

## THÈSE

pour obtenir le grade de Docteur de l'ENGREF

Formation doctorale de sciences de l'eau

présentée et soutenue publiquement par

**Antoine Findeling**

le 8 février 2001

à l'École Nationale du Génie Rural des Eaux et Forêts

Centre de Montpellier

---

**ÉTUDE ET MODÉLISATION DE CERTAINS EFFETS DU SEMIS DIRECT AVEC  
PAILLIS DE RÉSIDUS SUR LES BILANS HYDRIQUE, THERMIQUE ET AZOTÉ  
D'UNE CULTURE DE MAÏS PLUVIAL AU MEXIQUE**

---

devant le jury suivant :

Dr.	L. Bruckler	Directeur de thèse
Dr.	M. Vauclin	Rapporteur
Pr.	J. Wery	Rapporteur
Dr.	F. Forest	Examineur
Dr.	J.P. Lhomme	Examineur
Dr.	F. Maraux	Examineur
Dr.	C. Millier	Examineur

Centre International de  
Recherche en Agronomie  
pour le Développement  
CA & AMIS  
(Montpellier, France)



Centro Internacional de  
Mejoramiento del Maíz y Trigo  
Grupo de Recursos Naturales  
(Texcoco, Mexique)



Institut National de  
Recherche Agronomique  
Unité de Science du Sol  
(Avignon, France)





*A México lindo y la pinche Tinaja,*

*A Pierre,*

*A la meva Tap.*



# Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier F. Maraux et L. Bruckler, occupant en 1997 les postes respectifs de Chef de l'Unité de Recherche Gestion de l'Eau au CIRAD<sup>1</sup>, et de Chef de l'Unité de Recherche de Science du Sol à l'INRA<sup>2</sup>, qui sont à l'origine de cette thèse.

Je tiens ensuite à remercier la Région Languedoc-Roussillon et le Ministère de l'Agriculture qui ont cofinancé cette thèse, et sans lesquels ce travail n'aurait jamais vu le jour. Je remercie également l'ENGREF<sup>3</sup> pour m'avoir fait confiance et accueilli en tant qu'École Doctorale. Je suis par ailleurs très reconnaissant envers les nombreux organismes de recherche, CIMMYT<sup>4</sup>, LTHE<sup>5</sup>, INRA et CIRAD (AMIS & CA), qui ont tous fortement contribué à la réalisation de ce travail.

Je ne saurais jamais trop remercier A. Chanzy, S. Ruy et F. Lafolie pour leurs multiples compétences en terme de modélisation, leur professionnalisme, leur efficacité et leur grande disponibilité. J'ai aussi beaucoup apprécié le travail en binôme avec J.C. Gaudu, pour la mise au point technique du dispositif expérimental de la Tinaja (figure 2.2), et les diverses chevauchées dans Jalisco. Merci de façon générale à toute l'équipe de la Science du Sol de l'INRA d'Avignon. Merci également à R. Haverkamp, pour avoir su tirer le meilleur parti d'un bon bourbon, en distillant en moins d'une nuit le jeu d'équations *ad hoc* de l'infiltration adimensionnelle. Je tiens par ailleurs à remercier tout spécialement M. Fortier, G. Bourgeon, R. Oliver, M. Szwarc, A. Aventurier, J.L. Chopart, ainsi que tous les chercheurs et techniciens du CIRAD qui ont su m'écouter, me conseiller, et m'aider au cours de ces trois années de thèse.

Un grand merci également aux membres du comité de pilotage, dont les critiques et conseils ont permis d'orienter et de faire progresser le travail de thèse de manière très efficace. Merci en particulier à L. Bruckler, C. Millier, F. Maraux, F. Forest, S. Marlet et P. Chevallier pour leurs regards extérieurs et critiques sur le travail de thèse.

---

<sup>1</sup>Centre de Coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement.

<sup>2</sup>Institut National de la Recherche Agronomique.

<sup>3</sup>École Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts.

<sup>4</sup>*Centro Internacional de Mejoramiento de Maíz y Trigo* : centre international d'amélioration du maïs et du blé.

<sup>5</sup>Laboratoire d'Étude des Transferts en Hydrologie et Environnement.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à J. Wery et M. Vauclin qui ont accepté d'être rapporteur de cette thèse volumineuse. Merci également à J.P. Lhomme pour participer au jury de thèse en tant qu'examineur.

Je n'oublierais en aucun cas tous les collègues et amis du Mexique qui m'ont apporté aide, soutien et surtout une ouverture culturelle extraordinaire :

*Estoy especialmente agradecido al equipo de campo de la pinche Tinaja por su ayuda y su buen humor casi constante : Martín el comilón y Eduardo el dormilón, con su gran maestría en el manejo de los tambos y en la excavación de pozos ; Enrique, el rey del dispersor de neutrones y otros aparatos complejos ; Seferino el bromista, y su muy especial manera de estacionarse. Me gustaría también dar las gracias a toda la familia Benancio Rodríguez, los compadres, por su cariño y su gran hospitalidad. No puedo olvidar tampoco Manuel, le Grand Mexique, quien supo apoyarme y aconsejarme en momentos decisivos. En fin, gracias también al jefe de proyecto, Eric, quien manejaba con firmeza y inteligencia el famoso proyecto de labranza de conservación en Jalisco.*

*Gracias al CIMMYT, y mas especialmente al Grupo de Recursos Naturales, por el apoyo financiero y moral. ¿Como hubiera hecho sin Miriam, secretaria consentida, para llevar a cabo todas las cuentas y todos los traslados ? Todavía me lo sigo preguntando ...*

Un grand merci aussi à Nathalie, Odette et Christine pour leurs nombreux coups de main, leur sens pratique, leur efficacité, et leur sourire accueillant qui met toujours un peu de baume au cœur.

Merci à ma coéquipière Nathalie, pour le soutien moral, le bon pain, les gnous du désert et les nombreuses navettes de la gare d'Avignon au centre de Montfavet. Merci à Nicolas et Gilles pour leur aide à dompter le logiciel L<sup>A</sup>T<sub>E</sub>X, et pour les lourdes et nombreuses relectures qui ont suivi. Merci à Julie pour le café toujours prêt, et à Victor pour sa connaissance de la culture et de l'histoire mexicaines. Que tous ceux que je n'ai pas cités ne croient pas que je les ai oubliés ; je leur transmets également toute ma gratitude et mes remerciements.

I finalment, moltíssimes gràcies a la Montse per haver-me suportat, entés i ajudat durant èpoques de vegades difícils. No se com ho hauria fet sense tu. T'.

# Résumé

## Résumé en français

Cette étude a pour objectifs la compréhension et la modélisation de certains effets importants du semis direct avec paillis de résidus (SDP) sur les bilans hydrique, thermique et azoté d'une culture de maïs pluvial. Elle a été menée dans le contexte d'un climat tropical semi-aride au Mexique. D'un point de vue méthodologique, le travail a consisté tout d'abord à identifier les phénomènes physiques et biologiques principaux qu'implique l'itinéraire technique SDP. En s'appuyant sur les résultats de la littérature et sur les acquis au niveau du terrain d'étude, nous avons retenu comme prédominants les effets du SDP sur i) l'évaporation et la température du sol, ii) la structure de surface du sol et l'infiltration, iii) le ruissellement, et iv) le cycle de l'azote et l'activité biologique des sols.

Ces effets identifiés, une lourde campagne de collecte de données de terrain a été réalisée de mai à octobre 1998, sur le site expérimental de la *Tinaja* (état de *Jalisco*, Mexique). Des mesures complémentaires ont été faites en juin et juillet 1999 sur le même site. Certaines mesures difficilement réalisables sur le terrain ont été effectuées en laboratoire, et sont venues renforcer les données du terrain. A l'issue de ce travail expérimental important, nous disposons d'une base de données relativement riche sur l'ensemble des phénomènes étudiés.

L'étude théorique des effets du SDP s'est déroulée en deux phases. La première s'appuie sur une stratégie d'atomisation de la problématique en volets élémentaires spécifiques, traitant les effets du SDP sur i), ii) et iii), en milieu contrôlé. Le premier volet vise à étudier et modéliser les flux d'eau et de chaleur dans le système sol-paillis-atmosphère (transferts turbulents et radiatifs au sein du paillis). Il permet de comprendre et de quantifier l'effet d'un paillis de résidus sur l'évaporation d'un sol et son amplitude thermique, en fonction du taux de couverture. Le deuxième volet consiste à caractériser les effets cumulatifs du SDP sur les propriétés hydrodynamiques d'un sol et donc sa capacité à l'infiltration. Le troisième volet est dédié à l'étude et la modélisation du ruissellement sur sol paillé éventuellement planté, en tenant compte de l'interception de l'eau de pluie, de la rétention de surface, de l'infiltration,

de la canalisation du ruissellement et de son écoulement. La deuxième phase relève de la reconstruction par intégration et consiste en un volet unique. Dans ce volet les résultats des trois volets spécifiques précédents sont synthétisés et intégrés dans un modèle numérique de fonctionnement global. Ce dernier prend en compte à la fois les dynamiques de l'eau, de la chaleur et de l'azote. Il reproduit simultanément et de façon couplée tous les effets majeurs du SDP sur le système sol-paillis-plante-atmosphère.

**Mots-clefs :** modélisation, expérimentation, paillis de résidus, semis direct, bilan hydrique, bilan thermique, bilan azoté, évaporation, infiltration, ruissellement, fonctionnement global, maïs, Mexique.



## Abstract

The main objective of this work is the comprehension and modelling of the principal effects of direct sowing with corn residues (SDP) on water, temperature and nitrogen balances. The work was carried out in Mexico (Jalisco state) in a semi-arid tropical climate. The approach consisted in identifying the physical and biological phenomena that were induced by SDP. Given literature results (chapter 1) and previous studies on the experimental plot (Arreola Tostado, 1996; Scopel, 1994; Scopel *et al.*, 1998a), the retained predominant effects of SDP were i) limitation of evaporation and temperature amplitude in soil, ii) modification of surface soil structure and infiltration, iii) reduction of runoff, iv) modification of biological activity and nitrogen cycle in soil.

Experimental data about each effect of SDP were collected from May to October 1998, on the Tinaja experimental plot (Jalisco state, Mexico). Additional measurements were performed in 1999 to fill the gaps of 1998's campaign. Finally, laboratory work (CIMMYT in Mexico, CIRAD-URA and INRA in France) provided with some parameters which were impossible to measure in real conditions. All those data put together enabled us to build up a rich experimental data base.

The theoretical approach was driven in two parts. First we split the general issue in three elemental and specific points dealing with SDP effects i), ii) and iii), in controlled conditions. The first point aims at modelling heat and water fluxes (liquid and vapour phases) in the soil-mulch-atmosphere system. Theoretical developments are focused on turbulent and radiative transfers within the mulch, in order to model quantitatively the effect of a mulch of corn residues and its covering rate, on soil evaporation and thermal amplitude. The second point treats long term effects (~5 years) of SDP on soil hydraulic properties and capacity of soil to infiltrate water. The third point deals with modelling of runoff on either bare soil, mulch-covered soil, or cultivated and mulch-covered soil. The model takes into account rain interception by canopy and mulch, surface retention, infiltration (physical law), channelling of runoff in rills, and its flowing out according to a physical friction law. Then we put together the results of these three points to integrate and study simultaneously all the effects of SDP. This work was carried out thanks to a numerical model that simulates water, temperature and nitrogen dynamics, and that was coupled with the main effects of SDP on the soil-mulch-plant-atmosphere system. This model is in particular able to predict indirect effects of SDP on crop development (water stress, nitrogen stress, etc.), due to changes in soil conditions (moisture, temperature, nutriment) caused by the mulch.

**Keywords :** modeling, experiment, mulch of residues, direct sowing, water balance, heat balance, nitrogen balance, evaporation, infiltration, runoff, crop development, corn, Mexico.



# Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>iii</b>
<b>Résumé</b>	<b>v</b>
<b>Liste des figures</b>	<b>xiii</b>
<b>Liste des tableaux</b>	<b>xix</b>
<b>Liste des symboles</b>	<b>xxiii</b>
<b>Préface</b>	<b>1</b>
1 Généralités sur la culture du maïs au Mexique . . . . .	3
1.1 Aspects historiques . . . . .	3
1.2 Aspects socio-économiques . . . . .	5
<b>Introduction</b>	<b>7</b>
2 Du projet semis direct dans l'état de Jalisco au sujet de thèse . . . . .	9
3 Contexte de la thèse . . . . .	10
3.1 Contexte géographique . . . . .	10
3.2 Contexte pédologique . . . . .	10
3.3 Contexte climatique . . . . .	13
3.4 Contexte agronomique . . . . .	14
4 Objectifs de la thèse . . . . .	19
5 Présentation du document . . . . .	19
<b>I Synthèse bibliographique et définition des axes de recherche</b>	<b>21</b>
<b>1 Synthèse bibliographique</b>	<b>25</b>
1.1 Définition et caractérisation d'un paillis de résidus . . . . .	25
1.1.1 Définition d'un paillis . . . . .	25
1.1.2 Caractérisation d'un paillis . . . . .	27
1.2 Effets connus des paillis de résidus . . . . .	45
1.2.1 Effets généraux . . . . .	45
1.2.2 Effets spécifiques . . . . .	46
1.2.2.1 Effets sur l'évaporation et la température du sol . . . . .	47

1.2.2.2	Effets sur la structure de surface du sol et l'infiltration . . . . .	56
1.2.2.3	Effets sur le ruissellement . . . . .	60
1.2.2.4	Effets sur l'activité biologique des sols . . . . .	70
1.3	Modélisation des effets d'un paillis de résidus . . . . .	75
<b>2</b>	<b>Définition des axes de recherche</b>	<b>81</b>
2.1	Positionnement du travail par rapport à l'acquis . . . . .	81
2.2	Aspects expérimentaux et aspects théoriques . . . . .	84
<b>II</b>	<b>Étude des effets spécifiques du paillis</b>	<b>87</b>
<b>3</b>	<b>Effets du paillis sur l'évaporation et la température du sol</b>	<b>91</b>
3.1	Matériels et méthodes . . . . .	92
3.1.1	Modélisation . . . . .	92
3.1.1.1	Modèle TEC . . . . .	92
3.1.1.2	Modèle TEC-paillis . . . . .	95
3.1.1.3	Composition des modèles pour les paillis à couverture partielle . . . . .	101
3.1.2	Mesures de terrain - micro-parcelles instrumentées . . . . .	101
3.1.2.1	Estimation des paramètres sol de la modélisation . . . . .	103
3.1.2.2	Estimation des paramètres paillis de la modélisation . . . . .	109
3.1.2.3	Mesures climatiques . . . . .	116
3.1.2.4	Mesures dans les parcelles d'évaporation . . . . .	117
3.2	Résultats . . . . .	121
3.2.1	Mesures expérimentales . . . . .	121
3.2.1.1	Mesures climatiques . . . . .	121
3.2.1.2	Mesures dans les parcelles d'évaporation . . . . .	121
3.2.2	Modélisation . . . . .	128
3.2.2.1	Calage du modèle TEC sur PEv0 . . . . .	128
3.2.2.2	Calage et validation du modèle TEC-paillis sur PEv15 . . . . .	137
3.2.2.3	Simulation des paillis de couverture partielle . . . . .	149
3.2.2.4	Estimation de la réduction de l'évaporation en fonction de la couverture de paillis . . . . .	156
3.3	Discussion et conclusion . . . . .	159
<b>4</b>	<b>Effets du paillis sur propriétés hydrodynamiques et infiltration</b>	<b>161</b>
4.1	Matériels et méthodes . . . . .	161
4.1.1	Modélisation . . . . .	161
4.1.1.1	Détermination des propriétés hydrodynamiques d'un sol . . . . .	162
4.1.1.2	Cas particulier d'un sol croûté . . . . .	167
4.1.2	Mesures expérimentales - protocole <i>Beer-Kan</i> . . . . .	169
4.1.2.1	Description des parcelles d'essais . . . . .	169
4.1.2.2	Protocole de la méthode <i>Beer-Kan</i> . . . . .	170
4.2	Résultats . . . . .	174
4.2.1	Mesures expérimentales . . . . .	174
4.2.1.1	Courbes granulométriques des sols des parcelles d'essais . . . . .	174
4.2.1.2	Masse volumique et porosité du sol dans le domaine d'infiltration . . . . .	175
4.2.1.3	Humidité initiale au voisinage des essais d'infiltration . . . . .	176

4.2.1.4	Infiltration cumulée dans le temps en conditions contrôlées . . . . .	177
4.2.2	Modélisation - application de la théorie d'adimensionnalisation . . . . .	180
4.2.2.1	Détermination des paramètres texturaux des propriétés hydrodynamiques des sols . . . . .	180
4.2.2.2	Détermination des paramètres structuraux des propriétés hydrodynamiques des sols . . . . .	182
4.2.2.3	Récapitulatif des effets du paillis sur les propriétés hydrodynamiques des sols . . . . .	187
4.3	Discussion et conclusion . . . . .	188
<b>5</b>	<b>Effets du paillis sur le ruissellement</b>	<b>191</b>
5.1	Matériels et méthodes . . . . .	193
5.1.1	Modélisation . . . . .	193
5.1.1.1	Modèle d'ajustement statistique DPFT . . . . .	193
5.1.1.2	Modèle physique de production et de transfert du ruissellement . . . . .	194
5.1.2	Mesures expérimentales - parcelles type Wishmeier . . . . .	203
5.1.2.1	Description des parcelles de ruissellement . . . . .	203
5.1.2.2	Estimation des paramètres de la modélisation . . . . .	204
5.1.2.3	Mesure des variables de contrôle . . . . .	208
5.2	Résultats . . . . .	211
5.2.1	Mesures expérimentales . . . . .	211
5.2.1.1	Estimation des paramètres de la modélisation . . . . .	211
5.2.1.2	Mesure des variables de contrôle . . . . .	213
5.2.2	Modélisation . . . . .	219
5.2.2.1	Définition des épisodes . . . . .	219
5.2.2.2	Analyse globale des phénomènes par le modèle statistique DPFT . . . . .	219
5.2.2.3	Calage du modèle mixte . . . . .	221
5.2.2.4	Calage du modèle physique . . . . .	224
5.2.2.5	Validation du modèle physique . . . . .	233
5.3	Discussion et conclusion . . . . .	238
<b>III</b>	<b>Fonctionnement global du système sol-paillis-plante-atmosphère</b>	<b>241</b>
<b>6</b>	<b>Effets globaux du paillis sur bilans hydrique, thermique et azoté</b>	<b>245</b>
6.1	Matériels et méthodes . . . . .	245
6.1.1	Modélisation . . . . .	245
6.1.1.1	Présentation du modèle PASTIS . . . . .	245
6.1.1.2	Modification apportées au modèle PASTIS pour prendre en compte le paillis . . . . .	251
6.1.1.3	Prise en compte du paillis en tant que matière organique . . . . .	258
6.1.2	Mesures expérimentales - parcelles d'essais semi-contrôlées . . . . .	259
6.1.2.1	Caractérisation du sol et de la plante pour la modélisation . . . . .	259
6.1.2.2	Mesure des variables de contrôle de la modélisation . . . . .	269
6.2	Résultats . . . . .	273
6.2.1	Mesures expérimentales . . . . .	273
6.2.1.1	Humidité du sol . . . . .	273

6.2.1.2	Température du sol . . . . .	273
6.2.2	Modélisation . . . . .	276
6.2.2.1	Calage du modèle PASTIS-paillis . . . . .	276
6.2.2.2	Comparaison entre simulations et mesures . . . . .	281
6.2.2.3	Estimation de la contribution des modifications du modèle . . . . .	308
6.2.2.4	Estimation globale des effets du paillis dans le contexte mexicain . . .	311
6.3	Discussion et conclusion . . . . .	318
<b>Conclusion générale</b>		<b>321</b>
<b>Index</b>		<b>329</b>
<b>Bibliographie</b>		<b>337</b>
<b>Annexes</b>		<b>357</b>
<b>A</b>	<b>Mesures climatiques à la Tinaja en 1998</b>	<b>i</b>
<b>B</b>	<b>Mesures tonométriques</b>	<b>ix</b>
<b>C</b>	<b>Comparaisons entre simulations et observations</b>	<b>xi</b>
<b>D</b>	<b>Théorie de l'infiltration dans les sols</b>	<b>xvii</b>
<b>E</b>	<b>Traitement des mesures des capteurs de pression</b>	<b>xxvii</b>
<b>F</b>	<b>Algorithme du modèle d'ajustement statistique DPFT</b>	<b>xxxiii</b>

# Liste des figures

1	Pancho Villa sur son fameux "Siete Leguas" . . . . .	3
2	Maïs cultivé et maïs sauvage téosinte . . . . .	5
3	Carte de la zone d'étude . . . . .	11
4	Analyse fréquentielle des pluies . . . . .	13
5	Température mensuelle régionale . . . . .	14
6	Demande évaporative mensuelle sur bac . . . . .	15
7	Évapotranspiration potentielle journalière de Penman à la Tinaja en 1997 . . . . .	15
8	Le semis direct avec traction animale . . . . .	17
1.1	Le paillis de résidus . . . . .	26
1.2	Les éléments fins provenant de la dégradation d'un paillis ancien sur PE 1.5 t/ha . . . . .	27
1.3	Courbes de rétention de résidus végétaux obtenues par divers auteurs . . . . .	31
1.4	Lame d'eau de pluie interceptée par un paillis en fonction de sa biomasse . . . . .	33
1.5	Taux de couverture et taux d'interception du PAR pour différents paillis . . . . .	39
1.6	Relation entre vitesse du vent dans l'atmosphère et dans le paillis . . . . .	50
1.7	Flux de chaleur sensible dans le paillis au cours d'une journée . . . . .	52
1.8	Flux de chaleur latente dans le paillis au cours d'une journée . . . . .	53
1.9	Formation d'une croûte sur sol travaillé non paillé et protection du sol non travaillé paillé . . . . .	57
1.10	Relation générale entre coefficient de frottement et nombre de Reynolds pour un sol couvert . . . . .	64
1.11	Transformations de l'azote dans le système sol-paillis-atmosphère . . . . .	71
2.1	Principaux phénomènes physiques traduisant les effets du paillis de résidus . . . . .	83
2.2	Dispositif expérimental de la Tinaja . . . . .	85
3.1	Description schématique du modèle mécaniste TEC . . . . .	93
3.2	Relation entre coefficient d'échange convectif et vitesse du vent dans l'atmosphère . . . . .	97

3.3	Photo des parcelles d'évaporation . . . . .	102
3.4	Schéma des parcelles d'évaporation . . . . .	102
3.5	Courbes de rétention des horizons des parcelles d'évaporation . . . . .	104
3.6	Courbes de conductivité hydraulique des horizons des parcelles d'évaporation . . . . .	105
3.7	Courbe d'albédo du sol des parcelles d'évaporation . . . . .	108
3.8	Photo des paillis reconstitués, biomasses 1,5, 4,5 et 15 tonnes par hectare . . . . .	110
3.9	Estimation de la courbe de rétention du paillis . . . . .	112
3.10	Réflectance des éléments du paillis . . . . .	114
3.11	Schéma d'instrumentation des parcelles d'évaporation . . . . .	118
3.12	Schéma de l'instrumentation des pailles de PEv15 . . . . .	120
3.13	Mesure capacitive de l'humidité dans le sol des parcelles d'évaporation . . . . .	122
3.14	Mesure des températures dans le sol des parcelles d'évaporation . . . . .	124
3.15	Mesure des températures dans les éléments du paillis et le sol, PEv15 . . . . .	125
3.16	Mesure des flux de chaleur dans le sol des parcelles d'évaporation à 2 cm . . . . .	126
3.17	Mesure des écarts de flux de chaleur dans le sol des parcelles d'évaporation à 2 cm . . . . .	127
3.18	Efficience de TEC avant le calage de la conductivité thermique . . . . .	131
3.19	Efficience de TEC après le calage de la conductivité thermique . . . . .	133
3.20	Résultats du calage de TEC sur les humidités de deux épisodes . . . . .	134
3.21	Résultats du calage de TEC sur les températures de deux épisodes . . . . .	135
3.22	Résultats du calage de TEC sur le flux de chaleur dans le sol à 2 cm, pour deux épisodes . . . . .	136
3.23	Résultats du calage de TEC sur la conductivité hydraulique de surface . . . . .	136
3.24	Comparaison des observations et simulations après calage de TEC-paillis (étape 1) . . . . .	141
3.25	Comparaison des observations et simulations après calage de TEC-paillis (étape 2) . . . . .	142
3.26	Comparaison des observations et simulations après calage de TEC-paillis (étape 3) . . . . .	144
3.27	Validation du modèle TEC-paillis (humidité) . . . . .	146
3.28	Validation du modèle TEC-paillis (température et flux de chaleur) . . . . .	148
3.29	Optimisation de $\beta_p$ sur PEv1.5 et PEv4.5 . . . . .	151
3.30	Relation entre taux de couverture du paillis et coefficient $\beta_p$ . . . . .	151
3.31	Résultats du <i>modèle composite</i> sur PEv1.5 . . . . .	153
3.32	Résultats du <i>modèle composite</i> sur PEv4.5 . . . . .	155
3.33	Relation entre taux de couverture du paillis et réduction de l'évaporation . . . . .	157



4.1	Protocole de la méthode <i>Beer-Kan</i> . . . . .	162
4.2	Procédure de détermination des paramètres $\alpha_I$ et $\alpha_t$ par ajustement non linéaire . . . . .	166
4.3	Représentation schématique de l'infiltration dans un sol croûté . . . . .	168
4.4	Photos des quatre parcelles d'essais . . . . .	169
4.5	Schéma du dispositif en croix adopté pour les essais d'infiltration à 0 et 2 cm . . . . .	171
4.6	Courbes granulométriques des sols des quatre parcelles d'essais . . . . .	175
4.7	Courbes d'infiltration cumulée dans les sols des quatre parcelles d'essais . . . . .	179
4.8	Paramètre de texture $mn$ des sols des quatre parcelles d'essais . . . . .	182
4.9	Conductivité hydraulique $K_s$ des sols des quatre parcelles d'essais . . . . .	185
4.10	Humidité volumique à saturation $\theta_s$ des sols des quatre parcelles d'essais . . . . .	185
4.11	Potentiel de référence de Van Genuchten $\psi_g$ des sols des quatre parcelles d'essais . . . . .	186
4.12	Sorptivité intrinsèque $S_1(\theta_s, 0)$ des sols des quatre parcelles d'essais . . . . .	186
5.1	Schéma conceptuel du modèle DPFT . . . . .	194
5.2	Observation de la tortuosité des trajectoires d'écoulement sur PR 0 et PR 4.5P . . . . .	198
5.3	Notion de tortuosité et de pente effective de l'écoulement . . . . .	199
5.4	Observation de la canalisation de l'écoulement et du frottement sur les pailles . . . . .	200
5.5	Schématisation du processus de canalisation du ruissellement . . . . .	200
5.6	Photos des parcelles de ruissellement . . . . .	203
5.7	Évolution de la capacité maximale de rétention des paillis des PR . . . . .	205
5.8	Schéma d'instrumentation des parcelles de ruissellement . . . . .	210
5.9	Tortuosité et pente effective des trajectoires d'écoulement sur les PR . . . . .	211
5.10	Vitesse d'écoulement et coefficient de frottement sur les PR . . . . .	212
5.11	Relation entre pluie et ruissellement des 4 PR pour 21 épisodes . . . . .	216
5.12	Coefficients de ruissellement des quatre parcelles de ruissellement pour 21 épisodes . . . . .	216
5.13	Hydrogrammes de ruissellement des quatre PR pour deux épisodes pluvieux . . . . .	217
5.14	Comparaison entre ruissellement DPFT et ruissellement mesuré . . . . .	220
5.15	Hydrogrammes unitaires des quatre parcelles de ruissellement . . . . .	220
5.16	Efficience en débit du modèle mixte pour chaque parcelle de ruissellement . . . . .	223
5.17	Comparaison entre ruissellements du modèle mixte et mesuré (calage) . . . . .	224
5.18	Efficience en débit du modèle physique pour chaque parcelle de ruissellement . . . . .	226
5.19	Comparaison entre ruissellements du modèle physique et mesuré (calage) . . . . .	227

5.20	Estimation des cumuls ruisselés par la mesure et la modélisation (calage) . . . . .	227
5.21	Intensités de ruissellement mesurés et simulés par DPFT et par modèle physique (calage)	229
5.22	Volumes de ruissellement mesurés et simulés par DPFT et par modèle physique (calage)	230
5.23	Simulation des variables connexes au ruissellement par le modèle physique (épisode 5c)	232
5.24	Comparaison entre ruissellements du modèle physique et mesuré (validation) . . . . .	233
5.25	Estimation des cumuls ruisselés par la mesure et la modélisation (validation) . . . . .	234
5.26	Intensités de ruissellement mesurés et simulés par DPFT et modèle physique (validation)	236
5.27	Volumes de ruissellement mesurés et simulés par DPFT et modèle physique (validation) .	237
6.1	Description du modèle PASTIS et des interactions entre modules . . . . .	246
6.2	Profils de densités radiculaires des cultures des quatre parcelles d'essais . . . . .	260
6.3	Courbes de rétention des différents horizons des parcelles d'essais . . . . .	263
6.4	Courbes de conductivité hydraulique des différents horizons des parcelles d'essais . . . .	264
6.5	Profils de matière organique et rapport C/N des sols des quatre parcelles d'essais . . . .	266
6.6	Estimation des teneurs en azote minéral des quatre parcelles d'essais en début de cycle .	267
6.7	Constantes de minéralisation mesurées en laboratoire pour les sols des quatre PE . . . .	268
6.8	Indices foliaires des cultures des quatre parcelles d'essais . . . . .	269
6.9	Estimation de l'évapotranspiration potentielle de Penman à la Tinaja . . . . .	272
6.10	Mesure d'humidité par gravimétrie dans les quatre parcelles d'essais . . . . .	274
6.11	Mesures de température dans les parcelles d'essais . . . . .	275
6.12	Conductivité hydraulique des horizons de surface des parcelles d'essais après calage . .	280
6.13	Comparaison des humidités simulées et mesurées pour le cycle de culture (PE 0) . . . .	285
6.14	Comparaison des humidités simulées et mesurées pour le cycle de culture (PE Trad) . . .	286
6.15	Comparaison des humidités simulées et mesurées pour le cycle de culture (PE 1.5) . . .	287
6.16	Comparaison des humidités simulées et mesurées pour le cycle de culture (PE 4.5) . . .	288
6.17	Simulation de l'interception de la pluie et du ruissellement sur les quatre PE . . . . .	290
6.18	Évolution du réservoir d'eau culture des quatre parcelles d'essais . . . . .	291
6.19	Évolution du réservoir d'eau paillis de PE 1.5 et PE 4.5 . . . . .	292
6.20	Simulation des lames d'évaporation, de transpiration et de drainage des quatre PE . . . .	293
6.21	Simulation des flux d'évaporation de transpiration et de drainage des quatre PE . . . . .	295
6.22	Comparaison des températures du sol simulées et mesurées (PE 0 et PE Trad) . . . . .	297
6.23	Comparaison des températures du sol simulées et mesurées (PE 1.5 et PE 4.5) . . . . .	298

6.24	Comparaison des températures du paillis simulées et mesurées (PE 1.5 et PE 4.5) . . . . .	299
6.25	Flux cumulés d'azote minéral dans le sol des parcelles d'essais . . . . .	301
6.26	Stress hydriques et azoté simulés pour les quatre parcelles d'essais . . . . .	303
6.27	Simulation et mesure de l'alimentation de la culture des quatre PE en azote . . . . .	304
6.28	Simulation et mesure de l'indice foliaire de la culture des quatre parcelles d'essais . . . . .	305
6.29	Simulation et mesure de la densité racinaire de la culture des quatre parcelles d'essais . . . . .	306
6.30	Simulation et mesure de la matière sèche de la culture des quatre parcelles d'essais . . . . .	307
6.31	Comparaison des interceptions simulées de la pluie pour les quatre parcelles d'essais . . . . .	308
6.32	Comparaison des infiltrations simulées pour les quatre parcelles d'essais . . . . .	309
6.33	Comparaison des ruissellements des quatre PE simulés de trois façons différentes . . . . .	310
6.34	Estimation de l'effet du paillis sur l'évaporation du sol (PE 1.5 et PE 4.5) . . . . .	311
6.35	Effet du traitement des parcelles d'essais sur les composantes du bilan hydrique . . . . .	313
6.36	Effet du traitement des parcelles d'essais sur les composantes du bilan azoté . . . . .	316
A.1	Mesures climatiques au pas de temps 20 minutes (heure initiale 1/6/98 à 0h00) (1/5) . . . . .	ii
A.2	Mesures climatiques au pas de temps 20 minutes (heure initiale 1/6/98 à 0h00) (2/5) . . . . .	iii
A.3	Mesures climatiques au pas de temps 20 minutes (heure initiale 1/6/98 à 0h00) (3/5) . . . . .	iv
A.4	Mesures climatiques au pas de temps 20 minutes (heure initiale 1/6/98 à 0h00) (4/5) . . . . .	v
A.5	Mesures climatiques au pas de temps 20 minutes (heure initiale 1/6/98 à 0h00) (5/5) . . . . .	vi
A.6	Mesures de la pluie au pas de temps 20 secondes (heure initiale 1/6/98 à 0h00) . . . . .	vii
C.1	Comparaison des observations et simulations avant et après calage du modèle TEC . . . . .	xii
C.2	Qualité de restitution modèle TEC-paillis sur sept épisodes de validation . . . . .	xiii
C.3	Qualité de restitution <i>modèle composite</i> sur cinq épisodes de simulation de PEv1.5 . . . . .	xiv
C.4	Qualité de restitution <i>modèle composite</i> sur quatre épisodes de simulation de PEv4.5 . . . . .	xv
D.1	Schéma de l'infiltration dans un sol selon Green et Ampt (1911) . . . . .	xx
D.2	Courbe d'infiltration adimensionnelle et invariante de Green & Ampt . . . . .	xxiii
F.1	Algorithme du modèle DPFT . . . . .	xxxiv



# Liste des tableaux

1	Texture, densité et teneur en éléments du sol de la parcelle de la Tinaja . . . . .	12
1.1	Coefficients d'ajustement de la relation couverture/biomasse de divers paillis de résidus .	28
1.2	Coefficients d'ajustement des courbes de rétention de divers paillis de résidus . . . . .	30
1.3	Capacité de stockage d'eau de divers paillis de résidus . . . . .	31
1.4	Coefficients de la loi d'interception de la pluie par un paillis de résidus . . . . .	32
1.5	Conductivité thermique de divers paillis . . . . .	35
1.6	Capacité calorifique des éléments constituant le paillis . . . . .	35
1.7	Caractéristiques aérodynamiques de divers couverts . . . . .	40
1.8	Principales lois de cinétique de dégradation d'un substrat . . . . .	42
1.9	Propriétés physiques de deux types de croûtes selon Vandervaere (1998) . . . . .	56
1.10	Propriétés hydrodynamiques d'un limon argilo-sableux soumis à divers traitements . . . .	58
1.11	Paramètres utilisés dans l'expression du coefficient de frottement $f$ . . . . .	65
1.12	Coefficients de frottement de Manning pour divers sols et couvertures . . . . .	68
1.13	Taxonomie de la macrofaune rencontrée dans le sol d'une parcelle paillée de la Tinaja . .	73
1.14	Principales caractéristiques de certains modèles de la littérature . . . . .	79
3.1	Paramètres expérimentaux des courbes de rétention et de conductivité du sol des PE . . .	106
3.2	Description géométrique du paillis reconstitué . . . . .	109
3.3	Potentiel hydrique et humidité du paillis . . . . .	111
3.4	Albédo de divers échantillons de paillis . . . . .	115
3.5	Récapitulatif de tous les paramètres décrivant le paillis . . . . .	117
3.6	Identification des épisodes de dessèchement utilisés pour calibrer TEC . . . . .	128
3.7	Classification indicative de l'efficacité d'un modèle . . . . .	130
3.8	Paramètres optimaux du modèle TEC et efficacités associées . . . . .	133
3.9	Régressions linéaires entre observations et simulations par TEC (calage) . . . . .	135

3.10	Valeur des paramètres du paillis retenus après calage du modèle TEC-paillis . . . . .	143
3.11	Régressions linéaires entre observations et simulations par TEC-paillis (validation) . . .	147
3.12	Coefficient de pondération du paillis optimal ( $\beta_p$ ) et efficacité du <i>modèle composite</i> . . .	150
3.13	Régressions linéaires entre observations et simulations pour 5 épisodes de PEv1.5 . . . .	153
3.14	Régressions linéaires entre observations et simulations pour 4 épisodes de PEv4.5 . . . .	154
3.15	Estimation de la réduction de l'évaporation en présence de paillis . . . . .	158
4.1	Propriétés physiques et hydrodynamiques de deux croûtes et du sol sous-jacent . . . . .	167
4.2	Nomenclature des classes granulométriques et diamètres de particules correspondants . .	171
4.3	Fractions granulométriques des sols des quatre parcelles d'essais . . . . .	174
4.4	Masse volumique et porosité des sols des quatre parcelles d'essais . . . . .	176
4.5	Humidité volumique des sols des quatre PE avant le début des essais d'infiltration . . . .	177
4.6	Paramètres texturaux des sols des quatre parcelles d'essais . . . . .	181
4.7	Paramètres structuraux des sols des quatre parcelles d'essais . . . . .	184
4.8	Effet du paillis sur l'évolution des paramètres des propriétés hydrodynamiques de surface	187
5.1	Paramètres de la fonction physique de production du ruissellement . . . . .	197
5.2	Paramètres de la fonction physique de transfert du ruissellement . . . . .	201
5.3	Description des itinéraires techniques des parcelles de ruissellement en 1998 . . . . .	204
5.4	Humidité et sorptivité des PR au début de chaque événement pluvieux . . . . .	207
5.5	Tortuosité, pente effective et frottement du ruissellement des 4 quatre PR . . . . .	213
5.6	Définition des épisodes pluvieux et de leur utilisation pour la modélisation . . . . .	214
5.7	Paramètres d'ajustement de la relation ruissellement-pluie . . . . .	215
5.8	Paramètres et gammes de calage de la fonction de production . . . . .	221
5.9	Paramètres optimaux après calage du modèle mixte . . . . .	223
5.10	Paramètres retenus, efficacité et biais du modèle physique après calage . . . . .	226
6.1	Tortuosité, pente et frottement du ruissellement sur les quatre parcelles d'essais . . . . .	256
6.2	Paramètres relatifs aux modifications apportées au modèle PASTIS . . . . .	258
6.3	Description des stades phénologiques du maïs planté sur les parcelles d'essais . . . . .	259
6.4	Paramètres de croissance racinaire du modèle pour chaque parcelle d'essai . . . . .	260
6.5	Paramètres des courbes de rétention et de conductivité du sol des parcelles d'essais . . .	262
6.6	Matières sèches et teneurs en azote des cultures des parcelles d'essais . . . . .	270

6.7	Équipement en sondes platine des sols des parcelles d'essais . . . . .	271
6.8	Période de simulation du modèle PASTIS-paillis pour chaque parcelle d'essai . . . . .	276
6.9	Conductivités hydrauliques à saturation mesurées et calées . . . . .	279
6.10	Valeurs des paramètres retenues après calage du modèle PASTIS-paillis . . . . .	281
6.11	Simulation des lames ruisselées, interceptée par la culture et par le paillis des quatre PE .	289
6.12	Simulation des lames évaporées, transpirées et drainées des quatre parcelles d'essais . .	292
6.13	Récapitulatif des effets modélisés et leurs contributions au bilan hydrique . . . . .	311
6.14	Bilan hydrique des quatre parcelles d'essais sur le cycle de culture . . . . .	314
6.15	Estimation de l'effet des traitements sur les termes du bilan hydriques . . . . .	315
6.16	Bilan azoté des quatre parcelles d'essais sur le cycle de culture . . . . .	317
6.17	Synthèse des effets du SDP sur le fonctionnement du système sol-plante-atmosphère . .	325
B.1	Tensions de vapeur et humidité relative sur solution saturante à 20°C . . . . .	x
E.1	Coefficients d'étalonnage des capteurs de pression des bidons des PR . . . . .	xxviii
E.2	Masse de sédiments déposée sur les capteurs de pression des parcelles de ruissellement .	xxx
E.3	Épaisseur de sédiments déposée au fond des bidons des parcelles de ruissellement . . .	xxxi





# Liste des symboles

## Liste des variables

Symbole	Définition	Unité
$a$	Coefficient d'ajustement (loi de rétention paillis)	-
$a_{LAI}$	Propension de la culture à l'interception de l'eau de pluie	$m$
$a_s$	Albédo du sol	-
$a_p$	Albédo du paillis	-
$a_{Q_p}$	Capacité de stockage d'eau du paillis	$m.ha.t^{-1}$
$c_{T,p}$	Chaleur massique du paillis	$J.kg^{-1}.K^{-1}$
$C_a$	Capacité calorifique volumique de l'air	$J.m^{-3}.K^{-1}$
$C_i$	Teneur en carbone de chaque <i>pool i</i> de matière organique	$kg.kg^{-1}$
$C_l$	Concentration du soluté dans la phase liquide	$kg.m^{-3}$
$C_m$	Capacité capillaire du sol	$m^{-1}$
$C_{T,p}$	Capacité calorifique volumique du paillis	$J.m^{-3}.K^{-1}$
$C_T$	Capacité calorifique volumique du sol	$J.m^{-3}.K^{-1}$
$C_v$	Concentration de vapeur d'eau dans l'air	$kg.m^{-3}$
$d$	Diamètre des particules du sol	$m$
$d_p$	Hauteur de déplacement du paillis	$m$
$D$	Dispersion cinématique des solutés dans l'eau	$m^2.s^{-1}$
$D_h$	Diffusivité de la chaleur dans le sol	$m^2.s^{-1}$
$D_{h,p}$	Diffusivité de la chaleur dans le paillis	$m^2.s^{-1}$
$D_{h,p}^t$	Diffusivité turbulente de la chaleur dans le paillis	$m^2.s^{-1}$
$D_{h\psi}$	Conductivité isotherme de la chaleur dans le sol	$W.m^2$
$D_{hT}$	Conductivité thermique isobare apparente dans le sol	$W.K^{-1}.m^{-1}$
$D_{m\psi}$	Conductivité hydrique isotherme totale dans le sol	$m.s^{-1}$
$D_{l\psi}$	Conductivité hydrique isotherme de l'eau liquide dans le sol	$m.s^{-1}$
$D_{v\psi}$	Conductivité hydrique isotherme de la vapeur d'eau dans le sol	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$D_{mT}$	Diffusivité hydrique isobare totale dans le sol	$m^2.K^{-1}.s^{-1}$
$D_{lT}$	Diffusivité hydrique isobare de l'eau liquide dans le sol	$m^2.K^{-1}.s^{-1}$
$D_{vT}$	Diffusivité hydrique isobare de la vapeur d'eau dans le sol	$m^2.K^{-1}.s^{-1}$
$D_v^{85Kr}$	Diffusivité du krypton dans le sol	$m^2.s^{-1}$
$D_v$	Diffusivité de la vapeur d'eau dans le sol	$m^2.s^{-1}$
$D_{v,p}$	Diffusivité de la vapeur d'eau dans le paillis	$m^2.s^{-1}$
$D_{v,p}^t$	Diffusivité turbulente de la vapeur d'eau dans le paillis	$m^2.s^{-1}$
$D_p$	Diamètre des particules constituant le sol	$m$

*A suivre...*

<b>Symbole</b> (suite)	<b>Définition</b> (suite)	<b>Unité</b> (suite)
$D_w$	Diffusivité des solutés dans l'eau	$m^2.s^{-1}$
<i>Drainage</i>	Flux d'eau en bas de profil	$kg.m^{-2}$ ou $m$
$E$	Évaporation réelle du sol nu	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$E^{pot}$	Évaporation potentielle du sol nu	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$E_p$	Évaporation réelle du paillis	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$E_p^{pot}$	Évaporation potentielle du paillis	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$E_s$	Évaporation réelle du sol paillé (contribution sol)	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$E_s^{pot}$	Évaporation potentielle du sol paillé (contribution sol)	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
<i>ETP</i>	Évapotranspiration potentielle	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$ETP_j$	Évapotranspiration potentielle journalière	$kg.m^{-2}.j^{-1}$
$ETP_{Penman}$	Évapotranspiration potentielle de Penman	$kg.m^{-2}.j^{-1}$
$f$	Coefficient de frottement de Darcy-Weisbach	-
$G$	Flux de chaleur dans le sol	$W.m^{-2}$
$h$	Épaisseur de lame d'eau	$m$
$h_s$	Rétention superficielle du sol	$m$
$h_b$	Hauteur de colonne d'eau dans bidon	$m$
$h_c$	Épaisseur de la lame d'eau dans le canal	$m$
$h_f$	Potentiel hydrique de Green et Ampt au front d'humectation	$m$
$h_h$	Coefficient d'échange convectif de masse	$m.s^{-1}$
$h_m$	Coefficient d'échange convectif de chaleur	$m.s^{-1}$
$h_{surf}$	Charge hydraulique (lame d'eau) à la surface du sol	$m$
$h_v$	Épaisseur de la lame d'eau sur micro-versants	$m$
$H$	Flux de chaleur sensible	$W.m^{-2}$
<i>HR</i>	Humidité relative de l'air	$Pa.Pa^{-1}$
$I$	Infiltration cumulée dans le temps	$kg.m^{-2}$ ou $m$
$I_c$	Infiltration dans canal cumulée dans le temps	$kg.m^{-2}$ ou $m$
$I_v$	Infiltration sur micro-versant cumulée dans le temps	$kg.m^{-2}$ ou $m$
$I_{pot}$	Infiltration potentielle cumulée dans le temps	$kg.m^{-2}$ ou $m$
$k_{c0}$	Coefficient d'échange convectif entre haut du paillis et atmosphère	$m.s^{-1}$
$k_c$	Coefficient d'échange convectif entre intérieur du paillis et atmosphère	$m.s^{-1}$
$k_{fc}$	Coefficient d'échange de la convection libre dans le paillis	$(m.s^{-1})$
$k_F$	Constante de partition de Freunlich	$m^3.kg^{-1}$
$k_{min}$	Constante de cinétique de minéralisation	$j^{-1}$
$k_T$	Constante des échanges thermiques entre paillis et atmosphère	$W.m^{-2}.K^{-1}$
$K$	Conductivité hydraulique du sol	$m.s^{-1}$
$K_s$	Conductivité hydraulique du sol à saturation	$m.s^{-1}$
$K_p$	Conductivité hydraulique du paillis	$m.s^{-1}$
$l$	Largeur de la parcelle	$m$
$l_m$	Largeur mouillée de la parcelle	$m$
$L$	Longueur de la parcelle	$m$
<i>LAI</i>	Indice foliaire ( <i>Leaf Area Index</i> )	$m^2.m^{-2}$
$L_v$	Chaleur latente massique de vaporisation de l'eau	$J.kg^{-1}$
$m_p$	Biomasse de paillis	$kg.m^{-2}$
$m_{sed}$	Masse des dépôts de sédiments sur membrane du capteur de pression	$kg$

A suivre...

<b>Symbole</b> (suite)	<b>Définition</b> (suite)	<b>Unité</b> (suite)
$MS$	Matière sèche cumulée de la culture	$kg.ha^{-1}$
$n_e$	Porosité des éléments du paillis	$m^3.m^{-3}$
$n_p$	Porosité du paillis	$m^3.m^{-3}$
$n_s$	Porosité du sol	$m^3.m^{-3}$
$n_{sed}$	Porosité du dépôt de sédiments en fond du bidon	$m^3.m^{-3}$
$N_c$	Teneur en azote de la culture relativement à sa matière sèche	$kg.l^{-1}$
$N_{critique}$	Teneur en azote critique de la culture relativement à sa matière sèche	$kg.l^{-1}$
$P$	Pluie	$kg.m^{-2}$ ou $m$
$P_c$	Pluie interceptée par la culture	$kg.m^{-2}$ ou $m$
$P_p$	Pluie interceptée par le paillis	$kg.m^{-2}$ ou $m$
$Pv_a$	Pression partielle de vapeur d'eau dans l'atmosphère	$Pa$
$Pv_p$	Pression partielle de vapeur d'eau dans le paillis	$Pa$
$Pv_s$	Pression partielle de vapeur d'eau à la surface du sol	$Pa$
$Pv_{sat}$	Pression partielle de vapeur d'eau à saturation	$Pa$
$q$	Intensité ou vitesse d'infiltration	$m.s^{-1}$
$q_r$	Flux horizontal de ruissellement par unité de surface mouillée	$m.s^{-1}$
$Q_p$	Biomasse de paillis	$t.ha^{-1}$
$R$	Facteur de retard	-
$R_a$	Rayonnement atmosphérique	$W.m^{-2}$
$R_c$	Stockage d'eau de la culture	$m$
$R_{c,max}$	Stockage d'eau maximal de la culture	$m$
$R_g$	Rayonnement global	$W.m^{-2}$
$R_n$	Rayonnement net	$W.m^{-2}$
$R_p$	Stockage d'eau du paillis	$m$
$R_{p,max}$	Stockage d'eau maximal du paillis	$m$
$Re$	Nombre de Reynolds	-
$Ruis$	Ruissellement	$kg.m^{-2}$
$S$	Pente du sol	-
$S_e$	Pente du sol effective en présence de paillis	-
$S_1$	Sorptivité du sol sans charge à la surface	$m.s^{-1/2}$
$S_N$	Indice de stress azoté de la culture	-
$S_w$	Indice de stress hydrique de transpiration de la culture (matière sèche)	-
$S_{w,tur}$	Indice de stress hydrique de turgescence de la culture ( $LAI$ )	-
$S_+$	Sorptivité du sol avec charge à la surface	$m.s^{-1/2}$
$t$	Temps	$s$
$T$	Température du sol	$K$ ou $^{\circ}C$
$T_a$	Température de l'air	$K$ ou $^{\circ}C$
$T_{a,min}$	Température minimale journalière de l'air	$K$ ou $^{\circ}C$
$T_{a,max}$	Température maximale journalière de l'air	$K$ ou $^{\circ}C$
$T_b$	Température en fond de bidon (ruissellement)	$K$ ou $^{\circ}C$
$T_c$	Température de la culture	$K$ ou $^{\circ}C$
$T_{fond}$	Température mesurée dans le sol à la cote $z_m$	$K$ ou $^{\circ}C$
$T_p$	Température du paillis	$K$ ou $^{\circ}C$
$T_{pe}$	Température des éléments du paillis	$K$ ou $^{\circ}C$

A suivre...

<b>Symbole</b> (suite)	<b>Définition</b> (suite)	<b>Unité</b> (suite)
$T_s$	Température à la surface du sol	$K$ ou $^{\circ}C$
$Tr_c$	Transpiration réelle de la culture	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$Tr_c^{pot}$	Transpiration potentielle de la culture	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$U_{ref}$	Vitesse du vent à 2 mètres d'altitude	$m.s^{-1}$
$u^*$	Vitesse de frottement	$m.s^{-1}$
$V_r$	Vitesse expérimentale de l'écoulement du ruissellement	$m.s^{-1}$
$w$	Humidité massique du sol	$kg.kg^{-1}$
$w_p$	Humidité massique du paillis	$kg.kg^{-1}$
$w_{p,sat}$	Humidité massique à saturation du paillis	$kg.kg^{-1}$
$z$	Cote courante dans le sol ou le paillis	$m$
$z_{0m}$	Longueur de rugosité du sol pour échange de quantité de mouvement	$m$
$z_{0h}$	Longueur de rugosité du sol pour échange de chaleur	$m$
$z_{0m,p}$	Longueur de rugosité du paillis pour échange de quantité de mouvement	$m$
$z_{0h,p}$	Longueur de rugosité du paillis pour échange de chaleur	$m$
$z_f$	Cote du front d'infiltration	$m$
$z_{lame}$	Épaisseur de la lame d'eau à la surface du sol	$m$
$z_m$	Cote maximum ou profondeur du sol	$m$
$z_p$	Épaisseur du paillis	$m$
$z_{ref}$	Altitude des instruments météorologiques	$m$
$z_r$	Cote du front racinaire	$m$
$z_{r,max}$	Cote maximale du front racinaire	$m$
$z_{sed}$	Épaisseur des dépôts de sédiments en fond de bidon (ruissellement)	$m$
$\alpha_{fc}$	coefficient expérimental d'intensité de la convection libre	$m.K^{-1/2}.s^{-1}$
$\alpha_l$	portion de la largeur de la parcelle participant au ruissellement	-
$\alpha_{\tau}$	Facteur de tortuosité des pores du sol	-
$\alpha_{\tau,p}$	Facteur de tortuosité des pores du paillis	-
$\alpha_{Q_p}$	Dégradabilité du paillis	$j^{-1}$
$\alpha_R$	Coefficient de propension à la recharge en eau du paillis	-
$\alpha_r$	Facteur de décroissance exponentielle de la densité racinaire	$m^{-1}$
$\beta_p$	Coefficient de pondération de la composante paillis pour l'évaporation	-
$\chi$	Facteur d'extinction de la convection au travers du paillis	-
$\epsilon_p$	Émissivité du paillis	-
$\epsilon_s$	Émissivité du sol	-
$\lambda$	Longueur d'onde d'un rayonnement	$m$
$\lambda_D$	Dispersivité du sol	$m$
$\lambda_s$	Conductivité thermique du sol	$W.K^{-1}.m^{-1}$
$\lambda_p$	Conductivité thermique du paillis	$W.K^{-1}.m^{-1}$
$\Phi_h$	Densité de flux d'énergie dans le sol	$W.m^{-2}$
$\Phi_m$	Densité de flux de masse d'eau dans le sol	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$\Phi_v$	Densité de flux de masse de vapeur d'eau dans le sol	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$\psi$	Potentiel matriciel de l'eau dans le sol	$m$
$\psi_0$	Potentiel matriciel de référence (loi de rétention paillis)	$m$
$\psi_1$	Potentiel matriciel imposé à la surface du sol (infiltration)	$m$
$\psi_{fond}$	Potentiel hydrique mesuré dans le sol à la cote $z_m$	$m$

A suivre. . .

<b>Symbole</b> (suite)	<b>Définition</b> (suite)	<b>Unité</b> (suite)
$\psi_g$	Potentiel matriciel de référence Van Genuchten	$m$
$\psi_{gw}$	$\psi_g$ Van Genuchten spécifique au processus de mouillage ( <i>wetting</i> )	$m$
$\psi_{gd}$	$\psi_g$ Van Genuchten spécifique au processus de séchage ( <i>drying</i> )	$m$
$\psi_p$	Potentiel matriciel de l'eau dans le paillis	$m$
$\psi_s$	Potentiel matriciel de l'eau à la surface du sol	$m$
$Psi_m$	Fonction de correction diabatique pour la quantité de mouvement	-
$Psi_h$	Fonction de correction diabatique pour la chaleur	-
$\rho_a$	Masse volumique de l'air	$kg.m^{-3}$
$\rho_{l,p}$	Masse linéique du paillis	$kg.m^{-1}$
$\rho_{MO}$	Masse volumique de la matière organique	$kg.m^{-3}$
$\rho_e$	Masse volumique des éléments de paillis	$kg.m^{-3}$
$\rho_p$	Masse volumique du paillis	$kg.m^{-3}$
$\rho_r$	Densité racinaire	$m.m^{-3}$
$\rho_{r,max}$	Densité maximale racinaire	$m.m^{-3}$
$\rho_s$	Masse volumique du sol	$kg.m^{-3}$
$\rho_{solide}$	Masse volumique du solide composant le sol	$kg.m^{-3}$
$\rho_{sed}$	Masse volumique du sédiment couvrant les capteurs (ruissellement)	$kg.m^{-3}$
$\theta$	Humidité volumique du sol	$m^3.m^{-3}$
$\theta_p$	Humidité volumique du paillis	$m^3.m^{-3}$
$\theta_{p,min}$	Humidité volumique minimale du paillis	$m^3.m^{-3}$
$\theta_{p,max}$	Humidité volumique maximale du paillis	$m^3.m^{-3}$
$\theta_{p,sat}$	Humidité volumique à saturation du paillis	$m^3.m^{-3}$
$\theta_r$	Humidité volumique résiduelle du sol	$m^3.m^{-3}$
$\theta_s$	Humidité volumique du sol à saturation	$m^3.m^{-3}$
$\tau$	Tortuosité des trajectoires de ruissellement	$m.m^{-1}$
$\tau_b$	Coefficient de partition des bidon de ruissellement	-
$\tau_c$	Taux de couverture du paillis	$m^2.m^{-2}$
$\tau_{pe}$	Transmissivité des éléments du paillis	-
$\tau_p$	Transmissivité du paillis	-
$\tau_{p,ef}$	Transmissivité effective du paillis	-
$\tau_s$	Transmissivité du sol	-
$\tau_\theta$	Inverse de tortuosité	-
$\xi$	Propension de la couverture du paillis à réduire l'évaporation	-

## Liste des constantes

Symbole	Définition	Valeur	Unité
$C_{as}$	Capacité calorifique volumique de l'air sec	$1,20 \cdot 10^3$	$J.m^{-3}.K^{-1}$
$C_{MO}$	Capacité calorifique volumique de la matière organique	$2,50 \cdot 10^6$	$J.m^{-3}.K^{-1}$
$C_{argile}$	Capacité calorifique volumique des argiles	$2,39 \cdot 10^6$	$J.m^{-3}.K^{-1}$
$C_w$	Capacité calorifique volumique de l'eau	$4,18 \cdot 10^6$	$J.m^{-3}.K^{-1}$
$D_{h,a}$	Diffusivité moléculaire de la chaleur dans l'air	$2,20 \cdot 10^{-5}$	$m^2.s^{-1}$
$D_{v,a}$	Diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air	$2,40 \cdot 10^{-5}$	$m^2.s^{-1}$
$D_{v,a}^{85Kr}$	Diffusivité moléculaire du krypton dans l'air	$1,51 \cdot 10^{-5}$	$m^2.s^{-1}$
$g$	Accélération de la pesanteur	9,81	$m.s^{-2}$
$k$	Constante de Von Karman	0,40	-
$l$	largeur des parcelles d'essais	12	$m$
$L$	longueur des parcelles d'essais	30	$m$
$M_{H_2O}$	Masse molaire de l'eau	$1,80 \cdot 10^{-2}$	$kg.mol^{-1}$
$R$	Constante des gaz parfait	8,32	$J.K^{-1}.mol^{-1}$
$\gamma$	Constante psychrométrique	66,0	$Pa.K^{-1}$
$\nu$	Viscosité cinématique de l'eau liquide à 20°C	$1,002 \cdot 10^{-6}$	$m^2.s^{-1}$
$\rho_w$	Masse volumique de l'eau liquide	$1,00 \cdot 10^3$	$kg.m^{-3}$
$\sigma$	Constante de Stefan Boltzman	$5,67 \cdot 10^{-8}$	$W.K^{-4}.m^{-2}$

# Préface





# 1 Généralités sur la culture du maïs au Mexique

## 1.1 Aspects historiques

Au 19<sup>ème</sup> siècle, la majorité de la population paysanne du Mexique travaille dans de grandes *haciendas* sous le contrôle des colons. Leur conditions de vie difficiles engendrent la montée d'un mouvement de révolte, canalisé par les leaders Pancho Villa et Emiliano Zapata (figure 1), qui conduit le pays à la révolution le 20 novembre 1910. Cette dernière, longue et mouvementée, plonge le pays dans une guerre civile. Toutefois, en 1917, Carranza impose une constitution socialisante et centralisatrice qui donne ses premières bases politiques solides au Mexique post-révolutionnaire des années 20 (*Encyclopedia Universalis*).



FIG. 1: Pancho Villa sur son fameux "Siete Leguas" (Dr L.D. Taylor)

A la suite du régime de coalition formé autour de Pancho Villa, le General Plutarco Elías Calles fonde en 1929 le *Partido Nacional Revolucionario* (PNR). Ce dernier qui se transformera en *Partido Revolucionario Institucional* (PRI) en 1946, met un terme aux systèmes dirigeants dictatoriaux et à l'anarchie politique traditionnelle du pays. Il assure une plus grande stabilité politique et met en œuvre certaines des revendications de la révolution. C'est ainsi par exemple qu'est développée une politique d'appui au paysannat déclinée en deux axes essentiels :

- la réforme agraire,
- la politique d'appui aux petits paysans.

**La réforme agraire** - C'est un des leitmotiv des révolutionnaires depuis le début de la révolution. Elle sera entreprise dès les années 20 et durera jusqu'à nos jours avec une intensité variable dans le temps. Un des points clefs de la réforme agraire est la redistribution des terres sous une forme particulière dite *ejidal* : un *ejido* est un ensemble local de terres attribuées à un petit nombre de paysans sous forme de dotations collectives. A l'origine le paysan a le droit d'utiliser la terre qui lui revient, mais il ne peut la revendre. De plus, la non utilisation de la terre pendant plusieurs années peut conduire à sa confiscation. La récente réforme de 1994 (article 23 de la constitution relatif au droit sur la terre) a aboli ces contraintes et stipule désormais que les paysans sont propriétaires des terres *ejidales* qu'ils ont reçues en dotation. Les autres terres publiques non exploitées dans le cadre d'*ejidos* ont par ailleurs été mises en vente.

**La politique d'appui *ejidal* aux petits paysans** - L'appui se matérialise par de substantielles aides économiques au paysan. On peut citer par exemple l'aide au crédit, la subvention des intrants et la garantie du prix du maïs par l'état. Toutefois, à partir de la fin des années 80 et au cours des années 90, l'impossibilité de subvenir aux besoins financiers de tous les paysans conduit l'état à réduire progressivement ses subventions. Finalement la signature du traité de libre échange entre Mexique, États-Unis et Canada (ALENA) en 1992, engage le Mexique à supprimer définitivement toutes les subventions au secteur agricole dans les cinq ans qui suivent. La seule aide reversée au paysan après 1997, le *procampo*, est une indemnité directe à la surface cultivée.

Le système *ejidal* qui se veut une réponse aux problèmes d'inégalités entre paysans avant la révolution est toutefois imparfait. Il est souvent critiqué pour les raisons suivantes (Scopel, 1994) :

- une partie non négligeable des personnes qui ont bénéficié de la redistribution des terres est constituée de non professionnels de l'agriculture, qui n'exploitent pas leurs terres de façon optimale,
- la surface moyenne attribuée à chaque paysan est trop faible pour assurer un revenu convenable à sa famille, ce qui l'oblige à pratiquer une seconde activité souvent plus lucrative (expatriation aux États-Unis, travail en ville) au détriment de l'agriculture,
- l'effort important de subvention de l'état, omniprésent et protecteur depuis plus de 70 ans, a rendu les producteurs dépendants, peu dynamiques et peu entrepreneurs.

Ces trois aspects expliquent le relatif manque d'efficacité de la réforme agraire dans le secteur agricole *ejidal*. Les producteurs *ejidatarios* se contentent trop souvent de perpétuer les pratiques anciennes relativement peu efficaces. Ils produisent peu, sont peu sensibles aux changements techniques et écono-

miques. Quand ils rencontrent des problèmes, ils se retournent vite vers le gouvernement ou choisissent l'émigration (souvent aux USA).

## 1.2 Aspects socio-économiques

Le maïs occupe une place privilégiée dans la société mexicaine où beaucoup de traditions, d'histoires et de cérémonies y font référence. De fait on situe le berceau du maïs dans certaines régions du Mexique. Il y a plus de 5000 ans, les amérindiens domestiquèrent une graminée, le téosinte, qu'ils appelèrent *Ma-hiz* et qui devint rapidement leur nourriture de base mais aussi une monnaie d'échange. Il était nécessaire de cueillir quotidiennement les grains de cette graminée car, arrivés à maturité, ils tombaient au sol (Pernès, 1983). Les épis étaient très petits (quelques centimètres) et seulement pourvus de huit rangées de grains qui ne se touchaient pas. Progressivement au cours des millénaires les caractéristiques du maïs ont été améliorées, pour se rapprocher de celles de la céréale que nous connaissons aujourd'hui.

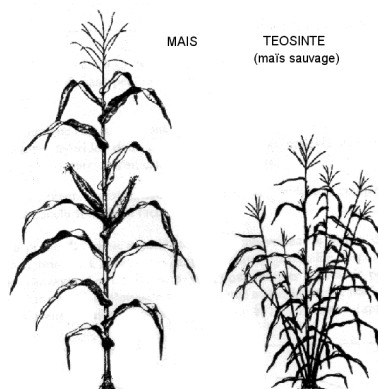


FIG. 2: Maïs cultivé (à gauche) et maïs sauvage, téosinte, (à droite) (Pernès, 1985)

De nos jours le maïs représente la première culture alimentaire au Mexique (Stephan, 1996). Le maïs en grain grillé ou bouilli est consommé nature, agrémenté de sauce, ou simplement en salade. La farine de maïs est distribuée dans tout le pays et sert de base à nombre de plats de la cuisine mexicaine. Les *tortillas* (galettes de farine de maïs) s'utilisent comme le pain de l'Europe occidentale. Séchées puis frites elles deviennent des *tostadas* qui peuvent être consommées surmontées de tomate, oignon et viande ; brisées et réduites à la taille de nos chips, ce sont alors des *totopos* qui accompagnent très agréablement un *guacamole* (sauce composée d'avocat, de tomate, d'oignon, de citron et de piment). Les *gorditas* (équivalent des *tortillas* mais plus épaisses) permettent de réaliser de succulents sandwichs fourrés. Les *empanadas* (beignets fourrés), les *tamales* (pâte de maïs cuite à l'étouffée et fourrée), l'*atole* (boisson

chaude composée de lait, farine de maïs, cannelle et sucre) sont quelques autres exemples des multiples utilisations du maïs dans l'alimentation mexicaine.

Le Mexique est le troisième producteur mondial de maïs après les États-Unis et le Brésil (Arreola Tostado, 1996) et l'état de Jalisco où a été conduite cette étude est le plus gros producteur national. Selon Glo & Martin (1995) cette production a augmenté de 2,1% par an de 1961 à 1990 ; cette croissance est la résultante de l'augmentation des rendements (+2,3% par an) et de la baisse de la surface cultivée (-0,2% par an), sur la même période. En 1990 la surface agricole utile du pays est estimée à 7 millions d'hectares, sur laquelle le maïs est la principale culture en terme de surface cultivée et de production. 72% des unités de production produisent du maïs et cette culture fait vivre une grande partie de la population rurale (ASERCA-SARH, 1994; Salcedo *et al.*, 1993). Ceci ne doit pas masquer une grande hétérogénéité inter-régionale des systèmes de production et de leur rentabilité. En particulier 80% du maïs est cultivé en conditions pluviales (pas d'irrigation, grande sensibilité aux aléas climatiques), et assure 75% de la production du pays (Salcedo *et al.*, 1993). Enfin, étant donné la consommation par tête de 120 kg par an environ, la production ne satisfait que 65% des besoins alimentaires dans le milieu rural et 40% en zone urbaine (Stephan, 1996).

# **Introduction**



## 2 Du projet semis direct dans l'état de Jalisco au sujet de thèse

Au début des années 90, le CIRAD<sup>6</sup>, en collaboration avec le CIMMYT<sup>7</sup>, met en place le projet *semis direct* (Scopel, 1994). Ce projet, établi dans l'état de Jalisco au Mexique, comprend deux composantes principales :

- étude socio-économique des problèmes liés à l'adoption de la technique du semis direct avec paillis de résidus (SDP),
- étude agronomique des mécanismes spécifiques gouvernant les bilans hydrique et azoté d'une culture de maïs en SDP.

Scopel (1994), Glo & Martin (1995) et Stephan (1996) ont abordé la première composante du projet en caractérisant les exploitations agricoles de l'état de Jalisco, en précisant leur mode de fonctionnement et en discutant les enjeux de l'adoption de la technique du SDP. Suite à ces premiers travaux, une enquête approfondie menée auprès d'un groupe représentatif d'exploitations a été menée de 1998 à 1999. Les données recensées ont permis d'alimenter un modèle économique dont les premiers résultats sont en cours de publication (Jourdain *et al.*, in press). Le travail présenté ici n'aborde pas cette composante.

La deuxième composante a été étudiée initialement par Scopel (1994) qui a mis en évidence les forts avantages de la technique SDP dans le sud de l'état de Jalisco, spécialement dans les zones sèches. Il montre comment le semis direct sur une faible quantité de résidus ( $2 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ ) améliore considérablement le stockage de l'eau dans le sol (au moins 50% de plus que pour l'itinéraire traditionnel). Il identifie et décrit les phénomènes principaux qui concourent à cette meilleure gestion de l'eau. Arreola Tostado (1996) tente une quantification des phénomènes concernés (évaporation, ruissellement, infiltration, etc.). Il modélise empiriquement certains effets du paillis comme la réduction du ruissellement et l'augmentation de l'infiltration, et met ainsi en évidence l'action bénéfique du paillis sur la recharge du sol en eau. Il calcule aussi l'évaporation en utilisant l'équation de conservation de la masse et montre une réduction significative de ce flux lors de la présence de résidus. L'ensemble des résultats obtenus est repris et synthétisé par Scopel & Chavez Guerra (1999a). La démarche semi-empirique adoptée par Arreola Tostado (1996) et le modèle élaboré présentent néanmoins des limites : compréhension partielle des phénomènes, hypothèses difficiles à vérifier, et donc extrapolations hasardeuses des résultats. Aussi une étude mécaniste détaillée s'avère-t-elle nécessaire pour mieux comprendre les effets d'un paillis de résidus (Scopel, 1999b). Ce travail intitulé *étude et modélisation de certains effets du semis direct avec paillis de résidus sur les bilans hydrique, thermique et azoté d'une culture de maïs pluvial au Mexique*, a été réalisé dans cette perspective. Son contexte et ses objectifs sont détaillés dans les paragraphes qui suivent.

---

<sup>6</sup>Centre de Coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement.

<sup>7</sup>Centro Internacional de Mejoramiento de Maíz y Trigo : centre international d'amélioration du maïs et du blé.

### 3 Contexte de la thèse

#### 3.1 Contexte géographique

L'état de Jalisco, dont la capitale est Guadalajara (seconde ville du Mexique après México), est situé au centre-ouest du Mexique à environ 150 km de la côte Pacifique et 19° de latitude nord (figure 3). On y rencontre les premiers plateaux de moyenne altitude (1500 m) précédant les hauts-plateaux de l'intérieur du pays (2000 à 2500 m).

La zone d'étude du projet *semis direct* est localisée plus précisément sur les contreforts des volcans de Colima (*Nevado de Colima* et *Volcán de fuego*) qui culminent à 4100 m. Elle s'étend dans son ensemble de 900 à 1500 m d'altitude en une vaste plaine d'environ 550 km<sup>2</sup>, délimitée au sud par la chaîne orographique *Sierra de Manatlán* (2950 m) et au nord par la chaîne *Sierra de Tapalpa* (2500 m). Elle constitue un large cône de matériaux d'origine volcanique ou sédimentaire plus ou moins remaniés, largement entaillé par le réseau hydrographique descendant du massif volcanique. La pente y est régulière d'est en ouest et de l'ordre de 5 à 10%. Seuls quelques petits volcans secondaires de moins de 300 m d'altitude (volcans de San Isidro, La Erita, Telcampana, Petecal, etc.) accidentent cette topographie (Scopel, 1994).

La parcelle suivie lors de ce travail est située par 19°41'54'' de latitude nord et 103°47'10'' de longitude ouest, près du hameau de La Tinaja appartenant au *municipio*<sup>8</sup> de San Gabriel (figure 3). Cette parcelle fait partie de l'*ejido* de San Isidro.

#### 3.2 Contexte pédologique

Près de 30% des surfaces non montagneuses de la région présentent des problèmes de pierrosité importants, ou une limitation physique (roche mère ou horizon induré) appelée localement *tepetate* (Scopel, 1994).

Les sols sont distribués en trois grandes unités pédologiques dans la zone d'étude. A proximité des volcans (section 3.1), à des altitudes supérieures à 1500 m et sur des pentes fortes, on trouve des andosols de couleur brun clair, pulvérulents en saison sèche. A l'ouest des volcans, à plus faible altitude (~ 1000 m) et sur des pentes plus douces, on observe des vertisols argileux, plus ou moins alcalins et de couleur noire. Entre ces deux domaines on rencontre des sols assez peu différenciés, de couleur brune qui sont classés en cambisols ou phaeozems selon la carte INEGi (1981).

---

<sup>8</sup>Division administrative équivalent à la commune.





FIG. 3: Carte de la zone d'étude (Scopel, 1994)

Le sol de la parcelle de la Tinaja est un cambisol sur matériau volcanique. Il présente peu de matériaux amorphes (allophanes dont l'absence a été vérifiée par le test pH-NaF<sup>9</sup>), ce qui exclut les comportements du type déstructuration et apparition d'une phase pulvérulente en surface en situation sèche ou formation d'une structure semblable à un gel en situation humide.

On distingue assez nettement deux horizons principaux (tableau 1). Le premier horizon (0 à 20 cm) d'un brun franc présente une texture limono-sableuse d'après le triangle de Brady & Weil (1996) et une densité apparente assez élevée ( $\sim 1,5$ ). Il correspond grossièrement à l'épaisseur de sol travaillé du traitement traditionnel et à l'horizon compacté dans les parcelles en semis direct. La macroporosité est constituée de trous d'insectes, surtout dans les parcelles en SDP. Son pH y est faiblement acide et le complexe adsorbant relativement bien pourvu. Les teneurs en matière organique et en phosphore assimilable sont relativement faibles pour ce type de sol (tableau 1). La matière organique et le phosphore assimilable sont essentiellement concentrés dans les premiers centimètres de sol (Scopel & Chavez Guerra, 1999a). Le deuxième horizon jaune-brun commence à 20 cm et ne présente pas de discontinuité jusqu'à au moins 150 cm (profondeur des fosses creusées pour l'étude des racines). Étant donnée la plus grande homogé-

<sup>9</sup>Test par suivi du pH en milieu fluorure de sodium pour détection des matériaux amorphes.

néité de cette couche les mesures et analyses ont été limitées à la couche 20-80 cm. Elles montrent tout d'abord que cet horizon a une texture limoneuse et une densité apparente d'environ 1,25, plus faible que celle du premier horizon. La macroporosité visible y est plus limitée surtout pour le semis direct sur sol nu (SDN). La teneur en matière organique baisse peu, en revanche il apparaît une déficience très nette en phosphore assimilable et un déséquilibre entre le potassium et les cations alcalino-terreux ( $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ ).

	Horizon 0-20 cm		Horizon 20-80 cm	
	Moyenne	Incertitude	Moyenne	Incertitude
<b>Texture<sup>a</sup> et densité</b>				
Argile (%)	16,5	(3,9)	20,8	(4,7)
Limon (%)	23,9	(1,3)	33,0	(3,8)
Sable (%)	59,5	(5,0)	46,2	(5,3)
Densité apparente (-)	1,48	(0,07)	1,23	(0,06)
Densité de solide (-)	2,70	(0,10)	2,70	(0,10)
<b>Matière organique<sup>b</sup> et phosphore<sup>c</sup></b>				
Azote ( $g_N.kg^{-1}$ )	0,63	(0,11)	0,39	(0,06)
Carbone ( $g_C.kg^{-1}$ )	6,84	(0,90)	5,05	(0,90)
C/N (-)	10,86	(3,32)	12,95	(4,30)
Matière organique ( $g_{MO}.kg^{-1}$ )	11,76	(1,55)	8,69	(1,55)
Phosphore ( $mg_P.kg^{-1}$ )	40,4 <sup>d</sup>	(3,6)	2,5	(0,7)
<b>Complexe adsorbant<sup>e</sup></b>				
pH <sub>cobaltihexamine</sub>	5,8	(0,5)	6,7	(0,5)
• Bases échangeables				
Ca éch. ( $cmol eq.kg^{-1}$ )	6,21	(1,88)	9,49	(0,89)
Mg éch. ( $cmol eq.kg^{-1}$ )	4,88	(1,60)	8,32	(1,84)
K éch. ( $cmol eq.kg^{-1}$ )	0,64	(0,31)	0,27	(0,16)
Na éch. ( $cmol eq.kg^{-1}$ )	0,08	(0,04)	0,19	(0,19)
S ( $cmol eq.kg^{-1}$ )	11,81	(3,24)	18,27	(2,63)
CEC ( $cmol eq.kg^{-1}$ )	13,26	(3,49)	19,76	(2,75)
• Éléments acides				
Mn éch. ( $cmol eq.kg^{-1}$ )	0,02	(0,01)	0,01	(0,01)
Al éch. ( $cmol eq.kg^{-1}$ )	0,00	(0,01)	0,00	(0,01)
H éch. ( $cmol eq.kg^{-1}$ )	0,00	(0,01)	0,00	(0,01)
pH <sub>eau</sub>	6,4	(0,5)	7,7	(0,5)
pH <sub>KCl</sub>	5,1	(0,5)	6,2	(0,5)
pH <sub>KCl</sub> - pH <sub>eau</sub>	-1,3	(1,0)	-1,5	(1,0)

<sup>a</sup>Destruction de la MO à l'eau oxygénée, dispersion à l'hexamétophosphate de sodium, prélèvement des argiles et limons fins à la pipette, autres fractions obtenues par tamisage.

<sup>b</sup>Méthode dosage par voie sèche (CHN).

<sup>c</sup>Méthode P assimilable Olsen-Dabin - AFNOR X31-116 (1984).

<sup>d</sup>Mesuré sur horizon 0-10 cm.

<sup>e</sup>Méthode cobaltihexamine AFNOR XX31-130 (1985).

TAB. 1: Texture, densité et teneur en éléments du sol de la parcelle de la Tinaja

### 3.3 Contexte climatique

Le climat de la zone d'étude est classé semi-aride subhumide (Martinez *et al.*, 1991). C'est un climat tropical d'altitude caractérisé par un fort contraste entre la saison des pluies et la saison sèche. Le cumul annuel des précipitations varie selon l'altitude. Il avoisine 500 mm à 850 mètres et approche les 700 mm vers 1350 mètres. Sur la parcelle de la Tinaja, situé à 1200 mètres d'altitude, le cumul des pluies oscille entre 400 mm les années sèches et 650 mm les bonnes années, avec une valeur moyenne d'environ 550 mm. La saison sèche couvre les mois de décembre à mai et ne connaît que de très rares événements pluvieux. La saison des pluies, encore appelée *temporal*, s'étend de juin à octobre et concentre 80 à 90% des précipitations. La répartition de la pluie y est assez irrégulière et concentrée essentiellement sur les mois de juin, juillet et août (figure 4). Les précipitations ont lieu le plus souvent sous forme d'orages de courte durée (souvent moins de 30 minutes) et très violents (jusqu'à  $200 \text{ mm.h}^{-1}$ ) qui engendrent de sérieux problèmes de ruissellement et d'érosion (Arreola Tostado, 1996). Les périodes sans pluie de plus de 10 jours au cours du cycle de culture (juillet à novembre) sont fréquentes (plus d'une par an en moyenne).

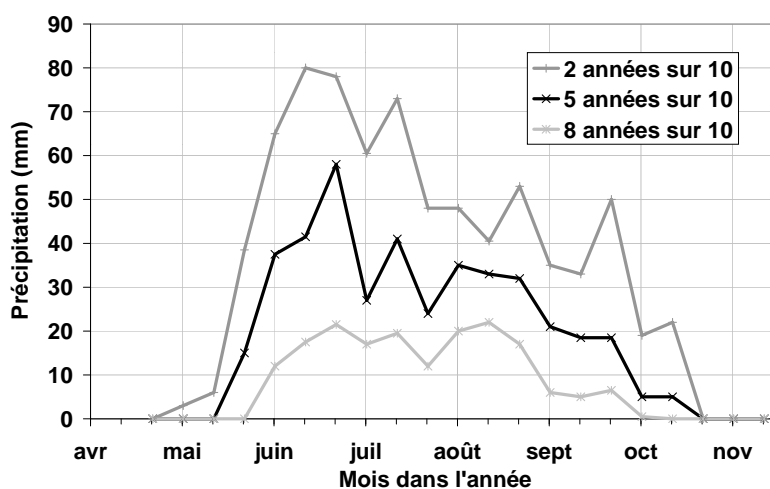


FIG. 4: Analyse fréquentielle des pluies de Toliman (~20 km de la parcelle), 1965-1991 (Scopel, 1994)

Les températures sont très liées à l'altitude, la *canícula*<sup>10</sup> survient en saison humide en dessous de 1500 m, alors qu'il fait frais toute l'année et peut même geler en janvier sur les hauts-versants du *Nevado de Colima* (4100 m). Les maxima mensuels sont observés pendant la saison des pluies avec une légère décroissance de mai ( $40^{\circ}\text{C}$ ) à novembre ( $35^{\circ}\text{C}$ ), comme le montre la figure (5). Les minima sont observés en janvier pendant la saison sèche hors du cycle de culture (Arreola Tostado, 1996). Pendant le cycle de

<sup>10</sup>Canicule.

culture, les minima mensuels sont de l'ordre de 12°C en mai, se stabilisent à 16°C de juin à septembre et baissent jusqu'à atteindre 10°C en novembre. Les températures moyennes sont assez stables et voisines de 25°C tout au long du cycle (légère baisse en fin de cycle).

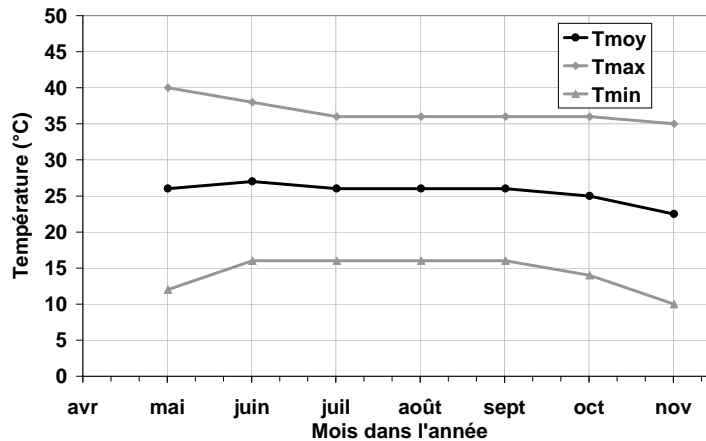


FIG. 5: Température mensuelle régionale Toliman, 1965-1991 (Scopel, 1994)

L'évaporation moyenne mesurée sur bac de classe A est de 200 mm.mois<sup>-1</sup> (6,5 mm.jour<sup>-1</sup>) sur la période mai-novembre. Les valeurs maximales sont obtenues en fin de saison sèche. Dès les premières pluies de juin on observe une chute de 250 mm.mois<sup>-1</sup> (8,3 mm.jour<sup>-1</sup>) à moins de 200 mm.mois<sup>-1</sup> (6,0 mm.jour<sup>-1</sup>), due à une augmentation de l'humidité relative de l'air. Par la suite l'évaporation se maintient jusqu'en octobre où une baisse des températures moyennes entraîne une nouvelle diminution (figure 6). L'évapotranspiration potentielle, calculée par la formule de Penman en 1997 à la Tinaja (Arreola Tostado, 2000), atteint des valeurs sensiblement plus faibles que les précédentes au cours du cycle de culture (juillet à décembre). Arreola Tostado (2000) estime l'évapotranspiration potentielle entre 3 et 4 mm.jour<sup>-1</sup> sur cette période (figure 7). Dans le cadre de cette thèse nous nous appuyerons sur l'évapotranspiration calculée par la formule de Penman pour estimer la demande climatique.

### 3.4 Contexte agronomique

Le paysage agricole du sud de l'état de Jalisco est très diversifié et hétérogène, tant du point de vue géomorphologique que des structures d'exploitation. Il est néanmoins possible de distinguer deux grands groupes de producteurs :

- les petits producteurs (*ejidatarios* ou privés),
- les producteurs plus importants (souvent privés).

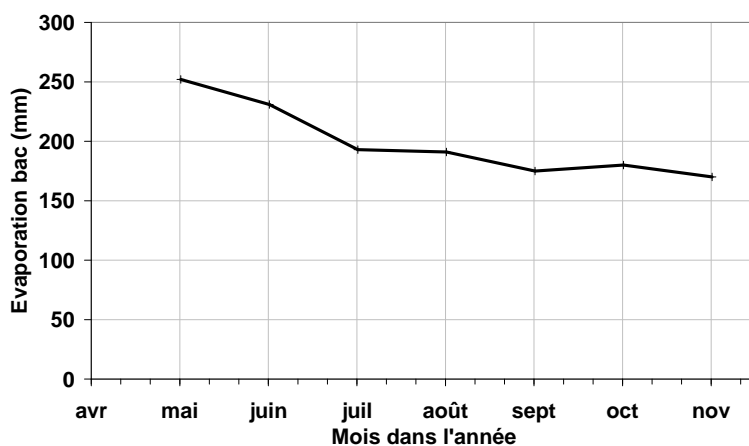


FIG. 6: Demande évaporative mensuelle sur bac à Toliman, 1965-1991 (Scopel, 1994)

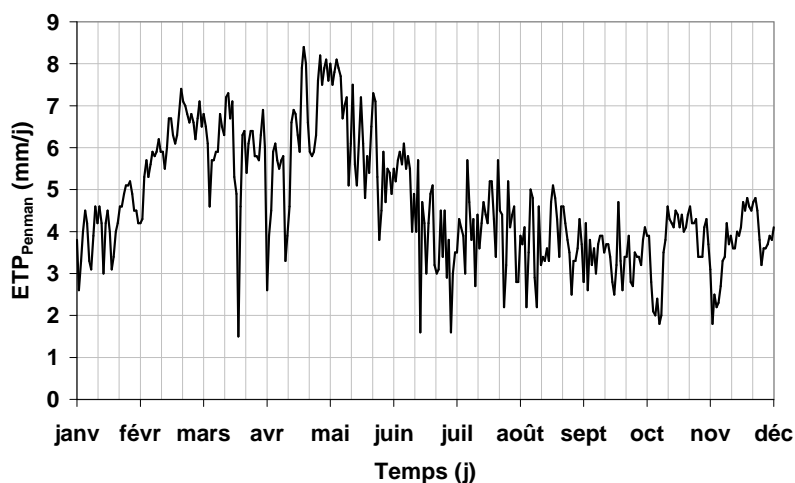


FIG. 7: Évapotranspiration potentielle journalière de Penman à la Tinaja en 1997 (Arreola Tostado, 2000)

Les petits producteurs ont généralement des connaissances agronomiques limitées à leur expérience de terrain et pratiquent une agriculture plutôt peu intensive, d'une technicité assez faible, sur des parcelles de dimensions modestes.

Les producteurs plus importants ont des connaissances et un savoir faire plus conséquents, mettent en œuvre des itinéraires techniques plus intensifs sur des parcelles plus grandes et ont souvent recours à la mécanisation.

Cette distinction n'est qu'une façon de percevoir une réalité beaucoup plus diffuse sur le terrain : toutes les situations intermédiaires entre les deux types de producteurs se rencontrent dans le sud de Jalisco.

**La culture traditionnelle du maïs** - L'itinéraire technique traditionnel (TRAD) se décline sous diverses formes dans l'état de Jalisco (Scopel, 1994; Arreola Tostado, 1996). On peut toutefois en dégager les caractéristiques dominantes suivantes :

- nettoyage de la parcelle de ses résidus (coupés, rassemblés puis brûlés),
- travail du sol à la charrue à disques (10 premiers centimètres) après les premières pluies,
- semis le plus souvent manuel après ouverture d'un sillon par une charrue tractée,
- contrôle des adventices par sarco-buttage et plus rarement traitement chimique,
- fertilisation manuelle (urée, sulfate d'ammonium, etc.) souvent lors du contrôle des adventices.

La culture irriguée se rencontre peu et concerne essentiellement des cultures maraîchères plus intensives (Glo & Martin, 1995). La culture traditionnelle du maïs est le plus souvent de type pluvial.

La pratique courante de cette monoculture a opéré au cours des années une sélection appuyée des mauvaises herbes les plus adaptées à la compétition avec le maïs. De plus l'alternance entre saison sèche et humide a privilégié les mauvaises herbes très agressives, qui germent et poussent très rapidement dès les premières pluies. Clavier (1998) indique les espèces d'adventices prédominantes : *bracharia*, *cynodon dactylon* et *cenchrus echinatus* pour les monocotylédones, *titoria sp.* et *amarantus* pour les dicotylédones. Le contrôle imparfait de ces adventices a conduit à un enrichissement considérable de la banque de graines de mauvaises herbes à la surface du sol. Il apparaît donc clairement que le contrôle des adventices est une opération cruciale mais mal maîtrisée dans le cadre de la culture traditionnelle mexicaine.

L'utilisation des fertilisants est en grande majorité non optimale pour deux raisons essentielles. Tout d'abord, suite aux subventions de l'état, le prix du kilogramme d'azote mexicain a été pendant longtemps le plus bas du monde (Hibon, 1989), ce qui a incité le paysan à surdoser ses fertilisations et appliquer jusqu'à 250 kg d'azote par hectare. Ensuite, le remplacement progressif du sulfate d'ammonium ( $SO_4(NH_4)_2$ ) par de l'urée ( $CO(NH_2)_2$ ) s'est souvent fait sans que la différence de concentration en azote (21% et 47% en masse respectivement) soit perçue et prise en compte par les petits producteurs, ce qui a engendré une nouvelle hausse des quantités d'azote appliquées (Scopel, 1994).

Enfin il est utile de préciser que l'itinéraire technique de la culture traditionnelle du maïs a connu une évolution notable au cours des vingt dernières années. La mécanisation s'est sensiblement développée et l'utilisation des variétés améliorées a connu un essor important. D'une façon générale la culture du maïs s'est intensifiée.

**La culture de maïs en semis direct** - On entend par semis direct (SD) le fait de ne pas travailler le sol et de semer la culture soit dans de petits sillons (5cm de profondeur) à l'aide d'un semoir à traction animale (figure 8) ou d'une machine motorisée, soit dans de simples trous à l'aide d'un semoir manuel. En association à cette technique de non travail du sol, il est possible de réaliser une protection du sol au moyen d'un paillis de résidus, on parle alors de semis direct avec paillis de résidus (SDP). Dans le cas contraire on utilise le terme semis direct sur sol nu (SDN).

**Remarque :** La protection des sols peut aussi être réalisée par des plantes de couverture (de Raissac *et al.*, 1998; Triomphe, 1996) mais cette technique, peu utilisée à notre connaissance dans l'état de Jalisco, ne sera pas abordée dans le cadre de cette thèse.



FIG. 8: Le semis direct avec traction animale

La culture du maïs en semis direct est pratiquée au Mexique sous sa forme élémentaire depuis que les amérindiens apprirent à domestiquer le maïs (section 1.2). En revanche, l'intervention de la recherche et la mise en place de protocoles expérimentaux de semis direct moderne n'ont été observées que très sporadiquement depuis le milieu du 20<sup>ème</sup> siècle, et de façon continue seulement à partir des années 80. Le CIMMYT fut le premier à introduire au Mexique les résultats des travaux de recherche des États-Unis sur le semis direct. L'INIFAP<sup>11</sup> lui emboîta rapidement le pas en promouvant cette recherche à l'échelle du pays. Le FIRA<sup>12</sup> a beaucoup appuyé le semis direct en finançant la recherche, la diffusion et la formation du personnel (INIFAP, 1997). Ces organismes ainsi que les universités, conscients de l'intérêt potentiel de la technique de semis direct au Mexique, ont contribué par des opérations de sensibilisation

<sup>11</sup>*Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias.* : institut national de recherches sur la forêt, l'agriculture et l'élevage.

<sup>12</sup>Branche agricole de la banque nationale mexicaine.

et de formation à faire évoluer l'état d'esprit d'une classe privilégiée d'actifs du secteur agricole (techniciens, ingénieurs agronomes, chercheurs). En revanche la diffusion de la connaissance auprès des petits producteurs est un chantier à peine entamé sur lequel travaille notamment le CIMMYT en collaboration avec le CIRAD.

Techniquement le semis direct est longtemps resté empirique et inspiré des résultats expérimentaux émanant des États-Unis (*corn belt* au début, puis Texas). L'importation directe des pratiques des USA ne conduisait alors pas toujours aux résultats attendus car les conditions agroclimatiques du Mexique sont particulières. Ce problème a conduit l'INIFAP à lancer un programme de recherche visant à mieux adapter le semis direct aux conditions tropicales mexicaines. Cette organisme conclut que les préconisations pour la culture traditionnelle du maïs au Mexique sont applicables au semis direct (variétés de maïs, fertilisation, etc.) (INIFAP, 1997). Au niveau du producteur, Scopel (1998b) montre trois freins importants à l'adoption de cette technique :

- l'accès insuffisant au matériel de semis souvent peu performant,
- la difficulté à contrôler efficacement les mauvaises herbes,
- la compétition entre culture et élevage pour la consommation de résidus.

Le contrôle des mauvaises herbes est crucial pour le semis direct car le non travail du sol favorise la levée des adventices dès les premières pluies. Le manque de moyens techniques et de connaissances rend les petits producteurs impuissants devant le problème. Ils manquent de référentiels techniques pour lutter efficacement contre les adventices (variété de maïs, date de semis, répartition spatiale maïs, gestion de la couverture, méthodes mécaniques et chimiques).

La gestion des résidus de culture est rendue délicate par le double usage qui en est fait : l'exploitant agricole doit choisir entre protection de son sol et/ou alimentation de son bétail. Cette compétition limite le plus souvent fortement les quantités de résidus disponibles pour protéger le sol. Penser l'exploitation agricole comme une intégration des activités d'élevage et de culture permettrait de mieux gérer la biomasse de résidus, notamment en diversifiant les systèmes de culture (cultures fourragères, cultures en rotation).

En conclusion, bien que le semis direct soit une alternative prometteuse à l'itinéraire technique dit traditionnel, il est très peu répandu pour pour 4 raisons principales :

- le contexte historico-culturel mexicain n'incite pas le petit producteur à prendre des initiatives innovantes (section 1.1),
- la réussite de la culture du maïs n'est pas vitale au niveau économique (section 1.1),



- la difficulté de s'approprier et maîtriser la technique du semis direct reste grande,
- plus le producteur est petit plus les trois points précédents sont contraignants (Jourdain *et al.*, in press).

A l'heure actuelle on ne compte qu'environ 4% de la surface agricole utile en semis direct au Mexique (INIFAP, 1997)

## 4 Objectifs de la thèse

Le travail présenté ici n'aborde pas la problématique socio-économique, liée à la pratique du semis direct. Il se concentre sur la composante agronomique et physique, et vise à décrire les mécanismes spécifiques gouvernant les bilans hydrique, thermique et azoté d'une culture de maïs en SDP (Scopel, 1994; Arreola Tostado, 1996). Ses objectifs peuvent se résumer en deux grands points :

1. Identifier, étudier et quantifier les principaux effets du SDP sur les composantes des bilans hydriques, thermiques et azotés d'une culture de maïs pluvial ;
2. Hiérarchiser ces effets et intégrer ceux d'ordre 1 au sein d'un modèle agronomique mécaniste global, capable de décrire convenablement l'ensemble des processus mis en jeu.

## 5 Présentation du document

Le document est articulé autour de trois parties principales. La première partie expose d'abord les acquis scientifiques relatifs au sujet de thèse. Elle se poursuit par le positionnement de la problématique par rapport à ces acquis, pour définir et justifier des axes de recherche pertinents. Ces derniers devront faire progresser la compréhension des phénomènes étudiés et permettre de satisfaire les objectifs définis (section 4).

La deuxième partie traite des effets spécifiques du paillis de résidus sur des termes bien identifiés des bilans hydriques et thermiques. Il s'agit i) de l'évaporation et la température, ii) de l'infiltration et iii) du ruissellement. Chacun de ces trois volets a fait l'objet d'expérimentations propres (terrain et laboratoire) et a nécessité l'utilisation de trois modèles mécanistes distincts adaptés.

Dans la troisième partie les résultats précédents sont synthétisés et intégrés dans un modèle mécaniste à portée plus générale. Ce modèle permet la prise en compte, sous forme simplifiée mais de façon simultanée, de tous les effets du paillis sur les bilans hydrique, thermique et azoté du système sol-paillis-plante-atmosphère.

Enfin la conclusion générale résume les principaux résultats obtenus. Les limites de la démarche sont également évoquées ouvrant des perspectives de recherche complémentaire. Suivent un index des mots et expressions clefs, la liste des références bibliographiques et les annexes.

## **Première partie**

# **Synthèse bibliographique et définition des axes de recherche**



*Dans un premier temps cette partie expose une synthèse bibliographique sur les paillis de résidus, leurs effets principaux rencontrés dans la littérature et la façon de les modéliser. A la lumière de cette synthèse bibliographique, nous définissons dans un deuxième temps les axes de recherche les plus pertinents, afin d'atteindre les objectifs de la thèse définis page 19.*



# Chapitre 1

## Synthèse bibliographique

### 1.1 Définition et caractérisation d'un paillis de résidus

#### 1.1.1 Définition d'un paillis

Dans la littérature le paillis parfois appelé *mulch*<sup>1</sup> désigne une couche généralement peu épaisse formée par un ou plusieurs éléments le plus souvent disposé(s) à la surface du sol et parfois dressé(s) (Bussièrè, 1991; Sauer *et al.*, 1996; Gonzalez-Sosa *et al.*, 1999a). Il peut être continu ou discontinu, homogène ou hétérogène, isotrope ou anisotrope. On distingue également le degré d'enfouissement : *mulch* déposé sur le sol, *mulch* partiellement enfoui (Poesen & Lavee, 1991) et *mulch* totalement enfoui ou couche de mélange (de Louvigny, In press).

On rencontre dans la littérature une grande variété de *mulchs*. Hillel *et al.* (1975) et de Louvigny (In press) étudient des *mulchs* respectivement d'agrégats hydrophobes et de verre pilé, déposés à la surface du sol. Byun *et al.* (1991), Contreras N *et al.* (1992) et Mahrer & Katan (1981) s'intéressent à des films synthétiques couvrant le sol. Poesen & Lavee (1991) considère un *mulch* de morceaux de polystyrène expansé de tailles variables, Sui *et al.* (1992) étudient divers *mulchs*, du film papier ou d'émulsion d'asphalte à la paille, en passant par les sables et les graviers. Enfin la plupart des auteurs étudie les *mulchs* de résidus végétaux frais ou en décomposition (Adams & Kay, 1979; Braud, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Buck *et al.*, 2000; Bussièrè & Cellier, 1994; Cheng-Hua & Cheng-Lin, 1997a; Chopart, 1989; Chung & Horton, 1987; Lamers *et al.*, 1998; Novak *et al.*, 2000a,b,c; Ross *et al.*, 1985a,b; Sui *et al.*, 1992; Tuzet *et al.*, 1993).

---

<sup>1</sup>L'acception couche de sol sec de surface (Boulet, 1997) est écartée dans le cadre de ce travail.



FIG. 1.1: Le paillis de résidus (Arreola Tostado)

Dans cette étude le *mulch* est un paillis végétal composé de cannes, de rafles et de feuilles de maïs répartis horizontalement et aléatoirement à la surface du sol (figure 1.1). Il est discontinu et hétérogène par la constitution de ses éléments (matière organique, air et eau) et sa couverture partielle (30 % à 70 % pour les paillis couramment rencontrés sur les parcelles des agriculteurs et 30% à 95% pour les paillis des parcelles expérimentales). Bien que ses propriétés soient anisotropes à l'échelle de l'élément constitutif, on peut considérer qu'elles ne le sont plus à l'échelle du paillis dont les éléments sont distribués aléatoirement.

On distinguera le *paillis naturel* observé chez les agriculteurs où sur les parcelles d'essais (PE) de cette étude, et le *paillis reconstitué* qui possède des caractéristiques mieux contrôlées mais moins proches de la réalité (section 3.1.2.2) (Scopel, 1994). Le *paillis naturel* est un mélange de résidus de plusieurs années consécutives. En effet au cours d'un cycle le paillis ne se décompose pas intégralement mais subsiste en partie sous forme d'une collection de particules qui se distribuent continuellement du millimètre à plusieurs dizaines de centimètres (figure 1.2). Le renouvellement du paillis ancien par les résidus de la dernière récolte fournit surtout des éléments frais grossiers de taille supérieure au centimètre dans la grande majorité (Arreola Tostado, 1996). Cet aspect est important dans la mesure où l'application de faibles doses de paillis entraîne à long terme la mise en place d'un *tapis organique protecteur* à la surface du sol qui explique en partie la forte intensité des effets de ce dernier.





FIG. 1.2: Les éléments fins provenant de la dégradation d'un paillis ancien sur PE 1.5 t/ha

### 1.1.2 Caractérisation d'un paillis

**Nature, géométrie, architecture et répartition** - La nature d'un paillis utilisé a son importance. Un paillis imperméable se comporte différemment d'un paillis poreux (Poesen & Lavee, 1991). Par ailleurs, la taille des éléments du paillis, son épaisseur, son architecture (aérée, tassée, dressée, couchée, etc.) et son taux de couverture sont aussi des paramètres déterminants (Gonzalez-Sosa, 1999b; Gusev & Busarova, 1996; Khan *et al.*, 1988). Smika (1983) montre qu'un paillis de chaumes dressés est plus efficace pour réduire l'évaporation du sol qu'un paillis fauché, en présence de fort vent et pour des rayonnements de faible intensité. Bristow (1988) montre le contraire dans le cas où le rayonnement est dominant et le vent très faible. En fait un paillis de chaumes dressés laisse pénétrer plus de rayonnement jusqu'au sol et atténue plus fortement les transferts par convection turbulente (Gonzalez-Sosa, 1999b). Arreola Tostado (1996), Gilley *et al.* (1986a, 1991) et Khan *et al.* (1988) ont étudié la relation entre le taux de couverture et la biomasse de divers paillis. Ils obtiennent tous une relation de la forme :

$$\tau_p = 1 - \exp(-aQ_p) \quad (1.1)$$

avec  $\tau_p$ , taux de couverture du paillis ( $m^2 \cdot m^{-2}$ ),  $Q_p$ , biomasse du paillis ( $t \cdot ha^{-1}$ ) et  $a$ , coefficient de propension à la couverture ( $ha \cdot t^{-1}$ ). Les valeurs de  $a$  pour différents paillis sont données dans le tableau (1.1).

Auteur(s)	Type de résidus	Coef. a <sup>a</sup> ( $ha \cdot t^{-1}$ )	Validité	R <sup>2</sup> <sup>b</sup>
Arreola Tostado (1996)	Maïs frais	0,367	0-20 t.ha <sup>-1</sup>	-
	Maïs en décomposition	0,271	0-20 t.ha <sup>-1</sup>	-
	Maïs frais (seulement tiges)	0,092	0-20 t.ha <sup>-1</sup>	-
Gilley <i>et al.</i> (1986a)	Maïs	0,114	0-14 t.ha <sup>-1</sup>	0,995
Gilley <i>et al.</i> (1991)	Maïs	0,155	2-10 t.ha <sup>-1</sup>	0,978
	Coton	0,0676	2-10 t.ha <sup>-1</sup>	0,984
	Arachide	0,180	2-10 t.ha <sup>-1</sup>	0,979
	Aiguilles de pin	0,370	0,75-8 t.ha <sup>-1</sup>	0,978
	Sorgho	0,184	2-10 t.ha <sup>-1</sup>	0,920
	Soja	0,243	2-10 t.ha <sup>-1</sup>	0,963
	Tournesol	0,102	2-10 t.ha <sup>-1</sup>	0,986
	Blé	1,100	0,25-4 t.ha <sup>-1</sup>	0,997
Khan <i>et al.</i> (1988)	Paille de blé	0,670	0-5 t.ha <sup>-1</sup>	-

<sup>a</sup>Coefficient de propension à la couverture.

<sup>b</sup>Coefficient de détermination entre modèle et mesure.

TAB. 1.1: Coefficients d'ajustement de la relation couverture/biomasse de divers paillis de résidus

La localisation du paillis est également déterminante. Déposé à la surface du sol le paillis agit effectivement dans les grandes lignes, tel qu'on le décrit dans les quatre chapitres qui suivent (1.2.2.1 à 1.2.2.4). En revanche, enfoui dans le sol, ses effets sur l'évaporation et la température du sol (Bussièrre, 1991), le ruissellement ou l'infiltration (Poesen & Lavee, 1991) sont le plus souvent très limités voire nuls. Sa dégradation est en revanche rapide et il échange des quantités d'eau et de solutés avec le sol importantes (Mary *et al.*, 1996; Néel, 1996; Robin, 1994). Quoi qu'il en soit, nous écartons d'ores et déjà la modalité paillis enfoui car elle est incompatible avec l'itinéraire semis direct étudié (section 3.4).

Enfin le mode de répartition du paillis sur le sol est aussi important. Lal (1978) a étudié son effet sur la température du sol. Cet auteur montre qu'un paillis réparti en bandes sur l'inter-rang est plus efficace qu'un paillis réparti en bandes sur le rang, car le premier paillis complète l'ombrage de la culture. Bristow & Abrecht (1989) travaillent sur un paillis de nattes de fibres de cocotier ( $5,3 t \cdot ha^{-1}$  et 1 à 1,5 cm d'épaisseur) selon 4 modalités de répartition : sol nu, paillage partiel par bandes de 5 et 15 cm de large et paillage de couverture totale. Ils s'intéressent à l'influence de la largeur des bandes sur la température du sol, afin de trouver les conditions thermiques optimales pour la germination des semences. Ils montrent l'importance du paillage total qui préserve avec plus d'efficacité l'humidité et la température du sol. De

même Hares & Novak (1992b) constatent une réduction notable de la température sous des bandes de paillis et mettent en évidence un flux de chaleur des zones sous sol nu vers les zones paillées. Selon Bussièrè (1991) un paillis de couverture totale reste le plus efficace pour réduire les amplitudes thermiques et l'évaporation. Sur *et al.* (1992) ont étudié l'effet du mode de répartition d'un paillis de maïs (3 et 6 t.ha<sup>-1</sup>) sur le ruissellement. Ils retiennent trois modalités de répartition : en bandes de 25 cm de large et 20 cm de haut séparées par 1,5 m de sol nu (B), homogène sur toute la surface (W) et concentré sur le tiers aval de la parcelle (W/3). Pour une biomasse de paillis donnée, ils trouvent que la répartition W est plus efficace que W/3, elle-même plus efficace que B pour réduire le ruissellement. Dans le cadre de notre étude le paillis étudié est de couverture partielle et ses éléments sont répartis aléatoirement à la surface du sol (section 1.1.1).

