crops cultivated in the mediterranean region : Review and analysis. In : Pereira et al. (2002), pp. 493 – 507, 493 – 507.
- Khaledian, M., Mailhol, J.-C., Ruelle, P., Rosique, P., 2009. Adapting pilote model for water and yield management under direct seeding system : The case of corn and durum wheat in a mediterranean context. *Agricultural Water Management* 96 (5), 757 – 770.
- Kirkham, M. B., 2002. *Environmental Mechanics : Water, Mass and Energy Transfer in the Biosphere*. Vol. 129 of Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union, Ch. The Concept of the Soil-Plant-Atmosphere Continuum and Applications, pp. 327 – 335.
- Kramer, P., Boyer, J., 1995. *Water Relations of Plants and Soils*. Academic Press, San Diego, CA.
- Kuhlmann, A., Neuweiler, I., van der Zee, S. E. A. T. M., Helmig, R., 2012. Influence of soil structure and root water uptake strategy on unsaturated flow in heterogeneous media. *Water Resources Research* 48 (2), –.
- Lafolie, F., Guennelon, R., van Genuchten, M., 1989. Analysis of water flow under trickle irrigation : I. theory and numerical solution. *Soil Science Society of America Journal* 53 (5), 1310 – 1318.
- Lai, C.-T., Katul, G., 2000. The dynamic role of root-water uptake in coupling potential to actual transpiration. *Advances in Water Resources* 23 (4), 427 – 439.

BIBLIOGRAPHIE

- Lamm, F., Trooien, T., 2005. Drip line depth effects on corn production when crop establishment is nonlimiting. *Applied Engineering in Agriculture* 21 (5), 835 – 840.
- Lamm, F., Trooien, T. P., 2003. Subsurface drip irrigation for corn production : a review of 10 years of research in kansas. *Irrigation Science* 22 (3-4), 195 – 200.
- Lamm, F. R., Bordovsky, J. P., Schwankl, L. J., Grabow, G. L., Enciso-Medina, J., Peters, R. T., Colaizzi, P. D., Trooien, T. P., Porter, D. O., 2012. Subsurface drip irrigation : Status of the technology in 2010. *Transactions of the ASABE* 55 (2), 483 – 491.
- Lamm, F. R., Rogers, D. H., Alam, M., O'Brien, D. M., Trooien, T. P., Feb 22-23 2011. Twenty-two years of sdi research in kansas. In : *Proceedings of the 23rd Annual Central Plains Irrigation Conference*. Central Plains Irrigation Association, Burlington, Colorado.
- Lamm, F. R., Stone, L. R., Manges, H. L., O'Brien, D. M., 1997. Optimum lateral spacing for subsurface drip-irrigated corn. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 40 (4), 1021 – 1027.
- Leib, B., Caspari, H., Redulla, C., Andrews, P., Jabro, J., 2006. Partial rootzone drying and deficit irrigation of 'fuji' apples in a semi-arid climate. *Irrigation Science* 24 (2), 85 – 99.
- Lerbourg, J., Novembre 2012. Des surfaces irrigables en baisse à partir de 2000.
URL <http://agreste.agriculture.gouv.fr/IMG/pdf/primeur292.pdf>
- Li, K. Y., Boisvert, J. B., Jong, R. D., 1999. An exponential root-water-uptake model. *Canadian Journal of Soil Science* 79 (2), 333 – 343.
URL <http://dx.doi.org/10.4141/S98-032>
- Li, K. Y., De Jong, R., Boisvert, J. B., 2001. An exponential root-water-uptake model with water stress compensation. *Journal of Hydrology* 252 (1-4), 189 – 204.
- Li, Y., Wallach, R., Cohen, Y., 2002. The role of soil hydraulic conductivity on the spatial and temporal variation of root water uptake in drip-irrigated corn. *Plant and Soil* 243 (2), 131 – 142.
URL <http://dx.doi.org/10.1023/A%3A1019911908635>
- Logsdon, S., Allmaras, R., 1991. Maize and soybean root clustering as indicated by root mapping. *Plant and Soil* 131 (2), 169 – 176.
- Lubana, P. P. S., Narda, N., 2001. Sw-soil and water : Modelling soil water dynamics under trickle emitters - a review. *Journal of Agricultural Engineering Research* 78 (3), 217 – 232.

- Lv, G., Kang, Y., Li, L., Wan, S., 2010. Effect of irrigation methods on root development and profile soil water uptake in winter wheat. *Irrigation Science* 28 (5), 387 – 398.
- Mailhol, J.-C., Olufayo, A. A., Ruelle, P., 1997. Sorghum and sunflower evapotranspiration and yield from simulated leaf area index. *Agricultural Water Management* 35 (1-2), 167 – 182.
- Mailhol, J.-C., Ruelle, P., Walser, S., Schütze, N., Dejean, C., 2011. Analysis of aet and yield predictions under surface and buried drip irrigation systems using the crop model pilote and hydrus-2d. *Agricultural Water Management* 98 (6), 1033 – 1044.
- Mailhol, J.-C., Zaïri, A., Slatni, A., Nouma, B. B., Amani, H. E., 2004. Analysis of irrigation systems and irrigation strategies for durum wheat in tunisia. *Agricultural Water Management* 70 (1), 19 – 37.
- Mansouri-Far, C., Sanavy, S. A. M. M., Saberli, S. F., 2010. Maize yield response to deficit irrigation during low-sensitive growth stages and nitrogen rate under semi-arid climatic conditions. *Agricultural Water Management* 97 (1), 12 – 22.
- Mathéron, G., 1962. *Traité de géostatistique appliqué*. Vol. 14. Editions Technip.
- Metselaar, K., de Jong van Lier, Q., 2007. The shape of the transpiration reduction function under plant water stress. *Vadose Zone Journal* 6 (1), 124 – 139.
- Milano, M., Ruelland, D., Fernandez, S., Dezetter, A., Fabre, J., Servat, E., Fritsch, J.-M., Ardoin-Bardin, S., Thivet, G., Apr. 2013. Current state of mediterranean water resources and future trends under climatic and anthropogenic changes. In : García-Ruiza et al. (2011), pp. 498 – 518, 498 – 518.
- Mmolawa, K., Or, D., 2000. Root zone solute dynamics under drip irrigation : A review. *Plant and Soil* 222 (1-2), 163 – 190.
- Molden, D., Oweis, T., 2007. *Water for Food, Water for Life : A Comprehensive Assessment of Water Management in Agriculture*. International Water Management Institute, Earthscan and Colombo, London, Ch. Pathways for increasing water productivity, pp. 279 – 310.
- Molz, F. J., 1981. Models of water transport in the soil-plant system : a review. *Water Resources Research* 17 (5), 1245 – 1260.
- Molz, F. J., Remson, I., 1970. Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. *Water Resources Research* 6 (5), 1346 – 1356.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* 12 (3), 513 – 522.

- Mubarak, I., 2009. Caractérisation des paramètres hydrodynamiques du sol sous irrigation localisée - analyse de leur évolution spatio-temporelle : application à la modélisation. Ph.D. thesis, Ecole Doctorale : Terre, Univers, Environnement, INP Grenoble.
- Mubarak, I., Mailhol, J.-C., Angulo-Jaramillo, R., Bouarfa, S., Ruelle, P., 2009a. Effect of temporal variability in soil hydraulic properties on simulated water transfer under high-frequency drip irrigation. *Agricultural Water Management* 96 (11), 1547 – 1559.
- Mubarak, I., Mailhol, J.-C., Angulo-Jaramillo, R., Ruelle, P., Boivin, P., Khaledian, M., 2009b. Temporal variability in soil hydraulic properties under drip irrigation. *Geoderma* 150 (1-2), 158 – 165.
- Musters, P., Bouten, W., 2000. A method for identifying optimum strategies of measuring soil water contents for calibrating a root water uptake model. *Journal of Hydrology* 227 (1-4), 273 – 286.
- Novák, V., 1981. The structure of evapotranspiration (in slovak) i. and ii. *Vodohosp* 29, 476 – 492 and 581 – 582.
- Novák, V., 1994. Water uptake of maize roots under conditions of non-limiting soil water content. *Soil Technology* 7 (1), 37 – 45.
- Ojha, C. S. P., Rai, A. K., 1996. Nonlinear root-water uptake model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 122 (4), 198 – 202.
- Oki, T., Kanae, S., 2006. Global hydrological cycles and world water resources. *Science* 313 (5790), 1068 – 1072.
- Oster, J., Letey, J., Vaughan, P., Wu, L., Qadir, M., 2012. Comparison of transient state models that include salinity and matric stress effects on plant yield. *Agricultural Water Management* 103 (5), 167 – 175.
- Pagès, L., Vercambre, G., Drouet, J.-L., Lecompte, F., Collet, C., Le Bot, J., 2004. Root typ : a generic model to depict and analyse the root system architecture. *Plant and Soil* 258 (1), 103 – 119.
- Pang, X. P., Letey, J., 1998. Development and evaluation of enviro-gro, an integrated water, salinity, and nitrogen model. *Soil Science Society of America Journal* 62 (5), 1418 – 1427.
- Patel, N., Rajput, T., 2008. Dynamics and modeling of soil water under subsurface drip irrigated onion. *Agricultural Water Management* 95 (12), 1335 – 1349.
- Payero, J. O., Tarkalson, D. D., Irmak, S., Davison, D., Petersen, J. L., 2008. Effect of irrigation amounts applied with subsurface drip irrigation on corn evapotranspiration, yield, water use efficiency, and dry matter production in a semiarid climate. *Agricultural Water Management* 95 (8), 895 – 908.

-
- Penman, H. L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences 193 (1032), 120 – 145.
URL <http://rspa.royalsocietypublishing.org/content/193/1032/120.abstract>
- Pereira, L. S., Cordery, I., Iacovides, I., 2012. Improved indicators of water use performance and productivity for sustainable water conservation and saving. Agricultural Water Management 108, 39 – 51.
- Pereira, L. S., Oweis, T., Zairi, A., 2002. Irrigation management under water scarcity. Agricultural Water Management 57 (3), 175 – 206.
- Phene, C. J., Davis, K. R., Hutmacher, R. B., Bar-Yosef, B., Meek, D. W., Misaki, J., 1991. Effect of high frequency surface and subsurface drip irrigation on root distribution of sweet corn. Irrigation Science 12 (3), 135 – 140.
- Philip, J., 1957. The physical principles of soil water movement during the irrigation cycle. In : International Commission on Irrigation and Drainage, Third Congress, Algiers, R. 7, Question 8, 8.125 - 8.154.
- Prasad, R., 1988. A linear root water uptake model. Journal of Hydrology 99 (3-4), 297 – 306.
- Raats, P., 2001. Developments in soil water-physics since the mid 1960s. Geoderma 100 (3-4), 355 – 387.
- Raats, P., 2007. Uptake of water from soils by plant roots. Transport in Porous Media 68 (1), 5 – 28.
- Raats, P. A. C., 1970. Steady infiltration from line sources and furrows. Soil Science Society of America Journal 34 (5), 709 – 714.
- Raats, P. A. C., 1974. Steady flows of water and salt in uniform soil profiles with plant roots. Soil Science Society of America Journal 38 (5), 717 – 722.
- Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., Saxton, K. E., 1982. Estimation of soil water properties. Transactions of the ASAE 25 (5), 1316 – 1320.
- Redinger, G. J., Campbell, G. S. and Saxton, K. E., Papendick, R. I., 1984. Infiltration rate of slot mulches : Measurement and numerical simulation. Soil Science Society of America Journal 48 (5), 982 – 986.
- Richards, L. A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics 1 (5), 318 – 333.

- Ritchie, J. T., 1972. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resources Research* 8 (5), 1204 – 1213.
- Ross, P. J., Bristow, K. L., 1990. Simulating water movement in layered and gradational soils using the kirchhoff transform. *Soil Science Society of America Journal* 54 (6), 1519 – 1524.
- Ruelle, P., 1995. Variabilité spatiale à l'échelle de parcelles de cultures : étude expérimentale et modélisation des bilans hydriques et des rendements. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier-Grenoble I.
- Sadras, V., Milroy, S., 1996. Soil-water thresholds for the responses of leaf expansion and gas exchange : A review. *Field Crops Research* 47 (2-3), 253 – 266.
- Schenk, H. J., Jackson, R. B., aug 2002. The global biogeography of roots. *Ecological Monographs* 72 (3), 311 – 328.
- Schneider, C. L., Attinger, S., Delfs, J.-O., Hildebrandt, A., 2010. Implementing small scale processes at the soil-plant interface - the role of root architectures for calculating root water uptake profiles. *Hydrology and Earth System Sciences* 14 (2), 279 – 289.
- Schurr, U., Gollan, T., Schulze, E.-D., 1992. Stomatal response to drying soil in relation to changes in the xylem sap composition of *helianthus annuus*. ii. stomatal sensitivity to abscisic acid imported from the xylem sap. *Plant, Cell and Environment* 15 (5), 561 – 567.
- Shouse, P. J., Ayars, J. E., Simunek, J., 2011. Simulating root water uptake from a shallow saline groundwater resource. *Agricultural Water Management* 98 (5), 784 – 790.
- Simonneau, T., Habib, R., 1994. Water uptake regulation in peach trees with split-root systems. *Plant, Cell and Environment* 17 (4), 379 – 388.
- Simunek, J., Hopmans, J. W., 2009. Modeling compensated root water and nutrient uptake. *Ecological Modelling* 220 (4), 505 – 521.
- Simunek, J. J., van Genuchten, M. T., Sejna, M., 2008. Development and applications of the *hydrus* and *stanmod* software packages and related codes. *Vadose Zone Journal* 7 (2), 587 – 600.
- Skaggs, T. H., Trout, T. J., Simunek, J., Shouse, P. J., 2004. Comparison of *hydrus-2d* simulations of drip irrigation with experimental observations. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 130 (4), 304 – 310.

- Skaggs, T. H., van Genuchten, M. T., Shouse, P. J., Poss, J. A., 2006. Macroscopic approaches to root water uptake as a function of water and salinity stress. *Agricultural Water Management* 86 (1-2), 140 – 149.
- Steduto, P., Albrizio, R., 2005. Resource use efficiency of field-grown sunflower, sorghum, wheat and chickpea : Ii. water use efficiency and comparison with radiation use efficiency. *Agricultural and Forest Meteorology* 130 (3-4), 269 – 281.
- Steduto, P., Hsiao, T. C., Fereres, E., 2007. On the conservative behavior of biomass water productivity. In : Pereira et al. (2012), pp. 189 – 207, 189 – 207.
- Stedule, E., 2000. Water uptake by roots : effects of water deficit. *Journal of Experimental Botany* 51 (350), 1531 – 1542.
- Stedule, E., Peterson, C. A., 1998. How does water get through roots? *Journal of Experimental Botany* 49 (322), 775 – 788.
- Subbaiah, R., 2011. A review of models for predicting soil water dynamics during trickle irrigation. *Irrigation Science* 31 (3), 225 – 258.
- Tardieu, F., Manichon, H., 1986. Caractérisation en tant que capteur d'eau de l'enracinement du maïs en parcelle cultivée. ii. - une méthode d'étude de la répartition verticale et horizontale des racines. *Agronomie* 6 (5), 415 – 425.
- Taylor, H., Klepper, B., 1979. The role of rooting characteristics in the supply of water to plants. Vol. 30 of *Advances in Agronomy*. Academic Press, pp. 99 – 128.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S006521130860704X>
- van Dam, J. C., Groenendijk, P., Hendriks, R. F., Kroes, J. G., 2008. Advances of modeling water flow in variably saturated soils with swap. *Vadose Zone Journal* 7 (2), 640 – 653.
- van den Honert, T. H., 1948. Water transport in plants as a catenary process. *Discussions of the Faraday Society* 3, 146 – 153.
- van der Kooij, S., Zwarteveen, M., Boesveld, H., Kuper, M., 2013. The efficiency of drip irrigation unpacked. *Agricultural Water Management* 123, 103 – 110.
URL <http://dx.doi.org/10.1007/s00271-007-0060-5>
- van Donk, S. J., Petersen, J., Davison, D., 2013. Effect of amount and timing of subsurface drip irrigation on corn yield. *Irrigation Science* 31 (4), 599–609.
- van Es, H., Gomes, C., Sellmann, M., van Es, C., 2007. Spatially-balanced complete block designs for field experiments. *Geoderma* 140 (4), 346 – 352, *pedometrics* 2005.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706107001140>

- van Genuchten, M. T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44 (5), 892 – 898.
- van Genuchten, M. T., 1987. A numerical model for water and solute movement in and below the root zone. Tech. Rep. 121, U.S. Salinity laboratory, USDA, ARS, Riverside, California. Research report no. 121.
- van Wijk, M. T., Bouten, W., 2001. Towards understanding tree root profiles : simulating hydrologically optimal strategies for root distribution. *Hydrology and Earth System Sciences* 5 (4), 629 – 644.
- Vandoorne, B., Beff, L., Lutts, S., Javaux, M., 2012. Root water uptake dynamics of *cichorium intybus* var. *sativum* under water-limited conditions. *Vadose Zone Journal* 11 (3), –.
- Venot, J.-P., Zwarteveen, M., Kuper, M., Boesveld, H., Bossenbroek, L., Kooij, S. V. D., Wanvoeke, J., Benouniche, M., Errahj, M., Fraiture, C. D., Verma, S., 2014. Beyond the promises of technology : A review of the discourses and actors who make drip irrigation. *Irrigation and Drainage* 63 (2), 186 – 194.
- Vercambre, G., 1998. Modélisation de l'extraction de l'eau par une architecture racinaire en condition de disponibilité hydrique non uniforme : étude sur pêchers en verger. Ph.D. thesis, INA P-G.
- Vrugt, J. A., Hopmans, J. W., Simunek, J., 2001a. Calibration of a two dimensional root water uptake model. *Soil Science Society of America Journal* 65 (4), 1027 – 1037.
- Vrugt, J. A., van Wijk, M. T., Hopmans, J. W., Simunek, J., 2001b. One-, two-, and three-dimensional root water uptake functions for transient modeling. *Water Resources Research* 37 (10), 2457 – 2470.
- Wang, J., Huang, G., Zhan, H., Mohanty, B. P., Zheng, J., Huang, Q., Xu, X., 2014. Evaluation of soil water dynamics and crop yield under furrow irrigation with a two-dimensional flow and crop growth coupled model. *Agricultural Water Management* 141 (0), 10 – 22.
- Warrick, A. W., Or, D., 2007. 2. soil water concepts. In : Freddie R. Lamm, J. E. A., Nakayama, F. S. (Eds.), *Microirrigation for Crop Production Design, Operation, and Management*. Vol. 13 of *Developments in Agricultural Engineering*. Elsevier, pp. 27 – 59.
- Whisler, F. D., Klute, A., Millington, R. J., 1968. Analysis of steady-state evapotranspiration from a soil column. *Soil Science Society of America Journal* 32 (2), 167 – 174.