**Propriété physiques** - La densité du paillis, ses propriétés hydrodynamiques, thermiques, diffusives, optiques et aérodynamiques sont des caractéristiques fondamentales du paillis dans la mesure où elles modulent fortement les effets du paillis sur le système sol-paillis-plante-atmosphère (Braud, 1998a; Gonzalez-Sosa, 1999b; Bussièrè, 1991).

**Densité** - Bond & Willis (1969, 1970), Gonzalez-Sosa (1999b), Gusev & Busarova (1996) et Novak *et al.* (2000a,b,c) montrent tous que la densité d'un paillis est importante car elle directement reliée à l'intensité des effets du paillis sur le milieu environnant (section 1.2.2.1).

**Propriétés hydrodynamiques** - Il s'agit des courbes de rétention et d'interception de l'eau de pluie et de la conductivité hydraulique d'un paillis.

- Courbe de rétention d'un paillis

Dans la littérature on trouve de nombreux auteurs qui se sont penchés sur le problème de la détermination de la courbe de rétention de résidus de culture. Myrold *et al.* (1981) ont étudié un paillis de pailles de blé (*triticum aestivum l.*) découpés en morceaux de 0.5 et 1 cm (Chopped wheat straw), et un deuxième paillis de pailles de blé en décomposition (Ground wheat straw). Ils décomposent le potentiel en un potentiel matriciel classique auquel s'ajoute un potentiel osmotique lié à la présence de composés chimiques en solution dans les pailles. Dans tous les cas ils obtiennent un ajustement du type :

$$\psi_p = \psi_{p,m} + \psi_{p,o} = aw_p^b \quad (1.2)$$

avec  $\psi_p$ ,  $\psi_{p,m}$  et  $\psi_{p,o}$ , potentiel hydrique respectivement total, matriciel et osmotique du paillis ( $m$ ),  $w_p$ , teneur en eau massique du paillis ( $kg.kg^{-1}$ ),  $a$  ( $m$ ) et  $b$  (-), coefficients d'ajustement.

Sharrat (1997) a travaillé sur de la mousse végétale et un mélange de mousse décomposée et de sol. Il observe que la matière organique augmente la capacité de rétention d'eau du sol car la présence de microfibrilles végétales dans le sol réduit la taille moyenne des pores et modifie la texture de ce dernier. Pour les deux matériaux poreux étudiés, il propose une formulation de la courbe de rétention basée sur l'équation (1.2).

Auteur(s)	Résidus	Technique	Potentiel (m)	a (m)	b (-)	R <sup>2</sup> <sup>a</sup>
Myrold <i>et al.</i> (1981)	CWS <sup>b</sup>	Presse hydraulique	$\psi_p$	-12,80	1,50	0,79
Myrold <i>et al.</i> (1981)	CWS	Psychromètre	$\psi_p$	-5,27	1,32	0,64
Myrold <i>et al.</i> (1981)	GWS <sup>c</sup>	Presse hydraulique	$\psi_p$	-16,90	1,82	-
Myrold <i>et al.</i> (1981)	GWS	Psychromètre	$\psi_p$	-22,70	1,20	1,00
			$\psi_{p,o}$	-23,30	1,19	0,99
			$\psi_{p,m}$	-3,53	2,42	0,91
Sharrat (1997)	Mousse et MO	Papier filtre <sup>d</sup>	$\psi_p$	-0,01	3,49	-

<sup>a</sup>Coefficient de détermination entre modèle et mesure.

<sup>b</sup>Chopped Wheat Straw : pailles de blé découpées.

<sup>c</sup>Ground Wheat Straw : pailles de blé du sol en décomposition.

<sup>d</sup>Méthode décrite dans Fawcett & Collis-George (1967).

TAB. 1.2: Coefficients d'ajustement des courbes de rétention de divers paillis de résidus

Enfin Bristow *et al.* (1986), Tanner & Shen (1990) et Thompson (1981) ont également cherché à déterminer la caractéristique potentiel hydrique-teneur en eau pour différents matériaux végétaux. Ils proposent des relations empiriques analogues à celle de Myrold *et al.* (1981) et qui donnent des résultats comparables. Les ajustements obtenus par Myrold *et al.* (1981) et Sharrat (1997) sont résumés dans le tableau (1.2) et illustrés par la figure (1.3). On constate d'une façon générale une grande variabilité dans les coefficients obtenus par ces auteurs et une forme de courbe de rétention particulière avec une asymptote horizontale d'équation  $\psi = 0$ , que l'on ne retrouve pas pour les sols.

- Interception de l'eau de pluie par un paillis

Arreola Tostado (1996) étudie la recharge potentielle de plusieurs paillis de résidus de maïs, en immergeant les résidus dans l'eau pendant 15 heures puis en les laissant ressuyer 2 heures à l'ombre. Les masses sèches des paillis ont été obtenues ultérieurement par pesée après séchage 72 heures à 70°C. Arreola Tostado (1996) montre qu'un paillis de 4,5 t.ha<sup>-1</sup> peut stocker de l'eau jusqu'à 1,7 kg.m<sup>-2</sup> de sol (tableau 1.3). Cette capacité de stockage est modifiée par la composition du paillis. Le paillis complet

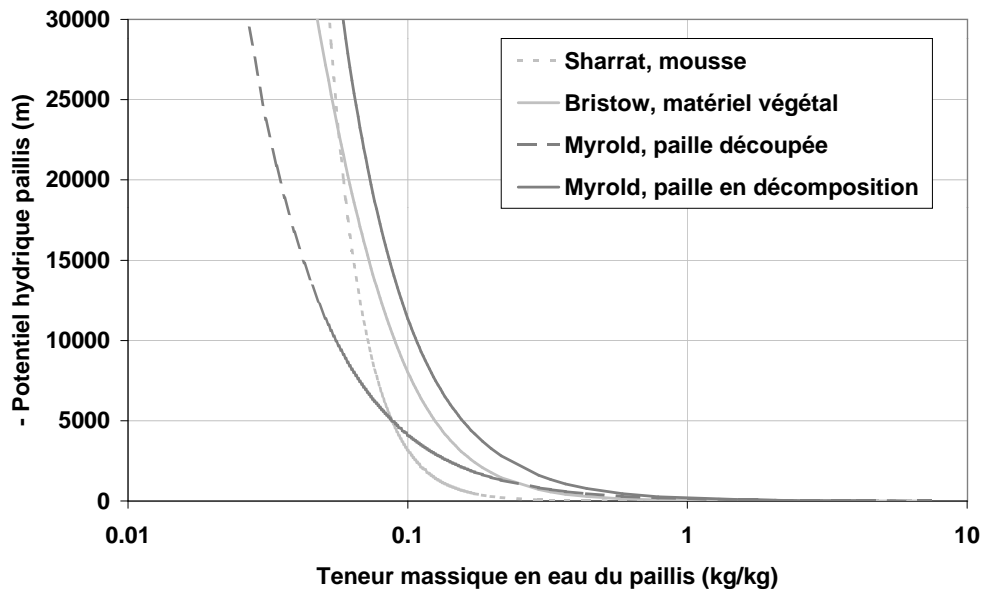


FIG. 1.3: Courbes de rétention de résidus végétaux obtenues par divers auteurs

frais (PCF), composé d'un mélange de tiges, de feuilles et de spathes<sup>2</sup>, stocke environ 16% de plus que le paillis composé uniquement de tiges fraîches (PTF). Enfin le degré de décomposition du paillis affecte fortement sa capacité de stockage. Le paillis complet en décomposition (PCD) stocke environ 42% d'eau en moins que le paillis complet frais (PCF).

Type de paillis	Biomasse de paillis ( $t.ha^{-1}$ )	Lame d'eau stockable ( $kg.m^{-2}$ )
PCF <sup>a</sup>	$Q_p = 1,5$	0,57
	$Q_p = 3,0$	1,14
	$Q_p = 4,5$	1,71
PCD <sup>b</sup>	$Q_p = 1,5$	0,33
	$Q_p = 3,0$	0,67
	$Q_p = 4,5$	1,00
PTF <sup>c</sup>	$Q_p = 1,5$	0,49
	$Q_p = 3,0$	0,99
	$Q_p = 4,5$	1,50

<sup>a</sup>Paillis complet frais.

<sup>b</sup>Paillis complet en décomposition.

<sup>c</sup>Paillis composé uniquement de tiges fraîches.

TAB. 1.3: Capacité de stockage d'eau de divers paillis de résidus (Arreola Tostado, 1996)

Savabi & Stott (1994) étudient l'interception de l'eau de pluie par divers paillis de résidus grâce à un simulateur de pluie. Ils trouvent qu'à biomasses égales un paillis de maïs (*zea mays*) et de soja

<sup>2</sup>Sorte de feuilles entourant l'épi, synonyme de bractée.

(*glycine max L.*) interceptent à peu près la même quantité de pluie et qu'un paillis de blé (*triticum aestivum l.*) en intercepte significativement plus. Ils montrent aussi que l'intensité de la pluie n'affecte pas significativement la lame d'eau moyenne interceptée. Contrairement à Arreola Tostado (1996), ils trouvent que l'âge des résidus n'a pas d'influence notable sur leur capacité d'interception. Savabi & Stott (1994) proposent une loi d'interception pour chaque type de résidu, obtenue par ajustement statistique sur l'ensemble des épisodes pluvieux et des biomasses de résidus :

$$y = a_1 Q_p + a_2 Q_p^2 \quad (1.3)$$

avec  $y$ , lame d'eau moyenne interceptée par le paillis de résidus ( $mm$ ),  $Q_p$ , biomasse de paillis ( $t.ha^{-1}$ ),  $a_1$  ( $mm.ha.t^{-1}$ ) et  $a_2$  ( $mm.ha^2.t^{-2}$ ), coefficients d'ajustement. Les valeurs de ces coefficients sont données dans le tableau (1.4).

Type de paillis	$a_1$ ( $mm.ha.t^{-1}$ )	$a_2$ ( $mm.ha^2.t^{-2}$ )
Résidus de maïs	0,346	$-1,05 \cdot 10^{-2}$
Résidus de soja	0,370	$-1,10 \cdot 10^{-2}$
Résidus de blé	0,627	$-3,73 \cdot 10^{-2}$

TAB. 1.4: Coefficients de la loi d'interception de la pluie par un paillis de résidus (Savabi, 1994)

La figure (1.4) donne une représentation des lois d'interception de Savabi & Stott (1994) pour les trois paillis étudiés. La capacité maximale de stockage des résidus de maïs déterminée par Arreola Tostado (1996) figure également sur le graphe.

L'interception de l'eau de pluie par un paillis a été également étudiée et modélisée par Norman & Campbell (1983). Ils considèrent un paillis formé de  $n$  couches et définissent pour chaque couche d'indice  $1 \leq i \leq n$ , le taux d'interception de la pluie. Ce calcul se base sur l'hypothèse que les éléments du paillis sont répartis aléatoirement en terme de position et d'inclinaison. L'angle d'incidence entre les gouttes de pluie et les éléments du paillis est supposé nul, bien qu'il dépende en réalité de la taille des gouttes et de la vitesse du vent. La relation proposée s'écrit alors :

$$\frac{P_1}{P} = \exp(-aLAI_{cum,1}) \quad (1.4a)$$

$$\frac{P_i}{P} = \exp(-aLAI_{cum,i}) - \exp(-aLAI_{cum,i-1}) \quad \forall 2 \leq i \leq n \quad (1.4b)$$

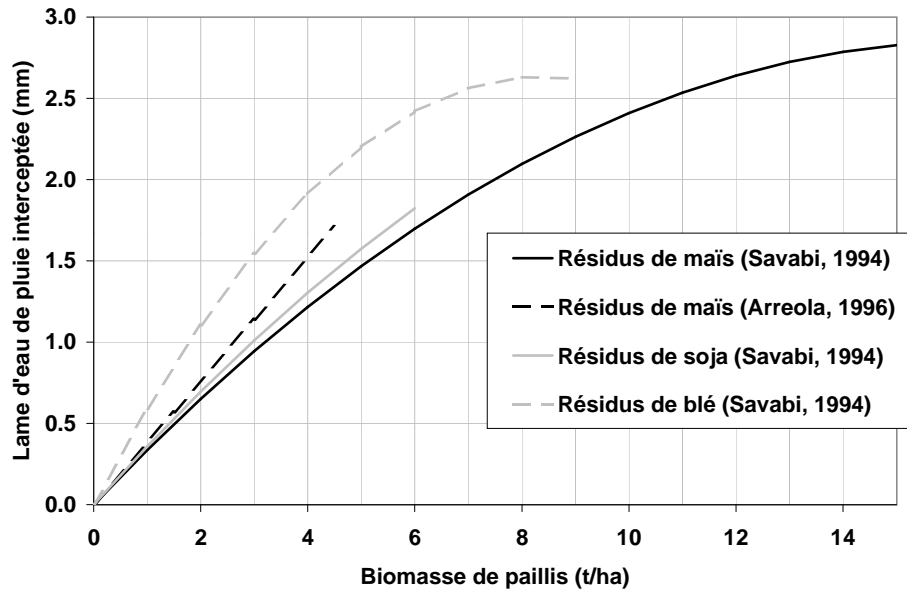


FIG. 1.4: Lame d'eau de pluie interceptée par un paillis en fonction de sa biomasse (Savabi, 1994 et Arreola Tostado, 1996)

avec  $P$  et  $P_i$ , respectivement pluie et pluie interceptée par la  $i^{\text{ème}}$  couche du paillis ( $kg.m^{-2}$ ),  $LAI_{cum,i}$ , indice foliaire cumulé du haut du paillis à la  $i^{\text{ème}}$  couche incluse (-) et  $a = 0,5$  coefficient empirique (-). Le remplissage des couches se fait sans limitation jusqu'à une teneur maximale en eau dite teneur à saturation. Au delà l'eau qu'une couche est susceptible d'intercepter est transmise à la couche inférieure.

Rutter *et al.* (1971) proposent une modélisation de l'interception de l'eau de pluie par des canopées, basée sur le principe de la percolation. Leur approche est un peu plus raffinée que celle de Norman & Campbell (1983) dans la mesure où la recharge en eau de la canopée dépend de la quantité d'eau qu'elle contient et que cette dernière continue à fournir de l'eau par drainage, une fois la pluie terminée. En revanche ces auteurs ne s'appuient pas sur une discrétisation en  $n$  couches. En négligeant le flux évaporatif ils obtiennent :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = (1 - p) \frac{\partial P}{\partial t} - a_1 \exp(a_2 C) \quad (1.5)$$

avec  $C$ , masse d'eau stockée dans la canopée par unité de surface ( $kg.m^{-2}$ ),  $P$ , pluie ( $kg.m^{-2}$ ),  $p$ , fraction de la pluie traversant la canopée jusqu'au sol sans interception (-),  $a_1$  et  $a_2$ , coefficient respectivement de drainage et de percolation ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$  et  $m^2.kg^{-1}$ ). Cette approche a été reprise par Bussière & Cellier (1994) pour un paillis de résidus de canne à sucre ( $10 t.ha^{-1}$ ,  $LAI$  de 4 et de 0,1 m d'épaisseur)

avec les valeurs  $a_1 = 0,004 \pm 0,005 \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  et  $a_2 = 2,3 \pm 0,9 \text{ kg.m}^{-2}$ , puis par Gonzalez-Sosa *et al.* (1999a) pour un paillis de végétation morte sur pied avec  $a_1 = 4,0 \cdot 10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  et la même valeur de  $a_2$ .

- Conductivité hydraulique d'un paillis

Il est impossible de définir la notion de conductivité hydraulique globalement pour un paillis qui est composé d'éléments non connectés hydrauliquement (Bussière & Cellier, 1994; Gonzalez-Sosa, 1999b). Les éléments d'un paillis (tiges, feuilles, spathes, etc.) possèdent individuellement un réseau de pores qui assure au moins partiellement la circulation de l'eau en leur sein. En revanche deux pailles en contact n'échangeront quasiment pas d'eau sous forme liquide, car l'eau peut difficilement traverser l'écorce des pailles et la surface de contact entre pailles est très réduite. De même la surface de contact entre sol et paillis est très faible ; elle ne permet pas de remontées capillaires significatives d'eau du sol dans le paillis (Bussière, 1991). Il est donc généralement considéré que la conductivité hydraulique d'un paillis est nulle et que les flux d'eau dans le paillis se produisent exclusivement en phase vapeur quand il ne pleut pas (Braud, 1998a).

**Propriétés thermiques** - Il s'agit de la conductivité thermique et de la capacité calorifique d'un paillis.

- Conductivité thermique d'un paillis

A notre connaissance il n'existe pas de travaux de mesure de la conductivité thermique  $\lambda_p$  ( $\text{W.K}^{-1}.\text{m}^{-1}$ ), d'un paillis composé d'éléments grossiers et disjoints (paillis de résidus de maïs typiquement). Il existe en revanche de nombreux travaux dans la littérature traitant de l'estimation de la conductivité thermique d'une couche de résidus végétaux, assimilable à un milieu homogène et quasiment continu. Gusev & Yasitskiy (1990) et Gusev *et al.* (1993) estiment la conductivité d'un paillis de blé à  $0.084 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$  et celle d'un paillis de végétaux morts mêlés à une litière à  $0.167 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ . Riha *et al.* (1980) proposent, par résolution numérique des équations du transfert de chaleur, une estimation de la conductivité thermique d'une litière forestière (tableau 1.5). Gonzalez-Sosa (1999b) reprend la formule de Riha *et al.* (1980) pour modéliser le bilan d'énergie d'un paillis de graminées sèches mais laissées sur pied. Enfin en utilisant un instrument à choc thermique, Sharrat (1997) trouve pour une litière de résidus fibreux de conifères (*Picea Mariana*), une relation linéaire entre la conductivité thermique et la teneur volumique en eau du paillis (tableau 1.5).



Auteur(s)	Type de paillis	Conduc. thermique ( $W.m^{-1}.K^{-1}$ )
Gusev & Yasitskiy (1990)	Pailles de blé	$\lambda_p = 0,084$
Gusev <i>et al.</i> (1993)	Végétaux morts + litière	$\lambda_p = 0,167$
Riha <i>et al.</i> (1980)	Litière forestière	$\lambda_p = 0,1 + 0,03w_p$ <sup>a</sup>
Gonzalez-Sosa (1999b)	Graminées sèches sur pied	Idem
Sharrat (1997)	Litière de résidus de conifères	$\lambda_p = 0,032 + 0,262\theta_p$ <sup>b</sup>

<sup>a</sup>  $w_p$  : teneur massique en eau du paillis ( $kg.kg^{-1}$ ).

<sup>b</sup>  $\theta_p$  : teneur volumique en eau du paillis ( $m^3.m^{-3}$ ).

TAB. 1.5: Conductivité thermique de divers paillis

Il est important de remarquer que la conductivité thermique d'un paillis est faible et voisine de celle du bois ( $\sim 0.1 W.m^{-1}.K^{-1}$ ). Elle est environ d'un ordre de grandeur plus faible que celle rencontrée classiquement pour des sols (de 0.7 à 1.5  $W.m^{-1}.K^{-1}$ ) selon Gonzalez-Sosa (1999b). Ceci préfigure déjà la faiblesse des échanges de chaleur par conduction au sein du paillis.

- Capacité calorifique d'un paillis

La capacité calorifique d'un paillis peut facilement être estimée par une loi de mélange (de Vries, 1963) :

$$C_{T,p} = (1 - n_p)C_{MO} + \theta_p C_w + (n_p - \theta_p)C_{as} \quad (1.6)$$

avec  $C_{T,p}$ , capacité calorifique du paillis ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $C_{MO}$ , capacité calorifique de la matière organique ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $C_w$ , capacité calorifique de l'eau ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $C_{as}$ , capacité calorifique de l'air sec ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $n_p$ , porosité du paillis ( $m^3.m^{-3}$ ) et  $\theta_p$ , humidité volumique du paillis ( $m^3.m^{-3}$ ). La capacité calorifique de chacun de ces constituants est donnée dans le tableau (1.6).

Constituant	Capacité calorifique ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ )
Matière organique	$2.50 \cdot 10^6$
Eau	$4.18 \cdot 10^6$
Air sec	$1.20 \cdot 10^3$

TAB. 1.6: Capacité calorifique des éléments constituant le paillis

**Propriétés de diffusion** - Il s'agit de la diffusivité de la vapeur d'eau et de la chaleur dans un paillis. La diffusivité d'un milieu poreux est son aptitude à homogénéiser par diffusion une grandeur scalaire extensive dans sa structure porale, selon une loi de gradient du type loi de Fick (Philip & De Vries, 1957c).

C'est une propriété intrinsèque du matériau poreux qui ne dépend que des caractéristiques géométriques de la matrice poreuse (forme et taille des pores). En faisant l'hypothèse simplificatrice qu'un paillis est un milieu poreux continu et homogène, sa diffusivité peut être exprimée par la formule proposée par Philip & De Vries (1957c) pour des sols :

$$D_{*,p} = \alpha_{\tau,p}(n_p - \theta_p)D_{*,a} \quad (1.7)$$

avec  $D_{v,p}$  et  $D_{h,p}$ , diffusivités respectivement de la vapeur d'eau et de la chaleur dans le paillis ( $m^2.s^{-1}$ ),  $D_{v,a}$  et  $D_{h,a}$ , diffusivités moléculaire respectivement de la vapeur d'eau et de la chaleur dans l'air ( $m^2.s^{-1}$ ),  $\alpha_{\tau,p}$ , facteur de tortuosité des pores du paillis (-) et  $n_p - \theta_p$ , teneur volumique en air ou porosité libre à l'air du paillis ( $m^3.m^{-3}$ ).

Certains auteurs élargissent cette définition de la diffusivité pour prendre en compte des phénomènes de dispersion cinématique ou de convection. Ils s'appuient sur la *K-theory* qui suppose que tout flux est proportionnel au gradient de la grandeur transportée<sup>3</sup>, et définissent une diffusivité étendue sous forme d'un terme unique qui prend en compte non seulement les transferts par diffusion moléculaire mais également les transferts turbulents. La diffusivité étendue, parfois aussi appelée diffusivité turbulente, n'est plus une propriété intrinsèque de la matrice poreuse mais dépend des conditions extérieures qui lui sont appliquées (vent, position, etc.).

Suivant cette théorie, Tanner & Shen (1990) tentent de relier expérimentalement le coefficient de diffusivité turbulente à la vitesse du vent pour un paillis de résidus de maïs de couverture totale et obtiennent :

$$D_{*,p}^t = D_{*,a}(1 + a_{Tanner}U_{ref}) \quad (1.8)$$

avec  $D_{v,p}^t$  et  $D_{h,p}^t$ , diffusivités turbulentes respectivement de la vapeur d'eau et de la chaleur dans le paillis ( $m^2.s^{-1}$ ),  $D_{v,a}$  et  $D_{h,a}$ , diffusivités moléculaires respectivement de la vapeur d'eau et de la chaleur dans l'air ( $m^2.s^{-1}$ ),  $U_{ref}$ , vitesse du vent à une hauteur de référence ( $m.s^{-1}$ ) et  $a_{Tanner} = 0,89$ , coefficient d'ajustement pour un paillis de maïs de couverture totale ( $s.m^{-1}$ ). Rappelons que les diffusivités moléculaires dans l'air se calculent habituellement à partir de la relation de Monteith (1973) en négligeant l'effet de la pression :

$$D_{*,a} = D_{*,a}^0(1 + a_{Monteith}Tc_a) \quad (1.9)$$

---

<sup>3</sup> $\phi_X = -K\overrightarrow{grad}(X)$ .

avec  $D_{v,a}^0$  et  $D_{h,a}^0$ , diffusivités moléculaires respectivement de la vapeur d'eau et de la chaleur dans l'air à la température 0 °C ( $m^2.s^{-1}$ ),  $T_{ca}$ , température de l'air (°C) et  $a_{Monteith} = 0,007$ , coefficient de correction thermique (°C $^{-1}$ ). Bristow *et al.* (1986) ont utilisé les formules (1.8) avec  $a_{Bristow} = 4,00 s.m^{-1}$  pour modéliser les transferts de chaleur et d'eau dans un système sol-paillis.

Gusev & Busarova (1996) partent du formalisme de l'équation (1.7) pour des paillis végétaux. Ils montrent que la compaction et la décomposition du paillis n'influencent que très peu la diffusivité de la vapeur d'eau car la porosité reste comprise dans la fourchette 0,93-0,96 et la tortuosité est dans tous les cas voisine de 1. Ils cherchent ensuite à relier la diffusivité turbulente de la vapeur d'eau dans le paillis à la vitesse du vent par l'intermédiaire du coefficient d'échange turbulent de la vapeur d'eau dans l'air. Ils établissent par régression la relation suivante :

$$D_{v,p}^t = kd_{v,a} = k \frac{a_1 U_{ref}}{1 + a_2 \sqrt{U_{ref}}} \quad (1.10)$$

avec  $D_{v,p}^t$ , diffusivité turbulente de la vapeur d'eau dans le paillis ( $m^2.s^{-1}$ ),  $d_{v,a}$ , coefficient d'échange turbulent de la vapeur d'eau dans l'atmosphère entre le sol et la hauteur de référence ( $m.s^{-1}$ ),  $U_{ref}$ , vitesse du vent à la hauteur de référence ( $m.s^{-1}$ ),  $a_1 = 0,76$  et  $a_2 = 0,82 s^{1/2}.m^{-1/2}$  coefficients d'ajustement du coefficient d'échange turbulent de la vapeur d'eau dans l'atmosphère ( $d_{v,a}$ ) et  $k = 0,01 \pm 0,001 m$ , coefficient déterminé par regression linéaire.

Une autre approche reposant sur la même théorie est développée pour traiter les transferts turbulents dans les canopées végétales (Brutsaert, 1982; Legg & Monteith, 1975; Dolman & Wallace, 1991; Dolman, 1993). Les résultats de cette approche ont été utilisés par Thompson (1981) pour étudier le séchage du foin, puis par Bussière & Cellier (1994) et Gonzalez-Sosa (1999b) pour modéliser les transferts turbulents dans un paillis végétal. Les formules utilisées s'écrivent de façon générale :

$$D_{*,p}^t(z) = D_{*,p}^t(0) \exp\left(-\chi \frac{z}{z_c}\right) \quad (1.11a)$$

$$D_{*,p}^t(0) = (1 + \beta U) D_{*,a} \quad (1.11b)$$

avec  $z$ , cote comptée positivement vers le bas, prenant la valeur 0 en haut du paillis ( $m$ ),  $z_c$ , épaisseur du couvert végétal ( $m$ ),  $D_{v,p}^t$  et  $D_{h,p}^t$ , diffusivités turbulentes respectivement de la vapeur et de la chaleur dans le couvert végétal à la cote  $z$  ( $m^2.s^{-1}$ ),  $\chi$ , facteur d'atténuation de l'effet du vent dans le couvert végétal (-),  $D_{v,a} = 2,40 \cdot 10^{-5} m^2.s^{-1}$  et  $D_{h,a} = 2,20 \cdot 10^{-5} m^2.s^{-1}$ , diffusivités moléculaires respectivement de la vapeur d'eau et de la chaleur dans l'air,  $\beta$ , coefficient modulant l'intensité de l'action du

vent ( $s.m^{-1}$ ). Perrier (1967) propose une relation basée sur la géométrie, la structure et la densité du couvert végétal pour calculer  $\chi$ . Il trouve des valeurs allant de 2,5 pour des résidus de maïs et 3,5 pour du foin à 9,2 pour un brise vent (Gonzalez-Sosa, 1999b). Le paramètre  $\beta$  prend classiquement une valeur comprise entre  $0 s.m^{-1}$  (Bussière, 1991; Gonzalez-Sosa, 1999b) et  $4 s.m^{-1}$  (Bussière & Cellier, 1994; Gonzalez-Sosa, 1999b).

**Propriétés optiques** - Il s'agit de la réflectance, la transmissivité et l'émissivité d'un paillis et de ses éléments. Il faut bien distinguer les propriétés optiques des éléments constitutifs (pailles, feuilles, etc.) de celles du paillis à l'échelle du  $m^2$ . Ces dernières peuvent différer assez fortement des propriétés des éléments, dans la mesure où le paillis est discontinu et hétérogène (section 1.1.1). Son architecture particulière peut engendrer des effets dits *de structure*, qui altèrent notablement le cheminement des photons.

- Réflectance des éléments d'un paillis et albédo d'un paillis

L'albédo d'un paillis de couverture totale est généralement plus faible que celui des éléments constitutifs. Ce phénomène peut être attribué à l'effet structure du paillis qui autorise des réflexions multiples entre ses éléments et piège ainsi une partie du rayonnement incident. Ce comportement est rencontré par Bussière (1991) qui distingue l'albédo des éléments d'un paillis de feuilles de canne à sucre (0,31) de celui plus faible du paillis à proprement parler (0,16). De la même façon Novak *et al.* (2000c) trouvent une différence importante entre l'albédo des éléments d'un paillis d'orge (0,46) et l'albédo global de ce paillis (0,27). L'état d'humidité d'un paillis affecte comme pour un sol sa réflectance. En effet la présence d'eau dans une matrice poreuse modifie son spectre d'absorption et donc son albédo (Chanzy, 1991). Enfin, le vieillissement d'un paillis végétal entraîne une modification de sa couleur et donc de son albédo.

- Transmissivité d'un paillis

Dans la littérature Bussière & Cellier (1994) trouvent une transmissivité de 0,03 pour des résidus de canne à sucre en général moins épais que les résidus du maïs. Pour des résidus de maïs découpés en morceaux Novak *et al.* (2000c) font référence à des transmissivités de 0,005 dans le visible et 0,02 dans le proche infrarouge. Pour des feuilles sénescents de maïs ces valeurs passent à 0,07 et 0,36 respectivement.

Arreola Tostado (1996) a mesuré les taux de couvertures et les taux d'interception du rayonnement PAR<sup>4</sup> pour différentes qualités de paillis de la parcelle étudiée (figure 1.5). Pour le paillis composé seulement de tiges et le paillis en décomposition, il est possible en première approximation de confondre le taux de couverture et le taux d'interception du rayonnement PAR. Ceci signifie que les éléments de ces deux paillis sont opaques à ce rayonnement ou autrement dit, de transmissivité négligeable. Le paillis complet frais présente un comportement un peu différent : il couvre légèrement plus que ce qu'il n'intercepte. Ceci peut-être expliqué par la présence dans le paillis complet d'un plus grand nombre d'éléments très fins (feuilles, spathes, etc.), qui couvrent le sol mais n'interceptent que partiellement le rayonnement. Cette constatation ne s'appuie que sur le rayonnement PAR.

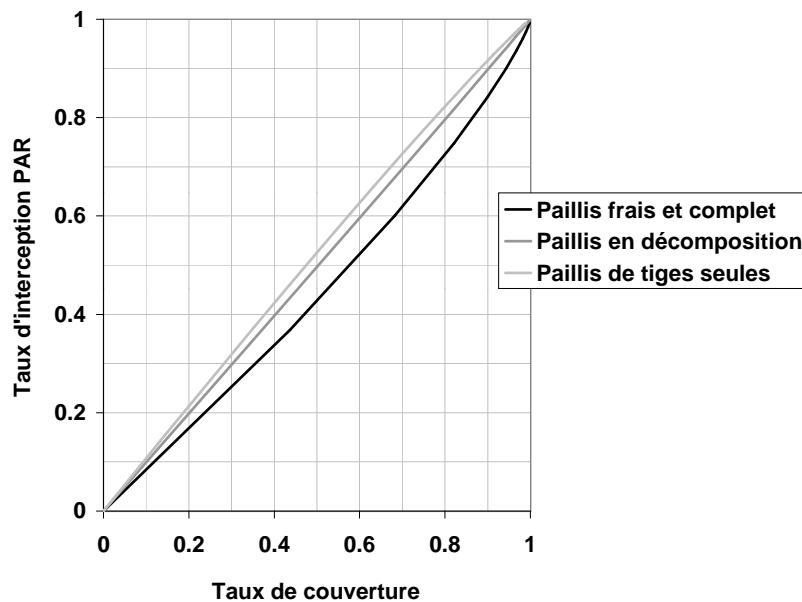


FIG. 1.5: Taux de couverture et taux d'interception du PAR pour différents paillis (Arreola Tostado, 1996)

- Émissivité d'un paillis

Dans la littérature l'émissivité des paillis ne semble pas toujours faire l'objet de mesures très précises. Bussière & Cellier (1994) et Novak *et al.* (2000c) imposent une émissivité égale à 1 pour un paillis de feuilles de canne à sucre et d'orge respectivement, ce qui revient à assimiler ces paillis à un corps noir.

<sup>4</sup>Rayonnement photosynthétiquement actif.

**Propriétés aérodynamiques** - Il s'agit de la longueur de rugosité aérodynamique et de la hauteur de déplacement de l'écoulement de l'air au dessus et au sein du paillis. La longueur de rugosité aérodynamique d'une surface rugueuse est une longueur de référence qui caractérise l'efficacité du transfert de quantité de mouvement ou de chaleur entre un courant d'air au dessus de cette surface et cette dernière. La hauteur de déplacement d'une surface rugueuse est la hauteur de laquelle le profil logarithmique des vitesses du vent est translaté vers le haut, à cause de la présence des éléments rugueux à sa surface (Sauer *et al.*, 1996). Ces caractéristiques aérodynamiques ont été étudiées en détail pour les couverts végétaux (Monteith, 1973; Raupach, 1992, 1994) et plus récemment pour des paillis de résidus (Bussière, 1991; Chen *et al.*, 1997b; Gonzalez-Sosa *et al.*, 1999a; Novak *et al.*, 2000a; Sauer *et al.*, 1996) . Ils établissent les relations suivantes :

$$z_{0m,*} = a_{z_{0m}} h \quad (1.12a)$$

$$z_{0h,*} = a_{z_{0h}} h \quad (1.12b)$$

$$d_* = a_d h \quad (1.12c)$$

avec  $z_{0m,*}$  et  $z_{0h,*}$ , longueurs de rugosité aérodynamique du couvert végétal ou du paillis de résidus pour les échanges respectifs de quantité de mouvement et de chaleur ( $m$ ),  $h$ , épaisseur du couvert végétal ( $m$ ),  $d_*$ , hauteur de déplacement de l'écoulement d'air du couvert végétal ou du paillis de résidus ( $m$ ),  $a_{z_{0m}}$ ,  $a_{z_{0h}}$  et  $a_d$ , coefficients de structure caractéristiques du couvert végétal ou du paillis et relatifs respectivement à la longueur de rugosité d'échange de quantité de mouvement, à la longueur de rugosité d'échange de chaleur et à la hauteur de déplacement (-).

Les coefficients de structure dépendent essentiellement de la forme des éléments couvrant le sol, de leur nombre et de leur surface par unité de surface de sol (Sauer *et al.*, 1996; Gonzalez-Sosa, 1999b). Le tableau (1.7) résume les principaux résultats.

Auteur(s)	Type de couverture	$a_{z_{0m}}$	$a_{z_{0h}}$	$a_d$
Raupach (1992, 1994)	Couvert végétal	0,066 à 0,1	-	0,85 à 0,9
Monteith (1973)	Couvert végétal	0,130	0,026	0,77
Sauer <i>et al.</i> (1996)	Paillis maïs sur pied	0,058	-	0,53
Chen <i>et al.</i> (1997b)	Paillis d'orge	0,100	-	0,87
Novak <i>et al.</i> (2000a)	Paillis d'orge	0,079	-	0,87

TAB. 1.7: Caractéristiques aérodynamiques de divers couverts

Raupach (1992, 1994) trouvent que  $a_{z_{0m}}$  est compris entre 0,066 et 0,1 pour un couvert végétal, selon l'épaisseur de la sous-couche rugueuse. La première valeur est atteinte pour une sous-couche rugueuse

infinitésimale, la deuxième pour une sous-couche rugueuse d'épaisseur  $h + 2(h - d)$ . Monteith (1973) trouve une valeur encore plus forte de  $a_{z_{0m}}$  pour différentes cultures. Sauer *et al.* (1996) et surtout Novak *et al.* (2000a) trouvent des valeurs semblables pour des paillis de résidus de natures différentes.

Le coefficient de structure relatif à la longueur de rugosité d'échange de chaleur,  $a_{z_{0h}}$ , peut être constant (Monteith, 1973), proportionnel à  $a_{z_{0m}}$ , ou dépendre de la vitesse de frottement (Gonzalez-Sosa *et al.*, 1999a) selon la relation de Verhoef *et al.* (1997) :

$$a_{z_{0h}} = a_{z_{0m}} \exp \left[ a_1 - a_2 \left( \frac{u^* z_{0m}}{\nu} \right)^{a_3} \right] \quad (1.13a)$$

$$u^* = \frac{kU_{ref}}{\ln \left( \frac{z_{ref} - d}{z_{0m}} \right) - \Psi_m} \quad (1.13b)$$

avec  $a_1 = 2$  (-),  $a_2 = 2,46$  (-) et  $a_3 = 0,25$  (-) coefficients d'ajustement,  $u^*$  et  $U_{ref}$ , respectivement vitesse de frottement et vitesse du vent ( $m.s^{-1}$ ),  $z_{ref}$ , hauteur de référence ( $m$ ),  $k$ , constante de Von Karman (-) et  $\Psi_m$ , fonction de correction diabatique pour la quantité de mouvement (-).

Le coefficient  $a_d$  est généralement compris entre 0,66 et 0,8 pour des couvert végétaux de type canopée (Sauer *et al.*, 1996). En revanche ce coefficient parcourt une gamme de valeurs plus étendue pour des paillis de résidus, en fonction essentiellement de leur structure et de leur densité (Sauer *et al.*, 1996; Novak *et al.*, 2000a). Ainsi Sauer *et al.* (1996) trouvent  $a_d = 0,57$  pour un paillis très aéré, peu dense de cannes de maïs sur pied de 30 cm, alors que Novak *et al.* (2000c) déduisent de leurs mesures une valeur de 0,87 pour un paillis de résidus d'orge couchés et plus dense ( $10 t.ha^{-1}$  et 6 cm d'épaisseur)

**Propriétés biologiques** - Il s'agit de la dynamique de dégradation d'un paillis organique sous l'action des facteurs environnementaux. Cette dernière dépend essentiellement de caractéristiques intrinsèques du paillis (teneur en carbone, teneur en azote, nature des constituants, etc.) et de facteurs environnementaux (température, humidité, type de micro-organismes, activité microbienne, etc.) (Mary *et al.*, 1996; Néel, 1996). La surface de contact entre le paillis et le sol est également importante dans la mesure où elle régule l'intensité de l'activité biologique. Des résidus enfouis se décomposent plus vite que des résidus laissés à la surface et plus la taille des éléments d'un même paillis est réduite plus il se décomposera rapidement à conditions environnementales identiques.

D'un point de vue conceptuel la décomposition d'un paillis de résidus enfouis s'apparente à la décomposition de matière organique fraîche (FOM) par opposition à la matière organique humifiée stabili-

sée. La décomposition de la FOM fait appel à une biomasse microbienne spécifique (biomasse *zymogène* selon Néel (1996) ) dont la population évolue beaucoup plus rapidement que celle de la biomasse habituellement dans le sol (biomasse autochtone selon Néel (1996)) qui décompose la matière organique humifiée (Birch, 1958; Jenny, 1941; Néel, 1996).

Il est possible de considérer le *pool* de FOM comme un réservoir unique (Henin & Dupuis, 1945; Jenny, 1941; Mary & Guérif, 1994), ou considérer plusieurs fractions organiques de caractéristiques de décomposition différentes (Hansen *et al.*, 1991; Molina *et al.*, 1983; Néel, 1996). Néel (1996) considère quatre compartiments pour la matière organique fraîche qui sont par ordre décroissant de rapidité de décomposition :

- matière organique facilement décomposable,
- hemi-cellulose,
- cellulose,
- lignine.

La cinétique de décomposition de la FOM suit généralement, en fonction de la nature et la concentration de la FOM et de la population microbienne du sol, une des lois du tableau (1.8).

Type de loi	Équation <sup>a</sup>	Expression de $k$
Cinétique d'ordre 0	$-\frac{dS}{dt} = k$	$k = v_{max} X_0$
Monod sans croissance ( $0 \leq \text{ordre} < 1$ )	$-\frac{dS}{dt} = k \frac{S}{K+S}$	$k = v_{max} X_0$
Cinétique d'ordre 1	$-\frac{dS}{dt} = kS$	$k = v_{max} \frac{X_0}{K_s}$
Logistique	$-\frac{dS}{dt} = kS(S_0 + X_0 - S)$	$k = v_{max} \frac{1}{K_s}$
Monod avec croissance	$-\frac{dS}{dt} = k \frac{S(S_0 + X_0 - S)}{K+S}$	$k = v_{max}$
Logarithmique	$-\frac{dS}{dt} = k(S_0 + X_0 - S)$	$k = v_{max}$

<sup>a</sup>  $S$  et  $S_0$ , concentrations en substrat respectivement à l'instant  $t$  et au temps initial  $t = 0$  ( $kg.l_{solution}^{-1}$ ),  $X_0$ , concentration initiale en population microbienne ( $kg.l_{solution}^{-1}$ ),  $v_{max}$ , vitesse maximale de décomposition ( $s^{-1}$ ),  $K$ , constante ( $kg.l_{solution}^{-1}$ ) et  $k$ , constante cinétique exprimée en différentes unités selon la loi utilisée.

TAB. 1.8: Principales lois de cinétique de dégradation d'un substrat  $S$  de concentration initiale  $S_0$  en présence d'une population microbienne initiale  $X_0$  selon Néel (1996)

Arreola Tostado (1996) étudie la décomposition de trois paillis de résidus de maïs déposés à la surface du sol. La biomasse initiale des paillis est 1,5, 3 et 4,5 t.ha<sup>-1</sup>. L'auteur montre que ces trois



paillis suivent une loi de décomposition d'ordre 1 avec la même constante cinétique. Leurs biomasses peuvent s'exprimer au cours du temps :

$$Q_p(t) = Q_{p0} \exp(-kt) \quad (1.14)$$

avec  $Q_p$  et  $Q_{p0}$ , biomasses de paillis respectivement à l'instant  $t$  et initiale ( $t.ha^{-1}$ ),  $t$ , temps compté en jours après la date de semis ( $j$ ) et  $k$ , constante cinétique ajustée valable pour les trois paillis ( $j^{-1}$ ).

Les facteurs abiotiques (température et potentiel hydrique) ont un effet régulateur non négligeable sur les constantes cinétiques des équations de décomposition. Les lois d'Arrhénius ou de Van't Hoff décrivent l'effet de la température sur la cinétique de décomposition. Les deux lois donnent à peu près le même résultat dans la gamme 0-35°C (Néel, 1996). Nous présentons ici la loi de Van't Hoff :

$$k(T) = k_0 \exp[a_T(T - T_0)] \quad (1.15)$$

avec  $k$  et  $k_0$ , constantes cinétiques respectivement à la température  $T$  et à la température de référence  $T_0$  ( $j^{-1}$ ),  $T$  et  $T_0$ , températures respectivement courante et de référence ( $^{\circ}C$  ou  $K$ ),  $a_T$  paramètre ( $^{\circ}C^{-1}$  ou  $K^{-1}$ ).

Recous (1995) étudie la minéralisation du carbone pour de la matière organique humifiée et fraîche. Cet auteur montre que pour la matière organique humifiée le paramètre  $a_T$  est constant sur la gamme de température 0-40°C et vaut 0,115  $K^{-1}$ . En revanche  $a_T$  est variable pour de la matière organique fraîche et décroît avec la température : il vaut 0,265  $K^{-1}$  pour  $T \in [0-5^{\circ}C]$ , 0,122  $K^{-1}$  pour  $T \in [10-15^{\circ}C]$  et 0,069  $K^{-1}$  pour  $T \in [20-40^{\circ}C]$ .

L'effet du potentiel hydrique sur la cinétique de décomposition peut être formulé par la loi de Andréon *et al.* (1992) citée dans Néel (1996) :

$$k(\psi) = k_0 \quad \forall \quad \psi_0 \leq \psi \leq 0 \quad (1.16a)$$

$$k(\psi) = k_0 \left[ 1 - a_\psi \log \left( \frac{\psi}{\psi_0} \right) \right] \quad \forall \quad \psi < \psi_0 \quad (1.16b)$$

avec  $k$  et  $k_0$ , constantes cinétiques respectivement au potentiel  $\psi$  et au potentiel de référence  $\psi_0$  ( $j^{-1}$ ),  $\psi$  et  $\psi_0$ , potentiels hydriques respectivement courant et de référence ( $m$ ),  $a_\psi = 0,35$  paramètre (-). Selon les auteurs  $a_\psi$  est compris entre 0,16 et 0,42 et  $\psi_0$  entre -1 et -5 mètres. L'effet du potentiel hydrique

sur la cinétique de décomposition de la matière organique reste encore assez mal établi. On connaît mal l'effet du potentiel sur chaque processus biologique mis en jeu, et en particulier sur la différenciation entre la décomposition de la matière organique humifiée et la matière organique fraîche (Néel, 1996).

Quel que soient les processus et la cinétique de décomposition d'un paillis de résidus organiques, sa transformation suite à l'attaque des agents climatiques et biologiques peut altérer sensiblement ses propriétés physiques au cours du temps (Arreola Tostado, 1996; Sauer *et al.*, 1998).

## 1.2 Effets connus des paillis de résidus

### 1.2.1 Effets généraux

Dans la littérature le semis direct avec paillis de résidus (SDP) est souvent évoqué comme un traitement qui possède de nombreux avantages et aussi certains inconvénients.

Parmi les avantages on distingue le non travail du sol (Dos Rei Castro, 1996; Jourdain *et al.*, in press; Scopel, 1994), la gestion durable du sol (Abdul Baki *et al.*, 1996; Papendick *et al.*, 1990) et son enrichissement en matière organique et en minéraux (Bayer *et al.*, 2000; Dos Rei Castro, 1996; Lamers *et al.*, 1998; Sur *et al.*, 1992; Tilander & Bonzi, 1997; Velásquez Valle *et al.*, 1997). D'autres auteurs mettent en évidence la réduction du ruissellement et de l'érosion (Adams & Kay, 1979; Figueroa Sandoval & Morales Flores, 1992; Manipura, 1972; Velásquez Valle *et al.*, 1997), la protection des états de surface du sol (Carter & Steed, 1992; Crovetto Lamarca, 1996; Figueroa Sandoval & Morales Flores, 1992; Mando, 1997) et l'amélioration de l'infiltration et de la recharge en eau du sol (Anon, 1990; Antezana T *et al.*, 1979; Gicheru, 1994; Lal, 1978; Mrabet, 2000; Tanaka & Anderson, 1997). Enfin, la présence d'un paillis entraîne la limitation des amplitudes thermiques dans le sol et de l'évaporation (Cheng-Hua & Cheng-Lin, 1997b; Kalra *et al.*, 1984; Steiner, 1989; Scopel *et al.*, 1998a; Unger & Parcker, 1976; Varadan & Rao, 1983). En conditions tropicales sèches ces effets sont positifs et permettent un meilleur contrôle de la température et de l'humidité du sol (Bristow & Abrecht, 1989), qui facilite la germination et l'émergence des plantules et *in fine* l'augmentation des rendements (Abdul Baki *et al.*, 1996; Kalra *et al.*, 1984; Mrabet, 2000; Scopel & Chavez Guerra, 1999a; Tamlin *et al.*, 1975).

Certains auteurs signalent en revanche des problèmes de tassement du sol à long terme (Voorhees & Lindstrom, 1983) et préconise le labour pour redonner une structure aérée au sol (Chopart, 1989), afin d'améliorer l'infiltrabilité et la colonisation racinaire. Dos Rei Castro (1996) trouve une infiltrabilité plus forte sur parcelle récemment labourée que sur parcelle en semis direct, toutefois cet effet momentané disparaît au bout de 3 mois. D'autres auteurs font remarquer qu'il existe un coût supplémentaire de la technique dû à la mobilisation d'une partie des résidus au détriment du bétail (Scopel *et al.*, 1998a; Papendick *et al.*, 1990), à l'adaptation de l'équipement (Scopel, 1994) et à la lutte contre les adventices (Scopel & Chavez Guerra, 1999a). Dans certaines conditions le SDP peut engendrer un maintien prolongé indésirable du sol à basse température (Aston & Fischer, 1986; Tamlin *et al.*, 1975) et éventuellement un retard à la germination et à l'émergence des cultures (Sauer *et al.*, 1998). Enfin, le paillis de résidus peut être un foyer de développement de micro-organismes nuisibles ou une source de produits

de dégradation phytotoxiques (Bussière, 1991), pour la culture en place. L'effet d'un paillis de résidus dépend donc fortement du contexte agro-pédo-climatique dans lequel il est utilisé.

Dans le sud de l'état de Jalisco Scopel *et al.* (1998a) montrent qu'hormis les problèmes techniques et économiques, qui n'entrent pas dans le cadre de cette thèse, le SDP présente essentiellement d'intéressants avantages agronomiques, même pour de faibles quantités de paillis (1,5 t/ha) n'offrant qu'une couverture partielle (~30%). La complexité des actions du paillis de résidus sur le système sol-plante-atmosphère n'en demeure pas moins importante.

### 1.2.2 Effets spécifiques

Les paillis de résidus présentent un intérêt agronomique certain dans un contexte agro-pédo-climatique adapté (Scopel, 1994). Ils ont à ce titre suscité de nombreux travaux de recherche initialement expérimentaux, puis progressivement plus théoriques, depuis une quarantaine d'années (Bussière, 1991). De fait la majorité des effets d'un paillis sont à ce jour bien identifiés et décrits dans la littérature (section 1.2.1). Toutefois ces derniers sont nombreux, complexes et le plus souvent couplés ; rares sont les auteurs qui traitent ces effets multiples avec une approche mécaniste quantitative. La compréhension dans le détail des mécanismes physiques, chimiques et biologiques qui sous-tendent le fonctionnement d'un paillis de résidus n'est pas encore définitivement acquise, et leur modélisation mécaniste est récente (environ 20 ans). L'approfondissement de la recherche pour mieux appréhender le fonctionnement des paillis de résidus reste donc nécessaire.

Dans la littérature il existe un noyau important de travaux sur les paillis qui mettent systématiquement en évidence certains effets spécifiques de ce dernier. Ces effets de portée générale se regroupent en 4 thèmes essentiels qui font l'objet des 4 chapitres qui suivent :

- effets d'un paillis sur l'évaporation et la température du sol,
- effets d'un paillis sur la structure de surface du sol et l'infiltration,
- effets d'un paillis sur le ruissellement,
- effets d'un paillis sur la fertilisation et l'activité biologique des sols.

Nous rappelons que ces effets sont fortement influencés par les caractéristiques du paillis (nature, taille des éléments, épaisseur, architecture, localisation, taux de couverture, propriétés physiques et biologiques), comme nous l'avons vu dans le chapitre 1.1.2.

### 1.2.2.1 Effets sur l'évaporation et la température du sol

**État de l'art** - Nous présentons dans un premier temps des résultats à caractère qualitatif et descriptif de l'effet d'un paillis de résidus sur l'évaporation et la température du sol. Nous abordons ensuite, dans une seconde partie, la description fine des mécanismes physiques expliquant ces effets.

**Présentation qualitative** - Bond & Willis (1969, 1970) ont conduit des expériences en laboratoire pour étudier l'effet d'un paillis de résidus de riz sur la régulation de l'évaporation de colonnes de sol. Ils utilisent des paillis de différentes densités et de plusieurs épaisseur (3 à 35 mm). Ils mettent en évidence trois phases distinctes d'assèchement d'un sol paillé, qui s'apparentent à celles trouvées par Idso *et al.* (1974) pour un sol nu :

- Phase I : la surface du sol est humide et les transferts dans le sol ont lieu sous forme liquide jusqu'à la surface. Le taux d'évaporation est constant, égal au taux potentiel défini par les conditions climatiques ;
- Phase II : le sol montre ses premiers signes de dessèchement et commence à réguler le taux d'évaporation qui diminue rapidement par rapport au taux potentiel ;
- Phase III : la surface du sol ainsi qu'une mince couche de sol sont sèches. Cette couche sèche contrôle presque exclusivement le taux d'évaporation qui devient quasiment constant et très inférieur au taux potentiel. Les transferts d'eau vers la surface du sol se font en phase vapeur.

Bond & Willis (1969, 1970) montrent que le paillis agit surtout lors de la première phase. Plus le paillis est dense, plus il réduit le taux d'évaporation et allonge la durée de la phase I (5 à 25 jours pour respectivement un paillis de 0 à 6,7 t/ha). En revanche moins le paillis est dense, plus l'évaporation cumulée est faible en fin de phase I : en accélérant l'évaporation lors de la phase I par défaut de paillis, on conserve un stock d'eau plus important pour les phases ultérieures. Ce phénomène connu sous le nom de paradoxe de Buckingham (1907) peut s'expliquer de la façon suivante : en présence d'un paillis peu dense le taux d'évaporation est initialement élevé et conduit rapidement à la formation d'une couche de sol sèche épaisse, qui réduit alors fortement l'évaporation et fait basculer en phase II puis III, alors que le stock d'eau du sol est encore important. Bond & Willis (1969, 1970) remarquent que la chute du taux d'évaporation lors de la phase II est d'autant plus forte que le paillis est moins dense. Enfin l'évaporation cumulée sur l'ensemble des trois phases est la même indépendamment de la quantité de paillis sur le sol. Le paillis s'avère donc efficace pour réduire l'évaporation d'un sol, si les pluies sont peu espacées dans le temps. Les auteurs ont aussi fait des essais avec différentes évaporations potentielles. Ils montrent que

pour obtenir un taux d'évaporation identique lors de la phase I, il faut augmenter la densité du paillis pour compenser une augmentation de la demande évaporative.

L'effet de la densité d'un paillis sur son efficacité à limiter l'évaporation du sol a été démontré également par Unger & Parcker (1976). Ces derniers ont étudié différents types de paillis. Ils concluent que plus le paillis est formé d'un matériau dense plus son efficacité à réduire l'évaporation est grande. Ainsi l'efficacité d'un paillis de 8 t.ha<sup>-1</sup> de blé est équivalente à celle d'un paillis de 16 t.ha<sup>-1</sup> de sorgho ou de 32 t.ha<sup>-1</sup> de coton. Steiner (1989) propose une relation empirique unique pour des paillis de différentes natures, reliant la quantité de paillis à la réduction d'évaporation.

L'épaisseur d'un paillis est également déterminante. Gusev *et al.* (1993) et Gusev & Busarova (1996) comparent un paillis de matière organique à une litière forestière et constatent un effet important de réduction de l'évaporation par le paillis. Ils précisent que l'épaisseur du paillis et la diffusivité de la vapeur d'eau dans le paillis sont des paramètres déterminants pour prédire les flux de masse et de chaleur dans le paillis et le sol.

Le taux de couverture du paillis est aussi un paramètre important. Arreola Tostado (1996) et Scopel *et al.* (1998a) étudient l'effet des couvertures faibles de résidus de maïs (de 30% à 70%) sur la dynamique de l'eau pluviale d'une culture de maïs. Ils observent une interception du rayonnement voisine du taux de couverture du paillis. La réduction de l'énergie résiduelle arrivant au sol, et donc de l'évaporation potentielle, est fortement dépendante du taux de couverture du paillis.

La nature poreuse du paillis en fait un réservoir susceptible d'intercepter une partie de l'eau de pluie et de l'évaporer par la suite. Arreola Tostado (1996) trouve qu'un paillis de résidus de maïs de 4,5 t.ha<sup>-1</sup> peut stocker jusqu'à  $\sim 1,5 \text{ kg.m}^{-2}$  à chaque pluie. Il montre par ailleurs que le paillis évapore environ 75% de son stock maximal d'eau au rythme de la demande potentiel, au delà des résistances au transfert d'eau entrent en jeu et réduisent le flux évaporatif. En climat semi-aride tropical le paillis se dessèche presque intégralement en une journée. Le paillis peut alors contribuer de façon significative aux pertes par évaporation du système sol-paillis.

L'effet d'un paillis dépend également des conditions externes (humidité du sol sous-jacent et vitesse du vent). Ainsi Sauer *et al.* (1998) mettent en évidence une résistance du paillis au transfert de la vapeur d'eau qui est d'autant plus forte que le sol sous-jacent se dessèche. Par ailleurs, Tanner & Shen (1990) ont mesuré le coefficient d'échange turbulent (ou conductance) de la vapeur d'eau, pour un paillis de maïs fauché de couverture quasi-totale. Ils montrent empiriquement que ce coefficient d'échange est similaire dans le paillis et dans l'atmosphère pour un vent nul. En revanche, en présence de vent, le

coefficient d'échange au travers du paillis suit une fonction affine croissante du vent. Ceci signifie que le vent intensifie les échanges par convection turbulente dans le paillis.

L'effet du paillis sur la limitation de l'évaporation du sol peut avoir des répercussions favorables sur la transpiration de la culture. Gonzalez-Sosa *et al.* (1999a) et Gonzalez-Sosa (1999b) participent à une campagne de terrain de 3 ans MUREX<sup>5</sup> au cours de laquelle ils recueillent une base données importante concernant les transferts d'eau et de chaleur dans un système sol-paillis- plante-atmosphère. Le paillis suivi est constitué de végétaux morts pour partie déposés horizontalement sur le sol et pour autre partie sur pied. La couche de paillis maintient une humidité élevée à la surface du sol et conduit à des profils de températures d'amplitude atténuée dans le sol. Au moyen d'un modèle numérique des transferts d'eau et de chaleur SiSPAT<sup>6</sup> (Braud, 1998a), les auteurs estiment une réduction de 5 à 10% de l'évaporation annuelle avec paillis. Cette réduction résulte d'une forte diminution de l'évaporation du sol, accompagnée d'un report d'une partie de cette dernière sur la transpiration de la plante.

En climat tropical, la présence d'un paillis entraîne généralement une baisse des températures extrêmes du sol, souvent accompagnée d'une diminution des températures moyennes (Bussière, 1991), ces effets étant spécialement marqués près de la surface. Varadan & Rao (1983) étudient l'effet d'un paillis de 5 t/ha d'une espèce herbacée (*Eupatarium odorata*) sur la température du sol sous culture de cocotier (*Cocos Nucifera Linn.*) et bananier (*Musa paradisiaca*). Ils mettent en évidence pour les deux cultures une réduction de la température du sol de 1 à 7°C dans l'horizon 0-10 cm, et la limitation des amplitudes thermiques à 3°C sur tout le profil (environ 10°C sans paillis), pendant le pic de chaleur estival. Ils expliquent ce résultat par une réduction de l'énergie incidente à la surface du sol et la limitation du flux de chaleur libérée par le sol durant la nuit. L'albédo du paillis, son épaisseur et sa structure (tassée ou aérée) semblent être des paramètres déterminants de l'efficacité d'un paillis à amortir la température du sol (Bussière, 1991). Gurnah & Mutea (1982) ont mené des travaux similaires au Kenya sous culture de café. Ils trouvent des résultats analogues pour un paillis composé d'herbe. En revanche, ils montrent qu'un *mulch* de polyéthylène noir, blanc et surtout transparent produit l'effet inverse et tend à réchauffer le sol. Ils observent une augmentation de la température du sol entre 9h00 et 15h00 de l'ordre de 10, 7, 4 et 1°C pour respectivement les polyéthylènes transparents, noir et blanc et l'herbe. Sauer *et al.* (1998) montrent qu'un paillis de maïs ( $\sim 8 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$  et 95% de couverture), inhibe les transferts thermiques entre le sol et l'atmosphère. La présence de paillis induit une augmentation de l'humidité du sol et du même

---

<sup>5</sup>Monitoring the Usable Reservoir Experimentally.

<sup>6</sup>SiSPAT : Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model.

coup une augmentation de la capacité calorifique et un retard au réchauffement du sol qui peut entraîner un retard à la germination de la culture.

**Description des mécanismes physiques** - Très récemment Novak *et al.* (2000a,b,c) ont mené une campagne de mesures extrêmement détaillées, précises et complètes sur les échanges turbulents (régime de vent, flux énergétiques, etc.) et le bilan radiatif au sein d'un paillis d'orge de 2, 5, 10 et 15 t.ha<sup>-1</sup>. Ils montrent que la vitesse du vent dans le paillis peut être étonnamment élevée (jusqu'à 0,62 m.s<sup>-1</sup> à 1 cm du sol pour un paillis de 10 t.ha<sup>-1</sup> d'épaisseur 6,6 cm), qu'elle est très changeante et gouvernée par le régime de rafales du vent dans l'atmosphère. Le profil des vitesses moyenne dans le paillis est approximativement exponentiel en fonction de la cote  $z$ , alors qu'il reste quasiment logarithmique au dessus du paillis. Enfin la vitesse moyenne du vent dans le paillis est fortement corrélée avec la vitesse moyenne du vent au dessus du paillis (9,6 cm), sauf pour les vents très faibles. L'atténuation du vent dans le paillis est d'autant plus forte que le vent est fort (figure 1.6).

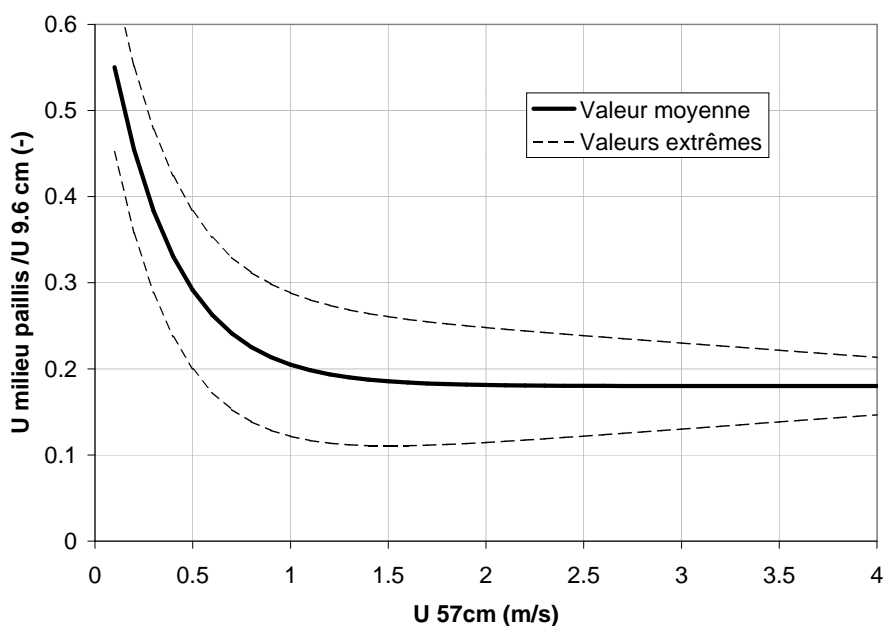


FIG. 1.6: Relation entre vitesse du vent dans l'atmosphère et dans le paillis (Novak, 2000a)

Novak *et al.* (2000a,b,c) observent que dans la journée la température des éléments du paillis et la température de l'air au voisinage de ces éléments sont similaires dans les deux tiers inférieurs du paillis mais significativement différentes dans le tiers supérieur de celui-ci : en pleine journée la température des éléments du sommet du paillis peut atteindre 15°C de plus que celle de l'atmosphère ou du sol. Si la température des éléments du paillis augmente de façon monotone jusqu'en haut du paillis, la température



de l'air dans le paillis atteint un pic à environ deux tiers de la hauteur du paillis puis décroît ensuite pour se rapprocher de celle de l'atmosphère. Ce comportement peut s'expliquer dans la mesure où la température de l'air en haut du paillis résulte du réchauffement par les éléments du haut du paillis et du refroidissement par brassage avec l'air plus froid du dessus du paillis au cours des rafales de vent (convection forcée). Dans tous les cas l'apparition d'une inversion thermique dans la partie supérieure du paillis beaucoup plus marquée que pour d'autres canopées végétales, impose une stratification stable des couches d'air (air froid sous l'inversion et air chaud au dessus de l'inversion). Novak *et al.* (2000a) montrent que dans un paillis de 6,6 cm, l'épaisseur dans laquelle se développe la stabilité n'est pas suffisante pour s'opposer aux transferts turbulents liés à la convection forcée.

Durant la nuit le vent tombe et les conditions thermiques deviennent instables (sol chaud et sommet du paillis refroidi par rayonnement thermique). Les transferts turbulents ne sont alors plus dominés par la convection forcée mais se font par convection libre. Les vents dans le paillis sont bien corrélés à différentes cotes mais moins bien avec le vent au dessus du paillis. Le *ratio* entre le vent dans le paillis et le vent au dessus du paillis augmente suggérant (figure 1.6) que la pénétration des vents faibles est plus efficace que celle des vents forts.

Le paillis se révèle aérodynamiquement assez lisse avec une longueur de rugosité aérodynamique estimée à  $0,079z_p$  ( $z_p$  hauteur du paillis (m)), soit  $5,2 \cdot 10^{-3}$  m pour un paillis de  $10 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$  et 6,6 cm de hauteur. C'est une valeur proche de celle du sol nu avoisinant. La hauteur de déplacement dans le paillis est estimée à  $0,87z_p$  soit  $5,7 \cdot 10^{-2}$  m pour ce même paillis. C'est une valeur élevée comparée à celles rencontrées classiquement pour des canopées végétales ( $\sim \frac{2}{3}z_{canope}$ ), expliquée essentiellement par la densité supérieure du paillis. Le profil des contraintes de cisaillement dans ce dernier montrent que l'effort du vent sur le paillis s'exerce principalement en son sommet avec une intensité 2 à 3 fois supérieure que dans une canopée. Ce résultat est à rapprocher de la forte valeur du déplacement qui suggère que l'action du vent se concentre sur la partie supérieure du paillis. En résumé le régime de vent dans un paillis d'orge ressemble en de nombreux aspects à celui rencontré dans une canopée végétale (beaucoup plus grande et moins dense en surface foliaire), mais la densité supérieure du paillis lui confère quelques propriétés particulières.

Les flux énergétiques de chaleur sensible et latente ont aussi été étudiés par Novak *et al.* (2000b,c). Ils montrent en particulier que les échanges turbulents constatés dans un paillis ne peuvent être convenable-

ment représentés par la *K-theory*<sup>7</sup> et proposent une formulation basée sur un modèle de renouvellement<sup>8</sup> pour la chaleur sensible (Chen *et al.*, 1997b). Les principaux résultats expérimentaux qu'ils ont obtenus sont présentés pour un paillis de 10 t.ha<sup>-1</sup> et 6,6 cm d'épaisseur. Ils sont analogues pour les autres paillis.

Au cours de la journée le flux résultant du bilan radiatif au sommet du paillis est descendant et absorbé par les 20% supérieurs du paillis ; il est en grande partie dissipé sous forme de chaleur sensible dans l'atmosphère par la partie supérieure du paillis. Le profil de flux de chaleur sensible dans le paillis (figure 1.7) est très contrasté : le flux est fort et dirigé vers l'atmosphère dans le tiers supérieur du paillis, proche de zéro dans le tiers central et faible et dirigé vers le sol dans le tiers inférieur (ce n'est généralement pas le cas dans les canopées végétales). Le fort flux dirigé vers l'atmosphère du tiers supérieur du paillis se produit contre les gradients locaux de températures dans cette partie du paillis, au moyen d'une structure turbulente importante formée de vortex d'environ 2 cm responsables de l'essentiel des transferts. Dans les deux tiers inférieurs du paillis on constate un flux de chaleur dirigé vers le bas dû au gradient de température dans le paillis. En particulier, dans le tiers inférieur la conduction moléculaire contribue de façon significative au flux de chaleur sensible. La nuit le flux de chaleur sensible est faible et orienté vers le bas dans la partie supérieure du paillis, sous le régime de convection libre. Le puits de chaleur sensible est alors localisé au sommet du paillis.

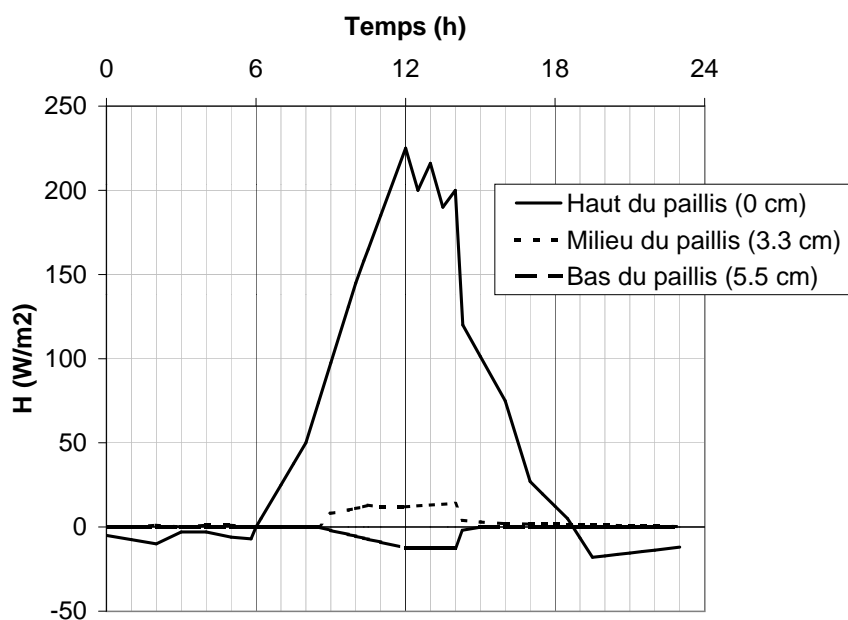


FIG. 1.7: Flux de chaleur sensible dans le paillis au cours d'une journée (Novak, 2000b)

<sup>7</sup>Théorie qui stipule que les flux sont proportionnels aux gradients des grandeurs transportées.

<sup>8</sup>Modèle de renouvellement (en anglais *renewal model*) sous-entendu de la masse et de la chaleur par échanges turbulents ne suivant pas la *K-theory*.

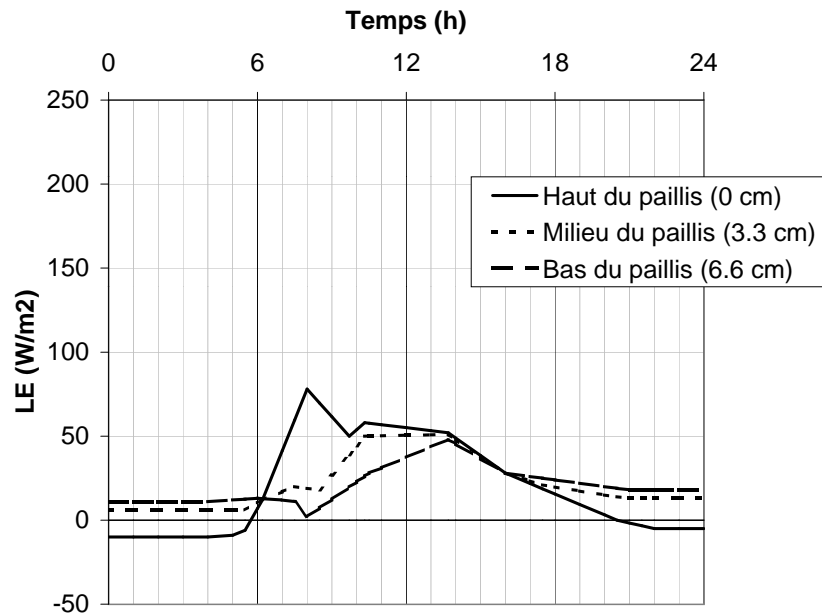


FIG. 1.8: Flux de chaleur latente dans le paillis au cours d'une journée (Novak, 2000b)

Le régime hydrique au dessus du paillis ressemble à celui rencontré au dessus d'un sol nu en phase avancée de dessèchement : l'évaporation atteint un pic tôt le matin et diminue régulièrement au cours de la journée. Novak *et al.* (2000b) remarquent que dans la journée la source de chaleur latente est située beaucoup plus bas dans le paillis que celle de chaleur sensible. Le moteur principal des transferts reste néanmoins la turbulence (structure de vortex d'environ 2 cm dans la partie supérieure du paillis), comme pour la chaleur sensible. Les transferts turbulents induisent en effet une conductance effective de la vapeur d'eau 2 à 6 fois plus forte que la conductance moléculaire. La nuit le puits de chaleur latente est situé au sommet du paillis, comme pour la chaleur sensible.

Le profil de flux de chaleur latente dans le paillis,  $E$ , est très contrasté (figure 1.8) et évolue de façon importante au cours d'un cycle de 24 heures. Pendant la nuit  $E$  est dirigé vers le bas en haut du paillis et vers le haut en bas du paillis. Cette configuration entraîne la réhumectation nocturne du paillis par dépôt de rosée d'une part et condensation de l'eau s'évaporant du sol sous-jacent d'autre part. Le taux d'évaporation nocturne du sol sous paillis peut-être considérable comparé au taux diurne, en partie à cause du phénomène de convection libre. Le comportement du paillis diffère de celui d'un sol nu pour lequel les flux de masse dans le sol la nuit se font surtout en phase liquide depuis les horizons inférieurs plus humides. En début de matinée  $E$  est dirigé vers le haut et augmente rapidement en haut du paillis pour atteindre sa valeur maximale, en revanche il devient presque nul en bas du paillis. Cette phase correspond au dessèchement du paillis qui assure alors seul l'intégralité du flux évaporatif, le sol n'étant

pas encore significativement sollicité. En cours d'après-midi  $E$ , toujours orienté vers le haut dans la partie supérieure du paillis, commence à décroître de sa valeur maximale matinale tandis qu'il atteint sa valeur maximale en bas du paillis : le sol prend progressivement le relais du paillis dans la contribution au flux évaporatif, ce dernier étant trop sec pour pouvoir fournir seul la demande évaporative. Enfin après 18h00  $E$  continue de décroître en haut du paillis, s'annule et change de signe pour atteindre sa valeur minimale vers 21h00. Il atteint par ailleurs une valeur stable positive et faible dans le centre et le bas du paillis (évaporation nocturne du sol).

Novak *et al.* (2000b) insistent sur le fait que les éléments du paillis sont des puits ou des sources importants d'eau lors des transferts de masse, sauf pendant quelques heures l'après-midi où le paillis se maintient complètement sec. Le sol est alors la seule source d'humidité.

De l'étude des différents flux énergétiques modifiés par le paillis Novak *et al.* (2000b) concluent que le bilan énergétique sous le paillis ressemble à celui d'un sol nu humide : les flux de chaleur dans le sol et de chaleur latente sont grands devant le flux de chaleur sensible.

Au niveau de la modification des transferts radiatifs par le paillis, Novak *et al.* (2000c) ont travaillé sur une solide base de données expérimentales qu'ils ont confrontées à un modèle de transfert radiatif multicouche simple du paillis. Ce dernier intègre les phénomènes de réflexion, transmission et émission du rayonnement. La réflexion est prise en compte pour le rayonnement solaire jusqu'aux réflexions d'ordre 2 puis négligée au delà, celle du rayonnement thermique est complètement négligée. En terme de transmission, les éléments du paillis sont supposés opaques à toute radiation comme dans Braud (1998a). La transmission du rayonnement se fait donc uniquement par les espaces non occupés par les éléments de paillis. Les émissivités du sol et des éléments du paillis sont fixées à 1. Une des originalités de ce modèle est de prendre en compte la température du haut et du bas des éléments du paillis.

Novak *et al.* (2000c), à l'instar de Braud (1998a); Bussière & Cellier (1994); Chung & Horton (1987), montrent que le paillis constitue un obstacle physique au rayonnement important et qu'il peut modifier considérablement le bilan énergétique à la surface du sol. Ils insistent sur la nécessité de mesurer précisément l'irradiance solaire, l'émissivité atmosphérique, la réflectance des éléments du paillis et la transmissivité globale du paillis, pour prédire correctement les flux radiatifs dans un paillis. Par contre la prise en compte des températures du haut et du bas des éléments du paillis n'améliore pas significativement le bilan radiatif au dessus dans et sous le paillis, malgré des écarts allant jusqu'à 15°C.

Par ailleurs les auteurs constatent pour les fortes biomasses (5 à 20 t.ha<sup>-1</sup>) un phénomène d'arrangement par paquet ou de regroupement<sup>9</sup> des éléments du paillis. Cet arrangement particulier entraîne l'apparition de zones d'éléments empilés et de trous dans le paillis. Les trous permettent la pénétration d'une partie non négligeable du rayonnement jusqu'au sol ( $R_n \sim 50 \text{ W.m}^2$ ), ce qui modifie sensiblement son bilan énergétique. Novak *et al.* (2000c) montrent qu'à biomasse égale, le réarrangement des éléments du paillis peut modifier de façon importante la distribution du rayonnement dans le paillis.

**Résumé** - Le paillis modifie notablement le bilan radiatif au niveau du sol et les échanges turbulents entre le sol et l'atmosphère. A la manière d'un écran, il atténue le rayonnement arrivant à la surface du sol tout comme celui émanant de ce dernier (Bussière, 1991; Gonzalez-Sosa, 1999b; Novak *et al.*, 2000c). Obstacle physique poreux, il limite fortement les flux diffusifs et convectifs de chaleur et de vapeur entre le sol et l'atmosphère (Bristow *et al.*, 1986; Bussière, 1991; Braud, 1998a; Gusev & Busarova, 1996; Sauer *et al.*, 1998), les échanges turbulents apportant une contribution importante (Novak *et al.*, 2000a,b). Matériau végétal de faible conductivité thermique, il joue le rôle d'isolant thermique entre le sol et l'atmosphère (Bussière, 1991; Gusev *et al.*, 1993; Novak *et al.*, 2000b; Sauer *et al.*, 1998). Toutes ces actions se traduisent par la *réduction de l'évaporation du sol et des amplitudes thermiques en son sein en présence d'un paillis* (Arreola Tostado, 1996; Cheng-Hua & Cheng-Lin, 1997b; Kalra *et al.*, 1984; Steiner, 1989; Scopel *et al.*, 1998a; Unger & Parcker, 1976; Varadan & Rao, 1983).

---

<sup>9</sup>Clumping en anglais.

### 1.2.2.2 Effets sur la structure de surface du sol et l'infiltration

**État de l'art** - L'énergie cinétique des gouttes de pluie tombant sur un sol nu est absorbée par les agrégats et les mottes présents à sa surface. L'action des gouttes de pluie conjuguée avec celle de la gravité a pour conséquence de détruire la rugosité du sol et de le niveler (Abrahams *et al.*, 1994). Ce phénomène fait alors apparaître à la surface du sol des croûtes dites de battance (figure 1.9) (Awadhwal & Thierstein, 1985; Crovetto Lamarca, 1996; Vandervaere *et al.*, 1998). La pluie est également responsable, par le ruissellement qu'elle peut engendrer, d'un transport de sédiments arrachés à la surface du sol (Abrahams & Parsons, 1991b; Dos Rei Castro, 1996; Lopes *et al.*, 1987; Myers & Wagger, 1996; Sur *et al.*, 1992). Ce transport opère généralement une ségrégation granulométrique<sup>10</sup> des sédiments (Awadhwal & Thierstein, 1985; Lopes *et al.*, 1987) et entraîne le dépôt des sédiments fins dans les microdépressions du sol, une fois la pluie terminée. Il peut alors se former à ces endroits une croûte de sédimentation<sup>11</sup> de texture et structure très différentes de celles du sol sous-jacent, et de conductivité hydraulique faible (tableau 1.9) (Awadhwal & Thierstein, 1985; Dunne *et al.*, 1991; Valentin & Bresson, 1992). En conclusion, sous l'action des cycles de pluie et de dessèchement, des croûtes de diverses natures peuvent se développer à la surface d'un sol nu et modifient fortement ses propriétés physiques (tableau 1.9). En particulier la conductivité hydraulique du sol est fortement diminuée et l'infiltration de l'eau dans le sol devient très réduite (Vandervaere *et al.*, 1998; Valentin & Bresson, 1992). La présence d'une croûte peut par ailleurs compromettre par sa dureté l'émergence d'une culture (Awadhwal & Thierstein, 1985; Crovetto Lamarca, 1996).

Variable	Unité	Définition	ST <sup>a</sup>	SED <sup>b</sup>	SUB <sup>c</sup>
$K_s$	$m.s^{-1}$	Conductivité hydraulique à saturation	$8,61 \cdot 10^{-7}$	$5,28 \cdot 10^{-7}$	$2,81 \cdot 10^{-6}$
$\alpha$	$m^{-1}$	Paramètre de conductivité hydraulique <sup>d</sup>	$1,40 \cdot 10^{-1}$	$1,50 \cdot 10^{-1}$	$2,30 \cdot 10^{-1}$
$\theta_s$	$m^3.m^{-3}$	Humidité volumique à saturation	0,31	0,35	0,34
$\rho_s$	$kg.m^{-3}$	Masse volumique du sol	$1,70 \cdot 10^3$	$1,47 \cdot 10^3$	$1,56 \cdot 10^3$
$e$	$m$	Épaisseur de croûte	$1,00 \cdot 10^{-2}$	$0,60 \cdot 10^{-2}$	-

<sup>a</sup>Croûte de battance ou *structural crust* en anglais.

<sup>b</sup>Croûte de dépôt ou *sedimentation crust* en anglais.

<sup>c</sup>Sol sous-jacent ou *subsoil* en anglais.

<sup>d</sup>La conductivité hydraulique est défini ici par  $K(\psi) = K_s \exp(\alpha\psi)$  avec  $K_s$ , conductivité hydraulique à saturation ( $m.s^{-1}$ ) et  $\psi$ , potentiel hydrique ( $m$ ).

TAB. 1.9: Propriétés physiques de deux types de croûtes selon Vandervaere (1998)

<sup>10</sup>Séparation entre les particules de gros diamètres et les particules plus fines.

<sup>11</sup>Encore appelée croûte de dépôt ou *depositional crust* en anglais.

La pratique du semis direct avec un paillis de résidus de couverture significative (figure 1.9) assure la protection physique efficace de la surface du sol (Adams, 1966; Carter & Steed, 1992; INIFAP, 1997; Figueroa Sandoval & Morales Flores, 1992; Scopel *et al.*, 1998a). L'énergie cinétique de la pluie est dissipée par le paillis qui agit comme un bouclier (Gilley *et al.*, 1986a), et la quantité d'eau qui percole à travers le paillis arrive au sol avec une vitesse réduite (Abrahams *et al.*, 1994; Crovetto Lamarca, 1996). Elle peut alors s'infiltrer en douceur sans déformation importante de la matrice poreuse sol. Les micro-reliefs du sol et donc sa rugosité sont préservés, ce qui évite la formation de croûtes de battance. Ce premier effet d'un paillis impliquant le ralentissement des gouttes de pluie et l'augmentation de l'infiltration, entraîne une forte réduction du refus à l'infiltration. Le ruissellement est donc moins important et le pouvoir d'érosion de l'écoulement est aussi réduit, ce qui empêche la formation des croûtes par sédimentation (Awadhwal & Thierstein, 1985; Crovetto Lamarca, 1996).



FIG. 1.9: Formation d'une croûte après pluie intense sur sol travaillé non paillé (à gauche) et protection du sol non travaillé paillé (à droite) (Crovetto, 1997)

Par ailleurs, un paillis de résidus organiques modifie l'activité biologique et chimique du sol en agissant de deux façons. Tout d'abord il fournit de la matière organique au sol lors de sa décomposition par les agents climatiques et biologiques. Cette dernière est progressivement incorporée dans l'horizon de surface et l'enrichit au cours des cycles de culture (Bayer *et al.*, 2000; Figueroa Sandoval & Morales Flores, 1992; INIFAP, 1997; Scopel, 1994). Ce phénomène entraîne une modification de la géométrie des pores et une stabilisation de la structure du sol (Myers & Wagger, 1996), qui à leur tour modifient la conductivité hydraulique et la sorptivité du sol (tableau 1.10), surtout quand les résidus sont laissés à la surface du sol (Carter & Steed, 1992). Crovetto Lamarca (1996) et INIFAP (1997) montrent en outre que la formation des croûtes à la surface des sols est d'autant plus difficile que la teneur en matière organique de

l'horizon de surface du sol est élevée. Cette première action du paillis contribue donc à structurer le sol de manière stable et à améliorer significativement sa capacité d'infiltration.

Variable	Unité	Définition	DDR <sup>a</sup>	DDB <sup>b</sup>	CCB <sup>c</sup>
$\theta_i$	$m^3.m^{-3}$	Humidité volumique avant infiltration	0,055	0,058	0,048
$\theta_f$	$m^3.m^{-3}$	Humidité volumique après infiltration	0,315	0,327	0,314
$S_{\theta_i, \theta_f}$	$m.s^{-1/2}$	Sorptivité <sup>d</sup> de $\theta_i$ à $\theta_f$	$5,06 \cdot 10^{-5}$	$4,50 \cdot 10^{-5}$	$3,86 \cdot 10^{-5}$
$K_{-40}$	$m.s^{-1}$	Conductivité hydraulique à $\psi = -40mm$	$7,18 \cdot 10^{-7}$	$8,28 \cdot 10^{-7}$	$5,86 \cdot 10^{-7}$

<sup>a</sup>Semis direct avec résidus ou *direct drilling, stubble detained* en anglais.

<sup>b</sup>Semis direct, résidus brûlés ou *direct drilling, stubble burnt* en anglais.

<sup>c</sup>Travail du sol, résidus brûlés ou *conventional tillage, stubble burnt* en anglais.

<sup>d</sup>Mesurée à la surface du sol au perméamètre à disque au potentiel hydrique  $\psi = -40mm$ .

TAB. 1.10: Propriétés hydrodynamiques d'un limon argilo-sableux soumis à divers traitements pendant 10 ans (Carter, 1992)

La deuxième action importante du paillis de résidus sur l'activité biologique des sols concerne la macrofaune. Le paillis de résidus fournit en climat semi-aride tropical des conditions favorables au développement d'une macrofaune (section 1.2.2.4). Cette dernière se développe largement sous paillis (tableau 1.13 page 73) et crée par son activité, des galeries de taille assez importante dans l'horizon de surface du sol (INIFAP, 1997; Figueroa Sandoval & Morales Flores, 1992; Scopel, 1994). Cette structuration sous forme de macropores peut permettre la connexion entre la surface et le sol sous-jacent, augmentant notablement la capacité du sol à l'infiltration (Zachmann & Linden, 1987, 1989). Les macropores ont deux rôles essentiels : un rôle capacitif et un rôle de conduction. Les macropores agissent comme un réservoir et peuvent stocker un volume d'eau dans l'horizon de surface, lors d'une pluie. Ensuite ils entraînent l'eau directement en profondeur dans le sol en contournant la matrice poreuse à la surface du sol (Trojan & Linden, 1998). Ils permettent dès lors une infiltration en profondeur dans un horizon souvent plus perméable que la surface du sol. En outre ils peuvent augmenter considérablement la surface par laquelle l'eau peut s'infiltrer dans le sol. Mando (1997) montre que l'action simultanée de la macrofaune et d'un paillis peut contribuer à restituer de meilleures propriétés hydrodynamiques à un sol croûté.

Certains auteurs signalent en revanche une plus grande infiltrabilité et un ruissellement moins fort sur des parcelles travaillées (labour, sarclage, etc.), que sur des parcelles en semis direct avec paillis de résidus (Dos Rei Castro, 1996). Ceci est le plus souvent dû au fait que le travail du sol est récent sur ces parcelles et donne au sol une structure très poreuse généralement non durable, qui lui confère momentanément cette forte capacité à l'infiltration. En général les mottes et agrégats de surface se dégradent ensuite rapidement avec les pluies et les propriétés de ces sols labourés évoluent rapidement, leur confé-



rant une infiltrabilité beaucoup plus réduite (Scopel, 1994). Chopart (1989) montre tout de même que, dans la zone sahélienne, la technique du labour peut favoriser l'infiltration, le stockage d'eau et la colonisation racinaire au point de fournir de meilleurs rendements que la technique du semis direct avec paillis de résidus.

**Résumé** - Le paillis protège les états de surface du sol. Il évite la formation de croûtes de battance causées par l'impact direct des gouttes de pluie sur le sol, en procurant une couverture physique protectrice au sol et en assurant une structure aérée et stable de l'horizon de surface par son enrichissement en matière organique (section 1.2.2.4). Le paillis empêche aussi la formation de croûtes de sédimentation<sup>12</sup> dues au transport solide et à la sédimentation des particules fines de sol dans ses microdépressions, en limitant le ruissellement, l'érosion et donc la sédimentation (Abrahams & Parsons, 1991a; Awadhwal & Thierstein, 1985; Boiffin, 1984; Bristow, 1988; Valentin & Bresson, 1992). Par ailleurs, l'établissement d'une macrofaune riche et diversifiée dans l'horizon de surface assure le développement d'un système macroporal important dans cet horizon, qui permet la circulation rapide de l'eau de la surface vers l'intérieur du sol (Abrahams & Parsons, 1991a; Carter & Steed, 1992; Mando, 1997; Trojan & Linden, 1998; Zachmann & Linden, 1989). A moyen terme, la conjonction de ces phénomènes peut contribuer à *une forte capacité à l'infiltration des sols couvert d'un paillis de résidus* (Adams, 1966; Lal, 1978; Rao *et al.*, 1998; Scopel *et al.*, 1998a; Zachmann & Linden, 1989).

---

<sup>12</sup>On parle aussi de colmatage ou *sealing* en anglais.

### 1.2.2.3 Effets sur le ruissellement

**État de l'art** - Un paillis végétal est un milieu fortement poreux susceptible de stocker de l'eau liquide (Myrold *et al.*, 1981; Scopel *et al.*, 1998a; Sharrat, 1997). Arreola Tostado (1996) a étudié la recharge potentielle de plusieurs paillis de résidus de maïs et montre qu'un paillis de  $4,5 \text{ t.ha}^{-1}$  peut stocker jusqu'à 1,7 kilogrammes d'eau par mètre carré (tableau (1.3)). Cette capacité de stockage est modifiée par la composition et le degré de décomposition du paillis. Savabi & Stott (1994) ont étudié l'interception de l'eau de pluie par divers paillis de résidus. Ils trouvent qu'à biomasses égales un paillis de maïs (*zea mays*) et de soja (*glycine max L.*) interceptent à peu près la même quantité de pluie et qu'un paillis de blé (*triticum aestivum l.*) intercepte significativement plus. Ils montrent aussi que l'intensité de la pluie n'affecte pas significativement la lame d'eau moyenne interceptée. Contrairement à Arreola Tostado (1996), ils trouvent que l'âge des résidus n'a pas d'influence notable sur leur capacité d'interception. Savabi & Stott (1994) proposent une loi d'interception pour chaque type de résidu, obtenue par ajustement statistique sur l'ensemble des épisodes pluvieux et des biomasses de résidus (équation (1.3)).

Norman & Campbell (1983) s'intéressent également au phénomène de recharge en eau d'un paillis. Leur formulation (1.4) présentée page 32, nécessite la définition d'une valeur maximale de stockage d'eau par le paillis pour chaque couche de paillis. Enfin Rutter *et al.* (1971) proposent une formule pour modéliser la percolation de l'eau au travers d'une canopée végétale (équation (1.5)). Cette formule a été reprise par Bussière & Cellier (1994) et Gonzalez-Sosa *et al.* (1999a) pour modéliser le stockage et la percolation de l'eau dans des paillis de résidus. Par construction l'équation de Rutter *et al.* (1971) définit également une quantité maximale d'eau stockable par la canopée qui dépend de l'intensité de la pluie :

$$C_{max}(P) = \frac{1}{a_2} \ln \left[ \frac{1-p}{a_1} \frac{\partial P}{\partial t} \right] \quad (1.17)$$

avec  $C_{max}$  et  $P$ , masse d'eau maximale stockable dans la canopée par unité de surface et pluie ( $\text{kg.m}^{-2}$ ),  $p$ , fraction de la pluie traversant la canopée jusqu'au sol sans interception (-),  $a_1$  et  $a_2$ , coefficient respectivement de drainage et de percolation ( $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  et  $\text{m}^2.\text{kg}^{-1}$ ). Notons que la valeur de stockage maximal,  $C_{max}$ , n'est que temporaire puisque, quand la pluie s'arrête, le stock d'eau de la canopée revient progressivement à 0.

Les résultats de la littérature montrent donc que, grâce à sa structure poreuse, un paillis de résidus peut intercepter une partie de l'eau de pluie dans la limite d'une capacité maximale de stockage (de l'ordre du millimètre). Cette quantité peut paraître faible pour une pluie importante mais devient non

négligeable, dès lors que la quantité de pluie se rapproche de la capacité de stockage du paillis (Arreola Tostado, 1996; Scopel, 1994). Une partie de l'eau interceptée reste piégée dans la structure poreuse du réservoir paillis et n'atteint pas le sol. La pluie arrivant effectivement au sol est donc diminuée et du même coup l'éventuel ruissellement par refus à l'infiltration aussi. Ce phénomène peut aboutir à une réduction non négligeable du cumul ruisselé sur un cycle de culture, surtout si les pluies sont régulièrement distribuées et peu violentes (Arreola Tostado, 1996).

Un sol nu peut stocker une certaine quantité d'eau à sa surface sans qu'il ne se produise de ruissellement. Cette quantité d'eau, appelée capacité de rétention superficielle, se répartit dans les petites dépressions que présente la microtopographie du sol à une pente donnée. La présence d'un paillis à la surface du sol modifie fortement sa microtopographie et crée des micro-retenues supplémentaires (Arreola Tostado, 1996; Gilley & Kottwitz, 1992, 1994). Le volume stocké dans chacune de ses micro-retenues peut être très petit, mais l'effet cumulatif d'un grand nombre de micro-retenues peut devenir substantiel (Gilley & Kottwitz, 1992). Gilley & Kottwitz (1994) estiment la quantité maximale que peut stocker un paillis de résidus. Ils font pour cela l'hypothèse que les résidus sont cylindriques et positionnés perpendiculairement à la direction de l'écoulement. Ils considèrent qu'ils sont placés bout à bout sous forme de rangées et que l'espacement entre les rangées est constant le long de la pente. Gilley & Kottwitz (1994) obtiennent alors les formules suivantes :

$$y = \frac{d^2}{L} \left[ \frac{1}{2s} - \frac{\pi}{8} \right] \quad \text{si } s \geq \frac{d}{L} \quad (1.18a)$$

$$y = d \left[ 1 - \frac{sL}{2d} - \frac{\pi d}{8L} \right] \quad \text{si } s < \frac{d}{L} \quad (1.18b)$$

avec  $y$ , volume maximal d'eau stockable par unité de surface de sol ( $m^3.m^{-2}$ ),  $d$ , diamètre des résidus ( $m$ ),  $L$ , distance entre 2 rangées de résidus projetée sur un plan horizontal ( $m$ ) et  $s$ , pente du sol (-). Pour des résidus de diamètre  $d = 2,67$  cm et des taux de couverture allant de 8 à 32%, Gilley & Kottwitz (1994) trouvent  $y$  décroissant de 0,024 à 0,020  $m^3.m^{-2}$  pour une pente à 1%, croissant de 0,010 à 0,017  $m^3.m^{-2}$  pour une pente à 10% et de 0,004 à 0,015  $m^3.m^{-2}$  pour une pente à 20%. Ces résultats surestiment de toute évidence fortement la capacité réelle de rétention superficielle d'un paillis dans la mesure où les éléments sont généralement répartis aléatoirement sur le sol et qu'ils laissent s'échapper l'eau à leurs extrémités. Ils présentent néanmoins l'avantage d'en donner un ordre de grandeur et une borne supérieure.

Les travaux de la littérature montrent donc qu'un paillis permet le stockage d'un volume d'eau non négligeable dans les micro-bassins formés à l'amont des résidus. Cette eau piégée par les micro-reliefs ne peut pas s'écouler, elle ne peut que s'infiltrer dans le sol ou s'évaporer dans l'atmosphère. Un paillis contribue donc ainsi à limiter la quantité d'eau potentiellement mobilisable pour le ruissellement.

Un paillis de résidus constitue un obstacle physique à l'écoulement. Il s'oppose physiquement à ce dernier en l'empêchant de suivre la ligne de plus grande pente et en le retenant au moins partiellement (effet barrage) et il l'oblige à contourner les éléments rencontrés le contraignant à emprunter une trajectoire sinueuse vers l'aval (effet tortuosité). L'écoulement emprunte donc un cours plus compliqué et tortueux (Abrahams *et al.*, 1994) de pente effective plus faible que sur un sol nu. Il rencontre des forces de résistance importantes (Abrahams *et al.*, 1994; Fiedler, 1997; Gilley *et al.*, 1991; Gilley & Kottwitz, 1992, 1995; Weltz *et al.*, 1992) qui ont pour conséquence de le retarder et diminuer sa vitesse (Abrahams *et al.*, 1994; Gilley *et al.*, 1986a; Lopes *et al.*, 1987).

De nombreux auteurs ont travaillé sur l'effet d'une couverture (paillis, gravier, végétation, etc.) sur l'écoulement de l'eau lors du ruissellement sur le sol. Certains utilisent un formalisme empirique (Arreola Tostado, 1996; Gilley *et al.*, 1986a,b; Govers *et al.*, 2000; Lopes *et al.*, 1987; McGregor *et al.*, 1990; Manipura, 1972; Poesen & Lavee, 1991; Rao *et al.*, 1998; Savabi & Stott, 1994; Scopel *et al.*, 1998a). Les autres emploient généralement un formalisme physique s'appuyant sur une simplification des équations de Barré de Saint-Venant (Munoz-Carpena *et al.*, 1993), qui décrivent les écoulements à surface libre monodimensionnels :

$$\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial t}(P - I) \quad (1.19a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} = g(S - S_e) - \frac{v}{h} \frac{\partial}{\partial t}(P - I) \quad (1.19b)$$

avec  $x$ , abscisse le long de l'axe d'écoulement ( $m$ ),  $t$ , temps ( $s$ ),  $h(x, t)$ , épaisseur de l'écoulement ( $m$ ),  $q(x, t)$ , débit par unité de largeur ( $m^2.s^{-1}$ ),  $P$  et  $I$ , respectivement pluie et infiltration cumulées ( $m$ ),  $v(x, t)$ , vitesse moyennée verticalement ( $m.s^{-1}$ ),  $g$ , accélération de la pesanteur ( $m.s^{-2}$ ),  $S$  et  $S_e$ , pente respectivement du sol et d'énergie<sup>13</sup> (-).

La simplification de ce système d'équations consiste à négliger les termes dynamiques de l'équation (1.19b), ce qui permet d'écrire  $S = S_e$  (Munoz-Carpena *et al.*, 1993). L'écoulement est alors uniforme et peut être exprimé au moyen d'une équation dite d'onde cinématique :

<sup>13</sup>Pente imaginaire dont la tangente de l'angle par rapport à l'horizontal vaut  $-\frac{\partial H}{\partial x}$ , où  $H$  est la charge hydraulique totale ( $m$ ).

$$q = ah^b \quad (1.20)$$

où  $a$  ( $m^{2-b}.s^{-1}$ ) et  $b$  (-) sont des paramètres de l'écoulement uniforme. Une des formulations explicites fréquemment utilisée est la loi de Darcy-Weisbach (Fiedler, 1997; Gilley *et al.*, 1991; Gilley & Kottwitz, 1992, 1995; Weltz *et al.*, 1992) :

$$q = \sqrt{\frac{8gSh}{f}} \quad (1.21)$$

avec  $q$ , débit par unité de largeur ( $m^3.m^{-2}$ ),  $g$ , accélération de la pesanteur ( $m.s^{-2}$ ),  $S$ , pente de la surface d'écoulement (-),  $h$ , épaisseur de l'écoulement ( $m$ ) et  $f$ , coefficient de frottement dit de Darcy-Weisbach (-).

Dans la littérature, les autres formulations sont analogues à celle de Darcy-Weisbach et s'en déduisent par une reformulation du coefficient relatif au frottement. A titre d'exemple les équations de Manning ou de Chezy s'écrivent :

$$q = \frac{1}{n} h^{2/3} S^{1/2} \quad (1.22a)$$

$$q = C\sqrt{Sh} \quad (1.22b)$$

en posant :

$$n = \left(\frac{f}{8g}\right)^{1/2} h^{1/6} \quad (1.23a)$$

$$C = \left(\frac{8g}{f}\right)^{1/2} \quad (1.23b)$$

avec  $n$ , coefficient de Manning ( $s.m^{-1/3}$ ) et  $C$ , coefficient de Chezy ( $m^{1/2}.s^{-1}$ ).

Le nombre de Reynolds est un nombre adimensionnel qui représente le rapport des forces d'inertie aux forces de viscosité dans un fluide en écoulement. Il est défini de la façon suivante pour un écoulement à surface libre :

$$Re = \frac{4Uh}{\nu} \quad (1.24)$$

avec  $Re$ , nombre de Reynolds (-),  $U$ , vitesse moyenne de l'écoulement ( $m.s^{-1}$ ),  $h$ , épaisseur de l'écoulement ( $m$ ) et  $\nu$ , viscosité cinématique de l'eau ( $m^2.s^{-1}$ ). Le 4 présent au numérateur vient de la modification de l'expression du nombre de Reynolds pour un écoulement dans une canalisation ou à surface libre (Fiedler, 1997).

Abrahams *et al.* (1994) ont étudié l'effet du nombre de Reynolds,  $Re$ , sur le coefficient de frottement de Darcy-Weisbach,  $f$ . Ces auteurs montrent que  $f$  évolue en fonction de  $Re$  selon trois phases physiquement distinctes (figure 1.10). Aux faibles valeurs de  $Re$ , le sol se mouille progressivement sur toute sa surface, noyant sa rugosité. L'écoulement est encore de faible épaisseur et l'effet des obstacles (résidus et culture) ne se fait pas encore trop sentir. Une augmentation de  $Re$  entraîne une diminution du frottement  $f$ . Pour des valeurs de  $Re$  intermédiaires, le sol est entièrement mouillé et les obstacles partiellement noyés offrent une résistance de plus en plus grande à l'écoulement, jusqu'à ce que le flot les submerge complètement (Abrahams *et al.*, 1994; Fiedler, 1997). Le frottement  $f$  est alors fonction croissante de  $Re$ . Enfin, pour des fortes valeurs de  $Re$ , les obstacles sont complètement submergés. La hauteur de l'écoulement devient alors progressivement de plus en plus importante devant celle des obstacles, qui voient leur capacité à retarder l'écoulement de plus en plus réduite. Le frottement  $f$  redevient fonction décroissante de  $Re$ .

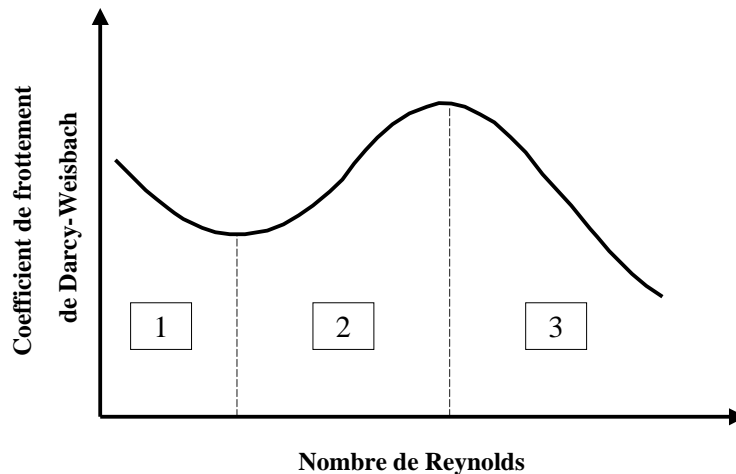


FIG. 1.10: Relation générale entre coefficient de frottement et nombre de Reynolds pour un sol couvert (Abrahams, 1994)

Pour des écoulements sur des surfaces rugueuses, Fiedler (1997) propose une relation entre le coefficient de frottement de Darcy-Weisbach et le nombre de Reynolds de la forme :

$$f = \frac{K}{Re} \quad (1.25)$$

avec  $f$ , coefficient de frottement de Darcy-Weisbach (-),  $Re$  nombre de Reynolds (-) et  $K$ , paramètre de résistance dépendant de la nature de la surface rugueuse (-). Selon Fiedler (1997),  $K$  est compris entre 30 et 120 pour un sol nu, entre 1000 et 4000 pour une végétation éparse et entre 3000 et 10000 pour une prairie d'herbe courte.

Gilley *et al.* (1991) étudient les écoulements sur des sols couverts par divers pailis de résidus végétaux orientés aléatoirement et collés. Ces auteurs aboutissent à une relation similaire à celle de Fiedler (1997) :

$$f = a \frac{Q_p^b}{Re^c} \quad (1.26)$$

avec  $f$ , coefficient de frottement de Darcy-Weisbach (-),  $Q_p$ , biomasse de pailis ( $t.ha^{-1}$ ),  $Re$  nombre de Reynolds (-),  $a$ ,  $b$  et  $c$ , paramètres d'ajustement (-). Les valeurs de ces coefficients sont données dans le tableau (1.11). Gilley *et al.* (1991) distinguent le domaine  $Re \leq 20000$  pour lequel  $f$  décroît avec  $Re$ , du domaine  $Re > 20000$  pour lequel  $f$  est quasiment constant.

Domaine hydraulique	Type de Résidus	Paramètres d'ajustement			$R^2$ a
		a (-)	b (-)	c (-)	
$Re \leq 20000$	Maïs	$4,60 \cdot 10^{-1}$	1,65	$1,09 \cdot 10^{-1}$	0,774
	Coton	$5,73 \cdot 10^{-1}$	0,930	$7,89 \cdot 10^{-2}$	0,751
	Arachide	$1,01 \cdot 10^{+1}$	1,33	$4,72 \cdot 10^{-1}$	0,933
	Aiguilles de pin	$7,87 \cdot 10^{+1}$	1,58	$7,10 \cdot 10^{-1}$	0,917
	Sorgho	$7,07 \cdot 10^{+1}$	0,769	$5,60 \cdot 10^{-1}$	0,929
	Soja	$6,06 \cdot 10^{+2}$	1,81	1,04	0,917
	Tournesol	$1,43 \cdot 10^{+1}$	0,739	$3,72 \cdot 10^{-1}$	0,903
	Blé	$3,71 \cdot 10^{+2}$	0,991	$6,80 \cdot 10^{-1}$	0,937
$Re > 20000$	Maïs	$1,80 \cdot 10^{-1}$	2,12	$6,03 \cdot 10^{-1}$	0,908
	Coton	$3,62 \cdot 10^{-1}$	1,31	$1,39 \cdot 10^{-1}$	0,917
	Arachide	1,75	0,951	$2,33 \cdot 10^{-1}$	0,913
	Aiguilles de pin	2,20	1,20	$2,89 \cdot 10^{-1}$	0,834
	Sorgho	4,50	1,90	$5,30 \cdot 10^{-1}$	0,812
	Soja	$6,41 \cdot 10^{-1}$	1,79	$3,57 \cdot 10^{-1}$	0,768
	Tournesol	2,70	1,77	$4,26 \cdot 10^{-1}$	0,839
	Blé	$3,18 \cdot 10^{-1}$	0,854	$3,35 \cdot 10^{-2}$	0,618

a Coefficient de détermination entre modèle et expérience.