- Wöhling, T., Mailhol, J.-C., 2007. Physically based coupled model for simulating 1d surface-2d subsurface flow and plant water uptake in irrigation furrows. ii : Model test and evaluation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 133 (6), 548 – 558.
- Wöhling, T., Schmitz, G., 2007. Physically based coupled model for simulating 1d surface-2d subsurface flow and plant water uptake in irrigation furrows. i : Model development. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 133 (6), 538 – 547.
- Wu, J., Zhang, R., Gui, S. ., 1999. Modeling soil water movement with water uptake by roots. *Plant and Soil* 215 (1), 7 – 17.
- Yang, S., Tyree, M. T., 1994. Hydraulic architecture of acer saccharum and a. rubrum : comparison of branches to whole trees and the contribution of leaves to hydraulic resistance. *Journal of Experimental Botany* 45 (2), 179 – 186.
- Yang, S. J., de Jong, E., 1972. Effect of aerial environment and soil water potential on the transpiration and energy status of water in wheat plants. *Agronomy Journal* 61 (1), 571 – 578.
- Yazar, A., Sezen, S. M., Gencel, B., 2002. Drip irrigation of corn in the southeast anatolia project (gap) area in turkey. *Irrigation and Drainage* 51 (4), 293 – 300.
- Zavattaro, L., Monaco, S., Sacco, D., Grignani, C., 2012. Options to reduce n loss from maize in intensive cropping systems in northern italy. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 147, 24 – 35.
- Zeng, X., 2001. Global vegetation root distribution for land modeling. *Journal of Hydrometeorology* 2 (5), 525 – 530.
- Zhang, J., Elliott, R. L., Ketring, D. L., 1993. Root distribution models applied to peanuts. *Transactions of the ASABE* 36 (3), 727 – 734.
- Zuo, Q., Jie, F., Zhang, R., Meng, L., 2004. A generalized function of wheat's root length density distributions. *Vadose Zone Journal* 3 (1), 271 – 277.
- Zwart, S. J., Bastiaanssen, W. G., 2004. Review of measured crop water productivity values for irrigated wheat, rice, cotton and maize. *Agricultural Water Management* 69 (2), 115 – 133.

Annexes

Annexe A

Exemples de fonctions de la distribution spatiale de l'extraction racinaire potentielle

Exemples de fonctions de la distribution spatiale de l'extraction racinaire potentielle

Exemples de fonctions de la distribution spatiale de l'extraction racinaire potentielle
Dans le cadre de l'annexe A :

- les termes x_r , y_r et z_r désignent les extensions latérales maximales du système racinaire, respectivement dans les directions horizontale perpendiculaire, horizontal parallèle et vertical perpendiculaire au rang de la culture considéré ;
- les paramètres empiriques adimensionnels sont désignés par la lettre **C**, tandis que les paramètres dimensionnels sont désignés par la lettre **R** et leurs unités seront indiqués dans chaque cas ;
- chaque paramètre est suivi d'un indice composé des parafes du premier auteur et d'un numéro indiquant leur ordre dans chaque équation ;
- les fonctions β ayant des unités (souvent en L^{-1}) seront désignées par l'indice **L**.

Vrugt et al. (2001b)

$$\beta(x, z) = \left(1 - \frac{x}{X_r}\right) \left(1 - \frac{z}{Z_r}\right) e^{-\left[\frac{C_{vG1}}{X_r} |R_{vG1} - x| + \frac{C_{vG2}}{Z_r} |R_{vG2} - z|\right]} \quad (\text{A.0.1})$$

où R_{vG1} et R_{vG2} représentent respectivement les coordonnées (x,z) auxquelles l'extraction est maximale.

Prasad (1988)

$$\beta_L(x, z) = \frac{2}{Z_r} \left(1 - \frac{z}{Z_r}\right) \quad (\text{A.0.2})$$

Wu et al. (1999)

$$\beta(z) = \frac{C_{W1} + C_{W2}z + C_{W3}z^2 + C_{W4}z^3}{Z_r} \quad (\text{A.0.3})$$

Ojha and Rai (1996)

$$\beta_L(z) = \frac{C_{O1} + 1}{Z_r} \left(1 - \frac{z}{Z_r}\right)^{C_{O1}} \quad (\text{A.0.4})$$

Li et al. (1999)

$$\beta(z) = \frac{\ln \left[\frac{1 + \exp(-R_{Li1}z_i)}{1 + \exp(-R_{Li1}z_{i+1})} \right] + 0.5 [\exp(-R_{Li1}z_i) - \exp(-R_{Li1}z_{i+1})]}{\ln \left[\frac{2}{1 + \exp(-R_{Li1}Z_r)} \right] + 0.5 [1 - \exp(-R_{Li1}Z_r)]} \quad (\text{A.0.5})$$

où z_i et z_{i+1} [L] désignent respectivement deux profondeurs consécutives, et le paramètre R_{Li1} est en [L⁻¹].

Hoogland et al. (1981)

$$\beta_L(z) = \frac{2}{Z_r} \left(1 - \frac{z}{Z_r}\right) \quad (\text{A.0.6})$$

Lv et al. (2010)

$$\beta_L(z) = C_{Lv1} e^{-C_{Lv2}z} \quad (\text{A.0.7})$$

Zuo et al. (2004)

$$\beta(z) = C_{Z1} \left(1 - \frac{z}{Z_r}\right)^{C_{Z2}} e^{C_{Z3}(z/Z_r)^{C_{Z4}}} \quad (\text{A.0.8})$$

Phene et al. (1991)

Pour le goutte-à-goutte de surface :

$$\beta_L(z) = C_{Ph1} e^{-C_{Ph2}z} \quad (\text{A.0.9})$$

Pour le goutte-à-goutte enterré :

$$\beta_L(z) = C_{Ph1} \left[\frac{C_{Ph2}}{\sqrt{2\pi}z} e^{-(C_{Ph2} + \log z)^2} \right]^{C_{Ph3}} \quad (\text{A.0.10})$$

Raats (1970)

$$\beta_L(z) = \frac{1}{R_{R1}} e^{(-z/R_{R1})} \quad (\text{A.0.11})$$

où R_{R1} [L] est la profondeur au-dessus de laquelle 63% de l'eau de la transpiration est extraite.

Molz and Remson (1970)

$$\beta_L(z) = \frac{1.8}{Z_r} - 1.6 \frac{z}{Z_r} \quad (\text{A.0.12})$$

Braud et al. (2005)

$$\beta_L(z) = R_{B1} z \frac{e^{(-C_{B1}z)} (1.5 + 0.5 e^{(-C_{B1}z)})}{1 + e^{(-C_{B1}z)}} \quad (\text{A.0.13})$$

où R_{B1} [L^{-1}] est la densité racinaire à la surface du sol.
Musters and Bouten (2000)

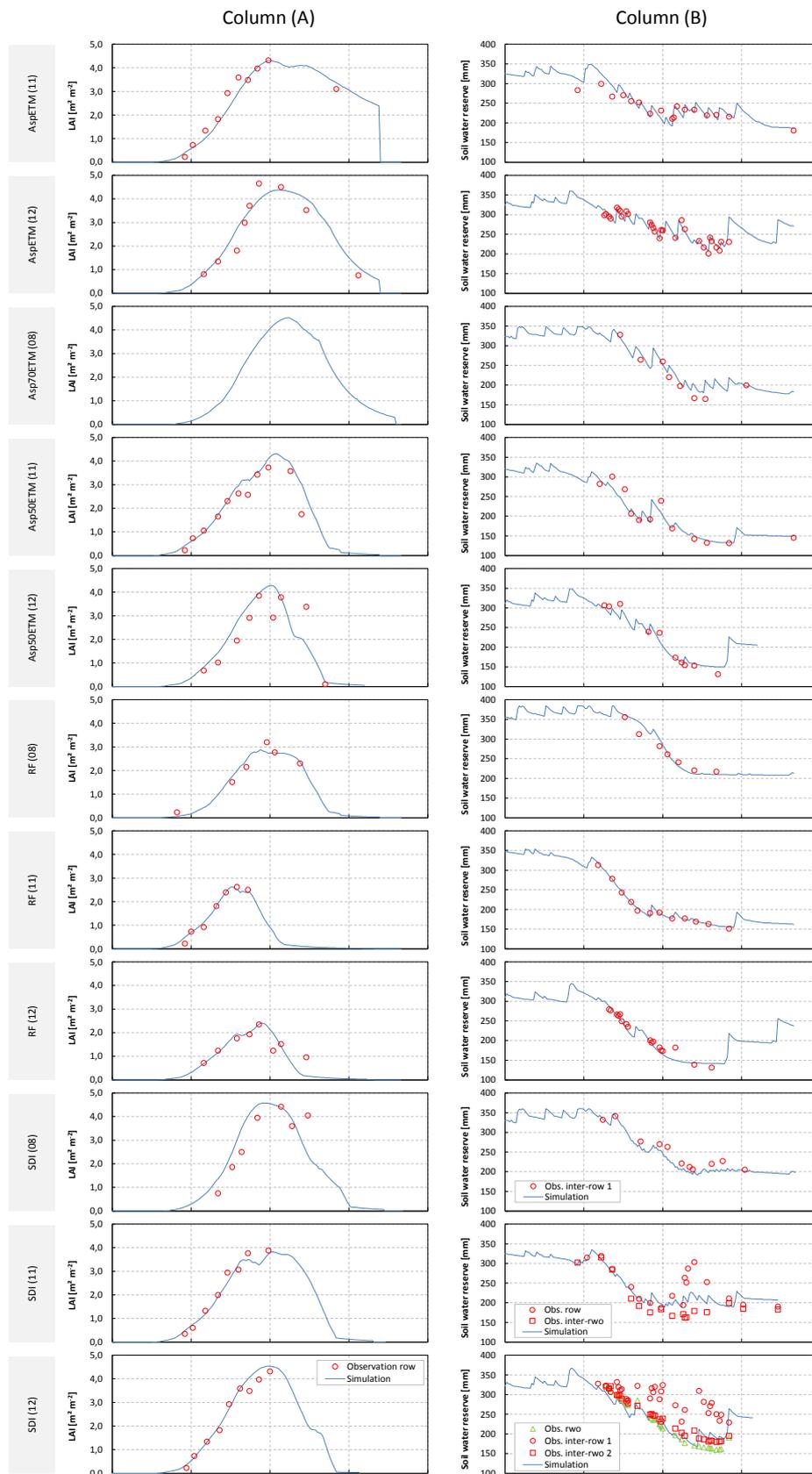
$$\beta_L(z) = R_{M1} \exp\left(\frac{-(z - C_{M1})^2}{C_{M2}}\right) \quad (\text{A.0.14})$$

où R_{M1} [$L L^{-3}$] est la densité racinaire à la surface du sol et le paramètres C_{M1} et C_{M2} sont donnés en [L] et [L^2], respectivement.
de Rosnay and Polcher (1998)

$$\beta_L(z) = e^{(-C_{dR1}z)} \quad (\text{A.0.15})$$

Annexe B

Annexes au chapitre 3



160
 FIGURE B.1 – The simulated Leaf Area Index LAI (column A) and soil water reserve (column B) using the crop model Pilote (Mailhol et al., 1997, 2011). Measurements of LAI were not available for Asp70ETM (08) treatment.

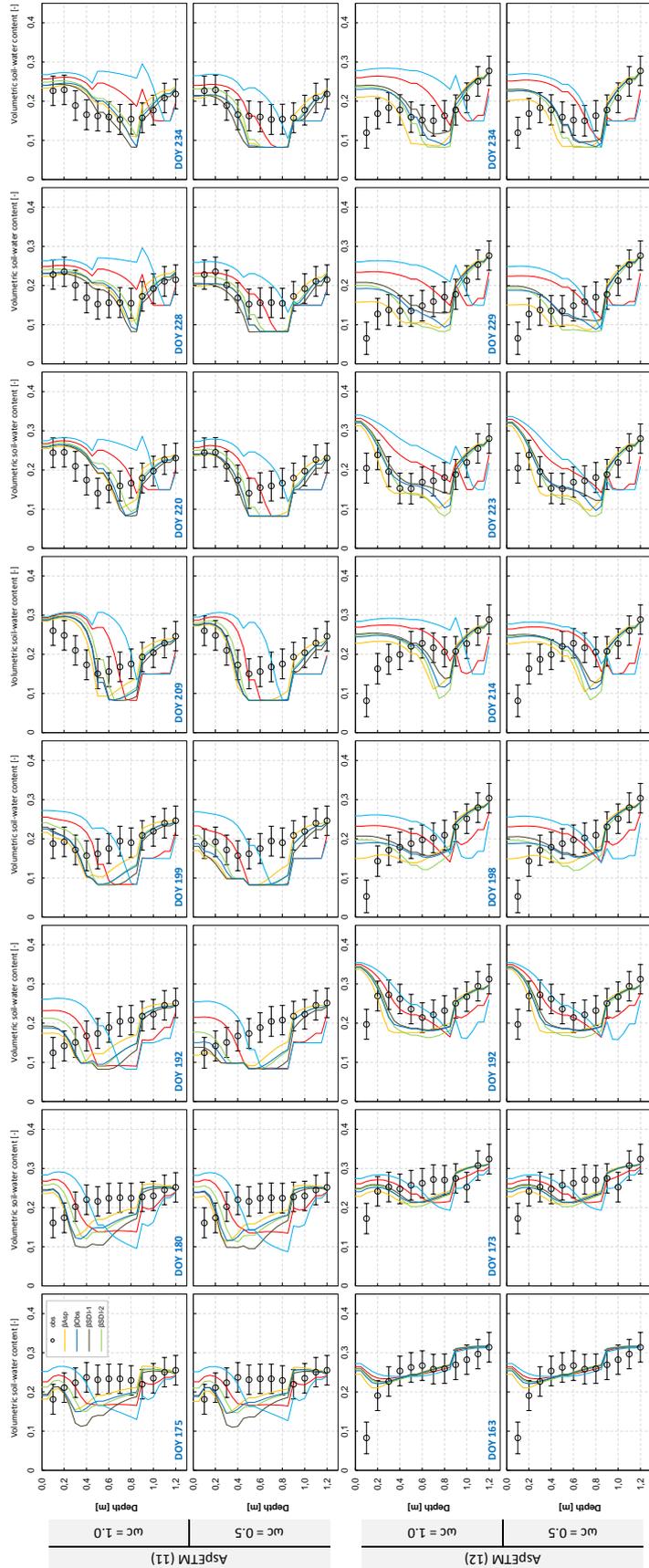


FIGURE B.2 – Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , under the crop row, for the fully-irrigated sprinkler treatments, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.

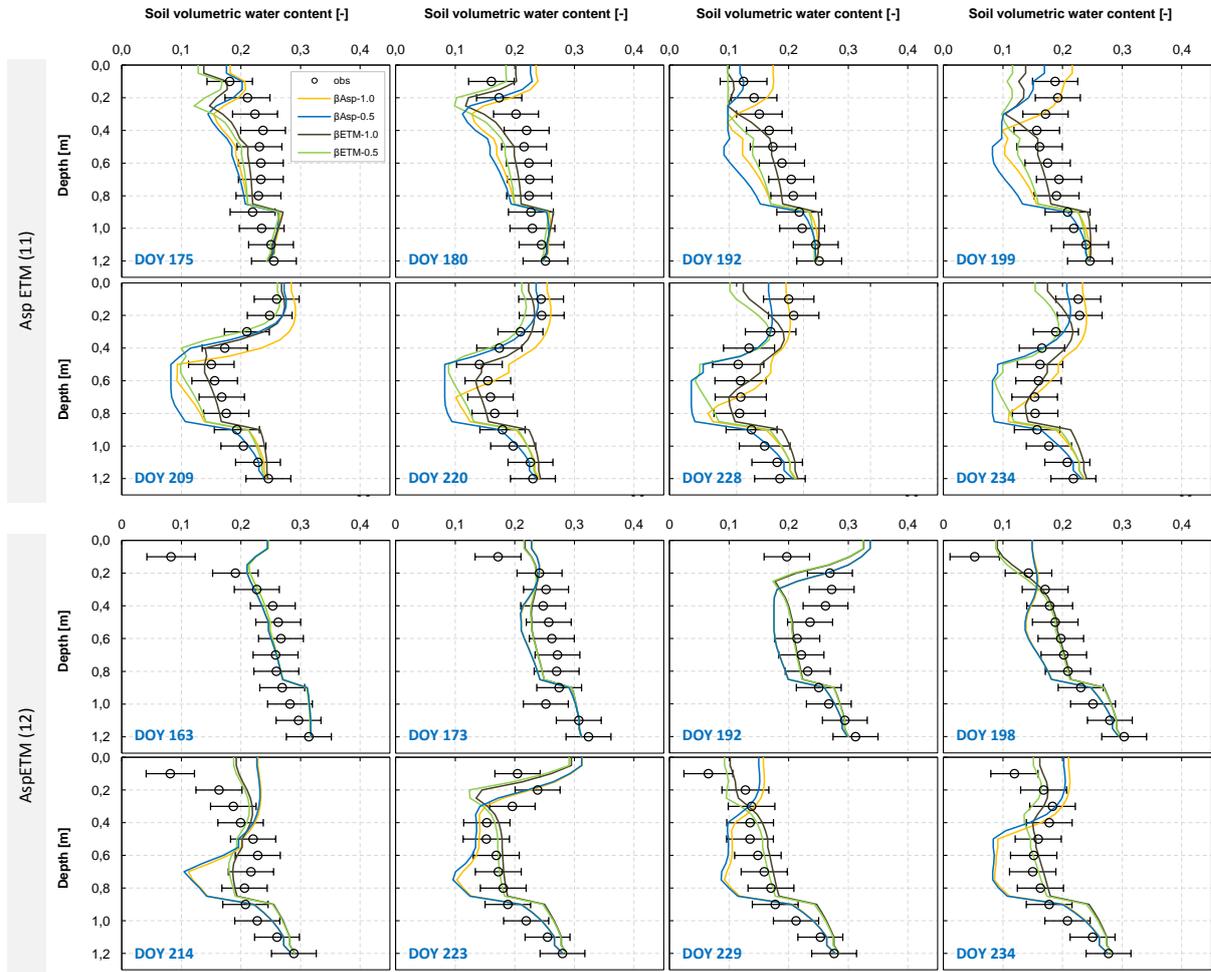


FIGURE B.3 – Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , under the crop row, for the fully-irrigated sprinkler treatments. The simulations were conducted using β_{Asp} and β_{ETM} profiles, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.

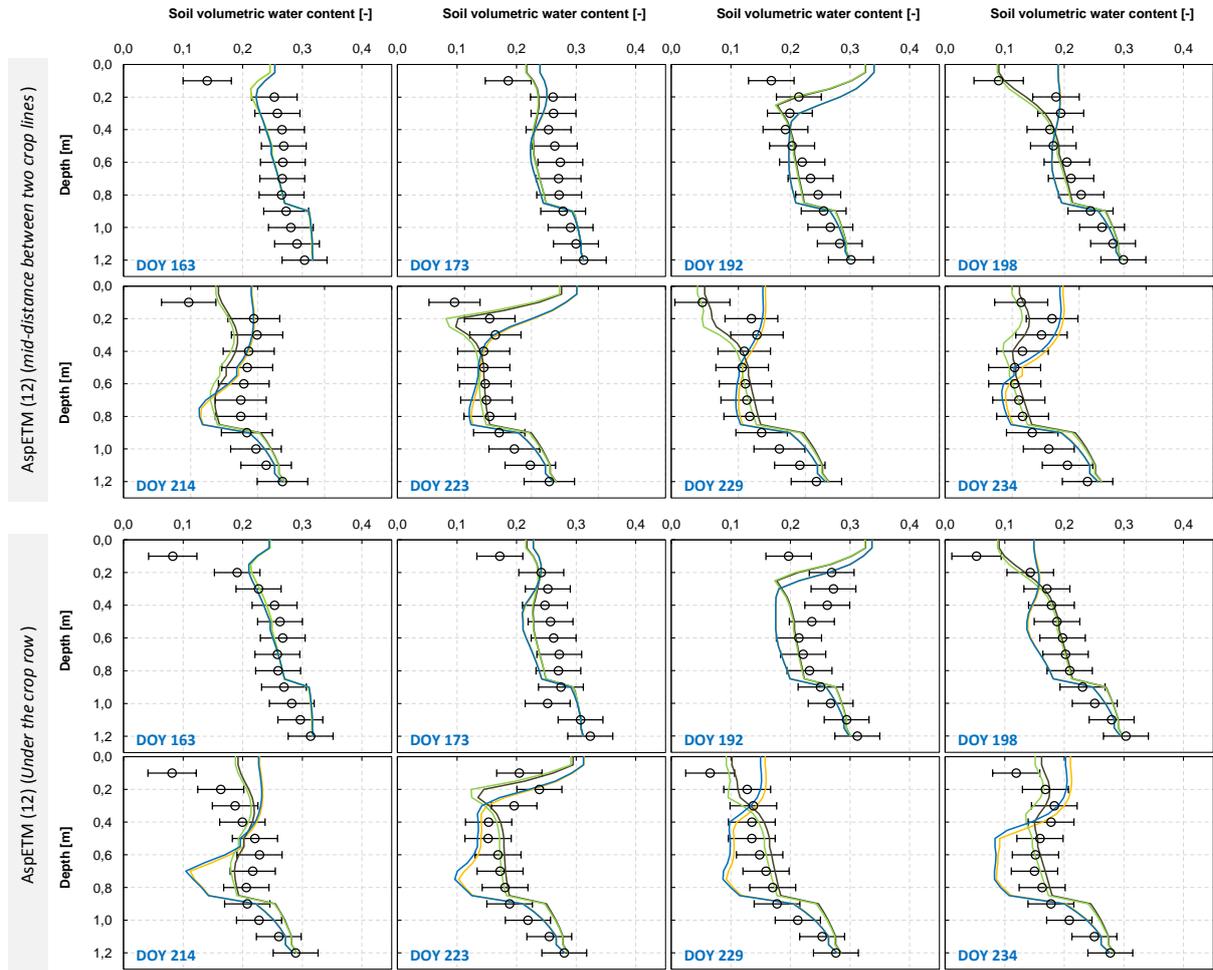
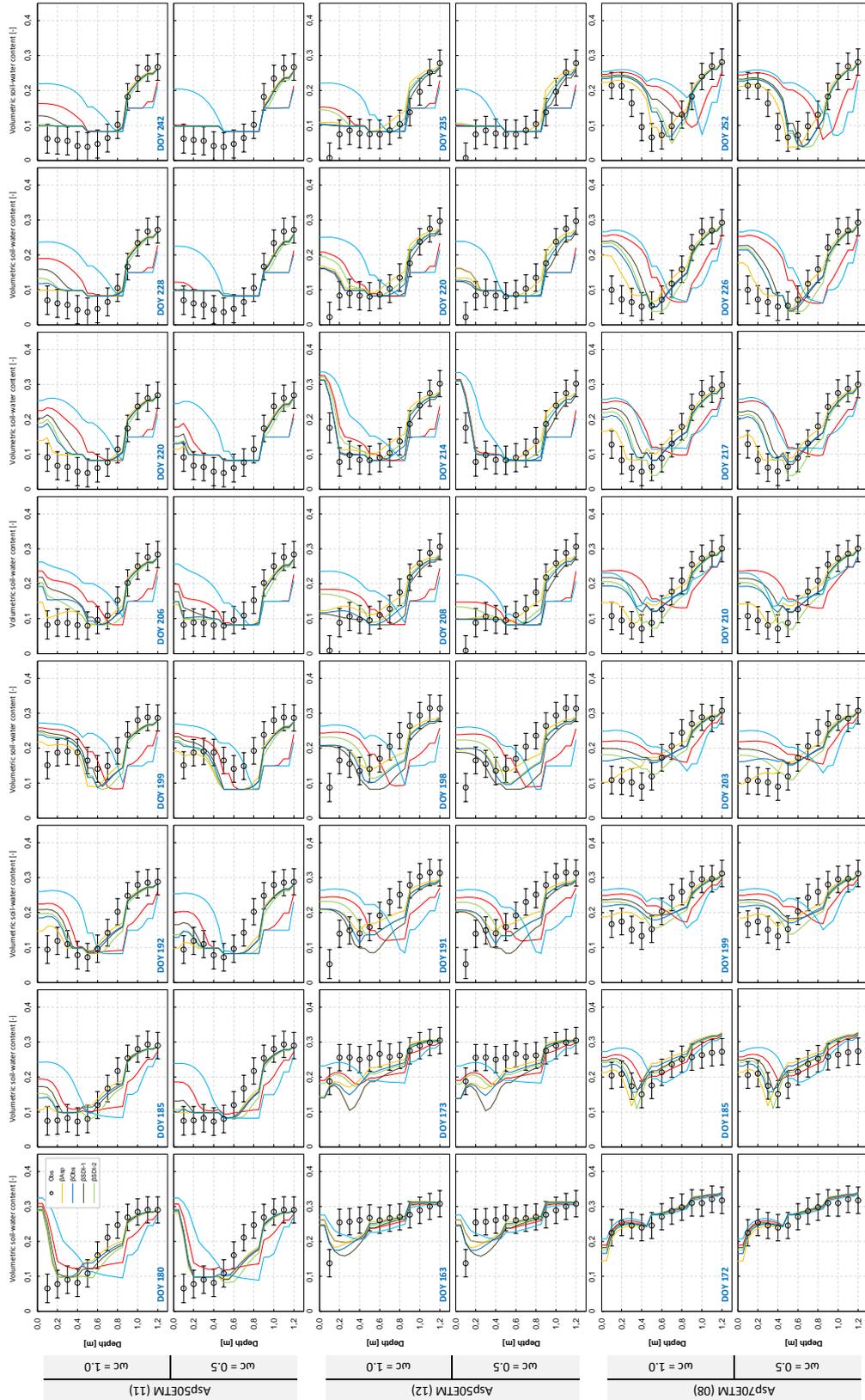


FIGURE B.4 – Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , under the cropprow and between two crop rows, for the fully-irrigated sprinkler treatment of A. The simulations were conducted using β_{Asp} and β_{ETM} profiles, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.



164 **FIGURE B.5** – Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , under the crop row, for the deficit-irrigated sprinkler treatments, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.

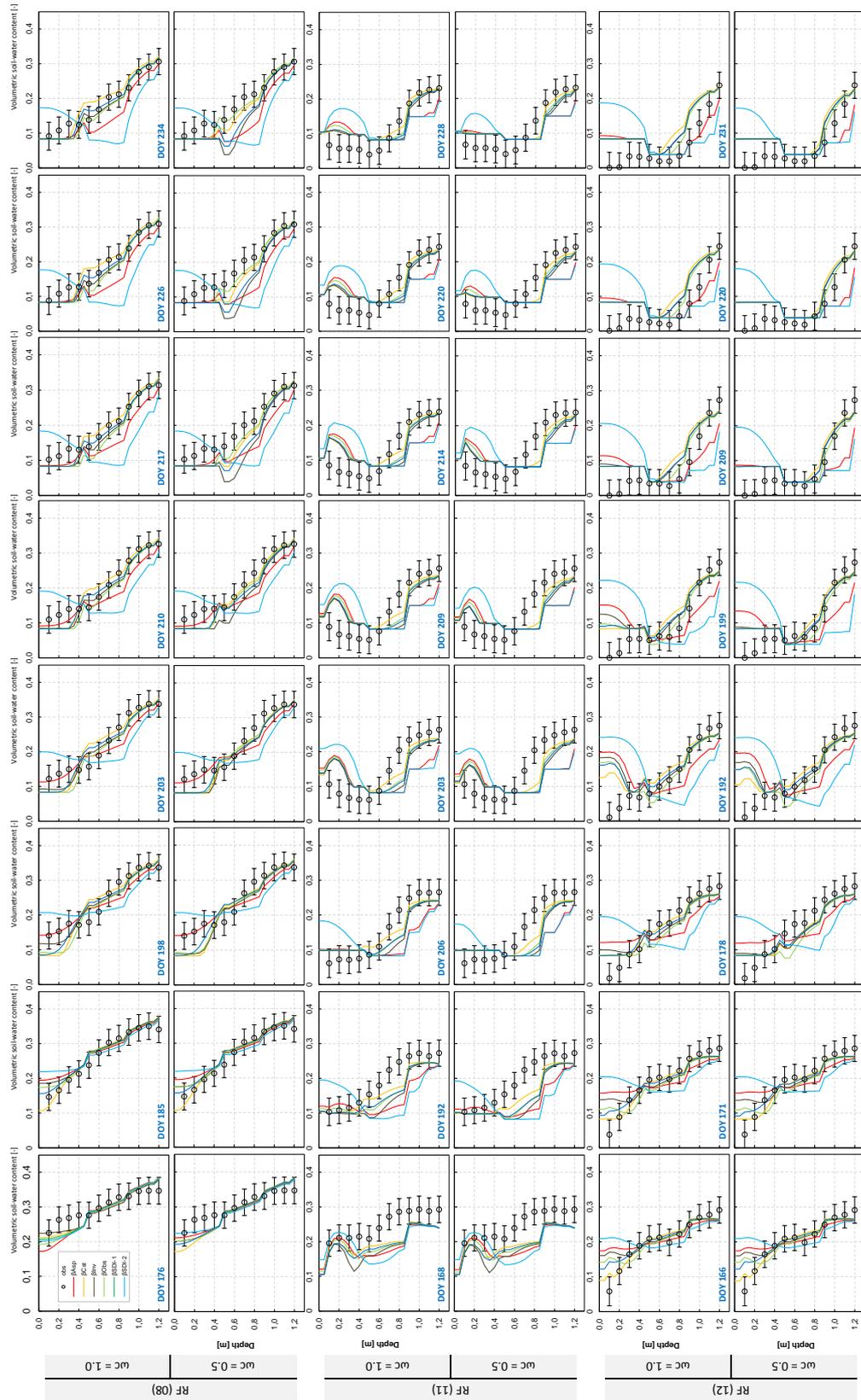


FIGURE B.6 – Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , under the crop row, for the rainfed treatments, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.

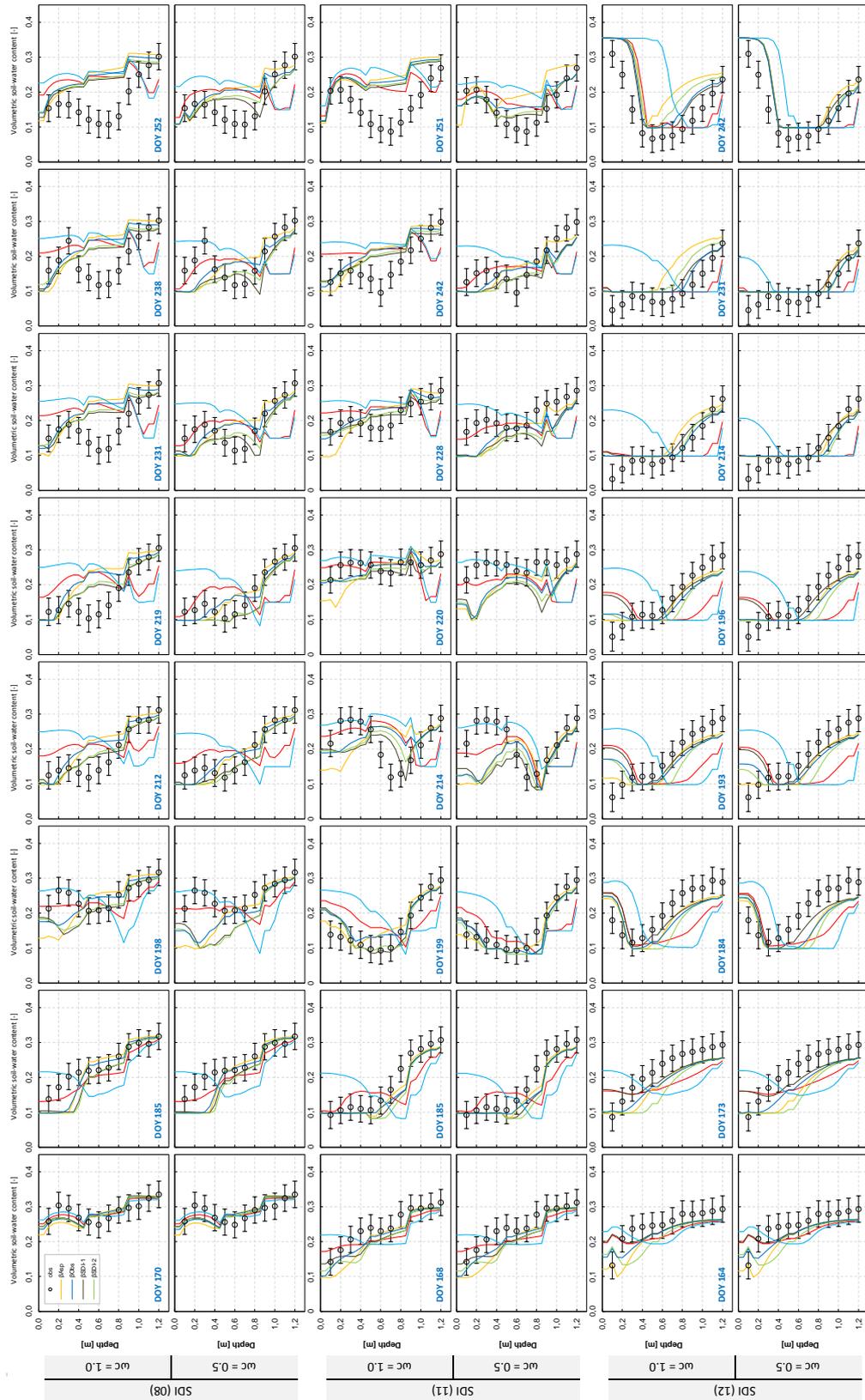


FIGURE B.7 – Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , under the crop row, for subsurface drip irrigated-treatments, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.