TAB. 1.11: Paramètres utilisés dans l'expression du coefficient de frottement  $f$  de Gilley (1991)

Abrahams *et al.* (1994) montrent toutefois que pour un écoulement sur surface rugueuse le taux de couverture de la végétation et celui de la litière expliquent statistiquement 70% de la variation du co-

efficient de frottement de Darcy-Weisbach,  $f$ . La prise en compte additionnelle des caractéristiques de l'écoulement par l'intermédiaire du nombre de Reynolds,  $Re$ , ne permet d'appréhender à la marge que 5% supplémentaires de cette variation. Abrahams *et al.* (1994) insistent donc sur l'aspect fondamental de connaître précisément les caractéristiques de la surface rugueuse sur laquelle se produit l'écoulement pour pouvoir prédire correctement le coefficient de frottement,  $f$ , et donc la dynamique de cet écoulement. Ils proposent une relation statistique de prédiction de  $f$  de la forme suivante :

$$f = 10^{a+a_v\tau_v+a_l\tau_l} \quad (1.27)$$

avec  $f$ , coefficient de frottement de Darcy-Weisbach (-),  $\tau_v$  et  $\tau_l$ , taux de couverture respectivement de la végétation et de la litière (-),  $a = -0,447$ ,  $a_v = 4,060$  et  $a_l = 0,932$ , coefficients d'ajustement statistique (-).

Weltz *et al.* (1992) utilisent une approche statistique basée sur une formulation additive des résistances à l'écoulement, sans tenir compte du nombre de Reynolds. Ils décomposent le coefficient de frottement de Darcy-Weisbach en quatre termes de la façon suivante :

$$f = f_{rs} + f_{rr} + f_{gc} + f_{pb} \quad (1.28)$$

avec  $f$ , coefficient de frottement de Darcy-Weisbach (-),  $f_{rs}$ , coefficient de frottement associé à la rugosité des grains du sol, fonction de sa texture (-),  $f_{rr}$ , coefficient de frottement associé à la rugosité de la microtopographie du sol (-),  $f_{gc}$ , coefficient de frottement associé à la couverture du sol (pierre, litière, résidus organiques, etc.) (-) et  $f_{pb}$ , coefficient de frottement associé à la végétation sur pied. Weltz *et al.* (1992) s'attachent à calculer chacun des quatre termes ainsi définis et parviennent à la formulation suivante :

$$f_{rs} = \left( \frac{a_c^{clay}}{a_s^{sand}} \right)^{1/2} \quad (1.29a)$$

$$f_{rr} = \beta (1 - \exp(-a_r Rr)) \quad (1.29b)$$

$$f_{gc} = a_l \tau_l^3 + a_g \tau_g \quad (1.29c)$$

$$f_{pb} = a_v \tau_v^{0,8} + a_t \tau_t^{0,8} \quad (1.29d)$$

avec  $clay$  et  $sand$ , fraction massique respectivement d'argile et de sable du sol (-),  $a_c = 3,42$  et  $a_s = 12,42$ , coefficients d'ajustement,  $Rr$ , rugosité statistique du sol (m),  $a_{Rr} = 0,773 \text{ m}^{-1}$  et



$\beta = 22,76$ , coefficients d'ajustement,  $\tau_l$  et  $\tau_g$ , taux de couverture respectivement de la litière et/ou résidus indéplaçables et des graviers et/ou pierres (-),  $a_l = 113,73$  et  $a_g = 1,85$ , coefficients d'ajustement,  $\tau_v$  et  $\tau_t$ , taux de couverture respectivement de la végétation et des tiges à leur base (-),  $a_v = 38,95$  et  $a_t = 125,91$ , coefficients d'ajustement. Les résultats des travaux de (Weltz *et al.*, 1992) sont présentés dans le tableau (1.12).

Le modèle additif de Weltz *et al.* (1992) fournit une prédiction du coefficient de frottement de Darcy-Weisbach,  $f$ , pour des sols et des couvertures de natures très diverses. Toutefois selon Gilley & Kottwitz (1995) le frottement total résultant de plusieurs corps offrant une résistance à l'écoulement n'est pas toujours additif. En particulier l'ajout d'éléments de petites tailles (graviers, soja, coton ou blé) à un paillis de résidus de tailles plus importantes (maïs, sorgho ou tournesol) n'affecte quasiment pas le coefficient de frottement<sup>14</sup>. Le coefficient de frottement est donc, plus qu'une superposition linéaire de résistances disjointes, la résultante de l'interaction de tous les éléments résistifs. Gilley & Kottwitz (1995) montrent néanmoins que pour beaucoup d'écoulements sur sol rugueux, le coefficient  $f$  peut être estimé à partir d'un simple terme de résistance représentatif des obstacles prédominants. Enfin Poesen & Lavee (1991) mettent en évidence la nécessité de prendre en compte la taille des obstacles à l'écoulement. Ils remarquent en effet que pour un même taux de couverture, un *mulch* formé d'éléments de petite taille réduit plus le ruissellement et limite plus l'érosion qu'un *mulch* formée d'éléments plus grossiers.

Enfin nous avons vu (section 1.2.2.2) que la présence d'un paillis de résidus à la surface du sol peut contribuer à structurer son horizon de surface et lui conférer des propriétés hydrodynamiques favorisant fortement l'infiltration (Abrahams & Parsons, 1991a; Carter & Steed, 1992; Lal, 1978; Mando, 1997; Rao *et al.*, 1998; Scopel *et al.*, 1998a; Trojan & Linden, 1998; Zachmann & Linden, 1989). Cette augmentation de l'infiltrabilité du sol a pour conséquence une réduction du refus à l'infiltration et donc du ruissellement (Adams, 1966; Lal, 1978; Rao *et al.*, 1998; Scopel *et al.*, 1998a).

**Remarque 1 :** Poesen & Lavee (1991) trouvent que la vitesse du ruissellement augmente avec le taux de couverture du sol. Ce résultat allant à l'encontre de la plupart des résultats rencontrés dans la littérature, peut s'expliquer par la nature du *mulch* utilisé. Il s'agit d'un *mulch* de polystyrène imperméable, lisse et plan qui permet une forte accélération de l'eau ruisselant sur sa surface et contribue à augmenter la vitesse moyenne de l'écoulement. Ce phénomène n'est à notre connaissance pas mis en évidence pour des paillis végétaux.

**Remarque 2 :** Les résidus de culture peuvent être déplacés par le vent (Arreola Tostado, 1996; Scopel, 1994) ou par le ruissellement (Gilley & Kottwitz, 1992). Ce déplacement peut affecter la biomasse du paillis disponible, sa géométrie et donc *in fine* son efficacité à réduire le ruissellement.

<sup>14</sup>Sauf dans le cas où l'ajout de petits éléments augmente considérablement le volume total du paillis (Gilley & Kottwitz, 1995).

Surface d'écoulement (texture/type de végétation)	Résidus/litière ( $t.ha^{-1}$ )	Végétation ( $t.ha^{-1}$ )	$n^a$ ( $s.m^{-1/3}$ )	
			Recommandé	Gamme
<b>Sol nu</b>				
Texture sableuse	-	-	0,01	0,010-0,016
Texture limoneuse	-	-	<b>0,037</b>	-
Texture limono-argileuse	-	-	<b>0,041</b>	-
Texture limono-argileuse (érodé)	-	-	0,02	0,012-0,033
Texture argileuse	-	-	<b>0,048</b>	-
<b>Sol couvert de graviers</b>	-	-	0,02	0,012-0,030
<b>Zone arbustive</b>				
Désert de Chihuahua	-	-	-	0,030-0,200
Désert de Chihuahua	0,010	0,770	<b>0,25</b>	0,110-0,290
Désert de Chihuahua	-	-	0,13	0,010-0,320
Désert de Mohave	0,000	0,490	<b>0,15</b>	0,140-0,160
Désert salé	2,000	1,580	<b>0,62</b>	0,520-1,000
Touffes de sauge	2,850	3,950	<b>0,48</b>	-
Touffes de sauge	-	-	0,51	0,010-2,600
Savane de chênes	2,460	1,450	<b>0,40</b>	0,300-0,520
Genièvre ( <i>pinyon-juniper</i> )	1,380	0,420	<b>0,44</b>	0,310-0,560
<b>Zone enherbée naturelle</b>				
Désert	0,460	0,750	<b>0,64</b>	-
Prairie à herbe courte	0,280	0,620	<b>0,42</b>	0,150-0,730
Prairie à herbe courte	-	-	0,15	0,100-0,200
Prairie à herbe mixte	1,041	1,620	<b>0,52</b>	0,310-0,780
Prairie à herbe haute	2,800	3,080	<b>0,79</b>	0,160-0,970
Prairie à herbe haute (brûlé)	-	-	0,23	0,190-0,290
<b>Pâturage</b>				
Graminée ( <i>bermuda grass</i> )	-	-	0,41	0,300-0,480
Touffes de pâturin des champs	-	-	0,45	0,390-0,650
<b>Canal enherbé</b>				
Herbes hautes	-	-	0,60	0,450-0,750

<sup>a</sup>Coefficient de frottement de Manning voir équation (1.22a). Valeurs trouvées par Weltz *et al.* (1992) en gras.

TAB. 1.12: Coefficients de frottement de Manning pour divers sols et couvertures (Weltz, 1992)

**Résumé** - Le paillis est un milieu fortement poreux susceptible de stocker de l'eau liquide à concurrence d'une capacité maximale de stockage (Arreola Tostado, 1996; Savabi & Stott, 1994). Lorsqu'il pleut, il intercepte une partie de la pluie et réduit d'autant la quantité d'eau arrivant au sol (Arreola Tostado, 1996; Norman & Campbell, 1983; Rutter *et al.*, 1971; Savabi & Stott, 1994; Scopel *et al.*, 1998a). Par ailleurs un paillis de résidus modifie fortement la microtopographie d'un sol (Arreola Tostado, 1996; Gilley & Kottwitz, 1992, 1994) et permet la retenue d'un volume d'eau non négligeable dans les micro-bassins formés à l'amont des résidus (Gilley & Kottwitz, 1994). Cette eau peut s'infiltrer ou s'évaporer

par la suite mais ne participe pas au ruissellement. En outre le paillis, même sous forme de couverture partielle, offre un obstacle à l'écoulement de l'eau sur le sol par *effet barrage* et augmentation de la rugosité (Abrahams *et al.*, 1994; Fiedler, 1997; Gilley *et al.*, 1991; Gilley & Kottwitz, 1992, 1995; Weltz *et al.*, 1992), ce qui conduit l'eau à se frayer un chemin tortueux (Abrahams *et al.*, 1994; Poesen & Lavee, 1991), et à s'écouler lentement dans le dédale du paillis (Abrahams *et al.*, 1994; Gilley *et al.*, 1986a,b; Lopes *et al.*, 1987). Enfin, comme le montre le paragraphe précédent, l'infiltrabilité d'un sol sous paillis est généralement élevée. Ces effets expliquent l'observation courante d'*une réduction du ruissellement et de l'érosion sur les sols paillés* (Adams, 1966; Adams & Kay, 1979; Figueroa Sandoval & Morales Flores, 1992; Gilley *et al.*, 1986a,b; Khan *et al.*, 1988; Lopes *et al.*, 1987; McGregor *et al.*, 1990; Manipura, 1972; Munoz-Carpena *et al.*, 1993; Scopel *et al.*, 1998a; Velásquez Valle *et al.*, 1997).

#### 1.2.2.4 Effets sur l'activité biologique des sols

**État de l'art** - Les effets d'un paillis de résidus associé au non travail du sol sur le fonctionnement biologique d'un écosystème cultivé peuvent être importants (Kushwaha *et al.*, 2000). Les résidus de culture sont une source importante de nourriture pour les micro-organismes du sol (figure 1.11 extrait de Nicolardot *et al.* (1997)). Bayer *et al.* (2000) montrent qu'un paillis de résidus déposé à la surface du sol augmente le *pool* de matière organique décomposable qu'utilisent les micro-organismes pour obtenir de l'énergie pour leur biosynthèse. Cette décomposition entraîne une hausse importante des teneurs en carbone total et en azote dans le sol jusqu'à 17,5 cm de profondeur au bout de 11 ans de culture avec résidus, sous un climat tropical humide au Brésil. Scopel (1994) constate également une augmentation nette des teneurs en matière organique, mais seulement dans les 5 premiers centimètres de sol après 3 ans de pratique de semis direct avec paillis de résidus de maïs, sous un climat tropical sec au Mexique. Cette augmentation des teneurs en matière organique provient vraisemblablement aussi en partie de la dégradation du système racinaire de la culture, très développé en surface sous semis direct avec paillis de résidus. Par ailleurs, la forte réduction du ruissellement et donc de l'érosion (section 1.2.2.3) empêche la perte de cette matière organique par écoulement de surface (Figueroa Sandoval & Morales Flores, 1992; Gilley *et al.*, 1986a,b; Koro *et al.*, 1995; McGregor *et al.*, 1990; Sur *et al.*, 1992).

La présence de résidus de culture conduit au développement rapide d'organismes spécifiques de leur dégradation parfois appelés biomasse *zymogène* (Néel, 1996). Kushwaha *et al.* (2000) montrent en particulier qu'un paillis de résidus de riz sur un sol non travaillé entraîne une augmentation importante de la biomasse microbienne du sol. Ils montrent en outre que pour une culture de riz en semis direct avec paillis de résidus, la libération d'azote minéral à la phase de formation des grains est considérablement plus importante que pour cette même culture sans paillis. Crovetto Lamarca (1996) constate l'activité de champignons qui pénètrent les tissus organiques et les détruisent par leur activité enzymatique, et de bactéries qui complètent ce travail et fournissent les produits ultimes de la décomposition. Toutefois les résidus de culture ont généralement un rapport carbone/azote élevé (de l'ordre de 100), comparé à celui de la biomasse du sol (de l'ordre de 10). Ils sont donc *peu digestes* pour la biomasse microbienne du sol et nécessitent de sa part une immobilisation importante d'azote avant de pouvoir entamer la phase de décomposition et de restitution de l'azote minéral (Kushwaha *et al.*, 2000; Néel, 1996). Les résidus peuvent de plus contenir une fraction non négligeable de lignine ou de cellulose difficile à décomposer (Néel, 1996). Ces deux raisons font qu'on les retrouve souvent partiellement décomposés dans le sol sous forme d'une matière organique moins bien humifiée que celle naturellement présente dans le sol.

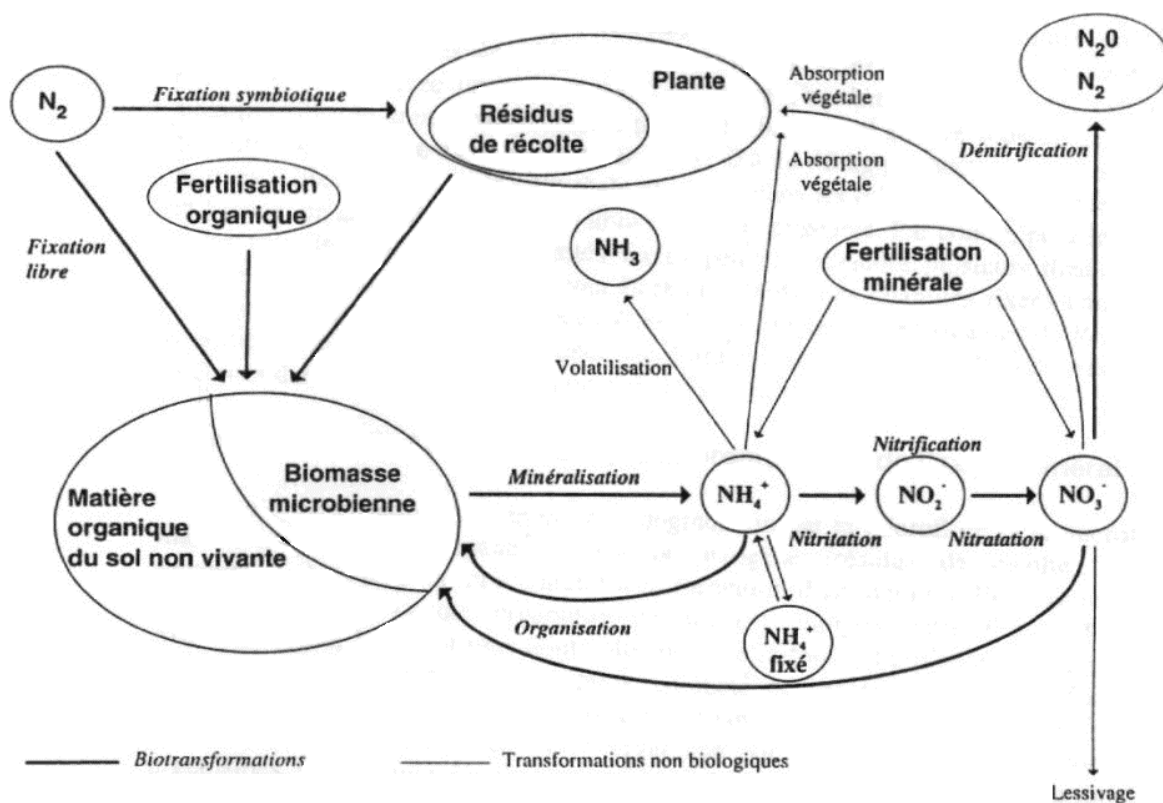


FIG. 1.11: Transformations de l'azote dans le système sol-paillis-atmosphère (Nicolardot *et al.*, 1997)

La qualité et le degré d'humification de la matière organique du sol sont donc modifiés par l'apport de résidus (Bayer *et al.*, 2000).

En terme de flux d'azote, l'activité de la biomasse microbienne du sol génère deux composantes : un flux brut d'immobilisation par les micro-organismes pour pouvoir dégrader la matière organique et, simultanément ou un peu plus tard, un flux brut de minéralisation résultant de l'activité de dégradation de la matière organique. Le flux net de minéralisation résultant est généralement négatif dans un premier temps puis positif une fois le processus de dégradation bien amorcé (Mary *et al.*, 1996). Le phénomène d'inversion du flux net peut se produire de façon violente, suite à une activité intense de la biomasse microbienne. Il se traduit alors par une libération très forte d'azote minéral localisée dans le temps, on parle de *pic de minéralisation* (Birch, 1958; Blondel, 1971).

Le non travail du sol tend à développer une vie microbienne riche et notamment un équilibre par antagonisme entre les populations microbiennes, comme dans les prairies ou les forêts. Un travail périodique du sol rompt cet équilibre en favorisant le développement des espèces pionnières les plus agressives. Cela peut dans certains cas aboutir à une diminution des capacités du sol à se protéger des populations

pathogènes (Crovetto Lamarca, 1996). Le non travail du sol entraîne également un réarrangement biologique de ce dernier. Crovetto Lamarca (1996) note une augmentation nette de l'association symbiotique de champignons spécifiques dits mycorrhizes avec les racines de la plante cultivée, ce qui augmente considérablement la capacité de la plante à absorber de l'eau et des nutriments. Crovetto Lamarca (1996) trouve également une augmentation significative de l'activité des champignons et des bactéries dans les sols non travaillés. Il constate notamment que *Azotobacter sp.*, qui possède une aptitude à fixer l'azote quasiment comparable à *Rhizobium sp.* (légumineuses), prolifère et pourrait jouer un rôle important dans le cycle de l'azote.

Le paillis de résidus peut en outre être un foyer de développement de micro-organismes nuisibles ou une source de produits de dégradation phytotoxiques pour la culture en place (Bussière, 1991). Il peut aussi au contraire contribuer à la lutte contre les mauvaises herbes voire les insectes nuisibles pour une culture, bien qu'un travail du sol traditionnel accompagné d'une application d'herbicide ou d'insecticide (Masiunas *et al.*, 1997) donnent de meilleurs résultats. Selon Crovetto Lamarca (1996), la pratique du semis direct avec paillis de résidus n'entraîne pas spécialement la mise en place d'organismes pathogènes pour la culture. C'est en fait n'importe quel déséquilibre de l'écosystème cultivé (monoculture à long terme, fertilisation trop intense, etc.) qui favorise la prolifération d'organismes nuisibles.

Le paillis de résidus amortit les amplitudes thermique dans le sol, limite l'évaporation (section 1.2.2.1) et fournit donc en climat semi-aride tropical des conditions favorables au développement d'une macrofaune. Certaines espèces de la macrofaune, comme les termites, utilisent les résidus pour leur alimentation (Mando, 1997). Dans le rapport INIFAP (1997), il est clairement montré que le semis direct avec paillis de résidus peut contribuer à augmenter de façon importante les populations de la macrofaune (bénéfique ou non) entraînant une plus grande richesse et, le plus souvent, une plus grande stabilité de l'agro-écosystème. Ce résultat est d'autant plus vrai et en faveur des espèces bénéfiques à la culture que la couverture du paillis est importante.

Scopel (1994) identifie les principaux genres de la macrofaune rencontrée dans les 30 premiers centimètres de sol de parcelles en semis direct avec paillis de résidus de maïs. Conformément aux travaux de INIFAP (1997), il trouve une macrofaune plus riche et plus importante dans les sols des parcelles en semis-direct avec paillis de résidus que dans ceux des parcelles travaillées sans résidu. Pour une parcelle non travaillée la présence de paillis augmente le volume de la macrofaune. En revanche, les espèces qu'il recense (tableau 1.13) sont toutes nuisibles à la culture sauf *lumbricus sp.*

Nom mexicain <sup>a</sup>	Ordre	Famille	Genre
<i>Colaspis</i>	<i>Coleoptera</i>	<i>Chrysomelidae</i>	<i>Colaspis</i>
<i>Gallina ciega</i>	<i>Coleoptera</i>	<i>Scarabaeidae</i>	<i>Phyllophaga, Macroductylus Anomala et Cyclocephala</i>
<i>Alfiler</i>	<i>Coleoptera</i>	<i>Chrysomelidae</i>	<i>Diabrotica</i>
<i>Gusano de alambre</i>	<i>Coleoptera</i>	<i>Elateridae</i>	<i>Melanotus, Agriotes et Dalopius</i>
<i>Falso gusano de alambre</i>	<i>Coleoptera</i>	<i>Tenebrionidae</i>	<i>Eleodes</i>
<i>Termitas</i>	<i>Isoptera</i>	<i>Termitidae</i>	<i>Microtermes, Allondotermes Macrotermes et Odontermes</i>
<i>Lombrizes</i>	<i>Oligochaeta</i>	<i>Lumbricidae</i>	<i>Lumbricus</i>

<sup>a</sup>La taxonomie est basée sur les travaux de Ortega (1986), Figueroa Sandoval & Morales Flores (1992) et INIFAP (1997).

TAB. 1.13: Taxonomie de la macrofaune rencontrée dans le sol d'une parcelle paillée de la Tinaja

Le non travail du sol à long terme donne un rôle important aux vers de terre dans le processus d'humification. Ces derniers par leur activité rejettent à la surface des monticules riches en matière organique qui protègent le sol et créent de nombreux macropores. Les macropores guident la plante dans sa colonisation racinaire, améliorent la capacité d'infiltration du sol et permettent ainsi une meilleure distribution la matière organique dans l'horizon parcouru par les vers (Crovetto Lamarca, 1996; Zachmann & Linden, 1989). La présence de vers de terre peut augmenter de 30% la vitesse de dégradation des résidus (Zachmann & Linden, 1989). Le travail du sol détruit l'habitat des vers de terre, concentrés essentiellement dans les 10 premiers centimètres de sol, et perturbe leur activité (Crovetto Lamarca, 1996). Enfin Mando (1997) montre que l'utilisation d'un paillis de composition chimique adapté permet, en présence de termites, d'améliorer la structure physique du sol mais aussi d'augmenter son activité microbiologique (chambres à champignon<sup>15</sup>) et la libération de nutriments pour la culture.

**Résumé** - Le paillis de résidus associé à un non travail du sol agit sur la fertilité de ce dernier en enrichissant en matière organique la couche de surface et en stimulant son activité biologique (Crovetto Lamarca, 1996; Kushwaha *et al.*, 2000; Rhoton, 2000). En effet, le paillis favorise le développement de micro-organismes adaptés (Bussière, 1991; Crovetto Lamarca, 1996; Néel, 1996), le plus souvent favorable à la culture, qui active la dégradation de la matière organique dans le sol et sa biodisponibilité (Néel, 1996). Il permet également le développement d'une macrofaune, qui crée une macroporosité importante tout en incorporant la matière organique du paillis dans le sol et en homogénéisant sa distribution (Mando, 1997; Zachmann & Linden, 1989). La macroporosité ainsi que la présence de débris organique contribuent à améliorer la structure du sol (Rhoton, 2000) et du même coup l'infiltration et la colonisa-

<sup>15</sup>En anglais *fungus comb chambers* dans Mando (1997).

tion radriculaire. Ces phénomènes concourent à *une meilleure circulation de l'eau et des minéraux dans le sol et in fine à un meilleur développement et un rendement plus élevé de la culture en semis-direct avec paillis de résidus.*



### 1.3 Modélisation des effets d'un paillis de résidus

De nombreux auteurs se sont penchés sur le problème de la modélisation des effets d'un paillis ou d'une couverture du sol en général sur les bilans hydriques, thermiques ou azotés du système sol-*mulch*-plante-atmosphère ou d'un de ses sous-systèmes. Nous n'entrerons pas ici dans le détail des multiples façons de prendre en compte tous les phénomènes en jeu. Nous nous contenterons de présenter et commenter un tableau des grandes familles de modèles numériques rencontrés dans la littérature (tableau 1.14). Les grandes différences entre les modèles présentés se résument en 5 points essentiels :

- structure mono ou bidimensionnelle,
- nature et nombre de compartiment(s) du système étudié (sol, *mulch*, plante, atmosphère),
- représentation physique ou empirique des phénomènes,
- nature des variables de travail et couplage entre ces dernières,
- nature du *mulch* et degré de raffinement de sa prise en compte.

Dans les modèles monodimensionnels, le maillage du système est un axe vertical. On suppose que toutes les variables d'état sont homogènes horizontalement et que les flux associés sont verticaux (Arreola Tostado, 1996; Braud, 1998a; Brisson *et al.*, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Bussière & Cellier, 1994; Chanzy & Bruckler, 1993; Lafolie, 1991; Ross *et al.*, 1985a,b; Tuzet *et al.*, 1993; van Bavel & Hillel, 1975)<sup>16</sup>. Dans les modèles bidimensionnels le maillage est contenu dans un plan vertical et permet de prendre en compte l'hétérogénéité horizontale des variables d'état. Il est alors possible de considérer des flux à la fois horizontaux et verticaux (Chung & Horton, 1987; Hares & Novak, 1992a,b; Kluitenberg & Horton, 1990; Mahrer & Katan, 1981; Sui *et al.*, 1992).

Tous les modèles présentés n'utilisent pas l'intégralité du système sol-*mulch*-plante-atmosphère. Bien qu'ils intègrent tous les compartiments sol et atmosphère, seuls les modèles à caractère agronomique prennent en compte la plante (Arreola Tostado, 1996; Braud, 1998a; Brisson *et al.*, 1998a; Lafolie, 1991). Parmi ces derniers tous simulent l'extraction racinaire et la transpiration de la plante, mais seuls ceux de Brisson *et al.* (1998a) et Lafolie (1991) modélisent également la croissance de la plante. Enfin Chanzy & Bruckler (1993) et Lafolie (1991) ne tiennent pas compte du *mulch*. Toutefois ces deux modèles ont fait l'objet de développement dans le cadre de ce travail pour intégrer ce compartiment (section 3.1.1 page 92 et 6.1.1 page 245).

---

<sup>16</sup>Les modèles de Chanzy & Bruckler (1993) et de Lafolie (1991) ne considèrent pas de paillis de résidus. Toutefois ils ont été adaptés au cours de ce travail de thèse pour en tenir compte, c'est pourquoi ils sont présentés ici.

La représentation des phénomènes peut être basée sur des concepts et des lois physiques comme les équations du transfert couplé d'eau et de chaleur (système (3.1) page 94), l'équation de convection-dispersion utilisée pour le transport de solutés (équation (6.2) page 247) ou l'équation de Barré de Saint-Venant régissant les écoulements à surface libre (équation (1.19) page 62). On parle alors de modèle physique (Braud, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Bussière & Cellier, 1994; Chanzy & Bruckler, 1993; Chung & Horton, 1987; Hares & Novak, 1992a,b; Kluitenberg & Horton, 1990; Lafolie, 1991; Mahrer & Katan, 1981; Ross *et al.*, 1985a,b). Dans certains cas le formalisme est basé sur des lois physiques mais les échanges, par analogie avec les circuits électriques, sont paramétrés avec des résistances. On parle alors de modèle physique résistif (Sui *et al.*, 1992; Tuzet *et al.*, 1993; van Bavel & Hillel, 1975). Enfin les derniers modèles font appel à un formalisme plus intuitif basé sur l'expérimentation. Ils n'entrent pas en détail dans la représentation physique fine des phénomènes, ce sont les modèles dits empiriques ou analogiques (Arreola Tostado, 1996; Brisson *et al.*, 1998a).

Les variables utilisés par les modèles renseignent directement sur la nature des phénomènes modélisés. On recense parmi ces variables i) l'humidité ou le potentiel hydrique, ii) la température, iii) la concentration en solutés. Les modèles utilisant une variable hydrique prennent en compte la dynamique de l'eau dans leur système d'étude. Ceux qui prennent en compte la température modélisent la dynamique thermique. Enfin les modèles travaillant avec la concentration en solutés possèdent un module de transport et éventuellement de transformation des solutés. Certains modèles prennent en compte les trois types de variable (Brisson *et al.*, 1998a; Lafolie, 1991), d'autres ne considèrent que l'eau et la chaleur (Braud, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Bussière & Cellier, 1994; Chanzy & Bruckler, 1993; Chung & Horton, 1987; Ross *et al.*, 1985a,b; Sui *et al.*, 1992; Tuzet *et al.*, 1993; van Bavel & Hillel, 1975), enfin les derniers sont purement thermiques (Hares & Novak, 1992a,b; Kluitenberg & Horton, 1990; Mahrer & Katan, 1981) ou hydriques (Arreola Tostado, 1996). Un autre aspect important est le couplage ou le non couplage entre ces variables. On considère que deux variables les variables  $A$  et  $B$  ne sont pas couplées si la loi qui régit l'évolution de l'une est indépendante de l'état ou de l'évolution de l'autre et réciproquement. Ceci se traduit par des équations du type :

$$\begin{array}{ll} \frac{\partial A}{\partial t} = f_A(A, \dots) & \text{avec} \quad \frac{\partial f_A}{\partial B} = 0 \\ \frac{\partial B}{\partial t} = f_B(B, \dots) & \text{avec} \quad \frac{\partial f_B}{\partial A} = 0 \end{array}$$

On considère en revanche que deux variables sont couplées quand l'évolution de l'une est liée à l'état ou l'évolution de l'autre et *vice versa*, ce qui peut s'écrire en terme d'équations :

$$\begin{aligned}\frac{\partial A}{\partial t} &= f_A(A, B, \dots) \\ \frac{\partial B}{\partial t} &= f_B(A, B, \dots)\end{aligned}$$

Parmi les modèles présentés dans le tableau (1.14) qui ne sont pas exclusivement thermiques ou hydriques, seul ceux de Brisson *et al.* (1998a) et Tuzet *et al.* (1993) calculent les transferts d'eau et de chaleur indépendamment, les autres ayant tous recours à une formulation couplée. Enfin parmi les deux modèles qui incluent le transfert de solutés, celui de Lafolie (1991) est entièrement couplé, alors que celui de Brisson *et al.* (1998a) n'intègre un couplage qu'entre le transport de solutés et l'eau.

La nature des *mulchs* considérés varie beaucoup selon les auteurs (tableau 1.14). van Bavel & Hillel (1975) considèrent un *mulch* d'agrégats hydrophobes, tandis que Brisson *et al.* (1998a), Mahrer & Katan (1981) et Sui *et al.* (1992) s'intéressent respectivement à des films plastiques, des bandes de polyéthylène et des bandes de film papier ou d'émulsion asphalte. Hormis ces *mulchs* spécifiques, on retrouve une majorité de paillis végétaux de couverture partielle (Chung & Horton, 1987; Hares & Novak, 1992a,b; Kluitenberg & Horton, 1990; Sui *et al.*, 1992) ou intégrale avec éléments couchés sur le sol (Arreola Tostado, 1996; Brisson *et al.*, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Bussière & Cellier, 1994) ou bien dressés (Braud, 1998a; Ross *et al.*, 1985a,b). Les phénomènes physiques qui ont lieu au sein du *mulch* peuvent être plus ou moins détaillés. Certains auteurs considèrent que le *mulch* ne stocke pas d'eau sous forme liquide (Chung & Horton, 1987; Hares & Novak, 1992a,b; Kluitenberg & Horton, 1990; Mahrer & Katan, 1981; Ross *et al.*, 1985a,b; Sui *et al.*, 1992) d'autres au contraire lui confère une capacité de stockage et une dynamique de recharge en eau (Arreola Tostado, 1996; Braud, 1998a; Brisson *et al.*, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Bussière & Cellier, 1994; Tuzet *et al.*, 1993; van Bavel & Hillel, 1975). Au niveau des échanges de vapeur d'eau et/ou de chaleur dans le *mulch*, on trouve une formulation explicite de la diffusion et de la convection chez Braud (1998a), Bristow *et al.* (1986), Bussière & Cellier (1994), Hares & Novak (1992a,b), Ross *et al.* (1985a,b), Tuzet *et al.* (1993) et van Bavel & Hillel (1975). Enfin le calcul du transfert radiatif au travers du *mulch* est pris en compte explicitement par tous les auteurs à l'exception de Arreola Tostado (1996), Brisson *et al.* (1998a), Chung & Horton (1987) et Kluitenberg & Horton (1990).

En ce qui concerne les bilans énergétiques la plupart des modèles calcule un bilan énergétique détaillé à l'interface avec l'atmosphère<sup>17</sup> (Braud, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Bussière & Cellier, 1994; Chanzy & Bruckler, 1993; Chung & Horton, 1987; Hares & Novak, 1992a,b; Mahrer & Katan, 1981; Ross *et al.*, 1985a,b; Sui *et al.*, 1992; Tuzet *et al.*, 1993; van Bavel & Hillel, 1975). Enfin certains modèles ne tiennent pas du tout compte du ruissellement (Chung & Horton, 1987; Hares & Novak, 1992a,b; Kluitenberg & Horton, 1990; Mahrer & Katan, 1981; Ross *et al.*, 1985a,b; Sui *et al.*, 1992; Tuzet *et al.*, 1993) ou considèrent une simple accumulation du refus à l'infiltration sous forme d'une lame d'eau à la surface (Chanzy & Bruckler, 1993). Les autres prennent en compte des pertes par ruissellement avec gestion d'une lame d'eau (Brisson *et al.*, 1998a; Bristow *et al.*, 1986; Bussière & Cellier, 1994; Lafolie, 1991; van Bavel & Hillel, 1975) ou sans (Arreola Tostado, 1996; Braud, 1998a).

---

<sup>17</sup>Interface *mulch*/atmosphère et le cas échéant sol/atmosphère.

Auteur(s)	Système <sup>a</sup>	Type <sup>b</sup>	Variables et coupl. <sup>f</sup>	Sol			Mulch				Plante <sup>c</sup>	BE <sup>d</sup>	R <sup>e</sup>
				$\phi_v$ <sup>g</sup>	MO <sup>h</sup>	Min <sup>i</sup>	Nature <sup>j</sup>	Stock <sup>k</sup>	D <sub>v</sub> C <sub>v</sub> <sup>l</sup>	Rad <sup>m</sup>			
Arreola Tostado (1996)	SMVA	E 1D	$\theta$	-	-	-	V	+	--	-	- +	-	+ -
Brisson <i>et al.</i> (1998a) <sup>n</sup>	SMVA	E 1D	$C \Leftrightarrow \theta \nleftrightarrow T$	-	+	+	V,Pla	+	--	-	++	-	++
van Bavel & Hillel (1975)	SM A	MR 1D	$\theta \Leftrightarrow T$	-	-	-	Agr	+	++	+		+	++
Tuzet <i>et al.</i> (1993)	SM A	MR 1D	$\theta \nleftrightarrow T$	+	-	-	V	+	++	+		+	--
Ross <i>et al.</i> (1985a,b)	SM A	M 1D	$\theta \Leftrightarrow T$	+	-	-	V <sub>d</sub>	-	++	+		+	--
Bristow <i>et al.</i> (1986)	SM A	M 1D	$\psi \Leftrightarrow T$	+	-	-	V	+	++	+		+	++
Bussière & Cellier (1994)	SM A	M 1D	$\psi \Leftrightarrow T$	+	-	-	V	+	++	+		+	++
Chanzy & Bruckler (1993) <sup>o</sup>	S A	M 1D	$\psi \Leftrightarrow T$	+	-	-						+	- +
Lafolie (1991)	S VA	M 1D	$C \Leftrightarrow \psi \Leftrightarrow T$	-	+	+					++	-	++
Braud (1998a)	SMVA	M 1D	$\psi \Leftrightarrow T$	+	-	-	V <sub>d</sub>	+	++	+	- +	+	+ -
Mahrer & Katan (1981)	SM A	M 2D	T	-	-	-	Pol	-	--	+		+	--
Kluitenberg & Horton (1990)	SM A	MA 2D	T	-	-	-	V <sub>p</sub>	-	--	-		-	--
Hares & Novak (1992a,b)	SM A	M 2D	T	-	-	-	V <sub>p</sub>	-	++	+		+	--
Chung & Horton (1987)	SM A	M 2D	$\psi \Leftrightarrow T$	-	-	-	V <sub>p</sub>	-	--	-		+	--
Sui <i>et al.</i> (1992)	SM A	MR 2D	$\theta \Leftrightarrow T$	+	-	-	V <sub>p</sub> ,PA	-	--	+		+	--

<sup>a</sup>Définition du système. S : sol, M : *mulch*, V : végétation, A : atmosphère.

<sup>b</sup>M : mécaniste, R : résistif, A : analytique, E : empirique ; 1D : monodimensionnel vertical, 2D : bidimensionnel vertical.

<sup>c</sup>Plante : module de croissance (+ \*), extraction racinaire et transpiration (\* +).

<sup>d</sup>Bilan d'énergie à l'interface avec l'atmosphère.

<sup>e</sup>Ruissellement : prise en compte du ruissellement (+ \*), prise en compte d'une lame d'eau à la surface (\* +).

<sup>f</sup>Variables : potentiel matriciel ( $\psi$ ), humidité ( $\theta$ ), température (T), concentration en minéraux (C). Couplage : variables couplées ( $\Leftrightarrow$ ), non couplées ( $\nleftrightarrow$ ).

<sup>g</sup>Flux en phase vapeur.

<sup>h</sup>Décomposition de la matière organique.

<sup>i</sup>Transport des minéraux.

<sup>j</sup>Nature : végétal (V), végétal dressé mort (V<sub>d</sub>), végétal couverture partielle (V<sub>p</sub>), agrégats hydrophobes (Agr), bandes de polyéthylène transparent (Pol), bandes de film papier ou d'émulsion asphalte (PA), film plastique (Pla).

<sup>k</sup>Stockage de l'eau liquide.

<sup>l</sup>Diffusion (+ \*) et/ou convection (\* +) de la vapeur et la chaleur.

<sup>m</sup>Transfert radiatif.

<sup>n</sup>L'introduction du paillis de résidus a été faite postérieurement (Brisson, 1999).

<sup>o</sup>La description du compartiment sol du modèle est décrite plus en détail dans Witono & Bruckler (1989).

TAB. 1.14: Principales caractéristiques de certains modèles de la littérature



## Chapitre 2

# Définition des axes de recherche

### 2.1 Positionnement du travail par rapport à l'acquis

Les objectifs de ce travail (section 4 page 19) sont premièrement d'identifier, d'étudier et de quantifier les principaux effets du semis direct avec paillis de résidus sur les composantes des bilans hydriques, thermiques et azotés d'une culture de maïs pluvial au Mexique. Il s'agit ensuite de hiérarchiser ces effets et intégrer ceux d'ordre 1 au sein d'un modèle agronomique mécaniste global, capable de décrire convenablement l'ensemble des processus mis en jeu.

Les travaux de la littérature font par ailleurs clairement état de 4 types d'effets importants d'un paillis de résidus :

- effets sur l'évaporation et les amplitudes thermiques (section 1.2.2.1),
- effets sur la structure du sol et l'infiltration (section 1.2.2.2),
- effets sur le ruissellement (section 1.2.2.3),
- effets sur l'activité biologique du sol et sa fertilité (section 1.2.2.4).

Ces effets sont constatés expérimentalement et pris en compte d'une façon générale par les modèles numériques rencontrés dans la littérature (section 1.3). Toutefois la recherche butte encore sur la compréhension fine et la prise en compte explicite de certains aspects.

Bussière & Cellier (1994) n'arrivent pas à reproduire correctement certaines évolutions hydriques et thermiques dans le sol. Gonzalez-Sosa (1999b) obtient une bonne restitution des températures dans le sol mais pas du flux de chaleur. Il observe par ailleurs une reproduction médiocre des flux diurnes de surface. De fait, ces auteurs modélisent les échanges de vapeur et de chaleur dans le paillis en s'appuyant sur la *K-theory*, qui s'avère insuffisante pour représenter les phénomènes d'échange turbulent (Chen *et al.*, 1997a,b; Novak *et al.*, 2000a,b,c). Chen *et al.* (1997b) propose de nouveaux concepts pour prendre

en compte ces échanges turbulents : le modèle de renouvellement<sup>1</sup>. Toutefois ce modèle demande des mesures très précises du vent et n'a pas encore été couplé à un modèle physique de transfert d'eau et de chaleur dans le sol. Novak *et al.* (2000a,b,c) montrent l'importance des flux d'eau et de chaleur dans le paillis, sous forme de convection libre et de convection forcée. Ils mettent aussi en évidence la complexité et le rôle déterminant du bilan radiatif dans un paillis, comme le suggérait Gonzalez-Sosa (1999b).

En outre, la caractérisation fine en présence d'un paillis de résidus, de la dynamique de répartition de l'eau de pluie en eau infiltrée, eau ruisselée et eau stockée n'apparaît pas clairement dans la littérature sous forme d'un travail synthétique. Bussière (1991) insiste sur la nécessité de développer un modèle physique de recharge et de transfert de l'eau de pluie vers le sol. Arreola Tostado (1996) évoque les limites d'un modèle adapté au paillis mais trop frustré. Les aspects d'amélioration de l'infiltrabilité par un paillis de résidus sont souvent mis en relief mais rarement intégrés à un modèle hydraulique. Les écoulements sur sol paillé sont étudiés mais le plus souvent en ignorant tout ou partie des notions de tortuosité et de canalisation de l'écoulement et de rétention de surface (Dos Rei Castro, 1996; Gilley *et al.*, 1991; Gilley & Kottwitz, 1995; Lal, 1998).

Enfin la synthèse bibliographique met en évidence l'existence de résultats intéressants déjà obtenus sur les effets du semis direct avec paillis de résidus sur les bilans hydriques et azotés d'une culture de maïs (Arreola Tostado, 1996; Scopel, 1994; Scopel *et al.*, 1998a; Scopel, 1998b; Scopel & Chavez Guerra, 1999a; Scopel, 1999b). Ces résultats ont été établis sur les mêmes parcelles que celles suivies dans cette étude et permettent d'identifier les effets majeurs du paillis de résidus. Ces derniers suivent les grandes tendances de la littérature :

- réduction du ruissellement et de l'érosion,
- amélioration de la recharge en eau,
- limitation de l'évaporation,
- enrichissement du sol en matière organique,
- augmentation de la transpiration de la plante et de son extraction d'azote,
- augmentation du rendement en grain et en feuille.

A partir des résultats issus de la littérature et des travaux expérimentaux sur le terrain d'étude, nous avons tenté d'identifier les principaux phénomènes physiques et biologiques se produisant en présence d'un paillis de résidus et affectant le fonctionnement hydrique, thermique et azoté du système sol-paillis-plante-atmosphère (figure 2.1).

---

<sup>1</sup>*Renewal model* en anglais.



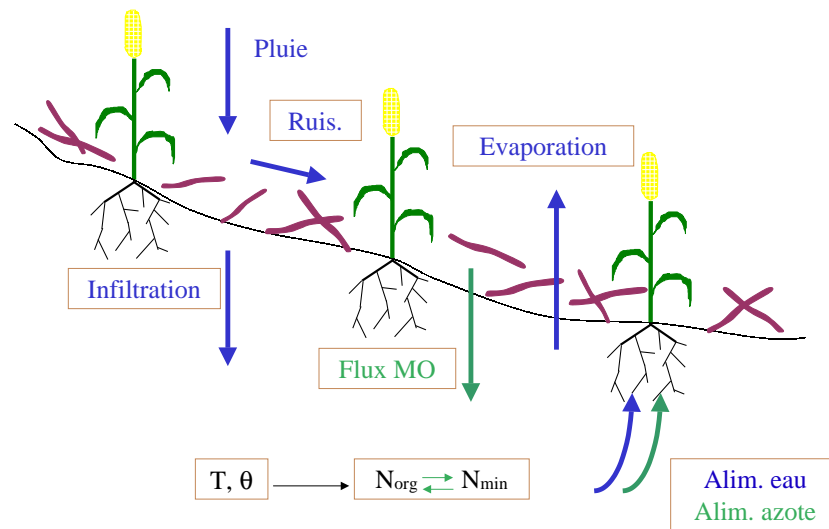


FIG. 2.1: Principaux phénomènes physiques traduisant les effets du paillis de résidus

Étant donné les résultats de la littérature et des travaux expérimentaux sur le terrain d'étude d'une part, la complexité du problème initialement posé (section 2) et des objectifs fixés d'autre part, il est apparu judicieux d'effectuer un découpage de la problématique en sous problèmes. Cette démarche de décomposition consiste en une *atomisation* en 3 études élémentaires suivie d'une reconstruction finale par intégration des résultats de ces dernières. Elle aboutit à la définition des 4 volets de recherche suivants :

1. Effets du paillis sur l'évaporation et la température du sol,
2. Effets du paillis sur les propriétés hydrodynamiques du sol et l'infiltration,
3. Effets du paillis sur le ruissellement,
4. Effets globaux du paillis sur les bilans hydrique, thermiques et azotés d'une culture de maïs.

Chacune des 3 premières parties permet d'appréhender un effet spécifique du paillis dans un milieu contrôlé. Dans la première partie très physique, nous nous attacherons à comprendre et modéliser les flux d'eau (phase liquide et vapeur) et de chaleur dans le système sol-paillis-atmosphère. En particulier l'accent sera porté sur les transferts turbulents et radiatifs au sein du paillis. Cette étude doit nous permettre de comprendre et de quantifier l'effet d'un paillis de résidus sur l'évaporation d'un sol et sa température en fonction de son taux de couverture. La deuxième partie consiste à caractériser les effets à long terme (~5 ans) d'un paillis de résidus sur les propriétés hydrodynamiques d'un sol et en particulier sa capacité à l'infiltration. La troisième partie est dédiée à l'étude et la modélisation du ruissellement sur sol paillé

éventuellement planté en tenant compte de l'interception de l'eau de pluie par la plante et le paillis, de la rétention de surface, de l'infiltration par une loi physique, de la canalisation du ruissellement et de son écoulement selon une loi d'onde cinématique. Enfin dans la dernière partie les résultats des 3 premières sont synthétisés et intégrés dans un modèle numérique de fonctionnement global. Ce dernier prend en compte à la fois les dynamiques de l'eau, de la chaleur et de l'azote. Il reproduit de façon couplée tous les effets majeurs du paillis de résidus sur le système sol-paillis-plante-atmosphère. En particulier il est capable de prédire l'effet indirect du paillis sur le développement de la culture (stress hydrique, stress azoté, etc.), suite à la modification des conditions dans le sol (humidité, température, nutriments) par le paillis.

## **2.2 Aspects expérimentaux et aspects théoriques**

L'étude de chacun des volets précédents nécessite à la fois une solide base de données expérimentale et des outils théoriques adaptés. En ce qui concerne les données expérimentales, une lourde campagne de collecte de données de terrain a été réalisée de mai à octobre 1998, sur le site expérimental de la Tinaja (figure 2.2). Des mesures complémentaires ont été faites en juin et juillet 1999 sur le même site. Enfin certaines mesures difficilement réalisables sur le terrain ont été effectuées en laboratoire (CIMMYT au Mexique, CIRAD-URA et INRA Science du Sol d'Avignon en France) et sont venues renforcer les données du terrain. A l'issue de ce travail expérimental important, nous disposons d'une base de données relativement riche sur l'ensemble des phénomènes étudiés (sections 3.1, 4.1, 5.1 et 6.1). Au niveau théorique, le traitement de chaque volet spécifique a nécessité l'utilisation d'outils numériques, physiques ou mathématiques (modèle physique, méthode inverse, analyse dimensionnelle, etc.). Ces derniers ont permis une analyse objective des phénomènes et ont aidé à mieux cerner et comprendre les mécanismes principaux en jeu. Certains ont été utilisés, après une paramétrisation correcte, pour prévoir par extrapolation le comportement du système étudié dans un contexte voisin de celui pour lequel l'outil a été calibré. Tous ces outils sont présentés de façon détaillée dans les chapitres qui viennent d'être cités.

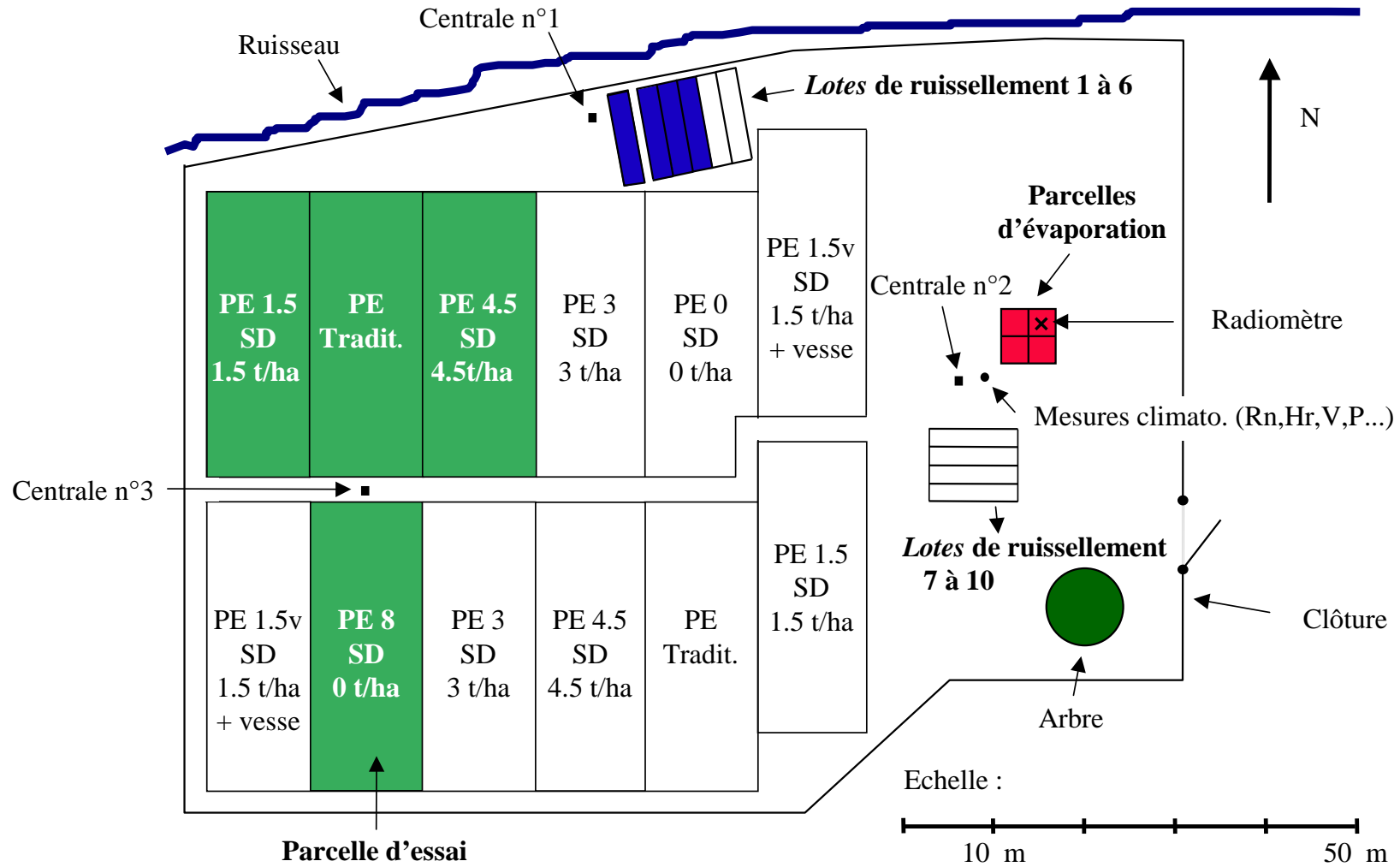


FIG. 2.2: Dispositif expérimental de la Tinaja



## **Deuxième partie**

# **Étude des effets spécifiques du paillis**



*Cette partie se découpe en trois chapitres indépendants traitant trois effets spécifiques du paillis de résidus susceptibles d'altérer fortement certains termes clefs des bilans hydrique et énergétique d'un sol planté ou non. Il s'agit dans l'ordre de présentation du document des effets sur :*

- l'évaporation et la température du sol,*
- les propriétés hydrodynamiques du sol et l'infiltration,*
- le ruissellement.*





## Chapitre 3

# Effets du paillis sur l'évaporation et la température du sol

Ce chapitre vise à étudier les effets d'un paillis de résidus sur l'évaporation du sol et les amplitudes thermiques dans le sol. Ce travail s'appuie d'une part sur un modèle mécaniste calculant les bilans de masse et d'énergie (section 3.1.1), et d'autre part sur quatre micro-parcelles expérimentales non plantées. La stratégie de couverture de ces 4 micro-parcelles a été définie de la façon suivante : i) il est nécessaire de suivre une parcelle sans paillis pour pouvoir calibrer correctement le modèle TEC sur le sol étudié, ii) une parcelle de couverture totale représente une situation extrême opposée où l'effet du paillis est maximum, iii) les paillis réellement utilisés par les agriculteurs (section 1.1.1) ont une couverture intermédiaire. Il nous est paru intéressant d'étudier des parcelles de couvertures analogues à celles rencontrées dans le paysage agronomique mexicain, avec l'idée de modéliser leurs dynamiques thermique et évaporative au moyen des parcelles extrêmes. Nous retenons donc quatre parcelles désignées PEv0, PEv1.5, PEv4.5 et PEv15, avec des taux respectifs de couverture de paillis de 0%, 30%, 70% et 95% (section 3.1.2). Ces parcelles choisies dans une zone d'apparence homogène et d'historique uniforme permettent de poser l'hypothèse forte de ce travail : les propriétés physiques du sol ne varient pas significativement d'une parcelle à l'autre. Cette hypothèse étant acceptée, les étapes ont été :

1. Étudier et modéliser le fonctionnement hydrique et thermique du sol en calibrant le modèle sur la parcelle non paillée ;
2. Étudier les effets d'un paillis homogène et continu sur les dynamiques hydrique et thermique et modifier le modèle en conséquence pour prendre en compte ces effets ;
3. Calibrer et valider les paramètres paillis du modèle sur la parcelle couverte à 95%, en gardant les paramètres sol de la parcelle non paillée ;

4. Modéliser à partir des modèles *sol nu* et *sol entièrement paillé*, le fonctionnement hydrique et thermique des parcelles de couvertures partielles (30% et 70%).

Pour ce dernier point nous avons eu recours à une composition linéaire des cas extrêmes que sont le sol nu et le sol intégralement couvert. En pratique les stocks thermiques et hydriques ont été calculés comme moyennes pondérées de ceux de ces deux extrêmes (section 3.1.1.3).

**Remarque :** Dans toute la suite de ce chapitre les cotes sont comptées positivement vers le bas et la cote 0 correspond à l'interface sol-atmosphère pour la parcelle non paillée, et paillis-atmosphère pour les parcelles paillées.

## 3.1 Matériels et méthodes

### 3.1.1 Modélisation

Parmi les différents modèles disponibles dans la littérature (section 1.3 page 75), nous avons dû déterminer celui le plus adapté au problème posé : étudier les effets d'un paillis de résidus sur l'évaporation du sol et les amplitudes thermiques dans le sol. Pour comprendre en détail les phénomènes physiques importants liés à la présence d'un paillis, il est possible d'utiliser un modèle mécaniste de transferts couplés des flux de masse et de chaleur dans le sol. Par ailleurs le code du modèle doit être assez ergonomique pour pouvoir prendre en compte facilement une couche de paillis à la surface du sol. Enfin les performances du modèle doivent être en accord avec la qualité et la richesse des données expérimentales. Dans notre cas un modèle bidimensionnel n'est pas souhaitable car le protocole expérimental (section 3.1.2) ne permet l'acquisition de données spatialisées en nombre suffisant. Le modèle TEC<sup>1</sup> (Chanzy & Bruckler, 1993) qui remplit ces 3 normes a été retenu pour traiter cette étude. Le modèle SiSPAT (Braud, 1998a) ainsi que ceux de Bussière & Cellier (1994) et de Ross *et al.* (1985a,b) remplissent également les conditions précédentes. Toutefois ils utilisent la *K-theory*<sup>2</sup> pour calculer les flux de masse et de chaleur dans le paillis. Cette théorie s'avère inadaptée et insuffisante dans des milieux très poreux comme les paillis végétaux (Chen *et al.*, 1997a,b; Novak *et al.*, 2000a).

#### 3.1.1.1 Modèle TEC

Le modèle TEC est décrit en détail dans Chanzy (1991). Il s'agit d'un modèle mécaniste monodimensionnel qui simule les flux d'eau sous forme liquide et vapeur et les flux de chaleur dans le système sol-atmosphère. Une représentation schématique du modèle (figure 3.1) met en évidence ses principales

<sup>1</sup>TEC : modèle de Transferts d'Eau et de Chaleur.

<sup>2</sup>Théorie qui suppose que tout flux est proportionnel au gradient de la grandeur transportée.

caractéristiques. Les concepts, équations et symboles présents sur la figure sont explicités dans les paragraphes suivants.

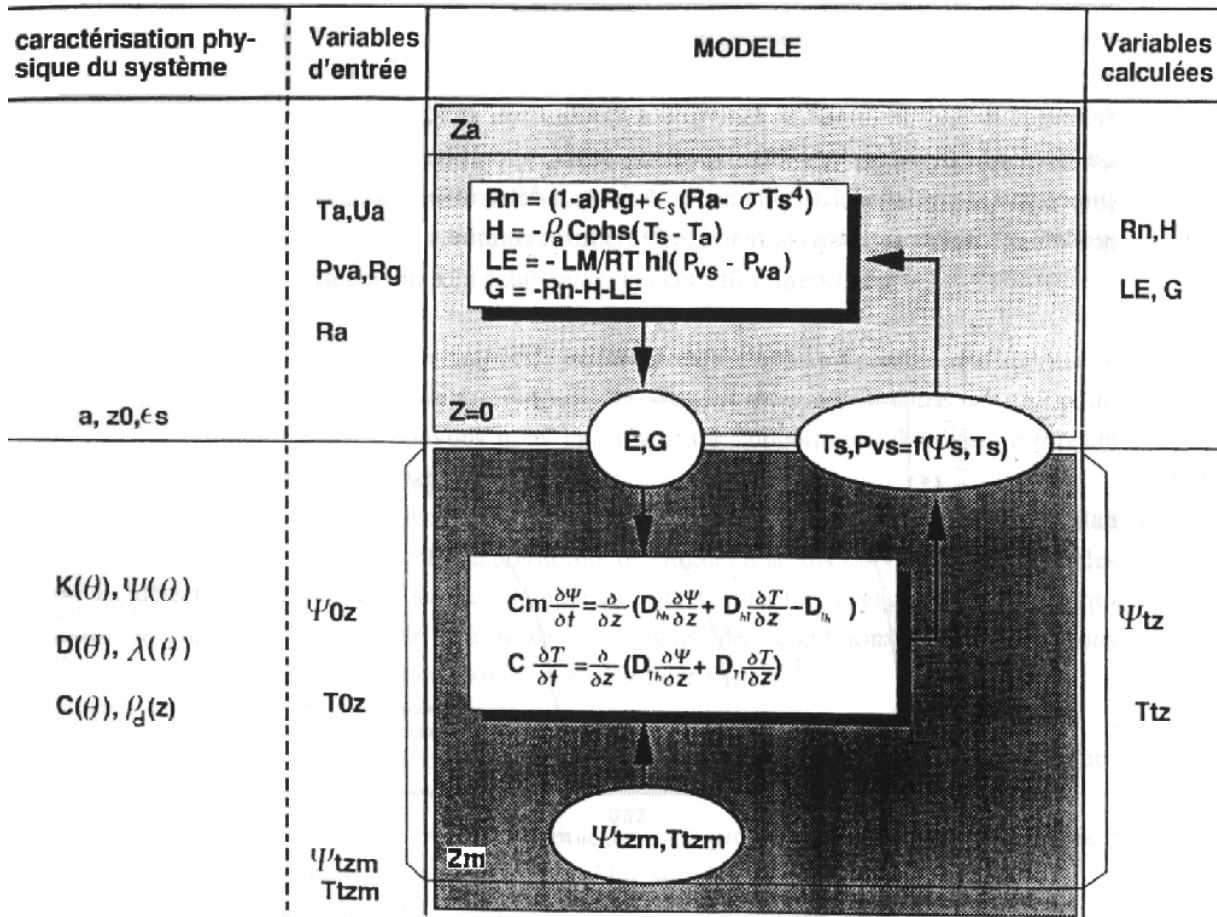


FIG. 3.1: Description schématique du modèle mécaniste TEC

**Définition du système et des équations appliquées à ce système** - Le système sur lequel le modèle s'applique est défini par un parallélépipède de sol, considéré comme un milieu poreux indéformable de propriétés uniformes horizontalement. Le système peut éventuellement être stratifié en plusieurs couches de propriétés distinctes. Il est dans tous les cas délimité en haut par l'interface sol-atmosphère et en bas par un plan parallèle à la surface de cote  $z_m$  ( $m$ ). Mathématiquement, le système se réduit à un segment de droite vertical défini par  $0 \leq z \leq z_m$ . Les équations du système sont les équations de transferts couplés de masse d'eau et d'énergie. Ce sont deux équations aux dérivées partielles qui peuvent s'écrire :

$$C_m \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_{m\psi} \frac{\partial \psi}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} - D_{l\psi} \right] \quad (3.1a)$$

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_{h\psi} \frac{\partial \psi}{\partial z} + D_{hT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (3.1b)$$

avec  $C_m = \left( \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \right)_T$ , capacité capillaire du sol ( $m^{-1}$ ),  $C_T$  capacité calorifique volumique du sol ( $J.K^{-1}.m^{-3}$ ),  $\psi$ , potentiel matriciel de l'eau dans le sol ( $m$ ),  $T$ , température dans le sol ( $K$ ),  $t$ , temps ( $s$ ),  $z$ , profondeur comptée positivement vers le bas ( $m$ ),  $D_{m\psi}$ ,  $D_{l\psi} = K(\psi, T)$ , respectivement conductivités hydriques isothermes de l'eau (liquide et vapeur) et de l'eau liquide liées aux gradients de potentiel ( $m.s^{-1}$ ),  $D_{mT}$ , diffusivité hydrique isobare de l'eau liée aux gradients de température ( $m^2.K^{-1}.s^{-1}$ ),  $D_{h\psi}$ , conductivité isotherme de la chaleur liée aux gradients de potentiel ( $W.m^{-2}$ ),  $D_{hT}$ , conductivité thermique isobare apparente ( $W.K^{-1}.m^{-1}$ ).

**Définition des conditions initiales** - Par convention le temps  $t = 0$  désigne le temps initial de la simulation. Les conditions initiales de la simulation sont alors données par un profil initial de potentiels  $\psi(z, 0) \forall 0 \leq z \leq z_m$  et un profil initial de températures  $T(z, 0) \forall 0 \leq z \leq z_m$ .

**Définition des conditions aux limites** - Les conditions aux limites se divisent en condition à la limite supérieure ( $z = 0$ ) et condition à la limite inférieure ( $z = z_m$ ).

- Condition à la limite supérieure ( $z = 0$ )

Lorsqu'il n'y a pas formation d'une lame d'eau à la surface du sol au cours d'une pluie, la condition à la limite supérieure est une condition de Neumann définie par :

$$\Phi_m(z = 0) = -E + \frac{\partial P}{\partial t} \quad (3.2a)$$

$$\Phi_h(z = 0) = G \quad (3.2b)$$

avec  $\Phi_m$ , densité de flux de masse d'eau dans le sol ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ),  $P$ , pluie cumulée depuis le début de l'événement pluvieux ( $kg.m^{-2}$ ),  $E$ , flux d'évaporation du sol ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ),  $\Phi_h$ , densité de flux d'énergie dans le sol ( $W.m^{-2}$ ) et  $G$ , flux de chaleur dans le sol ( $W.m^{-2}$ ). Le calcul des flux  $E$  et  $G$  se fait à partir d'un bilan d'énergie en s'appuyant sur les données climatiques au moyen d'un schéma implicite classique.

Si l'apport d'eau à la surface du sol (pluie, condensation) est supérieur à la quantité qui peut s'infiltrer et s'évaporer, il se forme une lame d'eau de hauteur  $z_{lame}$  (m) à la surface du sol. Dans ce cas on impose le potentiel hydrique à la surface du sol et on considère que les températures à la surface du sol et dans l'atmosphère sont en équilibre. La condition à la limite supérieure devient une condition de Dirichlet qui se formule :

$$\psi(z = 0) = z_{lame} \quad (3.3a)$$

$$T(z = 0) = T_a \quad (3.3b)$$

- Condition à la limite inférieure ( $z = z_m$ )

A la limite inférieure on impose une condition de Dirichlet sur le potentiel et la température :

$$\psi(z_m) = \psi_{fond} \quad (3.4a)$$

$$T(z_m) = T_{fond} \quad (3.4b)$$

avec  $\psi_{fond}$ , potentiel hydrique dans le sol (m) et  $T_{fond}$ , température du sol, les deux mesurés à la cote  $z_m$ .

**Technique numérique de résolution** - La résolution du système non linéaire d'équations aux dérivées partielles (3.1) n'est pas possible analytiquement en général<sup>3</sup>. Il est donc nécessaire de recourir à des techniques d'approximation numérique (différences finies ou éléments finis). TEC utilise la méthode des éléments finis. La linéarisation des équations s'appuie sur une discrétisation du système, sous forme de  $N$  nœuds de cotes  $0 = z_1 < z_2 < \dots < z_{N-1} < z_N = z_m$  (m).

### 3.1.1.2 Modèle TEC-paillis

Le modèle TEC-paillis est basé sur le modèle TEC, auquel ont été rajoutés des modules spécifiques de l'action du paillis de résidus. Ces modules ont été conçus pour un paillis de maïs de couverture quasiment totale (~95%), assimilé à un milieu continu et homogène. Ils sont fortement inspirés des acquis de la bibliographie et notamment des travaux de Novak *et al.* (2000a,b,c). Ces auteurs montrent que la *K-theory* ne permet pas de rendre compte correctement des transferts dans le paillis et que la

<sup>3</sup>Il existe une solution analytique seulement pour des conditions initiales homogènes et des conditions aux limites constantes.

convection forcée et la convection libre sont responsables d'une partie importante des échanges dans le paillis (section 1.2.2.1). Ils insistent aussi sur l'importance de la transmission radiative au travers du paillis. Nous avons donc considéré le paillis comme une couche supplémentaire à la surface du sol, caractérisée de la façon suivante :

- représentation des échanges diffusifs de chaleur et de vapeur par le formalisme de TEC pour les sols,
- prise en compte des convections libre et forcée selon les indications de Novak *et al.* (2000a,b),
- prise en compte du transfert radiatif dans le paillis.

Les équations régissant les transferts dans le paillis et toutes les modifications du modèle TEC nécessaires pour tenir compte des particularités du paillis sont présentées dans les paragraphes qui suivent.

**Introduction de la convection forcée** - Contrairement à une canopée, un paillis de quelques centimètres n'est pas assez épais pour que la stabilité des couches d'air puisse s'y installer (Novak *et al.*, 2000a). Ces auteurs constatent que le vent pénètre fortement et profondément dans un paillis et crée l'essentiel de la turbulence. Ils montrent aussi que plus le vent est fort moins sa pénétration relative est importante (figure 1.6). En s'inspirant de ces résultats, nous avons défini la convection forcée dans le paillis à partir d'un coefficient d'échange turbulent, qui suit une décroissance exponentielle dans le paillis en fonction de la profondeur. Le coefficient d'échange est défini par analogie avec une surface rugueuse classique (Guyot, 1997) :

$$k_{c0} = k^2 U_{ref} \left( \ln \frac{z_{ref}}{z_{0m,p}} \right)^{-2} \quad (3.5)$$

avec  $k_{c0}$ , coefficient d'échange convectif entre le haut du paillis et l'atmosphère ( $m.s^{-1}$ ),  $k$ , constante de Von Karman (-),  $U_{ref}$ , vitesse du vent à l'altitude de référence ( $m.s^{-1}$ ),  $z_{ref}$  et  $z_{0m,p}$ , respectivement altitude de référence et longueur de rugosité aérodynamique du paillis ( $m$ ). Le coefficient d'échange convectif dans le paillis est calculé au moyen d'une loi d'extinction :

$$k_c = k_{c0} \exp \left( -\chi \frac{z}{z_p} \right) \quad (3.6a)$$

$$\chi = \chi_0 + \chi_1 \ln \left( \frac{U_{ref}}{U_0} \right) \quad (3.6b)$$

avec  $k_c$ , coefficient d'échange convectif entre le paillis à la cote  $z$  et l'atmosphère ( $m.s^{-1}$ ),  $z_p$ , épaisseur du paillis ( $m$ ),  $\chi$  facteur d'extinction de la convection au travers du paillis,  $\chi_0$  et  $\chi_1$ , coefficients d'ajustement (-),  $U_0$  vitesse du vent telle que  $\chi = \chi_0 (m.s^{-1})$ . Une représentation du coefficient d'échange convectif,  $k_c$ , en fonction de la vitesse du vent est donnée sur la figure (3.2), pour trois cotes différentes du paillis.

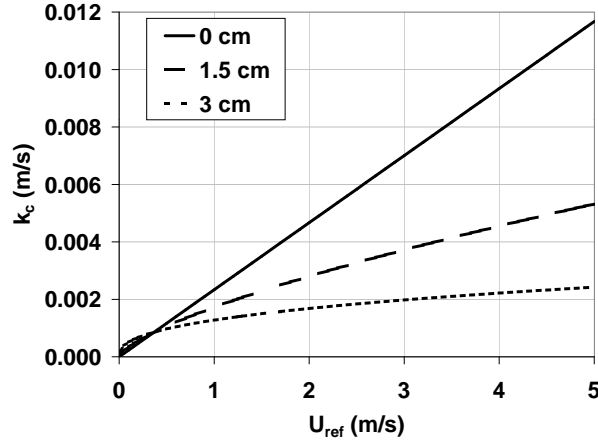


FIG. 3.2: Relation entre coefficient d'échange convectif et vitesse du vent dans l'atmosphère ( $\chi_0 = 0, 3, \chi_1 = 0, 6$  et  $U_0 = 0, 6 m.s^{-1}$ )

Il est important de remarquer que la valeur de  $\chi_1$  ne peut dépasser 1 sans quoi le coefficient d'échange à la base du paillis,  $k_c(z_p)$ , devient une fonction décroissante du vent ce qui n'est *a priori* pas raisonnable. La convection forcée est finalement prise en compte sous forme de termes puits-source de masse et de chaleur du deuxième nœud<sup>4</sup> du paillis à l'interface sol-paillis incluse :

$$C_m(z) = -\frac{M_{H_2O}}{\Delta z R T_{K_{moy}}} k_c(z) (Pv_p(z) - Pv_a) \quad (3.7a)$$

$$C_h(z) = -\left[ \frac{M_{H_2O} L_v}{\Delta z R T_{K_{moy}}} (Pv_p(z) - Pv_a) + \frac{C_a}{\Delta z} (T_p(z) - T_a) \right] k_c(z) \quad (3.7b)$$

avec  $C_m$  et  $C_h$ , termes puits-source de convection forcée respectivement de masse et d'énergie ( $kg.m^{-3}.s^{-1}$  et  $W.m^{-3}$ ),  $T_p$ , température du paillis ( $K$ ) et  $\Delta z$ , épaisseur de la couche de paillis subissant l'échange ( $m$ ).

**Introduction de la convection libre** - Comme le remarquent Novak *et al.* (2000a), il peut se produire de la convection libre dans un paillis sous l'action des gradients thermiques. Cette convection intervient

<sup>4</sup>Le cas du premier nœud est déjà traité par la condition à la limite supérieure.

par vent faible et peut entraîner des flux non négligeables d'eau et de chaleur. Elle participe en particulier à l'équilibrage de la température et des teneurs en humidité du paillis et de l'atmosphère. Le nombre de Richardson permet d'identifier le seuil de déclenchement de la convection libre :

$$Ri = -\frac{g[T(z_2) - T(z_1)](z_2 - z_1)}{T_{K_{moy}}[U(z_2) - U(z_1)]^2} \quad (3.8)$$

avec  $Ri$ , nombre de Richardson (-),  $g$ , accélération de la pesanteur ( $m.s^{-2}$ ),  $T$ , température à la cote précisée ( $K$ ),  $T_{K_{moy}}$ , température moyenne ( $K$ ),  $U$ , vitesse du vent à la cote précisée ( $m.s^{-1}$ ),  $z_1$  et  $z_2$ , deux cotes distinctes ( $m$ ).

La théorie nous indique (Novak *et al.*, 2000a) que pour un nombre de Richardson positif, les couches d'air sont stables et il ne se produit pas de convection libre. Pour  $Ri = 0$ , on se rapproche de la neutralité et enfin progressivement pour des valeurs négatives, les couches d'air deviennent instables et la convection libre apparaît. Nous avons retenu le seuil à  $Ri = -1$  (Itier, 1981) pour déclencher la convection libre dans TEC-paillis. Les cotes utilisées pour le calcul de  $Ri$  sont  $z_1 = 0$  cm et  $0$  cm  $< z_2 \leq z_p$ . L'estimation des vitesses du vent s'appuient sur la vitesse du vent au milieu du paillis qui est calculée de la façon suivante :

$$U(z_p/2) = a_{z'_{ref}} U(z'_{ref}) = a_{z'_{ref}} U_{ref} \frac{\ln\left(\frac{z'_{ref}}{z_{0m,p}}\right)}{\ln\left(\frac{z_{ref}}{z_{0m,p}}\right)} \quad (3.9)$$

avec  $z'_{ref} = 0,05$  m, hauteur de référence au dessus du paillis et  $a_{z'_{ref}} = 0,3$ , coefficient expérimental tiré de l'étude des données de Novak *et al.* (2000a). Les vitesses du vent à  $z_1$  et  $z_2$  sont estimées ensuite en utilisant le facteur d'atténuation de la convection forcée :

$$U(z) = U(z_p/2) \exp\left[-\chi\left(\frac{z}{z_p} - \frac{1}{2}\right)\right] \quad (3.10)$$

La convection libre est définie comme un flux de chaleur sensible (Itier, 1981) :

$$H_{fc} = -\alpha_{fc} C_a [T(z_2) - T(z_1)]^{3/2} \quad (3.11)$$

avec  $H_{fc}$ , flux de chaleur sensible par convection libre ( $W.m^{-2}$ ) et  $\alpha_{fc}$ , coefficient empirique proposé par Itier (1981) ( $m.K^{-1/2}.s^{-1}$ ). Cette équation peut encore s'écrire :



$$H_{fc} = -C_a k_{fc} [T(z_2) - T(z_1)] \quad (3.12)$$

en posant :

$$k_{fc} = \alpha_{fc} \sqrt{T(z_2) - T(z_1)} \quad (3.13)$$

avec  $k_{fc}$ , coefficient d'échange de la convection libre ( $m.s^{-1}$ ). Selon Novak *et al.* (2000a) les échanges par convection forcée sont approximativement 2,5 à 4 fois plus importants que les échanges par simple diffusion moléculaire ce qui mène à l'équation :

$$\alpha_{fc} = \rho \frac{D_{v,a}}{(z_2 - z_1)[T(z_2) - T(z_1)]^{1/2}} \quad (3.14)$$

avec  $2,5 \leq \rho \leq 4$ , ratio des échanges par convection libre aux échanges par diffusion moléculaire (-),  $D_{v,a} = 2,40 \cdot 10^{-5} m^2.s^{-1}$ , diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air. Sachant que sur une demi-épaisseur de paillis ( $z_p/2 = 0,015 m$ ) les différences de température dans le paillis la nuit sont de l'ordre de  $1^\circ C$ , et en prenant  $\rho = 3,5$  nous fixons finalement :

$$\alpha_{fc} = 5,6 \cdot 10^{-3} m.K^{-1/2}.s^{-1} \quad (3.15)$$

La convection libre est prise en compte sous la forme de termes puits-source de masse et de chaleur entre le premier nœud du paillis et les nœuds suivants :

$$FC_m(0) = \frac{M_{H_2O}}{\Delta z R T_{K_{moy}}} k_{fc} (P_{v_p}(z) - P_{v_p}(0)) \quad (3.16a)$$

$$FC_m(z) = -FC_m(0) \quad (3.16b)$$

$$FC_h(0) = \left[ \frac{M_{H_2O} L_v}{\Delta z R T_{K_{moy}}} (P_{v_p}(z) - P_{v_p}(0)) + \frac{C_a}{\Delta z} (T_p(z) - T_p(0)) \right] k_{fc} \quad (3.16c)$$

$$FC_h(z) = -FC_h(0) \quad (3.16d)$$

avec  $FC_m$  et  $FC_h$ , termes puits-source de convection libre respectivement de masse et d'énergie ( $kg.m^{-3}.s^{-1}$  et  $W.m^{-3}$ ) et  $\Delta z$ , épaisseur de la couche de paillis subissant l'échange ( $m$ ).

**Modification du bilan radiatif** - Le paillis de résidus de maïs n'est pas un milieu stratifié comme celui de Bussière (1991) ou de Novak *et al.* (2000a,b,c). Il n'est donc pas forcément justifié d'y calculer un bilan radiatif détaillé couche par couche (Bussière, 1991; Novak *et al.*, 2000c; Tuzet *et al.*, 1993). De plus, nous nous intéressons essentiellement aux effets du paillis sur le sol et donc à la quantité d'énergie qui arrive au sol et modifie sa température.

Nous avons dès lors opté pour un modèle de transfert radiatif simplifié dans le paillis. Le paillis est assimilé à un milieu opaque au rayonnement mais troué. Il laisse passer par ces trous une proportion constante du rayonnement indépendamment des longueurs d'ondes. Les réflexions d'ordre un des rayonnements solaires et thermiques sont prises en compte en haut du paillis et au niveau du sol. Les réflexions d'ordre supérieur sont négligées. Le bilan radiatif dans le paillis s'écrit alors sous forme d'un terme de rayonnement net à l'interface paillis-atmosphère et d'un second à l'interface sol-paillis comme suit :

$$R_n(0) = (1 - \tau_{p,ef})[(1 - a_p)R_g + \epsilon_p R_a - \epsilon_p \sigma T_{pe}^4] \quad (3.17a)$$

$$R_n(z_p) = \tau_{p,ef}[(1 - a_s)R_g + \epsilon_s R_a - \epsilon_s \sigma T_s^4] \quad (3.17b)$$

avec  $R_n(z)$ , rayonnement net à la cote  $z$  ( $W.m^{-2}$ ),  $\sigma$ , constante de Stefan Boltzman ( $W.K^{-4}.m^{-2}$ ),  $\tau_{p,ef}$ , transmissivité effective du paillis au rayonnement (-),  $a_p$  et  $a_s$ , albédos respectivement du paillis et du sol (-),  $\epsilon_p$  et  $\epsilon_s$ , émissivités respectivement du paillis et du sol (-),  $R_g$  et  $R_a$ , rayonnements respectivement global et atmosphérique ( $W.m^{-2}$ ),  $T_{pe}$  et  $T_s$ , températures respectivement des éléments à la surface du paillis et du sol ( $K$ ).

Le terme  $R_n(0)$  est géré comme une condition à la limite classique, en revanche le terme  $R_n(z_p)$  est pris en compte sous forme d'un terme puits-source à l'interface sol-paillis.

**Equations définitives du modèle TEC-paillis** - Les équations dans le système sol-paillis sont celles du modèle TEC avec ajout des termes puits-source convectifs et du terme puits-source radiatif :

$$C_m \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_{m\psi} \frac{\partial \psi}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} - D_{l\psi} \right] + \frac{C_m + FC_m}{\rho_w} \quad (3.18a)$$

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_{h\psi} \frac{\partial \psi}{\partial z} + D_{hT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] + C_h + FC_h + \frac{R_n(z_p)}{\delta z} \quad (3.18b)$$

où  $\delta z$  est l'épaisseur du premier élément de sol ( $m$ ).

### 3.1.1.3 Composition des modèles pour les paillis à couverture partielle

La simulation des humidités, des températures et du flux de chaleur dans le sol des parcelles à couvertures partielles PEv1.5 et PEv4.5 s'est faite en composant linéairement les résultats des simulations avec les modèles TEC (sol nu) et TEC-paillis (sol entièrement couvert). Pour ce faire nous avons fait fonctionner les deux modèles avec les mêmes conditions initiales et à la limite. Nous avons ensuite calculé une moyenne pondérée des humidités, des stocks thermiques et du flux de chaleur dans le sol obtenus en sortie des deux modèles :

$$\theta = \beta_p \theta_{15} + (1 - \beta_p) \theta_0 \quad (3.19a)$$

$$C_T(\theta) \Delta T = \beta_p C_T(\theta_{15}) \Delta T_{15} + (1 - \beta_p) C_T(\theta_0) \Delta T_0 \quad (3.19b)$$

$$G = \beta_p G_{15} + (1 - \beta_p) G_0 \quad (3.19c)$$

avec  $\theta$ ,  $\theta_0$ ,  $\theta_{15}$ , humidité volumique ( $m^3.m^{-3}$ ) des parcelles à couverture partielle, sans couverture et à couverture totale respectivement,  $\Delta T$ ,  $\Delta T_0$ ,  $\Delta T_{15}$ , variations temporelles de température ( $K$ ) des parcelles à couverture partielle, sans couverture et à couverture totale respectivement,  $G$ ,  $G_0$ ,  $G_{15}$ , flux de chaleur dans le sol ( $W.m^{-2}$ ) des parcelles à couverture partielle, sans couverture et à couverture totale respectivement,  $C_T$ , capacité calorifique du sol ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ) et  $0 \leq \beta_p \leq 1$ , coefficient de pondération représentant le poids de la composante paillis pour chaque parcelle (-).

### 3.1.2 Mesures de terrain - micro-parcelles instrumentées

L'étude des effets du paillis de résidus sur l'évaporation et la température s'appuie expérimentalement sur quatre micro-parcelles carrées (figure 3.3) de 3.5 mètres de côté non plantées, dont le sol est supposé posséder les mêmes propriétés physiques. Ces parcelles sont appelées parcelles d'évaporation PEv0, PEv1.5, PEv4.5 et PEv15 et possèdent respectivement des paillis de couverture 0%, 30%, 70% et 95% (figure 3.4).



FIG. 3.3: Photo des parcelles d'évaporation (PEv)

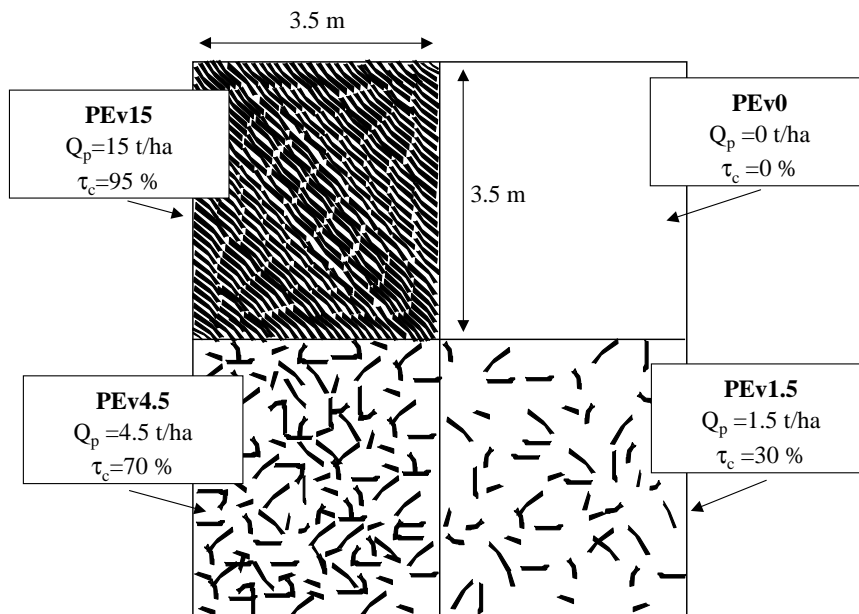


FIG. 3.4: Schéma des parcelles d'évaporation

Après avoir défini le domaine étudié, nous l'avons caractérisé (sol et pailis) et instrumenté pour recueillir un jeu de données pertinent pour identifier et modéliser les effets d'un pailis de résidus sur l'évaporation du sol et les amplitudes thermiques dans le sol.

### 3.1.2.1 Estimation des paramètres sol de la modélisation

**Masse volumique** - L'estimation de la masse volumique du sol s'est faite par la méthode des cylindres (100 cm<sup>3</sup>). Huit cylindres ont été prélevés dans l'horizon 1-6 cm et 6 autres dans l'horizon 30-35 cm. La masse volumique du sol est estimée à  $\rho_s = 1500 \pm 50 \text{ kg.m}^{-3}$  dans le premier horizon et  $1220 \pm 30 \text{ kg.m}^{-3}$  dans le second. La masse volumique du solide composant le sol a été mesurée au pycnomètre (Klute, 1986) sur un échantillon de sol de l'horizon 20-40 cm de la parcelle d'essai traditionnelle (section 6.1.2). Le résultat de cette mesure est  $\rho_{solide} = 2740 \pm 50 \text{ kg.m}^{-3}$ .

**Propriétés hydrodynamiques** - Nous avons cherché à caractériser les deux horizons pédologiques principaux ( $z < 20 \text{ cm}$  et  $z > 20 \text{ cm}$ ). Les courbes de rétention et de conductivité hydraulique ont été obtenue par les méthodes :

- de Wind (Tamari *et al.*, 1993) qui donne  $K(\theta)$  et  $\psi(\theta)$  pour des valeurs de  $\psi$  comprises entre -8 m et -1 m (2 cylindres de diamètre 15 cm et hauteur 7.5 cm prélevés dans l'horizon 1-10 cm et 2 autres dans l'horizon 30-40 cm),
- de la table à succion (Jamisen, 1958; Klute, 1986) qui donne  $\psi(\theta)$  pour des valeurs de  $\psi$  comprises entre -3,16 m (pF<sup>5</sup>=2,5) et 0 m (8 cylindres de 100 cm<sup>3</sup> prélevés dans l'horizon 1-6 cm et 6 autres dans l'horizon 30-35 cm),
- de la chambre à pression (Klute, 1986), continuation de la courbe  $\psi(\theta)$  pour des potentiels allant jusqu'à -158,5 m (pF=4,2) (mêmes échantillons que pour la table à succion),
- du perméamètre à saturation<sup>6</sup> (Klute, 1986) qui fournit la conductivité à saturation (mêmes échantillons que pour la table à succion).

Les estimations des courbes de rétention de l'horizon supérieur (0-20 cm) et du deuxième horizon (20-40 cm) sont représentés sur la figure (3.5).

Nous avons finalement retenu comme courbe de rétention pour les deux horizons de sol, la courbe de Van Genuchten (1980) calée sur les valeurs expérimentales de la table à succion et du point pF=4.2 de la chambre à pression (figure 3.5). Nous rappelons l'équation de la courbe de rétention de Van Genuchten avec la condition de Burdine :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ 1 + \left( \frac{\psi}{\psi_g} \right)^n \right]^{2/n-1} \quad (3.20)$$

<sup>5</sup>pF =  $\log \frac{-\psi}{100}$ .

<sup>6</sup>Perméamètre ICW de Eijkelkamp.

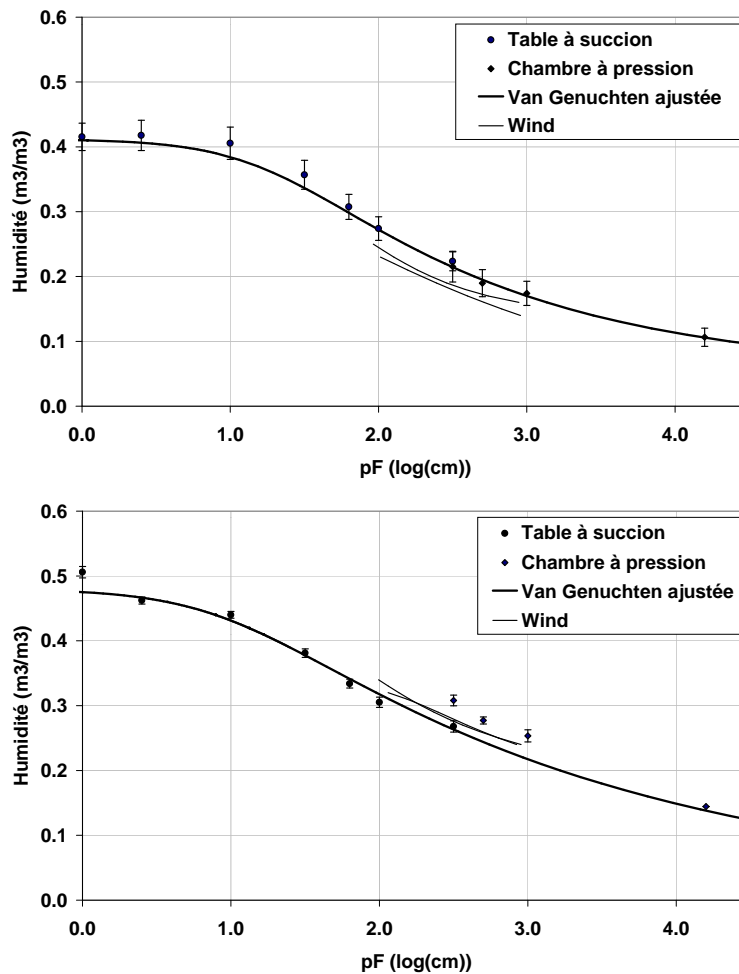


FIG. 3.5: Courbes de rétention des horizons des parcelles d'évaporation. En haut horizon 0-20 cm, en bas horizon 20-40 cm

avec  $\theta$ ,  $\theta_s$  et  $\theta_r$ , humidités respectivement réelle, à saturation et résiduelle ( $m^3 \cdot m^{-3}$ ),  $\psi$  et  $\psi_g$ , potentiel matriciel de l'eau réel et de référence ( $m$ ),  $n$ , paramètre de forme (-). La valeur de ces paramètres est donnée dans le tableau (3.1). Les estimations de la conductivité hydraulique des 2 horizons de sol sont représentées sur la figure (3.6).

Les mesures faites au perméamètre n'ont pas semblé très fiables (valeurs très fortes en surface). Certains cylindres de l'horizon de surface ont présenté des fentes de retrait, ce qui a entraîné une forte surestimation du  $K_s$ . Nous décidons à ce stade de fixer la valeur de  $K_s$  à  $2 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  dans le premier horizon et  $1,4 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  dans le second horizon. Ces valeurs sont inspirées des résultats de la partie traitant l'infiltration (tableau 4.7). Elles seront réajustées lors du calage du modèle TEC comme nous le verrons par la suite. La courbe de conductivité hydraulique retenue pour les deux horizons de sol

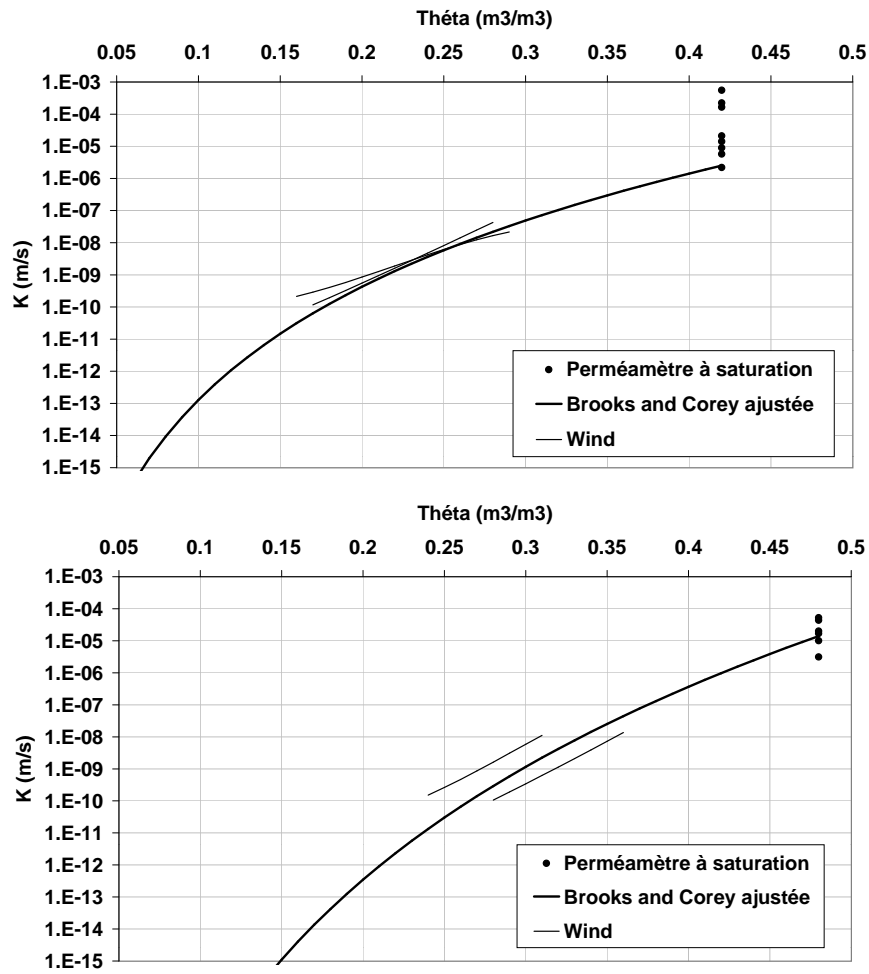


FIG. 3.6: Courbes de conductivité hydraulique des horizons des parcelles d'évaporation. En haut horizon 0-20 cm, en bas horizon 20-40 cm

est la courbe de Brooks & Corey (1964) passant par les  $K_s$  précédemment évoqués et ajustée sur les valeurs expérimentales de WIND (figure 3.6). Nous rappelons l'équation de la courbe de conductivité hydraulique de Brooks & Corey (1964) :

$$\frac{K}{K_s} = \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^\eta \tag{3.21}$$

avec  $K$  et  $K_s$ , conductivité hydraulique et conductivité hydraulique à saturation ( $m.s^{-1}$ ),  $\eta$ , paramètre de forme (-). La valeur de ces paramètres est donnée dans le tableau (3.1).

Paramètre	Unité	Horizon 0-20 cm	Horizon 20-40 cm
$\theta_s$	$(m^3.m^{-3})$	0,4120	0,4800
$\theta_r$	$(m^3.m^{-3})$	0,0500	0,0100
$\psi_g$	$(m)$	-0,1893	-0,0929
$n$	$(-)$	1,2782	1,1747
$K_s$	$(m.s^{-1})$	$2,00 \cdot 10^{-6}$	$1,40 \cdot 10^{-5}$
$\eta$	$(-)$	11,7	20,0

TAB. 3.1: Paramètres expérimentaux des courbes de rétention et de conductivité du sol des parcelles d'évaporation

**Propriétés thermiques -** La conductivité thermique du sol n'a pas été mesurée. Elle a été estimée par calage du modèle TEC, à partir de la formule empirique d'inertie thermique proposée par van de Griend & O'Neil (1986) :

$$\lambda_s = \frac{1}{C_T(\theta)} \left( \frac{\Lambda_{sat} + a_1\theta + a_2}{a_3} \right)^2 \quad (3.22)$$

avec  $\lambda_s$ , conductivité thermique du sol ( $W.K^{-1}.m^{-1}$ ),  $C_T$ , capacité calorifique volumique du sol ( $J.K^{-1}.m^{-3}$ ),  $\Lambda_{sat}$ , inertie thermique du sol à saturation ( $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ ),  $\theta$ , humidité volumique du sol ( $m^3.m^{-3}$ ),  $a_1 = 2300$ ,  $a_2 = -1890$  et  $a_3 = 0,654$ , coefficients sans dimension. Sur l'ensemble des sols étudiés les auteurs montrent que  $2100 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2} \leq \Lambda_{sat} \leq 2900 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ .

La capacité calorifique du sol n'a pas été mesurée non plus. Elle a été calculée à partir des capacités calorifiques des constituants en utilisant la loi de mélange proposée par de Vries (1963) :

$$C_T = (1 - n_s)C_{argile} + \theta C_w + (n_s - \theta)C_{as} \quad (3.23)$$

avec  $C_T$ , capacité calorifique du sol ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $C_{argile}$ , capacité calorifique des argiles ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $C_w$ , capacité calorifique de l'eau ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $C_{as}$ , capacité calorifique de l'air sec ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $n_s$ , porosité du sol ( $m^3.m^{-3}$ ),  $\theta$ , humidité volumique du sol ( $m^3.m^{-3}$ ). Nous obtenons finalement en négligeant la contribution de l'air  $C_T = (2,39(1 - n_s) + 4,18\theta)10^6 J.m^{-3}.K^{-1}$ , avec une porosité  $n_s = 0,453$  dans l'horizon 0-20 cm et une porosité  $n_s = 0,555$  dans l'horizon 20-40 cm.

**Diffusivité de la vapeur d'eau -** La diffusivité de la vapeur d'eau dans le sol n'a pas été mesurée, elle a été tirée de la littérature. Bruckler *et al.* (1989) établissent pour le krypton ( $^{85}Kr$ ) la relation empirique suivante :



$$D_v^{85Kr} = a_1(n_{s,air})^{a_2} \quad \forall 0 \leq n_{s,air} \leq 0,6 \quad (3.24)$$

avec  $D_v^{85Kr}$ , diffusivité du krypton dans le sol ( $m^2.s^{-1}$ ),  $n_{s,air} = n_p - \theta$ , porosité du sol libre à l'air ( $m^3.m^{-3}$ ),  $a_1 = 2,29 \cdot 10^{-5} m^2.s^{-1}$  et  $a_2 = 2,482$  coefficients d'ajustement empiriques valables pour une gamme restreinte de porosités. La diffusivité de la vapeur d'eau dans un sol n'est pas rigoureusement la même que celle du krypton, en revanche la tortuosité du milieu poreux relativement au processus de diffusion des gaz est une propriété intrinsèque du milieu poreux. Il est alors possible de définir la diffusivité de la vapeur d'eau dans le sol par :

$$D_v = \alpha_\tau n_{s,air} D_{v,a} \quad (3.25)$$

avec  $D_v$  et  $D_{v,a}$ , respectivement diffusivité de la vapeur d'eau dans le sol et diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air ( $m^2.s^{-1}$ ),  $\alpha_\tau = D_v^{85Kr} / n_{s,air} D_{v,a}^{85Kr}$ , facteur de tortuosité des pores du sol (-) et  $D_{v,a}^{85Kr} = 1,51 \cdot 10^{-5} m^2.s^{-1}$ , diffusivité moléculaire du krypton dans l'air.

**Bilan radiatif** - Les rayonnements incidents et réfléchis de faibles longueurs d'onde ( $0,3 \cdot 10^{-6} m \leq \lambda \leq 3 \cdot 10^{-6} m$ ) et de grandes longueurs d'onde ( $5 \cdot 10^{-6} m \leq \lambda \leq 50 \cdot 10^{-6} m$ ) ont été mesurés au dessus de chaque parcelle d'évaporation au moyen du radiomètre différentiel CNR1 de Kipp & Zonen, d'une précision de  $25 W.m^{-2}$ .

**Albédo** - L'albédo du sol a été mesuré de deux façons différentes. Grâce au spectrophotomètre NIRS-6500 de résolution spectrale 10 nm et d'intervalle d'échantillonnage 2 nm, nous avons mesuré en laboratoire les valeurs extrêmes de l'albédo du sol (conditions sèches et au voisinage de la saturation). La courbe d'albédo en fonction de l'humidité des 5 premiers centimètres de sol a été obtenue par mesure simultanée de l'humidité du sol (section 3.1.2.4) et des rayonnements solaires incident et réfléchi (cf. paragraphe précédent). La courbe  $a_s(\theta)$  est présentée sur la figure (3.7). La courbe intitulée *Albédo théorique* est celle qui a été retenue pour la modélisation.

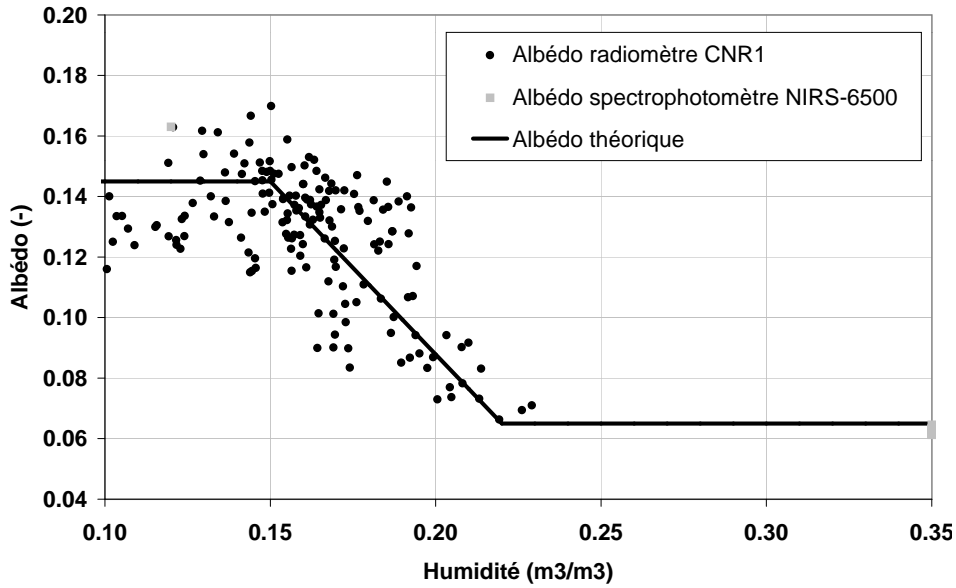


FIG. 3.7: Courbe d'albédo du sol des parcelles d'évaporation

**Émissivité** - L'émissivité du sol n'a pas pu être mesurée convenablement suite à des problèmes techniques de mesure de la température à la surface du sol. Dans la littérature on trouve que l'émissivité des sols varie entre 0.95 et 0.98 (Brutsaert, 1982). Une valeur standard d'émissivité,  $\epsilon_s$  (-), a été attribuée au sol :

$$\epsilon_s = 0.95 \quad (3.26)$$

**Transmissivité** - Le sol est supposé opaque aux rayonnements en première approximation. Nous pouvons donc écrire la transmissivité du sol,  $\tau_s$  (-) :

$$\tau_s = 0 \quad (3.27)$$

**Paramètres aérodynamiques** - La longueur de rugosité n'a pas fait l'objet de mesure précise (technique au laser par exemple) et a été estimée visuellement. Étant donné que le sol présente une rugosité visible limitée, nous avons retenu une valeur réaliste faible :

$$z_{0m} = z_{0h} = 1,0 \cdot 10^{-3} \text{ m} \quad (3.28)$$

où  $z_{0m}$  et  $z_{0h}$  sont les longueurs de rugosité aérodynamique du sol pour l'échange respectivement de la quantité de mouvement et de la chaleur ( $m$ ).

### 3.1.2.2 Estimation des paramètres paillis de la modélisation

**Géométrie et architecture** - La géométrie du paillis ainsi que de ces constituants est une caractéristique intrinsèque importante. En effet les propriétés physiques d'un paillis (albédo, transmissivité, etc.) sont dépendants de l'architecture de ce dernier (Bristow, 1988). Les descriptions géométriques portent sur les paillis reconstitués de la parcelle de la Tinaja composés d'un mélange de tiges ( $\sim 75\%$  en masse), de feuilles, de rafles d'épi, de spathes<sup>7</sup>, de racines et d'un grand nombre de particules de paillis ancien ( $\sim 25\%$  en masse). Les biomasses qui ont été utilisées, les taux de couverture correspondant et le chevauchement entre éléments figurent dans le tableau (3.2).

<b>Biomasse initiale</b>	$Q_p$ (t/ha)	<b>1,5</b>		<b>4,5</b>		<b>15</b>	
<b>Épaisseur</b>	$z_p$ (m)	-	-	-	-	0,030	(0,005)
<b>Taux de couverture</b>	$\tau_c$ ( $m^2 \cdot m^{-2}$ )	0,30	(0,05)	0,70	(0,05)	0,95	(0,05)
<b>Chevauchement</b>		Exceptionnel		Fréquent		Très fréquent	

TAB. 3.2: Description géométrique du paillis reconstitué (incertitudes entre parenthèses)

Les trois photos de la figure (3.8) permettent d'appréhender visuellement les paillis étudiés, environ un mois après les premières pluies. Elles montrent comment les éléments répartis initialement aléatoirement, se sont déplacés et présentent un semblant d'arrangement. Ce phénomène s'explique par l'action conjuguée du ruissellement, du vent et de la gravité, et par la forme particulière des pailles. On notera que les petits éléments, témoins de la décomposition d'un paillis ancien, sont quasiment absents sur les photos. Ceci est dû au fait que le sol des parcelles photographiées a été nettoyé avant la mise en place du paillis.

**Biomasse, masse volumique et porosité** - Le paillis est formé d'éléments séparés par des interstices remplis d'air et éventuellement d'eau. Ces éléments sont eux-mêmes composés d'une matrice de matière organique poreuse, comprenant des pores occupés par de l'air et éventuellement de l'eau. La masse volumique des éléments de paillis secs a été déterminée en mesurant la longueur, la largeur et la masse sèche<sup>8</sup> de 99 échantillons tirés aléatoirement. Elle a été estimée à  $\rho_e = 80 \pm 8 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ , ce qui correspond à une porosité  $n_e = 0,94 \pm 0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ .

<sup>7</sup>Sorte de feuilles entourant l'épi, synonyme de bractée.

<sup>8</sup>Détermination de la masse sèche par séchage à l'étuve à 75°C puis pendant 48 h puis pesée.

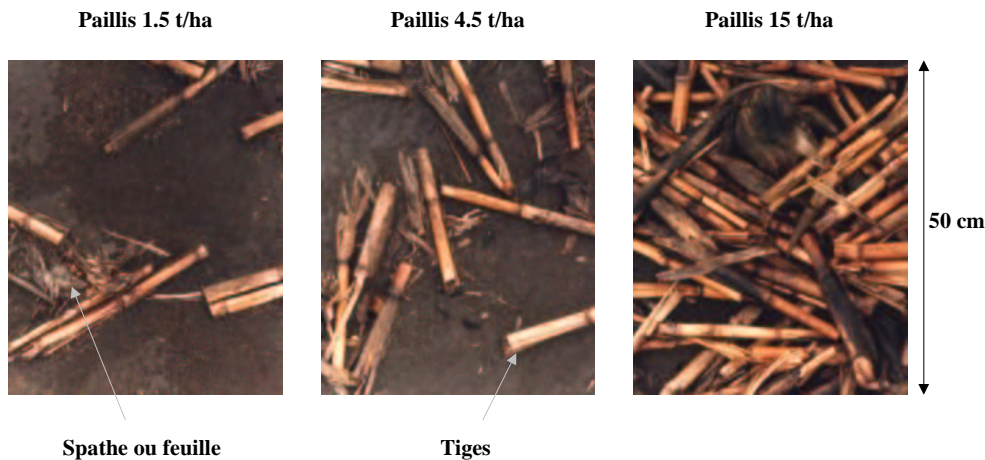


FIG. 3.8: Photo des paillis reconstitués, biomasses 1,5, 4,5 et 15 tonnes par hectare (21/7/1998)

La masse volumique du paillis a été calculée en considérant une épaisseur de paillis  $z_p = 0,03$  m. Les biomasses des paillis des parcelles d'évaporation sont  $Q_p$  de 1,5, 4,5 et 15  $t \cdot ha^{-1}$ , ce qui donne une masse volumique du paillis,  $\rho_p$  ( $kg \cdot m^{-3}$ ), respectivement de  $5 \pm 0,5$ ,  $15 \pm 1,5$  et  $50 \pm 5$ , soit une porosité  $n_p$  respectivement de  $0,996 \pm 0,04$ ,  $0,99 \pm 0,04$  et  $0,96 \pm 0,04$   $m^3 \cdot m^{-3}$ .

**Propriétés hydrodynamiques** - On entend par propriétés hydrodynamiques du paillis sa courbe de rétention, l'interception de l'eau de pluie et la conductivité hydraulique.

**Courbe de rétention du paillis** - Nous avons obtenu expérimentalement la courbe  $\psi_p(w_p)$  sur des échantillons de paille d'environ 5 cm de long. Cette courbe a été obtenue en deux étapes. Tout d'abord nous avons estimé l'humidité des pailles à saturation, correspondant à un potentiel matriciel nul. Pour ce faire, nous avons immergé 21 échantillons de paille dans l'eau pendant 24 h. Nous les avons ensuite pesés juste à leur sortie de l'eau, puis séchés à  $70^\circ C$  pendant 48 heures et enfin pesés à nouveau pour en déduire l'humidité massique à saturation  $w_{p,sat}$  ( $kg \cdot kg^{-1}$ ). Nous avons ensuite déterminé une série de couples  $(\psi_p, w_p)$  par tonométrie<sup>9</sup> pour 7 potentiels distincts et 3 répétitions par potentiel (annexe B).

Les courbes de rétention de résidus végétaux issues de la littérature (Bristow *et al.*, 1986; Myrold *et al.*, 1981; Sharrat, 1997; Tanner & Shen, 1990; Thompson, 1981) sont basées sur l'équation (1.2) ou des relations empiriques analogues et donnent des résultats assez comparables (figure 3.9). Toutefois aucune des formules proposées dans la littérature ne s'accorde aux données expérimentales de façon

<sup>9</sup>Technique qui permet d'estimer l'humidité d'un matériau poreux à des potentiels hydriques bien déterminés, basée sur une propriété thermodynamique des solutions saturées en un composé chimique.

Potentiel hydrique $\psi_p$ (m)	Humidité $w_p$ (kg.kg <sup>-1</sup> )	
	Moyenne	Écart type
0	7,820	1,967
-279	NE <sup>a</sup>	NE
-1002	NE	NE
-2909	0,177	0,003
-3789	0,168	0,009
-5737	0,129	0,005
-15603	0,077	0,002
-26193	0,042	0,003

<sup>a</sup>Non parvenu à l'équilibre.

TAB. 3.3: Potentiel hydrique et humidité du paillis

satisfaisante (même après calage des paramètres). De plus la relation de Myrold *et al.* (1981) n'est pas homogène d'un point de vue dimensionnel, et le potentiel défini ne s'annule pas, comme il le devrait, pour une valeur finie de la teneur en eau des résidus correspondant à la teneur à saturation. C'est pourquoi nous proposons une nouvelle relation empirique homogène :

$$\frac{\psi_p}{\psi_0} = \left[ \ln \left( \frac{w_{p,sat}}{w_p} \right) \right]^a \quad (3.29)$$

avec  $\psi_p$ , potentiel hydrique du paillis (m),  $\psi_0$ , potentiel hydrique de référence correspondant à  $w_p = w_{p,sat}/e^1$  (m),  $w_p$ , teneur en eau massique du paillis (kg.kg<sup>-1</sup>),  $w_{p,sat}$ , teneur en eau massique à saturation du paillis (kg.kg<sup>-1</sup>),  $a$ , coefficient d'ajustement (-).

L'équation (3.29) présente l'avantage d'être homogène, de tendre vers  $+\infty$  quand  $w_p$  tend vers 0 et de prendre la valeur 0 en  $w_{p,sat}$ . La courbe de rétention ainsi définie présente une pente moins forte pour les faibles teneurs en eau ce qui permet une meilleure adéquation avec les mesures. L'ajustement de (3.29) aux données expérimentales donne  $a = 5,80$  et  $\psi_0 = -1,83$  m, pour  $w_{p,sat} = 7,82$  kg.kg<sup>-1</sup>. Une représentation de la courbe de rétention obtenue est donnée sur la figure (3.9).

**Interception de l'eau de pluie par le paillis** - L'interception de l'eau de pluie par le paillis a été négligée dans cette étude de l'évaporation, dans la mesure où nous nous sommes intéressés aux plages temporelles de dessèchement, au cours desquelles les pluies sont négligeables ( $P < 0,5$  mm pour tous les épisodes de dessèchement). Nous verrons dans le chapitre 5 que le paillis peut se recharger en eau liquide lors d'une pluie.

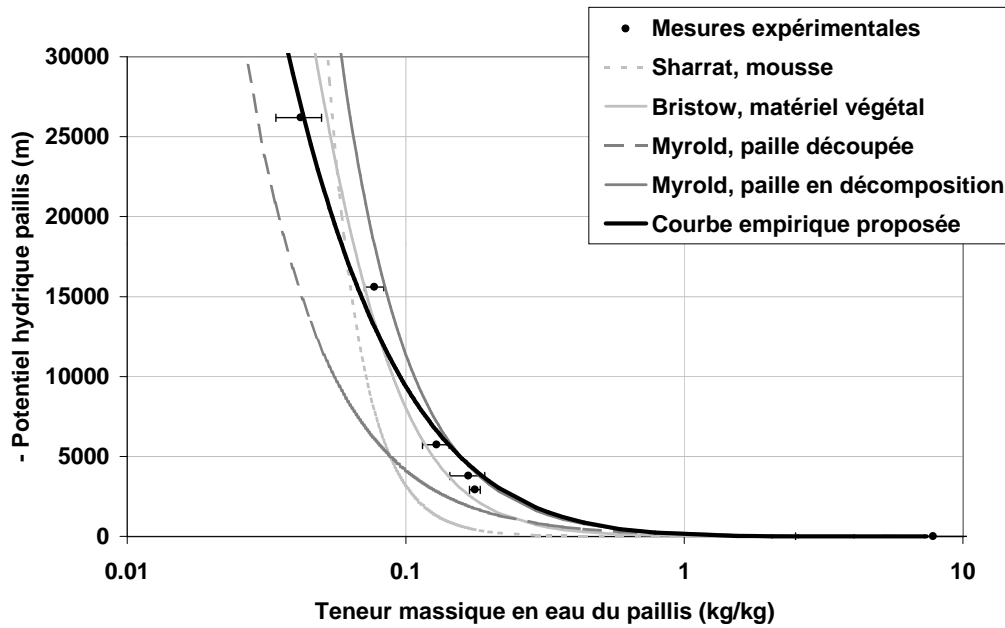


FIG. 3.9: Estimation de la courbe de rétention du paillis

**Courbe de conductivité hydraulique du paillis -** Il est impossible de définir globalement la notion de conductivité hydraulique pour le paillis, qui est composé d'éléments non connectés hydrauliquement (Bussière & Cellier, 1994). A l'instar de Bussière (1991) et Gonzalez-Sosa (1999b), nous ferons l'hypothèse que les transferts d'eau dans et au travers du paillis se font uniquement sous forme vapeur. Nous posons dès lors :

$$K_p = 0 \quad \forall \quad 0 \leq w_p \leq w_{p,sat} \quad (3.30)$$

avec  $K_p$  conductivité hydraulique du paillis ( $m \cdot s^{-1}$ ),  $w_p$ , teneur en eau massique du paillis ( $m^3 \cdot m^{-3}$ ) et  $w_{p,sat}$ , teneur en eau massique à saturation du paillis ( $m^3 \cdot m^{-3}$ ).

**Propriétés thermiques -** On entend par propriétés thermiques du paillis sa conductivité thermique et sa capacité calorifique.

**Conductivité thermique du paillis -** La conductivité thermique du paillis n'a pas été mesurée mais tirée de la littérature. L'incertitude sur cette caractéristique du paillis est grande mais son incidence sur la modélisation s'est révélée faible. Nous choisissons la formulation de Sharrat (1997) (tableau 1.5 page 35) pour le paillis de résidus de maïs étudié dans cette thèse :

$$\lambda_p = 0,032 + 0,262 \theta_p \quad (3.31)$$

avec  $\lambda_p$ , conductivité thermique du paillis ( $W.K^{-1}.m^{-1}$ ) et  $\theta_p$ , teneur volumique en eau du paillis ( $m^3.m^{-3}$ ).

**Capacité calorifique du paillis -** La capacité calorifique du paillis étudié n'a pas été mesurée mais a été estimée par le modèle de de Vries (1963) :

$$C_{T,p} = (1 - n_p)C_{MO} + \theta_p C_w + (n_p - \theta_p)C_{as} \quad (3.32)$$

avec  $C_{T,p}$ , capacité calorifique du paillis ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $C_{MO}$ , capacité calorifique de la matière organique ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $C_w$ , capacité calorifique de l'eau ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $C_{as}$ , capacité calorifique de l'air sec ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $n_p$ , porosité du paillis ( $m^3.m^{-3}$ ). Pour les valeurs données dans le tableau (1.6 page 35), la capacité calorifique du paillis étudié est bornée par les valeurs :  $9,72 \cdot 10^4 \leq C_{T,p} \leq 1,36 \cdot 10^6$  ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ).

**Diffusivité -** Il s'agit de la diffusivité de la vapeur d'eau et de la chaleur dans le paillis. Ces diffusivités n'ont pas été mesurées. Toutefois, en faisant l'hypothèse simplificatrice que le paillis est un milieu poreux continu et homogène, nous avons pu utiliser la formule proposée par Philip & De Vries (1957c) :

$$D_{*,p} = \alpha_{\tau,p}(n_p - \theta_p)D_{*,a} \quad (3.33)$$

avec  $D_{v,p}$  et  $D_{h,p}$ , diffusivités respectivement de la vapeur d'eau et de la chaleur dans le paillis ( $m^2.s^{-1}$ ),  $D_{v,a}$  et  $D_{h,a}$ , diffusivités moléculaires respectivement de la vapeur d'eau et de la chaleur dans l'air ( $m^2.s^{-1}$ ),  $\alpha_{\tau,p} \simeq 1$ , facteur de tortuosité des pores du paillis (-),  $n_p - \theta_p$ , teneur volumique en air ou porosité libre à l'air du paillis ( $m^3.m^{-3}$ ).

**Bilan radiatif -** Dans tout ce qui suit il faut bien distinguer les propriétés des éléments constitutifs (pailles, feuilles, etc.) de celles du paillis à l'échelle du  $m^2$ . Ces dernières peuvent différer assez fortement des propriétés des éléments, dans la mesure où le paillis est discontinu et hétérogène (section 1.1.1). Son architecture particulière peut engendrer des effets dits *de structure*, qui altèrent notablement le cheminement des photons.

**Réflectance des pailles et albédo du paillis** - La réflectance des pailles a été mesurée au spectrophotomètre<sup>10</sup>. Ces mesures ont porté sur des échantillons d'approximativement 50 cm de long sur 30 cm de large, composés de pailles disposées parallèlement et jointives. Quatre échantillons différents ont été utilisés i) pailles sèches fraîches, ii) pailles sèches anciennes, iii) pailles humides fraîches et iv) pailles humides anciennes. On observe que le vieillissement des pailles tout comme leur degré d'humidité jouent sur la réflectance et donc l'albédo (figure 3.10). Le vieillissement des pailles affecte principalement la bande 500 nm à 1200 nm (visible et proche infra-rouge), tandis que l'humidification altère essentiellement la réflectance entre 1000 et 2500 nm (moyen infra-rouge).

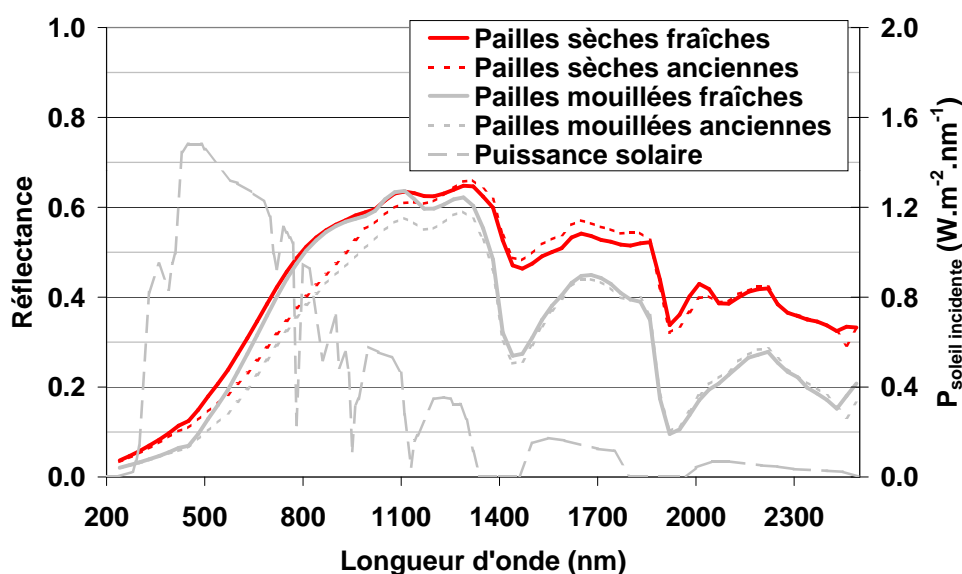


FIG. 3.10: Réflectance des éléments du paillis en fonction de leur état de décomposition et d'humidité

Les valeurs d'albédo déduites par intégration des spectres de réflectance s'étalent de 0,26 à 0,35 (tableau 3.4). Le vieillissement de la paille se traduit par une évolution de sa couleur du jaune doré au gris brun, ce qui explique au moins partiellement la diminution de la réflectance avec la dégradation des pailles. On observe une baisse de l'albédo de 0,05 lors de l'évolution de l'état frais à l'état ancien pour un même état hydrique. On constate aussi une baisse de l'albédo de 0,04 lors de l'humidification des pailles d'un même état de décomposition.

L'albédo d'un paillis de taux de couverture d'environ 95% a été mesuré sur le terrain au moyen d'un radiomètre différentiel<sup>11</sup>. Il a été estimé à 0,17, valeur plus faible que toutes celles mesurées en labora-

<sup>10</sup>Mesures au NIRS-6500 de résolution spectrale 10 nm et d'intervalle d'échantillonnage 2 nm, en chambre noire avec source lumineuse contrôlée.

<sup>11</sup>Mesure au radiomètre CNR1 de Kipp & Zonen des rayonnements solaires incident et réfléchi.



toire. Ce résultat peut s'expliquer en grande partie par la différence de structure entre les échantillons de paillis utilisés en laboratoire et le paillis réel. La structure du premier paillis est relativement plane et quasiment continue (pas de jour entre les pailles). En revanche, la structure du paillis réel est beaucoup moins régulière et assez discontinue. Le paillis réel présente une porosité importante qui laisse passer une partie du rayonnement par cheminement direct ou par réflexion sur les éléments ; il réfléchit donc une partie moins importante du rayonnement. Ce comportement a également été rencontré par Bussière (1991) qui distingue l'albédo des éléments d'un paillis de feuilles de canne à sucre (0,31) de celui plus faible du paillis à proprement parler (0,16). De la même façon Novak *et al.* (2000c) trouvent une différence importante entre l'albédo des éléments d'un paillis d'orge (0,46) et l'albédo global de ce paillis (0,27).

	PSF <sup>a</sup>	PSA <sup>b</sup>	PHF <sup>c</sup>	PHA <sup>d</sup>	Paillis réel <sup>e</sup>
<b>Albédo</b>	0,35 (0,01)	0,30 (0,01)	0,31 (0,01)	0,26 (0,01)	<b>0,17 (0,04)</b>

<sup>a</sup>Pailles sèches fraîches.

<sup>b</sup>Pailles sèches anciennes.

<sup>c</sup>Pailles humides fraîches.

<sup>d</sup>Pailles humides anciennes.

<sup>e</sup>Paillis sur le terrain (biomasse ~15 t/ha, couverture ~95 %).

TAB. 3.4: Albédo de divers échantillons de paillis (incertitude entre parenthèses)

**Transmissivité du paillis** - La transmissivité des éléments du paillis n'a pas été mesurée. Elle est vraisemblablement faible au vu des résultats de Bussière & Cellier (1994) et Novak *et al.* (2000c). Nous avons finalement pris une transmissivité des éléments du paillis nulle :  $\tau_{pe} = 0$  (-).

La transmissivité globale du paillis n'a pas été mesurée non plus. Mais comme le montre Arreola Tostado (1996) (figure 1.5 page 39), elle peut être prise égale ou légèrement supérieure au complémentaire du taux de couverture à l'unité. Pour notre paillis de résidus de maïs cette première estimation a conduit à une transmissivité du paillis  $\tau_p = 0,1$  (-). Cette valeur est réestimée par la suite lors du calage de TEC-paillis.

**Émissivité du paillis** - L'émissivité du paillis a été mesurée au moyen d'un radiomètre différentiel CNR1 de Kipp & Zonen en s'appuyant sur l'équation du bilan radiatif :

$$R_n = a_p R_g + \epsilon_p R_a - \epsilon_p \sigma T_p^4 \quad (3.34)$$

avec  $R_n$ ,  $R_g$  et  $R_a$ , rayonnements respectivement net, global et atmosphérique ( $W.m^{-2}$ ),  $a_p$ , albédo du paillis (-),  $\epsilon_p$ , émissivité du paillis (-) et  $\sigma$ , constante de Boltzman ( $W.K^{-4}.m^{-2}$ ). En se plaçant en condition nocturne il est possible de négliger  $R_g$  et de considérer que la température du paillis est relativement stable et homogène donc correctement estimée par les thermocouples. L'équation (3.34) peut alors s'écrire sous la forme :

$$R_n = \epsilon_p(R_a - \sigma T_p^4) = R_{glo,incident} - R_{glo,rflchi} \quad (3.35)$$

avec  $R_{glo,incident}$  et  $R_{glo,rflchi}$ , rayonnements respectivement de grande longueur d'onde incident et réfléchi ( $W.m^{-2}$ ). Le terme de droite étant une autre façon d'exprimer le bilan radiatif thermique, nous déterminons finalement  $\epsilon_p$  par régression linéaire en s'appuyant sur l'équation (3.35). La valeur retenue *in fine* pour l'émissivité du paillis est  $\epsilon_p = 0,945$  (-). Elle est semblable à celles rencontrées pour des sols, et proche de celle utilisée par Bussièrè & Cellier (1994) et Novak *et al.* (2000c) ( $\epsilon_p = 1$ ) pour un paillis de feuilles de canne à sucre et d'orge respectivement.

**Paramètres aérodynamiques** - Les longueurs de rugosité aérodynamiques pour l'échange de la quantité de mouvement  $z_{0m,p}$  (m) et de la chaleur  $z_{0h,p}$  (m), ainsi que la hauteur de déplacement dans le paillis  $d_p$  (m) n'ont pas été mesurées. A notre connaissance il n'existe pas de référence pour caractériser aérodynamiquement un paillis formé d'éléments grossiers comme le nôtre. Nous avons considéré que la structure lisse et jointives des pailles rendait le paillis similaire à la surface d'un sol. Nous avons dès lors pris une valeur très faible pour les longueurs de rugosité ( $z_{0m,p} = z_{0h,p} = 0,5 \cdot 10^{-3}$  m), une hauteur de déplacement nulle ( $d_p = 0$  m), et considéré que le haut du paillis est à la cote 0 m.

**Récapitulatif des caractéristiques du paillis** - L'ensemble des caractéristiques du paillis de biomasse  $Q_p = 15 \text{ t.ha}^{-1}$  est résumé dans le tableau (3.5).

### 3.1.2.3 Mesures climatiques

Les mesures climatiques ont concerné la vitesse du vent, l'humidité et la température de l'air, le rayonnement global, le rayonnement atmosphérique et la pluviométrie. Le vent a été mesuré à 2 mètres au dessus du sol grâce à un anémomètre à coupelles Campbell A100L2. L'humidité et la température de l'air ont été mesurées à 2 mètres également par un capteur d'humidité et de température VAISALA HMP 35D. Le rayonnement global et le rayonnement atmosphérique ont été mesurés à 1 mètre du sol au moyen d'un radiomètre différentiel CNR1 de Kipp & Zonen. Enfin la pluviométrie a été mesurée à

Description	Paramètre	Unité	Valeur
<b>Paramètres généraux</b>			
Taux de couverture	$\tau_c$	(-)	0,95
Masse volumique	$\rho_p$	( $kg.m^{-3}$ )	50
Porosité	$n_p$	(-)	0,96
<b>Propriétés hydrodynamiques</b>			
Courbe de rétention <sup>a</sup>	$a$	(-)	5,80
	$\psi_0$	( $m$ )	-1,83
	$w_{p,sat}$	( $kg.kg^{-1}$ )	7,82
Conductivité hydraulique	$K_p$	( $m.s^{-1}$ )	0
<b>Propriétés thermiques</b>			
Conductivité thermique	$\lambda_p$	( $W.m^{-1}.K^{-1}$ )	$0,032+0,262 \theta_p$
Capacité calorifique	$C_{T,p}$	( $J.m^{-3}.K^{-1}$ )	$\in [9,72 10^4 ; 1,36 10^6]$
<b>Diffusivité</b>			
Diffusivité vapeur	$D_{v,p}$	( $m^2.s^{-1}$ )	$(n_p - \theta_p)2,40 10^{-5}$
Diffusivité chaleur	$D_{h,p}$	( $m^2.s^{-1}$ )	$(n_p - \theta_p)2,20 10^{-5}$
<b>Bilan radiatif</b>			
Albédo	$a_p$	(-)	0,17
Transmissivité	$\tau_p$	(-)	0,10
Émissivité	$\epsilon_p$	(-)	0,945
<b>Propriétés aérodynamiques</b>			
Longueur de rugosité masse	$z_{0m,p}$	( $m$ )	$0,5 10^{-3}$
Longueur de rugosité chaleur	$z_{0h,p}$	( $m$ )	$0,5 10^{-3}$
Hauteur de déplacement	$d_p$	( $m$ )	$0^b$

$$^a \frac{\psi_p}{\psi_0} = \left[ \ln \left( \frac{w_{p,sat}}{w_p} \right) \right]^a.$$

<sup>b</sup> en prenant la cote  $z = 0$  m en haut du paillis.

TAB. 3.5: Récapitulatif de tous les paramètres décrivant le paillis

1 mètre par un pluviographe mécanique (précision 0,2 mm). Tous les instruments sauf le pluviographe ont été reliés à la centrale Campbell CR10X de l'expérience évaporation, pour laquelle la mesure s'est faite toutes les 20 minutes. Le pluviographe a été relié à la centrale CR10 de l'expérience ruissellement et l'acquisition s'est faite toutes les 20 secondes quand il pleuvait et toutes les demi-heures le reste du temps.

### 3.1.2.4 Mesures dans les parcelles d'évaporation

**Mesure dans le sol** - Les profils de potentiels hydriques et de températures des dix premiers centimètres de sol constituent des informations précieuses pour l'étude des régimes d'évaporation d'un sol. En outre, leur relevé couplé à celui des termes de flux d'énergie de surface permettent, au moyen du modèle TEC, d'estimer le flux évaporatif  $E$ . Dans l'idée d'évaluer l'effet du paillis sur l'évaporation du

sol (paillé ou non), nous avons équipé les quatre PEv de capteurs d'humidité (TDR<sup>12</sup> et sondes capacitives<sup>13</sup>), de température (thermocouples<sup>14</sup>) et de flux de chaleur (pastille de flux<sup>15</sup>).

Notons qu'il faut au moins trois répétitions de la mesure d'humidité de surface pour intégrer la variabilité spatiale très forte de celle-ci dans cette zone et diminuer le risque d'erreur de manipulation. La mesure de la température étant moins sujette à de fortes variabilités, nous nous sommes contentés d'une mesure par profondeur. Les sols des quatre parcelles d'évaporation ont été équipés à l'identique, avec une distribution d'instruments resserrée vers la surface (mesures fines) et plus espacée en profondeur (conditions à la limite inférieure). Pour chaque sol, un thermocouple sera installé aux profondeurs 2, 5, 7.5, 10, et 50 centimètres, des sondes TDR seront implantées sous forme de trois répétitions à 2, 5 et 7.5 centimètres et en un seul exemplaire à 30 et 50 centimètres, des sondes capacitives seront mises en place à raison de deux par profondeur à 2 et 7.5 centimètres plus une dernière à 50 centimètres. Pour finir, on installera quatre pastilles de flux sur PEv1.5 et PEv4.5 et deux sur PEv0 et PEv15, à 3 centimètres de profondeur. Le schéma simplifié suivant illustre cette instrumentation :

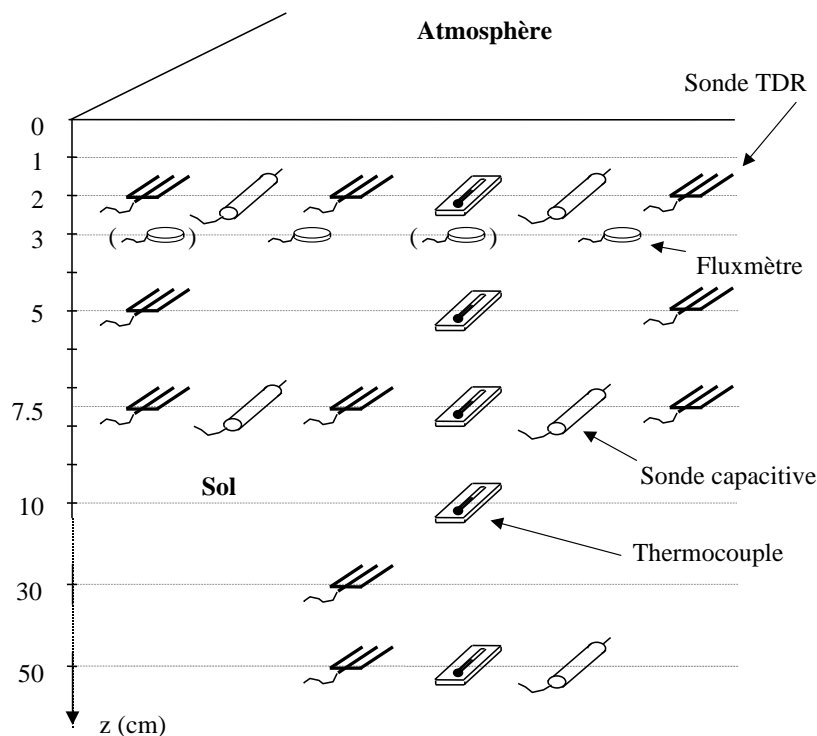


FIG. 3.11: Schéma d'instrumentation des parcelles d'évaporation

<sup>12</sup>Appareil TDR TRASE de Soil Moisture.

<sup>13</sup>Sonde HMS9000 et Humicap de SDEC.

<sup>14</sup>Thermocouple de Type K (chromel-alumel).

<sup>15</sup>Heat flow transducer de Radiation and Energy Balance System, Inc.

Les thermocouples, les sondes capacitives et les pastilles de flux ont été branchés sur une centrale d'acquisition Campbell CR10X par le moyen de trois multiplexeurs Campbell AM416. L'ensemble du dispositif étant alimenté par une batterie de 12V. L'acquisition des mesures de température et de flux de chaleur dans le sol s'est faite toutes les 20 minutes et la mesure d'humidité à la sonde capacitive toutes les heures.

Des mesures complémentaires d'humidité par gravimétrie ont été effectuées sur les quatre parcelles à 5 dates échelonnées sur la durée de l'expérience évaporation (du 23 juin 1998 au 18 septembre 1998). A chaque date et pour chaque parcelle, la mesure a consisté en trois profils définis par les horizons 0-5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30 et 30-35 cm. Le moyennage de ces trois profils permet de réduire les risques d'erreur dus à la variabilité, et fournit un profil unique de référence par parcelle et par date. La localisation des profils s'est faite au hasard sur PEv0 et PEv15. Nous avons en revanche fait attention à toujours prendre un des trois profils sous paillis pour PEv1.5 et deux pour PEv4.5. Ces mesures gravimétriques ont servi à étalonner les mesures TDR et les mesures des sondes capacitives brutes.

Le traitement des données brutes des sondes capacitives s'est fait selon une série d'opérations standards décrites en détail dans Bertuzzi *et al.* (1996), pour aboutir à des humidités volumiques à pas de temps horaire. A 2,5 et 7,5 cm nous disposons de deux capteurs et donc deux mesures d'humidité. Ces dernières ont alors été moyennées selon la théorie développée dans Chanzy *et al.* (1998) pour fournir une humidité moyenne unique par profondeur.

**Mesure dans les pailles** - En toute rigueur il aurait été nécessaire de mesurer à la fois l'humidité et la température dans le paillis. Toutefois la mesure de l'humidité est difficile à mettre en œuvre dans les éléments du paillis et vraisemblablement sujette à une grande variabilité spatiale. De plus il n'existe pas à notre connaissance de capteur d'humidité de taille et de volume de mesure adaptés au paillis. Enfin dans le cadre de cette étude le paillis reste le plus souvent très sec et l'estimation précise de sa teneur en eau n'est pas déterminante. Nous nous sommes donc contentés de mesurer la température au sein du paillis sur la parcelle PEv15 couverte à 95%. Pour ce faire nous avons équipé trois pailles de thermocouples<sup>16</sup> fins. Dans chacune de ces pailles nous avons inséré un premier thermocouple sous l'écorce dans la partie basse de la paille, un deuxième thermocouple au centre de la paille, et un dernier thermocouple sous l'écorce dans la partie haute de la paille (figure 3.12). Les 3 pailles ainsi équipées ont été placées en trois zones bien séparées de la parcelle PEv15 et mêlées aux autres éléments du paillis. Elles ont été clouées

---

<sup>16</sup>Thermocouple de type T (cuivre-constantan).

dans le sol pour éviter une rotation et un déplacement des capteurs, en prenant soin de placer les clous loin des thermocouples.

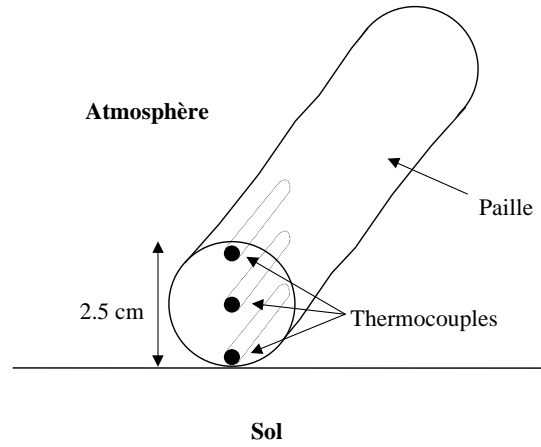


FIG. 3.12: Schéma de l'instrumentation des pailles de PEv15

## 3.2 Résultats

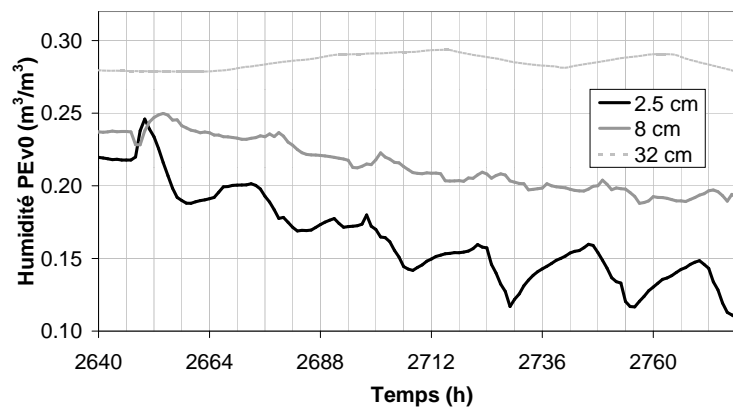
### 3.2.1 Mesures expérimentales

#### 3.2.1.1 Mesures climatiques

Les mesures concernant le rayonnement global, le rayonnement atmosphérique, la température de l'air à 2 mètres, l'humidité relative de l'air à 2 mètres, la vitesse du vent à 2 mètres et la pluie sont présentées sur les figures (A.1), (A.2), (A.3), (A.4), (A.5) et (A.6) dans l'annexe A. Notons que le cumul des pluies atteint 642 mm en 1998, ce qui est une valeur forte pour le type de climat (section 3.3). Une particularité apparaît également au niveau des vitesses du vent : les vitesses du vent sont plus élevées en début d'expérience (heure 888 à 2000) où elles atteignent régulièrement plus de  $3 \text{ m.s}^{-1}$  en cours d'après-midi ; elles faiblissent généralement en fin d'expérience (heure 2000 à 3418) et dépassent péniblement  $2 \text{ m.s}^{-1}$ .

#### 3.2.1.2 Mesures dans les parcelles d'évaporation

**Humidité du sol** - Les mesures obtenues par les sondes capacitatives sont présentées pour un épisode de dessèchement typique de l'heure 2650 à l'heure 2780. Les heures sont comptées depuis le 1 juin 1998 à 0h00. Nous constatons l'apparition de gradients d'humidité importants entre les profondeurs 2,5 et 7,5 cm sur la parcelle PEv0. Ces gradients sont un peu moins marqués sur la parcelle PEv1.5 et quasiment inexistant sur PEv4.5 et PEv15. Ce comportement caractérise une évaporation intense sur PEv0 non paillée et progressivement de plus en plus limitée au fur et à mesure que la couverture de paillis augmente de PEv1.5 à PEv15. Les pics d'humidité vers le bas observés sur les parcelles PEv0 et PEv1.5 sont des artefacts de mesure dont nous ne tiendrons pas compte pour la suite.



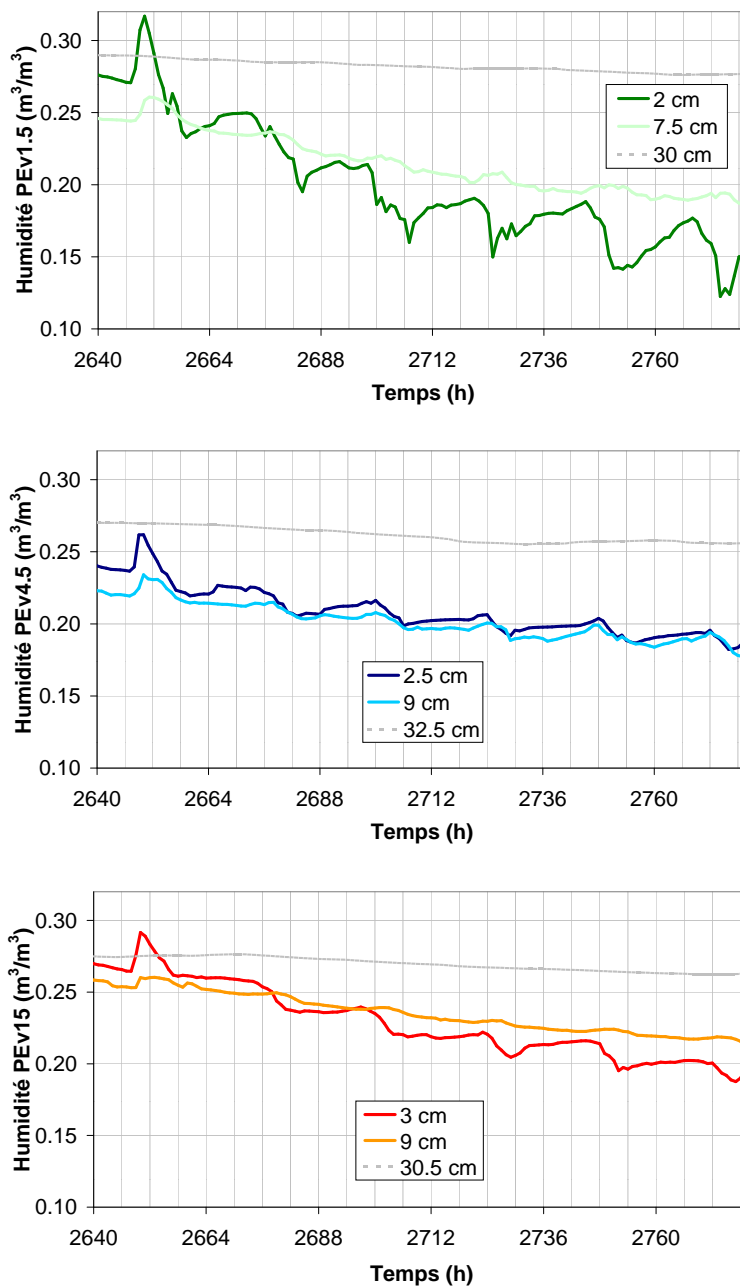


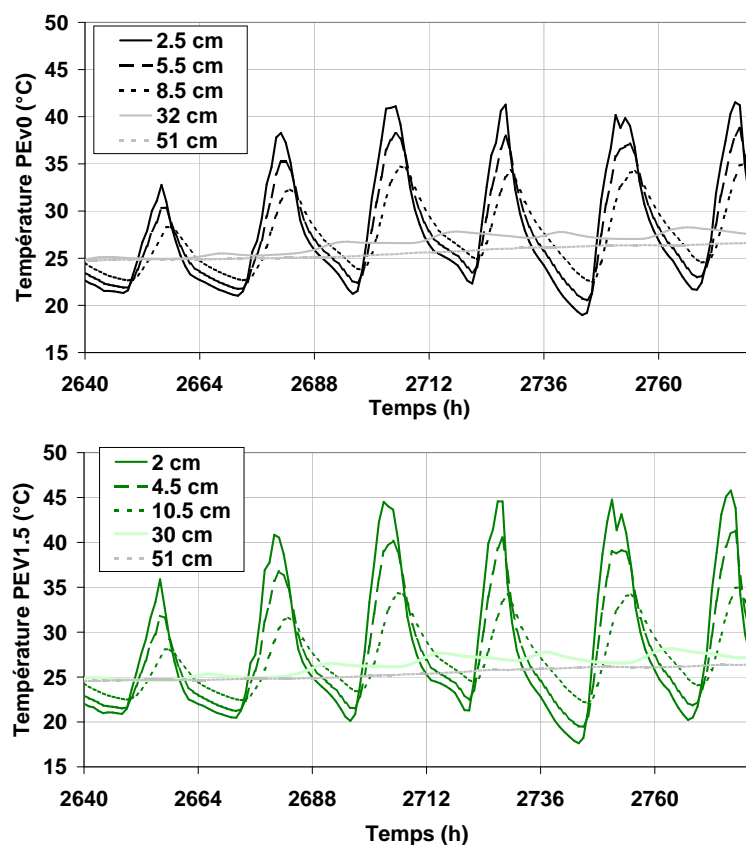
FIG. 3.13: Mesure capacitive de l'humidité dans le sol des parcelles d'évaporation

**Température du sol et du paillis -** La température du sol a été mesurée aux profondeurs approximatives 2,5, 5, 7,5, 10 et 50 cm. Certains thermocouples ont néanmoins présenté des dysfonctionnements et ont été écartés. C'est le cas du thermocouple à 7,5 cm dans PEv0 et des thermocouples à 2,5 et 7,5 cm dans PEv15. Nous présentons pour un épisode typique de dessèchement de l'heure 2650 à l'heure 2780, l'évolution des températures du sol à différentes profondeurs (figure 3.14). Pour des raisons de lisibilité



nous avons uniquement représenté la température à trois profondeurs distinctes dans l'horizon 0-10 cm. Les températures à 30 et 50 cm figurent aussi sur les graphiques. De façon générale nous observons que l'amplitude des températures de surface est atténuée sous paillis, surtout sur PEV15 qui est entièrement couverte. Sur PEv 0 et Pev1.5 les amplitudes sont les plus fortes, et sur Pev4.5 nous observons une situation intermédiaire. Les fortes amplitudes dans PEv1.5 suggèrent un emplacement des capteurs dans une zone sans pailles. Il faut dire que PEv1.5 n'a une couverture que de 30%. La température mesurée sur cette parcelle n'est probablement pas très représentative de la température moyenne dans un horizon donné. En profondeur à 50 cm, on constate que les deux parcelles les moins paillées présentent les températures les plus fortes (25 à 28°C). En terme de tendance à l'échelle de l'expérience on constate une baisse de température à 50 cm dans toutes les parcelles, mais plus marquée pour les parcelles paillées (-4,4°C pour PEv15, -3,3°C pour PEv4.5, -1,5°C pour PEv1.5 et -1,7°C pour PEv0).

**Remarque :** La température à 30 cm n'a pas été mesurée mais reconstituée à partir des températures à 50 cm et à 10 cm en utilisant la théorie de propagation d'une onde thermique sinusoïdale dans un milieu continu (Kirkham & Powers, 1972). Cette température est utilisée comme condition à la limite inférieure comme nous le verrons plus loin.



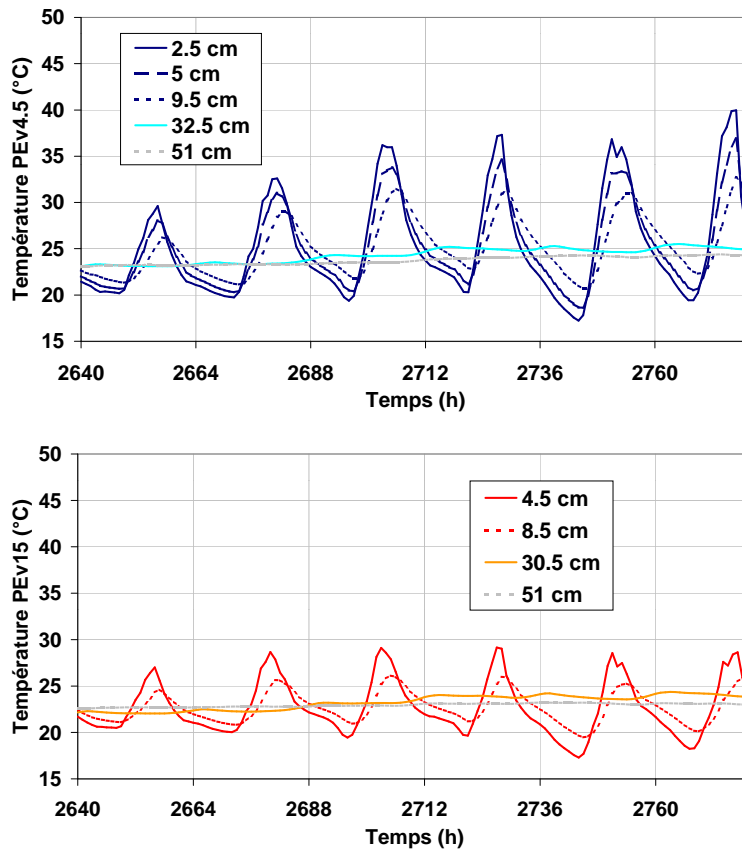


FIG. 3.14: Mesure des températures dans le sol des PEv (les valeurs à 30 cm sont reconstituées)

La température des éléments du paillis  $T_{pe}$  a été mesurée dans PEv15 seulement à trois niveaux (bas, centre et haut du paillis). Elle est représentée, ainsi que la température du sol à 4,5 cm et de l'atmosphère à 2 mètres, pour le même épisode de dessèchement, sur la figure (3.15). Nous notons tout d'abord des températures extrêmes et des amplitudes très élevées dans la partie supérieure du paillis. La température atteint en effet  $60^{\circ}\text{C}$  à l'heure 2702 et les amplitudes journalières régulièrement plus de  $30^{\circ}\text{C}$ . La nuit le haut du paillis se met à l'équilibre avec l'atmosphère et leurs températures sont très voisines. Au centre du paillis et en bas du paillis les températures sont déjà beaucoup plus amorties. On constate des amplitudes de l'ordre de  $15^{\circ}\text{C}$ , moins fortes que dans le sol de PEv0 à 2,5 cm (environ  $20^{\circ}\text{C}$ ). La nuit ces températures s'équilibrent plutôt avec celle du sol. Il est en tous cas clair que le paillis de couverture totale a un effet de réduction des amplitudes de la température du sol.

**Flux de chaleur dans le sol** - Les flux de chaleur dans le sol des quatre parcelles d'évaporation sont présentés pour l'épisode typique de dessèchement de l'heure 2650 à l'heure 2780, sur la figure (3.16).

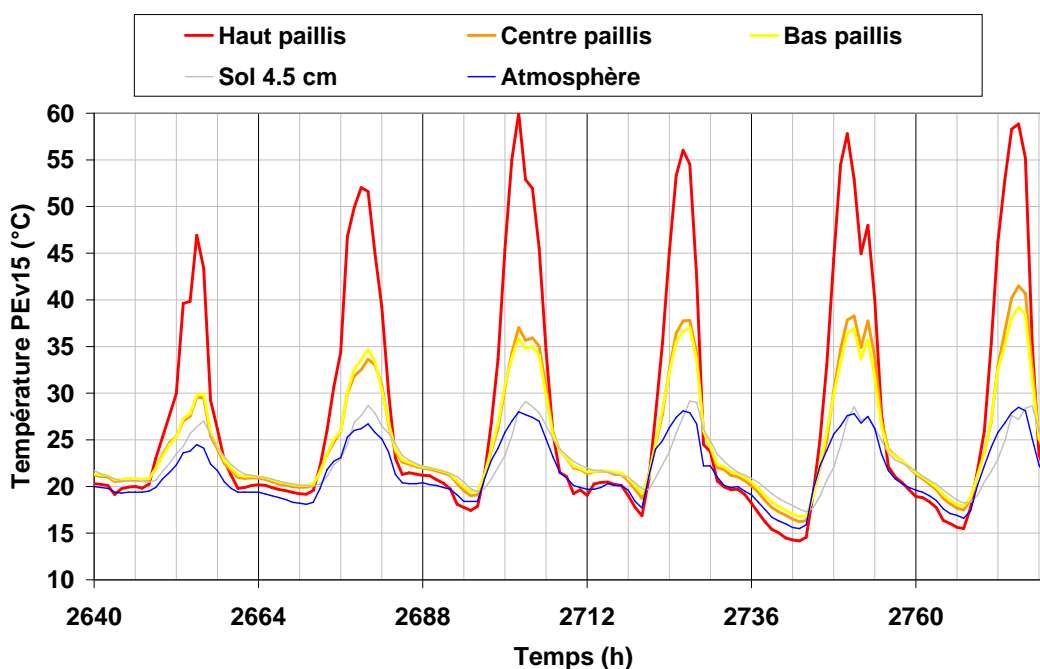


FIG. 3.15: Mesure des températures dans les éléments du paillis et le sol, PEv15

Ils ont été obtenus par moyennage des flux des 2 pastilles sur PEv0 et PEv15 et 4 pastilles sur PEv1.5 et PEv4.5. Les incertitudes correspondent à l'écart type sur les mesures des 2 ou 4 pastilles. Les flux positifs correspondent à des flux dirigés vers le bas. On observe tout d'abord une variabilité spatiale importante de la mesure qui peut conduire à des différences entre pastilles de l'ordre de  $50 \text{ W.m}^{-2}$  en milieu de journée ( $\sim 30\%$ ), d'où l'importance des répétitions. Les flux moyens sont de l'ordre de  $-50 \text{ W.m}^{-2}$  la nuit et  $150 \text{ W.m}^{-2}$  la journée pour l'ensemble des parcelles. On observe clairement un cycle diurne avec des valeurs négatives de 0h00 à 9h30 environ, puis positives de 9h30 à 18h00 environ avec un maximum vers 14h30 (midi solaire), et à nouveau négatives de 18h00 à 24h00. On voit aussi que quelle que soit la période du jour les flux sont plus intenses dans PEv0 (non paillée) que dans PEv15 (couverture totale). Le paillis amortit donc bien le flux de chaleur dans le sol, ce qui explique pourquoi il limite les amplitudes thermiques dans le sol. Enfin, en termes de comparaisons entre traitements, nous observons que PEv1.5 et PEv4.5 se comportent à peu près de la même façon (figure 3.17). Elles présentent un flux non significativement moins intense que sur PEv0 (environ  $10 \text{ W.m}^{-2}$ ) pendant la nuit, mais significativement moins intense pendant la journée, avec un pic de différence situé entre 11h00 et 16h00 d'environ  $40 \text{ W.m}^{-2}$ . PEv15 se comporte différemment. Ses flux sont significativement moins intenses en soirée (environ  $10 \text{ W.m}^{-2}$ ) et au cours de la journée, avec un pic de différence situé plus tard et plus intense que sur PEv1.5 et PEv4.5 (environ  $70 \text{ W.m}^{-2}$  vers 16h30).

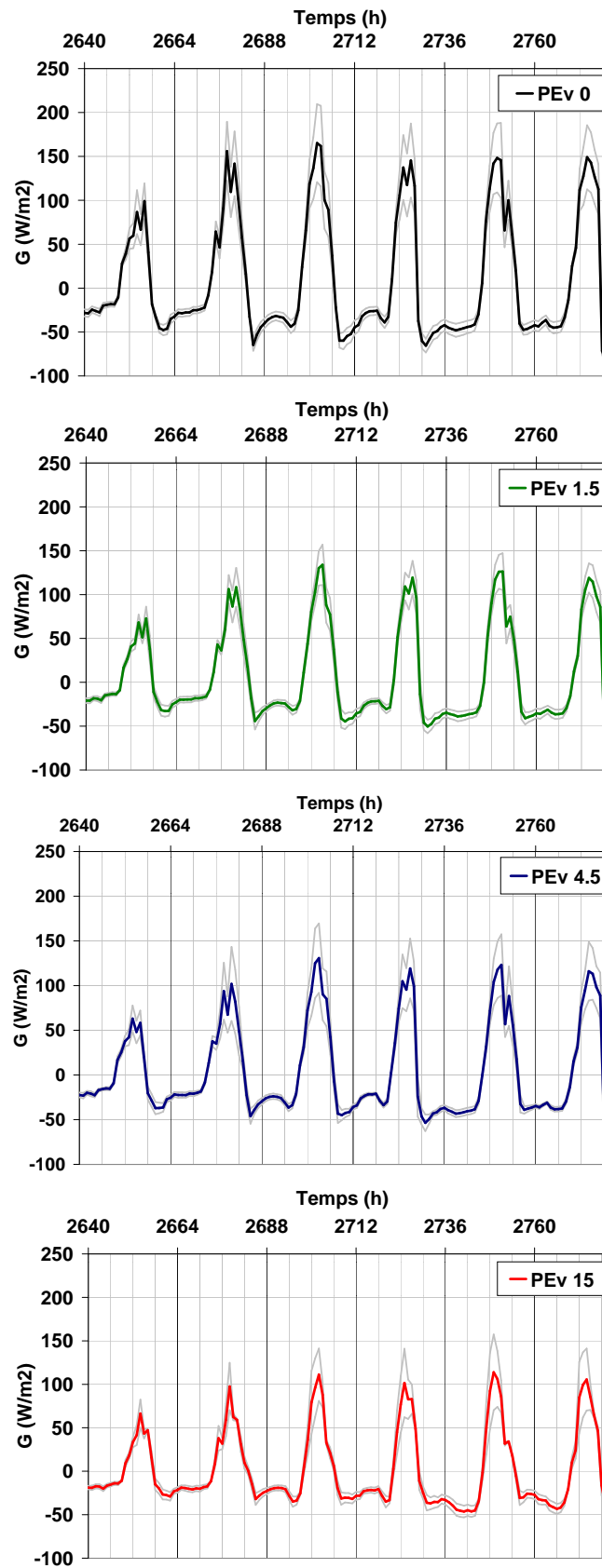


FIG. 3.16: Mesure des flux de chaleur dans le sol des PEv à 2 cm (incertitude en grisé)

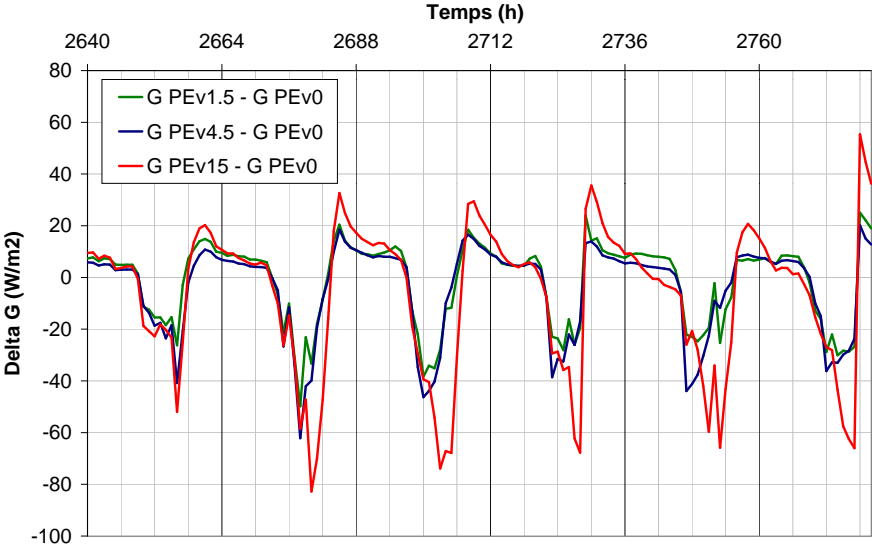


FIG. 3.17: Mesure des écarts de flux de chaleur dans le sol des parcelles d'évaporation à 2 cm

### 3.2.2 Modélisation

#### 3.2.2.1 Calage du modèle TEC sur PEv0

**Définition du système** - Le système sur lequel s'applique le modèle TEC est la couche de sol 0-32 cm. Ce domaine se décompose en 2 horizons de propriétés distinctes : horizon supérieur (0-20 cm) et horizon inférieur (20-32 cm) (section 3.1.2.1).

**Définition des épisodes** - Le modèle TEC a été calibré sur le sol des parcelles d'évaporation en utilisant les données de PEv0 (parcelle sans pailis) au cours des 10 épisodes majeurs de dessèchement, identifiés lors de l'expérience d'évaporation et décrits dans le tableau (3.6).

Épisode	Heure de début <sup>a</sup> (h)	Heure de fin (h)	Durée (h)
1	960	1020	60
2	1218	1291	73
3	1309	1408	99
4	1496	1602	106
5	1750	1870	120
6	2255	2325	70
7	2650	2780	130
8	2950	3040	90
9	3100	3210	110
10	3254	3370	116

<sup>a</sup>L'heure h=0 correspond au 1 juin 1998 à 0h00.

TAB. 3.6: Identification des épisodes de dessèchement utilisés pour calibrer TEC

**Définition des paramètres de calage** - Le calage du modèle TEC a porté sur des paramètres de la conductivité hydraulique (équation (3.21)) et de la conductivité thermique (équation (3.22)) du sol. Nous rappelons ici la définition de ces deux conductivités :

$$\frac{K}{K_s} = \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^\eta \quad (3.36a)$$

$$\lambda_s = \frac{1}{C_T(\theta)} \left( \frac{\Lambda_{sat} + a_1\theta + a_2}{a_3} \right)^2 \quad (3.36b)$$

avec  $K$  et  $K_s$ , conductivité hydraulique et conductivité hydraulique à saturation ( $m.s^{-1}$ ),  $\theta_s$ , humidités volumique à saturation ( $m^3.m^{-3}$ ),  $\eta$ , paramètre de forme (-),  $\lambda_s$ , conductivité thermique du sol ( $W.K^{-1}.m^{-1}$ ),  $C_T$ , capacité calorifique volumique du sol ( $J.K^{-1}.m^{-3}$ ),  $\Lambda_{sat}$ , inertie thermique du sol

à saturation ( $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ ),  $\theta$ , humidité volumique du sol ( $m^3.m^{-3}$ ),  $a_1 = 2300$ ,  $a_2 = -1890$  et  $a_3 = 0,654$ , coefficients sans unité.

L'humidité à saturation  $\theta_s$  et la capacité calorifique volumique du sol  $C_T$  sont assez faciles à estimer, et une légère erreur sur ces paramètres n'entraîne *a priori* pas une modification profonde des flux d'eau et de chaleur dans le sol. En revanche, une erreur sur la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$  ou sur le paramètre de forme  $\eta$  affecte considérablement le fonctionnement hydrique, puis par couplage, thermique du sol. Par ailleurs l'inertie thermique du sol à saturation  $\Lambda_{sat}$  n'a pas été mesurée et doit donc être estimée par ajustement. Ce paramètre influe notablement sur les températures dans le sol comme nous le verrons par la suite.

**Définition des variables observées** - Afin d'effectuer le calage du modèle TEC nous avons dû créer un fichier de variables observées (mesures expérimentales) auxquelles sont comparées les variables de sortie calculées par le modèle TEC. Nous avons choisi comme variables observées :

- l'humidité du sol à 2,5 et à 8,0 cm de profondeur,
- la température du sol à 2,5 et 8,5 cm de profondeur,
- le flux de chaleur dans le sol à 2 cm de profondeur.

**Procédure de calage** - Le calage du modèle TEC s'est appuyé sur deux critères d'efficacité (Braud, 1998b; Néel, 1996), définis à partir des variables précédemment décrites :

$$Ef_{\theta} = 1 - \frac{SCE(\theta_{sim}, \theta_{obs})}{SCE(\bar{\theta}_{obs}, \theta_{obs})} \quad (3.37a)$$

$$Ef_T = 1 - \frac{SCE(T_{sim}, T_{obs})}{SCE(\bar{T}_{obs}, T_{obs})} \quad (3.37b)$$

avec  $Ef_{\theta}$  et  $Ef_T$ , efficacité du modèle TEC respectivement en humidité et en température (-),  $\theta_{sim}$  et  $\theta_{obs}$ , humidités respectivement simulées et observées ( $m^3.m^{-3}$ ),  $\bar{\theta}_{obs}$ , moyenne des humidités observées sur les dix épisodes ( $m^3.m^{-3}$ ),  $T_{sim}$  et  $T_{obs}$ , températures respectivement simulées et observées ( $^{\circ}C$ ),  $\bar{T}_{obs}$ , moyenne des températures observées sur les dix épisodes ( $^{\circ}C$ ),  $SCE(X, Y)$ , somme des carrés des écarts des variables  $X$  et  $Y$  (-). La fonction  $SCE$  est définie dans notre cas par :

$$SCE(\theta_{sim}, \theta_{obs}) = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^N (\theta_{sim}(z_{\theta i}, t_j) - \theta_{obs}(z_{\theta i}, t_j))^2 \quad (3.38a)$$

$$SCE(T_{sim}, T_{obs}) = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^N (T_{sim}(z_{T i}, t_j) - T_{obs}(z_{T i}, t_j))^2 \quad (3.38b)$$

avec  $SCE$ , somme des carrés des écarts (-),  $N$ , nombre de pas de temps pour lesquels il existe des observées (-),  $i$  et  $j$ , indices respectivement de profondeur et de pas de temps (-),  $z_{\theta 1} = 0,025$  m et  $z_{\theta 2} = 0,08$  m, profondeurs des humidités observées et simulées,  $z_{T 1} = 0,025$  m et  $z_{T 2} = 0,085$  m, profondeurs des températures observées et simulées.

Les efficacités ainsi définies peuvent être interprétées comme des critères de comparaison entre l'estimateur *modèle TEC* et l'estimateur *moyenne des observées*. Prenons un exemple : l'efficacité en température  $Ef_T$ .  $Ef_T > 0$  correspond à  $SCE(T_{sim}, T_{obs}) < SCE(\bar{T}_{obs}, T_{obs})$ , ce qui revient à dire que  $T_{sim}$  est une meilleure représentation de  $T_{obs}$  que  $\bar{T}_{obs}$ , ou encore que le modèle *TEC* est meilleur que le modèle *moyenne des observées*. De façon plus détaillée, nous pouvons considérer la classification indicative du tableau (3.7).

Valeur de l'efficacité (-)	Qualité de la simulation	Commentaire
$Ef < 0$	Mauvaise	Mieux vaut retenir la moyenne des variables observées
$Ef = 0$	Mauvaise	Modèle équivalent à l'estimateur <i>moyenne des observées</i>
$0 < Ef \leq 0,5$	Passable	Modèle légèrement meilleur que l'estimateur <i>moyenne des observées</i>
$0,5 < Ef \leq 0,7$	Satisfaisante	Modèle meilleur que l'estimateur <i>moyenne des observées</i>
$0,7 < Ef \leq 1$	Bonne	Modèle largement meilleur que l'estimateur <i>moyenne des observées</i>
$Ef = 1$	Parfaite	Modèle restituant parfaitement les observées

TAB. 3.7: Classification indicative de l'efficacité d'un modèle

Le calage s'est alors déroulé en trois étapes. Dans un premier temps nous avons cherché à obtenir pour les 10 épisodes de dessèchement le meilleur jeu de paramètres  $K_s$  et  $\eta$ , avec  $\Lambda_{sat}$  fixé arbitrairement à une valeur typique :  $2700 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-0.5}$ . Dans un deuxième temps, le paramètre  $\Lambda_{sat}$  a été calé en fixant cette fois  $K_s$  et  $\eta$ , aux valeurs optimales obtenues à l'issue de l'étape 1. Enfin nous avons vérifié qu'une fois  $\Lambda_{sat}$  optimisé, les paramètres  $K_s$  et  $\eta$  de l'étape 1 restaient toujours optimaux.



**Étape 1 : Calage de  $K_s$  et  $\eta$  avec  $\Lambda_{sat}$  fixé** - Au cours de cette étape  $\Lambda_{sat}$  est fixé à 2700  $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-0.5}$ . Les simulations des 10 épisodes de dessèchement sont effectuées pour des gammes réalistes des paramètres de la conductivité hydraulique au vu des mesures effectuées (section 3.1.2.1) :

$$K_s (m.s^{-1}) \in \{2,50 \cdot 10^{-6}; 1,50 \cdot 10^{-6}; 1,00 \cdot 10^{-6}; 7,00 \cdot 10^{-7}; 3,30 \cdot 10^{-7}\}$$

$$\eta (-) \in \{10,8; 10,9; 11,0; 11,1; 11,2; 11,3; 11,4; 11,5; 11,6; 11,7\}$$

Cela représente 50 simulations pour lesquelles les efficacités  $Ef_\theta$  et  $Ef_T$  ont été calculées. La représentation graphique de ces efficacités est donnée sur la figure (3.18).

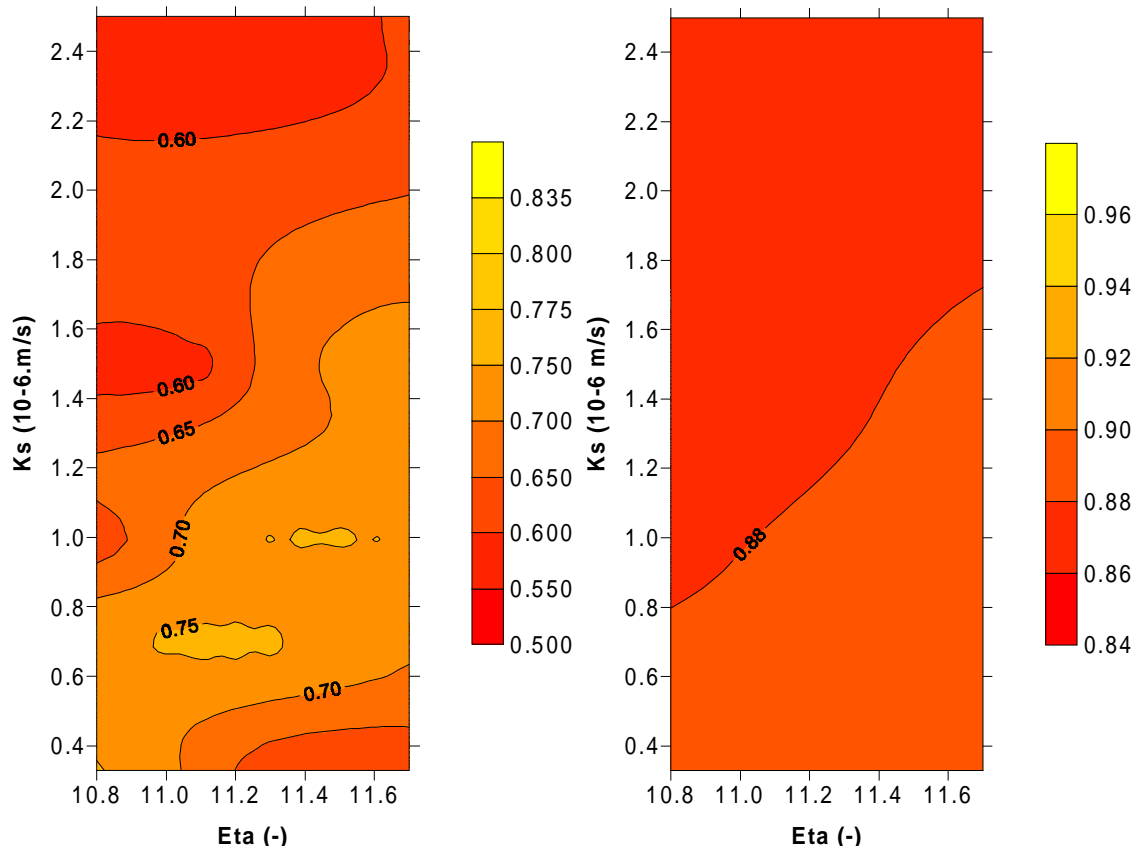


FIG. 3.18: Efficacité de TEC en humidité (à gauche) et en température (à droite) avant le calage de la conductivité thermique

Il apparaît clairement que pour les gammes parcourues par les paramètres de calage  $K_s$  et  $\eta$ , il existe une zone optimale à l'intérieur de laquelle les restitutions en humidité et en température sont d'efficacités maximales et satisfaisantes ( $Ef_\theta > 0,75$  et  $Ef_T > 0,88$ ). Cette zone est définie approximativement par

$K_s$  ( $m.s^{-1}$ )  $\in [7,0 \cdot 10^{-7}; 1,0 \cdot 10^{-6}]$  et  $\eta$  (-)  $\in [10,9; 11,6]$ . Nous décidons finalement de retenir le couple ( $K_s = 1,0 \cdot 10^{-6} m.s^{-1}; \eta = 11,4$  -) qui fait partie des couples optimaux et se rapproche le plus des valeurs expérimentales (section 3.1.2.1).

**Étape 2 : Calage de  $\Lambda_{sat}$  avec  $K_s$  et  $\eta$  fixés** - Les paramètres  $K_s$  et  $\eta$  étant fixés respectivement à  $1,0 \cdot 10^{-6} m.s^{-1}$  et  $11,4$ , nous cherchons à déterminer la valeur de l'inertie thermique à saturation  $\Lambda_{sat}$  qui donne les meilleures performances du modèle. Chanzy (1991) précise que sur l'ensemble des sols étudiés  $\Lambda_{sat}$  ( $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ )  $\in [2100; 2900]$ . Nous avons donc cherché un optimum dans cette gamme de valeurs en utilisant un algorithme d'optimisation non linéaire (Bard, 1974). Le résultat de cette optimisation donne :

$$\Lambda_{sat} = 2108 \quad J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$$

**Étape 3 : Vérification du caractère optimal du jeu de paramètres  $K_s, \eta$  et  $\Lambda_{sat}$**  - Cette dernière étape consiste à vérifier que pour la valeur optimale de  $\Lambda_{sat}$  précédemment trouvée, les valeurs de  $K_s$  et  $\eta$  restent optimales. Pour ce faire nous avons reproduit exactement le même jeu de simulations que dans l'étape 1 (mêmes gammes de  $K_s$  et  $\eta$ ), mais cette fois avec  $\Lambda_{sat}$  fixé à  $2108 J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-0.5}$ . Les cartes d'efficacité en humidité ( $Ef_\theta$ ) et en température ( $Ef_T$ ) sont représentées sur la figure (3.19).

Nous voyons tout d'abord que d'une façon générale l'optimisation de l'inertie thermique à saturation a conduit à une nette amélioration des performances du modèle aussi bien en humidité qu'en température. Par ailleurs le domaine des couples ( $K_s, \eta$ ) optimaux reste quasiment inchangé pour ce qui est des efficacités en humidité du modèle ( $K_s$  ( $m.s^{-1}$ )  $\in [7,0 \cdot 10^{-7}; 1,0 \cdot 10^{-6}]$  et  $\eta$  (-)  $\in [10,0; 11,5]$ ), pour la nouvelle valeur de  $\Lambda_s$ . Dans ce domaine les efficacités en humidité sont maximales et très satisfaisantes ( $Ef_\theta > 0,83$ ). On constate par ailleurs une légère amélioration des restitutions en température pour des valeurs de  $K_s$  plus faibles. Toutefois ce léger gain d'efficacité sur les températures se fait au détriment de l'efficacité en humidité et correspond de plus à des valeurs de  $K_s$  exagérément faibles, eu égard aux mesures expérimentales (section 3.1.2.1). Finalement, le triplet optimal de paramètres ainsi que les efficacités correspondantes du modèle TEC pour les 10 épisodes de dessèchement simulés sont présentés dans le tableau (3.8).

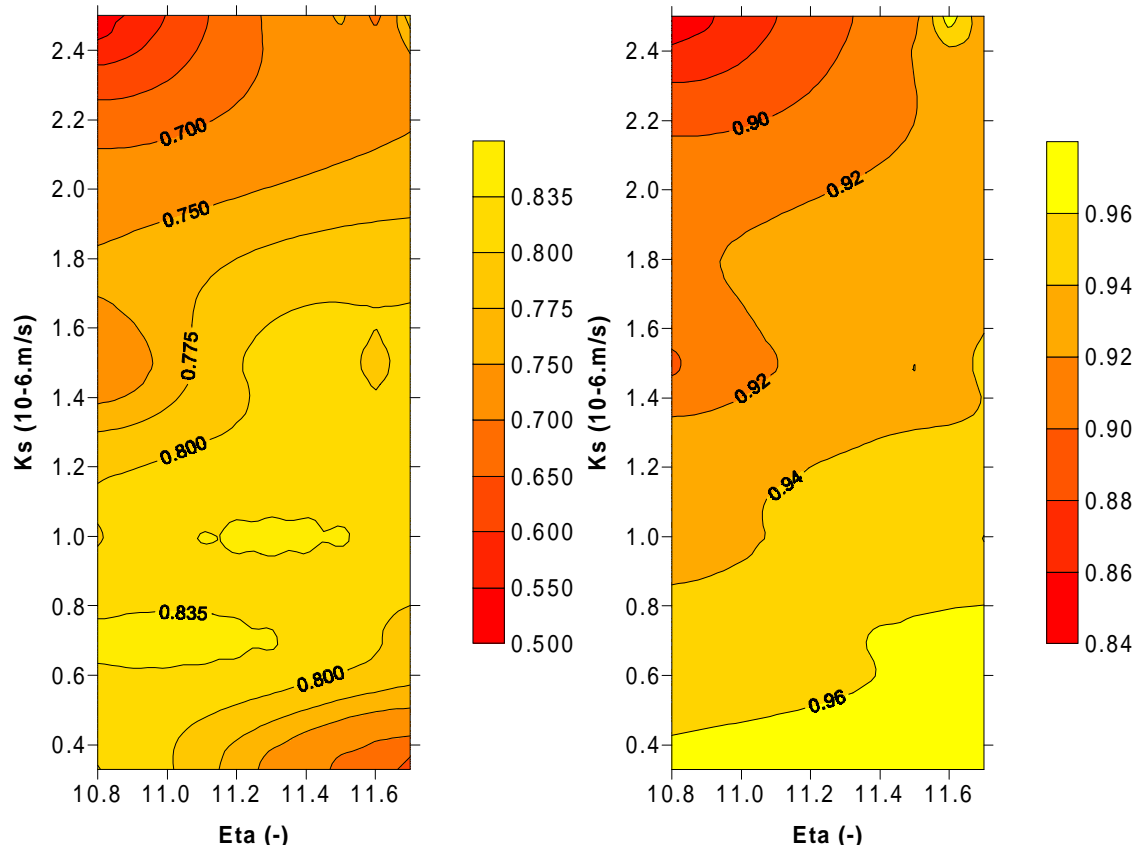


FIG. 3.19: Efficacité de TEC en humidité (à gauche) et en température (à droite) après le calage de la conductivité thermique

Type de variable	Unité	Gamme	Valeur retenue
<b>Paramètres</b>			
$K_s$	$(m.s^{-1})$	$[3,3 \cdot 10^{-7}; 2,5 \cdot 10^{-6}]$	$1,0 \cdot 10^{-6}$
$\eta$	(-)	$[10,8; 11,7]$	11,4
$\Lambda_s$	$(J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2})$	$[2100; 2900]$	2108
<b>Efficacités associées</b>			
$Ef_\theta$	(-)		0,8437
$Ef_T$	(-)		0,9524

TAB. 3.8: Paramètres optimaux du modèle TEC et efficacités associées

Les valeurs calées des paramètres sont cohérentes avec les mesures expérimentales comme on peut le voir sur la figure (3.23) pour la conductivité hydraulique. Les valeurs associées des efficacités du modèle TEC sont très satisfaisantes sur l'ensemble des 10 épisodes de dessèchement. Le modèle TEC semble donc efficacement calé sur le sol nu des parcelles d'évaporation.

**Résultats du calage** - Afin de pouvoir apprécier la qualité du calage du modèle TEC sur sol nu (PEv0), nous présentons pour 2 épisodes représentatifs des 10 épisodes utilisés, les résultats des simulations des humidités, des températures et du flux de chaleur dans le sol après calage du modèle TEC (figure 3.20, 3.21 et 3.22). En terme d'humidité, nous observons une bonne restitution de l'humidité à 2,5 et 8 centimètres pour les 2 des épisodes de dessèchement (écarts entre simulation et observation de l'ordre de  $0,02 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ). En terme de température les restitutions à 2,5 et 8,5 centimètres sont très correctes avec des écarts entre température simulée et observée inférieurs à  $2^\circ\text{C}$ . Au niveau du flux de chaleur dans le sol  $G$  à 2 cm, on obtient une bonne restitution après calage pour les 2 épisodes (écarts de l'ordre de  $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ).

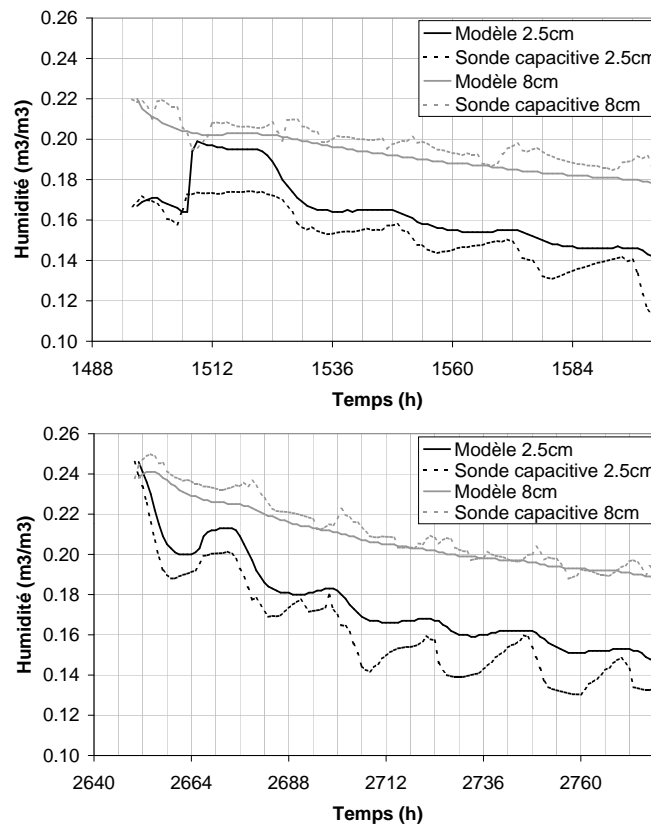


FIG. 3.20: Résultats du calage de TEC sur les humidités (épisode 4 calé en haut et épisode 7 calé en bas)

Nous présentons enfin les résultats des régressions linéaires entre simulations par TEC et observations pour l'ensemble des données des 10 épisodes de calage (tableau 3.9). Les graphiques correspondant figurent dans l'annexe C. D'une façon générale, ces données confirment que le modèle TEC calé simule correctement les humidités, les températures et le flux de chaleur dans le sol. Les droites de régression sont toutes assez proches de la première bissectrice et les coefficients de corrélation  $R^2$  sont de l'ordre

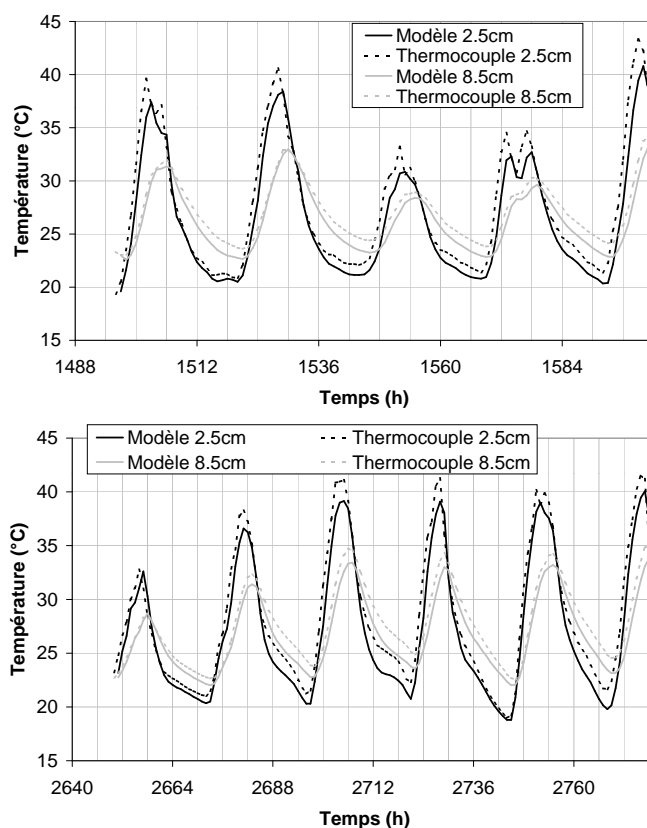


FIG. 3.21: Résultats du calage de TEC sur les températures (épisode 4 calé en haut et épisode 7 calé en bas)

de 0,8 ou plus. A ce stade nous considérons que le premier objectif de ce chapitre, *étudier et modéliser le fonctionnement hydrique et thermique du sol en calibrant le modèle sur la parcelle non paillée*, est atteint. Nous nous attachons dans ce qui suit à modéliser les effets d'un paillis de résidus de couverture quasi-totale sur les dynamiques hydrique et thermique du sol que nous venons d'étudier.

Variable	Unité	Pente		Constante		$R^2$ <sup>a</sup>
Humidité du sol à 2,5cm	( $m^3.m^{-3}$ )	0,9774	(0,0158)	0,0099	(0,0026)	0,7963
Humidité du sol à 8cm	( $m^3.m^{-3}$ )	1,0266	(0,0118)	-0,0088	(0,0024)	0,8857
Température sol à 2,5cm	(°C)	0,9552	(0,0046)	0,1941	(0,1276)	0,9778
Température sol à 8,5cm	(°C)	0,9871	(0,0059)	-0,4906	(0,1587)	0,9667
Flux de chaleur à 2cm	( $W.m^{-2}$ )	1,0189	(0,0076)	-3,3846	(0,4980)	0,9482

<sup>a</sup>Coefficient de détermination entre modèle et mesure (975 observations).

TAB. 3.9: Régressions linéaires entre observations et simulations par TEC pour les dix épisodes de calage (erreur type entre parenthèses)

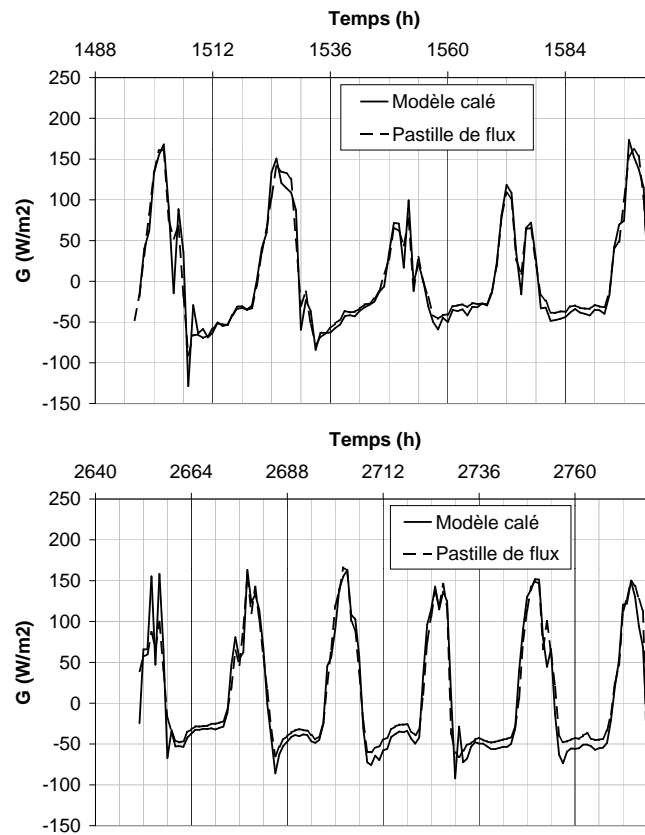


FIG. 3.22: Résultats du calage de TEC sur le flux de chaleur dans le sol à 2 cm (épisode 4 en haut et 7 en bas)

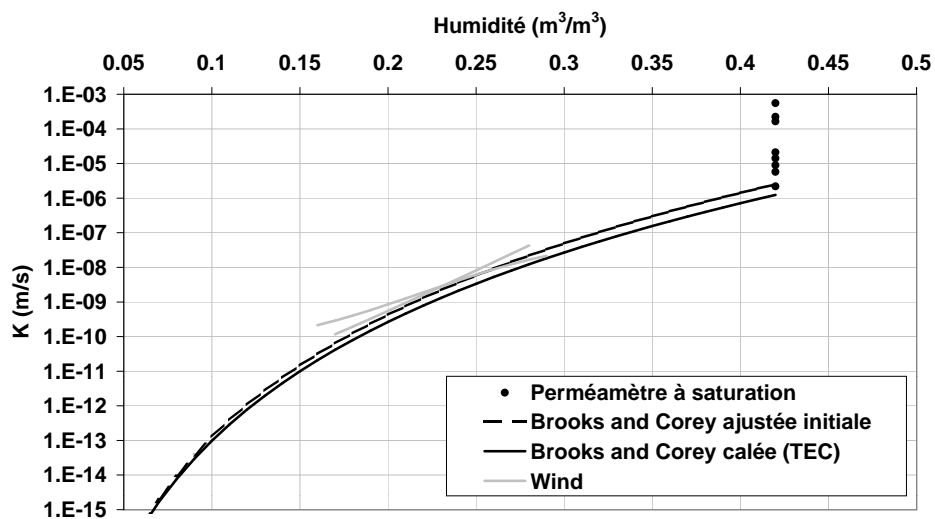


FIG. 3.23: Résultats du calage de TEC sur la conductivité hydraulique de surface (horizon 0-20 cm)

### 3.2.2.2 Calage et validation du modèle TEC-paillis sur PEv15

**Définition du système** - Le système sur lequel s'applique le modèle TEC-paillis est défini par la couche de paillis 0-3 cm et la couche de sol 3-33,5 cm pour PEv15. La couche de sol se décompose en 2 horizons de propriétés distinctes : horizon supérieur (3-23 cm) et horizon inférieur (23-33,5 cm) (section 3.1.2.1).

**Définition des épisodes de calage et des épisodes de validation** - Les épisodes utilisés pour TEC-paillis sont les mêmes 10 épisodes qui ont servi au calage de TEC. Ces épisodes ont déjà été décrits dans le tableau (3.6). Pour le calage de TEC-paillis nous avons utilisé les épisodes 3 et 7. Ces épisodes ont été choisis car ils sont représentatifs de la variabilité des conditions rencontrées. L'épisode 3 connaît de forts vents et une humidité initiale du sol plutôt faible, l'épisode 7 au contraire est peu venté et part d'une humidité plus élevée. Les 8 épisodes non utilisés pour le calage ont servi à la validation du modèle TEC-paillis.

**Définition des paramètres de calage** - Le calage du modèle TEC-paillis a porté uniquement sur des paramètres caractérisant les échanges dans le paillis. Il s'agit tout d'abord des paramètres de la loi d'extinction de la convection forcée dans le paillis  $\chi_0$ ,  $\chi_1$  et  $U_0$  (équation (3.6b)) et du paramètre de transmissivité effective du paillis  $\tau_{p,ef}$ , utilisé dans le formalisme du transfert radiatif au travers du paillis (équations (3.17)).

**Définition des variables observées** - Afin d'effectuer le calage du modèle TEC-paillis nous avons dû créer un fichier de variables observées (mesures expérimentales) auxquelles sont comparées les variables de sortie calculées par le modèle TEC-paillis. Nous avons choisi comme variables observées :

- l'humidité à 3 et à 9 cm dans le sol (6 et 12 cm depuis le haut du paillis),
- la température à 3,5 et 8,5 cm dans le sol (6,5 et 11,5 cm depuis le haut du paillis),
- la température des éléments du paillis à 0,1, 1,5 et 2,9 cm depuis le haut du paillis,
- le flux de chaleur à 2 cm dans le sol (5 cm depuis le haut du paillis).

**Procédure de calage** - La procédure de calage s'est déroulée en 2 étapes, en négligeant la convection libre pour un problème incontournable de temps de calcul. La première étape a consisté à caler les paramètres de la convection forcée, la deuxième celui du transfert radiatif.

**Étape 1 : calage des paramètres d'atténuation de la convection forcée dans le paillis** - Pour cette première étape, nous fixons la transmissivité effective du paillis  $\tau_{p,ef}$  à 0,1 et nous négligeons les échanges par convection libre ( $\alpha_{fc} = 0 \text{ m.K}^{-1/2}.\text{s}^{-1}$ ). La convection forcée est activée et son atténuation dans le paillis est modulée par la loi d'extinction (équation (3.6)) de coefficient d'extinction :

$$\chi = \chi_0 + \chi_1 \ln \left( \frac{U_{ref}}{U_0} \right)$$

Nous essayons alors d'optimiser les paramètres d'extinction de la convection forcée dans le paillis :  $\chi_0$ ,  $\chi_1$  et  $U_0$ . Les contraintes sur ces paramètres sont :

$$\chi_0 \geq 0 \quad , \quad 0 < \chi_1 \leq 1 \quad , \quad U_0 > 0$$

Nous effectuons un calage manuel par essais successifs en choisissant les paramètres dans les domaines :

$$\chi_0 \quad (-) \quad \in [0, 1]$$

$$\chi_1 \quad (-) \quad \in [0, 1]$$

$$U_0 \quad (\text{m.s}^{-1}) \quad \in ]0, 5]$$

Le résultat de ce premier essai de calage ne nous donne aucun triplet de paramètres très satisfaisant. A titre indicatif nous présentons tout de même sur la figure (3.24) les graphiques illustrant les résultats de ce calage pour un jeu de paramètres qui a donné les moins mauvais résultats :  $\chi_0 = 0,3$ ,  $\chi_1 = 0,6$  et  $U_0 = 0,6 \text{ m.s}^{-1}$ . Nous avons pu constater l'impossibilité de restituer correctement les humidités des épisodes 3 et 7 avec un même jeu de paramètres (écarts supérieurs à  $0,03 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$  pour l'épisode 7). Par ailleurs les températures du sol sont toujours mal restituées (jusqu'à  $8^\circ\text{C}$  d'écart) et leurs amplitudes fortement sous-estimées ( $\sim 50\%$  des amplitudes mesurées), pour les 2 épisodes, quels que soit le jeu de paramètres. De la même façon les flux de chaleur dans le sol à 2 cm sont fortement sous-estimés de jour (60 à 80%) comme de nuit (20 à 30%), pour les 2 épisodes. Il semble donc clair qu'une part plus importante d'énergie doit traverser le paillis, de l'atmosphère vers le sol dans la journée et du sol vers l'atmosphère la nuit.



**Étape 2 : calage de la transmissivité effective du paillis** - Au cours de l'étape 1 nous avons pu voir que la quantité d'énergie traversant le paillis est sous-estimée. Une des hypothèses possibles est que le transfert radiatif au travers du paillis est sous-estimé. Nous cherchons à tester cette hypothèse au cours de cette deuxième étape. La transmissivité effective du paillis initialement utilisée est  $\tau_{p,ef} = 0,1$ , elle est tirée des travaux de Arreola Tostado (1996) en se basant sur l'hypothèse que le complémentaire du taux de couverture à l'unité (0,05 pour PEv15) est une estimation légèrement faible de la transmissivité du paillis. En partant de cette valeur nous avons cherché par optimisation non linéaire (Bard, 1974) la valeur de  $\tau_{p,ef}$  qui assure la meilleure restitution possible des températures et flux de chaleur dans le sol pour les épisodes 3 et 7. Le résultat de cette optimisation nous donne :

$$\tau_{p,ef} = 0,27$$

Ce résultat paraît élevé et intègre vraisemblablement non seulement la transmissivité directe du rayonnement par traversée sans obstacle du paillis, mais également les multiples réflexions sur les éléments du rayonnement solaire incident et aussi les phénomènes d'absorption et d'émission de rayonnement thermique dans le paillis. L'introduction d'un modèle de transfert radiatif plus détaillé dans le paillis aurait sans doute permis d'identifier indépendamment chaque contribution mais, étant donnée la nature particulière du paillis (éléments grossiers non jointifs) et le manque de mesures précises à ce niveau, il nous a semblé difficile d'identifier précisément les phénomènes entrant en jeu et leurs intensités respectives. Nous considérons donc que le modèle simplifié utilisé avec la valeur de la transmissivité effective du paillis  $\tau_{p,ef} = 0,27$  constitue une première approche acceptable, qui pourrait être améliorée moyennant des travaux de recherche complémentaires.

Les résultats de ce deuxième calage sont présentés sur la figure (3.25) toujours avec  $\chi_0 = 0,3$ ,  $\chi_1 = 0,6$  et  $U_0 = 0,6 \text{ m.s}^{-1}$  et, cette fois,  $\tau_{p,ef} = 0,27$ . Nous constatons une amélioration (3.24,3.25) de la restitution des humidités des épisodes 3 et 7 (écarts de  $0,02 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$  voire souvent moins), malgré une tendance à la surestimation de l'évaporation pour l'épisode 3, particulièrement venté. Les cycles journaliers d'humidité visibles sur les mesures sont corrélés avec la demande climatique. Ces cycles apparaissent faiblement sur les humidités simulées pour l'épisode 3 et très nettement sur celles de l'épisode 7, ce qui laisse supposer une bonne représentation physique des phénomènes. Par ailleurs les températures du sol sont beaucoup mieux restituées pour les 2 épisodes (écarts inférieurs à  $3^\circ\text{C}$ ). La sous-estimation pour l'épisode 3 peut s'expliquer par la surestimation de l'évaporation. Logiquement les flux de chaleur dans le sol à 5 cm sont beaucoup mieux restitués aussi, même s'il subsiste une sous-estimation de jour (0

à  $50 \text{ W.m}^{-2}$ ) pour les 2 épisodes. Cette sous-estimation est visible surtout pour l'épisode 3, pour lequel le modèle surestime l'évaporation et sous-estime donc la quantité d'énergie servant à réchauffer le sol. Pour l'épisode 7 elle peut-être partiellement expliquée par une erreur sur la cote des pastilles ( $\Delta z = 1 \text{ cm} \Rightarrow \Delta G \simeq 10 \text{ W.m}^{-2}$ ) ou par un nombre insuffisant de répétitions (mesure assez ponctuelle, sujette à variabilité importante (figure 3.16)  $\Rightarrow \Delta G \simeq 30 \text{ W.m}^{-2}$ ). En terme de température dans le paillis, nous constatons (figure 3.25) une forte sous-estimation apparente de la température de la partie supérieure du paillis en milieu de journée (typiquement  $10^\circ\text{C}$ ), et à moindre échelle de la partie inférieure du paillis (typiquement  $5^\circ\text{C}$ ). Il faut toutefois faire attention à la particularité des mesures de température dans le paillis. En effet, les thermocouples ont été insérés dans les éléments du paillis et ne sont donc pas en contact direct avec l'air circulant entre les éléments du paillis. Placés dans un espace confiné, ils ne peuvent pas se mettre rapidement en équilibre avec l'air entre les éléments du paillis, vraisemblablement plus frais que les éléments surtout à la surface (Novak *et al.*, 2000b). Nous considérerons à partir de maintenant que les températures mesurées dans les pailles ne sont que des majorants de la température du paillis en pleine journée. Nous n'utiliserons les mesures des thermocouples à des fins comparatives que la nuit pendant laquelle l'équilibre avec l'air du paillis peut être atteint.

En conclusion, il semble que l'énergie traversant le paillis est beaucoup mieux estimée suite à cette étape 2 du calage. En outre, les écarts résiduels entre simulation et observation semblent venir essentiellement de notre incapacité à prendre en compte simplement les effets du paillis dans des conditions de vent très variables. Par vent faible à moyen le modèle donne de bons résultats (épisode 7). En revanche, en présence de fort vent (épisode 3), le modèle prévoit une trop forte évaporation, des températures trop basses et un flux de chaleur dans le sol sous-estimé.

**Remarque :** Au cours de la nuit la sous-estimation des échanges énergétiques se traduit par des températures dans le bas du paillis restant plus élevée que celle du haut du paillis (figure 3.25) alors que les vents sont extrêmement faibles. Cela conduit à une instabilité des couches d'air et au déclenchement du phénomène de convection libre (Novak *et al.*, 2000b). Nous prenons en compte ce phénomène dans le paragraphe qui suit.

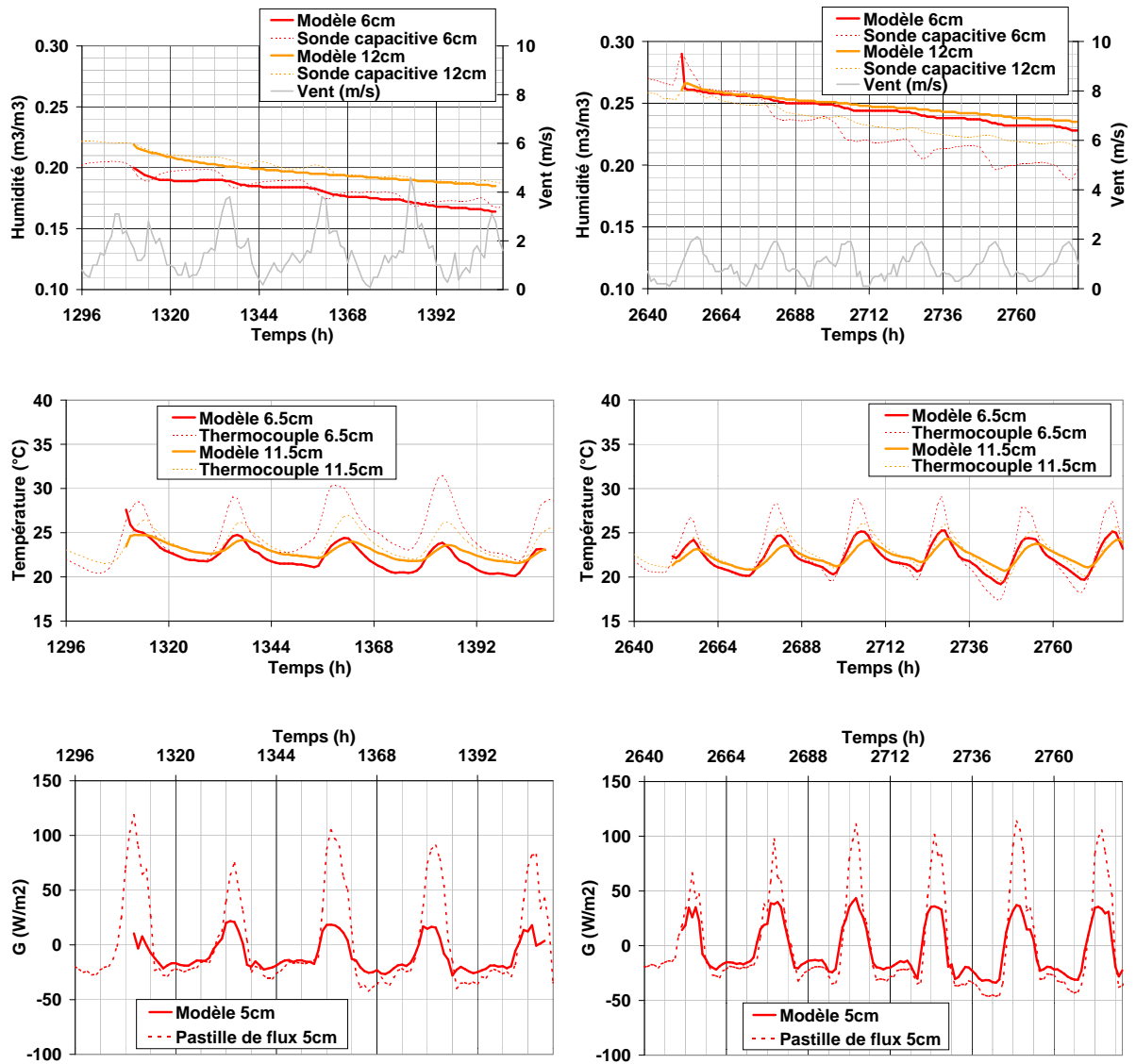


FIG. 3.24: Comparaison observations et simulations après calage de TEC-paillis (étape 1) (humidités en haut, températures au milieu et flux de chaleur en bas ; épisode 3 à gauche et 7 à droite)

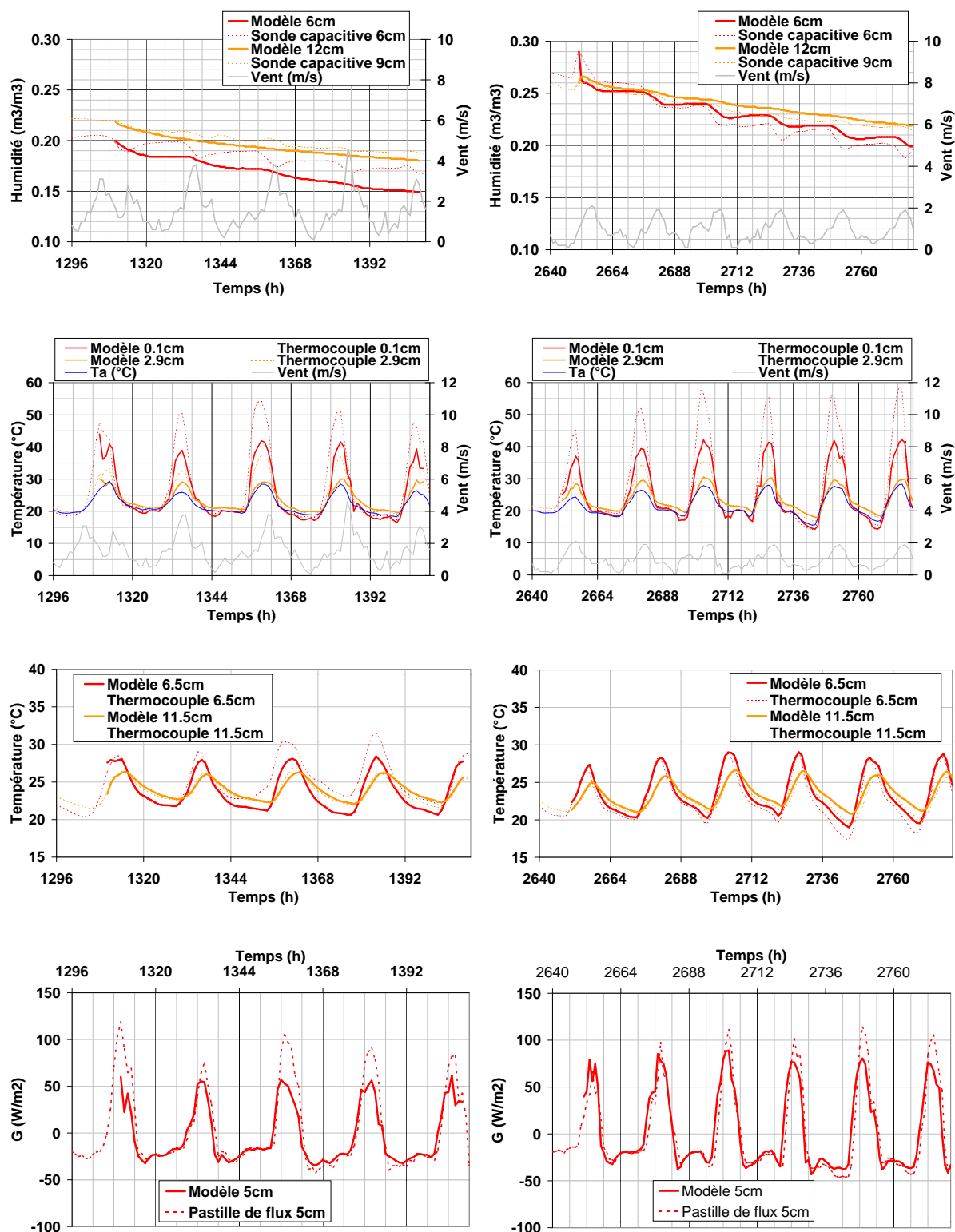


FIG. 3.25: Comparaison observations et simulations après calage de TEC-paillis (étape 2) (de haut en bas : humidités du sol, températures du paillis, températures du sol et flux de chaleur dans le sol ; épisode 3 à gauche et 7 à droite)

**Prise en compte de la convection libre** - Au cours de cette étape 3 nous cherchons à prendre en compte le phénomène de convection libre dans le paillis tout en gardant les paramètres de calage des étapes 1 et 2 ( $\chi_0 = 0,3$ ,  $\chi_1 = 0,6$  et  $U_0 = 0,6 \text{ m.s}^{-1}$  et  $\tau_{p,ef} = 0,27$ ). Nous activons la convection libre en prenant pour coefficient expérimental d'intensité de la convection libre,  $\alpha_{fc} = 5,6 \cdot 10^{-3} \text{ m.K}^{-1/2}.\text{s}^{-1}$ .

Les résultats de cette modélisation sont présentés sur la figure (3.26). Nous constatons tout d'abord une réduction des écarts entre température en haut et en bas du paillis pendant la nuit, ces deux températures étant proches de celle de l'atmosphère. Ce phénomène, visible surtout sur l'épisode 7, est conforme à la fois aux tendances des mesures de terrain et au résultat escompté en prenant en compte la convection libre. Au niveau des températures dans le sol la prise en compte de la convection libre est sans effet sur l'épisode 3 mais améliore nettement les restitutions de l'épisode 7 pour lequel les écarts entre températures simulée et observée sont inférieurs au degré. D'une façon générale, la prise en compte de la convection libre améliore sensiblement la modélisation pendant la nuit.