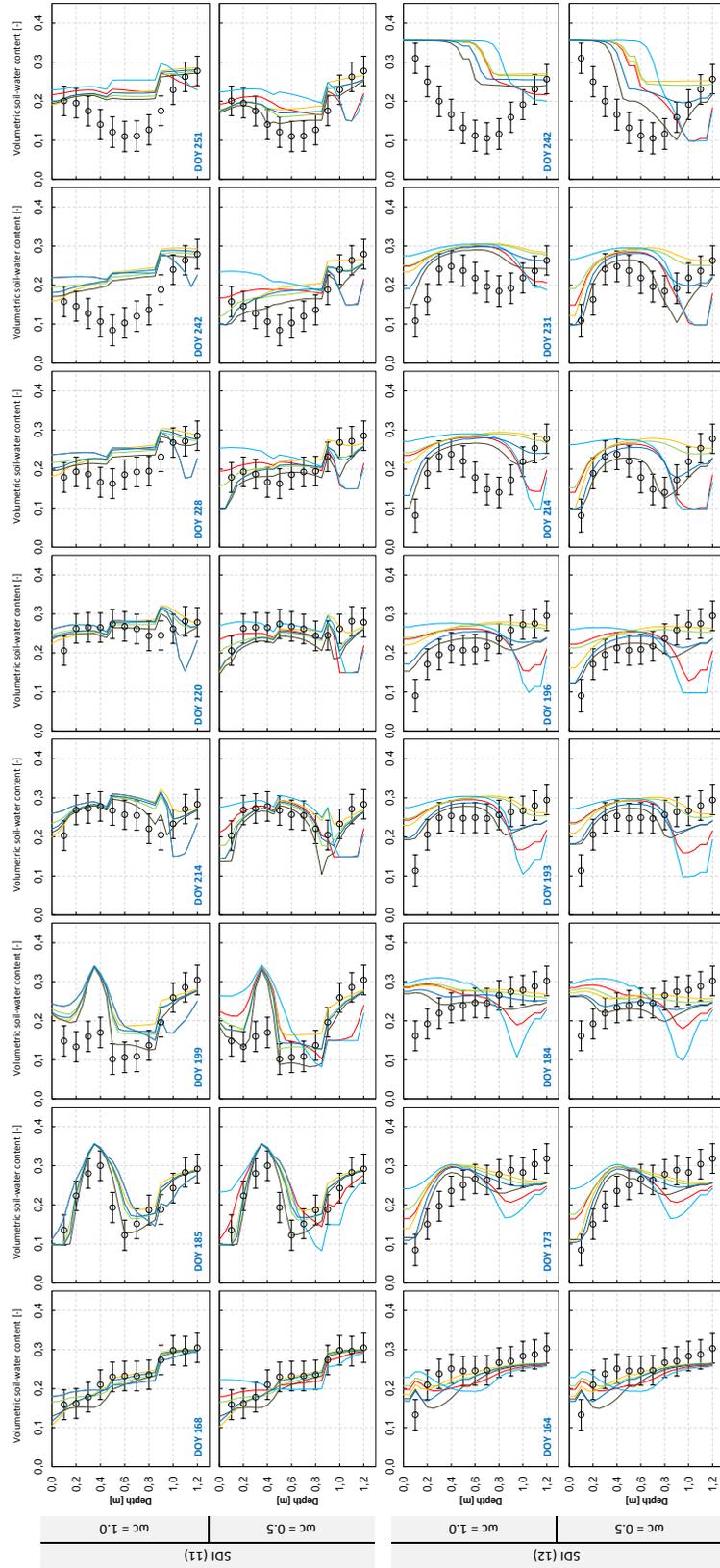


FIGURE B.8 – Comparison between θ_{sim} and θ_{obs} , under the dripline, for subsurface drip irrigated-treatments, for non and maximum compensatory RWU level. The horizontal bars represent measurement errors corresponding to the neutron probe calibration equation.

Annexe C

Résolution numérique de l'équation de Richards par la méthode des différences finies

Résolution numérique de l'équation de Richards par la méthode des différences finies

$$A_{i,j}(\theta_{i,j}^{t+\Delta t} - \theta_{i,j}^t) = K_{i,j+\frac{1}{2}}(\phi_{i,j+1}^{t+\Delta t} - \phi_{i,j}^{t+\Delta t}) + K_{i,j-\frac{1}{2}}(\phi_{i,j-1}^{t+\Delta t} - \phi_{i,j}^{t+\Delta t}) + K_{i+\frac{1}{2},j}(\phi_{i+1,j}^{t+\Delta t} - \phi_{i,j}^{t+\Delta t}) + K_{i-\frac{1}{2},j}(\phi_{i-1,j}^{t+\Delta t} - \phi_{i,j}^{t+\Delta t}) - (k_{i+\frac{1}{2},j} - k_{i-\frac{1}{2},j})\Delta x_j - \Delta x_j\Delta z_i [S(\psi_{i,j}) - q_{ir}] \quad (C.0.1)$$

with the following constants:

$$\Delta x_j = \frac{(x_{j+1} - x_{j-1})}{2}$$

$$\Delta z_i = \frac{(z_{i+1} - z_{i-1})}{2}$$

$$A_{i,j} = \frac{\Delta x_j \Delta z_i}{\Delta t}$$

$$K_{i,j+\frac{1}{2}} = \Delta z_i / (x_{j+1} - x_j)$$

$$K_{i,j-\frac{1}{2}} = \Delta z_i / (x_j - x_{j-1})$$

$$K_{i+\frac{1}{2},j} = \Delta x_j / (z_{i+1} - z_i)$$

$$K_{i-\frac{1}{2},j} = \Delta x_j / (z_i - z_{i-1})$$

and hydraulic conductivities at inter-nodal distance:

$$k_{i-\frac{1}{2},j} = k_s(\psi_e/\psi_{i-\frac{1}{2},j})^n; \quad \psi_{i-\frac{1}{2},j} = \frac{\psi_{i-1} + \psi_i}{2}$$

$$k_{i+\frac{1}{2},j} = k_s(\psi_e/\psi_{i+\frac{1}{2},j})^n; \quad \psi_{i+\frac{1}{2},j} = \frac{\psi_i + \psi_{i+1}}{2}$$

where i and j denotes lines and columns of the regular mesh, respectively.

Eq.C.0.1 holds at all nodes of the discretized domain, which yields a system of $N = i_{max} \cdot j_{max}$ equations that may be solved with the Newton-Raphson method.

The jacobien matrix $J_{l,\nu}$ (Eq. 4.2.7) has the following non-zero elements:

$$J_{l,l} = \frac{\partial F_l}{\partial \phi_{i,j}} = A_{i,j} \frac{\partial \theta_{i,j}^{t+\Delta t}}{\partial \phi_{i,j}} + K_{i-\frac{1}{2},j} + K_{i+\frac{1}{2},j} + K_{i,j-\frac{1}{2}} + K_{i,j+\frac{1}{2}} \quad (\text{C.0.2})$$

$$J_{l,l-1} = J_{l,l+1} = \frac{\partial F_l}{\partial \phi_{i+1,j}} = -K_{i+\frac{1}{2},j} \quad (\text{C.0.3})$$

$$J_{l,l-i_{max}} = J_{l,l+i_{max}} = \frac{\partial F_q}{\partial \phi_{i,j+1}} = -K_{i,j+\frac{1}{2}} \quad (\text{C.0.4})$$

Annexe D

Paramètres du modèle SDICM pour le maïs irrigué à Lavalette

Annexe D Paramètres du modèle SDICM pour le maïs irrigué à Lavalette

Parameter name	Parameter description	unit	value
Crop sub model parameters			
P_x	Maximum root depth	[m]	120
T_{base}	Base temperature	[° C]	6
$T_{emergence}$	Temperature to emergence	GDD	100
$T_{s\ root}$	Temperature to root development	GDD	150
v_{root}	Maximum daily root elongation	[cm d ⁻¹]	1.5
K_{crop}	Crop coefficient	[-]	1.2
LAI_{max}	Maxium leaf area index	[-]	5.0
$T\ LAI_{max}$	Temperature to LAImax	GDD	1200
$T_{s\ 1}$	Temperature to start the water stress sensitive period.	GDD	900
$T_{s\ 2}$	Temperature to end the water stress sensitive period.	GDD	1700
T_{mat}	Temperature to grain maturity	GDD	2000
RUE	Radiation use efficiency	[g MJ ⁻¹]	1.35
HI_{pot}	Potential Harvest index	[-]	0.55
α_1	LAI expansion shape parameter	[-]	2.2
α_2	LAI senescence shape parameter	[-]	1.0
β	LAI shape parameter	[-]	1.4
λ	Water and stress shape paramater	[-]	2.5
LAI_{crit}	Critical LAI value below which LAI decreases linearly	[-]	2.5
Soil sub model parameters			
b	Shape parameter (Eq. 4.2.3)	[-]	5
ψ_e	Potential at air entry	[cm]	7
θ_s	Soil water content at saturation	[-]	0.4
k_s	Hydraulic conductivity at saturation	[cm d ⁻¹]	19.2
Δt	Time step	[sec]	60
$error$	Minimum allowable error	[-]	1E-5
p_x		[-]	2
p_z		[-]	2
x_e	Root density distribution parameters (Eq. 4.2.14)	[cm]	30 ⁽¹⁾ , 40 ⁽²⁾
x_r		[cm]	
z_e		[cm]	35
z_r		[cm]	120
ω_c	Jarvis compensatory threshold (Eq. 4.2.21)	[-]	0.5

(1) SDI-120

(2) SDI-160

Annexe E

Développement du modèle SDICM pour des sols stratifiés

E.1 Objectifs du développement

La méthode de la transformée de Kirchhof réduit la non linéarité de l'équation de Richards et allège ainsi sa résolution numérique. Cependant, son application reste limitée aux domaines de sol ayant des propriétés hydrodynamiques uniformes.

En effet, la transformée de Kirchhof donne lieu à la variable ϕ (potentiel de flux matriciel) laquelle dépend de la conductivité et du potentiel matriciel du sol ($\phi = \int k(\psi) d\psi$). En admettant que la conductivité hydraulique du sol soit décrite par la formule de Campbell (1985) ($k(\psi) = k_s (\psi/\psi_e)^{-n}$; $\psi \leq \psi_e$), l'on peut observer que la valeur de $k(\psi)$ varie en fonction de ψ_e pour la même valeur de ψ . Par conséquent, à l'interface entre deux couches de sol où deux valeurs de ψ_e existent, $k(\psi)$ prend deux valeurs. Cela signifie donc que ϕ n'est pas une variable continue en sols non uniformes, similairement à la teneur en eau volumique θ . Seul le potentiel matriciel ψ est continue dans tout le domaine du sol et ce, indépendamment de la distribution spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol. L'application du modèle SDICM qui emploie la transformée de Kirchhof est donc restreinte aux sols uniformes.

Or, l'hypothèse de l'uniformité des propriétés hydrodynamiques est difficilement défendable en sols cultivés. Cela est principalement dû à l'impact des opérations culturales (labour, passage d'engins, formation de crêtes, etc.) sur la structure du sol. Elargir le champ d'application du modèle SDICM nécessite ainsi la modification de la méthode de la résolution de l'équation de Richards pour permettre la simulation du transfert hydrique dans des sols ayant des propriétés hydrodynamiques variables.

Cette section décrit une nouvelle résolution numérique de l'équation de Richards pour simuler le transfert hydrique en sols non uniformes. Cette résolution est proposée par Annandale et al. (2003) et repose sur une modification de la méthode proposée par Ross and Bristow (1990), pour la simulation d'un transfert bidirectionnel.

E.2 Méthode

La résolution de Ross and Bristow (1990) fait appel au concept du potentiel de flux matriciel pour réduire le non linéarité de l'équation de Richards, la méthode de différences finies étant également employée. A la différence de la résolution adoptée pour le modèle SDICM, la solution du système d'équation résultant est trouvée pour la variable ψ et non ϕ . La description de la méthode de résolution de Ross and Bristow (1990), après la modification selon Annandale et al. (2003) est développée dans la suite de cette section.

Pour un domaine bidimensionnel de sol où la conductivité hydraulique k varie en fonction de ψ et des coordonnées x et z , le flux de Darcy (q) a deux composantes :

$$q_x = -k(\psi, x)d\psi/dx \quad (\text{E.2.1})$$

$$q_z = -k(\psi, z)[d\psi/dz - 1] \quad (\text{E.2.2})$$

Conséquemment, le potentiel de flux matriciel varie en fonction de ψ et des coordonnées x et z :

$$\phi = \int_{-\infty}^{\psi} k(\psi, x, z)d\psi \quad (\text{E.2.3})$$

Les dérivées de l'équation précédente par rapport à x et z sont :

$$d\phi/dx = k(\psi, x)d\psi/dx + \partial\phi/\partial x \quad (\text{E.2.4})$$

$$d\phi/dz = k(\psi, z)d\psi/dz + \partial\phi/\partial z \quad (\text{E.2.5})$$

Par conséquent, les flux dans les directions x et z deviennent :

$$q_x = -d\phi/dx + \partial\phi/\partial x \quad (\text{E.2.6})$$

$$q_z = -d\phi/dz + \partial\phi/\partial z + k(\psi, z) \quad (\text{E.2.7})$$

Dans les équations précédentes, les termes $\partial\psi/\partial x$ et $\partial\psi/\partial z$ sont nuls en sol uniforme et peuvent ainsi être considérés comme une correction pour le gradient de ϕ en raison de la variation de k en sols non uniformes (Ross and Bristow, 1990).

La méthode de Ross and Bristow (1990) impose que les différentes couches de sols soient délimitées par le maillage (Fig. E.1a) afin que les propriétés hydrodynamiques soient identiques au sein de chaque maille. Cela simplifie les équations précédentes par la suppression des termes $\partial\psi/\partial x$ et $\partial\psi/\partial z$.

$$q_x = -d\phi/dx \quad (\text{E.2.8})$$

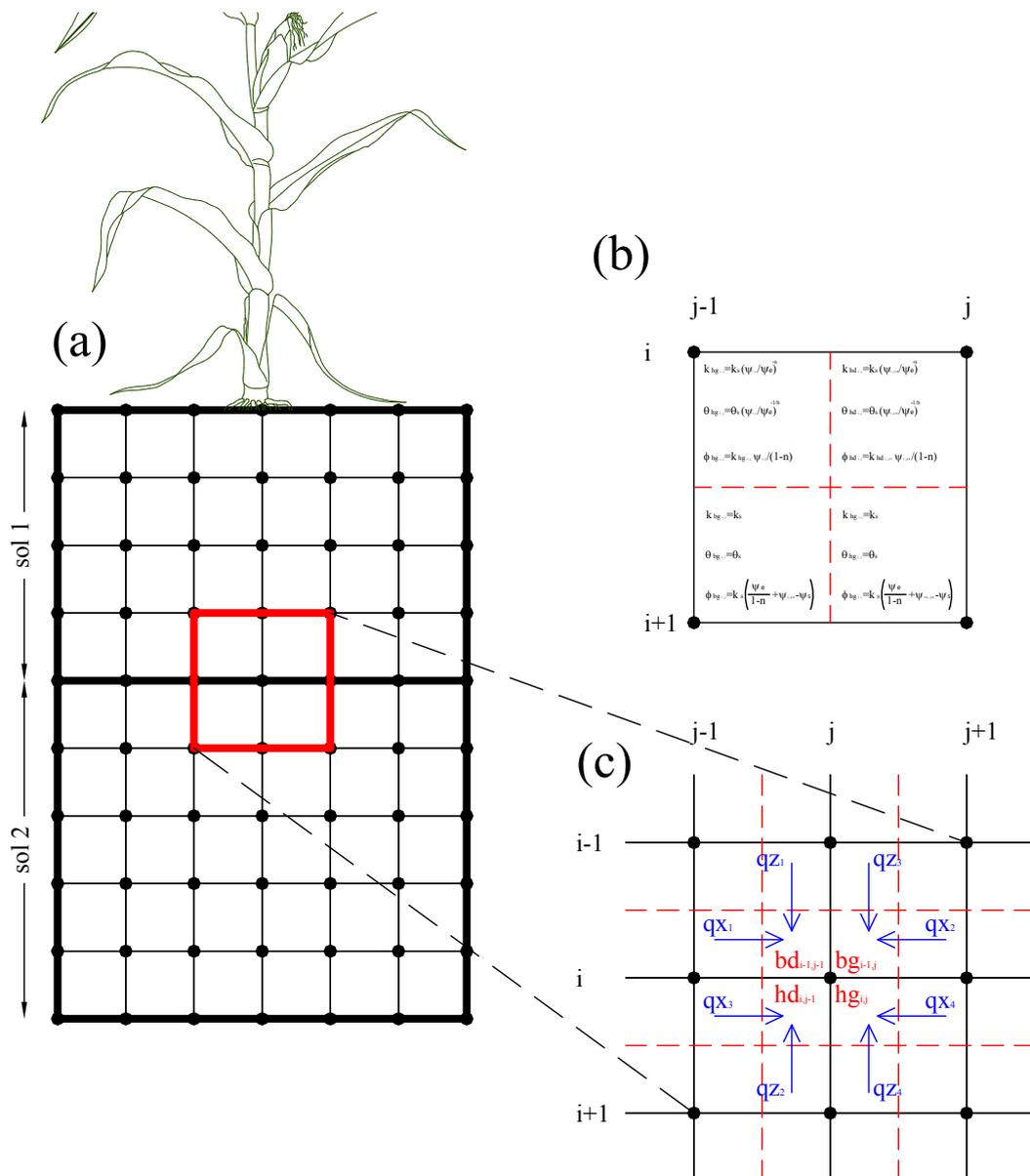


FIGURE E.1 – (a) Le maillage du domaine de sol, (b) détail de décomposition de maillage en 4 éléments et (c) illustration des 8 flux hydriques au niveau de chaque noeud du maillage.

$$q_z = -d\phi/dz + \partial\phi/\partial z + k(\psi, z) \quad (\text{E.2.9})$$

Les deux équations E.2.8 et E.2.9 décrivent respectivement les flux hydriques horizontal et vertical au sein de chaque maille.

En décomposant chaque maille en 4 éléments (Fig. E.1b), la valeur de la variable ϕ de chacun de ces éléments peut ainsi être calculée en fonction des propriétés hydrodynamiques de cet éléments et de la valeur du potentiel matriciel assigné au nœud correspondant (Fig. E.1b). L'approximation des équations E.2.8 et E.2.9 par la méthode des différences finies résulte :

$$q_x = (\phi_{bd} - \phi_{bg})/\Delta x + (k_{bd} + k_{bg})/2 \quad (\text{E.2.10})$$

$$q_z = (\phi_{hg} - \phi_{bg})/\Delta x + (k_{hg} + k_{bg})/2 \quad (\text{E.2.11})$$

où les indices bd, bg et hg indiquent respectivement : bas à droite, bas à gauche et haut à gauche, en référence au positionnement respectif de chaque élément par rapport à la maille le contenant.

La continuité hydraulique entre 4 mailles juxtaposées est assurée par la conservation de la masse :

$$F = \sum(q - \Delta S) = 0 \quad (\text{E.2.12})$$

où $\sum q$ est égale à la somme des flux $qx_1, qx_2, qx_3, qx_4, qz_1, qz_2, qz_3$ et qz_4 au niveau de chaque nœud (Fig. E.1c, voir également en fin d'annexes pour une description détaillée des équations des flux), tandis que ΔS est la variation du stock hydrique au nœud considéré pendant le pas de temps Δt (schéma implicite) :

$$\Delta S_{i,j} = \frac{(\theta_{i,j}^{t+\Delta t} - \theta_{i,j}^t)(x_{j+1} - x_{j-1})(z_{i+1} - z_{i-1})}{4\Delta t} \quad (\text{E.2.13})$$

La valeur de θ à chaque nœud est calculée par une moyenne pondérée des quatre éléments l'entourant :

$$\begin{aligned} \theta_{i,j} = & \frac{\left[\theta_{bg_{i-1,j}} \frac{(x_{j+1}-x_j)(z_i-z_{i-1})}{4} + \theta_{hg_{i,j}} \frac{(x_{j+1}-x_j)(z_{i+1}-z_i)}{4} \right]}{\left[\frac{(x_{j+1}-x_{j-1})(z_{i+1}-z_{i-1})}{4} \right]} \\ & + \frac{\left[\theta_{hd_{i,j-1}} \frac{(x_j-x_{j-1})(z_{i+1}-z_i)}{4} + \theta_{bd_{i-1,j-1}} \frac{(x_j-x_{j-1})(z_i-z_{i-1})}{4} \right]}{\left[\frac{(x_{j+1}-x_{j-1})(z_{i+1}-z_{i-1})}{4} \right]} \end{aligned} \quad (\text{E.2.14})$$

Les fonctions $\theta(\psi)$ et $k(\psi)$ des propriétés hydrodynamiques nécessaires pour la description des flux sont les mêmes adoptés pour le développement du modèles SDICM, à savoir celles de Campbell (1985).

L'équation E.2.12 s'applique sur l'ensemble des nœuds, résultant ainsi N équations pour N nœuds. Toutes les variables des N équations résultantes (k , θ , et ϕ) dépendent de ψ . Le système de N équations est donc résolu numériquement pour trouver les valeurs de la variable ψ à chaque nœud du maillage. Après l'imposition des conditions aux limites, cette résolution peut être obtenue par la méthode de Newton-Raphson, similairement à la démarche adoptée pour le développement de SDICM :

$$\sum_{i=1}^N \frac{\partial F_{i,j}}{\partial \psi_{i,j}} \Delta \psi_{i,j} = -F_{i,j} \quad (\text{E.2.15})$$

Par soucis de simplification, la matrice jacobienne $\frac{\partial F_{i,j}}{\partial \psi_{i,j}}$ est supposée diagonale (les dérivées sont données en fin de cette section). La solution du système d'équation est ensuite obtenue par itération pour trouver les valeurs du vecteur $\{\Delta \psi\}$ qui minimise l'erreur de la conservation de la masse $\{F_{i,j}\}$ jusqu'en deçà d'un seuil prédéfini. Les valeurs de ψ sont ensuite corrigées par $\Delta \psi$ à chaque nœud pour le pas de temps $t + \Delta t$, et les valeurs des variables k , θ , et ϕ sont ensuite calculées.

E.3 Application

E.3.1 Comparaison avec le modèle Hydrus 2D

La performance du modèle avec la nouvelle résolution de l'équation de Richards, nommé dorénavant Pilote-2D a été évaluée sur la base d'une comparaison avec le modèle Hydrus 2D pour la simulation des profils hydriques et des flux de drainage. Les scénarios de la simulation ont été :

1. Infiltration de l'eau de pluie et redistribution de l'eau d'irrigation par une source linéaire de GGE dans un profil de sol uniforme. Quatre types de sol ont été considérés (selon la classification américaine USDA), respectivement *Sand* (S1), *Sandy Loam* (S3), *Silt Loam* (S5) et *Clay Loam* (S7). Les paramètres hydrodynamiques de chacun des types de sol sont ceux proposés par Rawls et al. (1982).
2. Infiltration de l'eau de pluie et redistribution de l'eau d'irrigation par une source linéaire de GGE dans un profil de sol stratifié. Deux types de sol ont été considérés S1 et S7 selon 4 configurations différentes S1-S7, S1- S7-S1, S7-S1 et S7-S1-S7.

Le dimensionnement, les conditions initiales et les conditions aux limites du domaine ont été les mêmes pour toutes les simulations :

- Le domaine de sol considéré est rectangulaire d'une largeur de 60 cm et d'une profondeur de 140 cm.

- La source d'irrigation souterraine est localisée à la paroi gauche du domaine de sol, à 100 cm de profondeur.
- La teneur en eau volumique initiale est de 0.15, uniforme à l'ensemble du domaine de sol considéré.
- A la limite supérieure du domaine est imposé un forçage climatique : seule la pluie est considérée tandis que l'évaporation est supposée nulle.
- Une condition de flux nul est imposée à travers les parois latérales.
- Finalement, une condition de drainage libre est considérée à la limite inférieure du domaine.

Les profils d'humidité simulés par Pilote-2D et par Hydrus 2D sont illustrés dans les Figures E.1 et E.2, respectivement pour les profils de sol uniforme et stratifié. Egalement, les flux de drainage simulés par les deux modèles sont illustrés dans les Figures E.3 et E.4 pour les profils de sol uniforme et stratifié.

Les profils hydriques simulés par les deux modèles Pilote-2D et Hydrus 2D sont très similaires, et ce pour les sols uniformes (Fig. E.1) et stratifiés (Fig. E.2), respectivement. L'erreur quadratique moyenne (EQM) de la teneur en eau volumique θ , entre les profils simulés par Pilote-2D et par Hydrus 2D, n'a pas dépassé les valeurs de 0.0276 et de 0.086 dans le cas des sols uniformes et stratifiés, respectivement. Le coefficient de détermination R^2 a varié entre 0.6 et 0.99 pour les sols uniformes, et entre 0.44 et 0.99 pour les sols stratifiés.

Généralement, les écarts les plus importants entre les simulations des deux modèles ont été obtenus pour le premier jour de la simulation, en particulier pour le cas des sols stratifiés. Cet écart est cependant réduit pendant les jours suivants et les profils obtenus deviennent quasi-identiques.

Quant à la simulation du drainage, les deux modèles affichent des courbes similaires du flux de drainage journalier, avec un écart qui varie en fonction du type de sol.

Généralement, Pilote-2D affiche une tendance à la surestimation du drainage par rapport à Hydrus 2D. L'écart entre les cumuls de drainage a ainsi atteint 70 et 57 mm respectivement pour les profils S1 et de S1-S7-S1 (la source de GGE est localisée dans les deux cas dans une couche de sol sableux). Pour des sols plus fins, cet écart diminue passant de 15 mm en sol sablo-limoneux (S3) à moins de 1 mm en sol argilo-limoneux (S7).

Malgré les résultats encourageants en termes de la qualité de prédiction des profils hydriques et des flux de drainage, le modèle PILOTE2D subit un inconvénient majeur, celui du coût élevé de calcul.

En prenant l'exemple des domaines de sols stratifiés (Fig. E.2), pour une grille de maillage régulier composée de 25 * 56 Nœuds, sur un ordinateur ayant un processeur Intel ® Core™ i3 2.4 GHz le temps de calcul par Pilote 2D a été de 25, 22, 20 et 18 mins respectivement pour les scénarios S1-S7, S1-S7-S1, S7-S1 et S7-S1-S7. A titre de comparaison, le temps nécessaire pour effectuer les mêmes simulations avec Hydrus 2D ont été de 16, 9.5, 4.5 et 4.7 seconds, respectivement.

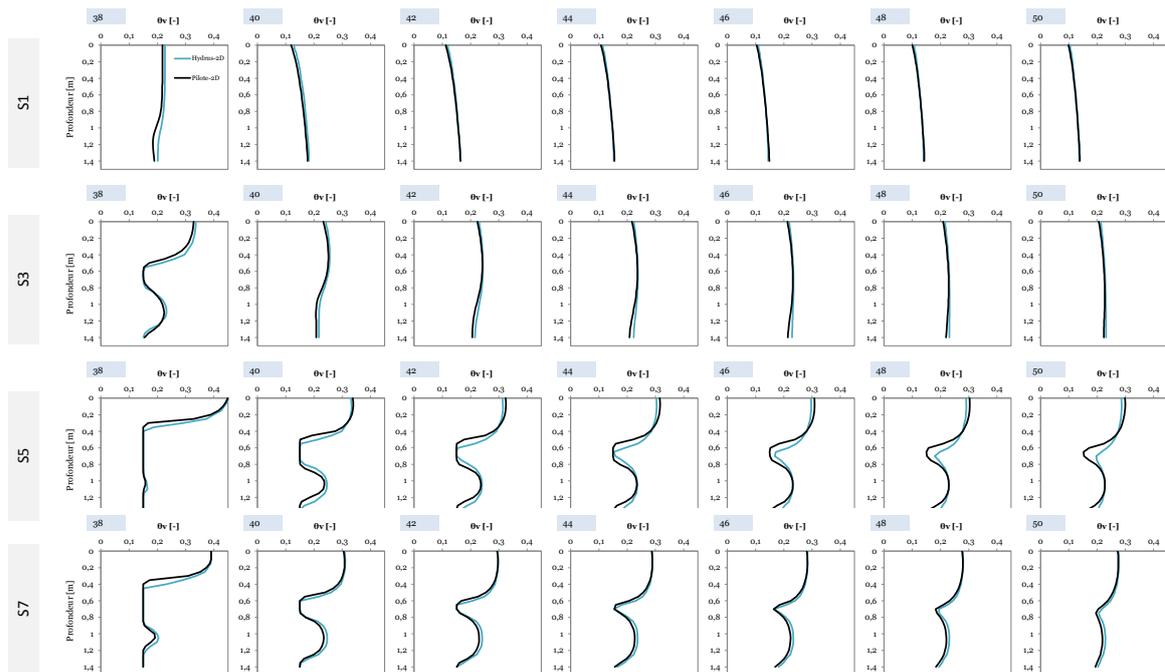


FIGURE E.1 – Simulation de l’infiltration de l’eau de pluie et de la redistribution de l’eau de l’irrigation par GGE dans des profils de sol uniforme. La pluie (80 mm) et l’irrigation (40 mm) ont eu lieu le jour 38. La source d’irrigation par GGE est localisée à la paroi gauche du domaine de sol, à une profondeur de 100 cm. 4 types de sol sont considérés, respectivement S1 (Sand), S3 (Sandy Loam), S5 (Silt Loam) et S7 (Clay Loam). Les profils illustrés sont ceux à la paroi gauche du domaine de sol.

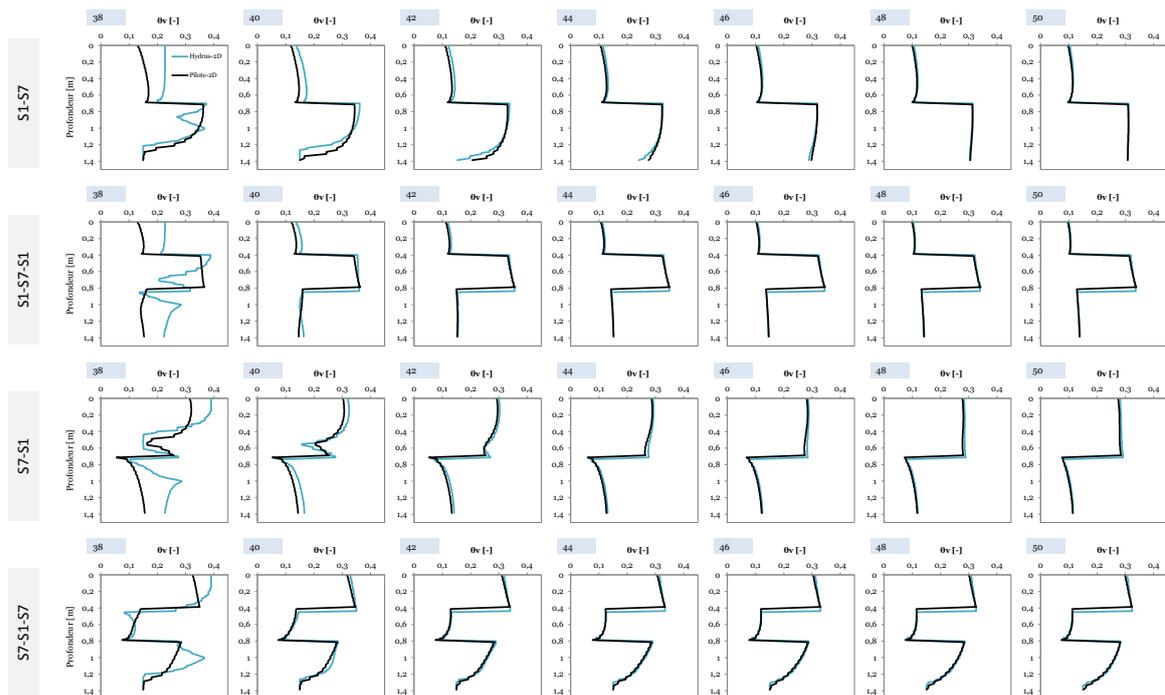


FIGURE E.2 – Simulation de l’infiltration de l’eau de pluie et de la redistribution de l’eau de l’irrigation par GGE dans des profils de sol uniforme. La pluie (80 mm) et l’irrigation (40 mm) ont eu lieu le jour 38. La source d’irrigation par GGE est localisée à la paroi gauche du domaine de sol, à une profondeur de 100 cm. Deux types de sol sont considérés, respectivement S1 (Sand) et S7 (Clay Loam). Les profils illustrés sont ceux à la paroi gauche du domaine de sol.

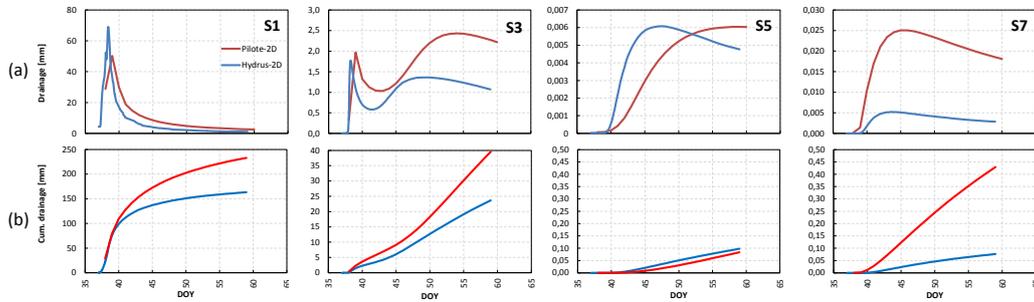


FIGURE E.3 – Simulation du drainage à la limite inférieure d’un domaine de sol homogène, par les deux modèles Pilote-2D et Hydrus-2D. Le sol a reçu 80 mm de pluie et 40 mm d’irrigation par GGE au jour 38. 4 types de sol sont considérés, respectivement S1 (Sand), S3 (Sandy Loam), S5 (Silt Loam) et S7 (Clay Loam).