**Résultats du calage** - Le calage du modèle TEC-paillis a porté uniquement sur des paramètres caractérisant les échanges dans le paillis. Il s'agit tout d'abord des paramètres de la loi d'extinction de la convection forcée dans le paillis (équation (3.6b)), du paramètre d'intensité des échanges par convection libre dans le paillis (équation (3.13)), et enfin du paramètre de transmissivité effective du paillis utilisé dans le formalisme du transfert radiatif au travers du paillis (équations (3.17)). La valeur de ces paramètres retenue après calage est présentée dans le tableau (3.10). Ces valeurs sont utilisées par la suite pour la phase de validation présentée dans le paragraphe qui suit.

Phénomène	Paramètre	Valeur	Unité	Définition
Extinction de la convection forcée <sup>a</sup>	$\chi_0$	0,3	(-)	Coefficient empirique
	$\chi_1$	0,6	(-)	Coefficient empirique
	$U_0$	0,6	( $\text{m.s}^{-1}$ )	Vitesse du vent telle que $\chi = \chi_0$
Convection libre	$\alpha_{fc}$ <sup>b</sup>	$5,6 \cdot 10^{-3}$	( $\text{m.K}^{-1/2}.\text{s}^{-1}$ )	Coef. d'intensité des échanges
Transfert radiatif	$\tau_{p,ef}$	0,27	(-)	Transmissivité effective du paillis

<sup>a</sup>Fait référence au coefficient d'extinction  $\chi$  défini par  $\chi = \chi_0 + \chi_1 \ln \left( \frac{U_{ref}}{U_0} \right)$ .

<sup>b</sup>Non calé mais estimé à partir des gradients de température dans les pailles.

TAB. 3.10: Valeur des paramètres du paillis retenus après calage du modèle TEC-paillis

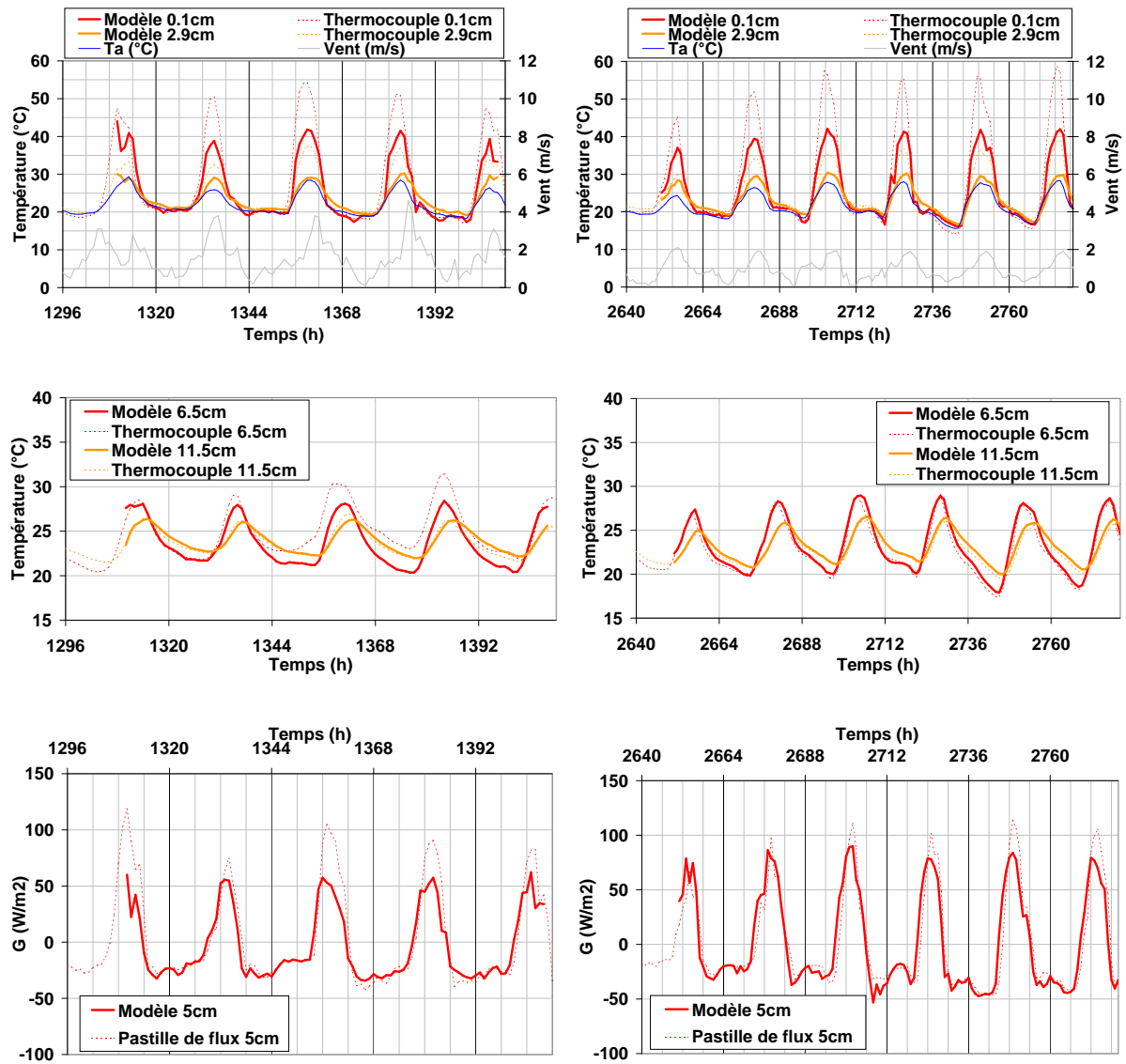


FIG. 3.26: Comparaison observations et simulations après calage de TEC-paillis (étape 3) (températures du paillis en haut, températures du sol au milieu et flux de chaleur dans le sol en bas ; épisode 3 à gauche et 7 à droite)

**Validation de TEC-paillis** - Suite au calage sur les épisodes 3 et 7, le modèle TEC-paillis a été validé sur les épisodes 2, 4, 5, 6, 8, 9 et 10 (tableau 3.6). L'épisode 1 a été rejeté : il est très court et ne permet pas une stabilisation numérique suffisamment rapide pour pouvoir exploiter les résultats en sortie. Nous avons choisi de présenter les résultats de cette validation sous deux formes :

- présentation détaillée des résultats pour deux épisodes représentatifs des 7 épisodes de validation,
- présentation globale sous forme de comparaison entre observations et simulations pour l'ensemble des 7 épisodes de validation.

La présentation détaillée porte sur les épisodes 2 et 5, représentatifs de la variabilité des conditions naturelles rencontrées sur l'ensemble des 7 épisodes de validation. L'épisode 2 connaît de forts vents et une humidité initiale plutôt faible, l'épisode 5 est au contraire peu venté et part d'une humidité légèrement plus élevée. Sur les graphiques illustrant la validation de TEC-paillis (figures 3.27 et 3.28), nous voyons tout d'abord que la restitution des humidités est satisfaisante pour les 2 épisodes, malgré une légère tendance à la surestimation de l'évaporation pour l'épisode 2 très venté. On retrouve ici le comportement observé pour l'épisode 3 lors du calage. Les écarts entre observations et simulations restent inférieurs à  $0,02 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  et les évolutions sont globalement bien simulées. Les cycles journaliers d'humidité visibles sur les mesures apparaissent faiblement sur les humidités simulées de l'épisode 2 et nettement sur celles de l'épisode 5. Nous constatons ensuite que l'humidité globale du paillis (0 à 3 cm) (figure 3.27), suit un cycle journalier comme le décrivent Novak *et al.* (2000b). La nuit le paillis se recharge sous l'action conjuguée du dépôt de rosée et de la condensation de l'eau s'évaporant du sol. Le jour le paillis se dessèche sous l'effet de la demande climatique et atteint une teneur en eau minimale en fin d'après-midi. La décroissance générale de l'humidité du paillis au cours du temps est vraisemblablement un artefact dû à une surestimation des conditions initiales non mesurées et imposées à  $\theta_p = 0,03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ .

Les températures dans le paillis (figure 3.28), toujours bien en deçà des mesures en milieu de journée pour des raisons déjà évoquées, sont très bien restituées la nuit (écarts inférieurs à  $2^\circ\text{C}$ ). Dans le sol les températures sont correctement simulées : écarts inférieurs à  $3^\circ\text{C}$  à 6,5 cm et à  $1^\circ\text{C}$  à 11,5 cm. La sous-estimation des températures de surface pour l'épisode 2 est à mettre en relation avec la surestimation de l'évaporation pour ce même épisode. Enfin le flux de chaleur dans le sol à 5 cm est très bien restitué la nuit (écarts inférieurs à  $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ), mais sous-estimé en milieu de journée (de l'ordre de  $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ). Ce problème de sous-estimation du flux de chaleur dans le sol a déjà été rencontré et discuté au cours de la phase de calage.

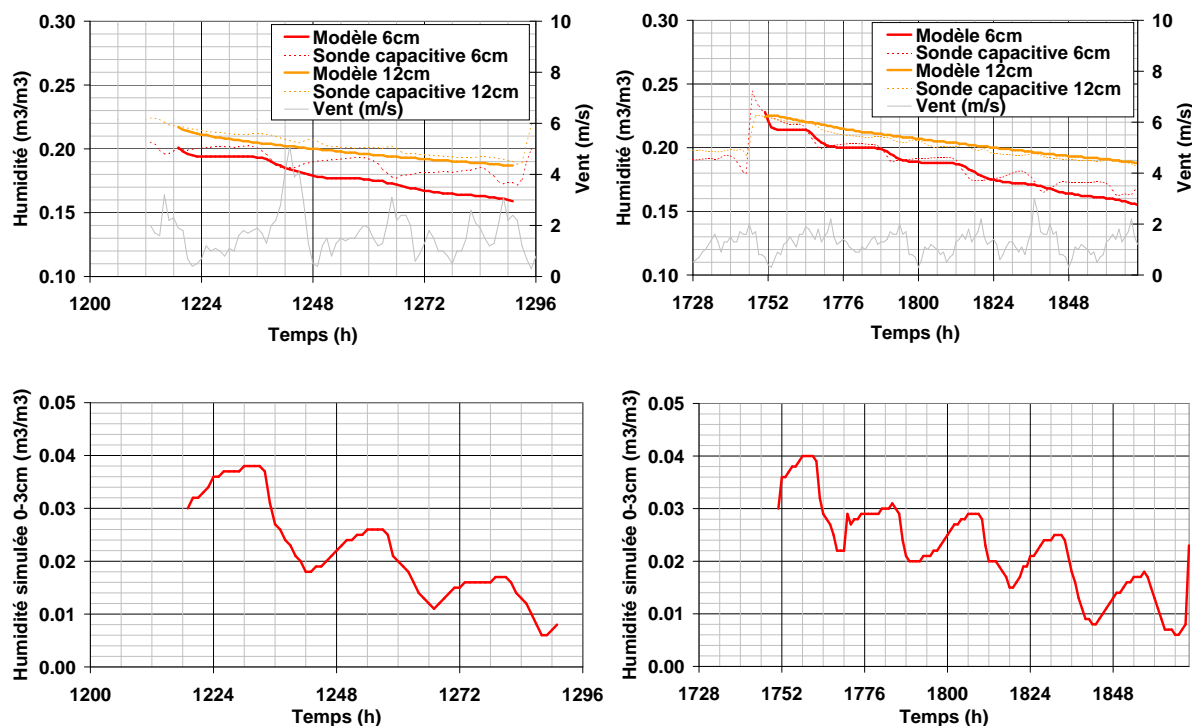


FIG. 3.27: Validation du modèle TEC-paillis en humidité (humidités du sol en haut et du paillis en bas ; épisode 2 à gauche et 5 à droite)

La présentation globale s'appuie sur les sept épisodes de validation utilisés. Les graphiques de comparaison entre observation et simulation sont présentés en annexe C. Les équations des droites de régression entre observations et simulations ainsi que les coefficients de détermination figurent sur le tableau (3.11). D'une façon générale, on constate que le modèle TEC-paillis, calé sur les épisodes 3 et 7, simule de façon satisfaisante l'humidité, la température du sol et la température nocturne du paillis. Les résultats sont moins bons en terme de flux de chaleur dans le sol. Si l'on regarde plus en détail, on s'aperçoit que pour l'humidité du sol à 6 cm de profondeur les écarts entre observation et simulation sont très souvent inférieurs à  $0,02 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  et atteignent ponctuellement dans le pire des cas  $0,035 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ . On note aussi une tendance à la sous-estimation de l'humidité à cette profondeur en condition sèche ( $\theta < 0,2 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ), qui se traduit par une pente de la droite de régression supérieure à 1. L'humidité du sol à 12 cm est très bien restituée pour les sept épisodes de validation (écarts inférieurs à  $0,015 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ). En ce qui concerne les températures du paillis, on constate que quel que soit la cote ces dernières sont bien simulées jusqu'à environ  $25^\circ\text{C}$ , c'est-à-dire de la fin d'après-midi jusqu'à la fin de la matinée suivante. En revanche, on observe une sous-estimation marquée des températures supérieures à  $25^\circ\text{C}$ , correspondant à la période



de rayonnement solaire le plus intense (approximativement 11h00 à 19h00). Ces écarts de l'ordre de 5 à 10°C ont déjà été discutés. Ils conduisent à des faibles pentes des droites de régression (tableau 3.11). Les températures du sol sont correctement restituées. A 6,5 cm les écarts entre température observée et simulée ne dépassent pas 3°C et sont généralement voisins de 1°C, à 11,5 cm les écarts sont inférieurs à 2°C et de l'ordre de 0,5°C. Les régressions indiquent des coefficients de détermination élevés ( $R^2 > 0,90$ ). Enfin le flux de chaleur dans le sol suit en première approche le comportement des températures dans le paillis : il est correctement simulé la nuit et la matinée où il prend des valeurs inférieures à 50 W.m<sup>-2</sup>, puis sous-estimé l'après-midi alors qu'il atteint des valeurs mesurées supérieures à 50 W.m<sup>-2</sup>. Les écarts entre observation et simulation sont de l'ordre de 50 W.m<sup>-2</sup> au cours de cette deuxième période, engendrant une pente de la droite de régression assez faible de 0,73 (tableau 3.11). Des explications relatives à de tels écarts ont été données dans l'étape 2 du calage.

Variable	Unité	Pente		Constante		R <sup>2</sup> <sup>a</sup>
Humidité du sol à 6cm	(m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup> )	1,1254	(0,0193)	-0,0340	(0,0040)	0,8554
Humidité du sol à 12cm	(m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup> )	1,1364	(0,0144)	-0,0298	(0,0031)	0,9156
Température paillis à 0,1cm	(°C)	0,6735	(0,0073)	6,4904	(0,2085)	0,9365
Température paillis à 2,9cm	(°C)	0,6447	(0,0081)	6,9375	(0,1944)	0,9170
Température sol à 6,5cm	(°C)	0,8668	(0,0114)	3,1718	(0,2525)	0,9098
Température sol à 11,5cm	(°C)	0,8936	(0,0089)	2,6938	(0,1969)	0,9460
Flux de chaleur à 5cm	(W.m <sup>-2</sup> )	0,7307	(0,0151)	-2,7741	(0,6408)	0,8029

<sup>a</sup>Coefficient de détermination entre modèle et mesure (575 observations).

TAB. 3.11: Régressions linéaires entre observations et simulations par TEC-paillis pour les sept épisodes de validation (erreur type entre parenthèses)

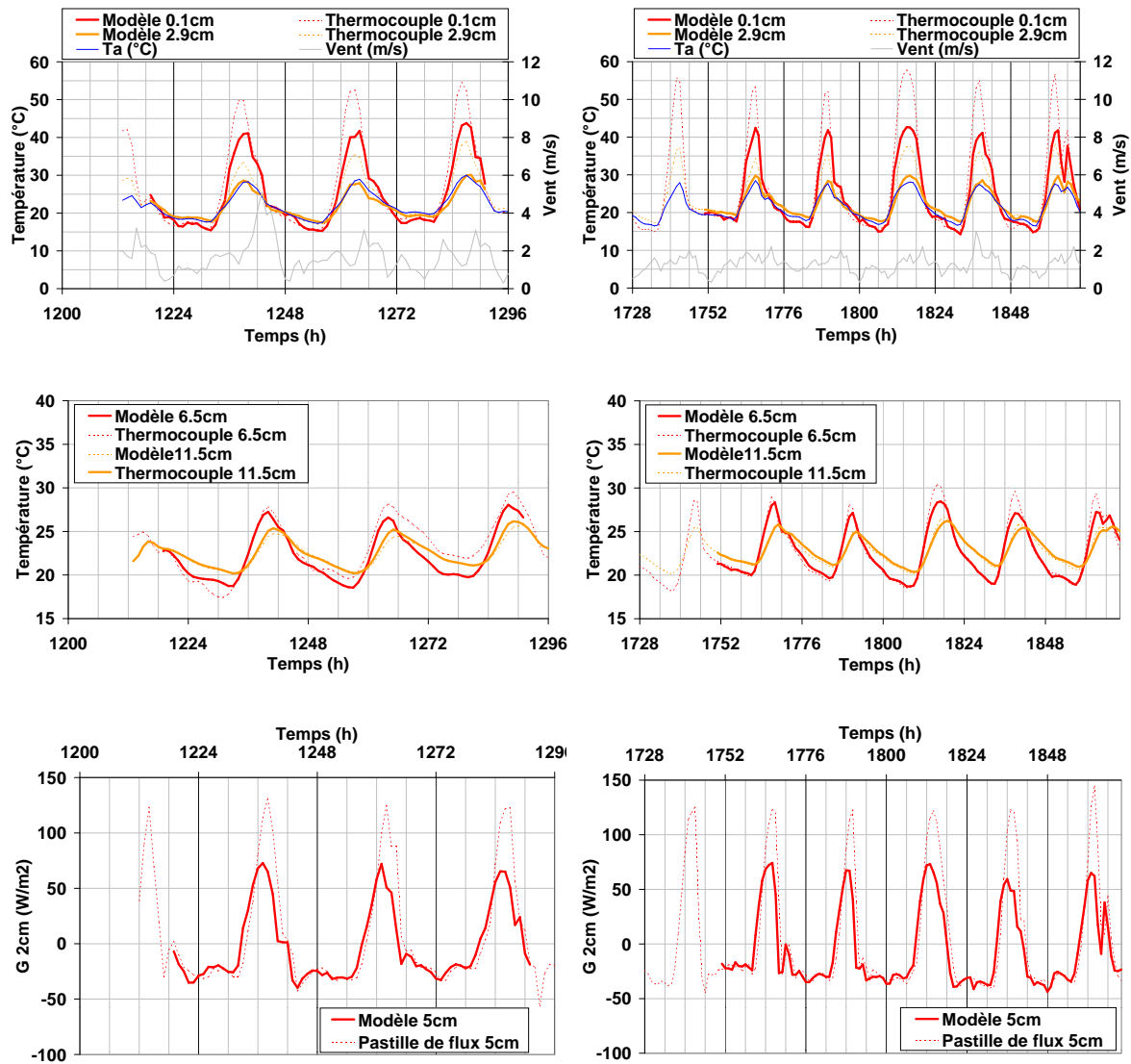


FIG. 3.28: Validation du modèle TEC-paillis en température et flux de chaleur dans le sol (de haut en bas : température du paillis, du sol et flux de chaleur dans le sol ; épisode 2 à gauche et 5 à droite)

### 3.2.2.3 Simulation des paillis de couverture partielle

La simulation des humidités, des températures et du flux de chaleur dans le sol des parcelles à couvertures partielles PEv1.5 ( $\tau_c = 0,3$ ) et PEv4.5 ( $\tau_c = 0,7$ ) a été obtenue en composant linéairement les résultats des simulations avec les modèles TEC (sol nu) et TEC-paillis (sol entièrement couvert), au moyen du coefficient  $\beta_p$  (équations (3.19)). Ce coefficient, compris entre 0 et 1, représente le poids de la composante paillis dans la simulation. La détermination de sa valeur optimale s'est faite pour chaque parcelle, au moyen d'un algorithme d'optimisation non linéaire, en s'appuyant sur les mesures expérimentales (PEv1.5 et PEv4.5).

Dans tout ce qui suit la dénomination *modèle composite* se réfère à la composition des modèle TEC et TEC-paillis telle que définie par le système d'équations (3.19).

**Définition des épisodes utilisés** - Pour des raisons techniques de dysfonctionnement de certains capteurs, tous les épisodes n'ont pu être retenus pour ce travail. Pour PEv1.5 nous avons utilisé les épisodes 2, 5, 6, 7 et 8. Pour PEv4.5 nous avons dû nous contenter des épisodes 5, 6, 7 et 8 (tableau 3.6).

**Définition des variables observées** - Afin d'estimer la valeur du coefficient  $\beta_p$ , nous avons créé un fichier de variables observées (mesures expérimentales) pour chaque parcelle d'évaporation à couverture partielle (PEv1.5 et PEv4.5). Les variables mesurées dont nous disposons sont :

- l'humidité à 2 et 7,5 cm dans le sol (5 et 10,5 cm depuis le haut du paillis) pour PEv1.5,
- l'humidité à 2 et 9 cm dans le sol (5 et 12 cm depuis le haut du paillis) pour PEv4.5,
- la température à 2, 4,5, 8 et 10,5 cm dans le sol (5, 7,5, 11 et 13,5 cm depuis le haut du paillis) pour PEv1.5,
- la température à 2,5, 5, 7,5 et 9,5 cm dans le sol (5,5, 8, 10,5 et 12,5 cm depuis le haut du paillis) pour PEv4.5,
- le flux de chaleur à 2 cm dans le sol (5 cm depuis le haut du paillis) pour PEv1.5 et PEv4.5.

Nous avons décidé de ne pas utiliser la température comme variable de référence pour l'estimation de  $\beta_p$  car cette mesure est sujette à une grande variabilité sous paillis de couverture partielle (30% ou 70%), et n'a malheureusement pas été acquise en plusieurs répétitions. Nous retenons donc pour l'optimisation de  $\beta_p$  les variables suivantes :

- l'humidité à 2 et 7,5 cm dans le sol (5 et 10,5 cm depuis le haut du paillis) pour PEv1.5,
- l'humidité à 2 et 9 cm dans le sol (5 et 12 cm depuis le haut du paillis) pour PEv4.5,

- le flux de chaleur à 2 cm dans le sol (5 cm depuis le haut du paillis) pour PEv1.5 et PEv4.5.

**Procédure d'estimation du  $\beta_p$  optimal pour chaque parcelle** - Pour chaque parcelle d'évaporation nous avons défini une efficacité de restitution du *modèle composite* en humidité  $Ef_\theta$ , en flux de chaleur dans le sol  $Ef_G$  et globale  $Ef$  (Braud, 1998b; Néel, 1996) :

$$Ef_\theta = 1 - \frac{SCE(\theta_{sim}, \theta_{obs})}{SCE(\bar{\theta}_{obs}, \theta_{obs})} \quad (3.39a)$$

$$Ef_G = 1 - \frac{SCE(G_{sim}, G_{obs})}{SCE(\bar{G}_{obs}, G_{obs})} \quad (3.39b)$$

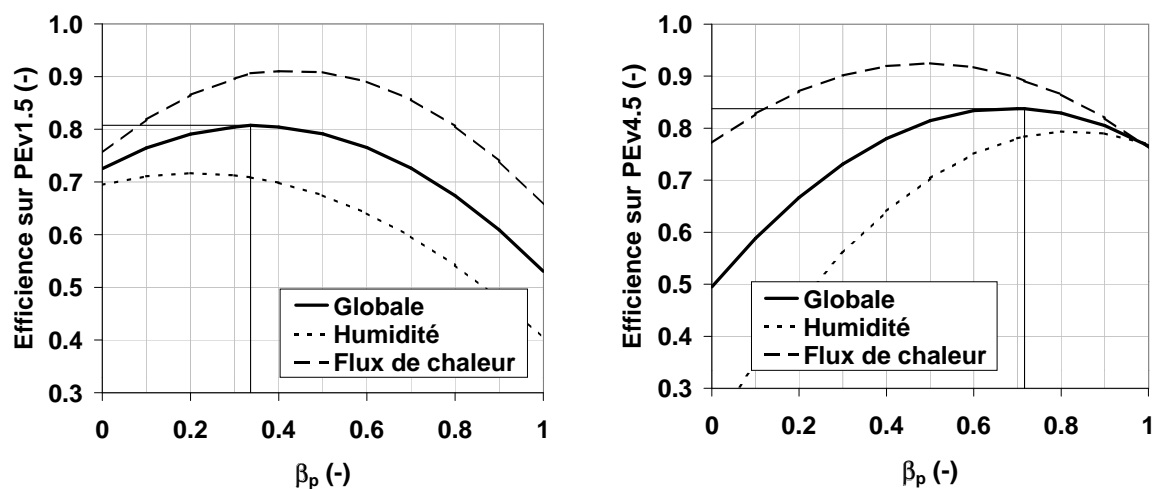
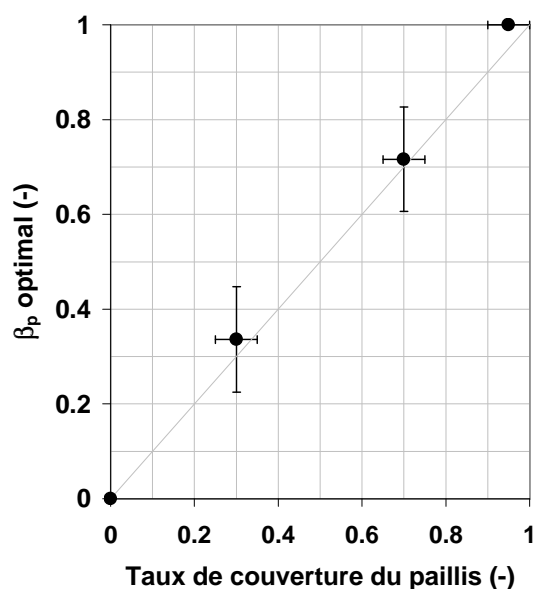
$$Ef = \frac{Ef_\theta + Ef_G}{2} \quad (3.39c)$$

avec  $Ef_\theta$ ,  $Ef_G$  et  $Ef$ , efficacité du *modèle composite* respectivement en humidité, en température et globale (-),  $\theta_{sim}$  et  $\theta_{obs}$ , humidités respectivement simulées et observées ( $m^3.m^{-3}$ ),  $\bar{\theta}_{obs}$ , moyenne des humidités observées sur l'ensemble des épisodes utilisés ( $m^3.m^{-3}$ ),  $G_{sim}$  et  $G_{obs}$ , flux de chaleur respectivement simulés et observés ( $W.m^{-2}$ ),  $\bar{G}_{obs}$ , moyenne des flux de chaleur observés sur l'ensemble des épisodes utilisés ( $W.m^{-2}$ ),  $SCE(X, Y)$ , somme des carrés des écarts des variables  $X$  et  $Y$  (-) définie par l'équation (3.38). Les variables simulées se réfèrent au *modèle composite*.

Pour chaque parcelle la valeur optimale de  $\beta_p$  a été estimée en maximisant l'efficacité globale  $Ef$  grâce à un algorithme d'optimisation non linéaire (Bard, 1974). Les résultats de cette optimisation sont donnés sur la figure (3.29) et dans le tableau (3.12). On constate tout d'abord que le meilleur  $\beta_p$  n'est pas le même pour l'humidité et le flux de chaleur dans le sol. Toutefois en raisonnant en efficacité globale on observe que  $\beta_p$  optimal est significativement différent pour PEv1.5 et PEv4.5. Il est quasiment égal au taux de couverture du paillis sur ces 2 parcelles (figure 3.30). Par ailleurs les efficacités globales optimisées sont satisfaisantes ( $Ef > 0,8$ ). Les meilleures restitutions sont obtenues pour le flux de chaleur dans le sol ( $Ef_G \sim 0,9$ ) et les moins bonnes pour les humidités ( $Ef_\theta \sim 0,75$ ).

Parcelle	Taux couverture paillis		Coefficient $\beta_p$		Efficacité		
	Estimation	Incertitude	Estimation	Incertitude	$Ef_\theta$	$Ef_G$	$Ef$
PEv1.5	0,3	(0,05)	0,336	(0,111)	0,71	0,91	0,81
PEv4.5	0,7	(0,05)	0,716	(0,107)	0,78	0,89	0,84

TAB. 3.12: Coefficient de pondération du paillis optimal ( $\beta_p$ ) et efficacité du *modèle composite*

FIG. 3.29: Optimisation de  $\beta_p$  sur PEv1.5 et PEv4.5FIG. 3.30: Relation entre taux de couverture du paillis et coefficient  $\beta_p$  (incertitudes représentées)

**Résultats du modèle composite après optimisation de  $\beta_p$**  - Nous présentons les résultats du *modèle composite* dans un premier temps pour PEv1.5 ( $\beta_p = 0,336$ ), puis pour PEv4.5 ( $\beta_p = 0,716$ ).

**Résultats pour PEv1.5** - Dans un premier temps nous présentons les résultats détaillés du *modèle composite* pour les épisodes 2 et 7 (tableau 3.6), représentatifs des 5 épisodes étudiés. Sur la figure (3.31) nous constatons que la restitution des humidités est satisfaisante pour les 2 épisodes, malgré une légère tendance à la surestimation de l'évaporation pour l'épisode 2 très venté. On retrouve le comportement

observé lors de la validation de TEC-paillis pour ce même épisode. Les écarts entre observations et simulations restent généralement inférieurs à  $0,02 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  et avec un maximum à  $0,03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  en début d'épisode 2 (possible artefact numérique). Les cycles journaliers d'humidité visibles sur les mesures apparaissent nettement sur les humidités simulées des deux épisodes. Dans le sol, les températures sont assez mal simulées : écarts de l'ordre de  $6^\circ\text{C}$  à 5,5 cm et à  $4^\circ\text{C}$  à 12,5 cm. Pour les raisons évoquées précédemment, nous pensons que les mesures de la température au thermocouple en une seule répétition ne sont pas forcément représentatives des températures simulées par le *modèle composite* qui calcule les températures par moyenne pondérée des stocks thermiques des composantes TEC et TEC-paillis (équations (3.19)). Dès lors il est délicat de comparer les températures observées et les températures simulées. Nous préférons nous appuyer sur le flux de chaleur dans le sol mesuré en quatre répétitions et moyenné. Le flux de chaleur à 5 cm est simulé de façon satisfaisante dans l'ensemble (écarts inférieurs à  $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ).

Afin d'évaluer la qualité du modèle composite sur l'ensemble des épisodes de simulation, nous présentons maintenant des résultats globaux s'appuyant sur les 5 épisodes utilisés. Les graphiques de comparaison entre observations et simulations sont présentés en annexe C. Les équations des droites de régression entre observations et simulations ainsi que les coefficients de détermination figurent sur le tableau (3.13).

D'une façon générale, on constate que le *modèle composite* simule de façon satisfaisante l'humidité en profondeur et le flux de chaleur dans le sol. Les résultats sont moins bons en terme d'humidité de surface et surtout de température du sol. Si l'on regarde plus en détail, on s'aperçoit que pour l'humidité du sol à 5 cm de profondeur les écarts entre observation et simulation sont de l'ordre de  $0,015 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  et atteignent régulièrement  $0,03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ . L'humidité du sol à 10,5 cm est très bien restituée pour les cinq épisodes de validation (écarts inférieurs à  $0,02 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ). Les températures du sol sont en apparence mal restituées et fortement sous-estimées (pente de la droite de régression de 0,65) pour des raisons déjà évoquées (cf. paragraphe précédent). A 5 cm les écarts entre température observée et simulée peuvent atteindre  $9^\circ\text{C}$  avec une moyenne de  $2,6^\circ\text{C}$  ; à 13,5 cm ces écarts ne dépassent pas  $5^\circ\text{C}$  avec une moyenne de  $1,5^\circ\text{C}$ . Les régressions indiquent des coefficients de détermination élevés ( $R^2 > 0,90$ ), qui suggèrent une forte dépendance des températures simulées aux températures observées, malgré la mauvaise restitution en valeurs absolues. Le flux de chaleur à 5 cm est bien simulé dans l'ensemble. Les écarts entre simulation et observation, toujours inférieurs à  $70 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , sont de l'ordre de  $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ . Le tableau (3.13) indique une pente de la droite de régression très proche de 1 avec un coefficient de détermination fort de 0,95.

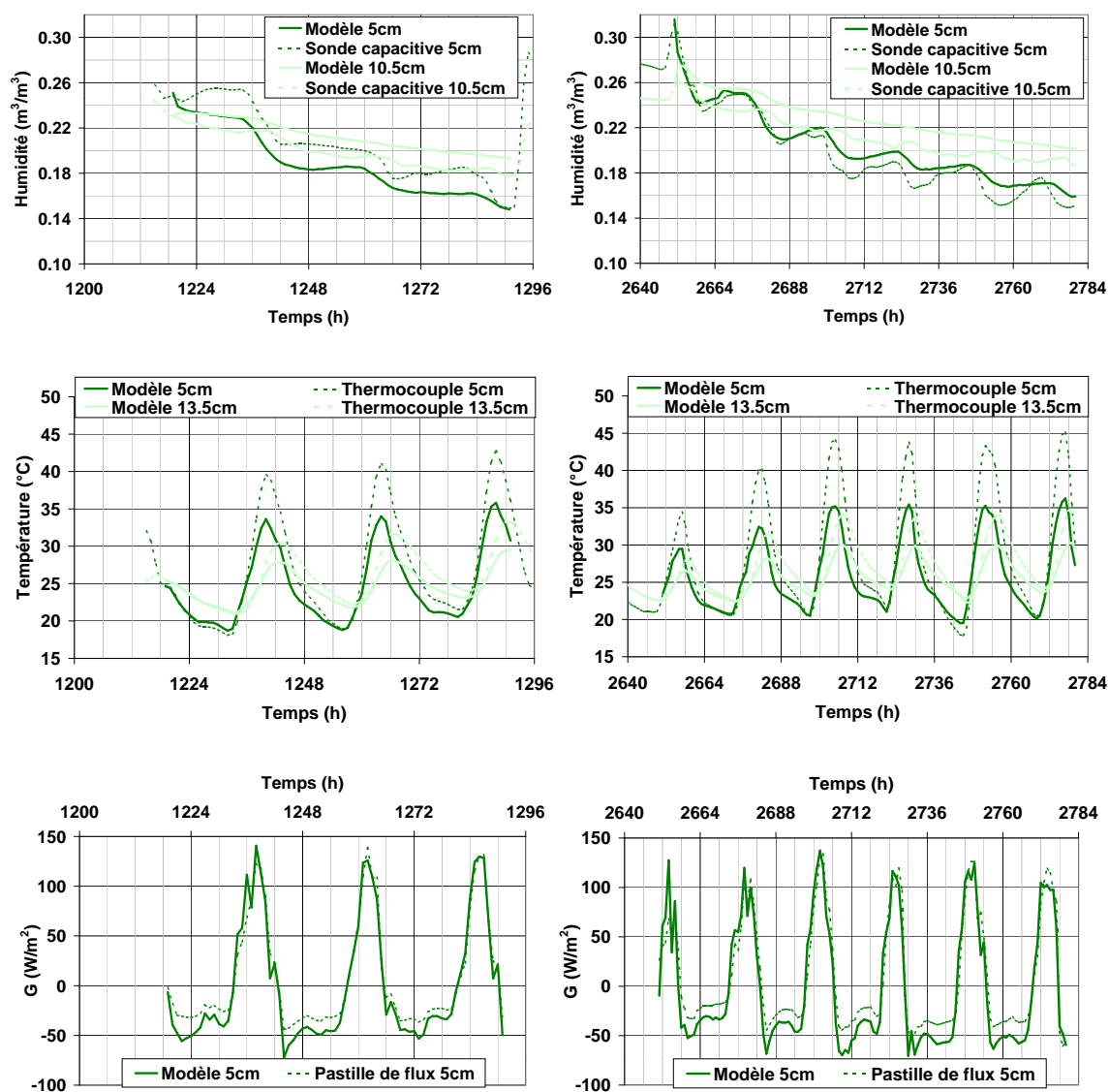


FIG. 3.31: Résultats du *modèle composite* sur PEv1.5 (humidité du sol en haut, température du sol au milieu et flux de chaleur dans le sol en bas ; épisode 2 à gauche et 7 à droite)

Variable	Unité	Pente	Constante	$R^2$ <sup>a</sup>
Humidité du sol à 5cm	$(m^3.m^{-3})$	0,9532 (0,0190)	-0,0017 (0,0037)	0,8391
Humidité du sol à 10,5cm	$(m^3.m^{-3})$	1,1043 (0,0112)	-0,0106 (0,0023)	0,9525
Température sol à 5cm	$(^{\circ}C)$	0,6482 (0,0045)	7,3095 (0,1277)	0,9777
Température sol à 13,5cm	$(^{\circ}C)$	0,6482 (0,0048)	7,9886 (0,1305)	0,9739
Flux de chaleur à 5cm	$(W.m^{-2})$	1,1042 (0,0114)	-8,3049 (0,5978)	0,9514

<sup>a</sup>Coefficient de détermination entre modèle et mesure (483 observations).

TAB. 3.13: Régressions linéaires entre observations et simulations par *modèle composite* pour 5 épisodes de PEv1.5 (erreur type entre parenthèses)

**Résultats pour PEv4.5** - Dans un premier temps nous présentons les résultats détaillés du *modèle composite* pour les épisodes 6 et 7 (tableau 3.6), représentatifs des 4 épisodes étudiés. Sur la figure (3.32) nous constatons que la restitution des humidités est satisfaisante pour les 2 épisodes. Les écarts entre observations et simulations restent inférieurs à  $0,015 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  et souvent proches de  $0,01 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ . Les cycles journaliers d'humidité visibles sur les mesures apparaissent nettement sur les humidités simulées des deux épisodes. Dans le sol les températures sont apparemment mal simulées : écarts de l'ordre de  $8^\circ\text{C}$  à 5 cm et à  $4^\circ\text{C}$  à 13,5 cm. Ce point de désaccord peut s'expliquer par les arguments déjà développés pour PEv1.5. Le flux de chaleur dans le sol à 5 cm (mesuré en quatre répétitions et moyenné) est très bien restitué de jour comme de nuit avec des écarts inférieurs à  $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ .

Afin d'évaluer la qualité du modèle composite sur l'ensemble des épisodes de simulation, nous présentons maintenant des résultats globaux s'appuyant sur les 4 épisodes utilisés. Les graphiques de comparaison entre observations et simulations sont présentés en annexe C. Les équations des droites de régression entre observations et simulations ainsi que les coefficients de détermination figurent sur le tableau (3.14).

Variable	Unité	Pente		Constante		$R^2$ <sup>a</sup>
Humidité du sol à 5,5cm	$(\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3})$	0,9176	(0,0204)	0,0114	(0,0040)	0,8320
Humidité du sol à 12cm	$(\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3})$	0,6515	(0,0143)	0,0795	(0,0029)	0,9684
Température sol à 5,5cm	$(^\circ\text{C})$	0,6835	(0,0068)	6,6924	(0,1738)	0,9615
Température sol à 12,5cm	$(^\circ\text{C})$	0,6733	(0,0071)	7,0726	(0,1795)	0,9560
Flux de chaleur à 5cm	$(\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$	0,8430	(0,0133)	-1,8811	(0,7171)	0,9082

<sup>a</sup>Coefficient de détermination entre modèle et mesure (70 observations pour humidité sol à 12cm et 410 observations pour toutes les autres variables).

TAB. 3.14: Régressions linéaires entre observations et simulations par *modèle composite* pour 4 épisodes de PEv4.5 (erreur type entre parenthèses)

D'une façon générale, on constate que le *modèle composite* simule assez bien l'humidité et le flux de chaleur dans le sol. Les résultats sont moins bons en terme de température du sol. Si l'on regarde plus en détail, on s'aperçoit que pour l'humidité du sol à 5,5 cm de profondeur les écarts entre observation et simulation sont inférieurs à  $0,03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  et de l'ordre de  $0,01 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ . L'humidité du sol à 12 cm n'a malheureusement été correctement mesurée que pour l'épisode 6. Pour cet épisode elle est correctement restituée (écarts inférieurs à  $0,015 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ). Les températures du sol sont médiocrement restituées vraisemblablement pour les raisons déjà évoquées. Elles sont sous-estimées (pente de la droite de régression inférieures à 0,7). A 5,5 cm, les écarts entre températures observée et simulée peuvent atteindre  $8,5^\circ\text{C}$  avec une moyenne de  $1,5^\circ\text{C}$  ; à 12,5 cm ces écarts ne dépassent pas  $4,5^\circ\text{C}$  avec une moyenne de  $1,1^\circ\text{C}$ .



Les régressions indiquent des coefficients de détermination élevés ( $R^2 > 0,90$ ), qui suggèrent une forte dépendance des températures simulées aux températures observées, malgré la mauvaise restitution en valeurs absolues. Le flux de chaleur à 5 cm est bien simulé dans l'ensemble, malgré une légère sous-estimation pour les fortes valeurs qui se traduit par une pente de régression de 0,84 (tableau 3.13). Les écarts entre simulation et observation, toujours inférieurs à  $55 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , sont de l'ordre de  $25 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ .

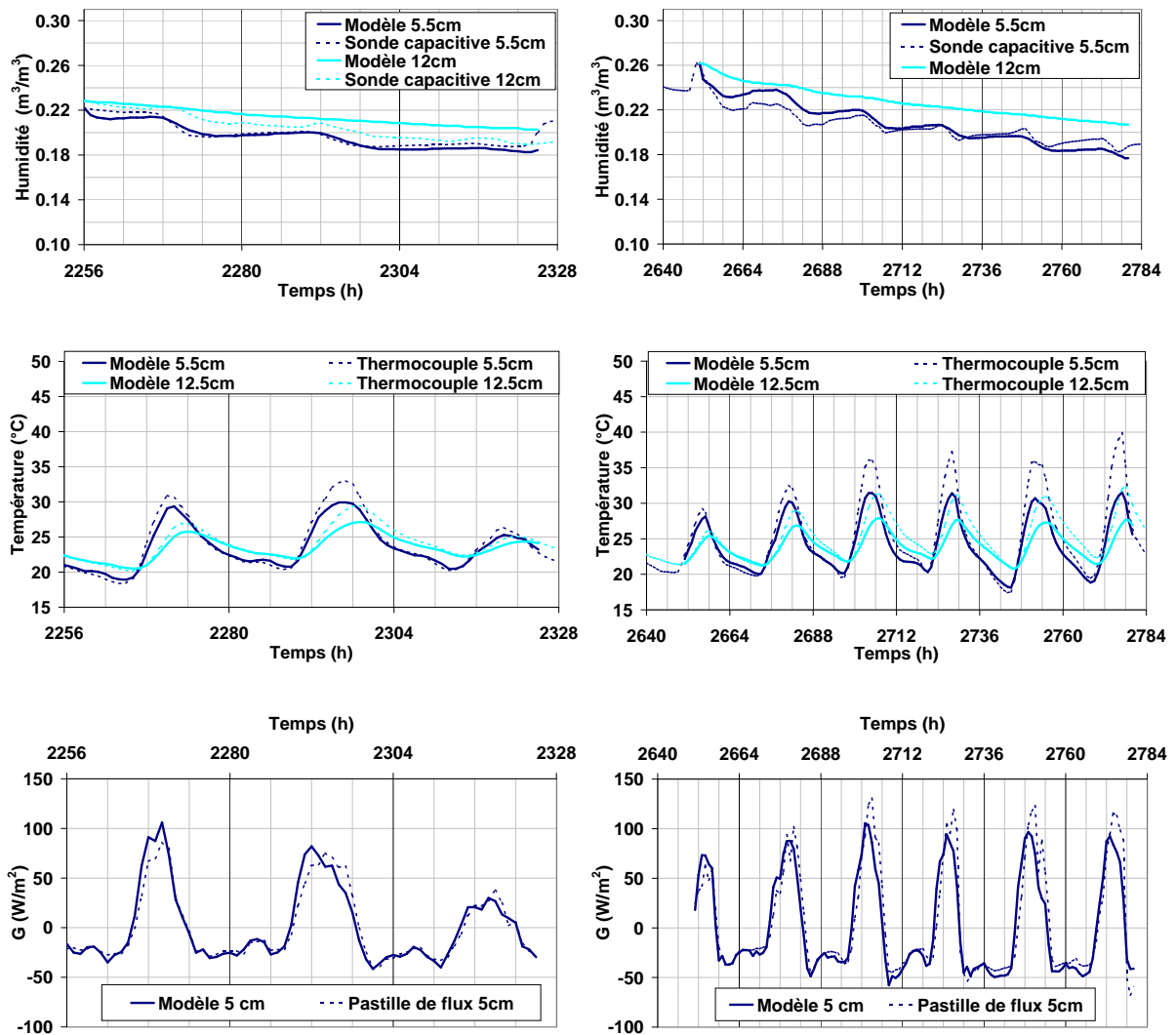


FIG. 3.32: Résultats du *modèle composite* sur PEv4.5 (humidité du sol en haut, température du sol au milieu et flux de chaleur dans le sol en bas ; épisode 6 à gauche et 7 à droite)

### 3.2.2.4 Estimation de la réduction de l'évaporation en fonction de la couverture de paillis

Afin de pouvoir quantifier l'effet du paillis et de son taux de couverture sur l'évaporation nous présentons dans le tableau (3.15) les valeurs des évaporations pour les 10 épisodes de dessèchement étudiés. Ces valeurs sont estimées pour les parcelles de couverture partielle à l'aide de la formule :

$$E = \beta_p E_{15} + (1 - \beta_p) E_0 \quad (3.40)$$

avec  $E$ ,  $E_0$ ,  $E_{15}$ , évaporations ( $m$ ) des parcelles à couverture partielle, sans couverture (PEv0) et à couverture totale (PEv15) respectivement. Nous constatons tout d'abord que sauf pour l'épisode 5 les évaporations sont bien décroissantes en fonction du taux de couverture de paillis. Pour cette épisode il semble que le modèle TEC ait légèrement sous-estimé l'évaporation. En moyenne sur les 10 épisodes la parcelle PEv0 évapore  $48,7 \pm 8,6\%$  de la demande climatique, contre  $43,2 \pm 5,3\%$  pour PEv1.5,  $37,0 \pm 2,2\%$  pour PEv4.5 et  $32,3 \pm 3,0\%$  pour PEv15. Il est important de préciser qu'en présence d'un paillis de couverture totale, la part de l'évaporation liée à la convection (forcée et libre) représente plus de 80% du flux évaporatif. Ce résultat va dans le sens des travaux de Novak *et al.* (2000a,b) et Chen *et al.* (1997b) qui montrent l'importance des transferts turbulents par convection dans un paillis. Si l'on compare maintenant l'évaporation des parcelles paillées à celle de PEv0, on observe une réduction de 11,3% sur PEv1.5, 24,1% sur PEv4.5 et 33,6% sur PEv15 (tableau 3.15). La figure (3.33) montre que la réduction de l'évaporation est en première approximation une fonction linéaire du taux de couverture de paillis  $\tau_c$  soit :

$$\frac{\Delta E}{E_0} = \xi \tau_c \quad (3.41)$$

avec  $\Delta E = E_0 - E(\tau_c)$ , différence d'évaporation entre sol nu et sol paillé ( $m$ ) et  $\xi = 0,352 \pm 0,004$ , coefficient de propension de la couverture du paillis à réduire l'évaporation (-). La valeur de  $\xi$  a été déterminée par régression linéaire à partir des données du tableau (3.15). La droite de régression est tracée sur la figure (3.33). Nous constatons par ailleurs que la réduction d'évaporation en présence d'un paillis de résidus de maïs est relativement faible (<30%). Ce résultat peut s'expliquer par le fait que les parcelles paillées conservent plus longtemps une humidité de surface élevée, ce qui rallonge la période d'évaporation au flux maximal potentiel (Idso *et al.*, 1974). Même si ce flux est limité par la barrière physique du paillis aux échanges avec l'atmosphère (diffusion et convection), il reste non négligeable devant le flux évaporatif du sol nu, très vite réduit par la formation d'un *mulch* de surface (horizon sec).

**Remarque :** Nous avons cherché à mettre en évidence l'effet de l'humidité initiale du sol sur l'évaporation de PEv15. La limitation de l'évaporation sous paillis en conditions sèches (Idso *et al.*, 1974) n'a pu être démontrée, faute d'une gamme assez étendue de situations hydriques initiales.

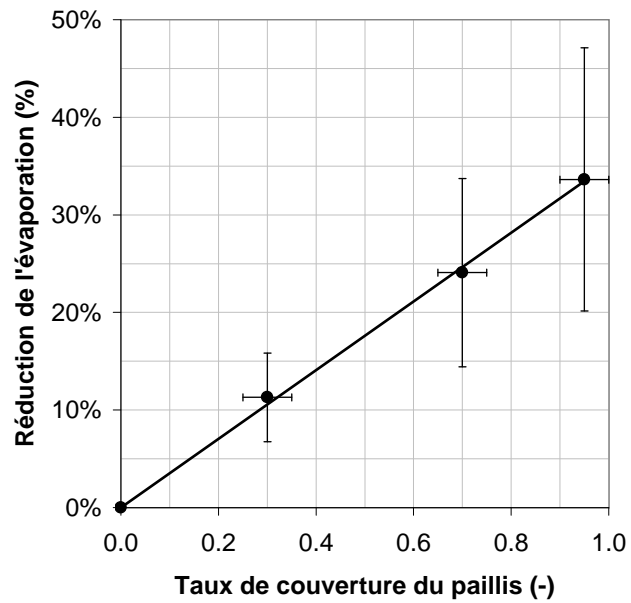


FIG. 3.33: Relation entre taux de couverture du paillis et réduction de l'évaporation (incertitudes et droite de régression représentées)

Épisode	ETP <sup>a</sup> (m)	E <sup>b</sup> (m)				E/E <sub>0</sub> <sup>c</sup> (-)		
		PEv0	PEv1.5	PEv4.5	PEv15	PEv1.5	PEv4.5	PEv15
1	11,5 10 <sup>-3</sup>	9,1 10 <sup>-3</sup>	6,8 10 <sup>-3</sup>	4,3 10 <sup>-3</sup>	2,4 10 <sup>-3</sup>	0,753	0,474	0,265
2	14,6 10 <sup>-3</sup>	7,1 10 <sup>-3</sup>	6,6 10 <sup>-3</sup>	6,0 10 <sup>-3</sup>	5,6 10 <sup>-3</sup>	0,926	0,842	0,779
3	20,2 10 <sup>-3</sup>	8,1 10 <sup>-3</sup>	7,8 10 <sup>-3</sup>	7,5 10 <sup>-3</sup>	7,2 10 <sup>-3</sup>	0,964	0,923	0,893
4	20,0 10 <sup>-3</sup>	9,1 10 <sup>-3</sup>	8,4 10 <sup>-3</sup>	7,6 10 <sup>-3</sup>	7,0 10 <sup>-3</sup>	0,925	0,840	0,777
5	22,2 10 <sup>-3</sup>	6,8 10 <sup>-3</sup>	7,0 10 <sup>-3</sup>	7,2 10 <sup>-3</sup>	7,3 10 <sup>-3</sup>	1,026	1,054	1,076
6	9,5 10 <sup>-3</sup>	6,0 10 <sup>-3</sup>	4,9 10 <sup>-3</sup>	3,7 10 <sup>-3</sup>	2,8 10 <sup>-3</sup>	0,819	0,613	0,460
7	25,9 10 <sup>-3</sup>	14,4 10 <sup>-3</sup>	12,0 10 <sup>-3</sup>	9,3 10 <sup>-3</sup>	7,3 10 <sup>-3</sup>	0,835	0,647	0,508
8	15,3 10 <sup>-3</sup>	7,6 10 <sup>-3</sup>	6,7 10 <sup>-3</sup>	5,7 10 <sup>-3</sup>	5,0 10 <sup>-3</sup>	0,883	0,750	0,651
9	16,1 10 <sup>-3</sup>	7,3 10 <sup>-3</sup>	6,6 10 <sup>-3</sup>	5,9 10 <sup>-3</sup>	5,3 10 <sup>-3</sup>	0,906	0,799	0,719
10	11,8 10 <sup>-3</sup>	5,7 10 <sup>-3</sup>	5,2 10 <sup>-3</sup>	4,5 10 <sup>-3</sup>	4,1 10 <sup>-3</sup>	0,904	0,795	0,713
<b>Total</b>	<b>166,9 10<sup>-3</sup></b>	<b>81,3 10<sup>-3</sup></b>	<b>72,1 10<sup>-3</sup></b>	<b>61,7 10<sup>-3</sup></b>	<b>54,0 10<sup>-3</sup></b>	<b>0,887 (0,045)</b>	<b>0,759 (0,097)</b>	<b>0,664 (0,135)</b>

<sup>a</sup>Évapotranspiration de Penman cumulée.

<sup>b</sup>Évaporation cumulée du sol pour PEv0 et du sol paillé pour PEv1.5, PEv4.5 et PEv15.

<sup>c</sup>Rapport de l'évaporation cumulée des sols paillés à l'évaporation cumulée du sol nu, E<sub>0</sub> (m).

TAB. 3.15: Estimation de la réduction de l'évaporation en présence de paillis (incertitude entre parenthèses)

### 3.3 Discussion et conclusion

Au cours de ce chapitre dédié à l'étude des *effets du paillis sur l'évaporation et la température du sol* nous avons atteint successivement plusieurs objectifs. Tout d'abord des objectifs expérimentaux puisque nous sommes parvenus à caractériser physiquement et en détail le sol des parcelles étudiées (section 3.1.2.1), et le paillis présent sur certaines d'entre elles (section 3.1.2.2). Nous avons aussi mis en évidence des comportements évaporatifs différents entre quatre parcelles possédant des taux de couverture distincts (section 3.2.1). Nous montrons que plus une parcelle est couverte de paillis plus l'amplitude des températures dans le sol et les gradients d'humidité à la surface sont réduits, autrement dit, moins la sollicitation énergétique et donc l'évaporation sont intenses.

Les objectifs ont aussi été de nature théorique au travers de la modélisation mécaniste physique qui a été conduite. Dans un premier temps nous avons tenté de modéliser les transferts d'eau et de chaleur dans le sol nu des parcelles étudiées. Nous avons eu recours au modèle mécaniste de transfert d'eau et de chaleur, TEC, que nous avons calibré sur le système simple sol-atmosphère (section 3.2.2.1). Ce calage a donné des résultats satisfaisants. Les paramètres qui ont servi au calage concernent les conductivités hydraulique et thermique du sol. Leurs valeurs une fois calées restent dans une gamme physiquement acceptable, ce qui suggère un calage robuste basé sur des phénomènes physiques.

Une fois le cas du sol nu traité nous nous sommes intéressés au sol couvert d'un paillis homogène de couverture totale. Nous avons alors modifié le modèle TEC en conséquence pour fournir un outil plus adapté, le modèle TEC-paillis (section 3.1.1.2). Ce modèle prend en compte les transferts dans le paillis au moyen de la convection forcée, de la convection libre et du transfert radiatif. Les modules de TEC-paillis concernant exclusivement le fonctionnement du paillis (4 paramètres) ont été calibrés sur deux épisodes de dessèchement et validés sur sept autres épisodes. Les performances du modèle sont assez bonnes, de façon générale, au vu de sa simplicité. Ses limites apparaissent toutefois pour les épisodes très ventés pour lesquels l'évaporation est surestimée. Ce défaut semble inhérent au modèle et plus précisément à notre incapacité de représenter simplement les transferts dans le paillis en condition de vent très variables. Pour améliorer la modélisation, il faudrait mieux considérer la structure particulière d'un paillis formé d'éléments grossiers, et étudier précisément la turbulence dans ce milieu pour différentes vitesses de vent (mesures en soufflerie plus modélisation Navier & Stokes tridimensionnelle). Une autre limite du modèle est révélée par le flux de chaleur dans le sol, fréquemment sous-estimé, même lorsque le régime hydrique est bien simulé. Ceci laisse entendre une imperfection du bilan radiatif, difficulté rencontrée également par Gonzalez-Sosa (1999b). L'introduction d'un modèle détaillé des transferts ra-

diatifs dans le paillis permettrait sans doute d'améliorer les choses. Toutefois, étant donnée la nature particulière du paillis (éléments grossiers non jointifs) et l'absence de référence sur ce sujet, des travaux de recherche complémentaires restent nécessaires pour identifier précisément les phénomènes entrant en jeu et les modéliser.

Nous nous sommes ensuite intéressés au cas des paillis de couverture partielle. Nous avons considéré que le fonctionnement de ces paillis pouvait être représenté par une moyenne pondérée des cas extrêmes *sol nu* (modèle TEC) et *sol entièrement couvert* (TEC-paillis), au moyen d'un coefficient de pondération  $\beta_p$ . La détermination de  $\beta_p$  optimal a conduit à des valeurs très proches des taux de couvertures du paillis, et fournit des efficacités de restitution satisfaisantes. Les performances du *modèle composite* sont bonnes en ce qui concerne humidité et flux de chaleur dans le sol. En terme de température nous constatons en revanche de forts écarts entre simulations et observations. Cette inadéquation entre le modèle et les observations semble plus être le fait d'un défaut du protocole expérimental que d'une faille systématique du modèle (impossibilité de mesurer une température moyenne du sol près de la surface avec un seul thermocouple). Fort de ces modèles, nous avons pu accéder à la variable non mesurée *évaporation*, et quantifier l'effet du paillis et son taux de couverture sur cette dernière. Les résultats montrent qu'en première approximation le paillis réduit l'évaporation du sol proportionnellement à son taux de couverture.

En terme d'avancée conceptuelle, la mise au point des outils TEC-paillis et *modèle composite* nous a permis de démontrer que les phénomènes de convection libre et/ou forcée, ainsi que de transfert radiatif, peuvent jouer un rôle prépondérant dans les dynamiques hydrique et thermique du paillis, comme le suggéraient Novak *et al.* (2000a,b,c). En ce sens, l'introduction de la modélisation des échanges convectifs entre le paillis et l'atmosphère par une loi ne s'appuyant pas sur la *K-theory* est une véritable innovation (Chen *et al.*, 1997a,b), qui peut contribuer à résoudre certains des problèmes rencontrés dans le cadre de la modélisation classique (Bussière, 1991; Gonzalez-Sosa, 1999b). Il reste toutefois à prendre en compte convenablement les transferts de vapeur et de chaleur apparaissant à l'intérieur du paillis par convection forcée et les transferts radiatifs. Il faudrait également effectuer une solide analyse de sensibilité de TEC-paillis aux 4 paramètres paillis qui ont été introduits.

Pour ce qui est des perspectives, il est tout d'abord possible d'utiliser le modèle TEC-paillis pour simuler les échanges d'eau et de chaleur au travers d'autres types de couverture (de Louvigny, In press). D'un point de vue plus opérationnel, la philosophie du *modèle composite*, reproduite dans un module simplifié, a été implémentée dans le modèle de fonctionnement global PASTIS (section 6.1.1).

## Chapitre 4

# Effets du paillis sur les propriétés hydrodynamiques du sol et l'infiltration

Ce chapitre vise à étudier les effets à long terme (5 ans) de la pratique du semis direct avec paillis de résidus sur les propriétés hydrodynamiques du sol et donc sur l'infiltration de l'eau dans le sol. Le travail s'appuie d'une part sur la théorie de l'analyse dimensionnelle appliquée à l'infiltration dans les sols (section 4.1.1), et d'autre part sur une campagne de mesures mise en œuvre sur quatre parcelles d'essais (PE) représentées sur la figure 2.2. Ces parcelles ont subi chacune un itinéraire technique différent, répété à l'identique depuis 1994 (section 4.1.2).

On entend par propriétés hydrodynamiques du sol les caractéristiques principales gouvernant le processus d'infiltration, soit :

- la conductivité hydraulique qui caractérise la vitesse d'un écoulement d'eau dans un sol à une humidité donnée,
- la courbe de rétention qui relie l'humidité du sol au potentiel hydrique de l'eau dans le sol,
- la sorptivité qui caractérise la capacité d'un sol à absorber de l'eau en l'absence de gravité (forces capillaires).

### 4.1 Matériels et méthodes

#### 4.1.1 Modélisation

La méthode de détermination des propriétés hydrodynamiques d'un sol, qui est exposée maintenant, repose sur la théorie de l'infiltration de l'eau dans les sols et l'application de l'analyse dimensionnelle à cette théorie. Les développements nécessaires à la compréhension détaillée de la méthode sont donnés en annexe D.

### 4.1.1.1 Détermination des propriétés hydrodynamiques d'un sol

**Description de la méthode Beer-Kan** - A partir de mesures simples de terrain décrites par de Condappa (2000) sous le nom de méthode *Beer-Kan* (figure 4.1), il est possible d'obtenir les paramètres d'adimensionnalisation précédemment décrits et de remonter aux propriétés hydrodynamiques du sol. Les données et mesures nécessaires à cette opération sont :

- texture du sol (courbe granulométrique complète ou fraction argile, limon et sable),
- masse volumique du sol et du matériau le constituant,
- humidité initiale du sol au voisinage du domaine d'infiltration,
- infiltration cumulée dans le temps  $I(t)$ , sous charge contrôlée.

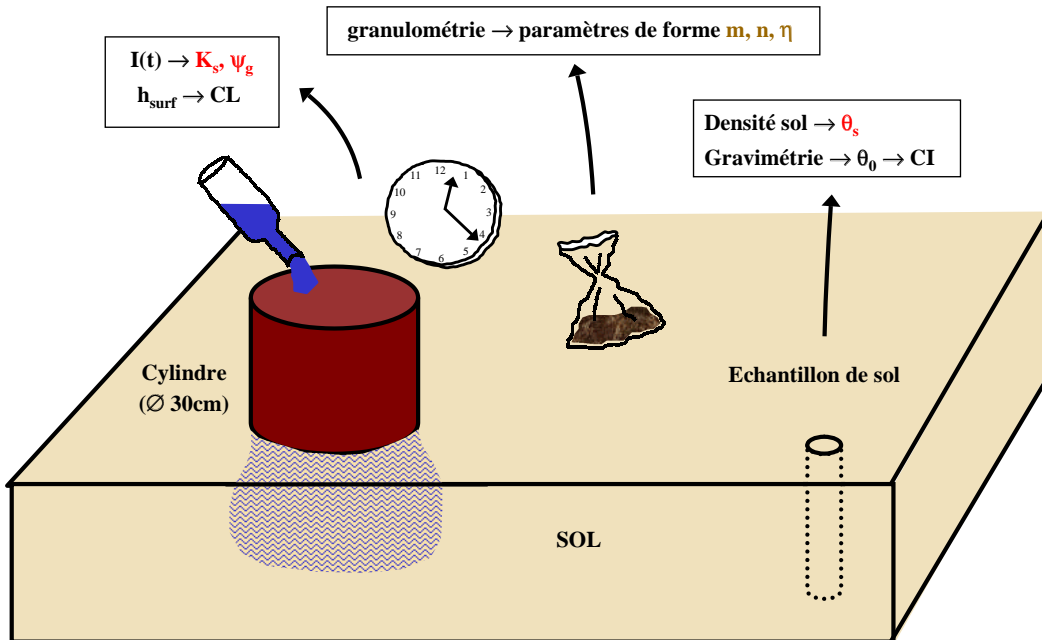


FIG. 4.1: Protocole de la méthode *Beer-Kan*

Dans toute la suite, le sol, support physique de l'infiltration, est supposé suivre le formalisme généralisé décrit par l'équation (D.25) de l'annexe D que l'on rappelle ici :

$$I^* = t^* + \frac{c_p}{2} \ln \left( 1 + \frac{2}{c_p} I^* \right) \quad (4.1a)$$

$$I^* = \alpha_I (I - K_0 t) \quad (4.1b)$$

$$t^* = \alpha_t t \quad (4.1c)$$



avec  $I$  et  $I^*$ , infiltrations cumulées respectivement dimensionnelle ( $m$ ) et adimensionnelle (-),  $t$  et  $t^*$ , temps écoulés depuis le début de l'infiltration respectivement dimensionnel ( $s$ ) et adimensionnel (-),  $\alpha_I$  et  $\alpha_t$ , paramètres d'adimensionnalisation respectivement de l'infiltration ( $m^{-1}$ ) et du temps ( $s^{-1}$ ),  $K_0$ , conductivité hydraulique à l'humidité initiale du sol ( $m.s^{-1}$ ) et  $c_p$ , paramètre prenant en compte la spécificité des fonctions utilisées pour les courbes de rétentions et de conductivité hydraulique du sol.

Les propriétés hydrodynamiques du sol sont représentées par la combinaison de l'équation de Van Genuchten (1980) avec la condition de Burdine ( $m = 1 - 2/n$ ) pour  $\psi(\theta)$ , et l'équation de Brooks & Corey (1964) pour  $K(\theta)$  :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ 1 + \left( \frac{\psi}{\psi_g} \right)^n \right]^{-m} \quad (4.2a)$$

$$\frac{K}{K_s} = \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^\eta \quad (4.2b)$$

avec  $\theta$ ,  $\theta_s$  et  $\theta_r$ , humidités volumiques respectivement du sol, à saturation et résiduelle ( $m^3.m^{-3}$ ),  $\psi$ , potentiel matriciel de l'eau dans le sol et  $\psi_g$ , paramètre d'échelle du potentiel hydrique introduit par Van Genuchten ( $m$ ),  $K$  et  $K_s$ , conductivités hydrauliques respectivement à l'humidité  $\theta$  et à saturation ( $m.s^{-1}$ ),  $n$ ,  $m = 1 - 2/n$  et  $\eta$ , paramètres de formes (-). Ces équations font *a priori* intervenir 7 paramètres :  $m$ ,  $n$ ,  $\eta$ ,  $\theta_s$  et  $\theta_r$ ,  $\psi_g$  et  $K_s$ . Selon Haverkamp *et al.* (1998) le paramètre  $\theta_r$ , généralement associé à la quantité d'eau résiduelle adsorbée sur les particules de sol, doit être considéré comme un artefact purement mathématique et pris égal à zéro. La relation de Burdine relie les paramètres  $m$  et  $n$ , il suffit donc de déterminer un de ces deux paramètres. Haverkamp *et al.* (1999) montrent que la grandeur physiquement pertinente directement reliée à la texture du sol est le produit  $mn$ . Finalement la détermination des propriétés hydrodynamiques du sol se réduit à l'identification de 5 paramètres :

- 2 paramètres non dimensionnels appelés paramètres de forme ou texturaux  $mn$  et  $\eta$ , qui dépendent essentiellement de la texture du sol,
- 3 paramètres dimensionnels  $\theta_s$ ,  $\psi_g$  et  $K_s$  appelés paramètres de structure, qui dépendent essentiellement de la structure du sol.

Nous examinons dans les paragraphes qui suivent comment déterminer ces 5 paramètres à partir du protocole expérimental *Beer-Kan*.

**Texture du sol** - Haverkamp *et al.* (1999) montrent, en s'appuyant sur la théorie de la similitude géométrique, qu'il est possible de relier la courbe de rétention principale en phase d'humectation du sol à

la distribution de pores dans le sol. Il est dans un deuxième temps possible d'établir une relation entre la distribution de pores dans le sol et la courbe granulométrique du matériau composant le sol. Haverkamp *et al.* (1999) considèrent que la forme de la courbe granulométrique est similaire à celle de la courbe de rétention. Pour un sol décrit par la courbe de rétention de Van Genuchten, ils représentent la distribution de particules du sol par une formule analogue :

$$F(D_p) = \left[ 1 + \left( \frac{D_g}{D_p} \right)^N \right]^{-M} \quad (4.3)$$

avec  $0 \leq F(D_p) \leq 1$ , taux de cumul massique des particules de diamètres inférieurs à  $D_p$  ( $kg.kg^{-1}$ ),  $D_p$  et  $D_g$ , respectivement diamètre des particules et paramètre d'échelle du diamètre des particules ( $m$ ),  $M$  et  $N$ , paramètres de forme de la loi de distribution des particules. Les calculs détaillés permettant de passer des caractéristiques de la loi de distribution de particules du sol aux caractéristiques hydrodynamiques du sol sont présentés dans Haverkamp *et al.* (1999). Nous utilisons les mesures de texture pour déterminer les paramètres de formes des courbes de rétention et de conductivité hydraulique :

$$mn = f_{mn}(M, N, D_g) \quad (4.4a)$$

$$\eta = 3 + \frac{2}{mn} \quad (4.4b)$$

où  $f_{mn}(m, M)$  est une fonction de la texture du sol (-), décrite dans Haverkamp *et al.* (1999).

**Masse volumique du sol** - La mesure de la masse volumique du sol et de celle du matériau composant le sol permet de calculer la porosité du sol selon la formule :

$$n_s = 1 - \frac{\rho_s}{\rho_{solide}} \quad (4.5)$$

avec  $n_s$ , porosité du sol ( $m^3.m^{-3}$ ),  $\rho_s$  et  $\rho_{solide}$ , masses volumiques respectivement du sol et du matériau composant le sol ( $kg.m^{-3}$ ). De la porosité il est possible de déduire l'humidité à saturation :

$$\theta_s = n_s f_\theta(m, M) \quad (4.6)$$

où  $f_\theta(m, M) \simeq 2^{m-M}$  est une fonction de la texture du sol (-), décrite dans Haverkamp *et al.* (1999).

**Infiltration cumulée dans le temps  $I(t)$  sous charge contrôlée et humidité initiale du sol** - Nous savons qu'il est possible de caractériser le processus d'infiltration dans un sol par la loi adimensionnelle et invariante (4.1). En imposant une charge hydraulique constante à la surface du sol  $\psi_1 > 0$  ( $m$ ), et en connaissant l'humidité initiale du sol supposée uniforme  $\theta_0$  ( $m^3.m^{-3}$ ), nous pouvons écrire les paramètres  $\alpha_I$  et  $\alpha_t$  (équation (D.26), annexe D) :

$$\alpha_I = \frac{c_p \Delta K}{S_+^2} \quad (4.7a)$$

$$\alpha_t = \frac{c_p (\Delta K)^2}{S_+^2} \quad (4.7b)$$

avec  $\Delta K = K_s - K_0$  ( $m.s^{-1}$ ) et  $S_+$ , sorptivité du sol en présence d'une lame d'eau à sa surface ( $m.s^{-1/2}$ ). La mesure de  $\theta_0$  permet de définir la conductivité hydraulique initiale du sol :

$$K_0 = K_s \left( \frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \quad (4.8)$$

L'imposition d'une charge de surface constante  $\psi_1 = h_{surf}$  ( $m$ ) assure la validité du formalisme de l'équation (4.1). Le coefficient  $c_p$  peut être calculé en utilisant les résultats des mesures texturales (équation (D.27), annexe D) :

$$c_p = \Gamma \left( 1 + \frac{1}{n} \right) \left( \frac{\Gamma(m\eta - \frac{1}{n})}{\Gamma(m\eta)} + \frac{\Gamma(m\eta - \frac{1}{n} + m)}{\Gamma(m\eta + m)} \right) \quad (4.9)$$

où  $\Gamma$  désigne la fonction gamma ou factorielle d'Euler<sup>1</sup> (Abramowitz, 1964). Enfin la mesure d'une série de couples  $(I, t)$  permet de définir une courbe d'infiltration dimensionnelle  $I(t)$ . Cette courbe est similaire à la courbe définie par l'équation (4.1). Elle peut être transformée mathématiquement en la courbe invariante adimensionnelle  $I^*(t^*)$ , via l'ajustement non linéaire des paramètres d'adimensionnalisation  $\alpha_I$  et  $\alpha_t$  (figure 4.2).

---

<sup>1</sup> $\Gamma(z) = \int_0^\infty t^{z-1} e^{-t} dt \forall z > 0$ .

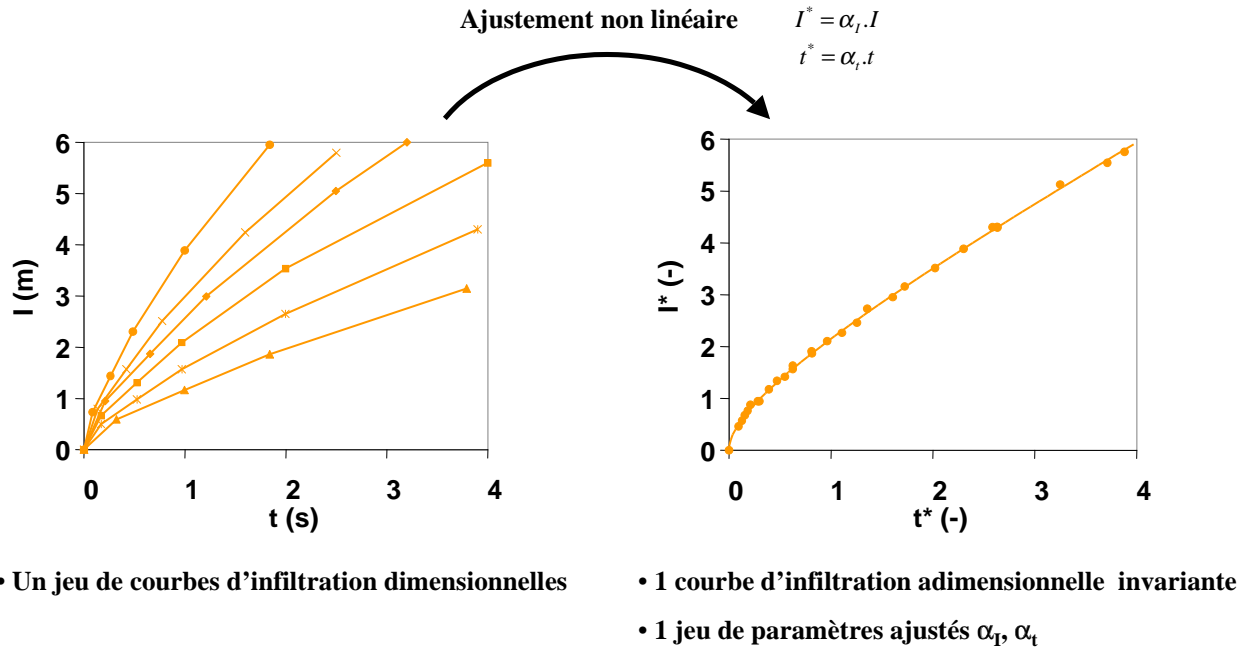


FIG. 4.2: Procédure de détermination des paramètres  $\alpha_I$  et  $\alpha_t$  par ajustement non linéaire

Une fois les paramètres  $\alpha_I$  et  $\alpha_t$  déterminés, l'utilisation des équations (4.7) et (4.8) permet de déterminer la conductivité hydraulique du sol à saturation :

$$K_s = \frac{\alpha_t}{\alpha_I} \left[ 1 - \left( \frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right]^{-1} \quad (4.10)$$

Les sorptivités  $S_+$  ( $m \cdot s^{-1/2}$ ) estimées pour un sol de type Green & Ampt (équation (D.13), annexe D), et pour un sol de type Van Genuchten sont égales. Nous déduisons dès lors de l'équation (4.7a) :

$$h_f = h_{surf} - \frac{c_p \Delta K}{2 K_s} \frac{1}{\Delta \theta \alpha_I} \quad (4.11)$$

où  $h_f$  est le potentiel hydrique de Green et Ampt au front d'humectation ( $m$ ) et  $\Delta \theta = \theta_s - \theta_0$  ( $m^3 \cdot m^{-3}$ ). La détermination de  $h_f$  permet d'exprimer la sorptivité intrinsèque du sol, qui ne dépend pas des conditions initiale et à la limite, selon la formule (Haverkamp *et al.*, 1999) :

$$S_1^2(\theta_s, 0) = \frac{\theta_s}{\Delta \theta} \frac{K_s}{\Delta K} (-2K_s h_f \Delta \theta) \quad (4.12)$$

Le potentiel matriciel de référence de Van Genuchten (1980) en phase de séchage  $\psi_{gd}(m)$  s'exprime (équation (4.13) annexe D) :

$$\psi_{gd} = \frac{2f_{\psi_g}(M, N, D_g)}{c_p} h_f \quad (4.13)$$

où  $f_{\psi_g}$  est une fonction de la texture du sol décrite dans Haverkamp *et al.* (1999). La substitution de  $\psi_{gd}$  à  $h_f$  dans (4.11) en utilisant (4.13) donne :

$$\psi_{gd} = f_{\psi_g}(M, N, D_g) \left( \frac{2}{c_p} h_{surf} - \frac{\Delta K}{K_s} \frac{1}{\Delta\theta\alpha_I} \right) \quad (4.14)$$

Nous voyons donc que la méthode *Beer-Kan* traitée par les outils de l'analyse dimensionnelle permet de déduire les 5 paramètres définissant complètement les propriétés hydrodynamiques d'un sol homogène, décrit par la combinaison de l'équation de Van Genuchten (4.2a) avec la condition de Burdine ( $m = 1 - 2/n$ ) pour  $\psi(\theta)$ , et l'équation de Brooks & Corey (4.2b) pour  $K(\theta)$ . Nous examinons dans le paragraphe qui suit le cas particulier d'un sol possédant une croûte de surface.

#### 4.1.1.2 Cas particulier d'un sol croûté

Un sol peut présenter une croûte (horizon mince de l'ordre du centimètre) possédant des propriétés hydrodynamiques particulières mais difficilement mesurables (Vandervaere *et al.*, 1998). Ces auteurs montrent qu'une croûte présente une conductivité hydraulique à saturation notablement plus faible que le sol sous-jacent (tableau 4.1).

Variable	Unité	Définition	ST <sup>a</sup>	SED <sup>b</sup>	SUB <sup>c</sup>
$K_s$	$m^3.s^{-1}$	Conductivité hydraulique à saturation	$8,61 \cdot 10^{-7}$	$5,28 \cdot 10^{-7}$	$2,81 \cdot 10^{-6}$
$\alpha$	$m^{-1}$	Paramètre conductivité hydraulique <sup>d</sup>	14	15	23
$\theta_s$	$m^3.m^{-3}$	Humidité volumique à saturation	0,31	0,35	0,34
$\theta_{inf}$	$m^3.m^{-3}$	Humidité volumique sous croûte	/	/	0,29
$\rho_s$	$kg.m^{-3}$	Masse volumique	1700	1470	1560
$e$	$m$	Épaisseur de la croûte	0,01	0,006	/
$R_c$	$s$	Résistance hydraulique <sup>e</sup> de la croûte	11520	11160	/

<sup>a</sup>Croûte de structure ou *structural crust* en anglais.

<sup>b</sup>Croûte de sédimentation ou *sedimentation crust* en anglais.

<sup>c</sup>Sol sous-jacent ou *subsoil* en anglais.

<sup>d</sup> $K = K_s \exp(\alpha\psi)$ .

<sup>e</sup> $R_c = \frac{e}{K_s}$ .

TAB. 4.1: Propriétés physiques et hydrodynamiques de deux croûtes et du sol sous-jacent (Vandervaere, 1998)

L'infiltration potentielle dans un sol d'humidité initiale  $\theta_0$  peut être exprimée par la formule (Philip, 1957a) :

$$I(t) = S(\theta_s, \theta_0)\sqrt{t} + K_0 t + \frac{K_s - K_0}{3}(1 + \mu)t \quad (4.15)$$

où  $0 \leq \mu \leq 1$  est un paramètre d'ajustement (-). Un rapide calcul à partir des données du tableau (4.1) montre que, sauf pour des temps très courts, l'infiltration potentielle dans le sol sous-jacent est toujours supérieure à celle qui se produit dans chacune des deux croûtes. En d'autres termes, on peut considérer en première approximation que, dans un sol croûté, c'est la croûte qui limite et régule l'infiltration (figure 4.3). En fait tout se passe comme si l'eau s'infiltrait dans un sol homogène dont les propriétés hydrodynamiques seraient celles de la croûte. En réalité l'infiltration dans un milieu bicouche est plus complexe (Vandervaere *et al.*, 1998). Nous nous contenterons néanmoins de cette approximation qui à le mérite de ne pas entraîner de calculs complexes et qui présente un degré de raffinement cohérent avec le formalisme de Green & Ampt. Les deux parcelles pour lesquelles une croûte a été observée sont les parcelles non paillées PE 0 et PE Trad.

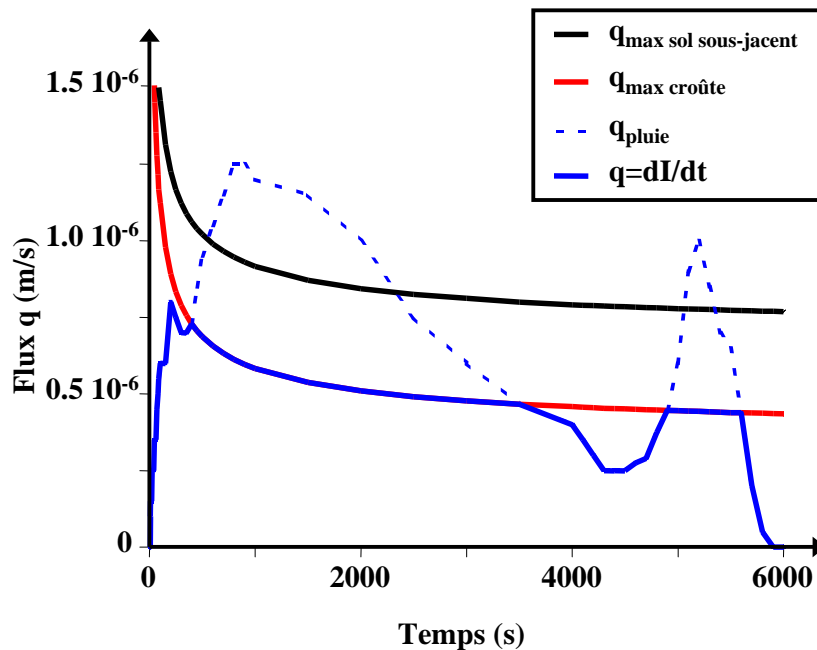


FIG. 4.3: Représentation schématique de l'infiltration dans un sol croûté

## 4.1.2 Mesures expérimentales - protocole *Beer-Kan*

### 4.1.2.1 Description des parcelles d'essais

Les mesures d'infiltration, d'humidité, de masse volumique et de granulométrie ont été faites sur quatre parcelles appelées parcelles d'essais (PE). Ces parcelles, représentées sur la figure (4.4), ont subi chacune un itinéraire technique<sup>2</sup> différent, répété à l'identique depuis 1994 :

- PE 0 : culture de maïs, semis direct sans paillis de résidus,
- PE 1.5 : culture de maïs, semis direct avec un paillis de 1,5 t.ha<sup>-1</sup> de résidus de maïs,
- PE 4.5 : culture de maïs, semis direct avec un paillis de 4,5 t.ha<sup>-1</sup> de résidus de maïs,
- PE Trad : culture de maïs, traitement traditionnel.



FIG. 4.4: Photos des parcelles d'essais (en haut : PE 0 à gauche et PE 1.5 à droite ; en bas : PE 4.5 à gauche et PE Trad à droite)

A l'origine les 4 PE constituaient une unique parcelle. L'intégralité des propriétés hydrodynamiques du sol de cette parcelle avant 1994 n'est pas disponible. Scopel (1994) donne toutefois une carte de

<sup>2</sup>Les itinéraires techniques sont décrits en détails dans 3.4.

texture qui montre que PE 1.5, PE 4.5 et PE Trad se trouvent sur une zone de texture homogène, et PE 0 sur une zone légèrement plus argileuse (micro-versant différent). A défaut de caractérisation initiale (1994) complète des PE, nous ferons l'hypothèse simplificatrice que les propriétés hydrodynamiques initiales des 4 PE sont identiques.

#### 4.1.2.2 Protocole de la méthode *Beer-Kan*

La méthode *Beer-Kan* est décrite en détail dans 4.1.1.1. En 1999 une campagne de mesures *Beer-Kan* a été menée sur les quatre parcelles d'essais afin de caractériser les propriétés hydrodynamiques de leurs sols. Ce travail a consisté à mesurer :

- la texture du sol (courbe granulométrique complète),
- la masse volumique du sol,
- l'humidité initiale du sol au voisinage du domaine d'infiltration,
- l'infiltration cumulée dans le temps  $I(t)$ , sous charge contrôlée.

**Mesures de texture du sol** - Les mesures de texture du sol ont été réalisées pour chaque parcelle d'essai et pour les horizons 0-10, 10-20, 20-40 et 60-80 cm. Pour chaque horizon un échantillon de terre sèche (environ 2,5 kg) a été constitué en mélangeant 10 aliquotes de sols. Une fraction d'environ 15 grammes de chaque échantillon a été prélevée afin de lui appliquer la méthode internationale de mesure de la courbe granulométrique (Klute, 1986). Il s'agit tout d'abord de la destruction des ciments organo-métalliques et organiques par attaque à l'eau oxygénée ( $H_2O_2$ ) à 90°C. Ensuite s'opère la séparation et dispersion des particules élémentaires par agitation mécanique en présence d'un agent peptisant : hexamétopospahte de sodium (HMP). Enfin les argiles et limons fins ( $D_p \leq 20\mu m$ ) sont prélevés à la pipette tandis que les autres fractions sont obtenues par tamisage. L'ensemble des fractions mesurées est présenté dans le tableau (4.2).

**Mesures d'infiltration cumulée, d'humidité initiale et de masse volumique du sol** - Afin de pouvoir observer un éventuel *effet croûte* sur certaines parcelles (section 1.2.2.2), les mesures d'infiltration ont été réalisées à la surface du sol (0 cm) puis en dégagant une fine couche de sol à la pelle (2 cm). Enfin des mesures plus profondes ont été faites pour caractériser l'horizon sous-jacent (50 cm). Le protocole expérimental a été le même pour les quatre parcelles d'essais. Il a consisté en 10 essais d'infiltration à 0 cm, 10 essais d'infiltration à 2 cm et 5 essais d'infiltration à 50 cm. Le nombre inférieur d'essais à 50 cm est justifié par la plus grande homogénéité du sol à cette profondeur. En pratique, les essais à 0 et 2 cm



Classe	Diamètre ( $\mu m$ )
<b>Argile</b>	0-2
<b>Limon fin</b>	2-20
<b>Limon grossier</b>	20-50
<b>Sable fin</b>	
fraction fine	50-125
fraction grossière	125-200
<b>Sable grossier</b>	
fraction fine	200-500
fraction moyenne	500-1000
fraction grossière	1000-2000

TAB. 4.2: Nomenclature des classes granulométriques et diamètres de particules correspondants

ont été réalisés en s'appuyant sur cinq dispositif en croix. Chaque dispositif est constitué de deux essais à 0 cm, diamétralement opposés et distants de 80 cm, et deux essais à 2 cm de même configuration (figure 4.5). Le choix des emplacements des essais à 0 cm s'est fait visuellement en essayant d'échantillonner la variabilité des états de surface de la parcelle étudiée, et en évitant les zones de trop forte pente. Les essais en profondeur ont eu lieu dans cinq fosses de 50 cm de profondeur aménagées à cet effet. Dans tous les cas l'infiltration s'est faite dans des cylindres métalliques ( $29,2 \pm 0,2$  cm de diamètre), biseautés pour pénétrer le sol en endommageant le moins possible l'état de surface. Ils ont été enfoncés au moyen d'une masse et d'un tamponnoir à une profondeur d'environ 2 cm, pour éviter toute fuite d'eau latérale.

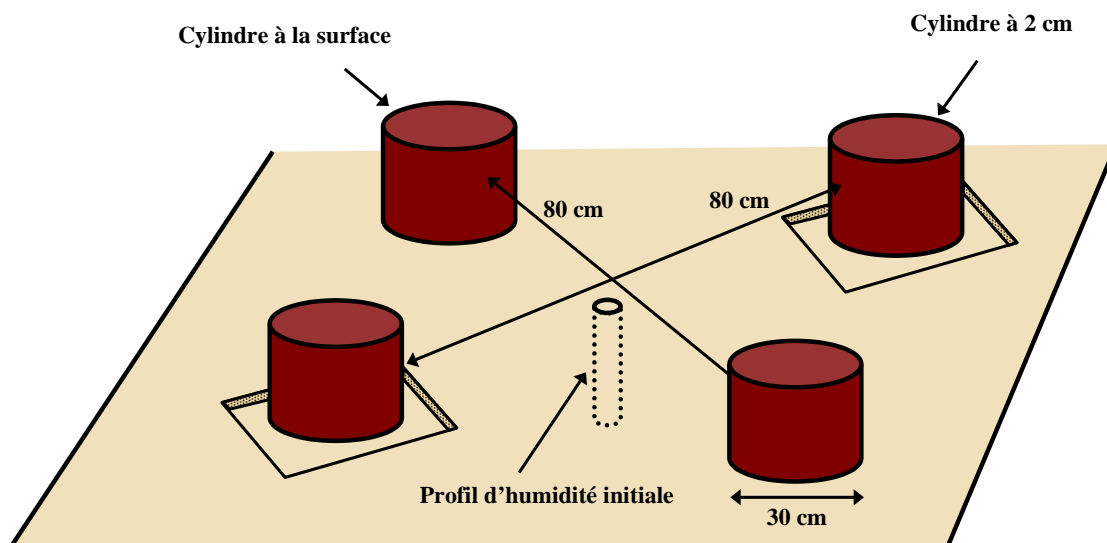


FIG. 4.5: Schéma du dispositif en croix adopté pour les essais d'infiltration à 0 et 2 cm

Avant de commencer les essais d'infiltration il a fallu mesurer un profil d'humidité initiale du sol au voisinage de chaque essai. Chaque profil a reposé sur 8 échantillons de sols dont on a mesuré l'humidité pondérale par gravimétrie. Pour les essais à 0 et 2 cm les échantillons ont été prélevés au centre des dispositifs en croix, dans les horizons 0-5 cm, 5-10 cm, . . . , 30-35 cm et 35-40 cm. Pour les essais à 50 cm ils ont été prélevés à une trentaine de centimètres des cylindres, dans les horizons 50-55 cm, 55-60 cm, . . . , 80-85 cm et 85-90 cm. Les mesures d'humidité pondérale ont ensuite été converties en humidités volumiques en les multipliant par la densité du sol. Les profils d'humidité se sont révélés relativement homogènes, ce qui nous a finalement permis de calculer une valeur moyenne d'humidité pour chaque profil.

Une fois les cylindres mis en place et les profils d'humidité initiale acquis, le protocole expérimental d'infiltration s'est alors résumé à :

1. Protéger les états de surface en disposant un film plastique à la surface du sol dans le cylindre.
2. Verser un volume d'eau connu (dans notre cas bouteille de  $\simeq 0,537 \pm 0,001$  litre) dans le cylindre en notant l'heure de versement.
3. Retirer délicatement le film plastique sans altérer les états de surface.
4. Préparer un nouveau volume d'eau prêt à être versé.
5. Attendre la disparition de la lame d'eau dans le sol.
6. Noter l'heure de disparition de la lame d'eau et répéter au moins 3 fois le protocole.

**Remarque 1 :** Il est pratique de faire quelques trous dans le film plastique pour faciliter le passage de l'eau vers le sol.

**Remarque 2 :** Le nombre de volumes versés varie pour chaque essai entre 3 et 7, selon les possibilités techniques du moment (durée d'infiltration, quantité d'eau disponible, etc.).

**Remarque 3 :** L'expérience que nous avons menée ne respecte pas en toute rigueur la condition de constance de la charge hydraulique de surface  $\psi_1 (m)$ , qui décroît pour chaque volume versé de  $h_{surf} = 0,0075$  m à  $h_{surf} \sim 0$  m. Toutefois cette charge est très faible et peut être considérée nulle en première approximation.

**Remarque 4 :** Pour des problème techniques un nombre important d'essais ont mal fonctionné sur PE Trad et nous ont conduit à faire 6 essais supplémentaires (4 à la surface et 2 à deux centimètres).

Une fois les mesures d'infiltration terminées nous avons attendu un moment que le sol se ressuie. Nous avons alors prélevé au moyen de cylindres calibrés  $100 \text{ cm}^3$  de sol dans chacun des domaines d'infiltration, soit 25 échantillons par parcelle. Le contenu des cylindres a été séché en étuve à  $103^\circ\text{C}$  pendant 24 heures, puis pesé afin de déduire la masse volumique du sol. La masse volumique du solide composant le sol,  $\rho_{solide} (\text{kg.m}^{-3})$ , a été mesuré au pycnomètre (Klute, 1986).

## 4.2 Résultats

### 4.2.1 Mesures expérimentales

#### 4.2.1.1 Courbes granulométriques des sols des parcelles d'essais

Les fractions massiques pour les classes présentées dans le tableau (4.2) sont données dans le tableau (4.3) pour les quatre parcelles d'essais et les quatre horizons de mesure. Les courbes granulométriques associées sont tracées sur la figure (4.6). Dans les grandes lignes, nous retrouvons la classification proposée par Scopel (1994) dans 3.2. Les sols rencontrés présentent une texture limono-sableuse en surface (0-20 cm), limoneuse, voire limono-argileuse, en profondeur (60-80 cm) et limoneuse pour l'horizon intermédiaire (20-40 cm), d'après le triangle de Brady & Weil (1996). Si l'on observe plus en détails on s'aperçoit que les sol des parcelles adjacentes PE 1.5, PE 4.5 et PE Trad ont des textures quasiment identiques (figure 2.2). En revanche, le sol de la parcelle disjointe PE 0 se distingue des autres sols par un taux d'argile plus élevé (environ 8%). Cette tendance faible en surface (+4%) s'accroît en profondeur (+12%). Ce taux d'argile supérieur apparaît au détriment des sables : -2% de sables fin et -6% de sable grossier en moyenne (tableau 4.3). Cette texture légèrement différente du sol de PE 0 tient *a priori* de sa composition initiale plus que d'une réelle évolution (Scopel, 1994).

Parcelle	Prof. cm	Fraction massique ( $kg.kg^{-1}$ )							
		0-2 $\mu m$	2-20 $\mu m$	20-50 $\mu m$	50-125 $\mu m$	125-200 $\mu m$	0,2-0,5 mm	0,5-1 mm	1-2 mm
<b>PE 0</b>	0-10	16,8	9,9	13,3	22,3	12,0	17,8	6,9	0,9
	10-20	25,2	15,1	11,0	16,4	9,0	16,4	6,0	0,9
	20-40	27,2	18,2	11,2	14,1	6,8	14,9	6,6	1,1
	60-80	28,7	23,9	12,3	13,1	6,1	9,3	4,3	2,3
<b>PE 1.5</b>	0-10	13,0	10,4	12,1	19,9	10,7	18,9	11,2	3,9
	10-20	14,8	11,1	11,5	20,4	11,2	18,1	9,7	3,3
	20-40	17,8	16,1	11,8	18,1	9,8	16,1	8,5	1,9
	60-80	17,6	22,7	12,5	14,2	5,6	14,6	10,1	2,8
<b>PE 4.5</b>	0-10	13,9	10,3	13,4	21,5	11,9	18,6	8,0	2,6
	10-20	18,9	13,2	12,3	19,1	10,5	16,7	7,1	2,2
	20-40	23,1	17,7	13,0	15,5	8,0	15,2	6,3	1,3
	60-80	18,1	24,1	13,4	14,8	7,1	14,0	7,3	1,2
<b>PE Trad</b>	0-10	12,5	10,7	12,7	20,9	11,5	19,0	9,9	2,9
	10-20	17,2	12,4	12,3	19,4	11,0	17,6	8,2	2,0
	20-40	20,0	17,3	11,9	16,0	8,3	17,0	7,7	1,8
	60-80	14,2	24,8	12,8	13,6	6,6	15,5	9,5	3,0

TAB. 4.3: Fractions granulométriques des sols des quatre parcelles d'essais

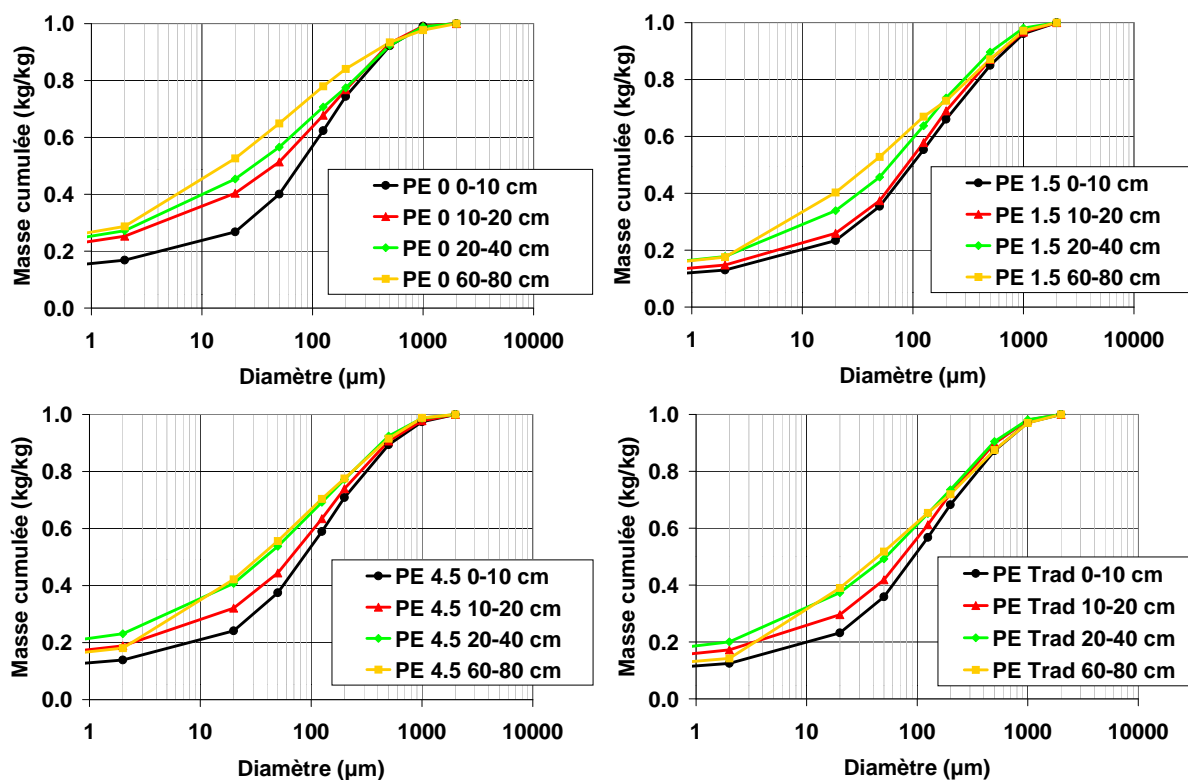


FIG. 4.6: Courbes granulométriques des sols des quatre parcelles d'essais (en haut : PE 0 à gauche et PE 1.5 à droite ; en bas : PE 4.5 à gauche et PE Trad à droite)

#### 4.2.1.2 Masse volumique et porosité du sol dans le domaine d'infiltration

La masse volumique du solide composant le sol vaut  $\rho_{solide} = 2740 \text{ (kg.m}^{-3}\text{)}$ . Les masses volumiques  $\rho_s$  et les porosités  $n_s$  des sols des quatre parcelles sont indiquées dans le tableau (4.4). Nous retrouvons le résultat classique d'un horizon de surface plus dense que l'horizon profond, pour les parcelles en semis-direct sans travail du sol PE 0, PE 1.5 et PE 4.5 (section 1.2.1). Ce résultat est visible aussi pour la parcelle en traitement traditionnel, vraisemblablement à cause d'un tassement rapide de l'horizon travaillé (0-10 cm) en cours de cycle. D'une façon générale les variabilités intra et inter-parcellaires de la masse volumique et de la porosité du sol sont faibles. On peut considérer que les traitements n'ont pas causé de différenciation marquée au niveau de la densité du sol, mais une évolution commune des quatre parcelles. Seule PE Trad se démarque légèrement par une masse volumique de surface sensiblement plus faible que les trois autres parcelles ( $-50 \text{ kg.m}^{-3}$ ). On peut interpréter cette différence comme l'effet résiduel du travail du sol.

**Remarque :** Le fait que les masses volumiques de deux sols soient égales implique que leur porosités totales sont égales, mais ne présume en rien de la distribution de la taille des pores dans chacun des sols. Les deux sols peuvent en particulier présenter des propriétés hydrodynamiques très différentes ( $K_s$ ,  $\psi_g$ ).

Parcelle	Prof. (cm)	Nombre d'échantillons	$\rho_s$ ( $kg.kg^{-1}$ )		$n_s$ ( $m^3.m^{-3}$ )	
			m <sup>a</sup>	$\sigma^b$	m	$\sigma$
PE 0	0-10	20	1510	(40)	0,4487	(0,0209)
	50-60	5	1250	(70)	0,5436	(0,0411)
PE 1.5	0-10	20	1500	(80)	0,4508	(0,0320)
	50-60	5	1230	(30)	0,5523	(0,0243)
PE 4.5	0-10	20	1510	(50)	0,4507	(0,0236)
	50-60	5	1280	(60)	0,5312	(0,0347)
PE Trad	0-10	26 <sup>c</sup>	1450	(40)	0,4690	(0,0208)
	50-60	5	1260	(30)	0,5386	(0,0242)

<sup>a</sup>Moyenne.

<sup>b</sup>Écart type.

<sup>c</sup>6 échantillons supplémentaires ont été prélevés à la surface de PE Trad. Ils correspondent aux 6 essais complémentaires.

TAB. 4.4: Masse volumique et porosité des sols des quatre parcelles d'essais

#### 4.2.1.3 Humidité initiale au voisinage des essais d'infiltration

Les mesures d'humidité initiale au voisinage des essais d'infiltration *Beer-kan* sont présentées dans le tableau (4.5). Les humidités initiales sont comprises entre 0,10 et 0,25  $m^3.m^{-3}$ . Ces valeurs sont assez faibles comparativement aux mesures de porosité des sols, de l'ordre de 0,45 en surface et 0,55 en profondeur (tableau 4.4). Elles sont de plus comprises dans une fourchette assez réduite ce qui a permis de faire les essais d'infiltration dans des conditions relativement similaires. Les écarts types des humidité ont été calculés à partir des 5 mesures de chaque profil (section 4.1.2.2). Ils sont inférieurs à 0,01  $m^3.m^{-3}$  pour toutes les humidités en profondeur (sauf essai numéro 1 de PE 1.5), ce qui garantit bien l'uniformité des profils. En surface les transferts sont importants (évaporation, ressuyage, etc.) et l'homogénéité des profils est moins nette. Toutefois les écarts types d'humidité sont limités et de l'ordre de 0,02  $m^3.m^{-3}$  pour PE 0, PE 1.5 et PE 4.5. Ils sont plus importants pour PE Trad ( $\sim 0,05 m^3.m^{-3}$ ), où les essais de surface ont commencé après une petite pluie qui a réhumecté les 10 premiers centimètres de sol.

Parcelle	Prof. (cm)	Essai <sup>a</sup>	$\theta_0 (m^3.m^{-3})$		Parcelle	Prof. (cm)	Essai	$\theta_0 (m^3.m^{-3})$	
			m <sup>b</sup>	$\sigma^c$				m	$\sigma$
PE 0	0 & 2	1 & 2	0,1080	(0,0156)	PE 1,5	0 & 2	1 & 2	0,1213	(0,0219)
		3 & 4	0,1147	(0,0152)			3 & 4	0,1202	(0,0153)
		5 & 6	0,1016	(0,0342)			5 & 6	0,1254	(0,0133)
		7 & 8	0,1457	(0,0170)			7 & 8	0,1739	(0,0279)
		9 & 10	0,1096	(0,0160)			9 & 10	0,1091	(0,0149)
	50	1	0,2190	(0,0261)		50	1	0,2452	(0,0323)
		2	0,1808	(0,0008)			2	0,2022	(0,0046)
		3	0,1804	(0,0026)			3	0,2103	(0,0065)
		4	0,1790	(0,0033)			4	0,2005	(0,0060)
		5	0,2044	(0,0053)			5	0,1447	(0,0027)
PE 4.5	0 & 2	1 & 2	0,1208	(0,0146)	PE Trad	0 & 2	1 & 2	0,1219	(0,0474)
		3 & 4	0,1375	(0,0147)			3 & 4	0,1525	(0,0664)
		5 & 6	0,1347	(0,0231)			5 & 6	0,2065	(0,0558)
		7 & 8	0,1164	(0,0176)			7 & 8	0,1097	(0,0520)
		9 & 10	0,1278	(0,0149)			9 & 10	0,1218	(0,0549)
	50	1	0,2153	(0,0088)		50	11 à 16	0,2036	(0,0204)
		2	0,2445	(0,0096)			1	0,1599	(0,0012)
		3	0,1970	(0,0052)			2	0,1816	(0,0026)
		4	0,1950	(0,0079)			3	0,2034	(0,0049)
		5	0,1683	(0,0066)			4	0,1451	(0,0026)
					5	0,1385	(0,0017)		

<sup>a</sup>Numéro d'essai(s) d'infiltration rattaché(s) à la valeur d'humidité initiale.

<sup>b</sup>Moyenne des 5 mesures de chaque profil.

<sup>c</sup>Écart type des 5 valeurs de chaque profil.

TAB. 4.5: Humidité volumique des sols des quatre PE avant le début des essais d'infiltration

#### 4.2.1.4 Infiltration cumulée dans le temps en conditions contrôlées

Les courbes d'infiltration cumulées ( $I$ ) dans le temps ( $t$ ) sont tracées sur la figure (4.7), pour les quatre parcelles d'essais et les trois profondeurs de mesure (0, 2 et 50 cm).  $I$  et  $t$ , habituellement exprimés en unités internationales, ont exceptionnellement été exprimés respectivement en  $cm$  et  $h$  pour des raisons de lisibilité. Pour des problèmes techniques certains essais n'ont pu être exploités (galerie souterraine, vers de terre, fuite d'eau, etc.). Le nombre d'essais valides est indiqué sur les légendes de la figure (4.7). Rappelons enfin que les courbes d'infiltration ont été obtenues pour des conditions initiales et à la limite relativement semblables :  $\theta_0 \in [0, 10; 0, 25] (m^3.m^{-3})$  et  $\psi_1 = h_{surf} \simeq 0 (m)$ . Dès lors les différences entre courbes d'infiltration peuvent directement être interprétées en terme de différences de propriétés hydrodynamiques des sols.