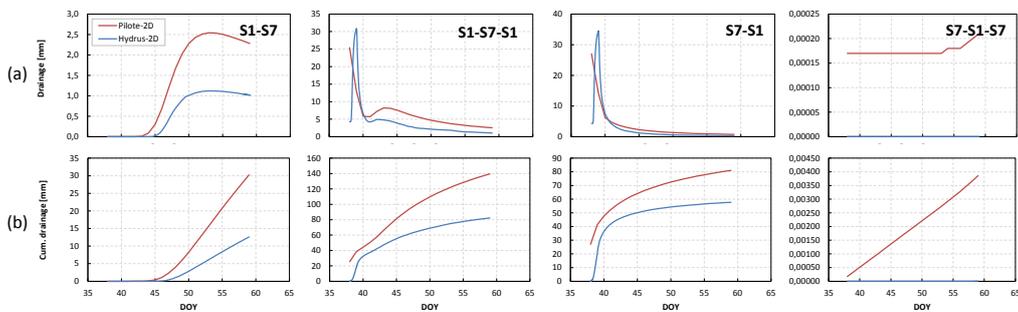


FIGURE E.4 – Simulation du drainage à la limite inférieure d’un domaine de sol stratifié, par les deux modèles Pilote-2D et Hydrus-2D. Le sol a reçu 80 mm de pluie et 40 mm d’irrigation par GGE au jour 38. Deux types de sol sont considérés, respectivement S1 (Sand) et S7 (Clay Loam).

Ce temps de calcul très élevé est caractéristique de la méthode de Ross and Bristow (1990) qui exige un nombre élevé de variables nécessaires pour la solution de l'équation de Richards, i.e., 16 flux hydriques au niveau de chaque noeud, chaque maille est composée de 4 sous éléments.

Cet inconvénient majeur de la méthode de Ross and Bristow (1990) rend son utilisation guère pratique pour le développement de modèles opérationnels pour le pilotage de l'irrigation, tel le but dans le cadre de cette thèse. Il serait ainsi intéressant d'examiner la performance d'autres méthodes de résolution numérique de l'équation de Richards, telle que celle proposée par Ross (2003), connue sous le nom de la solution rapide de Ross « Ross fast solution ». Sinon, une solution alternative serait de coupler le modèle Hydrus 2D avec un modèle de croissance de culture, similairement à la méthode suivie dans le cadre du chapitre 3.

E.3.2 Résolution numérique de l'équation de Richards par la méthode des différences finies selon la méthode de Annandale et al. (2003)

$$qx_2 = \frac{(\phi b d_{i-1,j} - \phi b g_{i-1,j})(z_i - z_{i-1})}{2(x_{j+1} - x_j)} \quad (\text{E.3.1})$$

$$qx_4 = \frac{(\phi h d_{i,j} - \phi h g_{i,j})(z_{i+1} - z_i)}{2(x_{j+1} - x_j)} \quad (\text{E.3.2})$$

$$qx_1 = \frac{(\phi b g_{i-1,j-1} - \phi b d_{i-1,j-1})(z_i - z_{i-1})}{2(x_j - x_{j-1})} \quad (\text{E.3.3})$$

$$qx_3 = \frac{(\phi h g_{i,j-1} - \phi h d_{i,j-1})(z_{i+1} - z_i)}{2(x_j - x_{j-1})} \quad (\text{E.3.4})$$

$$qz_3 = \frac{(\phi h g_{i-1,j} - \phi b g_{i-1,j})(x_{j+1} - x_j)}{2(z_i - z_{i-1})} + k h g_{i-1,j} \frac{(x_{j+1} - x_j)}{2} \quad (\text{E.3.5})$$

$$qz_4 = \frac{(\phi b g_{i,j} - \phi h g_{i,j})(x_{j+1} - x_j)}{2(z_{i+1} - z_i)} - k h g_{i,j} \frac{(x_{j+1} - x_j)}{2} \quad (\text{E.3.6})$$

$$qz_1 = \frac{(\phi h d_{i-1,j-1} - \phi b d_{i-1,j-1})(x_j - x_{j-1})}{2(z_i - z_{i-1})} + k h d_{i-1,j-1} \frac{(x_j - x_{j-1})}{2} \quad (\text{E.3.7})$$

$$qz_2 = \frac{(\phi b d_{i,j-1} - \phi h d_{i,j-1})(x_j - x_{j-1})}{2(z_{i+1} - z_i)} - k h d_{i,j-1} \frac{(x_j - x_{j-1})}{2} \quad (\text{E.3.8})$$

Les dérivés des équations des flux et du stock hydriques au niveau de chaque noeud du domaine discrétisé du sol.

$$\frac{\partial qx_2}{\partial \psi_{i,j}} = \frac{-k bg_{i-1,j} (z_i - z_{i-1})}{2 (x_{j+1} - x_j)} \quad (\text{E.3.9})$$

$$\frac{\partial qx_4}{\partial \psi_{i,j}} = \frac{-k hg_{i,j} (z_{i+1} - z_i)}{2 (x_{j+1} - x_j)} \quad (\text{E.3.10})$$

$$\frac{\partial qx_1}{\partial \psi_{i,j}} = \frac{-k bd_{i-1,j-1} (z_i - z_{i-1})}{2 (x_j - x_{j-1})} \quad (\text{E.3.11})$$

$$\frac{\partial qx_3}{\partial \psi_{i,j}} = \frac{-k hd_{i,j-1} (z_{i+1} - z_i)}{2 (x_j - x_{j-1})} \quad (\text{E.3.12})$$

$$\frac{\partial qz_3}{\partial \psi_{i,j}} = \frac{-k bg_{i-1,j} (x_{j+1} - x_j)}{2 (z_i - z_{i-1})} \quad (\text{E.3.13})$$

$$\frac{\partial qz_4}{\partial \psi_{i,j}} = \frac{-k hg_{i,j} (x_{j+1} - x_j)}{2 (z_{i+1} - z_i)} - \left(\frac{x_{j+1} - x_j}{2} \right) \frac{\partial k hg_{i,j}}{\partial \psi_{i,j}} \quad (\text{E.3.14})$$

$$\frac{\partial qz_1}{\partial \psi_{i,j}} = \frac{-k bd_{i-1,j-1} (x_j - x_{j-1})}{2 (z_i - z_{i-1})} \quad (\text{E.3.15})$$

$$\frac{\partial qz_2}{\partial \psi_{i,j}} = \frac{-k hd_{i,j-1} (x_j - x_{j-1})}{2 (z_{i+1} - z_i)} - \left(\frac{x_j - x_{j-1}}{2} \right) \frac{\partial k hd_{i,j-1}}{\partial \psi_{i,j}} \quad (\text{E.3.16})$$

$$\frac{\partial S}{\partial \psi_{i,j}} = \frac{\partial \theta_{i,j}^{t+\Delta t}}{\partial \psi_{i,j}} \left(\frac{(x_{j+1} - x_{j-1})(z_{i+1} - z_i)}{4\Delta t} \right) \quad (\text{E.3.17})$$

Les dérivées des fonctions $k(\psi)$ et $\theta(\psi)$ au niveau de chaque éléments de sol

$$\frac{\partial k}{\partial \psi} = \begin{cases} \frac{-nk}{\psi} & ; \psi < \psi_e \\ 0 & ; \psi \geq \psi_e \end{cases} \quad (\text{E.3.18})$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial \psi} = \begin{cases} \frac{-\theta}{b\psi} & ; \psi < \psi_e \\ 0 & ; \psi \geq \psi_e \end{cases} \quad (\text{E.3.19})$$

Annexe F

Etude comparative des performances agronomiques du GGE comparé à l'Asp

Performances of subsurface drip irrigation compared to a raingun irrigation system for maize under water-restrictive conditions in a Mediterranean climate

Etude comparative des performances agronomiques du GGE comparé à l'Asp
Présentation orale à la conférence : *1st CIGR Inter-Regional Conference on Land and Water Challenges*, tenue à l'institut agronomique méditerranéen IAM de Bari (Italy), 10-14 September, 2013.

R. Albasha, J.-M. Lopez, J.-M. Mailhol

Abstract Subsurface drip irrigation with three lateral spacings 160 cm (SDI-160), 120 cm (SDI-120) and 80 cm (SDI-80) was compared to a raingun irrigation system (RGI) under a semi-arid Mediterranean climate in the South of France during the period 2008-2012. All SDI treatments were compared to RGI under optimal to near optimal water-availability conditions (OWC); whereas RGI was compared to SDI-160 and SDI-120 under mild (MWC) and severe (SWC) water shortage conditions, respectively. The analysis of results was performed using 5 performance indicators; grain yield (GY), harvest index (HI), total water use (TWU), water productivity ($WP = GY/TWU$) and irrigation water productivity ($IWP = (GY_{irrigated} - GY_{nonirrigated})/Irrigation$). In addition, for the inter-annual comparison of results, an attempt was undertaken to normalize WP for climatic demand as proposed by Steduto et al. (2007). Compared to RGI, SDI-120 and SDI-160 resulted in lower GY under OWC. Under MWC SDI-160 resulted in comparable

GY to that of RGI. Finally, under SWC, SDI-120 outperformed RGI. However, in each case, TWU was greater under RGI compared to SDI treatments. Consequently, WP was greater for SDI, ranging from 0.022 to 0.033 Mg ha⁻¹ mm⁻¹ compared to the range of 0.024-0.028 Mg ha⁻¹ under RGI. SDI-120 under SWC outperformed RGI with 20% more GY for comparable TWU. However, both treatments were severely affected by the low irrigation level having GY reduced by more than 40% compared to the fully irrigated RGI treatment. Regarding the normalization procedure, it efficiently accounted for the inter-annual variability of climatic demand. However, special attention should be given to the utilisation of this method, since it may not account of the intra-annual variability of climatic conditions, which may significantly change GY, this latter highly sensitive to water stress and high temperatures during the reproductive stage.

Introduction

In the Mediterranean region, water use for agriculture is estimated to account for 72% of available water (Hamdy and Lacirignola, 1999). Studies on the actual and future uses of Mediterranean water resources predict a potential increase of competition for water withdrawals among users (Iglesias et al., 2007; García-Ruiza et al., 2011; Milano et al., 2013). Therefore, optimizing water use by agriculture is essential in order to ensure sustainable crop production (Pereira et al., 2002; Katerji et al., 2008). In this context, in an analysis of water use efficiencies of irrigated crops in the Mediterranean region, Katerji et al. (2008) highlighted that improving agricultural water use can be achieved through i) a more precise knowledge of crop water consumption ii) a better performance of irrigation systems and iii) through biological engineering means by improving water use efficiency (ratio of assimilated carbon to transpired water) of cultivated crops. The present study concerns only the second point, i.e. irrigation systems performance, by comparing the performance of Subsurface Drip Irrigation (SDI) to a RainGun Irrigation system (RGI) used to irrigate maize in the Mediterranean region of the South of France.

In France, irrigated maize occupies 48% of the surface of total irrigated crops (Lerbourg, 2012). Water consumption and yield of subsurface drip-irrigated maize have been thoroughly studied under different pedo-climatic conditions. Studies on SDI performance for maize production have been performed in the USA since mid 1980s, as reported by the landmark review of Camp (1998). After the study of Camp (1998), several reviews reported SDI performances for irrigation of row crops. Ayars et al. (1999) summarized results of 15 years experimental research in California State, USA. They reported significant increases in yield and water use efficiencies of all cultivated crops using SDI. Likewise, Lamm and Trooien (2003) synthesised the results of 10 years of research on SDI performance for maize production in the Great Plain region in Kansas, USA. They concluded that using SDI for maize irrigation may allow reducing water use by as much as 35 to 55% compared to traditional furrow irrigation systems. Finally, in a recent field study conducted in the Western U.S. maize Belt, Central Nebraska, Grassini et al.

(2011) quantified crop water productivity of irrigated maize crop. Although comparing irrigation systems performance was not the main objective of their study, the collected data of a group of 123 well-managed irrigation systems showed subsurface drip-irrigated maize to result in comparable performances to sprinkler or pivot irrigation systems. Such comparative studies seem to be lacking in the Mediterranean region since SDI systems for major crops (mainly maize) have been introduced only lately.

Studies on maize production and water productivity are abundant (see Zwart and Bastiaanssen, 2004 and Katerji et al., 2008 for literature review of measured maize water productivity) Nevertheless, up to our knowledge only a few number of studies concern maize production under SDI, none of them in France.

The aim of the present paper is to contribute to the effort of evaluating the performances of SDI systems in comparison to sprinkler irrigation for maize production in the Mediterranean region under different irrigation levels. Performance indicators used are Grain Yield [Mg ha^{-1}], Harvest Index [g g^{-1}], Water Productivity and Irrigation Water Productivity [$\text{Mg ha}^{-1}\text{mm}^{-1}$]. In addition, in order to account for the effect of the inter-annual climatic variability on yields, water productivity was normalized for the climatic demand by the application of the procedure proposed by Steduto et al. (2007).

Materials and Methods

Site description

The research was conducted at the Lavalette experimental station ($43^{\circ}40'N$, $3^{\circ}50'E$, 30 m above MSL) of the Irstea research institute (formerly Cemagref), in Montpellier, SE France.

The soil is deep loam (20% clay, 47% silt, 33% sand) with an average holding capacity of 180 mm m^{-1} (Khaledian et al., 2009). A Mediterranean semi-arid climate prevails in this region where most of the annual rainfall occurs during autumn and spring. The 22-years average annual rainfall amount is equal to 770 mm of which only 245 mm takes place during the growing season (mid-April to mid-September). In contrast, the average in-season reference evapotranspiration (ET_{ref}) is equal to 633 mm, hence the need for irrigation in this region.

Treatments

The treatments consisted in two irrigation techniques and two to four irrigation levels depending on growing seasons. The irrigation techniques were RainGun Irrigation (RGI) and Subsurface Drip Irrigation (SDI). In 2008 and 2009, only one plot was equipped by a SDI system. Subsurface drip lines were buried to a depth of 35 cm and drip lines lateral spacing was 160 cm. (SDI-160) Later in 2011, two SDI plots were integrated in the experiment: SDI-120 (120 cm lateral spacing) and SDI-80 (80 cm lateral spacing),

respectively. Finally, in 2012, a new SDI plot of 120 cm lateral spacing (SDI-120-bis) was added.

The irrigation levels included irrigation amounts to fulfil different levels of the maximum crop evapotranspiration (ET_c) (Allen et al., 1998). In 2008 and 2009, RGI and SDI plots were conducted under a mild water-shortage level (30% Irrigation Deficit, ID). In 2011, RGI plot was split into two sub-plots: RGI-FI (fully irrigated) and RGI-ID (50% ID). Regarding SDI plots, they were conducted under a mild water shortage level (20% ID). This configuration is repeated in 2012 which in addition included the SDI-120-bis plot, irrigated to 50% ID level to be compared to the RGI-ID treatment. RGI-ID and SDI-120-bis were fully irrigated until the last week of July, after which irrigation was stopped. These treatments aimed at evaluating the effects of potential preferential orders forbidding irrigation during summer due to high water lack problems.

Finally, in each of the aforementioned growing seasons, a rainfed treatment (RF) was maintained in the experimental field. The RF treatment was used for the calculation of irrigation performance indicators as detailed in section (F).

Irrigation scheduling

Irrigation scheduling was set using the PILOTE soil-plant-atmosphere model (Mailhol et al., 1997; Khaledian et al., 2009). PILOTE predicts Total Dry Matter (TDM) and Grain Yield (GY) for crops depending mainly on Radiation Use Efficiency concept for plant development and on the simulation of water budget according to a capacitive approach. PILOTE was used to trigger irrigation events once the soil matric potential (ψ) drops beyond a crop-specific threshold value. Irrigation depths were in the range 30-35 mm under RGI and to 15-20 mm under SDI. While the irrigation of SDI treatments was able to be performed during variable wind conditions, RGI treatments were only irrigated under calm or light wind conditions (wind speed $< 2 \text{ m s}^{-1}$) in order to avoid irrigation distortion.

Agronomic practices

The same maize variety (Pioneer PR35Y65) was used during all growing seasons. This variety is a hybrid of high grain yield potential. Each year prior to sowing, plots were ploughed then the preplant fertilizer was applied (400 kg ha⁻¹ of super phosphate 45%) were applied. Harrow passes were then performed to achieve soil surface levelling and weeds destruction.

Each year, maize was sown during the second half of April at a density of 80000 seed ha⁻¹. Sowing lines were directed East-West. During sowing, an insecticide (curator) and a fertilizer (35 kg N ha⁻¹ as ammonium nitrate) were applied beneath the sowing line.

Due to low spring rain amounts in 2011 and 2012, two irrigations by raingun had to be applied to the entire experimental field in order to ensure germination and emer-

gence. The mean application depths were equal to 27 mm and 32 mm in 2011 and 2012, respectively.

Regarding the nitrogen fertilization amounts, they were calculated based on N content in the soil at the sowing date and on the expected yield production so that applied N amounts were not a limiting factor for maize growth. Nitrogen fertilization took place by surface application in RGI treatments. The entire N fertilizer dose was applied at the beginning of each growing season. In contrast, N fertilizer was applied by fertigation several times during the growing seasons under in SDI treatments.

Measurements

Soil water status

The monitoring of soil water status included soil volumetric water content (θ) and soil water potential (ψ).

The variable θ was measured in order to estimate soil water-reserve in the roots zone (SWR). Measures were performed once a week using a neutron probe (CPN 503 DR, Campbell Pacific Nuclear Corp., Concord, CA, USA). Neutron probe access tubes were installed in each plot and θ measurements were performed to a maximum depth of 1.8 m, with a 0.1 depth intervals. In RGI and RF treatments, only one access tube per plot was installed at a crop line. However, due to the inherent heterogeneity of water application by SDI systems, two tubes per plot were installed in SDI-160 and SDI-120 treatments, the first tube being installed at a crop line and the second at equidistance between two crop/drip lines.

The variable ψ was measured daily in order to evaluate crop water-stress status as well as to estimate drainage under root zone. maize plants are commonly considered under stress when ψ falls below -600 cm soil water potential. Mercury tensiometer series (SDEC, France) were installed at depths from 0.1 to 1.5 m at a crop line in each treatment. ψ Values were collected every morning between 8:30 am and 9:30 am to avoid temperature disturbance on mercury reservoirs.

Plant development monitoring

The monitoring of plant development during the growing season was performed by measuring the leaf area index (LAI) using the LAI meter (Li-Cor-2000 Plant Canopy Analyzer).

Yield and dry matter estimation

At the physiological maturity (late August to early September), five subplots of an approximate area of 3 m² were delimited within each treatment. These subplots were spatially randomly positioned. Maize plants were hand-harvested from three adjacent centre rows within these sub-plots, in order to determine the total dry matter production

(TDM) and its partitioning into different plant components (grain, leaves, stems). Plants were cut at ground level and ears were separated from stovers. Plants of each hand-harvested area were weighted before and after their drying into an oven at 70°C until they reached a constant mass (6-7 days) corresponding to TDM at 0% water-content. Ears were shelled by hand and grain and cob were weighted. The grain yield (GY) was then estimated as the weight of grains per unit surface at a standard water-content value of 15%. Harvest index (HI) was also calculated as the weight ratio of grain to biomass production on a dry basis. TDM, GY and HI for each treatment were calculated as the mean of all sub-plots corresponding values.

Analysis procedure

Statistics

Classical agronomic research experiments adopt a method which guarantees the normality of results in the statistical terms. These methods consist in spatially randomly distributing plots over the experimental field, forming blocs. These latter are then replicated, commonly 3 to 5 times, in order to neutralize all the uncontrolled factors which may affect the statistical normality of results, mainly soil heterogeneity.

At the Lavalette experimental station, the initial design of the experimental plots was not meant to answer questions on irrigation systems performance. Plots were thus neither randomized nor replicated. Consequently, the classical analysis of variance tests cannot be performed on the obtained results. Due to the high costs of the reconfiguration of the experimental plots and in order to conserve and to exploit the former research results, it was necessary to use another statistic procedure to obtain an appropriate statistical level.

Few studies in literature were faced with the same non-classical design problems, mainly due to the nature of the irrigation technique itself as reported by Johnson et al. (1983) and Farré and Faci (2006) for line-source sprinkler-irrigated maize experiments. These authors used multivariate statistical tests in their analysis of results. In our study, however, we chose to follow a geostatistical approach to analyse soil properties spatial distribution effects on grain yield. This approach is described in what follows.

Soil properties spatial distribution

Under non-randomized experimental design, the characterization of the spatial distribution of soil properties can serve to evaluating its potential bias influence on yield. This may be performed using geostatistical tests. In the present work, the spatial covariance analysis was performed.

For a given domain D , one seeks to study the spatial distribution of a characteristic parameter Z over D . Given a number of local measurement of Z at the site (s) , i.e.

samples $z(s)$, spatially distributed over D , one method to study the spatial structure of Z consists in constructing the empirical variogram of Z Mathéron (1962):

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N} \sum_{N(h)} [z(S_\alpha) - z(S_\beta)]^2 \quad (\text{F.0.1})$$

where h is the Euclidean distance between spatial locations (S_α) and (S_β) [L], $\hat{\gamma}(h)$ is the semivariogram function, $N(h)$ is the set of all pair locations (S_α) and (S_β), separated by the same distance (h) and having data values of $z(S_\alpha)$ and $z(S_\beta)$, respectively.

Regarding our experiments, $z(s)$ must be a representative soil properties directly influencing yield. Since the desired study aims at evaluating soil characteristics spatial heterogeneity on yield, one can directly study yield spatial distribution instead of soil properties. This yield-oriented analysis allows replacing soil properties variables by only one variable, namely yield. In this case, the aforementioned $z(s)$ represents crop samples. However, this condition is only valid when the crop is spatially uniformly irrigated and fertilized over the entire experimental domain, which is the case of inter-seasonal cover crops.

Once the semivariogram describing the spatial distribution yield samples is constructed, the hypothesis H_0 : the observed spatial structure is spatially randomly distributed, must be validated. A bootstrap test is then performed. A number of permutations are performed where samples yields are inter-changed randomly without changing samples coordinates. A 95% confidence envelope can then be traced. Henceforth, the observed structure of samples yields is randomly spatially distributed if the observed variogram is located within the envelope extremes.

The result of the geostatistical test is presented in the results section.

Performance indicators

Grain yield (GY) [Mg ha^{-1}], harvest index (HI) [g g^{-1}], water productivity (WP) and irrigation water productivity (IWP) [$\text{Mg h}^{-1} \text{mm}^{-1}$] were used as indicators to evaluate the performances of both RGI and SDI techniques. WP and IWP are calculated as:

$$WP = \frac{GY}{TWU} \quad (\text{F.0.2})$$

$$IWP = \frac{GY_{ir} - GY_{RF}}{I_r} \quad (\text{F.0.3})$$

where GY_{ir} and GY_{RF} are grain yields of irrigated and rainfed treatments, respectively. TWU is total water use by crop [mm]:

$$TWU = R + I_r - D \pm \Delta SAW \quad (\text{F.0.4})$$

where R , IR and D are total in-season rainfall, irrigation and drainage beyond roots zone [mm], respectively. ΔSAW is the variation in soil available water (1.2 m soil depth) during the same period [mm].

Normalizing biomass production for climatic demand to perform an inter-annual comparison

The driving force of plant transpiration being the leaf-to-air water vapour pressure gradient, one can predict that biomass accumulation may vary across different climatic conditions. This applies to our 4-years experiments. Therefore, in order to perform an inter-annual comparison of crop yields, it would be preferred, if not necessary, to account for the effect of the inter-annual variability of climatic conditions on yield. This can be achieved by the water productivity normalization method, initially adopted by de Wit (1958):

$$WP* = \frac{TDM}{\sum_n t_i \left(\frac{T}{T_{ref}}\right)_i} \quad (F.0.5)$$

where $WP*$ is normalized water productivity [$Mg\ ha^{-1}$], TDM is total dry matter [$Mg\ ha^{-1}$], T and T_{ref} are respectively cumulated actual crop and potential transpiration fluxes during the time interval t_i , i is a counter and n is the total number of days from sowing to physical maturity. For practical reasons, Steduto et al. (2007) proposed to use the Penman-Monteith ET_{ref} instead of T_{ref} , calculated on a daily time-step basis:

$$WP* = \frac{TDM}{\sum_n \left(\frac{T}{ET_{ref}}\right)_d} \quad (F.0.6)$$

According to Steduto et al. (2007), this method allows to account for the effect of varying climatic demand on plant biomass production. The results of the application of this method will be discussed in the section (F) "Yields".

Results

Climatic conditions

Average monthly values of climatic variables during the 2008, 2009, 2011 and 2012 maize growing seasons at the experimental site are shown in Figure F.1.

The seasonal average air temperature was the same ($20^{\circ}C$) in 2009, 2011 and 2012 but it was slightly cooler in 2008 ($19^{\circ}C$). In 2011 and 2012, the air relative humidity was lower in comparison with 2008 and 2009, especially in April, May and July. However, the wind speed was quite similar ($1.3-1.4\ m\ s^{-1}$) during the four growing seasons with the April month being the windiest. Average values of ET_{ref} range from $4.1\ mm\ d^{-1}$

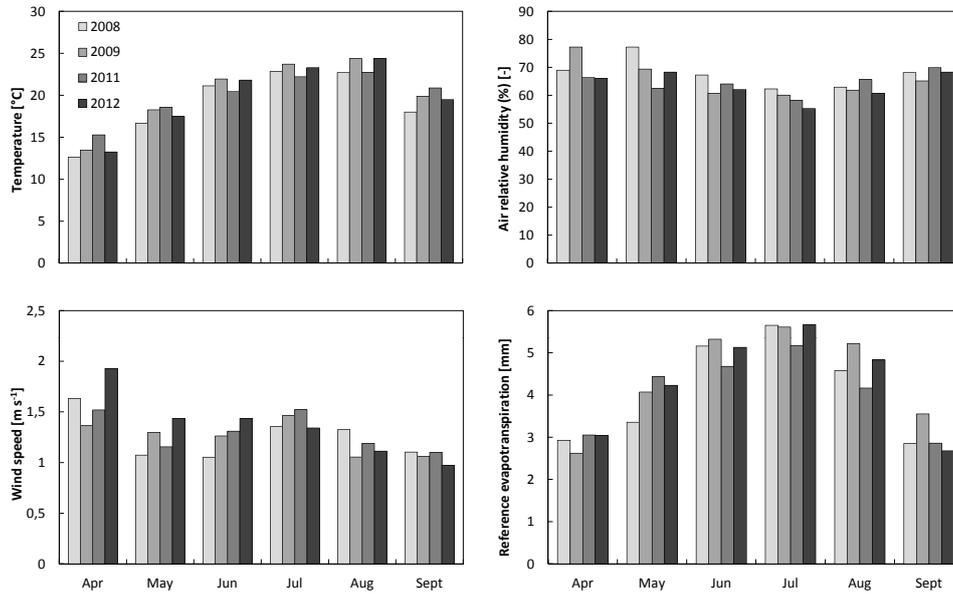


Figure F.1 – Monthly average climatic variables during the 2008, 2009, 2011 and 2012 maize growing seasons.

in 2008 and 2011 to 4.4 and 4.5 mm d⁻¹ in 2009 and 2012, respectively. The highest values of ET_{ref} were observed in June, July and August that's to say throughout the most sensitive stages of maize to water shortage.

Monthly rainfalls during the four growing seasons are shown in Table F.1. Rainfall excess or deficit compared to average monthly long-term (1991-2012) amounts is also shown. Table F.1.

Only in 2012 rainfall shows a cumulative amount of (328 mm) close to the long-term average amount (332 mm). On the other hand, the other three growing seasons present weak to severe rainfall deficit: 11% of deficit in 2008 (294 mm) and 39% in 2009 (202 mm) up to 45% in 2011 (183 mm). Indeed, these growing seasons are considered to be among the driest over the last 22 years. Regarding the monthly distribution of rainfall, June, July and August are the driest, making irrigation absolutely necessary for maize growing whereas April and/or May are wetter. In 2008, there was more than twice as much rain in May (125 mm) compared with the long-term average (52 mm) and in 2009 it was in April (138 mm) making more water available to the maize at sowing period. But for these two years, there was very little rain during the reproductive stages (starting late July) compared to 2011 and 2012. Furthermore, in September, only 16 mm in 2008 and 7 mm in 2009 rainfall amounts took place, which was well below the 119 mm long-term average.

	2008		2009		2011		2012		1991-2012
	R	Excess / Deficit	R average						
	[mm]	(%)	[mm]	(%)	[mm]	(%)	[mm]	(%)	[mm]
Apr	60	0	138	130	22	-63	53	-12	60
May	125	140	24	-54	7	-87	65	25	52
Jun	63	80	13	-63	34	-3	13	-63	35
Jul	25	9	6	-74	58	152	39	70	23
Aug	5	-88	14	-67	15	-65	89	107	43
Sept	16	-87	7	-94	47	-61	69	-42	119
Total	294	-11	202	-39	183	-45	328	-1	332

Table F.1 – Monthly Rainfall amounts in 2008, 2009, 2011 and 2012 growing seasons and a comparison to the average monthly mounts of the period 1991-2012.

Irrigation

The total amount of irrigation, the number and depth of single irrigations as well as the irrigation coefficients of variations are summarized in Table F.2.

In 2008 and 2009 RGI plot was respectively irrigated a total of 240 and 235 mm. For both years, average depth of irrigation events was near to 30 mm, for a total number of eight irrigations. In 2011 and 2012, average depths of irrigation events were lower than in 2008 and 2009 (about 25 mm), but more frequent (12 irrigations under RGI-100).

Regarding SDI-160 treatment, the applied irrigation amounts aimed at creating a mild water shortage conditions. Thus, total irrigation depths were 235 mm in 2008, 238 mm in 2009, 240 mm in 2011 and 267 mm in 2012, with an average of 24 mm watering. Irrigation frequencies were higher in 2008 and 2009 compared to 2011 and 2012 (average of 18 applications). At the opposite, water doses applied in 2008 and 2009 were lower (9 - 10 mm) than those in 2011 and 2012 (17 - 18 mm).

In 2011, SDI-120 and SDI-80 treatments received a total volume of 238 mm (14 events) and 250 mm (15 events), respectively. In 2012, SDI-120-bis treatment (50% ID) received a total irrigation depth of 145 mm applied in eight events (average of 18 mm).

Validation of the spatial homogeneity of soil

Between the growing seasons 2012 and 2013 (October-April), an inter-seasonal cover crop (an association of oat and faba) was sown on October 18th. This crop was neither irrigated nor fertilized, fulfilling thus the desired conditions for the aforementioned geo-statistical analysis. Later, crop samples were collected on April 11th in 2013. Samples locations were registered and their weights measured (data not shown). The empirical variogram (Eq. F.0.1) and confidence envelope were then calculated. The results are

Irrigation treatment	2008	2009	2011	2012		
<i>RGI</i>						
Level of crop water fulfilment (% of max. ETc)	70	70	100	50	100	50
Total water amount [mm]	260	222	325	118	331	143
Number of irrigation [-]	8	8	12	5	12	5
<i>SDI-160</i>						
Level of crop water fulfilment (% of max. Etc)	70	70	80	80		
Total water amount [mm]	230	238	267	268		
Number of irrigation [-]	25	23	14	15		
<i>SDI-120</i>						
Level of crop water fulfilment (% of max. Etc)			80	80	50	
Total water amount [mm]	-	-	254	252	145	
Number of irrigation [-]	-	-	14	15	8	
<i>SDI-80</i>						
Level of crop water fulfilment (% of max. Etc)			80	80		
Total water amount [mm]	-	-	250	270		
Number of irrigation [-]	-	-	15	15		

Table F.2 – Level of crop water fulfilment, total irrigation depth and number of irrigation events for each treatment.

shown in Fig. F.2. Figure F.2a shows the empirical variogram and Figure F.2b shows its position relative to the confidence envelope. Furthermore, Figure F.2b shows that the H0 hypothesis is valid, i.e. all points of the variogram are located within the limits of the confidence envelope. Therefore, soil yield-related properties are statistically randomly distributed over the study domain, which means that yields are not biased by a soil spatial heterogeneity.

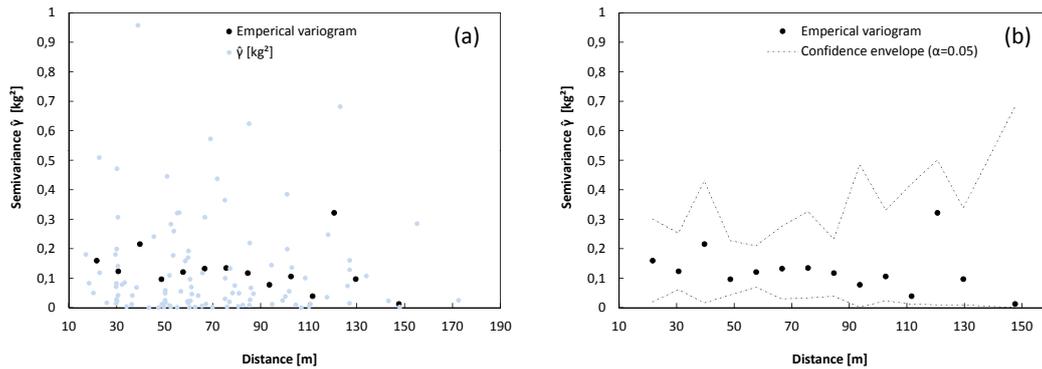


Figure F.2 – The empirical variogram (a) and the 95% confidence envelope of the inter-seasonal cover crop.

Yields

Performance indicators of all treatments are summarized in Table. F.3. For each irrigation technique, grain yield is depicted vs. total water use for all 4-years experiments in Figure F.3.

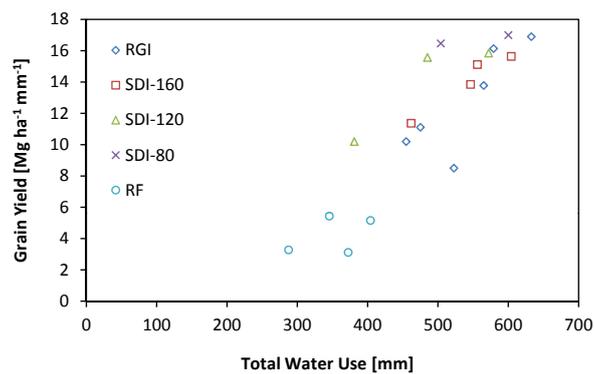


Figure F.3 – Grain yields of RGI and SDI treatments of 4-years experiments.