La figure (4.7) nous permet tout d'abord d'observer la grande homogénéité intra et inter-parcellaire des courbes d'infiltration à 50 cm, ce qui justifie *a posteriori* le choix d'un protocole relâché à cette

profondeur (section 4.1.2.2). Ces courbes indiquent toutes une forte capacité à l'infiltration, même si PE 0 se démarque légèrement des autres parcelles par une infiltration sensiblement moins intense. Nous observons ensuite deux comportements d'infiltration de surface bien démarqués qui définissent deux classes de sol : celui des parcelles non paillées PE 0 et PE Trad d'un côté, et celui des parcelles paillées PE 1.5 et PE 4.5 de l'autre. Pour PE 0 et PE Trad nous constatons que les volumes infiltrés pour un temps donné sont en moyenne notablement plus faibles à 0 cm qu'à 2 cm, et systématiquement beaucoup plus faibles qu'à 50 cm. Ce comportement signe une forte limitation de l'infiltration par les premiers centimètres de sol (croûte de surface). La très grande hétérogénéité des courbes d'infiltration à 0 et 2 cm montre en outre que les propriétés hydrodynamiques du sol de ces parcelles sont très variables en surface, à l'échelle de la parcelle (12x30 m<sup>2</sup>). Pour PE 1.5 et PE 4.5 nous n'observons pas de différence significative entre les faisceaux de courbes d'infiltration à 0, 2 et 50 cm. Le sol ne présente donc pas un horizon de surface freinant l'infiltration comme sur PE 0 et PE Trad. Il semble se comporter comme un sol homogène à un seul horizon, aux propriétés hydrodynamiques ne variant pas avec la profondeur<sup>3</sup>. La grande variabilité constatée en surface pour PE 0 et PE Trad n'apparaît pas pour PE 1.5 et Pe 4.5. Il semble donc que le paillis agit non seulement en maintenant une bonne capacité du sol à l'infiltration mais aussi en atténuant la variabilité des propriétés hydrodynamiques du sol à la surface.

---

<sup>3</sup>Nous verrons par la suite que la réalité est plus complexe.



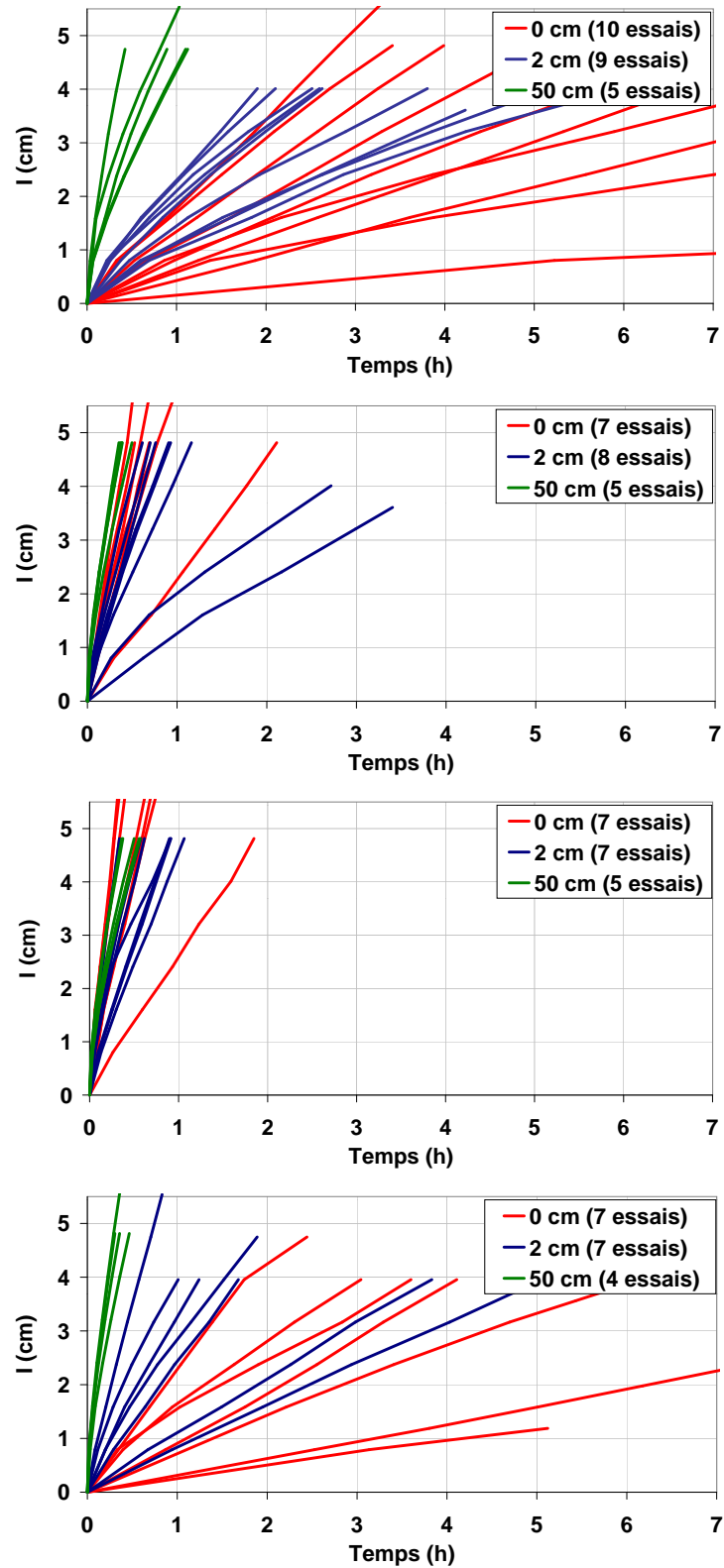


FIG. 4.7: Courbes d'infiltration cumulée dans les sols des quatre parcelles d'essais (de haut en bas PE 0, PE 1.5, PE 4.5 et PE Trad)

## 4.2.2 Modélisation - application de la théorie d'adimensionnalisation

### 4.2.2.1 Détermination des paramètres texturaux des propriétés hydrodynamiques des sols

Pour la combinaison des équations de Van Genuchten (4.2a) avec condition de Burdine pour  $\psi(\theta)$  et de Brooks & Corey (4.2b) pour  $K(\theta)$ , les paramètres texturaux se résument à  $m = 1 - 2/n$ ,  $n$  et  $\eta$  (-). Les mesures de granulométrie détaillées dans 4.2.1.1 ont permis grâce à l'utilisation des fonctions de pédotransfert (Haverkamp *et al.*, 1999) d'estimer le produit  $mn$ . Les valeurs de  $m$ ,  $n$  et  $\eta$  s'en déduisent alors par les formules :

$$m = \frac{mn}{mn + 2} \quad (4.16)$$

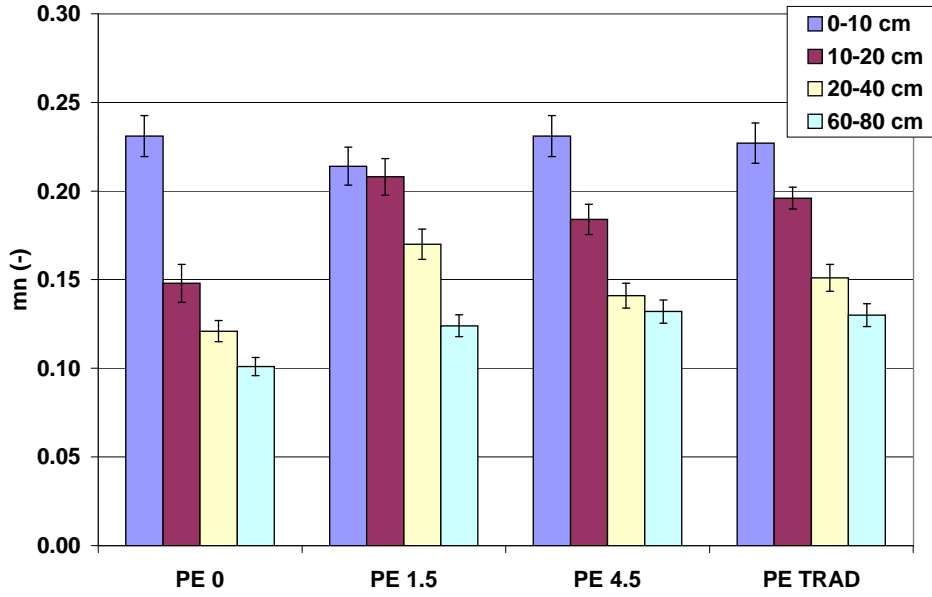
$$n = mn + 2 \quad (4.17)$$

$$\eta = 3 + \frac{2}{mn} \quad (4.18)$$

Pour la représentation de sol choisie, le coefficient  $c_p$  défini par l'équation (4.9) et la fonction  $f_{\psi_g}$  de l'équation (D.28) se calculent à partir des paramètres texturaux. Les valeurs obtenues pour  $mn$ ,  $m$ ,  $n$ ,  $\eta$ ,  $c_p$  et  $f_{\psi_g}$  sont données dans le tableau (4.6), pour les 4 parcelles d'essais et les 4 horizons de mesure. Les valeurs de  $mn$  sont par ailleurs représentées sur la figure (4.8). Nous retrouvons les résultats des mesures texturale au travers du produit  $mn$ . Nous constatons en effet une diminution de  $mn$  avec la profondeur correspondant au passage d'une texture de limon sableux à une texture plus fine de limon (PE 1.5, PE 4.5 et PE Trad) à limon argileux (PE 0). Les valeurs de  $mn$  sont assez comparables pour toutes les parcelles en surface. En profondeur on constate en revanche une séparation progressive entre le groupe PE 1.5, PE 4.5 et PE Trad d'une part et PE 0 d'autre part. PE 0 présente des valeurs de  $mn$  plus faibles que les autres parcelles en profondeur. Ceci est dû à son plus fort taux d'argile et plus faible taux de sable (tableau 4.3). Les valeurs de  $m$ ,  $n$ ,  $\eta$  et  $c_p$  ont logiquement le même comportement que  $mn$  dont ils découlent tous.  $f_{\psi_g}$  est compris entre 2,45 et 2,6.

<b>Parcelle</b>	<b>Prof.</b> (cm)	$MN$ (-)	$mn$ (-)	$m$ (-)	$n$ (-)	$\eta$ (-)	$c_p$ (-)	$f_{\psi_g}$ (-)
<b>PE 0</b>	0-10	0,461 (0,023)	0,231 (0,012)	0,104 (0,005)	2,231 (0,012)	11,67 (0,433)	2,262 (0,011)	2,459 (0,012)
	10-20	0,297 (0,015)	0,148 (0,007)	0,069 (0,003)	2,148 (0,007)	16,49 (0,675)	2,469 (0,012)	2,541 (0,013)
	20-40	0,243 (0,012)	0,121 (0,006)	0,057 (0,003)	2,121 (0,006)	19,49 (0,825)	2,558 (0,013)	2,570 (0,013)
	60-80	0,201 (0,010)	0,101 (0,005)	0,048 (0,002)	2,101 (0,005)	22,90 (0,994)	2,611 (0,013)	2,593 (0,013)
<b>PE 1.5</b>	0-10	0,427 (0,021)	0,214 (0,011)	0,097 (0,004)	2,214 (0,011)	12,36 (0,468)	2,294 (0,011)	2,475 (0,012)
	10-20	0,417 (0,021)	0,208 (0,010)	0,094 (0,004)	2,208 (0,010)	12,59 (0,480)	2,315 (0,012)	2,480 (0,012)
	20-40	0,339 (0,017)	0,170 (0,009)	0,078 (0,004)	2,170 (0,009)	14,79 (0,589)	2,398 (0,012)	2,519 (0,013)
	60-80	0,249 (0,012)	0,124 (0,006)	0,058 (0,003)	2,124 (0,006)	19,08 (0,805)	2,545 (0,013)	2,567 (0,013)
<b>PE 4.5</b>	0-10	0,461 (0,023)	0,231 (0,012)	0,104 (0,005)	2,231 (0,012)	11,65 (0,433)	2,262 (0,011)	2,459 (0,012)
	10-20	0,368 (0,018)	0,184 (0,009)	0,084 (0,004)	2,184 (0,009)	13,85 (0,543)	2,370 (0,012)	2,504 (0,013)
	20-40	0,282 (0,014)	0,141 (0,007)	0,066 (0,003)	2,141 (0,007)	17,16 (0,708)	2,488 (0,012)	2,548 (0,013)
	60-80	0,263 (0,013)	0,132 (0,007)	0,062 (0,003)	2,132 (0,007)	18,19 (0,759)	2,513 (0,013)	2,559 (0,013)
<b>PE Trad</b>	0-10	0,453 (0,023)	0,227 (0,011)	0,102 (0,005)	2,227 (0,011)	11,82 (0,441)	2,268 (0,011)	2,463 (0,012)
	10-20	0,391 (0,020)	0,196 (0,010)	0,089 (0,004)	2,196 (0,010)	13,22 (0,511)	2,336 (0,012)	2,493 (0,012)
	20-40	0,302 (0,015)	0,151 (0,008)	0,070 (0,003)	2,151 (0,008)	16,25 (0,662)	2,457 (0,012)	2,538 (0,013)
	60-80	0,260 (0,013)	0,130 (0,007)	0,061 (0,003)	2,130 (0,007)	18,36 (0,768)	2,525 (0,013)	2,560 (0,013)

TAB. 4.6: Paramètres texturaux des sols des quatre parcelles d'essais (incertitudes entre parenthèses)

FIG. 4.8: Paramètre de texture  $mn$  des sols des quatre parcelles d'essais

#### 4.2.2.2 Détermination des paramètres structuraux des propriétés hydrodynamiques des sols

Pour la combinaison des équations de Van Genuchten (4.2a) avec condition de Burdine pour  $\psi(\theta)$  et de Brooks & Corey (4.2b) pour  $K(\theta)$ , les paramètres structuraux sont  $K_s$  ( $m \cdot s^{-1}$ ),  $\theta_s$  ( $m^3 \cdot m^{-3}$ ) et  $\psi_g^4$  ( $m$ ). Ces paramètres se calculent en utilisant les équations (4.10), (4.6) et (4.14) qui s'écrivent respectivement dans notre cas particulier<sup>5</sup> :

$$K_s = \frac{\alpha_t}{\alpha_I} \left[ 1 - \left( \frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right]^{-1} \quad (4.19)$$

$$\theta_s = n_s 2^{m-M} \quad (4.20)$$

$$\psi_g = - \frac{\Delta K}{K_s} \frac{f_{\psi_g}(M, N, D_g)}{\Delta \theta \alpha_I} \quad (4.21)$$

Dans un premier temps nous avons estimé  $\theta_s$  au moyen des paramètres texturaux (tableau 4.6) et des mesures de porosité du sol (tableau 4.4). Ensuite chaque courbe d'infiltration  $I(t)$  a été ajustée à la loi adimensionnelle invariante  $I^*(t^*)$  définie par l'équation (4.1), en utilisant le paramètre  $c_p$  défini dans le tableau (4.6). Cet ajustement a permis de déterminer un couple unique de paramètres  $(\alpha_I; \alpha_t)$  pour chaque essai d'infiltration. Les valeurs de  $K_s$  et  $\psi_g$  se calculent alors facilement en utilisant  $\alpha_I$  et  $\alpha_t$ ,

<sup>4</sup>Nous choisissons ici délibérément de prendre  $\psi_g = \psi_{gd}$  à des fins comparatives car la plupart des méthodes de mesure déterminent ce paramètre en phase de séchage (annexe D).

<sup>5</sup>Charge hydraulique de surface considérée nulle :  $\psi_1 = h_{surf} \simeq 0$  m.

les paramètres structuraux (tableau 4.6), l'humidité initiale (tableau 4.5) et la valeur calculée de  $\theta_s$ . Il devient alors possible de calculer la sorptivité intrinsèque du sol  $S_1(\theta_s, 0)$  en utilisant les paramètres qui viennent d'être calculés et l'équation (4.12).

Nous avons cherché à présenter chaque paramètre estimé au moyen de valeurs représentatives de ce paramètre, pour une parcelle et une profondeur données (tableau 4.7). Pour  $\theta_s$  nous donnons une moyenne arithmétique et un écart type, calculés à partir de 20 valeurs en surface (0 et 2 cm) et de cinq valeurs en profondeur. En ce qui concerne  $K_s$ ,  $\psi_g$  et  $S_1$ , nous savons que par nature ces grandeurs varient facilement d'un ordre de grandeur à l'échelle de la parcelle. Le calcul d'une moyenne arithmétique aurait conduit à privilégier les valeurs fortes de façon exagérée. Nous avons préféré présenter  $K_s$ ,  $\psi_g$  et  $S_1$  sous forme d'un triplet moyenne logarithmique, valeur minimale et valeur maximale, à partir des 10 valeurs à 0 cm, à 2 cm et des 5 valeurs à 50 cm. Afin de pouvoir apprécier visuellement ces résultats nous avons également représenté  $K_s$ ,  $\theta_s$ ,  $\psi_g$  et  $S_1(\theta_s, 0)$  sur les figures (4.9), (4.10), (4.11) et (4.12), pour les quatre parcelles d'essais et les 3 horizons de mesure (0, 2 et 50 cm). De l'examen de ces 4 figures et du tableau (4.7) il ressort un comportement bien démarqué des parcelles non paillées PE 0 et PE Trad par rapport aux parcelles paillées PE 1.5 et PE 4.5. Sur PE 0 et PE Trad les valeurs de  $K_s$  et  $S_1$  sont sensiblement plus faibles à 0 cm qu'à 2 cm, et notablement plus faibles qu'à 50 cm. Ce comportement suggère clairement la présence d'un mince horizon de surface qui limite l'infiltration (croûte). En terme de  $\theta_s$  et  $\psi_g$ , on constate des valeurs plus faibles en surface qu'en profondeur, mais pas de différenciation nette par rapport aux parcelles paillées. Il semble donc que la croûte affecte principalement la conductivité hydraulique du sol et indirectement la sorptivité. Sur PE 1.5 et PE 4.5 les valeurs de  $K_s$  et  $S_1$  sont quasiment les mêmes à 0, 2 et 50 cm, même si l'on observe une sorptivité légèrement plus forte à 50 cm. En outre, comme nous venons de le voir, les valeurs de  $\theta_s$  et  $\psi_g$  sont assez similaires à celles des parcelles non paillées. Le paillis agit donc en prévenant efficacement la formation d'une croûte de surface sur PE 1.5 et PE 4.5 où il maintient une conductivité hydraulique de surface importante, une sorptivité élevée et *in fine* une bonne capacité du sol à l'infiltration. Il n'altère en revanche pas significativement la courbe de rétention du sol qui est de fait approximativement identique pour les quatre parcelles.

Parcelle	Prof. (cm)	$K_s (m.s^{-1})$			$\theta_s (m^3.m^{-3})$		$\psi_g (m)^a$			$S_1(\theta_s, 0) (m.s^{-1/2})$		
		$m_{log}^b$	min <sup>c</sup>	max <sup>d</sup>	m <sup>e</sup>	$\sigma^f$	$m_{log}$	min	max	$m_{log}$	min	max
<b>PE 0</b>	0	$1,30 \cdot 10^{-6}$	$8,44 \cdot 10^{-8}$	$4,49 \cdot 10^{-6}$	0,4234	0,0147	-0,041	-0,150	-0,014	$1,23 \cdot 10^{-4}$	$5,96 \cdot 10^{-5}$	$2,12 \cdot 10^{-4}$
	2	$2,47 \cdot 10^{-6}$	$1,30 \cdot 10^{-6}$	$4,70 \cdot 10^{-6}$	0,4234	0,0147	-0,066	-0,110	-0,037	$2,16 \cdot 10^{-4}$	$1,46 \cdot 10^{-4}$	$2,90 \cdot 10^{-4}$
	50	$8,07 \cdot 10^{-6}$	$4,29 \cdot 10^{-6}$	$1,96 \cdot 10^{-5}$	0,5275	0,0254	-0,189	-0,574	-0,112	$7,00 \cdot 10^{-4}$	$5,68 \cdot 10^{-4}$	$9,08 \cdot 10^{-4}$
<b>PE 1.5</b>	0	$1,58 \cdot 10^{-5}$	$6,16 \cdot 10^{-6}$	$2,90 \cdot 10^{-5}$	0,4267	0,0275	-0,038	-0,178	-0,018	$4,06 \cdot 10^{-4}$	$1,89 \cdot 10^{-4}$	$6,82 \cdot 10^{-4}$
	2	$8,21 \cdot 10^{-6}$	$2,32 \cdot 10^{-6}$	$1,73 \cdot 10^{-5}$	0,4267	0,0275	-0,065	-0,188	-0,021	$3,82 \cdot 10^{-4}$	$1,56 \cdot 10^{-4}$	$7,56 \cdot 10^{-4}$
	50	$1,82 \cdot 10^{-5}$	$1,44 \cdot 10^{-5}$	$2,19 \cdot 10^{-5}$	0,5326	0,0111	-0,232	-0,324	-0,135	$1,06 \cdot 10^{-3}$	$9,51 \cdot 10^{-4}$	$1,19 \cdot 10^{-3}$
<b>PE 4.5</b>	0	$2,18 \cdot 10^{-5}$	$6,89 \cdot 10^{-6}$	$4,27 \cdot 10^{-5}$	0,4252	0,0177	-0,053	-0,077	-0,026	$5,62 \cdot 10^{-4}$	$2,18 \cdot 10^{-4}$	$8,61 \cdot 10^{-4}$
	2	$1,31 \cdot 10^{-5}$	$4,17 \cdot 10^{-6}$	$3,30 \cdot 10^{-5}$	0,4252	0,0177	-0,080	-0,529	-0,039	$5,31 \cdot 10^{-4}$	$3,45 \cdot 10^{-4}$	$7,88 \cdot 10^{-4}$
	50	$1,36 \cdot 10^{-5}$	$1,13 \cdot 10^{-5}$	$1,86 \cdot 10^{-5}$	0,5116	0,0208	-0,305	-0,418	-0,214	$1,05 \cdot 10^{-3}$	$9,38 \cdot 10^{-4}$	$1,17 \cdot 10^{-3}$
<b>PE Trad</b>	0	$1,83 \cdot 10^{-6}$	$5,08 \cdot 10^{-7}$	$6,26 \cdot 10^{-6}$	0,4429	0,0123	-0,037	-0,151	-0,009	$1,24 \cdot 10^{-4}$	$4,74 \cdot 10^{-5}$	$2,51 \cdot 10^{-4}$
	2	$5,62 \cdot 10^{-6}$	$2,11 \cdot 10^{-6}$	$1,66 \cdot 10^{-5}$	0,4429	0,0123	-0,048	-0,125	-0,020	$2,54 \cdot 10^{-4}$	$1,07 \cdot 10^{-4}$	$4,76 \cdot 10^{-4}$
	50	$2,09 \cdot 10^{-5}$	$1,60 \cdot 10^{-5}$	$2,68 \cdot 10^{-5}$	0,5189	0,0119	-0,171	-0,194	-0,156	$1,04 \cdot 10^{-3}$	$8,90 \cdot 10^{-4}$	$1,12 \cdot 10^{-3}$

<sup>a</sup>Nous présentons ici  $\psi_g = \psi_{gd}$ .

<sup>b</sup>Moyenne logarithmique.

<sup>c</sup>Valeur minimale.

<sup>d</sup>Valeur maximale.

<sup>e</sup>Moyenne arithmétique.

<sup>f</sup>Écart type.

TAB. 4.7: Paramètres structuraux des sols des quatre parcelles d'essais (incertitudes entre parenthèses)

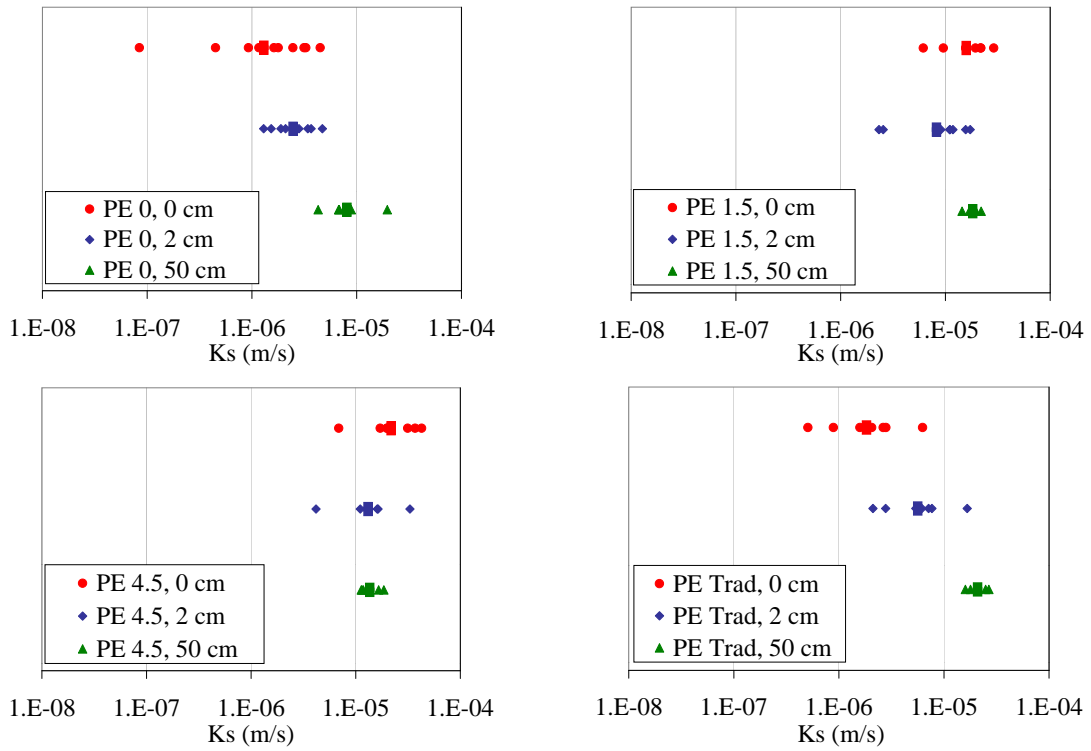


FIG. 4.9: Conductivité hydraulique  $K_s$  des sols des 4 PE (moyenne logarithmique représentée)

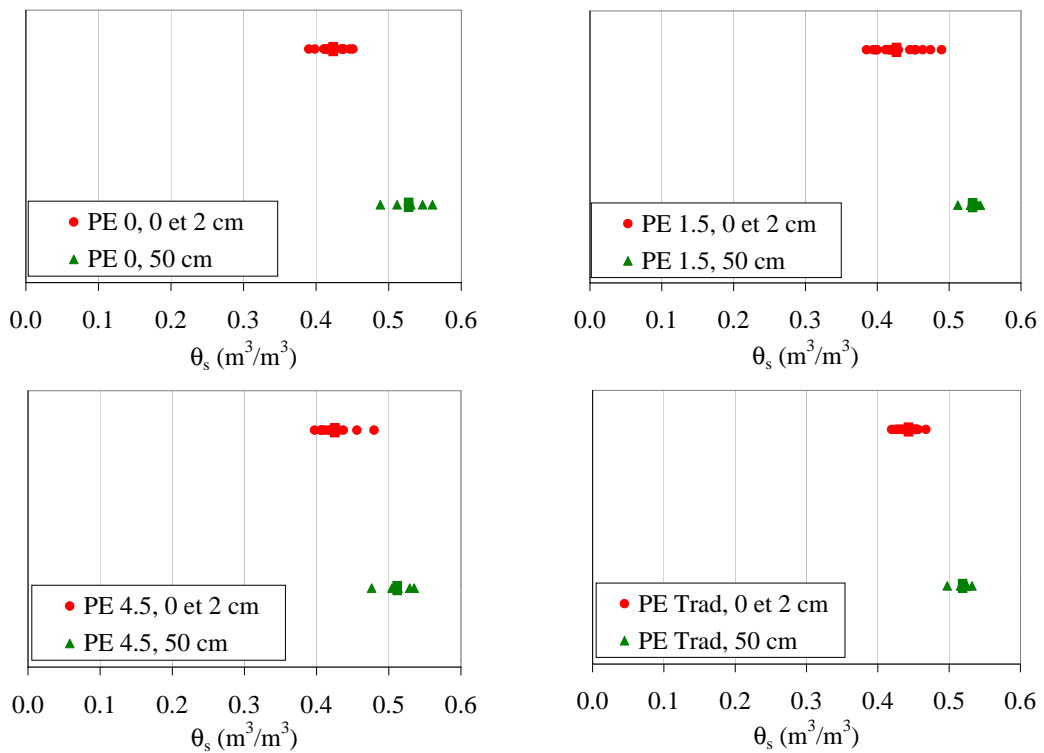


FIG. 4.10: Humidité volumique à saturation  $\theta_s$  des sols des 4 PE (moyenne arithmétique représentée)

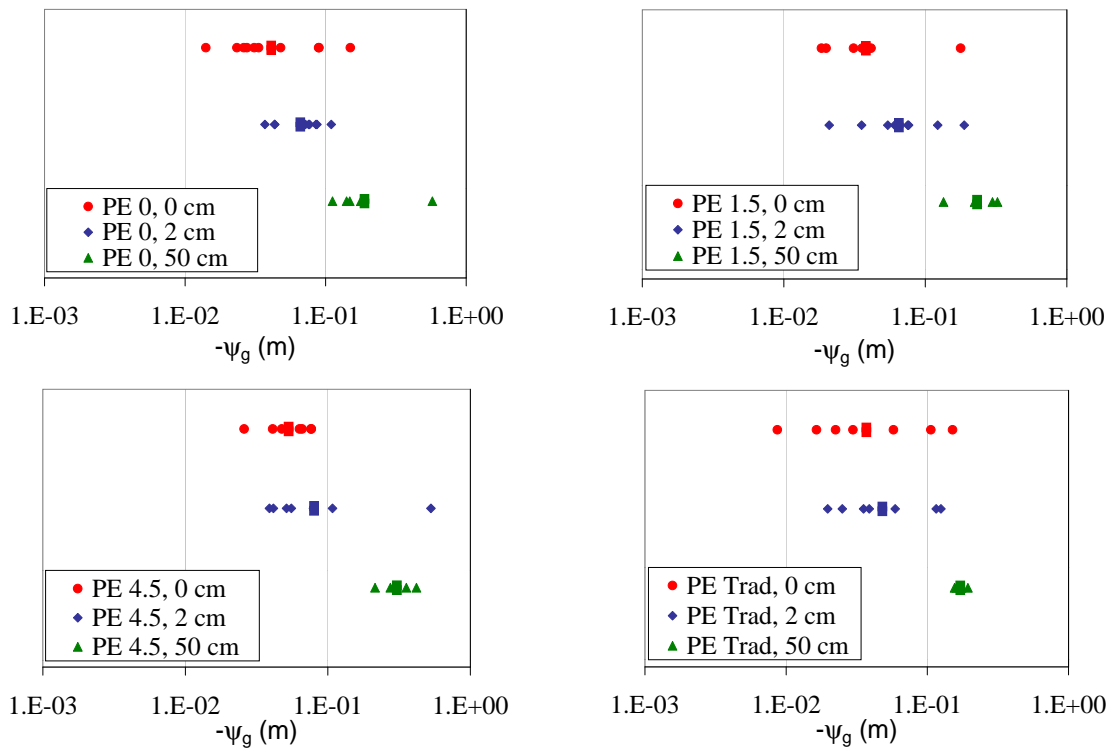


FIG. 4.11: Potentiel de référence de Van Genuchten  $\psi_g$  des sols des 4 PE (moyenne logarithmique représentée)

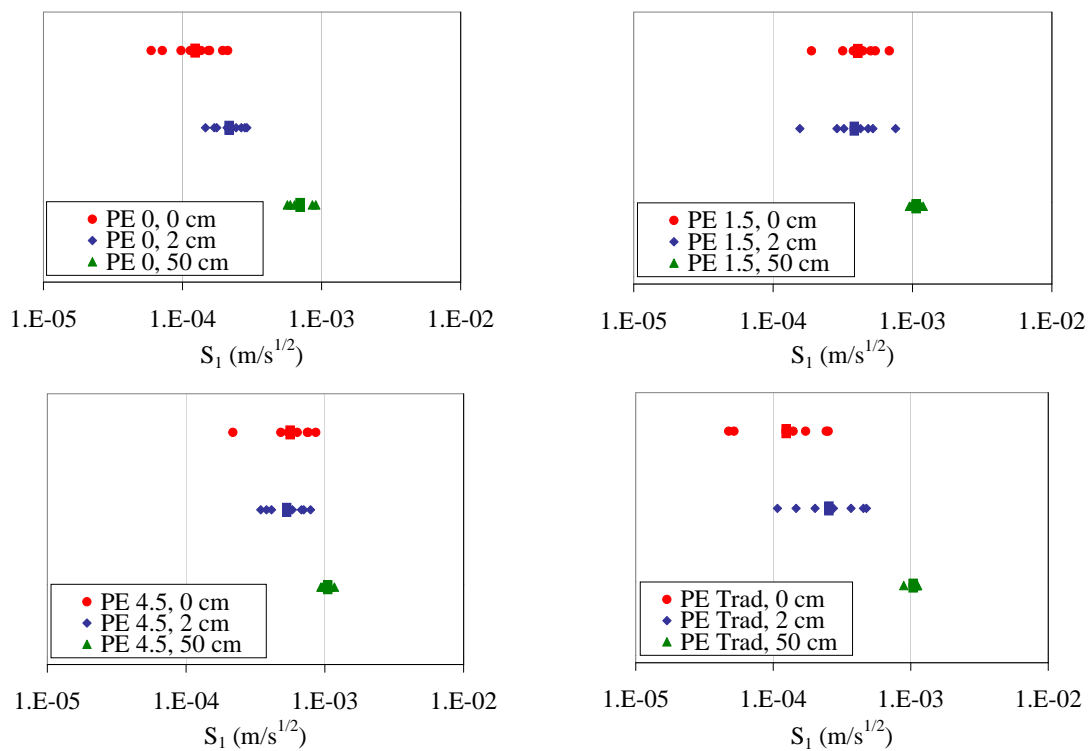


FIG. 4.12: Sorptivité intrinsèque  $S_1(\theta_s, 0)$  des sols des 4 PE (moyenne logarithmique représentée)



#### 4.2.2.3 Récapitulatif des effets du paillis sur les propriétés hydrodynamiques des sols

Une présentation synthétique de l'ensemble des effets constatés du paillis sur l'évolution des propriétés hydrodynamiques de surface du sol à long terme est donnée dans le tableau (4.8), pour notre contexte d'étude.

<b>Paramètre</b>	<b>En présence de paillis de résidus de maïs</b>	<b>Sans paillis</b>
$K_s$	Maintenu à une valeur élevée	Fortement réduit
$S_1(\theta_s, 0)$	Maintenu à une valeur élevée	Fortement réduit
$\theta_s$	Apparemment non affecté	Apparemment non affecté
$\psi_g$	Apparemment non affecté	Apparemment non affecté
$mn$	Apparemment non affecté	Apparemment non affecté

TAB. 4.8: Effet du paillis sur l'évolution à long terme des paramètres des propriétés hydrodynamiques de surface

### 4.3 Discussion et conclusion

L'objectif de ce chapitre a été d'étudier et quantifier les effets à long terme d'un paillis de résidus de maïs sur les propriétés hydrodynamiques d'un sol et sur l'infiltration de l'eau dans ce sol. Ce travail s'est appuyé d'une part sur la théorie de l'analyse dimensionnelle appliquée à l'infiltration dans les sols, et d'autre part sur une campagne de mesures mise en œuvre sur quatre parcelles expérimentales (parcelles d'essais ou PE), ayant subi chacune un itinéraire technique différent, répété à l'identique depuis 1994 (section 4.1.2) que l'on rappelle ici :

- PE 0 : culture de maïs, semis direct sans paillis de résidus,
- PE 1.5 : culture de maïs, semis direct avec un paillis de  $1,5 \text{ t.ha}^{-1}$  de résidus de maïs,
- PE 4.5 : culture de maïs, semis direct avec un paillis de  $4,5 \text{ t.ha}^{-1}$  de résidus de maïs,
- PE Trad : culture de maïs, traitement traditionnel.

La quantification des effets des itinéraires a été réalisée au moyen des paramètres caractérisant les propriétés hydrodynamiques du sol  $\psi(\theta)$  et  $K(\theta)$  en surface (0 et 2 cm) et en profondeur (50 cm). Il s'agit pour les fonction choisies d'un paramètre textural  $mn$  (-) et de trois paramètres structuraux  $K_s$ , conductivité hydraulique à saturation ( $\text{m.s}^{-1}$ ),  $\theta_s$ , humidité volumique à saturation ( $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ ) et  $\psi_g$ , potentiel matriciel de référence de Van Genuchten ( $m$ ). L'hypothèse forte de ce travail est l'égalité des paramètres structuraux pour les quatre parcelles au temps initial (1994), avant différenciation des traitements. Rappelons que la sorptivité intrinsèque du sol  $S_1$  ( $\text{m.s}^{-1/2}$ ), calculée à partir des paramètres précédents, a également été utilisée pour caractériser la capacité des sols à infiltrer de l'eau en l'absence de gravité, sous l'action des seules forces de capillarité.

Les itinéraires techniques ont un effet majeur à long terme sur certaines propriétés structurelles de l'horizon de surface du sol. Nous constatons en particulier un effet très marqué du paillis sur  $K_s$ , et indirectement  $S_1$ , à la surface du sol des parcelles paillées (PE 1.5 et PE 4.5). Sur ces parcelles on observe des valeurs de  $K_s$  de l'ordre de  $10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$  ( $S_1$  de l'ordre de  $5.10^{-4} \text{ m.s}^{-1/2}$ ), élevées et relativement homogènes sur tout le profil 0-50 cm. En particulier on n'observe pas de différence significative entre les valeurs de ces paramètres mesurées à 0 et 2 cm. Ce comportement signe une protection physique des états de surface du sol par le paillis et garantit une forte capacité d'infiltration au sol. Sur les parcelles non paillées (PE 0 et PE Trad) les valeurs de  $K_s$  et  $S_1$  sont analogues à celles observées sur les parcelles paillées en profondeur. Elles sont en revanche fortement réduites à la surface ( $K_s \sim 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$  et  $S_1$  de l'ordre de  $10^{-4} \text{ m.s}^{-1/2}$ ). On observe notamment un facteur 2 à 3 entre les valeurs de  $K_s$  et  $S_1$  estimées

à 2 cm de profondeur et celles estimées à la surface du sol. Ce comportement est caractéristique d'une croûte (Vandervaere *et al.*, 1998) présente à la surface du sol des parcelles non paillées. En l'absence de paillis, l'impact direct des gouttes de pluie détruit la rugosité de surface du sol et le transport de sédiments par le ruissellement conduit à son colmatage. Ces deux actions entraînent une forte réduction de la capacité du sol à l'infiltration. Ces résultats sont conformes aux travaux de Carter & Steed (1992). Ces auteurs montrent qu'à long terme (7 et 10 ans) l'infiltration dans un sol couvert de résidus de blé ou de lupin est plus importante que dans ce même sol nu. Carter & Steed (1992) expliquent que cet effet est essentiellement dû à une stabilisation de la structure du sol par la matière organique et une augmentation du nombre et de la taille des macropores (activité biologique) conduisant à des valeurs de  $K_s$  et  $S_1$  plus élevées.

Les paramètres structuraux  $\theta_s$  et  $\psi_g$  semblent être moins affectés par la présence de paillis.  $\theta_s$  prend une valeur d'environ  $0,523 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  en profondeur (>20 cm) pour les quatre parcelles d'essais et  $0,425 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  en surface (0-20 cm) pour PE 0, PE 1.5 et PE 4.5. PE Trad présente un  $\theta_s$  de surface sensiblement plus élevé ( $0,443 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ), que l'on attribue à un effet résiduel du travail du sol sur cette parcelle (horizon 0-10 cm). En terme de  $\psi_g$ , on constate à nouveau un comportement analogue pour les quatre parcelles :  $\psi_g$  prend une valeur de l'ordre de -0,04 m en surface, décroît à -0,06 m à 2 cm et à -0,22 m à 50 cm. Seule PE 4.5 se démarque à la marge par des valeurs de  $\psi_g$  légèrement plus faibles, surtout en profondeur. Quoiqu'il en soit il est difficile de voir un quelconque effet du paillis sur ces 2 paramètres et il semble que la courbe de rétention du sol ne soit pas affectée par la présence de paillis. Ce résultat est partiellement corroboré par les travaux de Vandervaere *et al.* (1998). Ces auteurs trouvent des valeurs de  $\theta_s$  semblables pour deux croûtes<sup>6</sup> et pour le sol sous-jacent (tableau 1.9), ce qui suggère que l'encroûtement n'altère pas fortement la valeur de  $\theta_s$ . En revanche Vandervaere *et al.* (1998) estiment le potentiel hydrique de Green et Ampt au front d'humectation,  $h_f$ , à environ -0,07 m pour les deux croûtes étudiées et -0,04 m pour le sol sous-jacent. Leurs résultats indiquent une diminution de  $h_f$  (analogue à  $\psi_g$ ) lors de l'encroûtement, que l'on ne retrouve pas dans notre cas.

Le cas particulier d'un paillis de faible couverture mérite d'être discuté à ce stade. Sur PE 1.5 le paillis ne couvre que 30% du sol mais se montre paradoxalement aussi efficace que celui de PE 4.5 qui couvre 70% du sol (tableau 4.7). Il paraît étonnant qu'un paillis si peu couvrant assure une si bonne protection au sol. Il faut en fait se rappeler que le taux de couverture ne donne qu'une information partielle sur la nature et la quantité de paillis sur le sol des parcelles d'essais. En effet, comme nous l'avons vu dans

---

<sup>6</sup>Une croûte de structure et une croûte de sédimentation.

1.1.1, l'application répétée de faibles doses de paillis entraîne à long terme la mise en place d'un *tapis organique protecteur*, composé de petits débris organiques provenant de la décomposition des paillis antérieurs. Ce *tapis organique* peut couvrir une fraction importante du sol (figure 1.2 page 27), ce qui explique au moins en partie la forte intensité des effets du paillis de PE 1.5.

La méthodologie utilisée nous a donc permis de quantifier les effets à long terme d'un paillis de résidus de maïs sur les propriétés hydrodynamiques d'un sol et sur l'infiltration de l'eau dans ce sol, dans le cas particulier d'un paillis de résidus de maïs, et pour un sol qui a tendance à développer un encroûtement en l'absence de protection. La portée de ces résultats devrait être testée en étudiant l'effet de la nature du paillis et celui de la texture et de la structure du sol. Quoiqu'il en soit, dans le cadre de cette étude ces résultats peuvent être utilisés dans le modèle de fonctionnement global PASTIS (section 6.1.1), en terme de caractéristiques hydrodynamiques du sol  $\psi(\theta)$  et  $K(\theta)$ . Notons toutefois que le modèle d'infiltration utilisé pour déduire les caractéristiques hydrodynamiques repose sur l'hypothèse d'un écoulement monodimensionnel vertical. Or, nous avons pu constater sur le terrain que la zone mouillée en fin d'essai d'infiltration s'apparente plus à un bulbe qu'à un cylindre. Cette simplification du modèle conduit vraisemblablement à une légère surestimation des paramètres  $K_s$  et  $S_1$ , dont il faudra tenir compte dans PASTIS. Le modèle d'infiltration tridimensionnel développé par Haverkamp *et al.* (1994) aurait vraisemblablement donné des résultats plus proches de la réalité, mais il n'a pas pu être mis en œuvre, faute de temps.

## Chapitre 5

# Effets du paillis sur le ruissellement

Ce chapitre est dédié à l'analyse des effets du semis direct avec paillis de résidus sur les phénomènes physiques impliqués dans le ruissellement : interception de la pluie par la culture et par le paillis, infiltration de l'eau dans le sol, rétention d'eau en surface et écoulement du ruissellement sur le sol. Le travail a pour objectifs, d'une part la compréhension et la quantification des processus gouvernant le ruissellement en présence de paillis, d'autre part la formalisation de ces processus dans un modèle simple à base physique. Ce modèle sera intégré par la suite dans un modèle de fonctionnement global (chapitre 6).

Le travail s'appuie sur quatre parcelles de ruissellement (PR) (figure 2.2), qui ont subi chacune un itinéraire technique différent, répété à l'identique depuis 1994 (section 5.1.2). D'un point de vue théorique, les processus qui gouvernent le ruissellement sur un sol nu ou paillé et/ou cultivé sont complexes, et il est nécessaire de faire des hypothèses simplificatrices pour pouvoir les modéliser. Nous savons cependant qu'il existe des *classes de comportement* qui peuvent être décrites par la typologie suivante (Perez, 1994) :

- sol au fonctionnement de type *hewletien* : la saturation des horizons sous-jacents entraîne le refus d'infiltration sans dégradation des états de surface du sol,
- sol au fonctionnement de type *hortonien* : l'interface sol-atmosphère régit le processus d'infiltration à travers sa conductivité hydraulique, affectée par la dégradation des états de surface (Touma *et al.*, 1999),
- sol mixte : le refus à l'infiltration est causé à la fois par une saturation des horizons sous-jacents et par les propriétés de l'interface sol-atmosphère (Carter & Steed, 1992).

Dans le cadre de notre travail nous n'avons pas rencontré de limitation à l'infiltration par saturation du sol (conductivité hydraulique élevée en profondeur). En revanche, sur les parcelles non paillées la formation d'une croûte limite la conductivité hydraulique et l'infiltration (section 4.2). Nous écartons

dès lors l'hypothèse d'un sol de type *hewletien* et nous considérons que le ruissellement sur les sols étudiés rentre dans le cadre d'un comportement *hortonien*. Cette hypothèse est fondamentale car elle sous-tend le formalisme de toute la modélisation mise en œuvre dans ce chapitre.

Par ailleurs, ce travail se situe à l'échelle *locale* (20 m<sup>2</sup>). A cette échelle, nous négligerons les processus de mise en mouvement de la lame d'eau ruisselée et le freinage de la lame d'eau ruisselante par les gouttes de pluie arrivant à son contact (augmentation de son épaisseur et retard à l'écoulement) (Fiedler, 1997). On considérera ainsi que le ruissellement est un processus de dimension spatiale zéro, ne présentant pas d'hétérogénéité le long de l'axe d'écoulement. La modélisation du ruissellement s'est déroulée en trois étapes :

1. La première étape est un travail préliminaire d'analyse de la structure du ruissellement au moyen d'un outil d'ajustement statistique (DPFT<sup>1</sup>) qui décompose le ruissellement en une fonction de production et une fonction de transfert. Le modèle DPFT permet d'analyser de façon synthétique les grandes tendances et les différents comportements de chaque parcelle de ruissellement (déclenchement, propagation, et étalement dans le temps). Cette première étape a permis d'identifier les phénomènes majeurs caractérisant le ruissellement sur les parcelles étudiées, afin de les introduire dans une modélisation physique déterministe.
2. La deuxième étape est un premier pas vers une modélisation physique. Au cours de cette étape une fonction de production à caractère physique (loi de Philip (1957a)) est substituée à la fonction de production du modèle DPFT. Cette nouvelle fonction de production est couplée à la fonction de transfert du modèle DPFT, qui reste le support de la modélisation pour le transfert du ruissellement. Ce modèle hybride intermédiaire est appelé modèle mixte. Les paramètres de sa fonction de production sont calés en s'appuyant sur les mesures expérimentales de ruissellement.
3. La troisième et dernière étape est dédiée à la mise au point d'un modèle entièrement physique composé de la fonction de production précédemment décrite, couplée à un module de transfert du ruissellement basé sur le formalisme physique de Darcy-Weisbach (Gilley & Kottwitz, 1995), adapté au cas d'un paillis. Les paramètres de la fonction de production sont ceux issus du calage de l'étape 2. Les paramètres de la fonction de transfert sont à leur tour calibrés sur les mêmes mesures expérimentales. Enfin, le modèle est validé sur un jeu de données indépendantes.

---

<sup>1</sup>Différence Première de la Fonction de Transfert.

## 5.1 Matériels et méthodes

### 5.1.1 Modélisation

#### 5.1.1.1 Modèle d'ajustement statistique DPFT

Le modèle d'ajustement statistique DPFT (Différence Première de la Fonction de Transfert) est décrit en détail par Nalbantis (1984). Cet auteur a étudié les limites du modèle, sa sensibilité à différents types de bruits (pluie et débit) et à la non homogénéité spatiale de la pluie. Duband *et al.* (1993) ont utilisé ce modèle pour simuler la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. Nous l'appliquons, à notre connaissance pour la première fois, sur des parcelles de taille réduite (20 m<sup>2</sup>). Le modèle DPFT repose sur des hypothèses précises : i) sol à fonctionnement *hortonien* ii) pluie homogène à l'échelle d'application du modèle, iii) linéarité de la transformation unitaire *refus à l'infiltration-débit* et iv) invariance temporelle des processus de propagation du ruissellement.

Dans le cas étudié, les hypothèses i) et ii) sont remplies. Faire les hypothèses iii) et iv) implique de négliger les processus de réinfiltration lors de l'écoulement du ruissellement, et de considérer que la croissance de la plante n'affecte pas significativement le ruissellement.

D'un point de vue conceptuel le modèle DPFT se décompose en deux opérations élémentaires. Dans un premier temps les intensités de pluie  $P' = \frac{dP}{dt}$  (kg.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>) sont transformées en pluie efficace (refus à l'infiltration)  $P'_{ef}$  (kg.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>), par une transformation non linéaire appelée fonction de production du ruissellement. Ensuite la pluie efficace,  $P'_{ef}$ , est à son tour transformée en débit à l'exutoire  $q_r$  (kg.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>), par une transformation linéaire qui conserve le volume et s'appuie sur un hydrogramme unitaire (HU) (figure 5.1). Cette transformation peut s'écrire comme le produit de convolution de l'hydrogramme unitaire et des pluies efficaces (Duband *et al.*, 1993) :

$$q_{r,l}^{(i)} = \sum_{j=1}^K H^{(j)} P'_{ef,l}{}^{(i-j+1)} \quad (5.1)$$

avec  $q_{r,l}^{(i)}$  débit de ruissellement au pas de temps  $i$  pour l'épisode de pluie  $l$ ,  $H^{(j)}$ ,  $j^{\text{ème}}$  coefficient de l'hydrogramme unitaire (-),  $P'_{ef,l}{}^{(i-j+1)}$ , pluie efficace au pas de temps  $i - j + 1$  pour l'épisode  $l$  et  $K$ , nombre de pas de temps de HU (-). HU est invariant dans le temps. Chaque parcelle de ruissellement est représentée par son HU, valable pour tous les épisodes pluvieux. La non linéarité de la transformation pluie-débit est reportée intégralement sur la transformation pluie-pluie efficace. Cette transformation est propre à chaque parcelle et à chaque événement pluvieux.

Il n'est pas nécessaire de formuler *a priori* la fonction de transfert et l'hydrogramme unitaire. Leur détermination se fait par un calcul itératif au cours duquel les variations de débits  $\Delta q_r = q_r(t+dt) - q_r(t)$  sont ajustées aux variations de débits mesurées expérimentalement (figure (F.1), annexe F). L'utilisation des variations de débits et non les débits permet de s'affranchir d'un éventuel débit de base quasi-constant, qui ne correspond pas à une réponse en ruissellement. Elle garantit également une plus grande indépendance des variables, en réduisant la corrélation entre des variables successives. Quand les critères de convergence sont remplis, le résultat de l'ajustement fournit i) une série de pluie efficace  $P'_{ef}$  pour chaque événement pluvieux et chaque parcelle et ii) les  $K$  coefficients de l'hydrogramme unitaire de chaque parcelle. Findeling *et al.* (2000) ont testé l'influence de l'échantillonnage des événements et vérifié l'unicité de la solution trouvée par le modèle après convergence. Ces auteurs montrent une bonne robustesse du modèle DPFT.

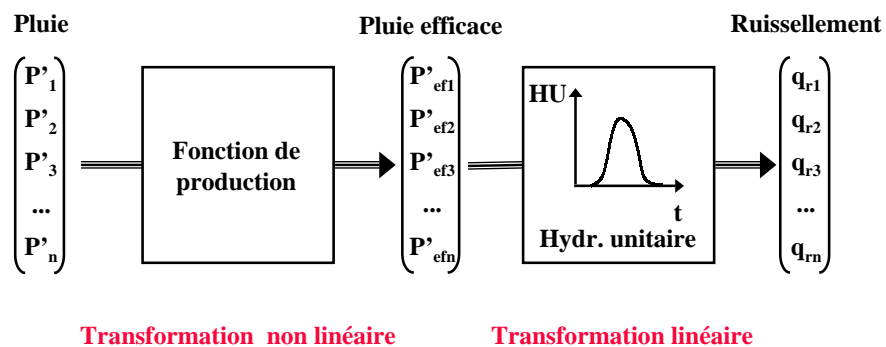


FIG. 5.1: Schéma conceptuel du modèle DPFT

### 5.1.1.2 Modèle physique de production et de transfert du ruissellement

**Fonction de production** - La fonction de production du ruissellement tient compte de l'interception de l'eau de pluie par la culture et le paillis. L'eau arrivant au sol peut alors être stockée (capacité de rétention), infiltrée dans le sol ou évacuée par ruissellement.

- Interception de la pluie par la culture

La culture intercepte l'eau de pluie jusqu'à une valeur maximale, proportionnelle à son indice foliaire à la date considérée :

$$R_{c,max}(t) = a_{LAI}LAI(t) \quad (5.2)$$



avec  $R_{c,max}$ , stockage d'eau maximal de la culture ( $m$ ),  $LAI$ , indice foliaire de la culture ( $m^2.m^{-2}$ ),  $a_{LAI} = 2 \cdot 10^{-4}$ , coefficient empirique<sup>2</sup> ( $m$ ) et  $t$ , temps ( $s$ ). Une fois le réservoir  $R_{c,max}$  rempli, l'intégralité de la pluie traverse la canopée. La quantité de pluie interceptée par la culture est appelée  $P_c$  ( $m$ ).

- Interception de la pluie par le paillis

La biomasse du paillis  $Q_p$  ( $t.ha^{-1}$ ) suit une loi de décroissance exponentielle en fonction du temps (Arreola Tostado, 1996) :

$$Q_p(t) = Q_p(0) \exp(-\alpha_{Q_p} t) \quad (5.3)$$

avec  $\alpha_{Q_p} = 7,02 \cdot 10^{-3}$ , dégradabilité du paillis ( $j^{-1}$ ) et  $t$ , temps ( $j$ ). A un instant donné  $t$ , le paillis peut intercepter l'eau de pluie jusqu'à une valeur maximale proportionnelle à sa biomasse :

$$R_{p,max}(t) = a_{Q_p} Q_p(t) \quad (5.4)$$

avec  $R_{p,max}$ , stockage d'eau maximal du paillis ( $m$ ),  $a_{Q_p} = 0,355 \cdot 10^{-3}$ , coefficient empirique de capacité de stockage ( $m.ha.t^{-1}$ ), tiré de Arreola Tostado (1996). La gestion du réservoir paillis se fait alors selon la loi :

$$\frac{dR_p}{dt} = \tau_c \frac{d(P - P_c)}{dt} \quad (5.5a)$$

$$0 \leq R_p \leq R_{p,max} \quad (5.5b)$$

avec  $R_p$ , stockage d'eau du paillis ( $m$ ) et  $\tau_c$ , taux de couverture du paillis ( $m^2.m^{-2}$ ). Quand le paillis atteint sa quantité maximale de stockage, l'intégralité de la pluie arrivant au niveau du paillis est transmise au sol. Dans le cas contraire le paillis intercepte une partie de la pluie  $P_p$  ( $m$ ). La pluie arrivant au sol après avoir traversé la culture et le paillis est  $P_s = P - P_c - P_p$  ( $m$ ).

- Infiltration de l'eau dans le sol

L'infiltration de l'eau dans le sol est modélisée par la loi de Philip (1957a) :

$$I_{pot} = S_1(\theta_s, \theta_0) \sqrt{t} + \frac{1}{3}(1 + \mu) K_s t \quad (5.6)$$

<sup>2</sup>Ce coefficient est tiré d'une communication personnelle de F. Bussière (1999), qui propose  $a_{LAI} (m) \in [10^{-4}; 4 \cdot 10^{-4}]$ .

avec  $I_{pot}$ , infiltration potentielle ( $m$ ),  $S_1$ , sorptivité du sol ( $m.s^{-1/2}$ ),  $\theta_0$  et  $\theta_s$ , humidités du sol respectivement à l'instant  $t = 0$  et à saturation ( $m^3.m^{-3}$ ),  $\mu$ , paramètre compris entre 0 et 1 (Haverkamp *et al.*, 1999), fixé à 0 dans notre étude,  $K_s$ , conductivité hydraulique du sol à saturation ( $m.s^{-1}$ ) et  $t$ , temps écoulé depuis le début de la pluie ( $s$ ).

- Rétention d'eau à la surface du sol

La capacité de rétention de surface du sol  $h_s$  ( $m$ ) définit l'épaisseur maximale de la lame d'eau qui peut être stockée à la surface du sol (paillé ou non), sans que le ruissellement ne se déclenche. Elle est considérée constante dans le temps, pour une parcelle de ruissellement donnée. Elle prend en compte la rétention du micro-relief du sol et celle des micro-dépressions à l'amont des pailles.

- Ruissellement sur le sol

S'il arrive plus d'eau au sol que la capacité d'infiltration ( $P_s > I_{pot}$ ), il se forme une lame d'eau à la surface du sol d'épaisseur  $h$  ( $m$ ) définie par :

$$\frac{dh}{dt} = \frac{d(P_s - I)}{dt} \quad (5.7a)$$

$$h \geq 0 \quad (5.7b)$$

avec  $I$ , infiltration de l'eau dans le sol ( $m$ ). Si  $h$  dépasse la capacité de rétention d'eau du sol  $h_s$ , il se produit du ruissellement :

$$h_{Ruis} = h - h_s \quad (5.8)$$

avec  $h_{Ruis}$ , lame de ruissellement ( $m$ ) qui sera, soit évacuée intégralement par l'hydrogramme unitaire (modèle mixte), soit conduite vers l'exutoire par le module de transfert décrit ci-après (modèle physique).

Les paramètres de la fonction de production sont résumés dans le tableau (5.1). Les trois qui feront l'objet d'un calage sont la conductivité hydraulique du sol  $K_s$ , sa sorptivité  $S_1(\theta_s, 0)$  et la capacité de rétention superficielle d'eau du sol  $h_s$ .

Définition	Paramètre	Unité	Parcelle			
			PR 4.5P	PR 1.5P	PR 1.5	PR 0
Biomasse du paillis	$Q_p$	$(t.ha^{-1})$	4,5	1,5	1,5	0,0
Couverture du paillis	$\tau_c$	$(m.m^{-1})$	0,7	0,3	0,3	0,0
Dégradabilité du paillis	$\alpha_{Q_p}$	$(j^{-1})$		7,02 $10^{-3}$		
Capacité paillis stockage eau	$a_{Q_p}$	$(m.ha.t^{-1})$		3,55 $10^{-4}$		
Interception pluie par culture	$a_{LAI}$	$(m)$		2,00 $10^{-4}$		
Conductivité hydraulique sol	$K_s$	$(m.s^{-1})$		<b>A estimer</b>		
Sorptivité du sol	$S_1(\theta_s, 0)$	$(m.s^{-1/2})$		<b>A estimer</b>		
Capacité rétention d'eau sol	$h_s$	$(m)$		<b>A estimer</b>		

TAB. 5.1: Paramètres de la fonction physique de production du ruissellement

**Fonction de transfert** - Nous décrivons maintenant les phénomènes physiques principaux qui caractérisent le transfert du ruissellement sur sol nu et sol paillé. Nous proposons une modélisation permettant de prendre en compte ces phénomènes.

### Approche physique

- Formalisme général de Darcy-Weisbach

Le flux de ruissellement sur un sol nu de pente  $S$  (-), couvert d'une lame d'eau d'épaisseur  $h$  (m) peut s'écrire au moyen de la loi de Darcy-Weisbach (Gilley & Kottwitz, 1995) :

$$q_r = \sqrt{\frac{8gS(h - h_s)}{f}} \quad (5.9)$$

avec  $q_r$ , flux horizontal de ruissellement par unité de surface mouillée ( $m.s^{-1}$ ),  $g$ , accélération de la pesanteur ( $m.s^{-2}$ ) et  $f$ , coefficient de frottement de Darcy-Weisbach (-).

- Prise en compte de la tortuosité de l'écoulement par une pente effective

L'observation du ruissellement montre que les trajectoires d'écoulement sont très directes sur sol nu (PR 0). Sur sol paillé les trajectoires sont beaucoup plus sinueuses (figure 5.2) ; les pailles offrant un obstacle physique à l'écoulement.



FIG. 5.2: Observation de la tortuosité des trajectoires d'écoulement sur PR 0 et PR 4.5P

Cette tortuosité entraîne à la fois un allongement des trajectoires et une diminution de la pente effective rencontrée par l'écoulement (figure 5.3). La tortuosité de l'écoulement est définie pour chaque parcelle par :

$$\tau = \frac{d_{réelle}}{d_{min}} \quad (5.10)$$

avec  $\tau$ , tortuosité des trajectoires de l'écoulement ( $m.m^{-1}$ ),  $d_{réelle}$ , distance réellement parcourue par l'écoulement entre un point amont et un point aval arbitraires, et  $d_{min}$ , distance minimale entre ces deux points ( $m$ ). La pente moyenne effective sur laquelle l'écoulement se produit se calcule par une relation trigonométrique, à partir de la tortuosité :

$$S_e = \frac{\sin \alpha}{\sqrt{\tau^2 - \sin^2 \alpha}} \quad \text{en posant} \quad S = \tan \alpha \quad (5.11)$$

avec  $S$  pente réelle du sol,  $S_e$ , pente effective vue par l'écoulement (-) et  $\alpha$ , angle formé par le sol et un plan horizontal ( $rad$ ). La pente effective  $S_e$  est inférieure ou égale à la pente réelle du sol  $S$  ; l'égalité ne se produisant que pour une trajectoire parfaitement directe ( $\tau = 1$ ). Dans toute la suite, nous considérons que le ruissellement s'écoule à la pente effective  $S_e$ .

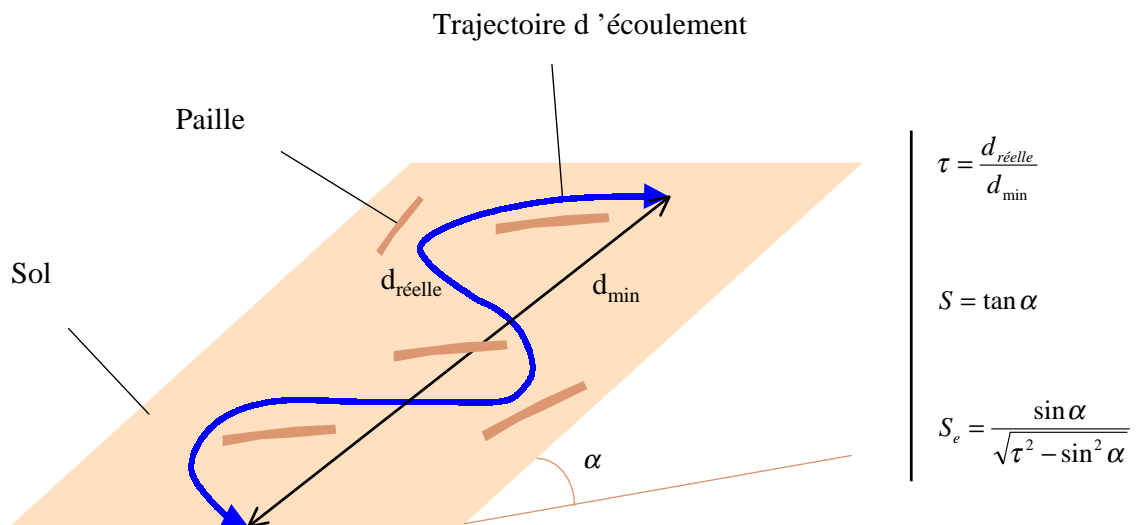


FIG. 5.3: Notion de tortuosité et de pente effective de l'écoulement

- Canalisation de l'écoulement et frottement sur le sol et les pailles

Gilley *et al.* (1986b) montrent que sur certains sols, même en présence de paillis (0 à 6,73 t.ha<sup>-1</sup>), la formation de micro-canaux peut concentrer l'essentiel du ruissellement et du transport de sédiments. Nous avons constaté la présence de tels canaux sur les quatre parcelles de ruissellement. Sur sol nu les canaux sont créés par le micro-relief. En présence de paillis l'écoulement est canalisé entre les pailles (figure 5.4). Dans les deux cas, seule une partie réduite de la largeur de la parcelle (largeur mouillée), conduit le ruissellement vers l'exutoire :

$$l_m = \alpha_l l \quad (5.12)$$

avec  $l$ , largeur de la parcelle ( $m$ ),  $l_m$ , largeur mouillée de la parcelle ( $m$ ) et  $\alpha_l$ , fraction de la largeur de la parcelle participant au ruissellement (-). En s'appuyant sur cette constatation expérimentale, nous considérons que les parcelles de ruissellement sont composées de deux micro-versants (figure 5.5) et d'un canal de pente effective  $S_e$  et de largeur  $l_m$ , servant à évacuer les eaux de ruissellement. La valeur de  $\alpha_l$  est estimée par calage.

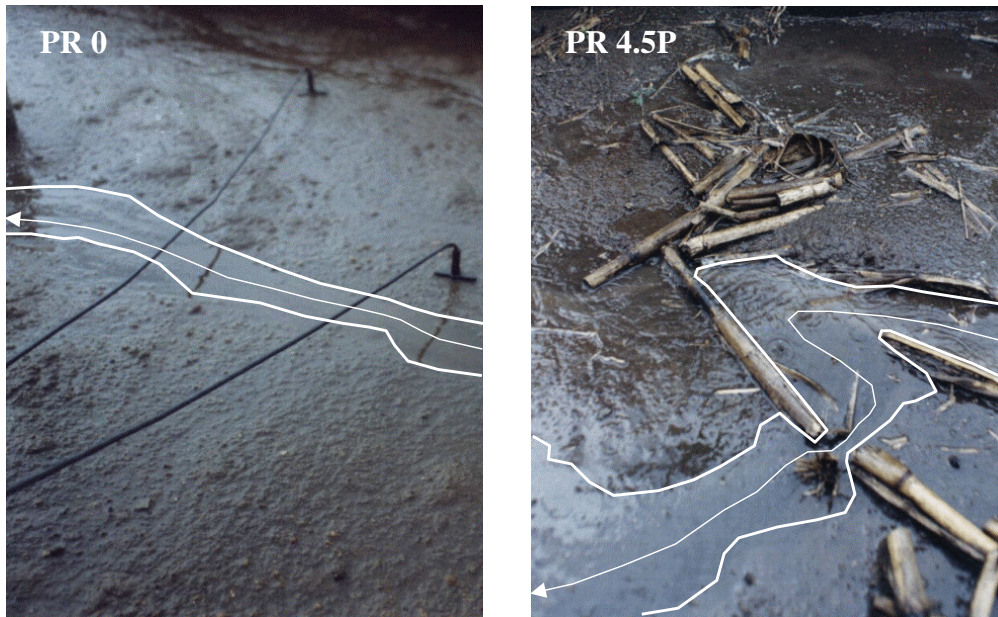


FIG. 5.4: Observation de la canalisation de l'écoulement et du frottement sur les pailles

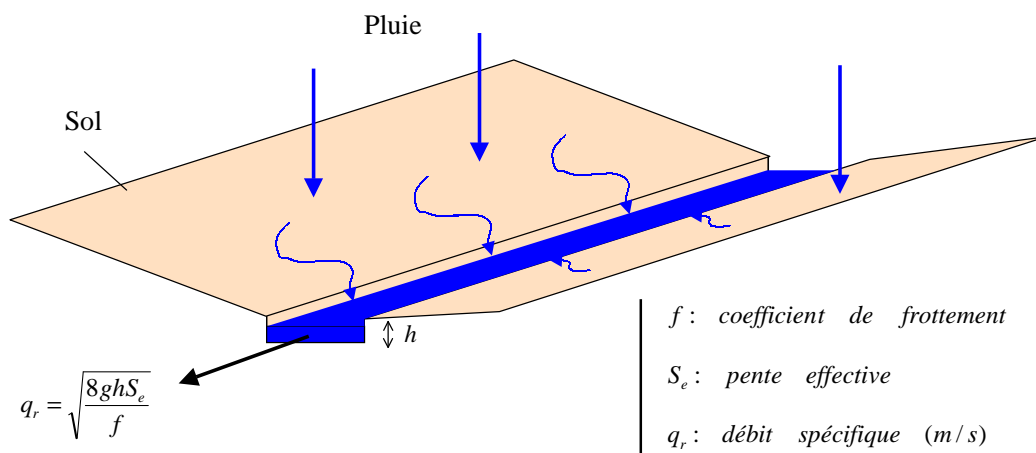


FIG. 5.5: Schématisation du processus de canalisation du ruissellement

Le coefficient de frottement de Darcy-Weibach,  $f$ , de l'équation (5.9), caractérise l'aptitude de la surface rugueuse à ralentir l'écoulement (section 1.2.2.3). Sa valeur est augmentée par la présence d'un paillis sur le sol, car les pailles créent des frottements supplémentaires et retarde l'évacuation de l'eau de la parcelle. Plus la biomasse de paillis est importante plus le frottement de l'écoulement sur les pailles est élevé. Les valeurs de  $f$  des quatre PR ont été estimées par calage, en s'appuyant sur des mesures expérimentales décrites plus loin.

Les paramètres de la fonction de transfert sont rappelés dans le tableau (5.2).  $\tau$  a été mesuré expérimentalement (section 5.1.2). Les deux paramètres qui feront l'objet d'un calage<sup>3</sup> sont la fraction de largeur mouillée  $\alpha_l$  et le frottement de Darcy-Weisbach  $f$ .

Définition	Paramètre	Unité	Parcelle			
			PR 4.5P	PR 1.5P	PR 1.5	PR 0
Tortuosité écoulement	$\tau$	$(m.m^{-1})$	Mesuré expérimentalement			
Fraction largeur mouillée	$\alpha_l$	(-)	<b>A estimer</b>			
Frottement	$f$	(-)	<b>A estimer</b>			

TAB. 5.2: Paramètres de la fonction physique de transfert du ruissellement

### Mise en œuvre de l'algorithme

La gestion de l'infiltration et du ruissellement sur ce système s'appuie sur un bilan de masse calculé sur la parcelle, et rapporté au canal par l'intermédiaire de la largeur mouillée  $\alpha_l$ . La pluie  $P_s$  arrivant au sol est calculée à partir de la fonction de production précédemment décrite, dont les paramètres ont été calés.  $P_s$  s'infiltré à l'instant  $t$  sur toute la surface de la parcelle :

$$I_c = \alpha_l \min(P_s + h_c; I_{pot}) \quad (5.13a)$$

$$I_v = (1 - \alpha_l) \min(P_s + h_v; I_{pot}) \quad (5.13b)$$

$$I = I_v + I_c \quad (5.13c)$$

avec  $I_c$ ,  $I_v$  et  $I$ , infiltrations respectivement dans le fond du canal, sur les micro-versants et totale de la parcelle de ruissellement ( $m$ ),  $h_c$  et  $h_v$ , épaisseurs des lames d'eau respectivement dans le canal et sur les micro-versants ( $m$ ).  $h_c$  et  $h_v$  sont alors actualisées, pour prendre en compte l'éventuel refus à l'infiltration :

$$\frac{dh_c}{dt} = \frac{d[\alpha_l P_s - I_c]}{\alpha_l dt} \quad \text{avec } h_c \geq 0 \quad (5.14a)$$

$$\frac{dh_v}{dt} = \frac{d[(1 - \alpha_l) P_s - I_v]}{(1 - \alpha_l) dt} \quad \text{avec } h_v \geq 0 \quad (5.14b)$$

Quand  $h_c \geq h_s$  il se produit du ruissellement dans le canal. Les pertes par ruissellement sont calculées par la loi de Darcy-Weisbach (Gilley & Kottwitz, 1995) :

<sup>3</sup>Le calage s'entend la fonction de production préalablement calibrée.

$$q_r = \sqrt{\frac{8gS_e(h_c - h_s)}{f}} \quad (5.15)$$

avec  $q_r$ , flux horizontal de ruissellement par unité de surface mouillée ( $m.s^{-1}$ ),  $g$ , accélération de la pesanteur ( $m.s^{-2}$ ) et  $f$ , coefficient de frottement de Darcy-Weisbach (-). A ce stade on estime que l'éventuel refus à l'infiltration sur les micro-versant excédant la capacité de rétention superficielle  $h_s$  est intégralement concentré dans le canal (figure 5.5).  $h_c$  et  $h_v$  sont alors calculées en tenant compte de l'éventuelle perte par ruissellement d'une part et de l'éventuelle recharge du canal par les versants d'autre part :

$$h_c(t + dt) = h_c^{ruis} + h_c^{recharge} \quad (5.16a)$$

$$h_v(t + dt) = \max[h_v(t + dt); h_s] \quad (5.16b)$$

$$h_c^{ruis} = \max \left[ h_c(t + dt) - \frac{h_c - h_s}{L} q_r dt; 0 \right] \quad (5.16c)$$

$$h_c^{recharge} = \max \left[ (h_v(t + dt) - h_s) \frac{1 - \alpha_l}{\alpha_l}; 0 \right] \quad (5.16d)$$

avec  $h_c^{ruis}$ , épaisseur de lame d'eau dans le canal suite aux éventuelles pertes par ruissellement ( $m$ ),  $h_c^{recharge}$ , contribution à la recharge du canal du refus à l'infiltration sur les micro-versants ( $m$ ),  $L = 10$ , longueur des parcelles de ruissellement ( $m$ ),  $dt$ , pas de temps ( $s$ ).



## 5.1.2 Mesures expérimentales - parcelles type Wishmeier

### 5.1.2.1 Description des parcelles de ruissellement

Le dispositif expérimental de ruissellement consiste en six parcelles de ruissellement (PR) de dix mètres de long sur deux de large (figure 5.6), situées sur une pente d'environ 7% (Arreola Tostado, 1996). Chaque PR est clôturée au moyen d'une paroi métallique étanche et munie d'un collecteur d'eau à son exutoire, qui déverse l'eau ruisselée dans un bidon de 200 litres. Ce premier bidon est muni d'un partiteur de débit qui permet de récupérer, quand le volume d'eau de ruissellement dépasse celui du bidon, une partie  $\tau_b \simeq 0,2$  (-) du volume excédent dans un second bidon identique.

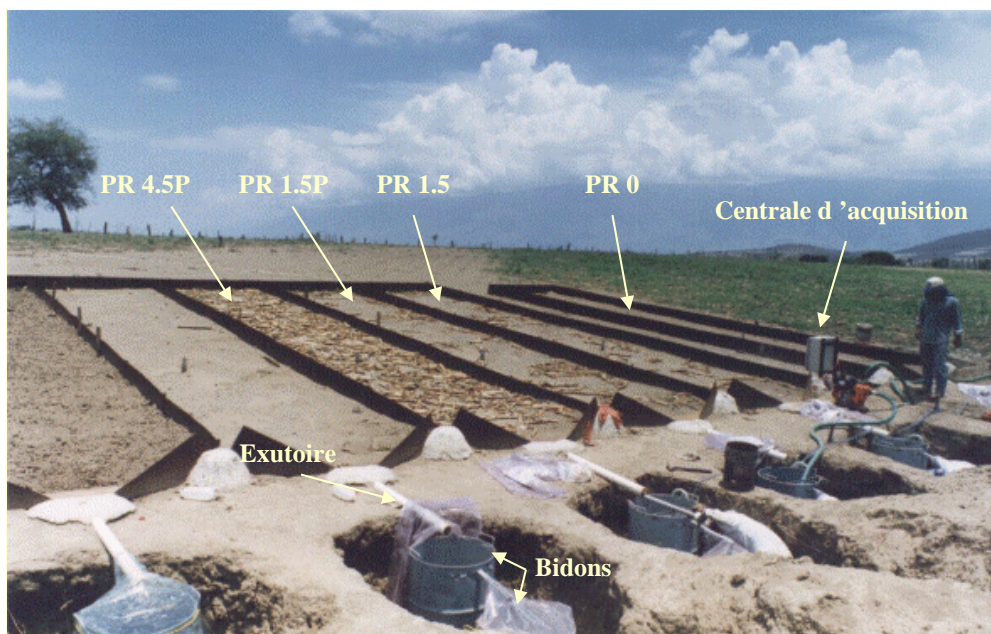


FIG. 5.6: Photos des parcelles de ruissellement (légende indiquée pour les PR instrumentées)

Avant 1994 les PR étaient toutes en jachère. En 1994 on y planta du maïs (Scopel, 1994). De 1995 à 1997, des itinéraires techniques différenciés<sup>4</sup> ont été mis en place et répétés à l'identique d'une année sur l'autre, ce qui garantit la différenciation des propriétés hydrodynamiques de surface (section 4.2). En 1998 ces itinéraires techniques ont été conservés, sauf sur la parcelle cultivée en semis direct avec 3 tonnes de paillis par hectare. Cette dernière devient PR 1.5<sup>5</sup>, parcelle non plantée et couverte seulement

<sup>4</sup>L'attribution initiale des itinéraires techniques s'est faite par tirage au sort sauf pour PR 0, qui a été légèrement séparée des autres parcelles pour éviter les effets d'ombrage.

<sup>5</sup>Il est possible que ce changement ait entraîné une légère sous-estimation du ruissellement en début de cycle, due aux effets rémanents du paillis de 3 t.ha<sup>-1</sup>.

de 1,5 tonnes de paillis par hectare (tableau 5.3). La nouvelle distribution d'itinéraires techniques permet, en s'appuyant sur les quatre parcelles PR 4.5P, PR 1.5P, PR 1.5 et PR 0, d'étudier séparément les effets du paillis (comparaison PR 1.5-PR 0) et de la plante (comparaison PR 1.5P-PR 1.5) sur le ruissellement. Enfin la comparaison des réponses en ruissellement de PR 4.5P et PR 1.5P permet de quantifier l'effet de la quantité de paillis en présence d'une culture. Ce dispositif ne possède pas de répétitions spatiales de traitements. Toutefois, on peut considérer que le suivi de 1994 à 1997 constitue des répétitions temporelles. Les travaux de Arreola Tostado (1996) et Arreola Tostado (2000) montrent que le comportement des PR est reproduit d'une année sur l'autre, ce qui corrobore les résultats qui vont être présentés.

Désignation	Travail du sol	Paillis initial ( $t.ha^{-1}$ )	Plante de culture
PE Trad	A la binette sur 10 cm	0	Maïs
PE 0P	Semis direct	0	Maïs
PE 4.5P	Semis direct	4,5	Maïs
PE 1.5P	Semis direct	1,5	Maïs
PE 1.5 <sup>a</sup>	Semis direct	1,5	—
PE 0	Néant	0	—

<sup>a</sup>Jusqu'en 1997 PR 1.5 fut cultivée en semis direct avec 3 tonnes de paillis par hectare.

TAB. 5.3: Description des itinéraires techniques des parcelles de ruissellement en 1998

### 5.1.2.2 Estimation des paramètres de la modélisation

**Indice foliaire de la culture et interception potentielle de la pluie** - Les parcelles PR 0 et PR 1.5 ne sont pas plantées. Le  $LAI$  et l'interception de l'eau de pluie sont donc nuls sur ces deux parcelles. Les parcelles PR 4.5P et PR 1.5P sont en revanche plantées. Leur  $LAI$  a été considéré égal à celui des parcelles d'essais (PE) (figure 2.2), de mêmes itinéraires techniques. Les valeurs de  $LAI$  ont été mesurées au Picqhelios sur les PE (figure 6.8). Les valeurs de PE 4.5 seront utilisées pour PR 4.5P, celles de PE 1.5 pour PR 1.5P. L'interception de la pluie par la culture est alors calculée par l'équation (5.2).

**Biomasse de paillis et interception potentielle de la pluie** - La biomasse initiale de paillis  $Q_p$  est de  $4,5 t.ha^{-1}$  sur PR 4.5P et  $1,5 t.ha^{-1}$  sur PR 1.5P et PR 1.5. La parcelle PR 0 n'est pas paillée. On considère que ces biomasses se dégradent dans le temps selon la relation (5.3) (Arreola Tostado, 1996). A chaque instant  $t$ , le paillis est caractérisé par une capacité maximale d'interception de l'eau de pluie,  $R_{p,max}$ , représentée sur la figure (5.7).

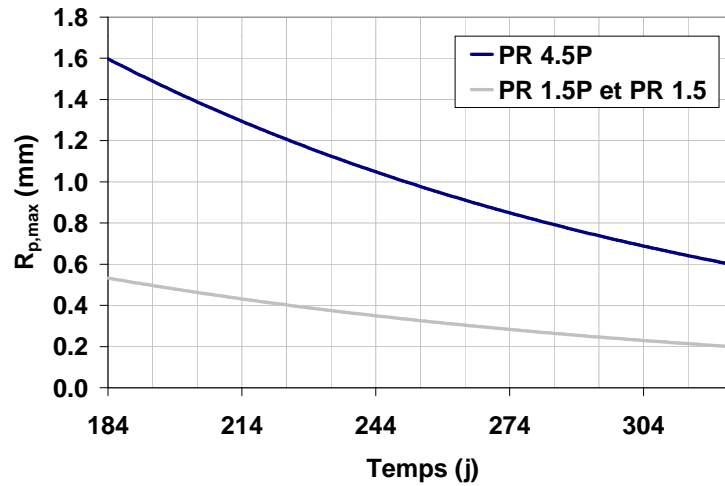


FIG. 5.7: Évolution de la capacité maximale de rétention des paillis des PR

**Capacité de rétention superficielle** - La mesure de la capacité de rétention d'un sol nu nécessite la mise en œuvre de techniques lourdes, permettant l'estimation de la rugosité de surface (relevé manuel ou au laser de la microtopographie). Le passage de la rugosité à la capacité de rétention superficielle n'est pas toujours facile, ni précis (Kamphorst, 2000). Par ailleurs, la présence de pailles sur le sol complique encore l'estimation de la capacité de rétention de surface (géométrie des pailles, enclassement des pailles dans le sol, etc.). Nous décidons finalement d'estimer le paramètre  $h_s$  par calage, en nous appuyant sur une valeur de rugosité estimée visuellement à  $5 \cdot 10^{-3}$  m.

**Conductivité hydraulique à saturation, sorptivité et humidité initiale** - Les valeurs de  $K_s$  et de  $S_1$  initialement retenues pour les PR sont celles obtenues par la méthode *Beer-Kan* (tableau 4.7), pour les parcelles d'essais (PE) de mêmes itinéraires techniques (figure 2.2). Nous partons ainsi des valeurs :

$$K_s = 2,50 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1} \quad \text{et} \quad S_1(\theta_s, 0) = 6,00 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1/2} \quad \text{pour PR 4.5P}$$

$$K_s = 1,76 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1} \quad \text{et} \quad S_1(\theta_s, 0) = 4,38 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1/2} \quad \text{pour PR 1.5P et PR 1.5}$$

$$K_s = 1,94 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1} \quad \text{et} \quad S_1(\theta_s, 0) = 1,50 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1/2} \quad \text{pour PR 0}$$

L'humidité du sol a été mesurée dans les 20 premiers centimètres des PR, au moyen de sondes TDR<sup>6</sup> de 20 cm de long, plantées verticalement dans le sol (figure 5.8). Les sondes ont été installées à environ 3 mètres à l'amont de l'exutoire, zone où le ruissellement est bien établi. Sur PR 4.5P, PR 1.5P

<sup>6</sup>Appareil TDR TRASE de Soil Moisture.

et PR1.5, deux sondes ont été plantées dans les rangs et deux autres dans les inter-rangs, pour bien estimer la variabilité de l'humidité de surface. Nous avons installé seulement trois sondes dans PR 0 car la variabilité y est moins importante (pas de travail du sol, ni de culture). La mesure s'est faite à un rythme hebdomadaire et l'humidité moyenne de chaque parcelle a été estimée en moyennant les trois ou quatre mesures TDR. L'humidité journalière a enfin été reconstituée en calculant un bilan hydrique simple, s'appuyant sur la pluie et l'évapotranspiration potentielle. Cette mesure d'humidité permet de calculer les valeurs de sorptivité pour chaque événement pluvieux selon la formule (Haverkamp *et al.*, 1999) :

$$S_1^2(\theta_s, \theta_0) = S_1^2(\theta_s, 0) \frac{\theta_s - \theta_0}{\theta_s} \frac{K_s - K_0}{K_s} \quad (5.17)$$

avec  $\theta_s$  et  $\theta_0$ , respectivement humidité du sol à saturation et en début d'épisode pluvieux ( $m^3.m^{-3}$ ). Les valeurs de  $\theta_0$  et de  $S_1(\theta_s, \theta_0)$  sont données pour tous les épisodes de ruissellement dans le tableau (5.4). Les valeurs de  $K_s$  et  $S_1(\theta_s, 0)$  seront optimisées pour chaque PR, lors de la phase de calage du modèle physique de production.

**Tortuosité, pente effective, vitesse d'écoulement et frottement** - Des expériences de ruissellement ont été réalisées sur les PR le 6 juillet 1999<sup>7</sup>, grâce à un simulateur de ruissellement<sup>8</sup>. Ce dernier permet d'imposer un débit d'eau constant à l'amont de la parcelle, réparti de façon homogène sur toute sa largeur. Nous avons effectué des essais de ruissellement sur PR 4.5P, PR 1.5P, PR Trad, PR 0P et PR 0, à un débit amont faible ( $5,13 \cdot 10^{-5} \pm 0,50 \cdot 10^{-5} m^3.s^{-1}$ ), puis fort ( $2,14 \cdot 10^{-4} \pm 0,29 \cdot 10^{-4} m^3.s^{-1}$ ). Une fois le régime permanent atteint, des mesures de tortuosité des trajectoires d'écoulement ont été réalisées. Pour ce faire, deux cordelettes de longueur  $L_c = 4$  m ont été disposées soigneusement le long des deux trajectoires principales observées sur le sol. Pour chaque cordelette, l'abscisse des extrémités amont et aval (respectivement  $x_{amont}$  et  $x_{aval}$  (m)) sont mesurées au mètre ruban. La tortuosité se calcule par la formule :

$$\tau = \frac{x_{aval} - x_{amont}}{L_c} \geq 1 \quad (5.18)$$

Cette estimation de la tortuosité permet de calculer la pente effective d'écoulement  $S_e$  (équation (5.11)). Les expériences de ruissellement ont également servi à mesurer les vitesses d'écoulement. La

<sup>7</sup>A l'exception de PR 0 (30 juin 1999).

<sup>8</sup>Tuyau d'arrosage percé tous les 10 cm, disposé en haut de parcelle et alimenté sous charge constante.

Épisode de pluie <sup>a</sup>	PR 4.5P		PR 1.5P		PR 1.5		PR 0	
	$\theta_0$ ( $m^3.m^{-3}$ )	$S_1(\theta_s, \theta_0)$ ( $m.s^{-1/2}$ )	$\theta_0$ ( $m^3.m^{-3}$ )	$S_1(\theta_s, \theta_0)$ ( $m.s^{-1/2}$ )	$\theta_0$ ( $m^3.m^{-3}$ )	$S_1(\theta_s, \theta_0)$ ( $m.s^{-1/2}$ )	$\theta_0$ ( $m^3.m^{-3}$ )	$S_1(\theta_s, \theta_0)$ ( $m.s^{-1/2}$ )
11	0,2064	4,28 10 <sup>-4</sup>	0,1819	3,36 10 <sup>-4</sup>	0,1756	3,40 10 <sup>-4</sup>	0,1257	1,25 10 <sup>-4</sup>
13/1	0,2064	4,28 10 <sup>-4</sup>	0,1819	3,36 10 <sup>-4</sup>	0,1756	3,40 10 <sup>-4</sup>	0,1257	1,25 10 <sup>-4</sup>
13/2	0,2300	4,04 10 <sup>-4</sup>	0,2000	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,2000	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,1500	1,20 10 <sup>-4</sup>
14	0,1900	4,44 10 <sup>-4</sup>	0,1700	3,43 10 <sup>-4</sup>	0,1600	3,50 10 <sup>-4</sup>	0,1100	1,28 10 <sup>-4</sup>
28	0,1924	4,42 10 <sup>-4</sup>	0,1688	3,44 10 <sup>-4</sup>	0,1554	3,53 10 <sup>-4</sup>	0,1073	1,29 10 <sup>-4</sup>
30	0,2064	4,28 10 <sup>-4</sup>	0,1819	3,36 10 <sup>-4</sup>	0,1756	3,40 10 <sup>-4</sup>	0,1257	1,25 10 <sup>-4</sup>
34/1	0,1800	4,54 10 <sup>-4</sup>	0,1600	3,50 10 <sup>-4</sup>	0,1600	3,50 10 <sup>-4</sup>	0,1092	1,29 10 <sup>-4</sup>
34/2	0,2300	4,04 10 <sup>-4</sup>	0,2000	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,2000	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,1500	1,20 10 <sup>-4</sup>
36	0,1900	4,44 10 <sup>-4</sup>	0,1700	3,43 10 <sup>-4</sup>	0,1600	3,50 10 <sup>-4</sup>	0,1100	1,28 10 <sup>-4</sup>
44	0,1890	4,45 10 <sup>-4</sup>	0,1765	3,39 10 <sup>-4</sup>	0,1858	3,33 10 <sup>-4</sup>	0,1299	1,24 10 <sup>-4</sup>
45	0,2100	4,25 10 <sup>-4</sup>	0,2000	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,2000	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,1350	1,23 10 <sup>-4</sup>
46/1	0,2200	4,14 10 <sup>-4</sup>	0,2100	3,17 10 <sup>-4</sup>	0,2100	3,17 10 <sup>-4</sup>	0,1400	1,22 10 <sup>-4</sup>
46/2	0,2300	4,04 10 <sup>-4</sup>	0,2200	3,10 10 <sup>-4</sup>	0,2200	3,10 10 <sup>-4</sup>	0,1500	1,20 10 <sup>-4</sup>
50	0,2100	4,25 10 <sup>-4</sup>	0,2000	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,2000	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,1400	1,22 10 <sup>-4</sup>
52	0,2100	4,25 10 <sup>-4</sup>	0,2000	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,2000	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,1400	1,22 10 <sup>-4</sup>
53	0,1818	4,52 10 <sup>-4</sup>	0,1725	3,42 10 <sup>-4</sup>	0,1833	3,35 10 <sup>-4</sup>	0,1273	1,25 10 <sup>-4</sup>
54	0,1924	4,42 10 <sup>-4</sup>	0,1910	3,30 10 <sup>-4</sup>	0,1996	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,1357	1,23 10 <sup>-4</sup>
55	0,1930	4,41 10 <sup>-4</sup>	0,1995	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,2060	3,20 10 <sup>-4</sup>	0,1350	1,23 10 <sup>-4</sup>
58/1	0,1930	4,41 10 <sup>-4</sup>	0,1995	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,2060	3,20 10 <sup>-4</sup>	0,1350	1,23 10 <sup>-4</sup>
58/2	0,2300	4,04 10 <sup>-4</sup>	0,2200	3,10 10 <sup>-4</sup>	0,2200	3,10 10 <sup>-4</sup>	0,1500	1,20 10 <sup>-4</sup>
65/1	0,2400	3,93 10 <sup>-4</sup>	0,2200	3,10 10 <sup>-4</sup>	0,2200	3,10 10 <sup>-4</sup>	0,1700	1,15 10 <sup>-4</sup>
65/2	0,2450	3,88 10 <sup>-4</sup>	0,2250	3,07 10 <sup>-4</sup>	0,2250	3,07 10 <sup>-4</sup>	0,1750	1,14 10 <sup>-4</sup>
72/1	0,2400	3,93 10 <sup>-4</sup>	0,2200	3,10 10 <sup>-4</sup>	0,2200	3,10 10 <sup>-4</sup>	0,1700	1,15 10 <sup>-4</sup>
72/2	0,2500	3,82 10 <sup>-4</sup>	0,2300	3,03 10 <sup>-4</sup>	0,2300	3,03 10 <sup>-4</sup>	0,1800	1,13 10 <sup>-4</sup>
73/1	0,2400	3,93 10 <sup>-4</sup>	0,2200	3,10 10 <sup>-4</sup>	0,2200	3,10 10 <sup>-4</sup>	0,1700	1,15 10 <sup>-4</sup>
73/2	0,2450	3,88 10 <sup>-4</sup>	0,2250	3,07 10 <sup>-4</sup>	0,2250	3,07 10 <sup>-4</sup>	0,1750	1,14 10 <sup>-4</sup>
74	0,2200	4,14 10 <sup>-4</sup>	0,2000	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,2000	3,24 10 <sup>-4</sup>	0,1600	1,18 10 <sup>-4</sup>
77	0,2000	4,34 10 <sup>-4</sup>	0,1900	3,31 10 <sup>-4</sup>	0,1900	3,31 10 <sup>-4</sup>	0,1600	1,18 10 <sup>-4</sup>

<sup>a</sup>Les épisodes de pluie sont définis par la suite dans le tableau (5.6).

TAB. 5.4: Humidité et sorptivité des parcelles de ruissellement au début de chaque événement pluvieux

technique de la solution colorée a été employée : un verre de solution d'un colorant rouge est versé à l'instant  $t_1 = 0$  (déclenchement d'un chronomètre), à l'abscisse  $x_1 = 0,5$  m depuis le haut de la parcelle. La tache colorée se déplace avec les eaux de ruissellement vers l'exutoire. L'instant  $t_2$  où elle passe à l'abscisse  $x_2 = 3,5$  m est mesuré au chronomètre. Ce protocole a été répété au moins deux fois. La vitesse moyenne d'écoulement du ruissellement,  $V_r$  ( $m.s^{-1}$ ), est alors estimée par :

$$V_r = \tau \frac{x_2 - x_1}{t_2 - t_1} \quad (5.19)$$

L'épaisseur moyenne de la lame d'eau de ruissellement  $h_c$  a été estimée manuellement (règle graduée), par cinq relevés le long des trajectoires principales d'écoulement, qui ont été moyennés. Le frottement  $f$  a été estimé à partir des mesures précédentes par l'intermédiaire de l'équation (5.15), en prenant  $h_s = 0$  (m).

### 5.1.2.3 Mesure des variables de contrôle

**Hyétogrammes de pluie** - Les hyétogrammes de pluie ont été obtenus au moyen d'un pluviographe mécanique (précision 0,2 mm), installé au voisinage des PR à 1 mètre de haut, et relié à la centrale Campbell CR10 de l'expérience ruissellement. L'acquisition de la pluie s'est faite toutes les 20 secondes quand il pleuvait et toutes les demi-heures le reste du temps. Un pluviomètre présent sur le dispositif et relevé quotidiennement, a permis de contrôler les mesures du pluviographe.

**Hydrogrammes de ruissellement** - A 5 cm du fond de chaque bidon (exutoire des PR), un capteur de pression<sup>9</sup> et un thermocouple<sup>10</sup> ont été installés (figure 5.8). Ces capteurs, reliés à la centrale Campbell dont la cadence d'acquisition vient d'être précisée, fournissent respectivement une tension  $U_b$  (V) et la température de l'eau au fond du bidon  $T_b$  ( $^{\circ}C$ ). Pour empêcher l'entrée directe de la pluie dans les bidons (erreur sur  $U_b$ ) et limiter les amplitudes thermiques de l'eau dans les bidons, ces derniers ont été couverts d'une bâche en plastique blanc. Par ailleurs un niveau minimal d'eau a été maintenu en fond de bidon, pour toujours partir d'une situation où le capteur est noyé (choc thermique moindre). Enfin les capteurs sont équipés d'une cheminée en PVC verticale perforée, couverte d'un manchon en nylon de maille 300  $\mu m$  servant de filtre analogique (vagues), et limitant le dépôt de sédiments sur le capteur. La surpression  $P_b - P_0$  (Pa) au niveau des capteurs a été estimée par la relation d'étalonnage obtenue en laboratoire :

<sup>9</sup>OEM model 84 de EuroSensor.

<sup>10</sup>Thermocouple de type T (cuivre-constantan).

$$P_b - P_0 = (a_0 + a_1 T_b) U_b + b_0 + b_1 T_b + b_2 T_b^2 \quad (5.20)$$

avec  $P_b$  et  $P_0$ , pressions respectivement au niveau du capteur de pression et atmosphérique ( $Pa$ ),  $a_0$  ( $Pa.mV^{-1}$ ),  $a_1$  ( $Pa.mV^{-1}.^{\circ}C^{-1}$ ),  $b_0$  ( $Pa$ ),  $b_1$  ( $Pa.^{\circ}C^{-1}$ ) et  $b_2$  ( $Pa.^{\circ}C^{-2}$ ), coefficients d'étalonnage ajustés pour chaque capteur et donnés en annexe E.

Les mesures de la masse du dépôt de sédiments sur la membrane du capteur  $m_{sed}$  ( $kg$ ) et de l'épaisseur du dépôt dans le fond du bidon  $z_{sed}$  ( $m$ ), ont été faites manuellement après la pluie (tableaux E.2 et E.3). Elles ont permis de corriger la mesure de pression  $P_b$  en soustrayant l'effet de surcharge exercée sur le capteur (sédiments plus lourds que l'eau) et celui de surélévation du niveau d'eau par la présence de sédiments en fond de bidon. Le terme correctif  $\Delta^{sed} P_b(t)$  ( $Pa$ ) est défini en annexe E. Il est toujours inférieur à 300 Pa, ce qui représente une lame ruisselée de 0,4 mm. Enfin l'interception de la pluie par la plaque métallique du système d'évacuation des eaux des parcelles de ruissellement conduit à une surestimation du ruissellement, et donc de la mesure de pression  $P_b$ . Le terme correctif  $\Delta^{pla} P_b(t)$  ( $Pa$ ) qu'il faut appliquer pour supprimer cette surestimation est défini également en annexe E. Il est de l'ordre de 150 Pa, ce qui représente une lame ruisselée de 0,2 mm. La lame d'eau ruisselée à un instant donné sur une parcelle de ruissellement s'écrit en tenant compte des termes correctifs précédent :

$$Ruis(t) = \frac{S_b}{S_{PR}} \left[ \frac{P_{b1}^{cor}(t) - P_{b1}(0)}{g} + \frac{P_{b2}^{cor}(t) - P_{b2}(0)}{\tau_b g} \right] \quad (5.21a)$$

$$P_{b1}^{cor}(t) = P_{b1}(t) + \Delta^{sed} P_{b1}(t) + \Delta^{pla} P_{b1}(t) \quad (5.21b)$$

$$P_{b2}^{cor}(t) = P_{b2}(t) + \Delta^{sed} P_{b2}(t) + \Delta^{pla} P_{b2}(t) \quad (5.21c)$$

avec  $Ruis$ , lame ruisselée sur parcelle de ruissellement ( $kg.m^{-2}$ ),  $S_b = 0,4$  et  $S_{PR} = 20$ , surfaces respectivement d'une section verticale des bidons et des parcelles de ruissellement ( $m^2$ ),  $P_{b1}$  et  $P_{b2}$ , pressions mesurées respectivement dans le premier bidon et le deuxième bidon de la parcelle de ruissellement considérée ( $Pa$ ),  $g$ , accélération de la pesanteur ( $m.s^{-2}$ ) et  $\tau_b$ , coefficient de partition du premier bidon de ruissellement (-). La dernière correction à apporter à la mesure du ruissellement consiste à gommer les effets du bruit de mesure qui se caractérisent par de légères fluctuations ( $<0,05$  mm) qui peuvent entraîner localement dans le temps une décroissance du volume ruisselé. Pour cela nous avons appliqué aux données un filtre mathématique qui assure leur monotonie :

$$Ruis(t + dt) = Ruis(t + dt) \quad \text{si } Ruis(t + dt) \geq Ruis(t) \quad (5.22a)$$

$$Ruis(t + dt) = Ruis(t) \quad \text{sinon} \quad (5.22b)$$

où  $dt = 20$  est le pas de temps de la mesure (s). Cette chaîne de traitement fournit finalement les lames ruisselées en fonction du temps pour les quatre PR et pour chaque épisode de pluie. L'erreur d'estimation du ruissellement, suite à la chaîne de traitement qui vient d'être décrite, est estimée inférieure à  $0,5 \text{ kg.m}^{-2}$ .

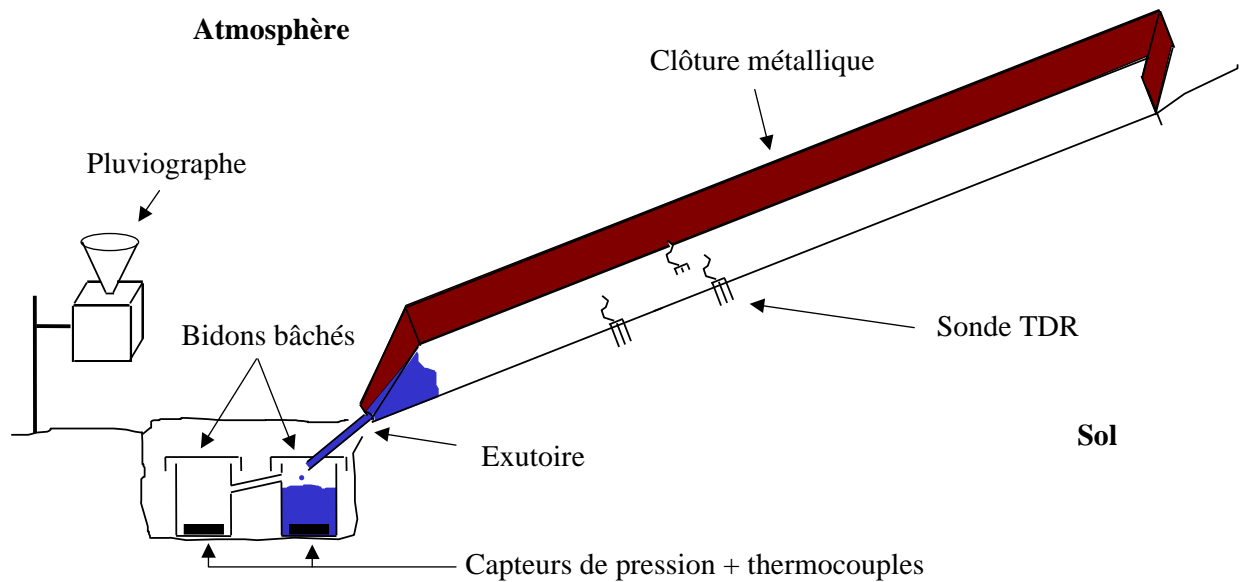


FIG. 5.8: Schéma d'instrumentation des parcelles de ruissellement



## 5.2 Résultats

### 5.2.1 Mesures expérimentales

#### 5.2.1.1 Estimation des paramètres de la modélisation

**Tortuosité, pente effective, vitesse d'écoulement et frottement** - Les valeurs mesurées de  $\tau$  et  $S_e$  sont représentées sur la figure (5.9). On constate que la biomasse de paillis explique bien les différences de tortuosité entre parcelles : la tortuosité est une fonction croissante de la biomasse. Les tortuosités observées sont plus faibles par fort débit que par faible débit. Ceci s'explique par la plus grande énergie cinétique de l'écoulement par fort débit, qui lui permet de tracer des trajectoires plus directes vers l'exutoire. Notons qu'une biomasse de  $4.5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$  de paillis induit une pente effective environ 30% moins forte que la pente réelle de la parcelle, ce qui réduit le débit de ruissellement d'environ 20% (équation (5.15)).

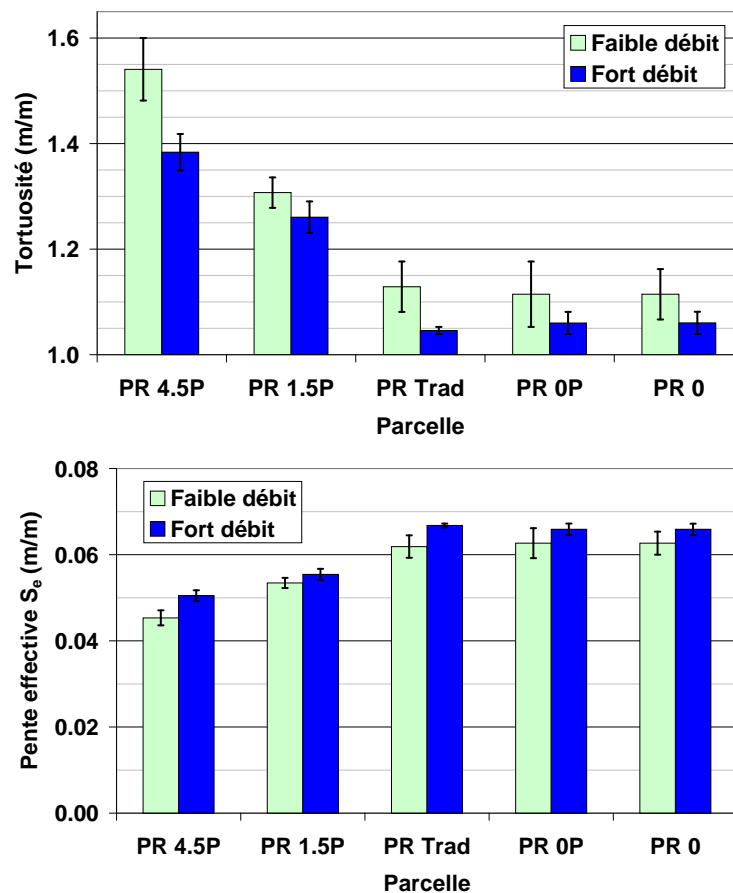


FIG. 5.9: Tortuosité et pente effective des trajectoires d'écoulement sur les PR (écarts types représentés)

La vitesse d'écoulement mesurée et le frottement estimé sont représentés sur la figure (5.10). Pour les débits fort et faible, on observe trois effets principaux : un effet paillis, un effet plante et un effet travail du sol.

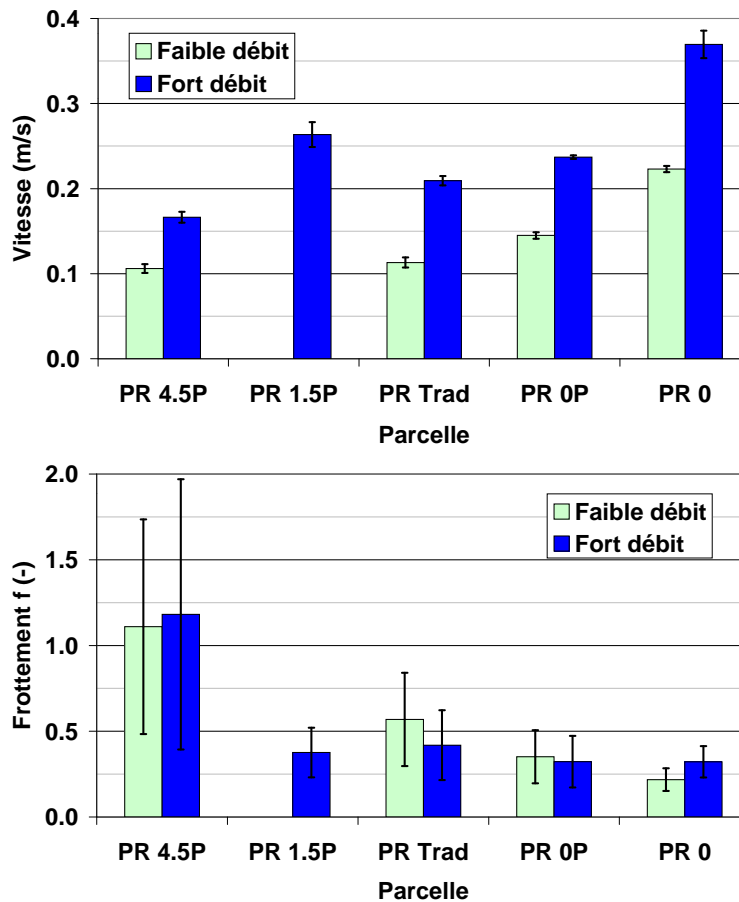


FIG. 5.10: Vitesse d'écoulement et coefficient de frottement sur les PR (écarts types représentés)

La présence d'une quantité importante de paillis (PR 4.5P) entraîne une réduction notable de la vitesse de ruissellement (-30% par rapport à PR 0P) et un fort frottement (3 à 4 fois plus fort que sur les autres PR). Ceci peut s'expliquer par une forte tortuosité, une réduction de la pente effective (figure 5.9), et l'augmentation de la rugosité par la présence du paillis (figure 5.4). L'effet d'un paillis de  $1,5 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$  est beaucoup moins net. On constate une hausse légère du frottement sur PR 1.5P (+20% par rapport à PR 0P). Toutefois, l'augmentation de la tortuosité et de la rugosité ne parviennent pas à réduire la vitesse de ruissellement.

L'effet plante s'observe en comparant PR 0 et PR 0P. On constate des vitesses de ruissellement 55% plus élevées et un frottement en moyenne 25% plus faible, sur la première parcelle. Cet effet est imputable à un colmatage très avancé du sol de PR 0, que l'absence de culture rend particulièrement

vulnérable. Sur PR 0P, la canopée protège la surface du sol, et l'éventuelle croûte de surface peut être partiellement détruite par l'émergence de la plantule.

Enfin, le travail du sol a un effet plus marginal (comparaison de PR Trad et PR 0). Sur PR Trad travaillée, on observe une vitesse 10 à 20% plus faible, et un frottement 30 à 60% plus fort, que sur PR 0P. Le travail du sol joue essentiellement sur la rugosité de surface.

Les valeurs de  $\tau$ ,  $S_e$  et  $f$  retenues *in fine* pour la modélisation sont données dans le tableau (5.5), pour les différents traitements. Nous avons considéré que les mesures faites sur PR 1.5P sont applicables à PR 1.5, de caractéristiques hydrodynamiques voisines. Les valeurs de  $\tau$  et  $S_e$  sont directement utilisées par le modèle de production. Les valeurs de  $f$  sont utilisées dans le modèle de transfert, comme valeurs indicatives caractéristiques de chaque PR. Ces valeurs permettent de définir une gamme plausible, à partir de laquelle ce paramètre sera calé.

Parcelle	Biomasse	Tortuosité		Pente effective		Frottement	
	$Q_p (t.ha^{-1})$	$\tau (m.m^{-1})$		$S_e (-)^a$		$f (-)$	
<b>PR 4.5P</b>	4,5	1,46	(0,05)	0,0479	(0,0015)	1,15	(0,71)
<b>PR 1.5P</b>	1,5	1,28	(0,03)	0,0544	(0,0012)	0,38	(0,14)
<b>PR 1.5</b>	1,5	1,28	(0,03)	0,0544	(0,0012)	0,38	(0,14)
<b>PR Trad</b>	0	1,09	(0,03)	0,0643	(0,0015)	0,49	(0,24)
<b>PR 0P</b>	0	1,09	(0,04)	0,0643	(0,0024)	0,34	(0,15)
<b>PR 0</b>	0	1,09	(0,03)	0,0643	(0,0020)	0,27	(0,08)

<sup>a</sup>Pente effective du sol. La pente réelle du sol est considérée constante par simplification :  $S = 0,07$ . Elle est en réalité comprise entre 0,06 à 0,08 (Arreola Tostado, 1996).

TAB. 5.5: Tortuosité, pente effective et frottement du ruissellement des quatre PR (incertitudes entre parenthèses)

### 5.2.1.2 Mesure des variables de contrôle

**Hyétoigrammes de pluie** - Une représentation du cumul de pluie et des intensités est donnée pour le cycle de culture, sur la figure (A.6). On voit qu'en 1998 le cumul de pluie atteint 642 mm, pour la période du 1 juin au 18 novembre (saison des pluies). Les intensités de pluie couramment rencontrées sont de l'ordre de  $30 \text{ mm.h}^{-1}$ , les intensités maximales atteignant  $180 \text{ mm.h}^{-1}$  (24 juillet). Nous avons dénombré 85 épisodes pluvieux au cours de la saison des pluies.

Le pluviographe n'a fonctionné que du 2 juillet au 18 octobre 1998. Les pluies 1 à 9 et 80 à 85, mesurées uniquement au pluviomètre, n'ont pas été utilisées pour la modélisation. De plus, des problèmes techniques de fonctionnement des partiteurs ont rendu certains épisodes inutilisables. Tous les épisodes de grosse pluie ayant déversé de l'eau dans le second bidon ont donc été rejetés (24, 33, 41, 56, 59,

60, 61 et 68). Enfin, des dysfonctionnements ponctuels du pluviographe ou des capteurs de pression (panne de batterie, ver bloqué dans l'exutoire du pluviographe, etc.), nous ont également incités à rejeter des épisodes. Nous recensons *in fine* 21 épisodes pour lesquels du ruissellement a été observé et les mesures semblent toutes correctes. Parmi ces derniers, les épisodes 13, 34, 46, 58, 65, 72 et 73 ont été séparés en deux sous-épisodes, car ils présentent une structure bimodale séparée par un laps de temps non négligeable. Les 21 épisodes (28 en comptant les sous-épisodes) utilisables pour la modélisation sont décrits dans le tableau (5.6). Les 21 pluies retenues ont des cumuls relativement faibles (4,5 mm en moyenne), ce qui limitera d'une certaine façon la portée de la modélisation.

Épisode pluie	Épisode ruissellement		Jour	Début <sup>a</sup> (h)	Fin (h)	Durée (h)	Pluie (mm)	Intensité (mm.h <sup>-1</sup> )	
	Calage	Validation						moyenne	maximale
11	1c	1v	184	788,34	790,74	2,41	16,69	6,9	108,0
13/1			187	853,63	853,98	0,34	1,64	4,8	36,0
13/2	2c	2v	187	855,41	855,71	0,30	3,21	10,7	68,6
14			188	930,72	930,88	0,16	2,00	12,5	36,0
28	3c		210	1409,09	1409,52	0,43	7,83	18,2	72,0
30	4c		213	1467,50	1470,37	2,87	8,01	2,8	9,0
34/1		3v	220	1652,49	1653,37	0,88	4,62	5,3	36,0
34/2			221	1656,00	1657,93	1,93	2,00	1,0	3,0
36	5c		224	1745,16	1746,03	0,88	4,80	5,5	36,0
44			237	2056,01	2056,60	0,59	4,75	8,1	36,0
45		5v	238	2082,33	2083,74	1,41	7,41	5,3	36,0
46/1	6c		239	2107,00	2107,51	0,51	4,50	8,8	72,0
46/2			239	2107,53	2108,29	0,76	1,47	1,9	6,0
50		7v	243	2203,84	2204,60	0,76	3,62	4,8	18,0
52		8v	245	2243,93	2244,46	0,53	2,00	3,8	12,0
53		9v	249	2331,77	2333,17	1,41	4,09	2,9	9,0
54	7c		249	2345,50	2347,75	2,25	5,55	2,5	12,0
55	8c		252	2406,72	2408,21	1,48	6,85	4,6	36,0
58/1		10v	254	2468,57	2469,04	0,47	3,21	6,8	36,0
58/2	9c		255	2476,43	2477,96	1,53	6,41	4,2	18,0
65/1	11v		261	2632,89	2633,31	0,42	1,62	3,9	12,0
65/2		12v	262	2647,82	2649,69	1,87	2,00	1,1	2,3
72/1	10c		272	2894,47	2895,55	1,08	7,62	7,1	72,0
72/2	11c		272	2897,25	2898,42	1,17	3,60	3,1	12,0
73/1			273	2927,50	2927,92	0,42	1,60	3,8	17,6
73/2	12c		274	2933,76	2935,01	1,25	4,06	3,2	36,0
74		13v	278	3041,33	3041,96	0,63	2,95	4,7	36,0
77		14v	285	3209,29	3209,52	0,23	2,60	11,3	36,0

<sup>a</sup>Origine des temps le 1 juin 1998 à 00h00.

TAB. 5.6: Définition des épisodes pluvieux et de leur utilisation pour la modélisation

**Coefficients et hydrogrammes de ruissellement** - Les ruissellements cumulés (figure 5.11), ainsi que les coefficients de ruissellement (figure 5.12) ont été mesurés pour les 21 épisodes précédemment décrits.

Pour ces deux figures uniquement, les pluies comprennent l'événement pluvieux principal utilisé pour la modélisation (tableau 5.6), et les éventuelles pluies mineures ayant eu lieu un peu avant ou après. Elles sont donc légèrement supérieures à celles du tableau (5.6), auxquelles il est fait référence dans toute la suite. On constate que la biomasse de paillis classe clairement les parcelles. La parcelle non paillée PR 0 ruisselle le plus (coefficient de ruissellement moyen de 42%), suivie des parcelles faiblement paillées PR 1.5 et PR 1.5P (coefficients de ruissellement moyens respectifs de 21 et 18%), et de la parcelle fortement paillée PR 4.5P (coefficient de ruissellement moyen de 6%). Ce résultat montre que la pratique du semis direct avec paillis de résidus de maïs limite considérablement le ruissellement (interception de la pluie par le paillis, capacité d'infiltration du sol plus importante, frottement de l'eau sur les pailles, etc.). On note par ailleurs un effet plante qui apparaît entre PR 1.5 et PR 1.5P, progressivement au cours du temps (figure 5.12). PR 1.5P ruisselle systématiquement moins que PR 1.5 à partir du 29 juillet (jour 210), et surtout du 11 au 29 septembre (jour 254 à 272), quand l'indice foliaire est maximum. Ce phénomène peut s'expliquer par l'interception de la pluie par la plante. On retrouve enfin les résultats de Arreola Tostado (1996) sur la relation entre le ruissellement et la pluie :  $Ruis = \epsilon(P - P_0)$ , où  $P_0$  est une pluie seuil (mm) et  $\epsilon$ , une pente dépendant du traitement (-). Les valeurs des paramètres obtenues sur nos données par optimisation et celles de Arreola Tostado (1996) sont présentées dans le tableau (5.7). Les ajustements pour nos données sont de plus tracés sur la figure (5.11). On constate une valeur de pluie seuil comprise entre 2 mm (PR 0) et 6 mm (PR 4.5P). Ceci semble montrer que le ruissellement apparaît plus tôt sur la parcelle non paillée, ce qui a été observé sur le terrain mais n'a pas été mis en évidence par Arreola Tostado (1996). Au niveau de la pente  $\epsilon$ , on constate le classement déjà évoqué, indexé sur la biomasse de paillis. Nous avons toutefois trouvé des valeurs moins contrastées que celle de Arreola Tostado (1996), ceci peut être le fait d'une structure des pluies différente entre les deux années (pluies plus intenses ou moins espacées en 1996).

Parcelle	$P_0$ (mm)		$\epsilon$ (-)	
	Arreola (1996)	Ce travail	Arreola (1996)	Ce travail
PR 4.5P	4,69	6,32	0,18	0,19
PR 1.5P	4,55	4,31	0,28	0,38
PR 1.5		3,36		0,36
PR 0	4,24	2,99	0,77	0,66

TAB. 5.7: Paramètres d'ajustement de la relation ruissellement-pluie

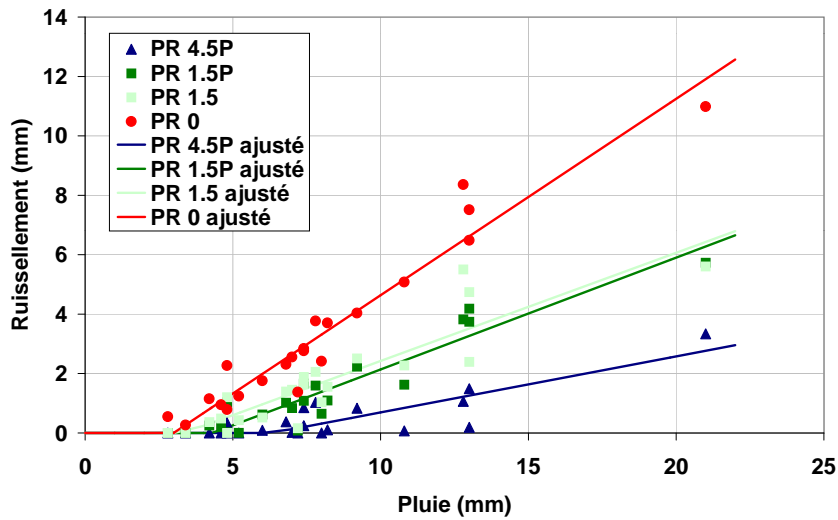


FIG. 5.11: Relation entre pluie et ruissellement des 4 PR pour 21 épisodes

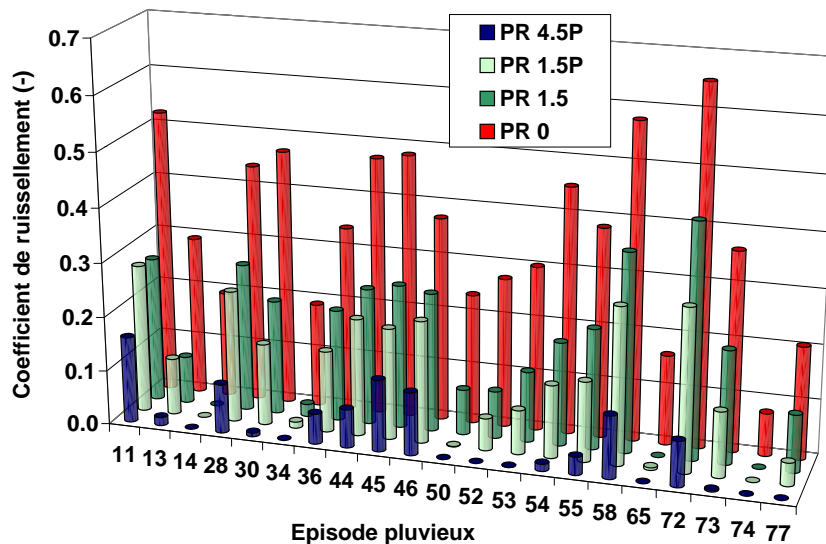


FIG. 5.12: Coefficients de ruissellement des quatre parcelles de ruissellement pour 21 épisodes

Les hydrogrammes de ruissellement des quatre PR ont été obtenus pour les mêmes 21 épisodes pluvieux. Nous présentons à titre d'exemple (figure 5.13), deux épisodes pluvieux contrastés représentatifs de la dynamique de l'ensemble des 21 épisodes :

- épisode pluvieux 36 du 11 août 1998 (1 heure environ et 4,8 mm de pluie),
- épisode pluvieux 72 du 29 septembre 1998 (4 heures environ et 12 mm de pluie).

Nous constatons que pour ces deux épisodes pluvieux les dynamiques de ruissellement des quatre traitements sont clairement séparées. A chaque instant, les volumes ruisselés sont classés comme précé-

demment. L'allure générale des hydrogrammes est la même, quel que soit le traitement (sauf PR 4.5P qui parfois ne ruisselle pas). Elle s'apparente de plus à celle de la pluie. En fait, pour retrouver les hydrogrammes de ruissellement, il faut effectuer une translation de la pluie vers la bas (seuillage par  $P_0$ ) et une affinité suivant l'axe des ordonnées, de rapport inférieur à 1 (pente  $\epsilon$ ). On observe toutefois une réaction différentes des traitements aux intensités de pluie. Les fortes intensités de pluies de l'épisode 72 ( $72 \text{ mm.h}^{-1}$ ), conduisent ponctuellement dans le temps à de fortes intensités de ruissellement (coefficient de ruissellement proche de 1), pour PR 0, PR 1.5 et PR 1.5P. La différenciation entre les traitements apparaît surtout aux faibles ou moyennes intensités de pluie ( $<30 \text{ mm.h}^{-1}$ ), rencontrées au cours de l'épisode 36 ou de la deuxième moitié de l'épisode 72.

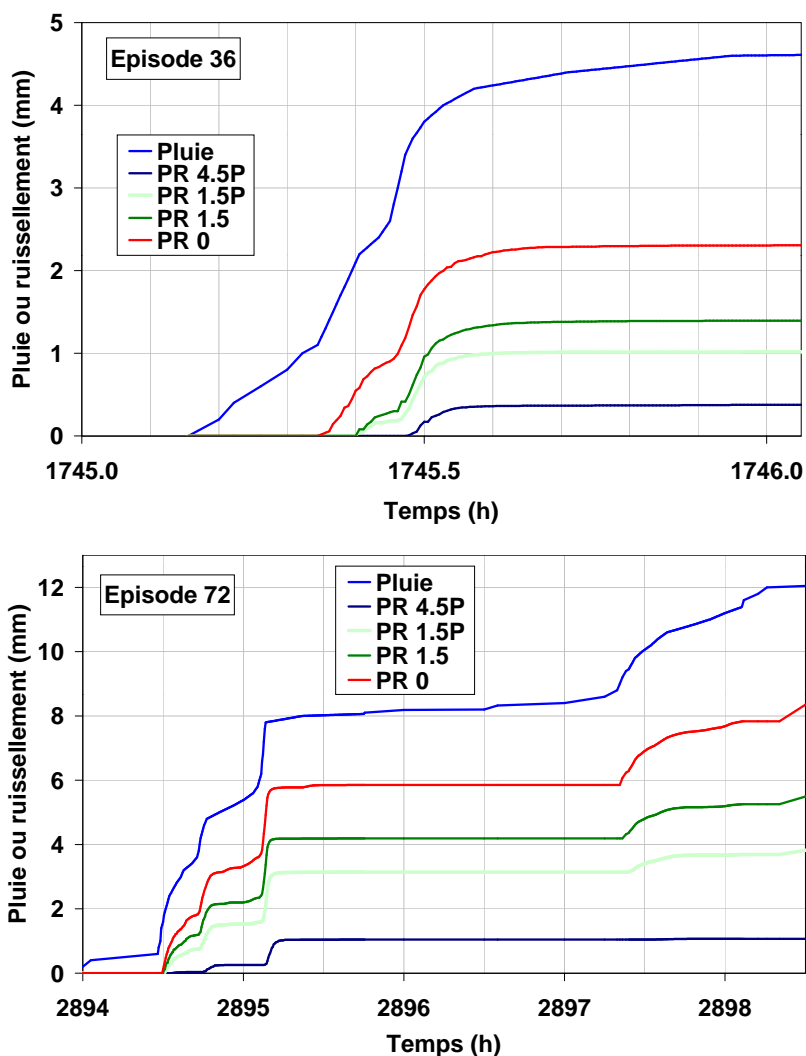


FIG. 5.13: Hydrogrammes de ruissellement des 4 parcelles de ruissellement pour deux épisodes pluvieux

D'une façon générale, l'effet paillis est très visible (comparaison entre PR 0 et PR 1.5). Il conduit à un retard du ruissellement et à une intensité de ruissellement inférieure (pente de l'hydrogramme). L'augmentation de la biomasse de paillis renforce ces effets. On constate d'ailleurs que pour l'épisode 72 la deuxième pluie (heure 2897,5) ne produit aucun ruissellement sur PR 4.5P, alors qu'on en observe sur les trois autres parcelles (phénomène à seuil). L'effet plante est visible également (comparaison PR 1.5 et PR 1.5P). Il se traduit par une intensité de ruissellement légèrement plus faible.

En conclusion, l'analyse des mesures expérimentales de ruissellement montre un net classement des itinéraires techniques des parcelles de ruissellement. Elle met en évidence leurs effets majeurs sur les intensités et cumuls ruisselés :

- fort effet du paillis et de sa biomasse,
- effet plante plus léger apparaissant graduellement dans le temps,
- léger effet du travail du sol (seulement vérifié sur les cumuls).

Ces effets peuvent s'expliquer par des propriétés hydrodynamiques, des frottements et des tortuosités distinctes, ce qui justifie *a posteriori* l'approche proposée pour la modélisation.



## 5.2.2 Modélisation

### 5.2.2.1 Définition des épisodes

Les épisodes de pluie qui ont servi au calage ou à la validation des modèles utilisés sont précisés dans le tableau (5.6). Les 12 épisodes qui ont été retenus pour le calage sont ceux qui ont fourni un ruissellement significatif sur les quatre parcelles de ruissellement. Les 14 épisodes de validation sont, parmi ceux qui restent, ceux qui ont connu la plus grande dynamique de ruissellement.

### 5.2.2.2 Analyse globale des phénomènes par le modèle statistique DPFT

Le modèle DPFT a convergé pour les quatre traitements. Il fournit, pour chaque parcelle et chaque épisode pluvieux, une estimation du ruissellement (figure 5.14). Il fournit également, pour chaque parcelle et pour l'ensemble des événements pluvieux, un hydrogramme unitaire caractéristique du transfert du ruissellement vers l'exutoire (figure 5.15). Nous rappelons que le modèle DPFT a été mis en œuvre seulement sur 12 épisodes de pluies faibles ou moyennes en cumul. Le taille réduite et le caractère non exhaustif de l'échantillon de pluies, peut avoir occasionné un biais lors de la détermination de l'hydrogramme unitaire et du ruissellement. Toutefois, il est probable que ce biais, s'il existe, soit d'importance sensiblement équivalente pour les quatre parcelles de ruissellement. L'utilisation du modèle DPFT pour comparer les traitements est donc justifiée.

L'examen de la figure (5.14) montre que dans l'ensemble le modèle DPFT restitue convenablement les volumes ruisselés. Il surestime légèrement le ruissellement sur PR 4.5P ( $\sim 1$  mm), et sous-estime celui de PR 0 pour les fortes pluies ( $\sim 2$  mm). La figure (5.15) montre que le transfert du ruissellement est différent sur chaque parcelle. Sur PR 0, le transfert est rapide avec un fort coefficient au premier pas de temps (20 secondes), et concentré sur les 7 premiers pas de temps (140 secondes). Pour PR 1.5, il faut attendre un pas de temps de plus pour voir apparaître le ruissellement, et celui-ci s'étale du 2<sup>ème</sup> au 9<sup>ème</sup> pas de temps. Pour PR 1.5P, la dynamique du ruissellement à l'exutoire est plus tardive et progressive. Le ruissellement commence à arriver au 2<sup>ème</sup> pas de temps, atteint sa valeur maximale au 5<sup>ème</sup> pas de temps et décroît lentement pour ne s'annuler qu'au 13<sup>ème</sup> pas de temps. Enfin sur PR 4.5P, le transfert du ruissellement est un processus très doux, retardé et étalé dans le temps. Le ruissellement n'apparaît qu'au 3<sup>ème</sup> pas de temps, atteint sa valeur maximale au 8<sup>ème</sup> pas de temps (il n'y a alors déjà plus de ruissellement sur PR 0), et se prolonge jusqu'au 15<sup>ème</sup> pas de temps (300 secondes). La réponse rapide et courte sur PR 0 est à mettre en relation avec une tortuosité très faible (1,09) et une vitesse d'écoulement élevée ( $0,37 \text{ m.s}^{-1}$ ). Les réponses progressivement plus lentes et étalées dans le temps de

PR 1.5, PR 1.5P et surtout PR 4.5P, s'expliquent par l'interception de la pluie par le paillis et la culture, une tortuosité de plus en plus importante (1,46 pour PR 4.5P) et des vitesses d'écoulement plus faibles ( $0,17 \text{ m.s}^{-1}$  pour PR 4.5P). L'interception de la pluie réduit le volume d'eau parvenant au sol. Une grande tortuosité induit des trajectoires longues jusqu'à l'exutoire. Une faible vitesse retarde l'arrivée de l'eau. Par ailleurs la capacité de rétention momentanée de l'eau derrière les pailles (figure 5.4), explique un étalement des hydrogrammes unitaires d'autant plus important que la biomasse de paillis est importante. Ce phénomène explique peut-être aussi pourquoi les hydrogrammes unitaires de PR 1.5P, et surtout 4.5P, sont légèrement bimodaux.

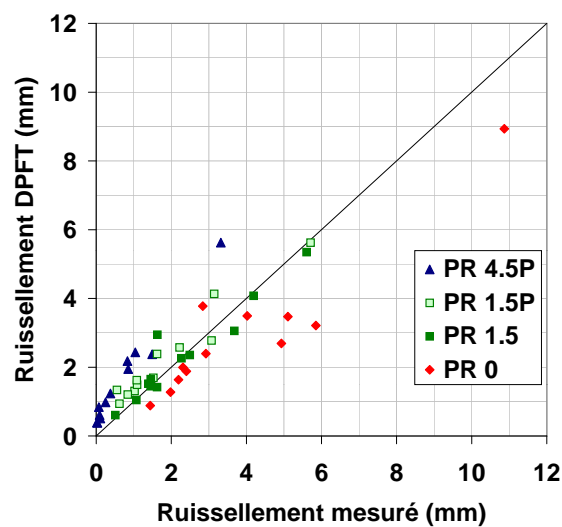


FIG. 5.14: Comparaison entre ruissellement DPFT et ruissellement mesuré (12 épisodes de calage)

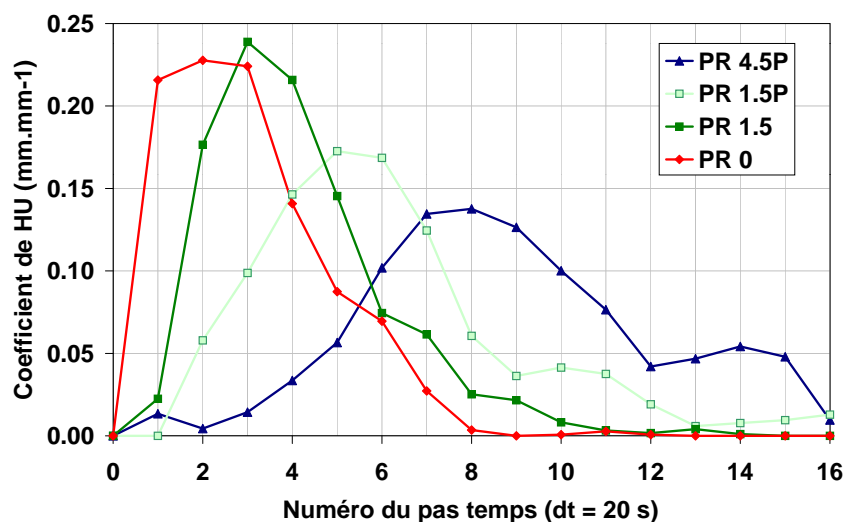


FIG. 5.15: Hydrogrammes unitaires des quatre parcelles de ruissellement

En conclusion, le ruissellement est convenablement simulée par le modèle DPFT, basé sur l'hypothèse d'un fonctionnement *hortonien* du sol. La modélisation de la production du ruissellement peut donc bien s'appuyer sur un tel concept. La modélisation du transfert du ruissellement doit par ailleurs tenir compte des spécificités de chaque parcelle. Elle doit notamment prendre en compte les effets du paillis (tortuosité, frottement, canalisation), pour correctement prédire les débits ruisselés.

### 5.2.2.3 Calage du modèle mixte

Le modèle mixte est composé d'une fonction de production physique couplée à l'hydrogramme unitaire de la DPFT, fonction de transfert du ruissellement. Le calage du modèle mixte concerne les paramètres de sa fonction de production.

**Définition des paramètres de calage** - Les paramètres de calage du module de production sont  $K_s$ ,  $S_1$  et  $h_s$ . Pour  $K_s$  et  $S_1$ , les valeurs initiales estimées ont été tirées de l'étude des propriétés hydrodynamiques des sols des parcelles d'essais (section 4.2). Nous faisons l'hypothèse que ces valeurs s'appliquent également aux parcelles de ruissellement de mêmes historiques culturaux<sup>11</sup>. Toutefois, les valeurs mesurées sont *a priori* surestimées par la méthode utilisée (section 4.3), nous choisissons donc de caler les deux paramètres entre 0 et la valeur estimée au moyen d'un coefficient multiplicateur compris entre 0 et 1 (tableau 5.8).  $h_s$  a été calé sur la gamme 0-1,4 mm, qui semble raisonnable au vu des résultats de Gilley & Kottwitz (1994).

Paramètre	Unité	Coefficient multiplicateur	Valeur initiale			
			PR 4.5P	PR 1.5P	PR 1.5	PR 0
$K_s$	( $m.s^{-1}$ )	{0; 0, 1; ... ; 0, 9; 1, 0}	$2,50 \cdot 10^{-5}$	$1,76 \cdot 10^{-5}$	$1,76 \cdot 10^{-5}$	$1,94 \cdot 10^{-6}$
$S_1$	( $m.s^{-1/2}$ )	{0; 0, 1; ... ; 0, 9; 1, 0}	$6,00 \cdot 10^{-4}$	$4,38 \cdot 10^{-4}$	$4,38 \cdot 10^{-4}$	$1,50 \cdot 10^{-4}$
$h_s$	( $m$ )	{0; 0, 2; ... ; 1, 2; 1, 4}	$1,00 \cdot 10^{-3}$	$1,00 \cdot 10^{-3}$	$1,00 \cdot 10^{-3}$	$1,00 \cdot 10^{-3}$

TAB. 5.8: Paramètres et gammes de calage de la fonction de production

**Définition des variables observées** - Afin d'effectuer le calage du modèle TEC nous avons dû créer un fichier de variables observées (mesures expérimentales) auxquelles sont comparées les variables de sortie simulées. Nous avons retenu comme variables observées les débits de ruissellement mesurés sur chaque parcelle de ruissellement.

<sup>11</sup>PR 4.5P est assimilée à PE 4.5, PR 1.5P et PR 1.5 à PE 1.5, et PR 0 à PE 0.

**Résultats du calage** - Nous présentons ici les paramètres  $K_s$  et  $S_1$  optimaux du module de production. Nous examinons ensuite la qualité de restitution des cumuls ruisselés par le modèle mixte calé.

- Détermination des paramètres optimaux

Pour chaque valeur de  $h_s$  et pour chaque PR, nous avons tracé une carte d'efficacités en débit du modèle mixte, dans le domaine de variation des paramètres  $K_s$  et  $S_1$ . Nous avons constaté que pour les quatre parcelles la valeur qui conduit aux meilleures efficacités est  $h_s = 0,2 \cdot 10^{-3}$  (m). Ce résultat montre que la capacité de rétention d'eau modifiant le processus d'infiltration ne dépend pas de la biomasse de pailis au sol. L'effet barrage des pailles, qui ralentit l'eau et retient momentanément une lame plus importante que la capacité de rétention du sol nu, ne favorise pas significativement l'infiltration. Il se traduit simplement par un frottement plus grand, des vitesses d'écoulement plus faibles, une tortuosité plus importante et une lame d'eau ruisselée plus épaisse. Ces phénomènes sont à ce stade pris en compte par l'hydrogramme unitaire (figure 5.1).

Les cartes d'efficacités en débit du modèle mixte pour  $h_s = 0,2 \cdot 10^{-3}$  (m) sont données sur la figure (5.16), pour les quatre PR. Les écarts entre ruissellement calculé et ruissellement mesuré, pour les 12 épisodes de calage, sont représentés sous forme de courbes iso-écarts exprimées en millimètres (figure 5.16). Nous voyons que les efficacités maximales sont bonnes ( $>0,8$ ) pour les traitements extrêmes PR 4.5P et PR 0. En revanche, elles sont moyennes pour PR 1.5P ( $\sim 0,4$ ) et médiocres pour PR 1.5 ( $\sim 0,2$ ). Il semble que sur ces deux parcelles la modélisation retenues ne soit pas adaptée. Les efficacités en débit représentent la qualité du modèle mixte à reproduire la dynamique du ruissellement à chaque instant. C'est un critère suffisant mais pas nécessaire à la bonne simulation des volumes ruisselés. En effet, même avec une simulation médiocre des débits de ruissellement (déphasage, erreurs compensées sur l'amplitude), la restitution des volumes ruisselés peut-être convenable. Pour juger de la qualité de la modélisation nous avons donc également tenu compte de l'indicateur différence entre ruissellement calculé et mesuré. Nous voyons qu'en première approximation (figure 5.16) la courbe de non biais (ruissellement calculé égal ruissellement mesuré), passe dans le domaine des meilleures efficacités en débit. Ce n'est toutefois pas exactement le cas pour PR 4.5P et PR 1.5P pour lesquelles une efficacité maximale en débit implique une sous-estimation globale du ruissellement. Nous choisissons donc de déterminer pour chaque parcelle de ruissellement, un couple optimal  $(K_{sat}; S_1)$ , en utilisant le critère d'efficacité sur les débits et en s'efforçant de réduire au minimum le biais sur les volumes. Les valeurs obtenues sont présentées dans le tableau (5.9). On trouve des valeurs de  $K_{sat}$  2 à 10 fois plus faibles que celles estimées par la méthode *Beer-kan* (section 4.2), ce qui corrobore les remarques faites un peu plus haut. On retrouve logiquement

cette tendance pour les sorptivités dont les valeurs optimales sont 3 à 5 fois inférieures à celles estimées par la méthode *Beer-kan*. Les valeurs calées des paramètres  $K_s$  et  $S_1$  respectent le classement obtenu par la mesure sur les parcelles d'essais (tableau 4.7).

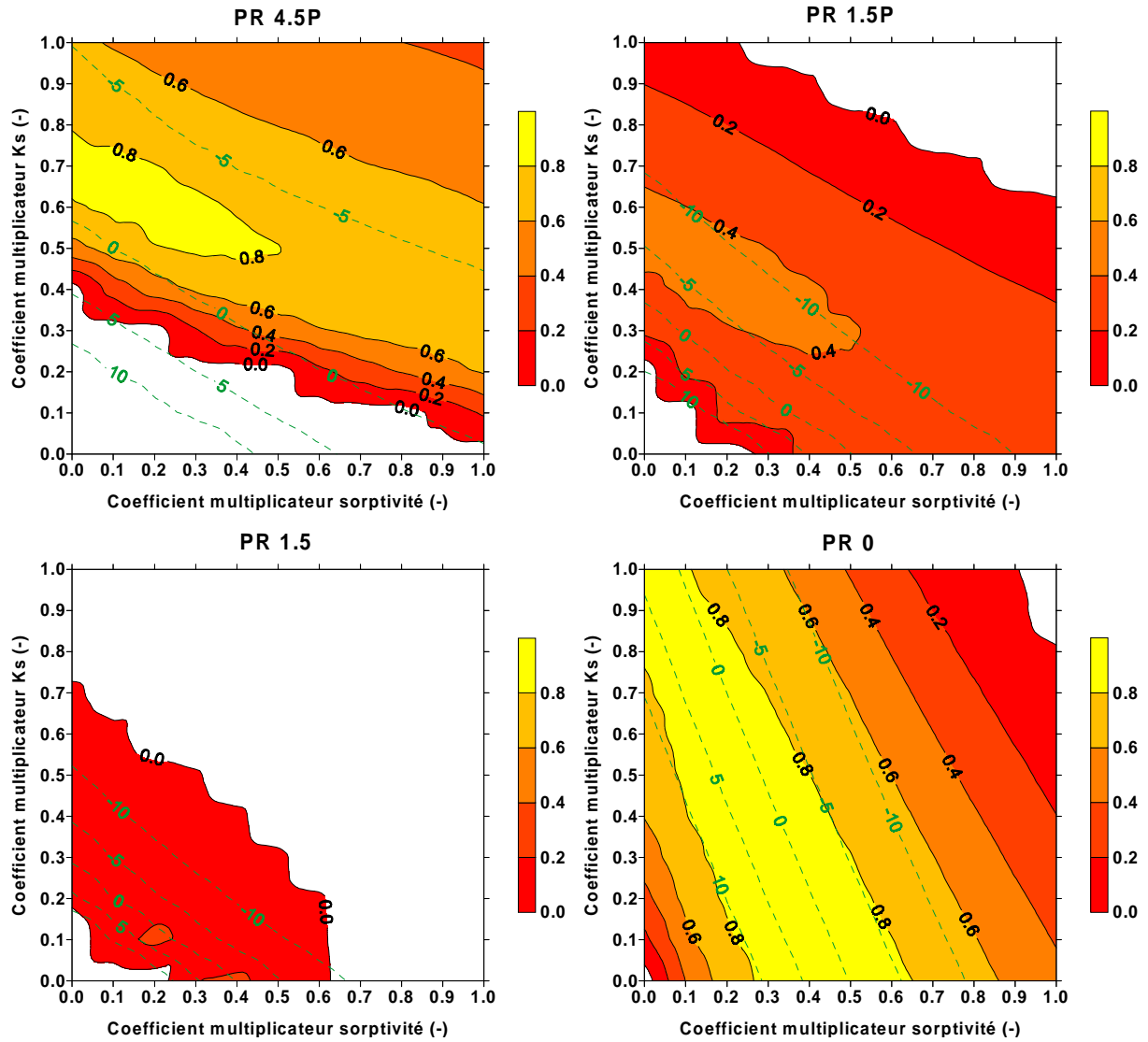


FIG. 5.16: Efficacité en débit du modèle mixte pour chaque parcelle de ruissellement, pour  $h_s = 0,2$  (mm) (en vert : courbe d'iso-écart entre ruissellement calculé et mesuré (mm))

Paramètre	PR 4.5P		PR 1.5P		PR 1.5		PR 0	
	Coef	Valeur	Coef	Valeur	Coef	Valeur	Coef	Valeur
$K_s$ ( $m.s^{-1}$ )	0,45	$1,13 \cdot 10^{-5}$	0,3	$5,28 \cdot 10^{-6}$	0,1	$1,76 \cdot 10^{-6}$	0,5	$9,70 \cdot 10^{-7}$
$S_1$ ( $m.s^{-1/2}$ )	0,2	$1,20 \cdot 10^{-4}$	0,2	$8,76 \cdot 10^{-5}$	0,2	$8,76 \cdot 10^{-5}$	0,3	$4,50 \cdot 10^{-5}$
$h_s$ (m)	0,2	$0,20 \cdot 10^{-3}$	0,2	$0,20 \cdot 10^{-3}$	0,2	$0,20 \cdot 10^{-3}$	0,2	$0,20 \cdot 10^{-3}$

TAB. 5.9: Paramètres optimaux après calage du modèle mixte

- Qualité de restitution des cumuls ruisselés

Pour chaque PR, les ruissellements simulés par le modèle mixte calé et les ruissellements mesurés correspondants sont représentés sur la figure (5.17), pour les 12 épisodes de calage. On constate un assez bon accord entre modèle et expérience, pour l'ensemble des parcelles. Les écarts entre simulations et observations sont de l'ordre de 1 à 2 mm, avec un maximum de 4,1 mm (PR 1.5). D'une façon générale, le modèle mixte fonctionne mieux sur les parcelles PR 4.5P et PR 0 que sur les parcelles PR 1.5P et PR 1.5. Les résultats en dynamique (hydrogrammes de ruissellement) seront analysés après calage complet du modèle physique (fonctions de production et de transfert).

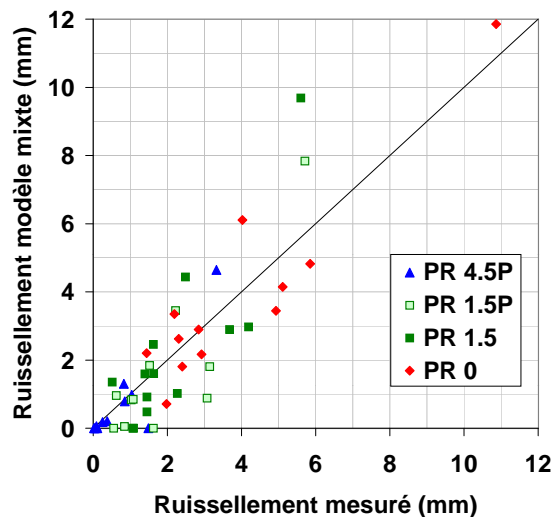


FIG. 5.17: Comparaison entre ruissellements du modèle mixte et mesuré (12 épisodes de calage)

#### 5.2.2.4 Calage du modèle physique

Le modèle physique est constitué de la fonction de production du modèle mixte avec les paramètres obtenus lors du calage précédent, couplée à une fonction de transfert physique (canalisation du ruissellement, tortuosité et frottement).

**Définition des paramètres de calage -** Les paramètres de calage du module de transfert sont la portion de la largeur de la parcelle participant au ruissellement,  $\alpha_l$  (-), et le frottement,  $f$  (-). Les valeurs utilisées pour caler  $\alpha_l$  sont  $\{0,05; 0,075; 0,1; 0,125; 0,15; 0,175; 0,2; 0,225; 0,25; 0,3; 0,4; 0,5; 0,6; 0,8\}$ , pour toutes les parcelles. Les valeurs utilisées pour caler  $f$  sont, pour chaque parcelle :

$f \in \{1; 3; 5; 10; 15; 20; 25; 30; 35; 40\}$	pour PR 4.5P
$f \in \{1; 3; 5; 7; 10; 15; 20; 25; 30; 35\}$	pour PR 1.5P et PR 1.5
$f \in \{1; 2; 3; 4; 6; 8; 10; 12; 15; 20\}$	pour PR 0

**Résultats du calage** - Nous présentons ici les paramètres  $f$  et  $\alpha_l$  optimaux du module de transfert. Nous examinons ensuite la qualité de restitution des cumuls ruisselés et des dynamiques de ruissellement que le modèle calé fournit. Nous confrontons en particulier ces simulations à celles du modèle DPFT. Enfin nous examinons la dynamique des phénomènes connexes : interception de la pluie par la culture et le paillis, infiltration dans le sol et formation éventuelle d'une lame d'eau à la surface du sol.

- Détermination des paramètres optimaux

Les cartes d'efficacités sont données sur la figure (5.18), pour les quatre parcelles de ruissellement et les 12 épisodes de calage. Les écarts entre ruissellement calculé et ruissellement mesuré sont à nouveau représentés sous forme de courbes iso-écarts exprimées en millimètres.

Comparées à celles fournies par le modèle mixte, les efficacités maximales sont sensiblement meilleures. Elles sont supérieures à 0,68 pour tous les traitements et sont surtout améliorées sur PR 1.5P (0,75) et PR 1.5 (0,68). Les écarts entre ruissellements calculé et mesuré sont inférieurs à 4 mm en valeur absolue, sauf pour PR 1.5P (écarts compris entre -4 et -10 mm). D'une façon générale, l'efficacité et la différence entre ruissellements calculé et mesuré sont assez peu sensibles aux paramètres  $f$  et  $\alpha_l$ . Il n'existe donc pas un jeu de paramètres optimal clairement défini. Nous avons choisi de déterminer pour chaque parcelle, les valeurs de  $f$  et  $\alpha_l$  à partir de la figure (5.18), en respectant dans la mesure du possible les observations expérimentales. Les valeurs retenues de ces paramètres, ainsi que les efficacités et les biais associés, sont présentés dans le tableau (5.10). Les valeurs de  $f$  sont 4 à 8 plus élevées que celles mesurées sur le terrain, mais respectent le classement des parcelles (figure 5.10). Cela conduit à des vitesses d'écoulement 2 à 3 fois inférieures à celles mesurées, pour une même épaisseur de lame d'eau ruisselée. Les valeurs de  $\alpha_l$  sont comprises entre 0,3 et 0,4, ce qui semble correspondre qualitativement aux observations de terrain. Les efficacités obtenues pour ces valeurs des paramètres sont très proches des efficacités maximales. Enfin, les biais sur les volumes ruisselés sont tous faibles et compris entre -5,6 et 1,7 mm.

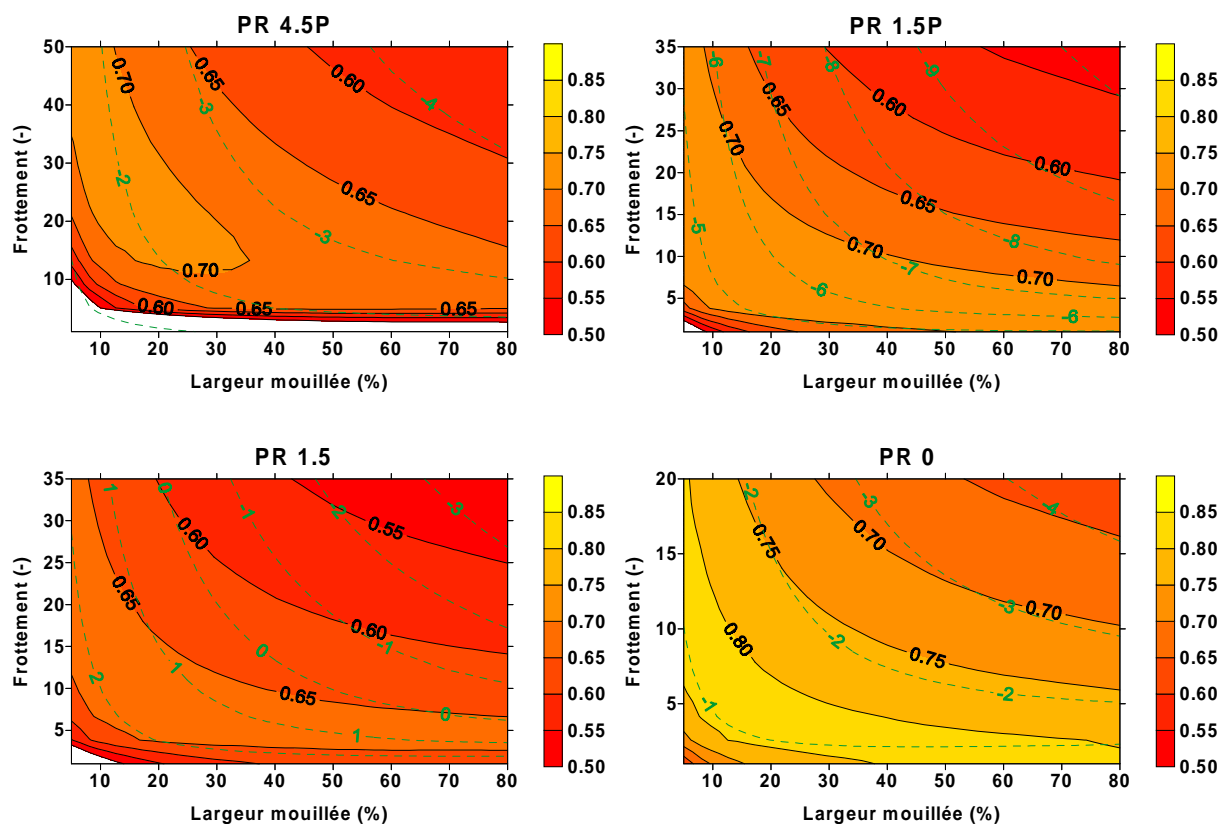


FIG. 5.18: Efficacité en débit du modèle physique pour chaque parcelle de ruissellement (en vert : courbe d'iso-écart entre ruissellement calculé et mesuré (mm))

Paramètre ou variable	Unité	PR 4.5P	PR 1.5P	PR 1.5	PR 0
$f$	(-)	10	3	3	1
$\alpha_l$	(-)	0,30	0,35	0,35	0,40
$Ruis_{calc}-Ruis_{mes}$	(mm)	-2,2	-5,6	1,7	-0,6
Efficacité	(-)	0,70	0,75	0,67	0,80
Efficacité maximale	(-)	0,72	0,75	0,67	0,82

TAB. 5.10: Paramètres retenus, efficacité et biais du modèle physique après calage

- Qualité de restitution en cumul ruisselé

Pour chaque PR et pour les 12 épisodes de calage, les ruissellements simulés par le modèle physique calé et les ruissellements mesurés correspondants sont représentés sur la figure (5.19). On constate un accord convenable entre modèle et expérience, pour l'ensemble des parcelles. Les écarts entre simulations et observations sont de l'ordre de 1 à 3 mm, avec un maximum de 4,3 mm (PR 1.5). Le modèle physique donne quasiment les mêmes résultats que le modèle mixte, avec une qualité de restitution légèrement inférieure. La représentation en cumuls (figure 5.20), permet d'évaluer la qualité de restitution



des lames ruisselées cumulées des 12 épisodes de calage. Les résultats obtenus par le modèle DPFT sont donnés à titre de comparaison. La classification des parcelles évoquée dans 5.2.1.2 est respectée par les deux modèles, bien que le modèle DPFT surestime le ruissellement sur PR 4.5P (valeurs de ruissellement faible montrant les limites de l’outil DPFT) et sous-estime celui sur PR 0. D’une façon générale les lames ruisselées sont assez bien reproduites par le modèle physique. On retrouve logiquement les biais du tableau (5.10), entre simulations du modèle physique et observations. Ces biais de l’ordre de 2 mm sont généralement inférieurs à ceux du modèle DPFT, sauf pour PR 1.5P (5,6 mm).

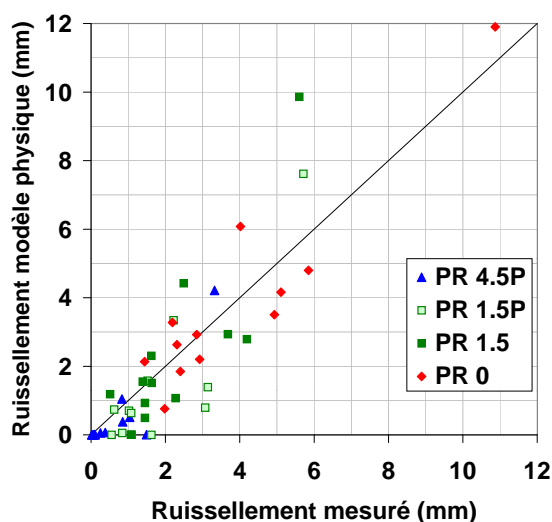


FIG. 5.19: Comparaison entre ruissellements du modèle physique et mesuré (12 épisodes de calage)

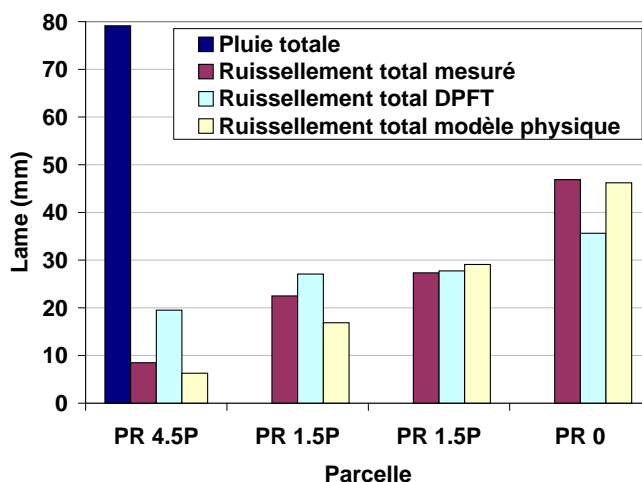


FIG. 5.20: Estimation des cumuls ruisselés par la mesure et la modélisation (12 épisodes de calage)

- Qualité de restitution de la dynamique de ruissellement

Afin d'estimer la qualité de restitution de la dynamique de ruissellement par le modèle physique, nous présentons les résultats obtenus pour 2 épisodes, représentatifs des 12 épisodes de calage. L'épisode 1c (tableau 5.6) dure 2,41 heures, pour une pluie de 16,7 mm, d'une intensité typiquement de  $20 \text{ mm.h}^{-1}$  avec un maximum de  $108 \text{ mm.h}^{-1}$ . L'épisode 5c est plus court (0,88 h), pour une pluie plus faible (4,8 mm), d'intensité plus faible (intensité typique de  $10 \text{ mm.h}^{-1}$  et intensité maximale de  $36 \text{ mm.h}^{-1}$ ). Nous présentons sur les figures (5.21) et (5.22) les intensités ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) et les lames ( $\text{mm}$ ) de pluie et de ruissellement à chaque instant, pour les épisodes 1c et 5c. Les résultats sont donnés pour les mesures expérimentales, les simulations du modèle physique et du modèle DPFT (à titre de comparaison).

En terme d'intensité, nous constatons un bon accord général entre observations et simulations. Pour l'épisode 1c, les pics d'intensité sont qualitativement bien reproduits y compris les plus petits (heure 788 à 789) par les deux modèles. Le modèle physique a toutefois tendance à surestimer l'intensité de ruissellement sur PR 1.5P ( $5 \text{ mm.h}^{-1}$ ) et surtout PR 1.5 ( $10 \text{ mm.h}^{-1}$ ). Le modèle DPFT surestime les intensités sur PR 4.5P ( $5 \text{ mm.h}^{-1}$ ). Pour l'épisode 5c moins intense, les pics sont quantitativement bien reproduits par le modèle physique (écarts  $\leq 5 \text{ mm.h}^{-1}$ ). On constate toutefois une légère avance du modèle sur la mesure sur PR 1.5 et PR 0 ( $\sim 3 \text{ min}$ ). Le modèle DPFT fait en revanche apparaître un phénomène de déclenchement prématuré du ruissellement en début d'épisode, sur PR 4.5P et PR 1.5. Ceci est vraisemblablement dû au caractère statistique et à l'absence de bases physiques de ce modèle.

En terme de lame ruisselée (figure 5.22), nous observons une restitution globale correcte de la dynamique par le modèle physique pour les deux épisodes : forme globale des hydrogrammes de ruissellement respectée, absence de déphasage ou de retard. Le modèle DPFT fournit également une bonne restitution des formes des hydrogrammes, sauf quand le phénomène de déclenchement prématuré du ruissellement apparaît. Les lames sont quantitativement bien simulées par le modèle physique (écarts entre simulations et observations  $\leq 1 \text{ mm}$ ), sauf pour l'épisode 1c sur les parcelles PR 1.5P (écarts de 2 mm) et PR 1.5 (écarts de 4 mm). Les résultats médiocres sur ces parcelles sont probablement dus à la mauvaise adéquation du modèle aux fortes hétérogénéité spatiales des propriétés de surface du sol. Le modèle DPFT surestime le ruissellement sur PR 4.5P (environ 1 mm) et le sous-estime sur PR 0 (0,5 à 2 mm), conformément aux commentaires précédents sur les intensités.

En conclusion, le modèle physique de ruissellement calé donne des résultats globalement convenables (intensité et lame), et de qualité comparable à ceux du modèle DPFT. Nous considérons donc que le calage des modules de production et de transfert est satisfaisant.

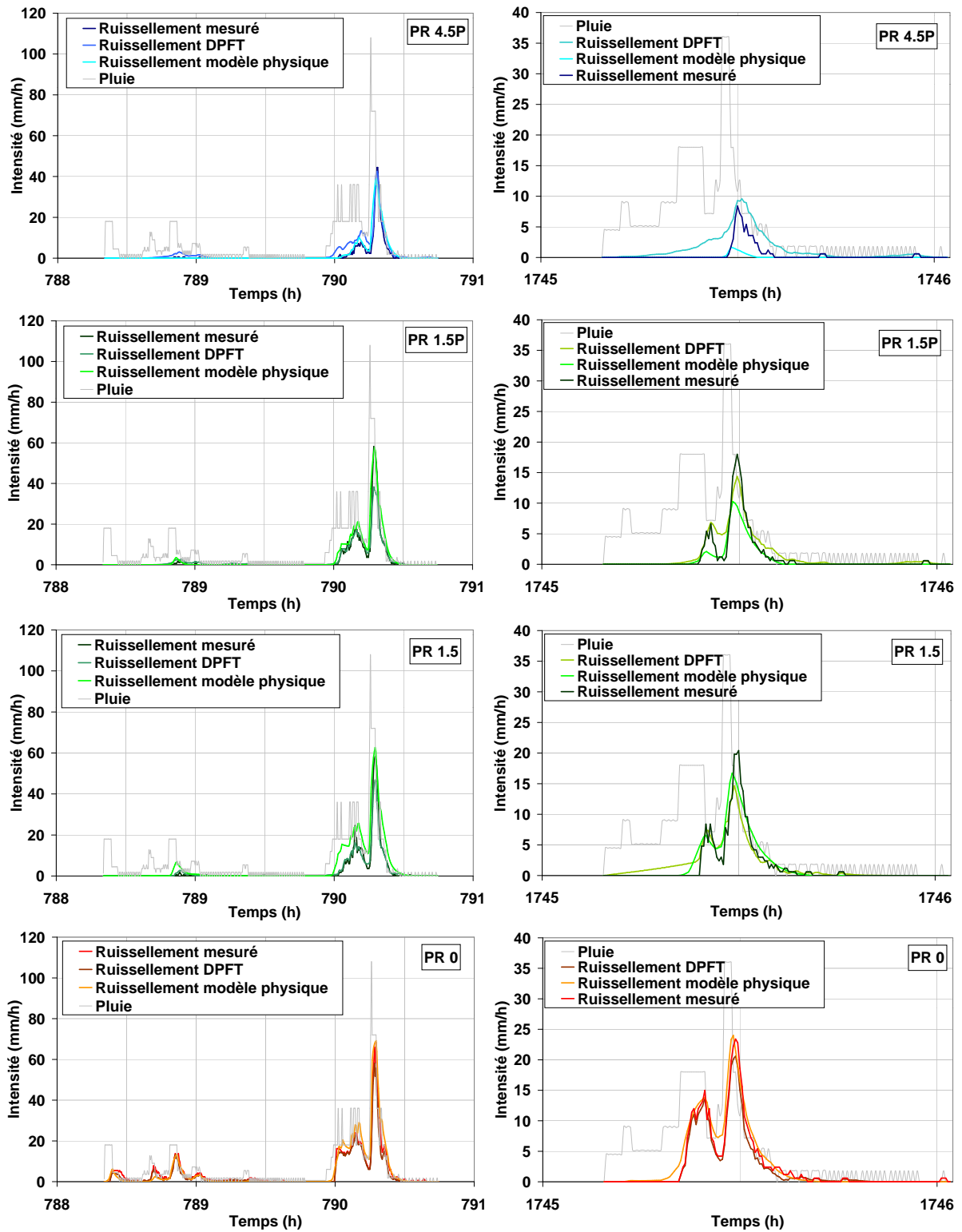


FIG. 5.21: Intensités de ruissellement mesurés et simulés par DPFT et par modèle physique (épisodes de calage 1c (à gauche) et 5c (à droite))

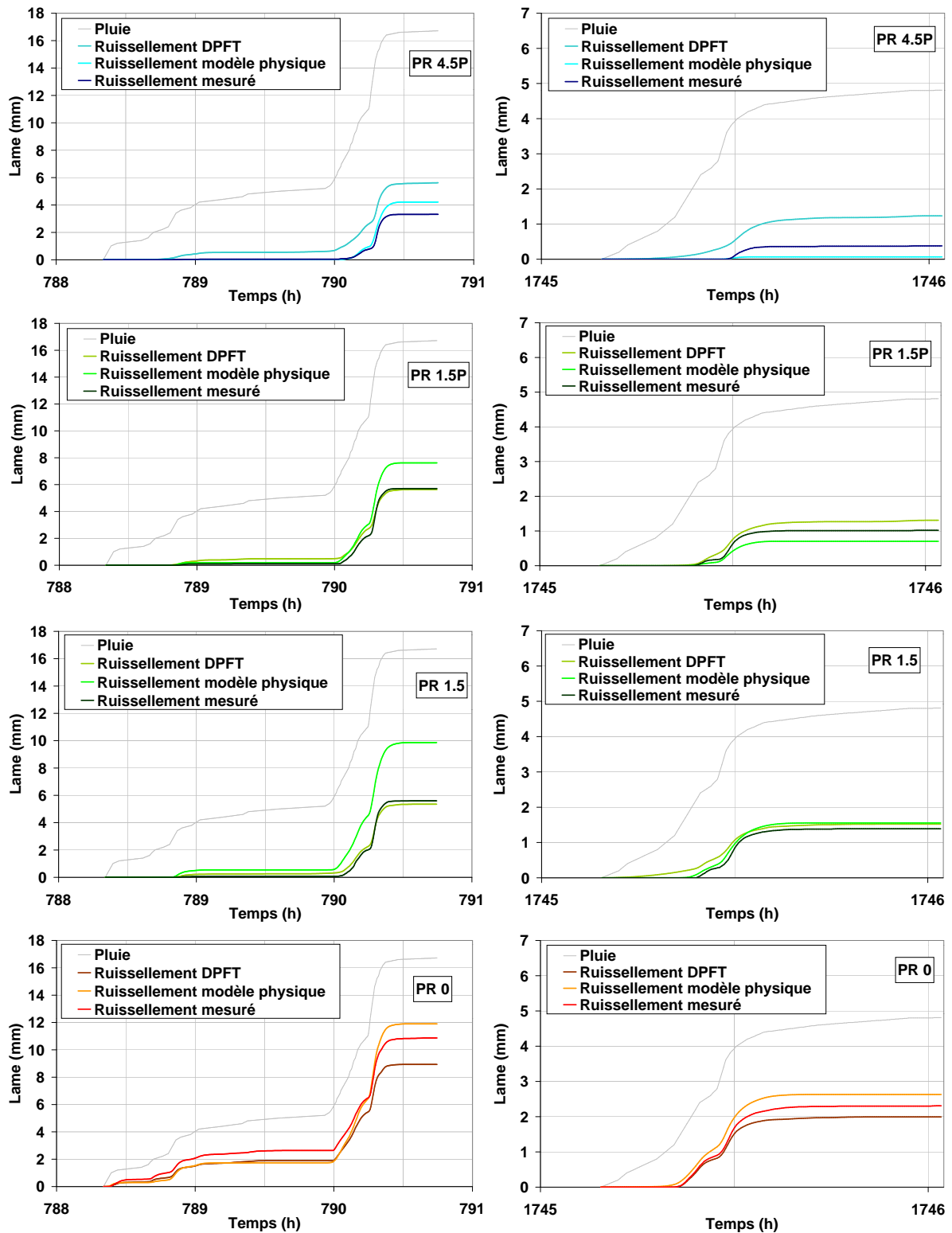


FIG. 5.22: Volumes de ruissellement mesurés et simulés par DPFT et par modèle physique (épisodes de calage 1c (à gauche) et 5c (à droite))

- Dynamique des phénomènes connexes au ruissellement

L'évolution des principales variables permettant de calculer le ruissellement est donnée sur la figure (5.23), pour l'épisode 5c et pour les quatre parcelles de ruissellement. Les variables représentées sont l'interception de la pluie par la culture,  $R_c$ , et par le paillis,  $R_p$ , la hauteur d'eau dans le canal de la parcelle,  $h_c$ , l'intensité de la pluie,  $q_{pluie}$ , l'intensité potentielle d'infiltration,  $q_{Philip}$  et l'intensité d'infiltration  $q$ . Pour cet épisode de 4,8 mm de pluie, on constate qu'au cours des 3 premières minutes de pluie, la culture intercepte sa capacité maximale de stockage sur PR 4.5P (0,24 mm) et PR 1.5P (0,21 mm). Le réservoir paillis prend alors le relais et se recharge complètement en 10 minutes (1,23 et 0,43 mm respectivement sur ces deux parcelles). Sur PR 1.5 (non plantée) le paillis intercepte la pluie dès le début et atteint sa capacité maximale (0,43 mm), au bout de 12 minutes. Une fois les réservoirs culture et paillis remplis, l'intégralité de la pluie parvient au sol, ce qui est le cas pour PR 0 dès le début de la pluie. Le refus à l'infiltration est alors géré par la loi d'infiltration potentielle de Philip, paramétrée différemment pour chaque parcelle. Tant que l'intensité de pluie est inférieure à l'infiltration potentielle, toute l'eau s'infiltré et il n'y a pas de lame d'eau à la surface du sol. Dans le cas contraire, l'infiltration est limitée à sa valeur potentielle, et la quantité d'eau qui ne peut s'infiltrer est concentrée dans le canal sous forme d'une lame d'épaisseur  $h_c$ . On constate que pour cet épisode 5c, toutes les parcelles ont connu une période où le canal se remplit d'eau. C'est sur PR 0 que le développement de la lame d'eau est le plus précoce (3 min). Elle n'apparaît sur PR 1.5 et sur PR 1.5P qu'au bout de 12 minutes, et encore plus tardivement sur PR 4.5P (18 min). Elle persiste 31 minutes sur PR 0, se maintient 20 minutes sur PR 1.5, 16 minutes sur PR 1.5P, et seulement 6 minutes sur PR 4.5P. L'épaisseur maximale de la lame est inférieure à 1 mm sur PR 4.5P et comprise entre 1,6 et 2,3 mm sur les autres parcelles. On constate enfin que la présence de la lame d'eau dans le canal peut conduire à une intensité d'infiltration supérieure à celle de la pluie (en fin d'épisode pluvieux).

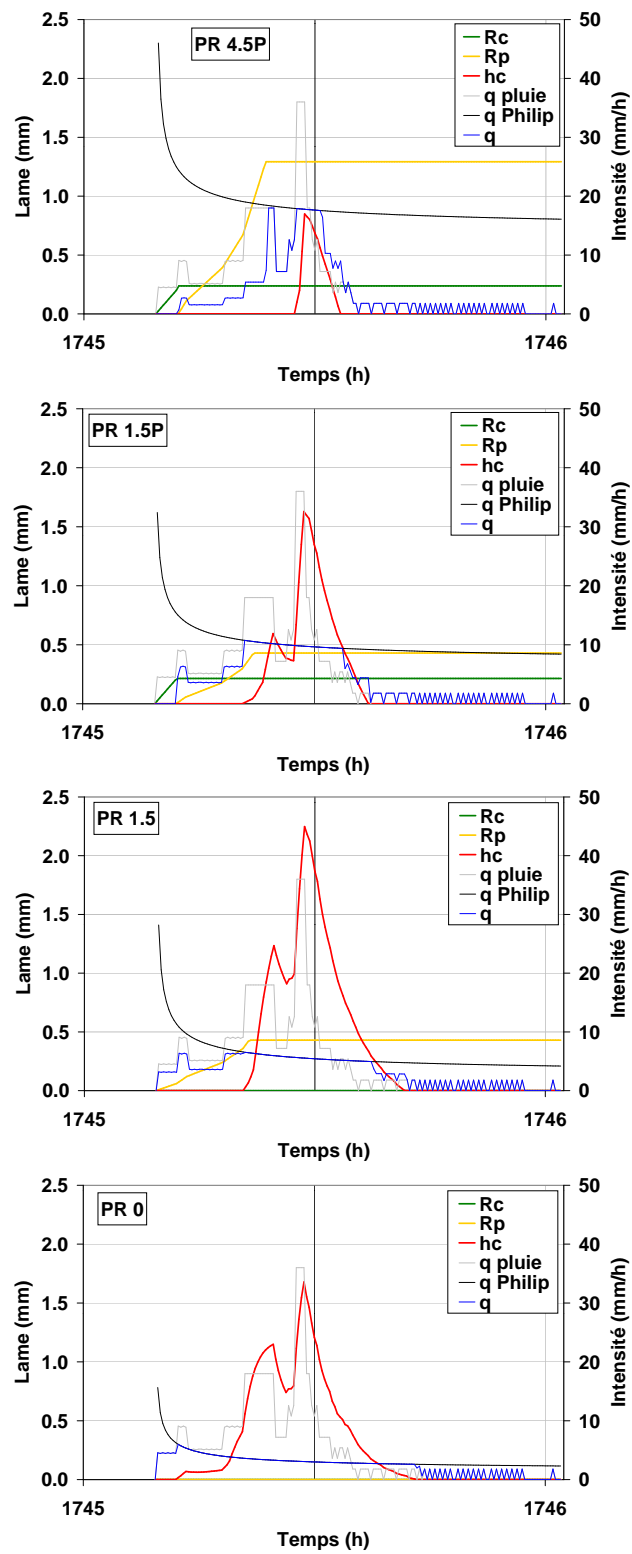


FIG. 5.23: Simulation des variables connexes au ruissellement par le modèle physique pour l'épisode 5c

### 5.2.2.5 Validation du modèle physique

La validation du modèle physique de ruissellement consiste à l'utiliser avec les paramètres  $K_s$ ,  $S_1$ ,  $f$  et  $\alpha_l$  obtenus lors du calage précédent, pour les 14 épisodes de validation du tableau 5.6. Ces épisodes sont indépendants de 12 épisodes qui ont servi au calage. Nous présentons les résultats de prédiction du modèle physique, à la fois sur les cumuls ruisselés et sur les dynamiques de ruissellement.

- Qualité de prédiction des cumuls ruisselés

Pour chaque PR et pour les 14 épisodes de validation, les ruissellements simulés par le modèle physique et les ruissellements mesurés correspondants, sont représentés sur la figure (5.24). On constate, comme pour le calage (figure 5.19), un accord convenable entre modèle et expérience, pour les quatre parcelles. Les écarts entre simulations et observations sont inférieurs à 1 mm. On note, toutefois, que le modèle physique calcule régulièrement des ruissellements nuls ou très faibles sur PR 4.5P et PR 1.5P, alors que les mesures montrent un léger ruissellement ( $\sim 0,5$  mm), sur ces parcelles. Ce résultat illustre les limites de la modélisation du ruissellement, phénomène à seuil, par un modèle physique simple.

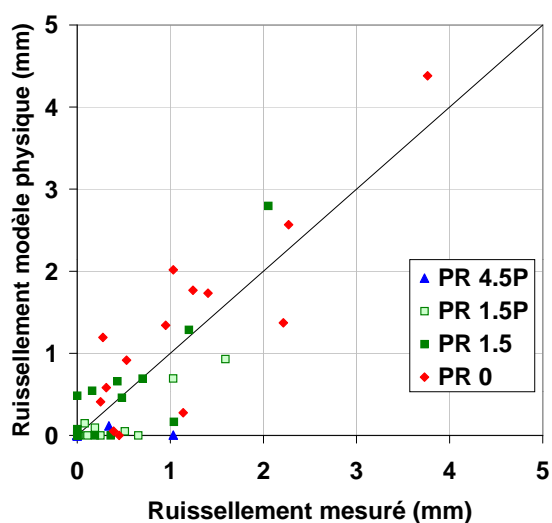


FIG. 5.24: Comparaison entre ruissellements du modèle physique et mesuré (14 épisodes de validation)

La représentation en cumuls (figure 5.25), renseigne sur la qualité de prédiction des lames ruisselées cumulées des 14 épisodes de validation. Nous retrouvons le classement habituel bien marqué des quatre parcelles (section 5.2.1.2). Les biais du modèle physique sont faibles (1,3 mm pour PR 4.5P, 2,4 mm pour PR 1.5P, -0,6 pour PR 1.5 et -2,4 pour PR 0), ce qui suggère une bonne robustesse du modèle à prédire le ruissellement cumulé.

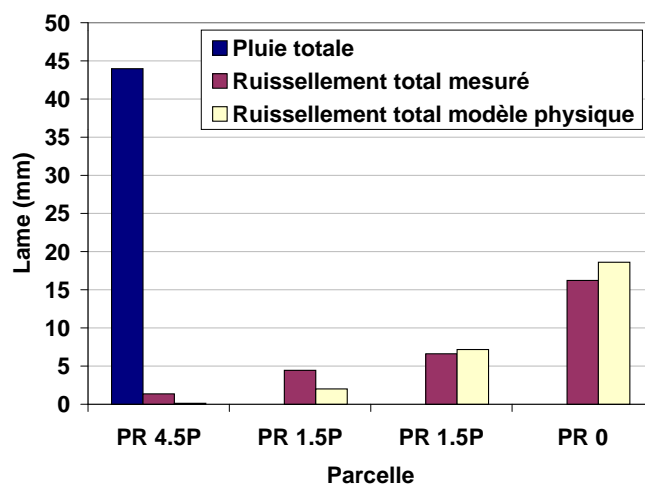


FIG. 5.25: Estimation des cumuls ruisselés par la mesure et la modélisation (14 épisodes de validation)

- Qualité de prédiction des dynamiques de ruissellement

Afin d'estimer la qualité de prédiction de la dynamique de ruissellement par le modèle physique, nous présentons les résultats obtenus pour 2 épisodes. L'épisode 4v (tableau 5.6) dure 0,59 heure, pour une pluie de 4,75 mm, d'une intensité typiquement de l'ordre de  $15 \text{ mm.h}^{-1}$  avec un maximum de  $36 \text{ mm.h}^{-1}$ . L'épisode 5v est plus long (1,41 h), pour une pluie plus forte (7,41 mm), mais d'intensité plus faible (intensité typique de l'ordre de  $10 \text{ mm.h}^{-1}$  et intensité maximale de  $36 \text{ mm.h}^{-1}$ ). Nous présentons sur les figures (5.26) et (5.27) les intensités et les lames de pluie et de ruissellement à chaque instant, pour les 2 épisodes. Les résultats sont donnés pour les mesures expérimentales et les simulations du modèle physique.

En terme d'intensité, nous constatons un assez bon accord général entre observations et simulations. Pour l'épisode 4v, les pics d'intensité sont qualitativement assez bien reproduits, à part une légère avance du modèle sur PR 4.5P, PR 1.5 et PR 0 ( $\sim 3$  min). Ce dernier surestime l'intensité de ruissellement sur PR 0 en début de pluie ( $5$  à  $10 \text{ mm.h}^{-1}$ ) et la sous-estime sur PR 4.5P ( $5$  à  $10 \text{ mm.h}^{-1}$ ). Pour l'épisode 5v, les pics sont qualitativement et quantitativement assez bien reproduits par le modèle physique sur PR 1.5P et PR 0 (écarts  $\leq 5 \text{ mm.h}^{-1}$ ). Sur PR 4.5P le modèle ne simule aucun ruissellement, alors que la mesure indique des intensités de ruissellement de l'ordre de  $5 \text{ mm.h}^{-1}$ , pendant environ 12 minutes. Ce résultat illustre à nouveau les limites de la modélisation du ruissellement par un modèle physique simple. Sur PR 1.5 le modèle simule le ruissellement avec 6 minutes d'avance (intensité de l'ordre de  $5 \text{ mm.h}^{-1}$ ), ensuite la simulation est en bon accord avec la mesure (écarts d'intensité inférieurs à  $3 \text{ mm.h}^{-1}$ ).



En terme de lame ruisselée (figure 5.27), nous observons une assez bonne prédiction globale de la dynamique par le modèle physique pour les deux épisodes (formes des hydrogrammes et quantités ruisselées). On constate néanmoins une avance assez fréquente de l'hydrogramme simulé sur l'hydrogramme mesuré (principalement sur PR 0 lors de l'épisode 4v et sur PR 1.5 et PR 0 lors de l'épisode 5v), qui découle logiquement des résultats sur les intensités. Les lames ruisselées sont toutefois quantitativement bien simulées par le modèle physique (écarts entre simulations et observations toujours  $\leq$  à 1 mm), même si ce dernier simule une lame ruisselée nulle sur PR 4.5P pour l'épisode 5v.

**Remarque :** Il est important de préciser que sur les 14 épisodes de validation, seulement 2 (4v et 5v) ont produit du ruissellement sur PR 4.5P. Il est donc difficile d'apprécier la pertinence du modèle à prédire le ruissellement sur cette parcelle. Nous avons essentiellement pu vérifier que quand on n'observait pas de ruissellement expérimentalement, le modèle n'en prévoyait pas non plus.

En conclusion, le modèle physique de ruissellement simule globalement correctement les intensités et lames ruisselées des 14 épisodes de validation. Nous estimons à ce stade que sa portée et sa robustesse sont suffisantes pour pouvoir l'utiliser à des fins prédictives.

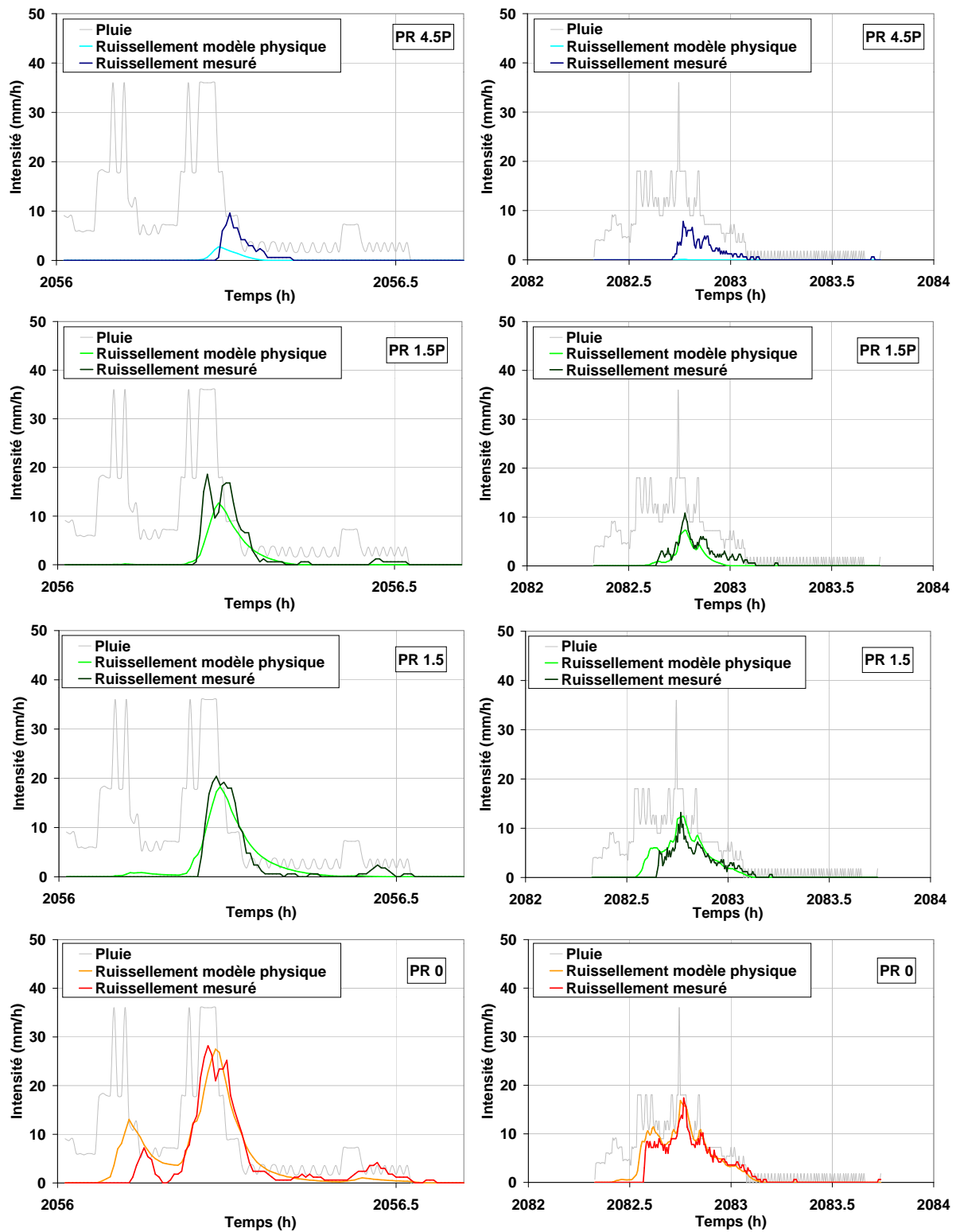


FIG. 5.26: Intensités de ruissellement mesurés et simulés par DPFT et par modèle physique (épisodes de validation 4v (à gauche) et 5v (à droite))

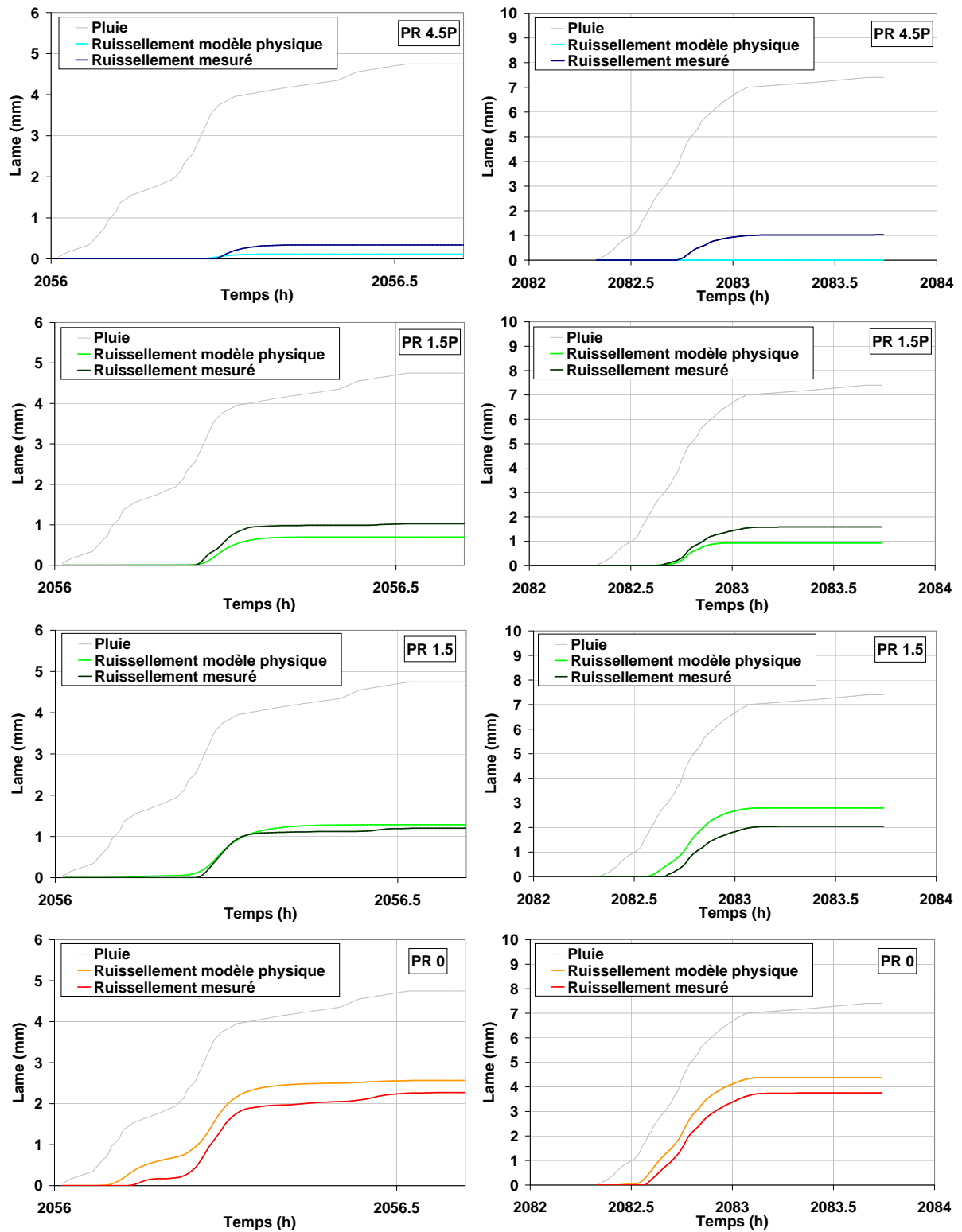


FIG. 5.27: Volumes de ruissellement mesurés et simulés par DPFT et par modèle physique (épisodes de validation 4v (à gauche) et 5v (à droite))

### 5.3 Discussion et conclusion

L'objectif de ce chapitre a été d'étudier et quantifier les effets d'un paillis de résidus de maïs sur le ruissellement (intensité et cumul). Ce travail s'est appuyé d'une part sur un modèle d'ajustement statistique (DPFT) et un modèle de ruissellement à base physique, et d'autre part sur une campagne de mesures expérimentales mise en œuvre sur quatre parcelles de ruissellement (PR), ayant subi chacune un itinéraire technique différent, répété à l'identique depuis 1995 (section 5.1.2).

Le dispositif expérimental présente certaines limites qu'il est utile de préciser. En premier lieu, l'absence de répétitions spatiales des traitements, ne permet pas d'argumenter statistiquement les différences entre traitements, et de séparer rigoureusement les effets propres aux traitements et les effets dus aux particularités de chaque parcelle. On peut toutefois considérer que le tirage aléatoire de la localisation des traitements (Scopel, 1994), et la reproduction du comportement des PR de 1994 à 1997 (Arreola Tostado, 1996, 2000), renforcent la portée de nos résultats. Par ailleurs, la petite taille des parcelles, et le fait qu'elles soient clôturées, induit sûrement des effets de bords non négligeables : écoulement s'appuyant latéralement sur la clôture métallique, absence de ruissellement provenant de l'amont en haut de parcelle, etc. Il faudrait quantifier ces effets afin de pouvoir évaluer uniquement l'effet du traitement sur le ruissellement. Enfin, la géométrie particulière du paillis n'a pas explicitement été prise en compte. L'organisation spatiale particulière du paillis peut expliquer certaines particularités du ruissellement et de l'infiltration (hétérogénéité spatiale de l'infiltration due à la macrofaune, effet barrage localisés, etc.). De fait, Scopel (1994) montre qu'en présence d'une culture, le ruissellement tend à rassembler les pailles à l'amont immédiat des pieds de maïs. Le transport de sédiments par ruissellement forme rapidement un dépôt à la base des pailles. Les pailles ainsi enchâssées deviennent plus stables et ne bougent plus par la suite, à moins que ne survienne un événement majeur. Enfin, la mesure de l'humidité du sol au TDR n'a pas été faite à un pas de temps suffisamment serré, pour pouvoir estimer convenablement l'humidité du sol au début de chaque événement pluvieux. Les incertitudes sur l'humidité sont estimées à  $\pm 0,03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ , ce qui conduit à des erreurs d'environ 10% sur la sorptivité. Ces erreurs peuvent affecter significativement la quantité d'eau infiltrée, simulée par la loi de Philip (équation (5.6)).

L'application du modèle DPFT sur les parcelles de ruissellement a fourni des informations complémentaires sur la propagation du ruissellement de chaque parcelle. Les hydrogrammes unitaires (HU) obtenus (figure 5.15), montrent que le transfert du ruissellement est différent sur chaque parcelle. Toutefois, pour valider de façon objective les conclusions relatives aux résultats de ce modèle, il faudrait

vérifier que les HU sont bien statistiquement significativement différents les uns des autres. Cette vérification n'a pu être réalisée rigoureusement dans le cadre de ce travail, faute de temps. Nous avons néanmoins essayé de substituer l'HU de PR 0 à celui des autres parcelles. Un examen visuel des restitutions des débits montre que les résultats sont sensiblement moins bons que lorsque on utilise les HU originels des parcelles.

La modélisation physique du ruissellement est basée sur des lois simples décrivant des mécanismes pour la plupart observés sur le terrain : interception de l'eau par la culture et par le paillis, infiltrations potentielles différenciées entre les parcelles, tortuosité de l'écoulement, réduction des vitesses d'écoulement par le paillis et canalisation de l'écoulement. Elle ne nécessite pas de calculs itératifs car l'algorithme est entièrement écrit sous forme explicite (section 5.1.1.2). Parmi les paramètres calés le frottement,  $f$ , a conduit à des valeurs 4 à 8 fois supérieures à celles mesurées. Ces fortes valeurs de  $f$  sont vraisemblablement dues à la prise en compte très schématique du processus d'écoulement sur le sol (séparation micro-versants/canal), et au formalisme contestable de la théorie de Darcy-Weisbach (section 5.1.1.2). En réalité, le ruissellement est composé d'écoulements lents et rapides. Les écoulements lents permettent à l'eau des versants de gagner, dans un premier temps, des petits canaux secondaires, puis de se jeter dans les 2 ou 3 canaux principaux, parvenant à l'exutoire. Les mesures présentées sur la figure (5.10) concerne les canaux principaux, dans lesquels l'écoulement est le plus rapide et le frottement le plus faible. Le fait de n'avoir travaillé que sur des pluies de cumuls assez faibles (section 5.2.1.2) limite la portée de la modélisation, et rend hasardeuse l'extrapolation du modèle à de fortes pluies. Enfin, l'étude de l'effet de la pente sur la tortuosité et le frottement n'a pas pu être réalisée faute de temps. Nous ferons l'hypothèse que tortuosité et frottement ne sont pas significativement différents sur un sol de pente  $S=0,03$ . Malgré ses faiblesses, nous intégrerons le modèle de ruissellement dans PASTIS, modèle de fonctionnement global du système sol-paillis-plante-atmosphère (section 6.1).



## **Troisième partie**

# **Fonctionnement global du système sol-paillis-plante-atmosphère**





Suite à la démarche de décomposition de la problématique initiale en sous-problèmes élémentaires (partie II), cette partie réalise une reconstruction finale par intégration de l'ensemble des résultats obtenus. Cette intégration est faite sous une forme synthétique et simplifiée, afin d'obtenir un outil de modélisation et de diagnostic opérationnel. Ceci nous permet d'aboutir à l'objectif ultime de la thèse de *compréhension et modélisation des effets globaux du paillis sur les bilans hydrique, thermiques et azotés d'une culture de maïs*.



## Chapitre 6

# Effets globaux du paillis sur les bilans hydrique, thermique et azoté

### 6.1 Matériels et méthodes

#### 6.1.1 Modélisation

##### 6.1.1.1 Présentation du modèle PASTIS

**Présentation générale** - PASTIS (Lafolie, 1991) est un modèle mécaniste monodimensionnel qui s'applique à un système sol-plante-atmosphère et simule les processus suivants :

- transfert d'eau dans le sol,
- transfert de chaleur dans le sol,
- transfert de solutés dans le sol,
- transformation de la matière organique,
- croissance de la culture.

Les interactions entre les différents modèles (couplage complet ou action unilatérale), ainsi que les variables par lesquelles se produisent ces interactions sont représentées sur la figure (6.1). La nature des modèles est précisée dans les paragraphes qui suivent. Le système sol dans lequel ils agissent est défini par un parallélépipède, délimité par l'interface sol-atmosphère (limite supérieure) et une cote maximale  $z_m$  (m) (limite inférieure). Par convention l'axe des cotes est orienté vers le bas.

**Transfert de l'eau** - L'équation qui régit ce transfert est l'équation de Richards (D.1) détaillée page xvii. La condition initiale est donnée par un profil d'humidité initiale  $\theta(z, 0)$  ( $m^3 \cdot m^{-3}$ ) ou de potentiels hydriques initiaux  $\psi(z, 0)$  (m), pour  $0 \leq z \leq z_m$ . La condition à la limite supérieure est une condition

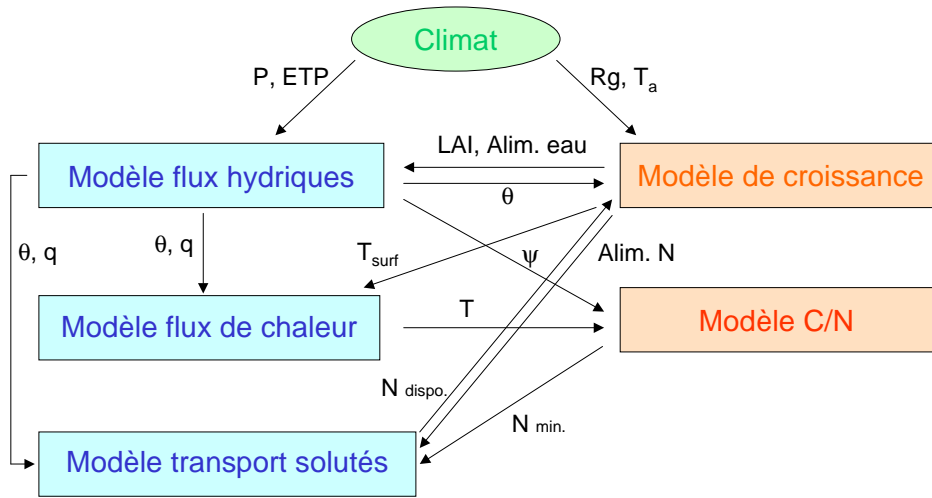


FIG. 6.1: Description du modèle PASTIS et des interactions entre modules

de Neumann définie par  $\Phi_m = \frac{\partial P}{\partial t} - E^{pot}$ , où  $\Phi_m$ <sup>1</sup> est la densité de flux de masse d'eau dans le sol ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ),  $E^{pot}$  la demande évaporative ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ) et  $\frac{\partial P}{\partial t}$  l'intensité de pluie ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ). La condition à la limite inférieure est une condition de Dirichlet définie à la profondeur  $z_m$ , soit par une humidité  $\theta(z_m, t)$ , soit par un potentiel hydrique  $\psi(z_m, t)$ . Pour plus de détail se reporter au travaux de Lafolie (1991) et Maraux & Lafolie (1998).

**Transfert de la chaleur** - L'équation gouvernant les transferts de chaleur intègre la diffusion (loi de Fourier) et la convection :

$$\frac{\partial C_T T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} \right) - C_w \frac{\partial q T}{\partial z} \quad (6.1)$$

avec  $C_T$  et  $C_w$ , capacités calorifiques respectivement du sol et de l'eau ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $T$ , température du sol ( $^{\circ}C$ ),  $\lambda_s$ , conductivité thermique du sol ( $W.m^{-1}.K^{-1}$ ),  $q$ , flux d'eau donné par la loi de Darcy ( $m.s^{-1}$ ). La condition initiale est donnée par un profil de température  $T(z, 0)$  pour  $0 \leq z \leq z_m$ . La condition à la limite supérieure est une condition de Dirichlet définie par une température de surface  $T_s$  ( $^{\circ}C$ ), calculée de façon empirique à partir des données climatiques et du statut hydrique de la plante (Brisson *et al.*, 1998a). La condition à la limite inférieure est une condition de bout libre (gradient nul).

<sup>1</sup> $\Phi_m(z) = -K(\theta) \frac{dH}{dz}$ , où  $K(\theta)$  est la conductivité hydraulique du sol à l'humidité  $\theta$  ( $m.s^{-1}$ ), et  $H$  est la charge hydraulique totale ( $m$ ).

**Transfert des solutés** - Les transferts de solutés concerne l'azote sous forme nitrate ou ammonium. Ils sont décrits par l'équation de dispersion-convection :

$$\frac{\partial RC_l}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \theta D \frac{\partial C_l}{\partial z} \right) - \frac{\partial q C_l}{\partial z} - N_{uptake} + N_{min} \quad (6.2)$$

en posant :

$$D = D_w \tau_\theta + \lambda_D q \quad (6.3a)$$

$$R = \theta + \rho_s k_F \quad (6.3b)$$

$$\tau_\theta = \frac{\theta^{10/3}}{\theta_s^2} \quad (6.3c)$$

avec  $C_l$ , concentration du soluté dans la phase liquide ( $kg.m^{-3}$ ),  $R$ , facteur de retard (-),  $\theta$ , humidité volumique du sol ( $m^3.m^{-3}$ ),  $\rho_s$ , masse volumique du sol ( $kg.m^{-3}$ ),  $k_F$ , constante de partition de Freundlich<sup>2</sup> ( $m^3.kg^{-1}$ ),  $D$ , coefficient de dispersion cinématique ( $m^2.s^{-1}$ ),  $\lambda_D$ , dispersivité du sol ( $m$ ),  $D_w$ , coefficient de diffusion du soluté dans l'eau ( $m^2.s^{-1}$ ),  $N_{uptake}$ , absorption par la plante ( $kg.m^{-3}.s^{-1}$ ),  $N_{min}$ , production nette de soluté dans le sol ( $kg.m^{-3}.s^{-1}$ ), calculé dans le module de transformation de la matière organique,  $\tau_\theta$ , inverse de tortuosité (-), et  $\theta_s$ , humidité volumique du sol à saturation ( $m^3.m^{-3}$ ). La condition initiale est donnée par un profil de concentrations initiales  $C(z, 0)$  pour  $0 \leq z \leq z_m$ , pour chaque soluté. La condition à la limite supérieure est une condition de Cauchy définie par :

$$\left| -\theta D \frac{\partial C_l}{\partial z} + q C_l \right|_{z=0} = q C_{ls} \quad (6.4)$$

avec  $C_{ls}$ , concentration en soluté dans l'eau entrant dans le sol ( $kg.m^{-3}$ ).  $C_{ls}$ , nulle en phase d'évaporation, est fixée à la valeur adéquate lors des fertilisations. La condition à la limite inférieure est une condition de bout libre définie par :  $\left| \frac{\partial C_l}{\partial z} \right|_{z=z_m} = 0$ .

**Transformation de la matière organique** - La transformation de la matière organique est simulée par le modèle CANTIS (*Carbon And Nitrogen Transformations In Soils*), dont le fonctionnement détaillé est donné dans Néel (1996). CANTIS tient compte de 5 *pools* de matière organique : la matière organique fraîche, la matière organique humifiée, les composés organiques solubles, la biomasse microbienne autochtone<sup>3</sup> et la biomasse *zymogène*<sup>4</sup>. La matière organique fraîche peut être représentée par

<sup>2</sup>Cette constante est définie par  $S = k_F C$ , où  $S$  est la quantité de soluté adsorbé sur la matrice sol ( $kg.kg_{sol}^{-1}$ ). Elle dépend de la nature chimique du soluté et du sol.

<sup>3</sup>Biomasse qui décompose la matière organique humifiée.

<sup>4</sup>Biomasse qui décompose la matière organique fraîche.

quatre compartiments (matière organique facilement décomposable, hémi-cellulose, cellulose, lignine). La décomposition du carbone suit une loi cinétique du premier ordre par rapport au substrat C, et de type Michaëlis-Menten par rapport à la biomasse :

$$\frac{dC_i}{dt} = -k_i C_i \frac{B_i}{K_M + B_i} \quad (6.5)$$

avec  $C_i$ , teneur en carbone de chaque *pool* ( $kg_C.kg^{-1}$ ),  $B_i$ , teneur en carbone de la biomasse qui décompose le *pool*  $i$  ( $kg_C.kg^{-1}$ ),  $k_i$ , constante cinétique de décomposition du *pool*  $i$  ( $s^{-1}$ ) et  $K_M$ , constante d'affinité de Michaëlis ( $kg_C.kg^{-1}$ ). Les transformations de l'azote sont commandées par les teneurs en carbone  $C_i$  et les rapports  $(N/C)_i$ . L'ordre de priorité suivant est imposé pour les transformations de  $NH_4^+$  : immobilisation > nitrification > humification. La nitrification est modélisée par une loi cinétique de type Michaëlis-Menten par rapport à la concentration en ammonium. L'humification suit une cinétique d'ordre 1 par rapport  $B$  (Néel, 1996). Les conditions initiales de CANTIS consistent en la teneur initiale en carbone de chaque *pool* ( $C_i$ ) et les rapport  $(N/C)_i$  correspondants.

**Remarque :** L'effet des facteurs abiotiques est pris en compte par un terme correctif  $f_\psi$  pour le potentiel hydrique de l'eau dans le sol, et  $f_T$  pour la température du sol (Néel, 1996). Ces termes, compris entre 0 et 1, modulent la cinétique de décomposition selon un modèle multiplicatif :  $\left(\frac{dC_i}{dt}\right)_{réel} = f_\psi f_T \left(\frac{dC_i}{dt}\right)_{référence}$ , où le terme *référence* signifie pour une température de 15°C et un potentiel hydrique de -1 m. Hertzog (1983) utilise une approche analogue pour la transformation des composés carbonés.

**Croissance de la plante -** Nous détaillons ici les phases de développement de la culture, la croissance de ses systèmes foliaire et racinaire, sa production de matière sèche, et son alimentation en azote.

- Développement de la plante

Le développement de la plante est basé sur des stades phénologiques indexés sur le temps thermique (somme de degré-jours). Le temps thermique  $T_{dev}$  ( $^{\circ}C.j$ ) est calculé à partir de la température moyenne journalière de la culture  $\bar{T}_c$  ( $^{\circ}C$ ) et des températures seuils  $T_{dev}^{min} = 6$  et  $T_{dev}^{max} = 28$  ( $^{\circ}C$ ). Chaque jour le temps thermique est incrémenté de  $\Delta T_{dev}$  ( $^{\circ}C.j$ ) calculé comme suit :

$$\Delta T_{dev} = T_{dev}^{max} - T_{dev}^{min} \quad \text{si} \quad \bar{T}_c > T_{dev}^{max} \quad (6.6a)$$

$$\Delta T_{dev} = \bar{T}_c - T_{dev}^{min} \quad \text{si} \quad T_{dev}^{max} \geq \bar{T}_c \geq T_{dev}^{min} \quad (6.6b)$$

$$\Delta T_{dev} = 0 \quad \text{si} \quad \bar{T}_c < T_{dev}^{min} \quad (6.6c)$$

Pour le maïs les stades utilisés sont i) germination ii) émergence, iii) accélération maximale de la croissance foliaire, iv) indice foliaire maximum, v) début de remplissage des grains, vi) début de sénescence, vii) fin d'indice de récolte, viii) maturité et récolte. Les données d'entrée nécessaires au modèles sont les sommes de degré-jours de chaque phase.

- Indice foliaire

Du stade ii) au stade iv), la croissance potentielle journalière de l'indice foliaire  $\Delta LAI_{max}$  (-) est calculée en fonction de la densité de semis, de la température de la culture et d'un taux théorique maximum de croissance. Cette croissance potentielle est éventuellement modulée par l'indices de stress hydrique de turgescence  $S_{w,tur}$  (-) :

$$\Delta LAI = S_{w,tur} \Delta LAI_{max} \quad (6.7)$$

en posant :

$$S_{w,tur} = \min \left[ \frac{\max(\bar{\theta} - \theta_{wilt}; 0)}{\theta_{critique}}; 1 \right] \quad (6.8)$$

avec  $\Delta LAI$ , croissance réelle journalière de l'indice foliaire (-),  $\bar{\theta}$ , moyenne journalière de l'humidité du sol exploré par les racines ( $m^3.m^{-3}$ ),  $\theta_{wilt}$ , humidité du sol correspondant au potentiel hydrique de flétrissement du maïs ( $m^3.m^{-3}$ ),  $\theta_{critique}$ , humidité de référence fixant le seuil de stress hydrique ( $m^3.m^{-3}$ ), calculée à partir du profil d'enracinement, de la demande climatique et d'un potentiel radicaire critique, fixé à 5 bars pour le maïs Brisson *et al.* (1998a).

- Matière sèche

La production potentielle de matière sèche est une fonction quadratique du rayonnement intercepté par les feuilles, intégrant une efficacité d'utilisation du rayonnement plus faible en phase de reproduction qu'en phase végétative. La production réelle de matière sèche est le produit de la production potentielle par les indices de stress hydrique de transpiration  $S_w$  (-), azoté  $S_N$  (-), et par une fonction quadratique de la température de la culture  $\varphi_T$  (-) :

$$S_w = \frac{Tr_c}{Tr_c^{pot}} \quad (6.9a)$$

$$S_N = \frac{N_c}{N_{critical}} \quad (6.9b)$$

avec  $Tr_c$ , transpiration de la culture ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ),  $Tr_c^{pot}$ , transpiration potentielle de la culture ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ),  $N_c$ , teneur en azote de la culture relativement à sa matière sèche ( $kg.kg^{-1}$ ) et  $N_{critique}$ , teneur en azote critique de la culture relativement à sa matière sèche ( $kg.kg^{-1}$ ), donnée par la courbe de dilution.

$$\varphi_T = 1 - \left[ \frac{\bar{T}_c - T_{MS}^{opt}}{T_{MS}^{min} - T_{MS}^{opt}} \right]^2 \quad \text{si } T_{MS}^{opt} \geq \bar{T}_c \geq T_{MS}^{min} \quad (6.10a)$$

$$\varphi_T = 1 - \left[ \frac{\bar{T}_c - T_{MS}^{opt}}{T_{MS}^{max} - T_{MS}^{opt}} \right]^2 \quad \text{si } T_{MS}^{max} \geq \bar{T}_c \geq T_{MS}^{opt} \quad (6.10b)$$

$$\varphi_T = 0 \quad \text{dans les autres cas} \quad (6.10c)$$

avec  $T_{MS}^{min} = 8$ ,  $T_{MS}^{max} = 42$  et  $T_{MS}^{opt} = 25$ , températures d'élaboration de la matière sèche respectivement minimale, maximale et optimale ( $^{\circ}C$ ).

- Croissance racinaire

Le profil de densité racinaire  $\rho_r$  ( $m.m^{-3}$ ) est prédéfini par une courbe exponentielle avec croissance linéaire de la densité racinaire maximale  $\rho_{r,max}$  ( $m.m^{-3}$ ) et de la profondeur d'enracinement  $z_r$  ( $m$ ) (Maraux & Lafolie, 1998) :

$$\rho_r(z, t) = \rho_r(0, t) \left[ \frac{\exp(-\alpha_r z) - \exp(-\alpha_r z_r)}{1 - \exp(-\alpha_r z_r)} \right] \quad (6.11a)$$

$$\rho_r(0, t) = \rho_{r,max} \frac{T_{dev}}{T_r} \quad (6.11b)$$

$$z_r(t) = z_{r,max} \frac{T_{dev}}{T_r} \quad (6.11c)$$

avec  $z$  et  $z_{r,max}$ , cotes respectivement courante et maximale du front racinaire ( $m$ ),  $\alpha_r$ , facteur de décroissance exponentielle de la densité racinaire et  $T_{dev}^r = 1200$ , temps thermique nécessaire au développement du système racinaire ( $^{\circ}C.j$ ).