	Treatment	GY [Mg ha ⁻¹]	TWU [mm]	WP [Mg ha ⁻¹ mm ⁻¹]	IWP [Mg ha ⁻¹ mm ⁻¹]
<i>2008</i>	RGI	12.90	595	0.022	0.038
	SDI-160	15.00	582	0.026	0.052
	RF	3.12	389	0.008	-
<i>2009</i>	RGI	8.8	471	0.018	0.025
	SDI-160	11.37	473	0.024	0.034
	RF	3.28	283	0.012	-
<i>2011</i>	RGI-100	16.14	607	0.027	0.033
	RGI-50	10.20	455	0.022	0.041
	SDI-160	13.85	557	0.025	0.035
	SDI-120	15.57	619	0.025	0.040
	SDI-80	16.47	504	0.033	0.044
	RF	5.44	373	0.015	-
<i>2012</i>	RGI-100	17.60	638	0.027	0.037
	RGI-50	8.50	523	0.016	0.023
	SDI-160	14.3	558	0.026	0.035
	SDI-120	15.85	512	0.031	0.042
	SDI-120-bis	10.20	381	0.027	0.035
	SDI-80	17.00	600	0.028	0.044
	RF	5.16	418	0.012	-

Table F.3 – Agronomic results and performance indicators for all 4-years experiments: Grain yield (GY), total water use (TWU), water productivity (WP) and Irrigation water productivity (IWP).

Optimal to near-optimal water availability conditions

In 2011 and 2012, only SDI-80 resulted in a higher to similar GY levels compared to RGI, using in average 20% less irrigation and 5-17% less TWU . Consequently, WP and IWP under SDI-80 were higher than those of RGI for both years. In contrast, SDI-160 and SDI-120 treatments resulted in lower GY compared to RGI. However, since irrigation was 20-34% lower, irrigation water productivity indicators showed higher values.

The lower GY obtained under SDI-160 system may be explained by the less favourable water conditions under this latter compared to fully-irrigated RGI. The observed soil-water profiles at different days after sowing (DAS) under maize seeding lines (data not shown) indicate ψ values lower than that at $pF=4.2$ observed at several dates, whereas no such situation was observed under RGI, SDI-80 and SDI-120 throughout the growing season. This may have caused transpiration reductions, and thus yield reduction.

Mild water shortage conditions

Under mild water shortage conditions, SDI-160 resulted in greater GY compared to RGI (15.0 Mg ha⁻¹ and 12.9 Mg ha⁻¹ in 2008 and 11.4 and 8.8 Mg ha⁻¹ for SDI-160 and RGI, respectively). Both irrigation treatments, however, were affected by below-average rainfall amounts in 2009.

Regarding Water productivity, it was greater for SDI-160 (0.026 Mg ha⁻¹ mm⁻¹) compared to RGI (0.022 Mg ha⁻¹ mm⁻¹) as a result of the higher GY under SDI-160. In contrast, both SDI-160 and RGI treatments being similarly affected by the very low rainfall amounts, the difference in WP between both treatments were very low. IWP followed the same trend as that of WP, with values greater for SDI-160 in 2008 but similar to that of RGI in 2009.

Severe water shortage conditions

Maize grain yields were drastically reduced by stopping irrigation during the last 40-50 days of the experiment in 2012. GY was reduced by 50% under RGI-DI and by 40% under SDI-120-bis compared to RGI-FI. This steep reduction in GY is expected since water cuts took place during the reproductive stage, the most water stress-sensitive growth stage in maize (Mansouri-Far et al., 2010). Both SDI-120-bis and RGI-ID having the same level of irrigation and comparable levels of TWU, the resulting WP and IWP for SDI-120-bis were greater than those obtained under RGI-ID: WP of 0.016 and 0.027 Mg ha⁻¹ mm⁻¹ and IWP of 0.023 and 0.035 and Mg ha⁻¹ mm⁻¹ for RGI-ID and SDI-120-bis, respectively.

Discussion

Subsurface drip irrigation has the reputation of an innovative technique which allows attaining high yields and water savings (Camp, 1998; Lamm and Trooien, 2003). In our study, comparing subsurface drip irrigation of different lateral spacing to raingun irrigation did confirm the water saving trait of SDI. Nevertheless, higher yields were not systematically observed.

To our knowledge, few experimental studies have compared simultaneously SDI to RGI or sprinkler irrigation. Grabow et al. (2011) compared SDI-150 (150 cm lateral spacing) to sprinkler irrigation, both fully irrigated, for maize and soybean crops in North Carolina, USA. Both techniques resulted in similar yields under rainy conditions, but lesser yield under SDI-150 under dry conditions. The authors explained lower SDI maize grain yields by less irrigated maize rows situated at greater distances from drip lines, which was in agreement with older results for greater lateral spacing Lamm et al. (1997) and to results we present. Colaizzi et al. (2004) compared several sprinkler irrigation techniques to SDI for grain sorghum at Bushland, Texas, USA. They reported better performance indicators for SDI only under mild to severe water-shortage conditions, whereas sprinkler irrigation outperformed SDI under higher irrigation levels. Using surface drip irrigation and solid-set sprinkler for fully irrigating maize, Couto et al. (2013) obtained similar maize GY under both irrigation techniques.

Having no fully irrigated plots under SDI, no comparison at fully-irrigation level was able to be performed. However, the similar grain yields obtained with SDI-120 and SDI-80 using 20% less irrigation suggest that further increase in GY could be expected for fully irrigated SDI treatments.

Compared to results reported in literature, our GY values (16.1-16.9 Mg ha⁻¹ for fully-irrigated maize) are high. Grassini et al. (2011) reported only few GY values reaching 17 Mg ha⁻¹ among the 123 studied experimental and farmer data. For geographically-near studies on maize production in Spain and Italy, report maximum grain yields range from 14.9 to 17.6 Mg ha⁻¹ in Spain (Boulal et al., 2012; Arbat et al., 2010), and in the range of 15.5 Mg ha⁻¹ in Italy (extracted from the figures presented in a paper of Zavattaro et al., 2012).

Deficit-irrigated maize GY was also high under SDI systems. GY reported in literature varies from about 11.5 Mg ha⁻¹ (Caldwell et al., 1994; Payero et al., 2008; van Donk et al., 2013) to 13.0-13.6 Mg ha⁻¹ (Howell et al., 1997; Lamm et al., 1997). However, other studies report closer results to those we present: 15-17 Mg ha⁻¹ (Lamm and Trooien, 2005; Arbat et al., 2010; Grabow et al., 2011; Grassini et al., 2011).

Finally, regarding water productivity, our results indicated WP of irrigated treatments varying from 0.016 to 0.033 Mg ha⁻¹ for all treatments. This range of WP figures among the highest reported by Zwart and Bastiaanssen (2004) who reviewed published WP values for irrigated maize throughout 10 countries.

Normalized water productivity

One last issue approached in this paper is the use of the normalized water productivity procedure as proposed by Steduto and Albrizio (2005); Steduto et al. (2007) to account for the variable climatic demand on water productivity. According to Equation F.0.6, this procedure applies only to the total biomass (TDM) of the crop (§ Table F.3) not to its marketable components. The normalization parameter $(\sum_n (T/ET_{ref})_d)$ is calculated using the PILOTE model. Mailhol et al. (1997); Khaledian et al. (2009). The capacity of PILOTE model to correctly simulate water budget and plant growth is demonstrated in Figure F.4 where measured and simulated soil water-reserve and leaf area index are shown.

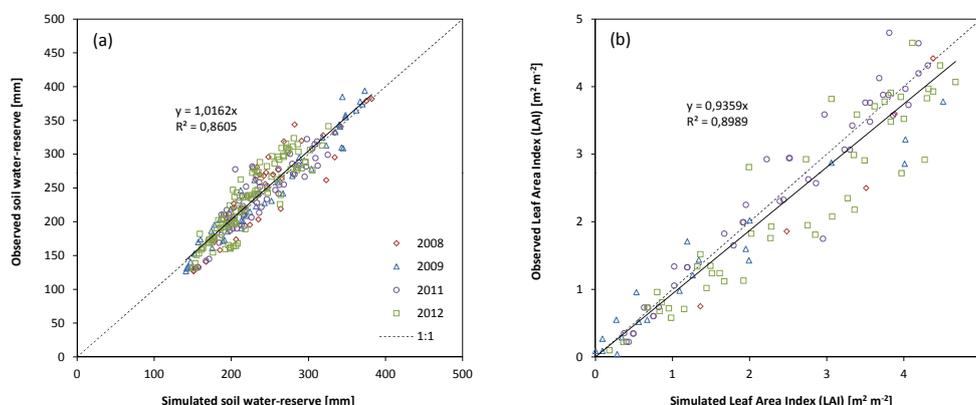


Figure F.4 – Comparison between measured and simulated leaf area index (a) and soil water-reserve of 1.2 m soil depth (b) using the PILOTE model.

Figure F.4 shows that simulated and observed variables compare well ($R^2 > 0.85$). Such errors are expected considering the inherent errors of process modelling and measurements. However, the application of the Kolmogorov-Smirnov test at ($\alpha=0.05$) for the comparison of the similarity of statistical distribution of both simulated and observed data indicated that both data series are drawn from the same distribution, hence the acceptable results of simulations.

Figure F.5 shows TDM depicted as a function of TWU (a) and the normalization parameter (b) for all treatments.

Considering that for a given species, unit biomass accumulation is linearly related to unit water transpired (Hanks, 1983), Figure F.5 shows that normalizing the final biomass by the summation of daily actual crop transpiration to the reference crop evapotranspiration is an efficient procedure to account for the effect of the inter-annual variability on maize biomass production. Depicted TDM vs. $\sum_n (T/ET_{ref})_d$ regrouped data closer to the regression line (Fig. F.5b) compared to depicted TDM vs. TWU data (Fig. F.5a). An interesting result was the regrouping of all normalized rainfed TDM data to much

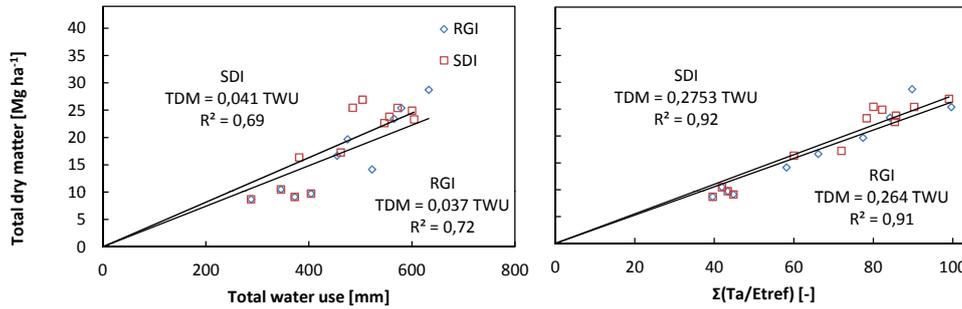


Figure F.5 – Total dry matter (a) as a function of total water use and (b) the normalization parameter of Steduto et al. (2007) for all treatments.

closed values (Fig. F.5b) compared to the dispersed data in (Fig. F.5a). This result signifies that, for a given pedo-climatic context, rainfed TDM is representative of prevailing climatic conditions. This further confirms the potential benefits of the use of the normalization method evoked by Steduto et al. (2007) in the mapping of climatic zones according to biomass water productivity classes. Moreover, given the similar rainfed water productivities after the normalization, one can conclude that using the irrigation water productivity indicator (Eq. F.0.3) may account for the climatic variability, since the abstracted rainfed yield, representative of a given climatic condition, may allow to minimize the inter-annual variability of rainfall and available soil water at sowing period (Howell, 2001).

However, the comparison of WP based on the normalization method has some constraints. The intra-annual variability of climatic conditions cannot be reflected by the aforementioned normalization procedure. Since the production of marketable parts of some crops, as in maize, can strongly be affected by high temperatures during pollination and grain filling stages, predicting grain yields would not be possible using the same the normalized WP functions. For instance, although WP* of the rainfed treatments were close, indicating close TDM and $\sum_n (T/ET_{ref})_d$ values, grain yields were well below those observed in 2008 and 2009. Such differences were due the profitable mid-season rainfall events in 2011 and 2012 which coincided with the reproductive stage, improving thus the HI during those years compared to 2008 and 2009.

Conclusion

Under a Mediterranean semi-arid climate in the South of France, agronomic performances of subsurface drip irrigation (SDI) and raingun irrigation (RGI) were compared under different irrigation levels. Under optimal to near-optimal water-availability conditions SDI with 80 cm lateral spacing (SDI-80) resulted in similar grain yields (GY) to those of RGI (mean 16.8 and 16.6 Mg ha⁻¹, respectively). However, SDI used 20% less

water than RGI. Consequently WP was obtained under SDI-80 (0.03 and 0.027 Mg ha⁻¹ for SDI-80 and RGI, respectively). SDI with 160 and 120 cm lateral spacing (SDI-160 and SDI-120, respectively) resulted in lower GY compared to RGI, but comparable water productivities due to reductions in water use.

SDI-160 showed a better performance compared to RGI under mild water shortage conditions, particularly during dry cultural seasons. GY ranged 13 Mg ha⁻¹ under SDI-160 compared to 11 Mg ha⁻¹ under RGI with the same level of irrigation of 230-260 mm. Similarly WP under IWP were higher under SDI-160 ranging respectively 2.5 and 4.3 Mg ha⁻¹ mm⁻¹ compared to 2.0 and 3.14 Mg ha⁻¹ mm⁻¹ under RGI.

When both SDI-120 plot and an RGI were conducted under severe water shortage conditions, SDI-120 resulted in 20% higher yield. Nevertheless, both treatments were severely affected by lack of water, with 40 to 50% lost in GY compared to the fully irrigated RGI treatment. However, this was the result of only one growing season which renders its generalization difficult.

Our results suggest that using SDI for maize irrigation may allow reductions in irrigation water use. This was achieved in a pedologic context of deep loamy soil with considerable retention capacity. Nonetheless, only SDI-80 resulted in similar maize production. Given actual high costs of SDI, such an SDI system remains economically uninteresting for commercial maize production. If SDI to be installed, our results suggest that given the trade-off between water use and maize production, SDI-120 is the most suitable.

Experimental research at the Lavalette station is carried on in 2013. During the actual maize grown season, SDI and RGI plots are being both fully irrigated in order to compare maximum attainable yields under both irrigation techniques. Moreover, agronomic research results of another experimental station situated in the Eastern Pyrenees region where a continental climate prevails are being actually analysed. The upcoming research aims at evaluating and comparing water productivities of both sites using the normalization procedure. Nitrogen use efficiency is also studied, with fertigation performance under two different pedo-climatic conditions.

Aknowledgments

The authors gratefully acknowledge Mr. Bruno Tisseyre, Associate professor in agricultural engineering, École Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier (SupA-gro), France, for his valuable advices on data geostatistical analysis.

Résumé

Sous le paradigme de « more crop per drop », augmenter la productivité de l'eau consommée en agriculture irriguée est devenue l'un des points majeurs du développement en systèmes d'irrigation. Dans ce contexte, évaluer les performances des techniques d'irrigation et leur aptitude à réduire la consommation en eau est une condition préalable à l'optimisation de l'utilisation de l'eau en agriculture. La technique d'irrigation dont il est question dans ce travail de thèse est le goutte-à-goutte enterré (GGE) que l'on souhaite modéliser afin d'évaluer ses performances agronomiques dans divers contextes pédoclimatiques.

De nombreux modèles de cultures permettent aujourd'hui de prédire le rendement agricole en fonction, *inter alia*, des conditions climatiques, du type de sol, de la disponibilité de l'eau, des éléments nutritifs et des pratiques agricoles. Ces modèles de cultures couplent généralement les processus de transfert d'eau et des solutés dans le sol au développement végétatif des cultures. L'extraction de l'eau par les racines des plantes y joue le rôle de jonction entre le Sol et la Plante.

Malgré la forte variabilité spatio-temporelle de l'activité de l'extraction racinaire, cette activité est souvent présentée dans les modèles de cultures par des fonctions empiriques « statiques » : la distribution spatiale de l'extraction de l'eau du sol dépend d'une forme prédéfinie de la densité racinaire mais non du type d'irrigation. Ces fonctions empiriques s'avèrent être adaptées à la simulation de l'extraction racinaire lorsque l'eau est apportée à la surface du sol (irrigation par aspersion, gravitaire, etc.). Cependant, leur légitimité sous irrigation localisée reste à démontrer.

La présente thèse tente d'évaluer la performance de l'approche empirique pour modéliser de l'extraction de l'eau sous l'irrigation localisée par GGE, avec pour objectif d'élaborer un modèle de cultures opérationnel adapté à ce type d'irrigation.

Dans un premier temps, le rôle de la fonction définissant la distribution spatiale de la densité racinaire est analysé. Des simulations numériques appuyées par des expérimentations de terrain ont permis d'analyser le phénomène de « compensation de l'extraction racinaire », phénomène plus particulièrement exacerbé en irrigation localisée. En rendre compte par la modélisation s'est avéré nécessaire pour prédire la consommation en eau des cultures, la distribution de l'eau dans le sol, et surtout les flux de drainage sous GGE.

Dans un second temps, les fruits de cette analyse ont été valorisés par le développement de SDICM, un modèle de cultures couplant les processus de transfert bidirectionnel de l'eau dans le sol au développement végétatif de la culture. Ce modèle a été confronté aux observations de terrain ce qui a permis de constater l'importance du processus d'extraction racinaire dans la prédiction des profils hydriques en sols cultivés.

Finalement, les résultats d'ordre agronomiques des essais conduits au site d'études ont été synthétisés afin d'évaluer les performances de l'irrigation par GGE pour la production de maïs dans le contexte climatique du Sud de la France.