- Absorption d'azote

Les besoins en azote et la capacité maximale d'absorption de la culture sont définis à partir des courbes de dilution (Lemaire & Gastal, 1997), qui relie  $N_c$  à la matière sèche cumulée  $MS$  ( $kg.ha^{-1}$ ) selon une fonction décroissante de type hyperbolique. A chaque profondeur l'alimentation en azote de la plante est régulée par le plus limitant de deux flux : i) une offre passive du sol, ii) une absorption



active de la part du système racinaire. Le flux d'offre passive du sol est la somme d'un terme convectif (alimentation en eau de la culture multiplié par concentration en nitrate à la profondeur correspondante), et d'un terme diffusif calculé en supposant que les racines sont équidistantes et que la concentration en nitrate à la surface des racines est nulle (Brisson, 1999). Le flux d'absorption active par les racines est décrit par un modèle de Michaëlis-Menten à deux niveaux (système à forte affinité pour le nitrate et système à faible affinité pour le nitrate) (Brisson, 1999).

L'offre globale au niveau du profil est alors la somme de toutes les offres élémentaires à chaque profondeur. Si cette offre est supérieure à la demande de la culture, le terme puits de l'équation (6.2) est égal à cette demande, distribué sur tout le profil proportionnellement à l'offre. Dans le cas contraire ce terme puits est rigoureusement égal à l'offre du sol.

### 6.1.1.2 Modification apportées au modèle PASTIS pour prendre en compte le paillis

Le modèle PASTIS a été modifié pour prendre en compte trois effets spécifiques du paillis. Tout d'abord l'interception de l'eau de pluie<sup>5</sup>, puis la modification du processus de ruissellement et enfin la modification de l'évaporation et des échanges thermiques. Nous désignons par PASTIS-paillis, la nouvelle version du modèle.

#### Interception de l'eau de pluie par la culture et le paillis

**La plante de culture** - Elle peut intercepter l'eau de pluie jusqu'à une valeur maximale proportionnelle à son indice foliaire :

$$R_{c,max} = a_{LAI}LAI \quad (6.12)$$

avec  $R_{c,max}$ , stockage d'eau maximal de la culture ( $m$ ),  $LAI$ , indice foliaire de la culture ( $m^2.m^{-2}$ ) et  $a_{LAI} = 2 \cdot 10^{-4}$ , coefficient empirique<sup>6</sup> de propension à l'interception de l'eau par la culture ( $m$ ). La gestion du réservoir plante se fait alors comme suit :

$$\frac{dR_c}{dt} = \frac{dP}{dt} - Tr_c^{pot} \quad (6.13a)$$

$$0 \leq R_c \leq R_{c,max} \quad (6.13b)$$

<sup>5</sup>Cet effet concerne aussi la plante de culture.

<sup>6</sup>Ce coefficient est tiré d'une communication personnelle de F. Bussièrre (1999), qui propose  $a_{LAI}(m) \in [10^{-4}; 4 \cdot 10^{-4}]$ .

avec avec  $R_c$ , stockage d'eau de la culture ( $m$ ),  $P$  pluie ( $m$ ),  $Tr_c^{pot}$ , transpiration potentielle de la culture ( $m.s^{-1}$ ). Le respect de la contrainte (6.13b) impose à chaque instant une quantité maximale de la pluie qui peut être interceptée par la culture. La quantité de pluie réellement interceptée par la culture est appelée  $P_c$  ( $m$ ). Quand la pluie s'arrête  $R_c$  diminue à concurrence de la demande évaporative appliquée à la plante, dans la limite du stock d'eau disponible. Une fois le stockage d'eau de la culture épuisé, la transpiration de la plante est activée de nouveau.

**Le paillis** - La biomasse du paillis  $Q_p$  ( $t.ha^{-1}$ ) suit une loi de décroissance exponentielle en fonction du temps (Arreola Tostado, 1996) :

$$Q_p(t) = Q_p(0) \exp(-\alpha_{Q_p} t) \quad (6.14)$$

avec  $\alpha_{Q_p} = 7,02 \cdot 10^{-3}$ , dégradabilité du paillis ( $j^{-1}$ ) et  $t$ , temps ( $j$ ). A un instant donné  $t$ , le paillis peut intercepter l'eau de pluie jusqu'à une valeur maximale proportionnelle à sa biomasse :

$$R_{p,max}(t) = \frac{\theta_{p,max}}{\rho_e} m_p(t) = a_{Q_p} Q_p(t) \quad (6.15)$$

avec  $R_{p,max}$ , stockage d'eau maximal du paillis ( $m$ ),  $m_p$ , biomasse du paillis ( $kg.m^{-2}$ ),  $a_{Q_p} = 0,355 \cdot 10^{-3}$ , coefficient empirique de capacité de stockage tiré de Arreola Tostado (1996) ( $m.ha.t^{-1}$ ),  $\rho_e = 80 \text{ kg.m}^{-3}$ , masse volumique des éléments du paillis et  $\theta_{p,max} = 0,284 \text{ m}^3.m^{-3}$ , humidité maximale du paillis correspondant à  $R_{p,max}$  (analogue à la capacité au champ). Le paillis est ensuite caractérisé par une teneur en eau minimale  $\theta_{p,min} = 0,01 \text{ m}^3.m^{-3}$ , inspirée des résultats sur l'évaporation (figure 3.27), à laquelle correspond un stockage d'eau minimum  $R_{p,min}$  ( $m$ ), défini par :

$$R_{p,min} = \frac{\theta_{p,min}}{\rho_e} m_p \quad (6.16)$$

La gestion du réservoir paillis se fait alors de deux façons différentes selon que le paillis reçoit ou non de l'eau de pluie.

- Si le paillis reçoit de la pluie ( $P - P_c > 0$ )

L'évaporation du paillis est négligée et l'on considère seulement sa recharge qui se produit selon la loi :

$$\frac{dR_p}{dt} = \tau_c \frac{d(P - P_c)}{dt} \exp \left[ -\alpha_R \frac{R_{p,max} - R_{p,min}}{R_{p,max} - R_p} \right] \quad (6.17a)$$

$$0 \leq R_p \leq R_{p,max} \quad (6.17b)$$

avec  $R_p$ , stockage d'eau du paillis ( $m$ ),  $\tau_c$ , taux de couverture du paillis ( $m^2.m^{-2}$ ) et  $\alpha_R$ , coefficient de propension à la recharge en eau du paillis (-), déterminé par calage. La résolution de (6.17a) utilise un schéma implicite de Cranck-Nicholson avec la contrainte (6.17b). Dans le cas où le paillis atteint sa quantité maximale de stockage, l'intégralité de la pluie arrivant au niveau du paillis est transmise au sol. Dans le cas contraire le paillis intercepte une partie de la pluie  $P_p$  ( $m$ ). La pluie arrivant au sol après avoir traversé la culture et le paillis,  $P_s$  ( $m$ ), vaut finalement :

$$P_s = P - P_c - P_p \quad (6.18)$$

- Si le paillis ne reçoit pas de pluie ( $P - P_c = 0$ )

Le paillis passe en phase d'évaporation décrite un peu plus loin dans *effets du paillis sur l'évaporation et le bilan thermique*.

**Effets du paillis sur le ruissellement** - Les effets qui ont été pris en compte sont la modification de la pente effective rencontrée par l'écoulement à cause de la tortuosité, la canalisation de l'écoulement sur une portion de la largeur de la parcelle et le frottement de l'écoulement sur les pailles.

**Tortuosité et pente effective** - Comme nous l'avons vu dans 5.1.1.2, la tortuosité d'un écoulement a pour effet de rallonger ses trajectoires et diminuer la pente effective de la surface d'écoulement (figure 5.3). La pente effective a déjà été définie (équation (5.11)) et s'écrit :

$$S_e = \frac{\sin \alpha}{\sqrt{\tau^2 - \sin^2 \alpha}} \quad (6.19)$$

avec  $S = \tan \alpha$ , pente du sol (-),  $S_e$ , pente effective vue par l'écoulement tortueux (-) et  $\tau$ , tortuosité des trajectoires d'écoulement du ruissellement ( $m.m^{-1}$ ). Les valeurs utilisées sont données dans tableau (6.1).

**Canalisation de l'écoulement** - De la même façon que dans 5.1.1.2, nous considérons qu'une parcelle est composée de micro-versants et d'un canal servant à évacuer les eaux de ruissellement (figure 5.5). La pluie arrivant au sol à l'instant  $t$  s'infiltré sur toute la surface de la parcelle. Ensuite, l'éventuel refus à l'infiltration est concentré à  $t + dt$  dans un canal de pente effective  $S_e$  et de largeur  $\alpha_l l$  avec  $l = 12$  m, largeur de la parcelle et  $\alpha_l$ , portion de la largeur de la parcelle participant à l'écoulement (-). Ce dernier paramètre a été fixé à 0,35, conformément aux résultats de l'étude sur le ruissellement (tableau 5.10)), en faisant l'hypothèse que le changement de pente (0,07 sur les PR et 0,03 sur les PE) ne l'affecte pas significativement. L'eau contenue dans le canal peut alors s'infiltrer dans le fond du canal, être évacuée par ruissellement ou être évaporée.

D'un point de vue mathématique cela se traduit dans PASTIS-paillis de la façon suivante. Supposons que la hauteur d'eau dans le canal soit  $h_c \geq 0$  (m). Deux cas peuvent se présenter i) la capacité du sol à l'infiltration est inférieure à la résultante pluie arrivant au sol moins évaporation, ii) la capacité du sol à l'infiltration est supérieure à cette résultante. Dans le premier cas le sol est complètement noyé et le modèle calcule l'infiltration  $I$  (m) en prenant comme condition à la limite supérieure  $\psi = 0$  m. Dans le deuxième cas les micro-versants de la parcelle sont dénoyés et le mode de résolution de PASTIS-paillis dépend du niveau d'eau dans le canal. Si  $h$  est nul on résout en imposant la condition à la limite supérieure de Neumann classique  $\Phi_m = \frac{dP_s}{dt} - E^{pot}$ . Dans le cas contraire la condition à la limite supérieure est modifiée pour tenir compte de l'aspect composite du système, ce qui donne  $\Phi_m = [(1 - \alpha_l) \frac{dP_s}{dt} + \alpha_l K_s] - E^{pot}$ , où  $K_s$  est la conductivité hydraulique à saturation de l'horizon de surface et l'intensité à laquelle l'eau est supposée s'infiltrer dans le canal.

Il est à ce stade possible de déterminer le flux d'eau en excès ou en défaut  $h'$  ( $m.s^{-1}$ ), résultant des processus de pluie, d'infiltration et d'évaporation entre  $t$  et  $t + dt$  :

$$h' = \frac{d(P_s - I)}{dt} - E^{pot} \quad (6.20)$$

Cette quantité peut être transformée en un flux d'eau équivalent dans le canal  $h'_{c1}$  ( $m.s^{-1}$ ) :

$$h'_{c1} = \frac{h'}{\alpha_l} \quad (6.21)$$

La gestion de la hauteur d'eau dans le canal se fait alors de deux façons différentes selon qu'il y a ou non ruissellement dans le canal. Le ruissellement ne se déclenche que si  $h_c$  est supérieure à une hauteur minimale  $h_s$  (m), correspondant à la rétention superficielle du sol.

- Cas où il y a ruissellement ( $h_c > h_s$ )

Le flux horizontal de ruissellement s'exprime selon la loi de Darcy-Weisbach :

$$q_r = \sqrt{\frac{8gS_e(h_c - h_s)}{f}} \quad (6.22)$$

avec  $q_r$ , débit spécifique au travers d'une section verticale de l'écoulement ( $m.s^{-1}$ ),  $g$ , accélération de la pesanteur ( $m.s^{-2}$ ) et  $f$ , coefficient de frottement de Darcy-Weisbach (-). Le ruissellement contribue à une variation de la hauteur de l'eau dans le canal par un flux  $h'_{c2}$  ( $m.s^{-1}$ ) :

$$h'_{c2} = -\frac{2(h_c - h_s)q_r}{\tau L} \quad (6.23)$$

avec  $L = 30$  m, longueur de la parcelle. Le facteur 2 vient du fait qu'on utilise la demi-longueur de la parcelle qui est la longueur pertinente car les observations ont été faites au centre de la parcelle. L'équation qui permet de déterminer l'évolution de  $h_c$  s'écrit alors :

$$\frac{dh_c}{dt} = h'_{c1} + h'_{c2} \quad (6.24)$$

$h'_{c2}$  étant une fonction de  $h_c$ , la résolution de (6.24) se fait par itérations jusqu'à convergence. Une fois la valeur de  $h_c(t + dt)$  identifiée les pertes par ruissellement  $Ruis$  ( $kg.m^{-2}$ ) peuvent être calculées :

$$\frac{dRuis}{dt} = \frac{2\alpha_l(h_c - h_s)q_r}{\tau L} \quad (6.25)$$

- Cas où il n'y a pas ruissellement ( $h_c \leq h_s$ )

Il suffit d'actualiser la valeur de  $h_c$  en fonction du flux  $h'_{c1}$  :

$$h_c(t + dt) = h_c(t) + h'_{c1}dt \quad (6.26)$$

**Frottement de l'écoulement sur le sol et les pailles** - Le débit spécifique du ruissellement fait intervenir un coefficient de frottement (équation (6.22)). Ce dernier caractérise l'aptitude d'une surface à ralentir l'écoulement. La présence de pailles sur cette surface crée des frottements supplémentaires et retarde l'évacuation de l'eau de la parcelle (section 5.2). Plus la biomasse de pailles est importante plus le frottement de l'écoulement sur les pailles est élevé. Les valeurs du frottement  $f$  tirées du tableau (5.10),

sont données dans le tableau (6.1). Nous avons fait l'hypothèse que le frottement de PE Trad était égal à celui de PE 1.5, en nous appuyant sur les résultats expérimentaux de la figure (5.10).

Parcelle	Biomasse pailis	Couverture pailis	Tortuosité <sup>a</sup>	Pente		Frottement <sup>a</sup>
	$Q_p (t.ha^{-1})$	$\tau_c (m^2.m^{-2})$	$\tau (m.m^{-1})$	$S (-)^b$	$S_e (-)^c$	$f (-)$
<b>PE 0</b>	0	0	1,08	0,03	0,28	1
<b>PE 1.5</b>	1,5	0,3	1,29	0,03	0,23	3
<b>PE 4.5</b>	4,5	0,7	1,47	0,03	0,20	10
<b>PE Trad</b>	0	0	1,09	0,03	0,28	3

<sup>a</sup>On fait ici l'hypothèse simplificatrice que les valeurs obtenues sur les parcelles de ruissellement à 7% sont valables sur les PE à 3%.

<sup>b</sup>Pente réelle du sol.

<sup>c</sup>Pente effective du sol.

TAB. 6.1: Tortuosité, pente et frottement du ruissellement sur les quatre parcelles d'essais

**Effets du pailis sur l'évaporation et le bilan thermique -** Dans PASTIS l'évapotranspiration potentielle est partagée en une demande plante et une demande sol selon une loi de Beer :

$$E^{pot} = \exp(-\kappa LAI)ETP \quad (6.27a)$$

$$Tr_c^{pot} = [1 - \exp(-\kappa LAI)]ETP \quad (6.27b)$$

avec  $Tr_c^{pot}$  et  $ETP$ , respectivement transpiration potentielle<sup>7</sup> de la culture et évapotranspiration potentielle ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ) et  $\kappa = 0,5 (-)$ , coefficient d'extinction empirique de la loi de Beer. Dans PASTIS-pailis le terme  $E^{pot}$  est utilisé pour définir une demande pailis  $E_p^{pot}$  ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ) et une demande sol  $E_s^{pot}$  ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ). Conformément aux résultats de l'étude des effets du pailis sur l'évaporation (section 3.2.2.3), nous considérons que le pailis intercepte la demande proportionnellement à son taux de couverture  $\tau_c (m.m^{-1})$  :

$$E_p^{pot} = \tau_c E^{pot} \quad (6.28)$$

La demande exercée sur le sol paillé s'appuie sur l'équation (3.41) qui quantifie la réduction d'évaporation en fonction du taux de couverture du pailis :

$$E_s^{pot} = (1 - \xi \tau_c)E^{pot} \quad (6.29)$$

<sup>7</sup>Le calcul de  $Tr_c^{pot}$  est en réalité un peu plus compliqué. Il tient compte du report du déficit d'évaporation du sol sur la plante et d'un coefficient cultural, comme dans le modèle STICS (Brisson *et al.*, 1998a).

avec  $\xi = 0,352$ , propension de la couverture du paillis à réduire l'évaporation (-). Dans PASTIS-paillis, le terme de demande  $E_s^{pot}$  est appliqué au sol comme  $E^{pot}$  dans PASTIS. La gestion du terme  $E_p^{pot}$  est plus complexe. Dans un premier ce terme est appliqué au paillis pour évaporer son stock d'eau  $R_p$  :

$$\frac{dR_p}{dt} = -E_p^{pot} \quad (6.30a)$$

$$R_p \geq R_{p,min} \quad (6.30b)$$

Il est possible que l'intégralité de la demande soit utilisée pour évaporer l'eau du paillis en respectant la contrainte (6.30b). Toutefois dans les cas où le stock  $R_p$  est insuffisant une demande résiduelle  $E_p^{res}$  ( $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ) subsiste :

$$E_p^{res} = E_p^{pot} - \frac{R_p - R_{p,min}}{dt} \quad (6.31)$$

L'évolution de la température du paillis n'est pas calculée par un bilan énergétique détaillé. Elle est représenté de façon semi-empirique par une loi faisant intervenir trois phénomènes : i) le réchauffement par la demande résiduelle  $E_p^{res}$ , ii) les échanges avec le sol par conduction et iii) les échanges avec l'atmosphère sous forme d'un terme de rappel. L'équation des transferts thermiques dans le paillis s'écrit alors :

$$m_p c_{T,p} \frac{dT_p}{dt} = L_v E_p^{res} - \lambda_p \frac{2(T_p - T_s)}{z_p} - k_T (T_p - T_{ref}) \quad (6.32)$$

avec  $c_{T,p}$ , chaleur massique du paillis ( $J.kg^{-1}.K^{-1}$ ),  $\lambda_p = 0,032 + 0,262\theta_p$ , conductivité thermique du paillis ( $W.K^{-1}.m^{-1}$ ) tirée de Sharrat (1997),  $z_p$ , épaisseur du paillis ( $m$ ),  $T_p$ , température du paillis ( $^{\circ}C$ ),  $T_{ref} = \frac{T_c + T_a}{2}$ , température estimée de l'atmosphère sous la culture ( $^{\circ}C$ ),  $T_s$ , température à la surface du sol ( $^{\circ}C$ ),  $L_v$ , chaleur latente massique de vaporisation de l'eau ( $J.kg^{-1}$ ) et  $k_T$ , constante empirique des échanges thermiques entre paillis et atmosphère ( $W.m^{-2}.K^{-1}$ ).

**Récapitulatif des paramètres relatifs aux modification du modèle** - Les paramètres du modèle PASTIS-paillis, introduits pour la prise en compte du paillis et de l'interception de l'eau par la culture, sont résumés dans le tableau (6.2).  $\alpha_R$  et  $k_T$  feront l'objet d'un calage.

Définition	Paramètre	Parcelle			
		PE 0	PE 1.5	PE 4.5	PE Trad
Biomasse du paillis	$Q_p (t.ha^{-1})$	0,0	1,5	4,5	0,0
Couverture du paillis	$\tau_c (m.m^{-1})$	0,0	0,3	0,7	0,0
Dégradabilité du paillis	$\alpha_{Q_p} (j^{-1})$	/	$7,02 \cdot 10^{-3}$		/
Capacité paillis stockage eau	$a_{Q_p} (m.ha.t^{-1})$	/	$3,55 \cdot 10^{-4}$		/
Humidité maximale paillis	$\theta_{p,max} (m^3.m^{-3})$	/	0,284		/
Humidité minimale paillis	$\theta_{p,min} (m^3.m^{-3})$	/	0,010		/
Propension recharge paillis	$\alpha_R (-)$	/	<b>A estimer</b>		/
Interception pluie par culture	$a_{LAI} (m)$		$2,00 \cdot 10^{-4}$		
Capacité rétention d'eau sol	$h_s (m)$		$2,00 \cdot 10^{-4}$		
Tortuosité écoulement	$\tau (-)$	1,08	1,29	1,47	1,09
Frottement sol et paillis	$f (-)$	1	3	10	3
Canalisation écoulement	$\alpha_l (-)$		0,35		
Réduction évaporation	$\xi (-)$	/	0,352		/
Échanges thermiques	$k_T (W.m^{-2}.K^{-1})$	/	<b>A estimer</b>		/

TAB. 6.2: Paramètres relatifs aux modifications apportées au modèle PASTIS

### 6.1.1.3 Prise en compte du paillis en tant que matière organique

La cinétique de décomposition du paillis a été étudiée par Arreola Tostado (1996) sur les parcelles d'essais. Cet auteur montre qu'au cours d'un cycle de culture de 120 jours la décomposition partielle d'un paillis de biomasse  $4,5 t.ha^{-1}$  libère moins de 25 kg d'azote. Cette quantité est faible et le processus de libération d'azote sera négligé dans le cadre de cette étude.

En revanche la répétition des pratiques culturales à long terme conduit à l'augmentation de la teneur en matière organique du sol et la structuration particulière de l'horizon de surface (section 4.3). Ces phénomènes majeurs seront pris en compte sous forme d'une caractérisation différente de chacune des parcelles d'essais (teneur en matières organiques du sol, propriétés hydrodynamiques).



### 6.1.2 Mesures expérimentales - parcelles d'essais semi-contrôlées

L'étude des effets du paillis de résidus sur les bilans hydrique, thermiques et azotés s'appuie expérimentalement sur quatre parcelles d'essais (PE) de 30 mètres de long et 12 de large (figure 2.2 page 85). Ces parcelles, photographiées sur la figure (4.4) de la page 169, ont subi chacune un itinéraire technique<sup>8</sup> différent, répété à l'identique depuis 1994 :

- PE 0 : culture de maïs, semis direct sans paillis de résidus,
- PE 1.5 : culture de maïs, semis direct avec un paillis de 1,5 t.ha<sup>-1</sup> de résidus de maïs,
- PE 4.5 : culture de maïs, semis direct avec un paillis de 4,5 t.ha<sup>-1</sup> de résidus de maïs,
- PE Trad : culture de maïs, traitement traditionnel.

Après avoir défini le domaine étudié, nous l'avons caractérisé (sol et plante de culture) et instrumenté afin de recueillir un jeu de données utile pour calibrer et valider la modélisation.

#### 6.1.2.1 Caractérisation du sol et de la plante pour la modélisation

**La plante** - La caractérisation de la plante a porté sur des paramètres généraux, les stades phénologiques et le système racinaire.

Stade phénologique	$T_{dev}^a$ (°C.j)	$\Delta T_{dev}^b$ (°C.j)
Semis	0	0
Germination	35	35
Émergence	70	35
Accélération maximale de croissance foliaire	350	280
Atteinte de l'indice foliaire maximal	935	585
Début de remplissage des panicules	1330	395
Début de sénescence	1715	385
Fin d'indice de récolte	1965	250
Maturité et récolte	1965	0

<sup>a</sup>Temps thermique cumulé.

<sup>b</sup>Temps thermique écoulé depuis le précédent stade.

TAB. 6.3: Description des stades phénologiques du maïs planté sur les parcelles d'essais

**Généralités et stades phénologiques** - La culture a été semée le 3 juillet 1998 (jour 184) avec une densité de 10 pieds par mètre carré. Elle a été récoltée le 23 novembre 1998 (jour 327). Il s'agit de la variété de maïs HV 313 dont les températures minimale, maximale et optimale de développement sont

<sup>8</sup>Les itinéraires techniques sont décrits en détails dans 3.4 page 14.

respectivement 8, 42 et 25 °C (Scopel, 1994). Les stades phénologiques de cette variété sont indiqués dans le tableau (6.3). La croissance maximale journalière de l'indice foliaire est fixée à 0,0014 (-).

**Système racinaire** - Le système racinaire de la plante a été caractérisé par cartographie des impacts racinaires (Chopart, 1996), au moyen d'une grille de maille carrée de 2 cm de côté. Pour chaque traitement la cartographie s'est faite sur une coupe verticale de sol perpendiculaire aux rangs, sur 160 cm de large (2 rangs) et 120 cm de profondeur. Les mesures ont été menées du 30 septembre au 2 octobre 1998 (jours 273 à 275), soit environ 90 jours après semis. Les densités racinaires ont été calculées en s'appuyant sur les travaux de Chopart & Siband (1999). Les profils de densités racinaires ont été calculés en moyennant les densités racinaires à chaque profondeur. Ils sont présentés sur la figure (6.2) et permettent de déduire par ajustement, les paramètres définissant la croissance racinaire du modèle (tableau 6.4).

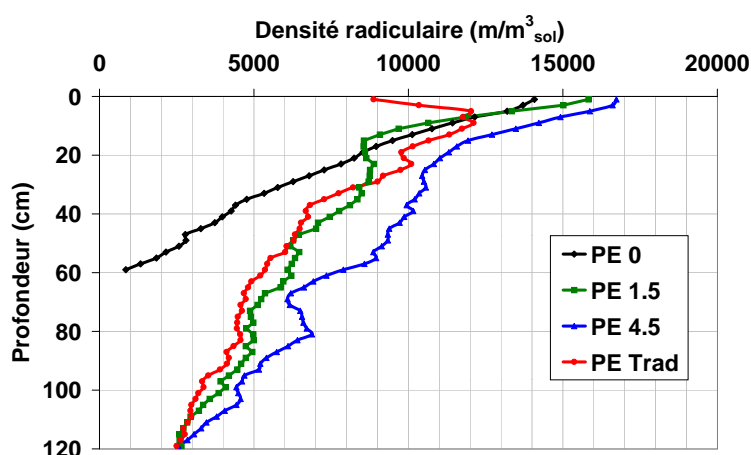


FIG. 6.2: Profils de densités racinaires des cultures des quatre parcelles d'essais

Parcelle	$\rho_{r,max}^a$ ( $m \cdot m^{-3}$ )	$z_{r,max}^b$ (m)	$\alpha_r^c$ ( $m^{-1}$ )	$T_{dev}^r^d$ (°C.j)
<b>PE 0</b>	15800	1,50	3,51	1200
<b>PE 1.5</b>	12000	1,50	0,45	1200
<b>PE 4.5</b>	14800	1,50	0,36	1200
<b>PE Trad</b>	11700	1,50	0,55	1200

<sup>a</sup>Densité racinaire maximale.

<sup>b</sup>Profondeur maximale d'enracinement.

<sup>c</sup>Facteur de décroissance exponentielle de la densité racinaire.

<sup>d</sup>temps thermique nécessaire au développement du système racinaire.

TAB. 6.4: Paramètres de croissance racinaire du modèle pour chaque parcelle d'essai

**Le sol** - La caractérisation du sol a porté sur ses propriétés hydrodynamiques et thermiques, la fertilisation reçue, sa teneur en matière organique, en azote minéral, et sa cinétique de minéralisation.

### Propriétés hydrodynamiques et thermiques

- Propriétés hydrodynamiques

Les courbes de rétention et de conductivité hydraulique des parcelles d'essais ont été obtenues par les méthodes :

- de Wind (1 cylindre prélevé dans l'horizon 1-10 cm de chaque PE + 2 cylindres dans l'horizon 30-40 cm des PEv),
- de *Beer-Kan* (mesures à 0 cm, 2 cm et 50 cm (section 4.1.2)),
- de la table à succion (13 cylindres prélevés dans l'horizon 1-10 cm et 2 autres dans l'horizon 50-55 cm de chaque PE),
- de la chambre à pression (mêmes échantillons que table à succion),
- du perméamètre à saturation (mêmes échantillons que table à succion).

Les horizons de sol qui ont été caractérisés sont i)  $0 < z < 2$  cm (croûte dans le cas des parcelles non paillées), ii)  $2 < z < 30$  cm et iii)  $z > 30$  cm. Conformément aux résultats de l'étude sur l'infiltration et les propriétés hydrodynamiques du sol (chapitre 4), nous ferons l'hypothèse que les horizons i) et ii) ont les mêmes propriétés de rétention. Les estimations par les diverses méthodes montrent que les horizons de surface (0-30 cm) des quatre PE ont approximativement la même courbe de rétention. En profondeur ( $z > 30$  cm) on retrouve cette similarité pour PE 1.5, PE 4.5 et PE Trad, tandis que PE 0 se distingue sensiblement (figure 6.3).

Nous constatons par ailleurs une bonne cohérence générale entre les différentes méthodes d'estimation des propriétés de rétention des sols, avec toutefois une estimation plus forte des humidités des horizons profonds par la méthode *Beer-Kan*. L'horizon profond des parcelles d'essais PE 1.5, PE 4.5 et PE Trad a des propriétés de rétention similaires à celui des parcelles d'évaporation dans le domaine de Wind. Les courbes de rétention qui ont finalement été retenues pour la modélisation sont celle de Van Genuchten (1980) (équation 3.20), calées sur les valeurs expérimentales de la table à succion et du point  $pF=4.2$  de la chambre à pression (figure 6.3). Les valeurs des paramètres correspondant utilisés pour la modélisation sont données dans le tableau (6.5).

Les estimations de la conductivité hydraulique des 3 horizons de sol sont représentées sur la figure (6.4). Nous retrouvons la séparation entre les parcelles paillées PE 1.5 et PE 4.5 qui présente une conduc-

tivité forte y compris dans l'horizon i), et les parcelles non paillées PE 0 et PE Trad présentant une croûte de surface. Nous constatons un assez bon accord entre la méthode de Wind et la méthode *Beer-Kan* en surface. En profondeur la comparaison est plus difficile car les cylindres de Wind viennent des parcelles d'évaporation. Les mesures faites au perméamètre ne sont pas toujours très fiables (valeurs faibles en profondeur) et dépendent beaucoup du soin apporté au prélèvement des échantillons. Les courbes de conductivité hydraulique retenues pour la modélisation sont celles de la méthode *Beer-Kan* (figure 6.4) s'appuyant sur l'équation de Brooks & Corey (1964) (équation (3.21)). La valeur des paramètres des courbes de conductivité est donnée dans le tableau (6.5) pour toutes les parcelles et tous les horizons.

<b>Parcelle</b>	<b>Horizon</b>	$\theta_s$ ( $m^3.m^{-3}$ )	$\theta_r$ ( $m^3.m^{-3}$ )	$\psi_g$ ( $m$ )	$n$ (-)	$K_s$ ( $m.s^{-1}$ )	$\eta$ (-)
<b>PE 0</b>	0-2 cm	0,422	0,050	-0,2315	1,3023	$1,30 \cdot 10^{-6}$	11,860
	2-30 cm	0,422	0,050	-0,2315	1,3023	$2,47 \cdot 10^{-6}$	11,860
	>30 cm	0,513	0,050	-0,1792	1,1618	$8,07 \cdot 10^{-6}$	22,900
<b>PE 1.5</b>	0-2 cm	0,422	0,050	-0,2315	1,3023	$1,58 \cdot 10^{-5}$	11,860
	2-30 cm	0,422	0,050	-0,2315	1,3023	$8,21 \cdot 10^{-6}$	11,860
	>30 cm	0,473	0,050	-0,1948	1,1618	$1,82 \cdot 10^{-5}$	18,544
<b>PE 4.5</b>	0-2 cm	0,422	0,050	-0,2315	1,3023	$2,18 \cdot 10^{-5}$	11,860
	2-30 cm	0,422	0,050	-0,2315	1,3023	$1,31 \cdot 10^{-5}$	13,900
	>30 cm	0,473	0,050	-0,1948	1,1618	$1,36 \cdot 10^{-5}$	18,544
<b>PE Trad</b>	0-2 cm	0,422	0,050	-0,2315	1,3023	$1,83 \cdot 10^{-6}$	11,860
	2-30 cm	0,422	0,050	-0,2315	1,3023	$5,62 \cdot 10^{-6}$	11,860
	>30 cm	0,473	0,050	-0,1948	1,1618	$2,09 \cdot 10^{-5}$	18,544

TAB. 6.5: Paramètres des courbes de rétention et de conductivité du sol des parcelles d'essais

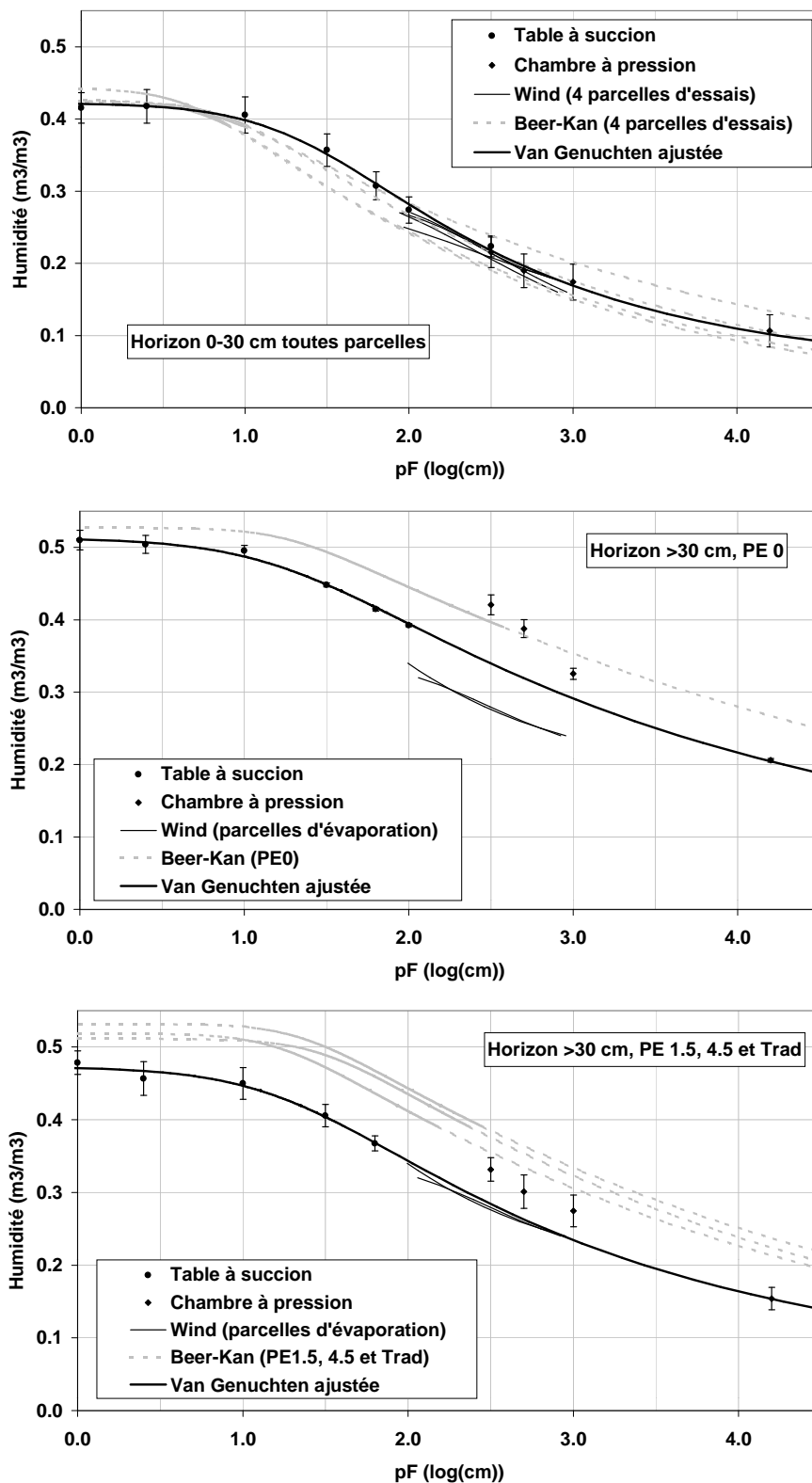


FIG. 6.3: Courbes de rétention des différents horizons des parcelles d'essais

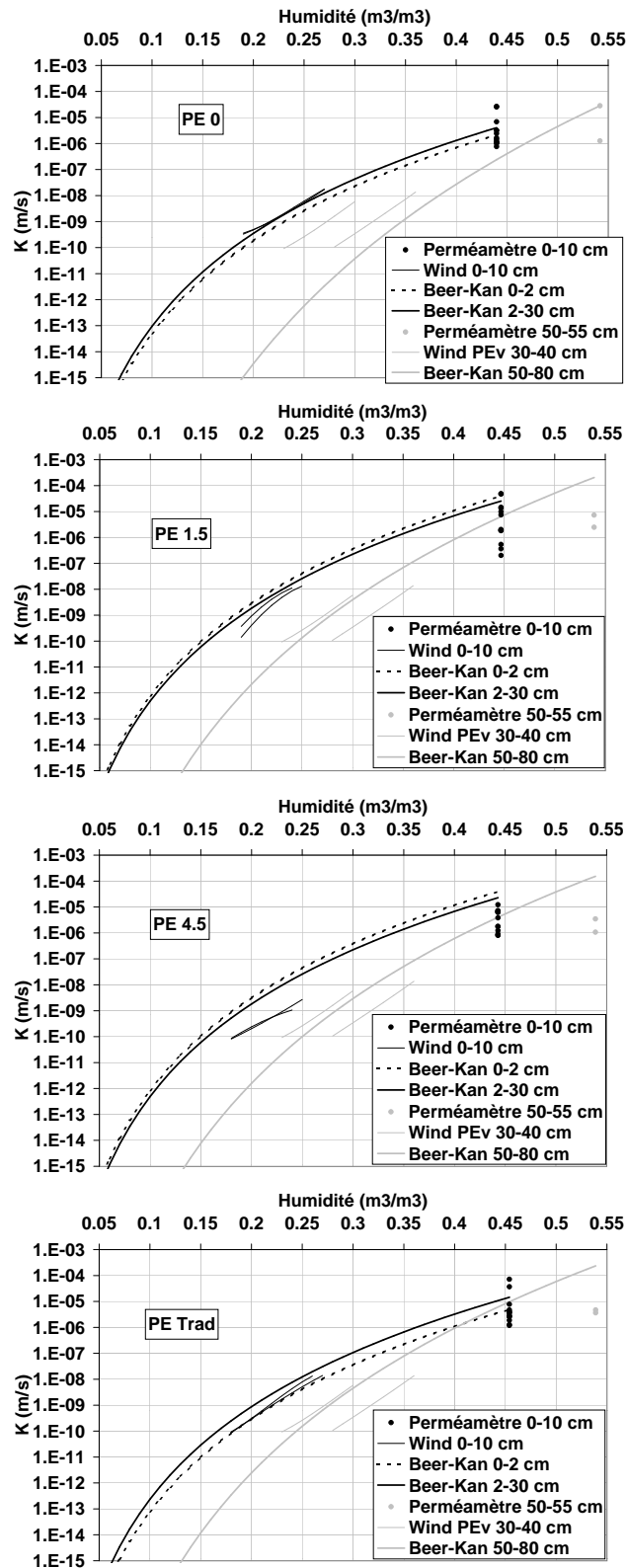


FIG. 6.4: Courbes de conductivité hydraulique des différents horizons des parcelles d'essais

- Propriétés thermiques

La capacité calorifique du sol utilisée dans PASTIS-paillis est définie à partir de la loi de mélange proposée par de Vries (1963) (équation (3.23)) en négligeant la contribution de l'air :

$$C_T = (1 - n_s)C_{argile} + \theta C_w \quad (6.33)$$

avec  $C_T$ , capacité calorifique du sol ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $C_{argile}$ , capacité calorifique des argiles ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $C_w$ , capacité calorifique de l'eau ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ),  $\theta$ , humidité volumique du sol ( $m^3.m^{-3}$ ) et  $n_s$ , porosité du sol ( $m^3.m^{-3}$ ). La conductivité thermique du sol utilisée est également celle définie pour TEC (équation (3.22)) :

$$\lambda_s = \frac{1}{C_T(\theta)} \left( \frac{\Lambda_{sat} + a_1\theta + a_2}{a_3} \right)^2 \quad (6.34)$$

avec  $\lambda_s$ , conductivité thermique du sol ( $W.K^{-1}.m^{-1}$ ),  $\Lambda_{sat} = 2108$ , inertie thermique du sol à saturation obtenue par calage de TEC ( $J.K^{-1}.m^{-2}.s^{-1/2}$ ),  $a_1 = 2300$ ,  $a_2 = -1890$  et  $a_3 = 0,654$ , coefficients empiriques sans unité.

### Fertilisations, teneur en carbone et azote, et cinétique de minéralisation

- Fertilisations

Les fertilisations ont eu lieu le 3 juillet 1998 (jour 184) et le 12 août 1998 (jour 224). Le premier apport a été de 50 kg d'urée par hectare (23,3 kg d'azote par hectare) et le second de 150 kg d'urée par hectare (70 kg d'azote par hectare). Ces doses sont approximatives car l'engrais a été appliqué manuellement donc plus ou moins régulièrement sur l'ensemble des parcelles. Les pertes par volatilisation, ruissellement et immobilisation par la matière organique de surface ont été estimées à environ 40% des apports.

- Teneur en matière organique

Les teneurs en carbone et azote organique ont été mesurées par la méthode de dosage par voie sèche (CHN) pour les quatre parcelles d'essais et les horizons 0-10 cm, 10-20 cm, 20-40 cm et 60-80 cm. Les profils de carbone organique, d'azote organique et de rapport C/N sont tracés sur la figure (6.5). On constate que les parcelles paillées (PE 1.5 et PE 4.5) possèdent des teneurs en matière organique élevées dans l'horizon de surface 0-10 cm.

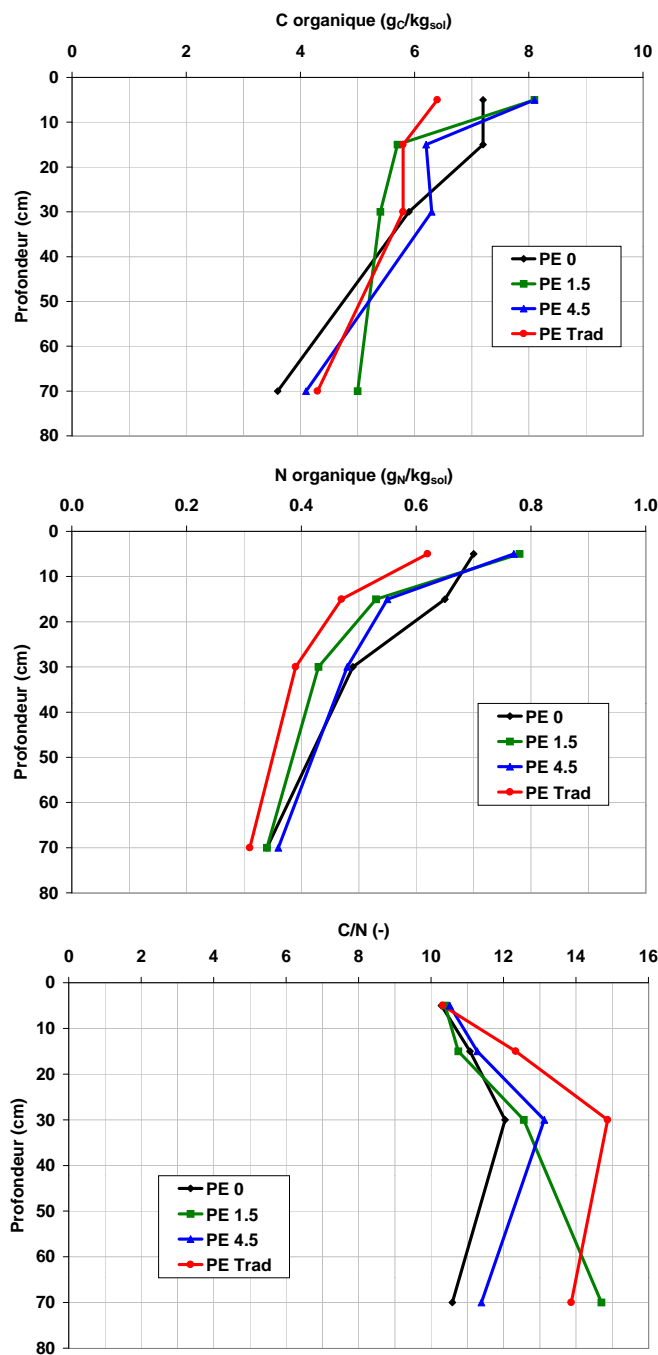


FIG. 6.5: Profils de matière organique et rapport C/N des sols des quatre parcelles d'essais

- Teneur en azote minéral

Les teneurs en azote minéral du sol des quatre parcelles d'essais ont été mesurées en début, au milieu et en fin de cycle 1998. Toutefois, ces mesures se sont avérées incohérentes et donc inutilisables pour la modélisation (erreurs expérimentales de dosage). Nous avons donc mesuré à nouveau les teneurs en



azote minéral en début de cycle 1999. Ces nouvelles mesures diffèrent sûrement des teneurs réellement présentes en 1998. Nous les utiliserons tout de même comme conditions initiales du modèle en solutés, tout en sachant qu'elles n'ont qu'une valeur indicative, très approximative. Ces mesures sont représentées sur la figure (6.6).

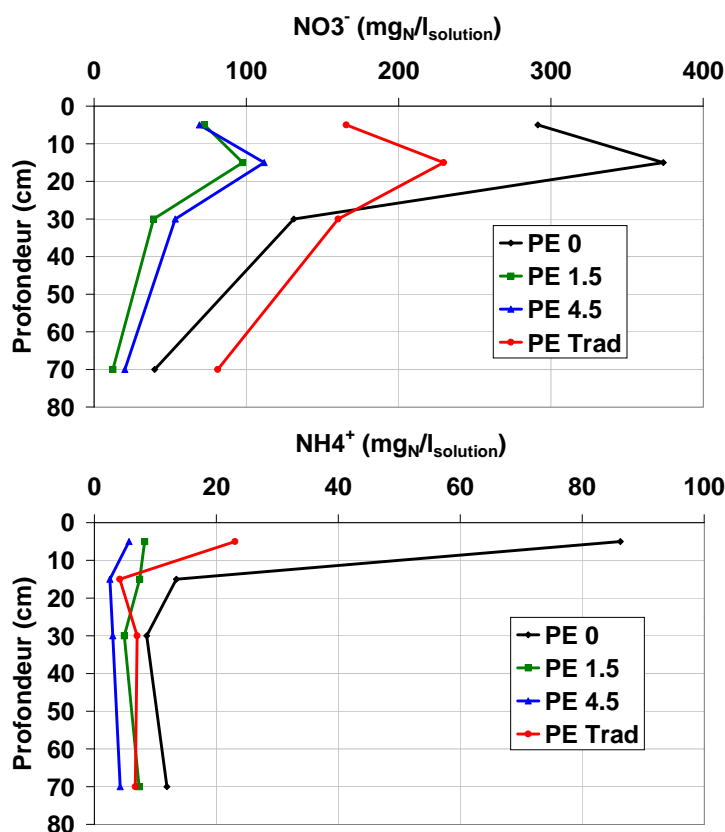


FIG. 6.6: Estimation des teneurs en azote minéral des quatre parcelles d'essais en début de cycle

- Cinétique de minéralisation

La cinétique de minéralisation a été estimée en laboratoire au moyen d'un incubateur (potentiel hydrique  $\text{pF}=2$  et température  $30^\circ\text{C}$ ). Les mesures ont porté sur des échantillons de sol des horizons 0-10, 10-20, 20-40 et 60-80 cm des quatre parcelles d'essais, sous forme de trois répétitions. Ces échantillons, composés de terre fine tamisée à 2 mm, ont été compactée à la densité apparente mesurée sur le terrain. L'incubation a duré 84 jours au cours desquels la libération de  $\text{CO}_2$  a été suivie à un rythme bi-hebdomadaire, puis hebdomadaire et enfin bimensuel. Pour chaque échantillon, la constante cinétique de minéralisation  $k_{\text{min}}$  ( $\text{j}^{-1}$ ) a été estimée en se basant sur une cinétique d'ordre 1, et en attendant la stabilisation de la production de  $\text{CO}_2$ . Rappelons que les mesures en laboratoire sur sol séché et remanié

peuvent différer largement de celles sur le terrain. Il ne faut donc pas se fier aux valeurs absolues de  $k_{min}$  mais les comparer qualitativement. Nous constatons sur la figure (6.7) que  $k_{min}$  n'est pas affectée par le traitement. On observe par ailleurs une décroissance marquée avec la profondeur (réduction d'un facteur 5 de la surface à 70 cm de profondeur). Dans PASTIS-paillis la constante de minéralisation ne dépend pas de la profondeur, nous n'avons donc pas pu tenir compte de cette décroissance. Nous avons en revanche utilisé le résultat d'indépendance au traitement en fixant une valeur moyenne unique,  $k_{min} = 2,644 \cdot 10^{-5} \text{ j}^{-1}$  pour une température de sol de  $15^\circ\text{C}$  et un pF de 2. Cette valeur correspond à  $k_{min} = 1,447 \cdot 10^{-4} \text{ j}^{-1}$  à  $30^\circ\text{C}$  et au même pF (Néel, 1996), ce qui est bien en accord avec l'expérience. Notons toutefois que la sensibilité des processus biologiques à la température est plus faible en climat tropical, où les gammes de températures sont plus réduites, qu'en climat tempéré (Recous *et al.*, 2000). Étant donné que pour PASTIS-paillis, la fonction de pondération des processus biologiques par la température a été établie pour le nord de la France (Néel, 1996), il est vraisemblable que le modèle surestime l'effet de la température sur la minéralisation. En outre, une inhibition importante de la nitrification a été démontrée par Recous *et al.* (2000), pour des températures de sol dépassant  $30^\circ\text{C}$ . Ces températures sont fréquemment rencontrées en cours de journée dans l'horizon 0-20 cm des parcelles d'essais (figure 6.11), il est donc probable que la transformation d'ammonium en nitrate soit retardée dans cet horizon.

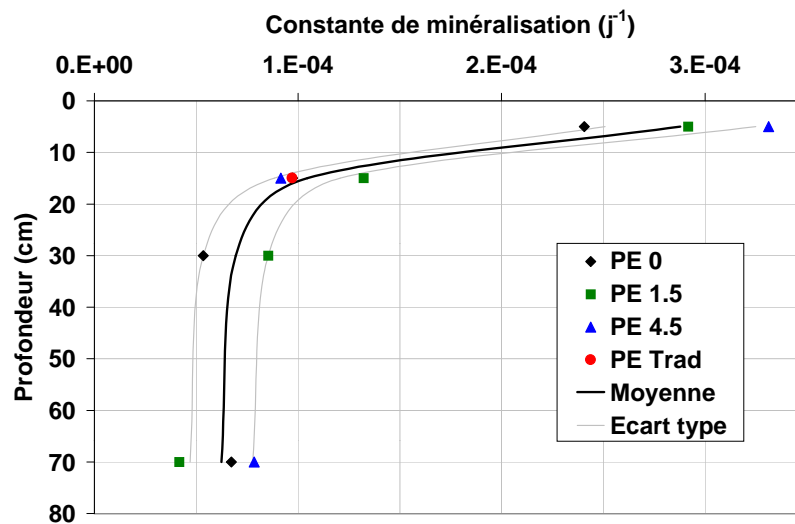


FIG. 6.7: Constantes de minéralisation mesurées en laboratoire pour les sols des quatre parcelles d'essais

### 6.1.2.2 Mesure des variables de contrôle de la modélisation

**La plante** - Les mesures de contrôle de la plante ont porté sur son indice foliaire sa production de matière sèche et sa teneur en azote.

**Indice foliaire** - L'indice foliaire, *LAI*, a été mesuré pour les cultures des quatre parcelles d'essais au moyen d'un capteur Picqhelios. Les valeurs mesurées sont représentées sur la figure (6.8). Nous voyons tout d'abord que les *LAI* des 4 PE sont nettement séparés. En terme de *LAI* maximum les PE paillées arrivent en tête (3,1 sur PE 4.5 et 2,7 sur PE 1.5) puis on trouve PE Trad à 1,8 et PE 0 à 1,4.

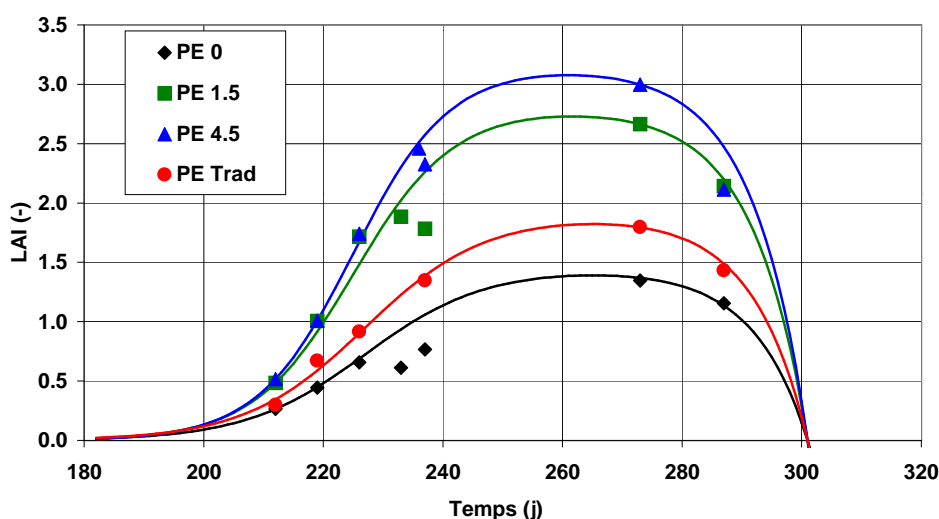


FIG. 6.8: Indices foliaires des cultures des quatre parcelles d'essais (courbes ajustées pour aider la lecture)

**Matière sèche et teneur en azote** - La matière sèche et les teneurs en azote ont été mesurées après la récolte sur chaque parcelles d'essais sous forme de quatre répétitions. Les résultats sont présentés dans le tableau (6.6). Les valeurs de matière sèche et de teneur en azote se classent dans le même ordre que celles de *LAI* montrant les limitations des traitements PE 0 et PE Trad et soulignant les conditions plus favorables des traitements paillés (PE 1.5 et PE 4.5).

Parcelle	Matière sèche ( $t.ha^{-1}$ )		Azote exporté ( $kg.ha^{-1}$ )		Teneur en azote ( $kg.kg^{-1}$ )	
PE 0	5,31	(0,82)	66,1	(10,5)	$1,24 \cdot 10^{-2}$	( $10^{-4}$ )
PE 1.5	8,47	(0,73)	80,4	(6,0)	$0,95 \cdot 10^{-2}$	( $10^{-4}$ )
PE 4.5	10,75	(0,44)	109,1	(4,6)	$1,02 \cdot 10^{-2}$	( $2 \cdot 10^{-4}$ )
PE Trad	6,94	(0,87)	77,8	(9,8)	$1,12 \cdot 10^{-2}$	( $10^{-4}$ )

TAB. 6.6: Matières sèches et teneurs en azote des cultures des parcelles d'essais (écarts types entre parenthèses)

**Le sol** - Les mesures de contrôle dans le sol ont porté sur l'humidité et la température.

**Mesure de l'humidité** - Des mesures d'humidité par gravimétrie ont été faites à trois stades du cycle de culture : début de cycle (mesures du 9 au 14 juillet 1998), milieu de cycle (mesures du 24 au 28 août 1998) et en fin de cycle (mesures du 5 au 7 octobre 1998). Pour chaque parcelle d'essai ces mesures ont consisté en 6 profils d'une profondeur de 150 cm, échantillonnés tous les 10 cm. Les 6 profils d'humidité ont été moyennés à chaque date.

Des mesures d'humidité à la sonde à neutrons ont également été menées pour suivre l'évolution des quatre parcelles d'essais à un rythme hebdomadaire. Elles ont commencé les 9, 10, 13 et 14 juillet 1998 (jour 190, 191, 194 ou 195) respectivement pour pour PE 1.5, PE Trad, PE 0 et PE 4.5 ; et se sont achevées le 8 décembre 1998 (jour 342) pour toutes les parcelles. Elles ont consisté sur chaque parcelle en deux profils de 5 à 140 cm, échantillonnés tous les 10 cm de 10 à 140 cm, avec en plus une mesure à 5 cm. Le premier profil (tube 1) est pris sur un rang, le second (tube 2) sur un inter-rang. Les mesures ont été étalonnées sur la gravimétrie. Celles à 5 et 10 cm ont fait l'objet d'étalonnages spécifiques (perte de neutrons dans l'atmosphère). Les humidités ainsi mesurées servent de condition initiale, de condition à la limite inférieure et de variable de contrôle pour le modèle de transfert d'eau. L'humidité n'ayant pas pu être mesurée depuis la date de semis (2 juillet 1998), les simulations n'ont pu commencer qu'à partir de la date de la première mesure d'humidité.

**Mesure de la température** - La température des parcelles d'essais a été mesurée au moyen de sondes platine disposées approximativement à 2, 30 et 100 cm de profondeur. Pour des raisons techniques<sup>9</sup> toutes les parcelles n'ont pu être équipées à l'identique (tableau 6.7). Les sondes platine ont été reliées à une centrale d'acquisition Campbell CR10, programmée pour recueillir les température toutes les 20 minutes.

<sup>9</sup>Nombre de capteurs et longueur de câble limités.

Parcelle	Température de surface		Température intermédiaire	Température profonde
	Rang	Inter-rang	Inter-rang	Inter-rang
<b>PE 0</b>	4,0 cm	3,0 cm	30 cm	100 cm
<b>PE 1.5</b>	* <sup>a</sup>	1,5 cm	30 cm	100 cm
<b>PE 4.5</b>	2,0 cm	2,5 cm	30 cm	100 cm
<b>PE Trad</b>	2,5 cm	*	30 cm	*

<sup>a</sup>Pas de capteur.

TAB. 6.7: Équipement en sondes platine des sols des parcelles d'essais

**Mesure climatiques** - Les mesures climatiques nécessaires pour faire fonctionner PASTIS-paillis sont la pluie  $P$  ( $m$ ), les températures minimale et maximale journalières de l'atmosphère  $T_{a,min}$  et  $T_{a,max}$  ( $^{\circ}C$ ), le rayonnement global  $R_g$  ( $W.m^{-2}$ ) et l'évapotranspiration potentielle journalière  $ETP_j$  ( $kg.m^{-2}.j^{-1}$ ). Toute ces données sont tirées des mesures de la station climatique décrites dans 3.2.1 et présentées dans l'annexe A. L'évapotranspiration potentielle a été calculé en utilisant la formule de Penman :

$$ETP_{Penman} = \frac{\gamma}{\gamma + P v'_{sat}} E_0 + \frac{P v'_{sat}}{\gamma + P v'_{sat}} \frac{R_{n,j}}{L_v} \quad (6.35)$$

en posant :

$$E_0 = a_{E_0} (1 + a_{\bar{U}} \bar{U}) (P v_{sat} - P v_a) \quad (6.36)$$

avec  $ETP_{Penman}$ , évapotranspiration de Penman ( $kg.m^{-2}.j^{-1}$ ),  $\gamma = 66,0 Pa.K^{-1}$ , constante psychrométrique,  $P v'_{sat}$ , dérivée de la pression partielle de vapeur d'eau à saturation ( $Pa.K^{-1}$ ),  $E_0$ , demande évaporative par déficit de saturation ( $kg.m^{-2}.j^{-1}$ ),  $R_{n,j}$ , rayonnement net journalier ( $J.m^{-2}.j^{-1}$ ),  $L_v$ , chaleur latente d'évaporation de l'eau ( $J.kg^{-1}$ ),  $a_{E_0} = 2,6 \cdot 10^{-3} kg.m^{-2}.Pa^{-1}.j^{-1}$  et  $a_{\bar{U}} = 0,54 s.m^{-1}$ , coefficients empiriques,  $\bar{U}$ , vitesse moyenne journalière du vent ( $m.s^{-1}$ ),  $P v_{sat} - P v_a$ , déficit de saturation de l'atmosphère en vapeur d'eau ( $Pa$ ). Les valeurs calculées de l'évapotranspiration potentielle de Penman sont présentées sur la figure (6.9).

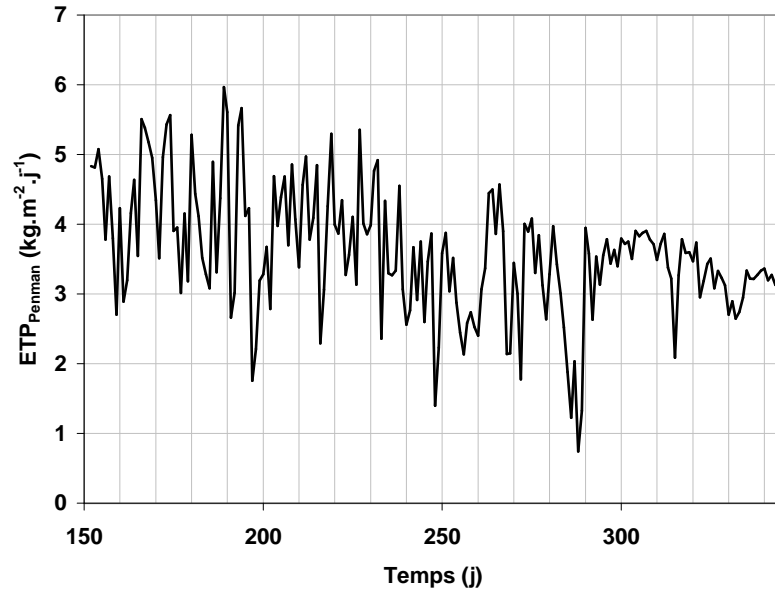


FIG. 6.9: Estimation de l'évapotranspiration potentielle de Penman à la Tinaja

On remarque qu'elles sont sensiblement plus faibles que les valeurs d'évaporation mesurées par Scopel (1994) en bac (figure 6 page 15). Ceci est en partie dû à une forte nébulosité au cours du cycle 1998. La valeur de l' $ETP$  à chaque instant se déduit de la valeur journalière  $ETP_{Penman}$  par le calcul suivant (Maraux, 1994) :

$$ETP(t) = \frac{1}{\delta t} ETP_{Penman} \int_t^{t+\delta t} \frac{1}{2} \sin \left[ \pi \left( \frac{\tau - \tau_{deb}}{\tau_{fin} - \tau_{deb}} \right) \right] d\tau \quad \text{si } \tau_{deb} \leq t \leq \tau_{fin} \quad (6.37a)$$

$$ETP(t) = 0 \quad \text{sinon} \quad (6.37b)$$

avec  $\tau_{deb}$  et  $\tau_{fin}$ , début et fin du jour courant ( $s$ ), calculés à partir de la latitude du site et du numéro du jour dans l'année.

## 6.2 Résultats

### 6.2.1 Mesures expérimentales

#### 6.2.1.1 Humidité du sol

Les profils moyens d'humidité gravimétrique sont présentés sur la figure (6.10). On constate clairement deux types de comportement. Les parcelles non paillées (PE Trad et PE 0) se rechargent faiblement en eau (recharge de l'ordre de  $0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ), et uniquement dans la partie supérieure du sol. La recharge atteint péniblement 60 cm dans PE 0 (80 cm dans PE Trad), ce qui limite considérablement le stockage de l'eau (réserve utile d'environ 30 mm) et son exploitation par la plante. Les parcelles paillées PE 1.5 et PE 4.5 connaissent une recharge en eau importante au cours du cycle (de l'ordre de  $0,10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) jusqu'à plus de 150 cm. Le volume d'eau stocké dans le sol est important (réserve utile d'environ 150 mm), ce qui garantit une bonne alimentation hydrique de la plante. On observe par ailleurs une perte d'eau par drainage en bas de profil. Les mesures d'humidité à la sonde à neutrons sont présentées dans 6.2.2.2, lors de la confrontation du modèle PASTIS-paillis aux mesures expérimentales.

#### 6.2.1.2 Température du sol

Les mesures de température du sol à différentes profondeurs et différents emplacements ainsi que l'intensité de la pluie sont présentées sur la figure (6.11). Les graphiques de gauche (jour 206 à 212) sont représentatifs du début de cycle où la plante est peu développée et couvre peu le sol ( $LAI$  de 0,2 à 0,4). Les graphiques de droite (jour 274 à 279) le sont du milieu de cycle où la plante est bien développée et couvre mieux le sol ( $LAI$  de 1,3, 2,6, 2,9 et 1,8 pour respectivement PE 0, PE 1.5, PE 4.5 et PE Trad). Nous observons tout d'abord un fort effet du développement de la culture sur la température du sol, dont les amplitudes sont réduites de 30 à 40 % et les valeurs moyennes de 3 à 5°C entre le début et le milieu de cycle. Ce comportement est aussi partiellement dû à une teneur du sol en eau généralement supérieure en milieu de cycle. L'effet de la pluie est notable les jours 209 à 211 et le jour 274. Ces jours de pluie les amplitudes des températures de surface sont sensiblement réduites avant de reprendre des valeurs normales suite au dessèchement de l'horizon de surface et le cas échéant du paillis. Enfin l'effet du paillis est marginal (car sa couverture est partielle) mais visible en début de cycle. On observe surtout une différence de comportement entre PE 0, qui montre de fortes amplitudes thermiques à 3 et 4 cm (25 et 15°C respectivement), et PE 1.5 et PE 4.5 dont les amplitudes sont de l'ordre de 15°C de 1,5 à 2,5 cm. PE Trad présente une température de surface légèrement plus élevée que les parcelles paillées (figure 6.11).

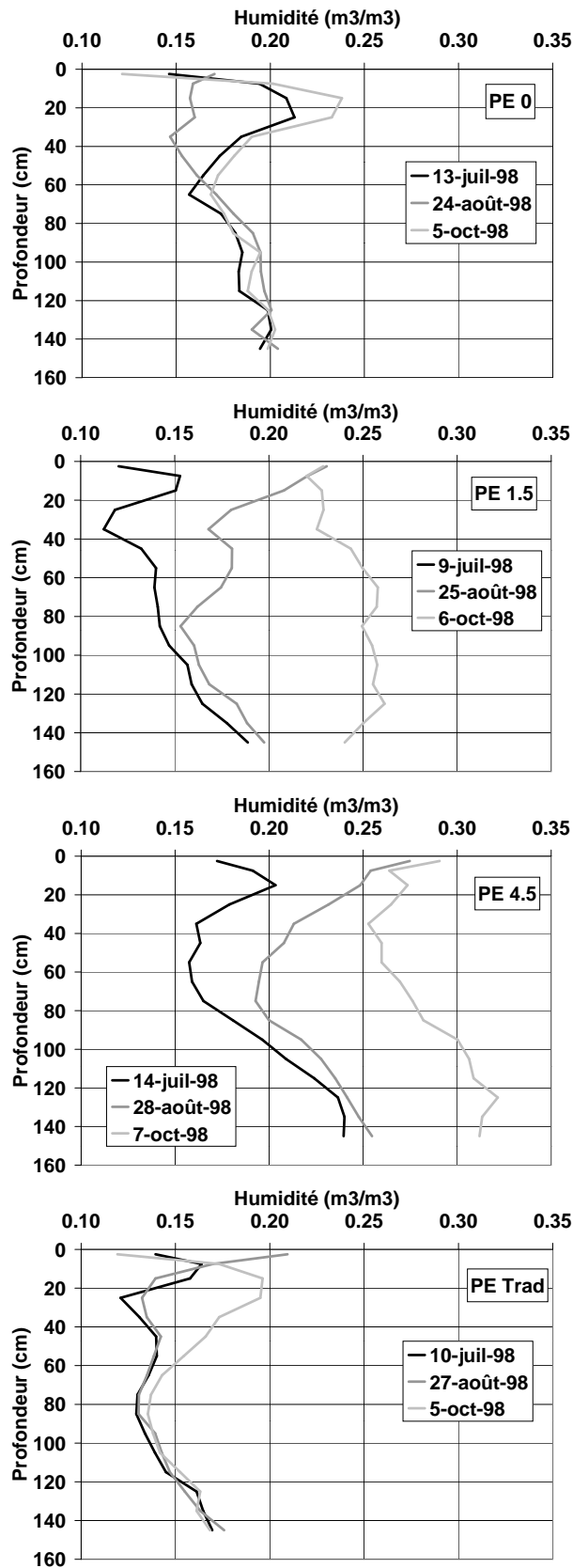


FIG. 6.10: Mesure d'humidité par gravimétrie dans les quatre parcelles d'essais



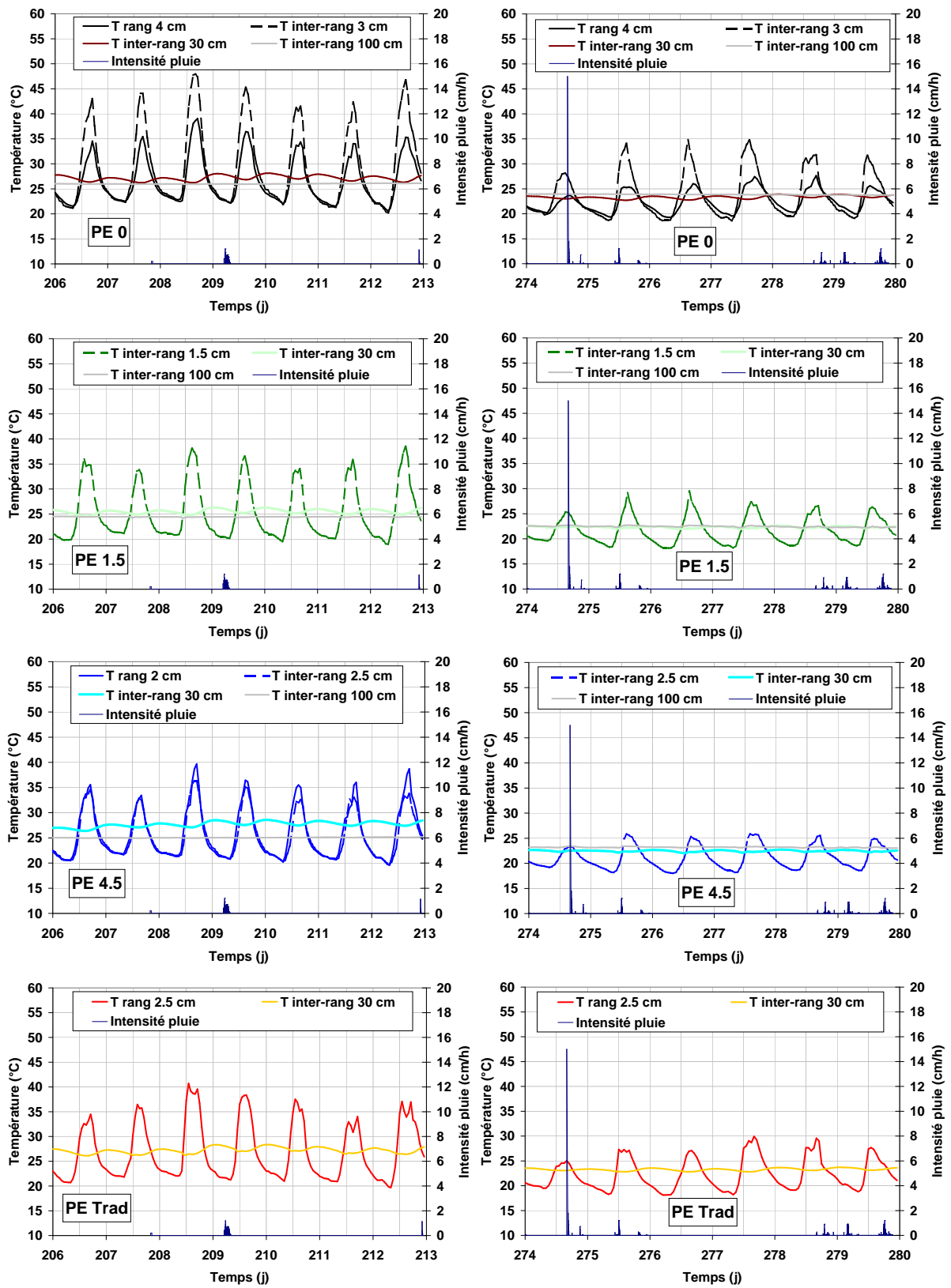


FIG. 6.11: Mesures de température dans les parcelles d'essais (début de cycle (à gauche) et milieu de cycle (à droite))

## 6.2.2 Modélisation

### 6.2.2.1 Calage du modèle PASTIS-paillis

**Définition du système, des conditions initiales et aux limites** - Le système sur lequel s'applique le modèle PASTIS-paillis est la couche de sol 0-140 cm. Ce domaine se décompose en 3 horizons de propriétés distinctes : horizon supérieur (0-2 cm), horizon intermédiaire (2-30 cm) et horizon inférieur (30-140 cm) (section 6.1.2.1). La condition initiale en humidité est constituée par le premier profil gravimétrique sur chaque parcelle (figure 6.10). La condition initiale en température est donnée par les sondes platines (figure 6.11). Celle en solutés s'appuie sur les mesures d'ammonium et de nitrate de la figure (6.6). Les conditions à la limite supérieure, portant sur l'humidité et la température, sont gérées par le modèle à partir du forçage climatique, au moyen d'un calcul de bilan énergétique simplifié (section 6.1.1.1). La condition à la limite supérieure en soluté est un flux nul, sauf au moment des fertilisations (section 6.1.2.1). A la limite inférieure, une condition de gradient nul est imposée pour la température et les solutés. Pour l'eau, nous avons imposé une humidité à  $z_m$ . Cette humidité est celle estimée par la sonde à neutrons dans le tube 1, translatée si nécessaire, afin d'obtenir au temps initial la même valeur que l'humidité initiale gravimétrique à 140 cm.

**Définition de la période de simulation** - La période de simulation sur laquelle le modèle PASTIS-paillis a été calibré est indiquée sur le tableau (6.8), pour chaque parcelle d'essai. Les jours de départ correspondent aux premières mesures d'humidité du sol. Ils sont différents car ces mesures lourdes n'ont pas pu être réalisées le même jour.

Parcelle	Début		Fin		Durée Jour (j)
	Date	Jour (j)	Date	Jour (j)	
<b>PE 0</b>	13/07/98	194	20/11/98	324	131
<b>PE 1.5</b>	09/07/98	190	20/11/98	324	135
<b>PE 4.5</b>	14/07/98	195	20/11/98	324	130
<b>PE Trad</b>	10/07/98	191	20/11/98	324	134

TAB. 6.8: Période de simulation du modèle PASTIS-paillis pour chaque parcelle d'essai

**Définition des paramètres de calage** - La plupart des paramètres utiles au fonctionnement de PASTIS-paillis a été tirée des mesures. Toutefois, la conductivité hydraulique à saturation,  $K_s$ , a été déduite d'essais d'infiltration tridimensionnels par un formalisme adapté à l'infiltration monodimensionnelle, qui surestime ce paramètre (Haverkamp *et al.*, 1994). Des essais de simulation avec les valeurs de  $K_s$  mesurées (tableau 4.7) ont montré une forte surestimation de l'infiltration pour toutes les parcelles. Il

est donc nécessaire de caler  $K_s$  pour reproduire le fonctionnement hydrique des parcelles. En outre, le coefficient de propension à la recharge en eau du paillis,  $\alpha_R$ , et la constante empirique des échanges thermiques entre paillis et atmosphère,  $k_T$ , n'ont pas été mesurées et doivent également être calés.

**Définition des variables observées** - Afin d'effectuer le calage du modèle PASTIS-paillis nous avons créé un fichier de variables observées (mesures expérimentales) auxquelles sont comparées les variables de sortie calculées par le modèle. Nous nous sommes appuyés sur les variables :

- humidité du sol de 5 à 140 cm de profondeur,
- température du paillis<sup>10</sup>.

**Procédure de calage** - Le calage du modèle PASTIS-paillis s'est fait manuellement en trois étapes. Dans un premier temps nous avons calé le coefficient  $\alpha_R$  (-) de la recharge en eau du paillis. Ensuite, le  $K_s$  ( $m.s^{-1}$ ) des horizons 0-2 et 2-30 cm de chaque parcelle d'essai ont été ajustés, en s'appuyant sur les mesures d'humidité du sol. Dans un troisième temps, le paramètre  $k_T$  ( $W.K^{-1}.m^{-2}$ ) a été calé sur les mesures de température du paillis des parcelles d'évaporation.

**Étape 1 : Calage de  $\alpha_R$**  - Le calage du coefficient de propension à la recharge en eau du paillis  $\alpha_R$  (-) a été fait empiriquement. Nous avons considéré que le paillis devait se recharger à plus de 80% de sa teneur en eau maximale  $\theta_{p,max}$ <sup>11</sup>, lors d'une pluie importante. Nous nous sommes basés sur une pluie moyenne, pour laquelle nous considérons que cette valeur doit être tout juste atteinte : pluie 44 (jour 237) de 4,75 mm, d'une intensité moyenne 8,1  $mm.h^{-1}$ , et d'intensité maximale 36  $mm.h^{-1}$  (tableau 5.6). Ce calage conduit à la valeur :

$$\alpha_R = 1 \quad (6.38)$$

Les résultats liés à ce calage sont présentés pour PE 4.5 et PE 1.5 dans 6.2.2.2.

**Étape 2 : Calage de  $K_s$**  - Le calage de la conductivité hydraulique à saturation a été mené sur chaque parcelle d'essai. Nous avons constaté que la valeur du  $K_s$  de l'horizon 0-2 cm gouverne l'essentiel de la dynamique des flux d'eau à l'interface sol-atmosphère. L'horizon profond (30-140 cm), toujours très filtrant, n'a en revanche que peu d'incidence sur la dynamique de l'eau dans le sol. Nous avons donc décidé de caler le  $K_s$  des horizons de surface (0-2 et 2-30 cm). Pour des raisons de simplicité, nous avons

<sup>10</sup>Mesures faites sur les parcelles d'évaporation (figure 3.15), valables pour les faibles LAI soit jusqu'au jour 212.

<sup>11</sup>Humidité obtenue après immersion du paillis dans l'eau, puis égouttage.

considéré que la valeur de  $K_s$  de l'horizon 2-30 cm était la même que celle de l'horizon superficiel. Le calage n'a pas consisté à ajuster finement les résultats de simulation aux données expérimentales, par un algorithme automatique d'ajustement non linéaire. Notre objectif a été d'essayer de reproduire au mieux les grands traits du comportement de chaque traitement (profondeur d'infiltration, temps d'arrivée des fronts humides, croissance de l'indice foliaire de la plante, etc), tout en conservant des valeurs de  $K_s$  physiquement acceptables, eu égard aux caractérisations hydrodynamiques des sols (tableau 6.5).

En pratique, l'ajustement des  $K_s$  s'est fait manuellement en comparant l'évolution des teneurs en eau du sol simulées et mesurées (gravimétrie et sonde à neutrons), et du  $LAI$  de la culture simulé et mesuré (picqhélios). Pour chaque parcelle, nous sommes partis de la valeur de  $K_s$  mesurée sur le terrain (tableau 6.5), considéré un majorant (section 4.3). Nous avons procédé en réduisant progressivement cette valeur, jusqu'à obtenir un résultat satisfaisant (qualité de restitution du modèle acceptable et valeur de  $K_s$  ayant un sens physique). Les valeurs de  $K_s$  retenus après calage sont indiqués pour chaque parcelle dans le tableau (6.9). On constate qu'elles sont généralement notablement plus faibles que les valeurs mesurées (facteur compris entre 2 et 9), ce qui était attendu. Les  $K_s$  calés sont environ 3 fois plus faibles que les  $K_s$  minimaux mesurés sur PE 1.5 et PE Trad. Ils restent en revanche supérieurs aux minimaux mesurés sur PE 0 et PE 4.5. Comparées aux  $K_s$  obtenus sur les parcelles de ruissellement (PR) de traitements analogues (tableau 6.9), les  $K_s$  des PE sont similaires sur les traitement paillés, et 5 fois plus faibles sur sol nu. Des valeurs de  $K_s$  encore plus faibles conduiraient à une meilleure restitution des humidités du sol. Toutefois, plutôt que de caler  $K_s$  comme un paramètre numérique sans sens physique, nous préférons l'ajuster dans un domaine physiquement acceptable (minoration par un dixième de la valeur moyenne mesurée par la méthode *Beer-Kan*).

**Remarque :** Les mesures locales à la sonde à neutrons sont moins représentatives de la parcelle que les mesures gravimétriques (moyenne de 6 profils). Cependant, les premières ont été acquises à pas de temps hebdomadaire, alors que les mesures gravimétriques n'ont été faites qu'à trois dates (figure 6.10). Nous avons finalement utilisé les mesures gravimétriques en tant qu'estimateurs fiables des teneurs en eau, et les mesures à la sonde à neutrons comme indicateur de la dynamique hydrique.

Les courbes de conductivité correspondant à ces nouvelles valeurs de  $K_s$ , sont représentées sur la figure (6.12). Le calage conduit naturellement à des valeurs plus faibles de la conductivité hydraulique. On s'aperçoit que sur les parcelles paillées (PE 1.5 et PE 4.5),  $K_s$  reste dans le nuage de point du perméamètre, et que la conductivité hydraulique demeure assez proche de celle estimée par Wind, dans le domaine tensiométrique. En revanche, sur les parcelles non paillées (PE 0 et PE Trad), les conductivités à saturation et celles de la gamme tensiométrique sont systématiquement inférieures à celles mesurées.

Ceci est vraisemblablement dû à la croûte de surface, qui n'est pas prise en compte par les méthodes du perméamètre et de Wind, et qui ne l'est que partiellement par la méthode *Beer-Kan* (section 4.1.2.2). Le résultat du calage de  $K_s$  est illustré dans 6.2.2.2 sous forme d'une restitution de l'humidité du sol, pour chaque parcelle d'essai.

Parcelle	Horizon (cm)	$K_s$ ( $m.s^{-1}$ )			Calé modèle ruissellement <sup>b</sup>	Calé PASTIS -paillis
		Mesuré <sup>a</sup> minimal	Mesuré <sup>a</sup> moyen	Mesuré <sup>a</sup> maximal		
<b>PE 0</b>	0-2	$8,44 \cdot 10^{-8}$	$1,30 \cdot 10^{-6}$	$4,49 \cdot 10^{-6}$	$9,70 \cdot 10^{-7}$	$2,00 \cdot 10^{-7}$
<b>PE 0</b>	2-30	$1,30 \cdot 10^{-6}$	$2,47 \cdot 10^{-6}$	$4,70 \cdot 10^{-6}$		$2,00 \cdot 10^{-7}$
<b>PR 0</b>	0-20					
<b>PE 1.5</b>	0-2	$6,16 \cdot 10^{-6}$	$1,58 \cdot 10^{-5}$	$2,90 \cdot 10^{-5}$	$1,76 \cdot 10^{-6}$ $5,28 \cdot 10^{-6}$	$2,00 \cdot 10^{-6}$
<b>PE 1.5</b>	2-30	$2,32 \cdot 10^{-6}$	$8,21 \cdot 10^{-6}$	$1,73 \cdot 10^{-5}$		$2,00 \cdot 10^{-6}$
<b>PR 1.5</b>	0-20					
<b>PR 1.5P</b>	0-20					
<b>PE 4.5</b>	0-2	$6,89 \cdot 10^{-6}$	$2,18 \cdot 10^{-5}$	$4,27 \cdot 10^{-5}$	$1,13 \cdot 10^{-5}$	$1,13 \cdot 10^{-5}$
<b>PE 4.5</b>	2-30	$4,17 \cdot 10^{-6}$	$1,31 \cdot 10^{-5}$	$3,30 \cdot 10^{-5}$		$1,28 \cdot 10^{-5}$
<b>PR 4.5P</b>	0-20					
<b>PE Trad</b>	0-2	$5,08 \cdot 10^{-7}$	$1,83 \cdot 10^{-6}$	$6,26 \cdot 10^{-6}$		$2,05 \cdot 10^{-7}$
<b>PE Trad</b>	2-30	$2,11 \cdot 10^{-6}$	$5,62 \cdot 10^{-6}$	$1,66 \cdot 10^{-5}$		$2,05 \cdot 10^{-7}$

<sup>a</sup>Méthode *Beer-Kan* détaillée dans 4.1.2.2.

<sup>b</sup>Calage décrit dans 5.2.2.3.

TAB. 6.9: Conductivités hydrauliques à saturation mesurées, calées pour modèle de ruissellement et pour PASTIS-paillis

**Étape 3 : Calage de  $k_T$**  - Le calage de la constante empirique des échanges thermiques entre paillis et atmosphère,  $k_T$ , a été réalisé sur PE 4.5. Il a consisté à estimer empiriquement la valeur de  $k_T$  qui reproduit le mieux la température moyenne du paillis. Cette température moyenne a été calculée à partir des mesures de température effectuées dans les pailles, sur la parcelle d'évaporation PEv15 (figure 3.15). Nous avons considéré qu'elle était égale à la moyenne des trois températures mesurées (bas, centre et haut des pailles). Le calage s'est fait du jour 195 au jour 212, car au delà, l'effet de la culture sur le bilan énergétique n'est plus négligeable, et les mesures de température des pailles effectuées sur sol non planté ne sont plus applicables à PE 4.5. Le calage de la constante d'échanges thermiques fournit la valeur :

$$k_T = 15 \text{ W.K}^{-1}.\text{m}^{-2} \quad (6.39)$$

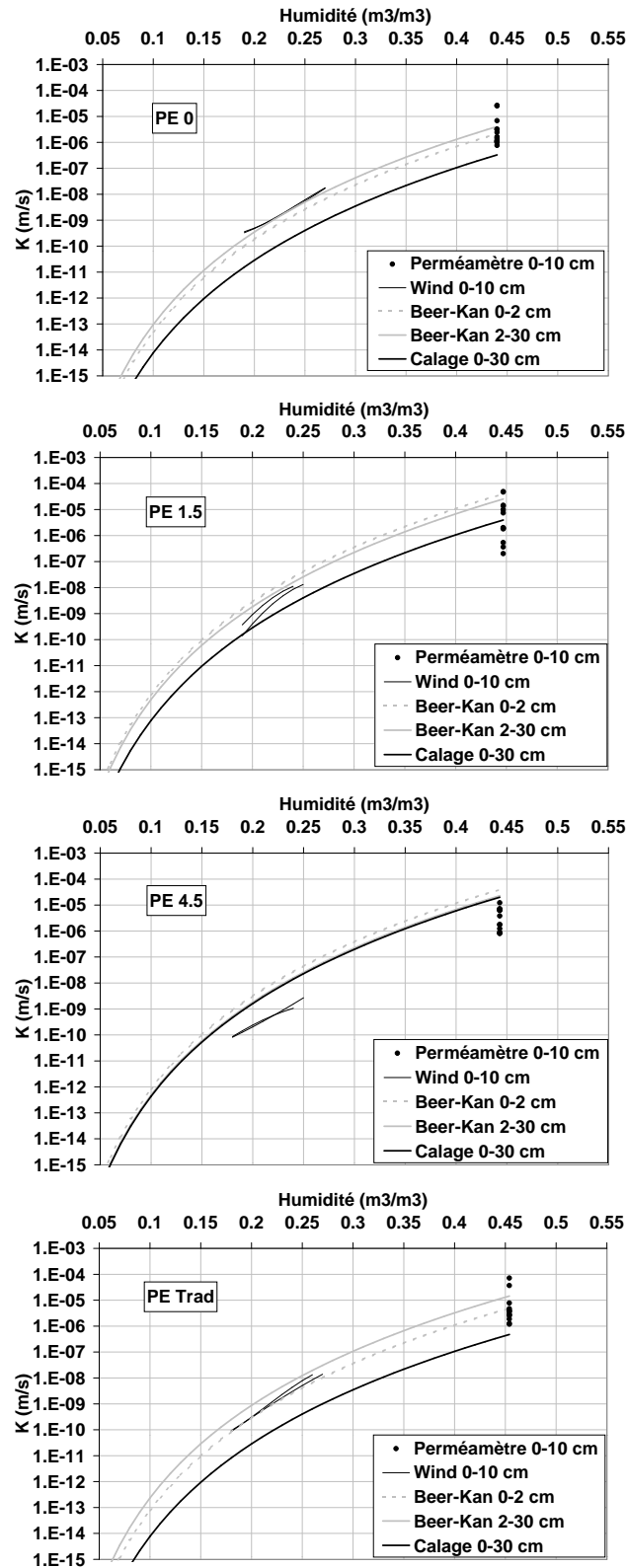


FIG. 6.12: Conductivité hydraulique des horizons de surface des parcelles d'essais après calage

Cette valeur a également été utilisée pour PE 1.5. Le résultat du calage de  $k_T$  est illustré dans 6.2.2.2 pour les deux parcelles paillées. Pour terminer, un récapitulatif des valeurs des paramètres calés est présenté dans le tableau (6.10), pour l'ensemble des parcelles d'essais.

Paramètre	Unité	PE 0	PE 1.5	PE 4.5	PE Trad
$\alpha_R$	(-)		1	1	
$K_s$	( $m.s^{-1}$ )	$2,00 \cdot 10^{-7}$	$2,00 \cdot 10^{-6}$	$1,13 \cdot 10^{-5}$	$2,05 \cdot 10^{-7}$
$k_T$	( $W.K^{-1}.m^{-2}$ )		15	15	

TAB. 6.10: Valeurs des paramètres retenues après calage du modèle PASTIS-paillis

### 6.2.2.2 Comparaison entre simulations et mesures

Le modèle PASTIS-paillis ayant été calé, nous présentons maintenant une confrontation des simulations aux données expérimentales. Nous abordons dans un premier temps les bilans hydrique, thermique, et azoté. Nous nous intéressons ensuite aux caractéristiques de la plante de culture.

**Bilan hydrique** - Nous cherchons à estimer dans cette section la qualité de restitution de l'humidité du sol par PASTIS-paillis. Nous examinons par la suite les simulations des différentes composantes du bilan hydrique : interception de la pluie, ruissellement, infiltration, évaporation, transpiration et drainage.

- Humidité du sol

Nous présentons les résultats de restitution de l'humidité du sol par PASTIS-paillis, sous forme d'un suivi temporel de l'évolution des humidités à l'échelle du cycle et de profils d'humidité aux dates des mesures gravimétriques. Le suivi temporel est présenté pour les horizons 0-20, 20-40, 40-60, 60-90, 90-120 et 120-140 cm (figure 6.13 à 6.16). L'humidité gravimétrique est représentée sous forme d'une valeur moyenne et de deux valeurs extrêmes, calculées comme moyenne plus ou moins écart type des 6 profils de mesures (section 6.1.2.2). L'humidité de la sonde à neutrons est tracée pour les deux tubes de mesures. Enfin, la pluie est donnée sous forme de cumul pour chaque épisode pluvieux.

D'une façon générale, nous observons qualitativement une assez bonne restitution de la dynamique hydrique sur les 4 parcelles d'essais. Sur PE 0, on constate tout d'abord une bonne cohérence entre les mesures d'humidité du sol (gravimétrie et sonde à neutrons) et les mesures de pluie (figure 6.13). Au niveau de la simulation, la dynamique hydrique des horizons 0-20 et 20-40 cm (mesures sonde à neutrons tube 1) est assez bien reproduite. On retrouve en particulier les recharges en eau importantes des jours 234, 252, 257 et 268, correspondant à de fortes pluies, et les phases de dessèchements des jours

257 à 268, 275 à 292 et 293 à 316, celle des jours 204 à 234 et en revanche mal reproduite. En phase avec les mesures, la simulation surestime assez fortement les teneurs en eau ( $0,05$  à  $0,10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ), dès le jour 204, et presque jusqu'à la fin du cycle. Cette surestimation semble due essentiellement à une surestimation de l'infiltration, et une sous-estimation des pertes par évaporation (figure 6.21) du jour 204 au jour 224 : alors que l'on constate une baisse générale de l'humidité mesurée au cours de cette période ( $-0,06$  à  $-0,08 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ), on observe un maintien de l'humidité simulée à environ  $0,24 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  en surface, et une augmentation de  $0,025 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  dans l'horizon 20-40 cm. L'écart entre simulation et observation s'atténue en fin de cycle ( $j > 284$ ), essentiellement sous l'effet de la transpiration de la plante (figure 6.21). Dans l'horizon 40-60 cm, la dynamique est à nouveau qualitativement bien restituée, malgré un léger déphasage (quelques jours), lors de l'arrivée du front humide vers le jour 258. La surestimation des humidités après le jour 260 est probablement un artefact, dû à une représentation approximative de la courbe de rétention dans l'horizon 30-140 cm. En effet, nous avons utilisé la caractérisation obtenue sur les parcelles d'évaporation (section 6.1.2.1) pour cet horizon. Il est probable que les propriétés hydrodynamiques réelles du sol des PE soient légèrement différentes de celles des parcelles d'évaporation, et plus graduellement variées de 20 cm à 60 cm. De 60 à 140 cm, les humidités simulées et mesurées sont en accord et constantes : il n'y a pas de recharge des horizons profonds sur PE 0.

La parcelle PE Trad présente un comportement analogue à PE 0 (parcelles non paillées). On observe à nouveau une bonne cohérence entre mesures d'humidité du sol et mesures de pluie (figure 6.14). La dynamique hydrique des horizons 0-20 et 20-40 cm est assez bien reproduite (recharges et assèchements). La simulation est en phase avec les mesures, malgré une surestimation forte des teneurs en eau de l'horizon 0-20 cm ( $0,10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) dès le jour 198, et de l'horizon 20-40 cm ( $0,05$  à  $0,10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) à partir du jour 250. Ces surestimations ne s'estompent que vers la fin du cycle. Dans l'horizon de surface la surestimation est à nouveau imputable à une sous-estimation des pertes par évaporation (figure 6.21), et éventuellement une surestimation de la quantité d'eau infiltrée (figure 6.17). Toutefois, l'écart entre simulation et observation n'augmente pas significativement au cours des grosses pluies (jour 234 à 292), ce qui laisse penser que la quantité d'eau infiltrée est relativement bien estimée par le modèle. La surestimation de l'humidité de l'horizon 20-40 cm, à compter du jour 250, s'explique par une alimentation trop importante de cet horizon par l'horizon de surface, trop humide. Comme pour PE 0, les écarts entre simulation et observation s'atténuent en fin de cycle, sous l'effet de l'évaporation et surtout de la transpiration (figure 6.21). Dans l'horizon 40-60 cm, le modèle simule une arrivée d'eau au jour 258, suite à la grosse pluie du jour 257. Cette arrivée d'eau, non constatée expérimentalement, est la conséquence de



la trop forte recharge des horizons le surmontant. L'intensité apparente de la recharge ( $\sim 0,10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ), est probablement en partie à nouveau due à une représentation approximative des propriétés de rétention de cet horizon. De 60 à 140 cm, les humidités simulées et mesurées sont en accord et constantes (pas de recharge des horizons profonds sur PE Trad).

Sur PE 1.5, on constate que les mesures à la sonde à neutrons sont systématiquement plus faibles que les mesures gravimétriques (problème d'emplacement des tubes ou d'étalonnage de la sonde). La dynamique hydrique mesurée du sol est en bon accord avec les mesures de pluie (figure 6.15). En terme de simulation, la dynamique hydrique est légèrement mieux simulée en surface (0-20 cm), que sur les parcelles précédentes. En dépit d'une recharge excessive en début de cycle (jours 198 à 200), probablement due à une sous-estimation des pertes d'eau par évaporation et à une trop forte infiltration, on observe des écarts entre humidités simulée et observée (gravimétrie) de l'ordre de  $0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ . Ces écarts relativement constants à partir du jour 200, disparaissent en fin de cycle pour les raisons déjà évoquées. Les horizons 20-40 et 40-60 cm suivent approximativement la même dynamique avec un léger retard et un amortissement des variations en profondeur. La surestimation des humidité est probablement partiellement due à la méconnaissance des propriétés hydrodynamiques de ces horizons. Plus en profondeur (60-140 cm), on observe une humidité simulée constante, puis l'arrivée du front d'humectation tout d'abord à 60 cm (jour 254), puis à 90 cm (jour 260), et enfin de façon plus diffuse et très atténuée à 120 cm (jour 283). A cette dernière profondeur le modèle sous-estime la recharge en eau d'environ  $0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  : il semble que l'eau ne pénètre pas suffisamment jusqu'à 120 cm.

Sur PE 4.5 enfin, on observe une bonne cohérence entre les mesures d'humidité du sol par gravimétrie et à la sonde à neutrons, sauf dans les horizons profonds 90-120 et 120-140 cm (sous-estimation de la sonde à neutrons). L'évolution du stock d'eau mesuré reflète bien le régime pluviométrique (figure 6.16). En terme de modélisation, les humidités de surface (0-20 et 20-40 cm) sont correctement restituées tant en dynamique qu'en valeur absolue, avec des écarts entre simulations et observations inférieurs à  $0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ . Plus profond (40-60 cm), on constate l'apparition d'une surestimation des humidités simulées de  $0,05$  à  $0,10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ , dès le jour 208. Cette surestimation est très probablement due à un paramétrage inadapté des propriétés hydrodynamiques de cet horizon, car les humidités sont relativement bien simulées dans les horizons du dessus, et suggèrent une bonne restitution des flux. De plus, le ruissellement étant quasiment nul sur cette parcelle (figure 6.17), nous ne faisons pas d'erreur importante sur la quantité d'eau s'infiltrant dans le sol. Ceci corrobore les interprétations précédentes des surestimations des humidités simulées dans les autres PE en dessous de 40 cm. En milieu et bas de profil (60-140 cm), la

représentation hydrodynamique du sol semble devenir progressivement mieux adaptée, et la dynamique hydrique est à nouveau correctement restituée (écarts entre simulations et observations inférieurs à  $0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ).

En conclusion, la simulation de l'humidité du sol par le modèle PASTIS-paillis calé reproduit qualitativement assez bien la dynamique hydrique des quatre parcelles d'essais, à l'échelle du cycle. Quantitativement, en revanche, des écarts importants se manifestent sur toutes les parcelles (surestimation des humidités d'environ  $0,10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ). En surface, ces écarts sont *a priori* dus, d'une part à une mauvaise modélisation des pertes d'eau par évaporation en début de cycle, et d'autre part à une possible surestimation de l'infiltration, malgré la forte réduction des conductivités hydrauliques de surface lors du calage (tableau 6.9). En profondeur, les écarts résultent d'une part de la surestimation des humidités en surface, et d'autre part du paramétrage approximatif et schématique des propriétés de rétention du sol. Enfin, il ne faut pas oublier les incertitudes sur la mesure des variables climatiques (pluie, rayonnement, et *ETP*), qui peuvent affecter notablement les résultats du modèle.

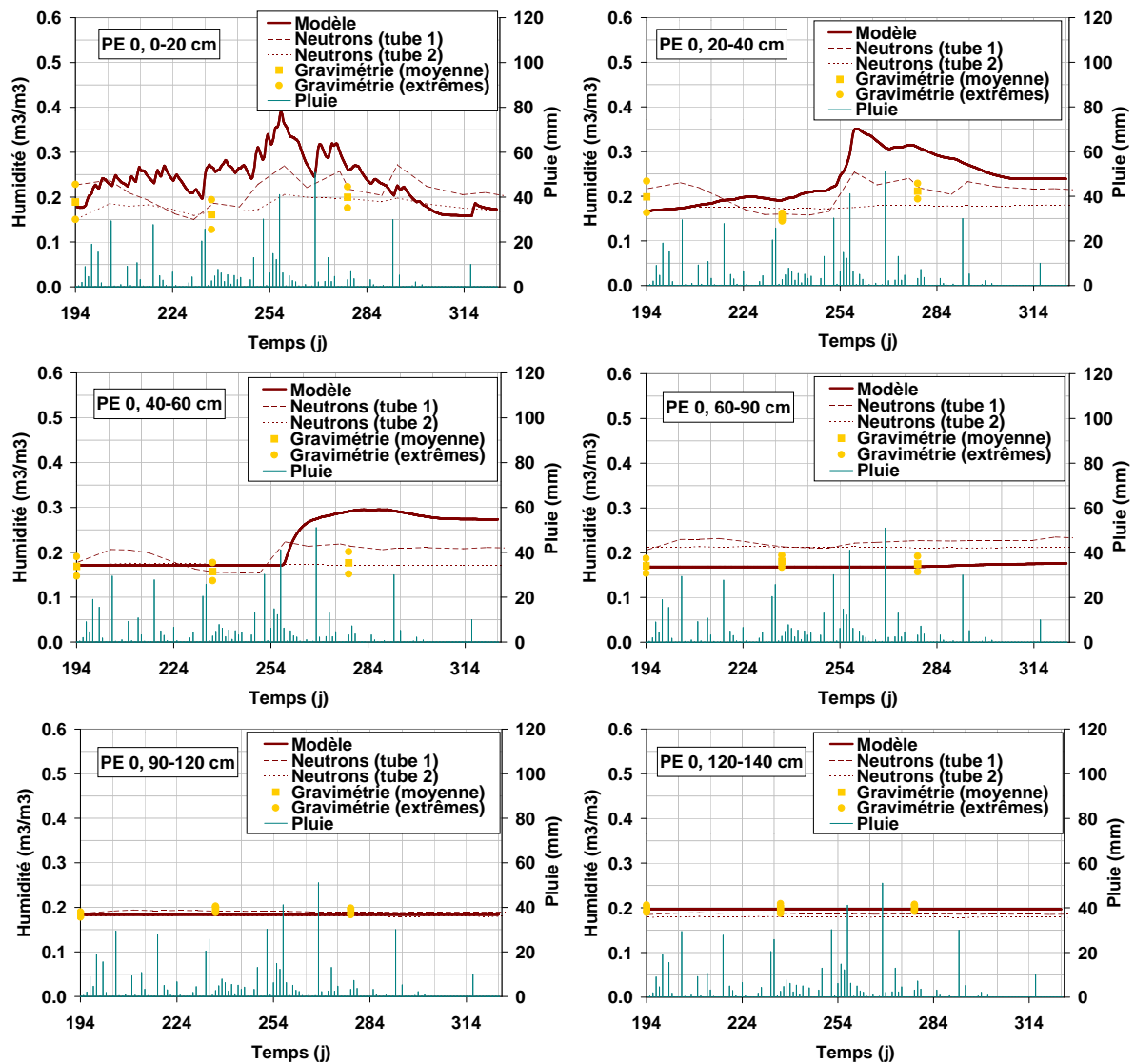


FIG. 6.13: Comparaison des évolutions d'humidités simulées et mesurées sur PE 0, pour le cycle de culture

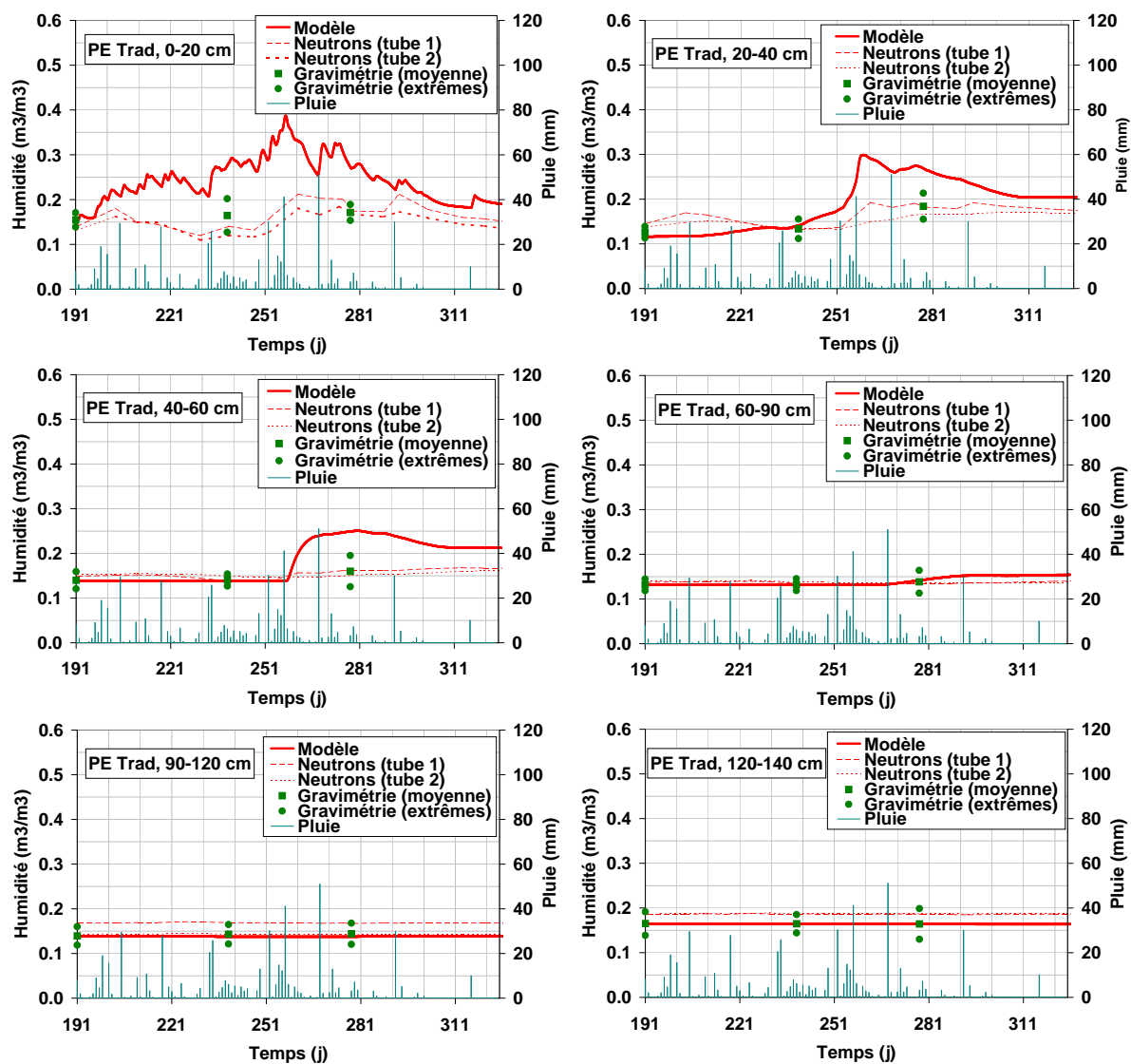


FIG. 6.14: Comparaison des évolutions d’humidités simulées et mesurées sur PE Trad, pour le cycle de culture

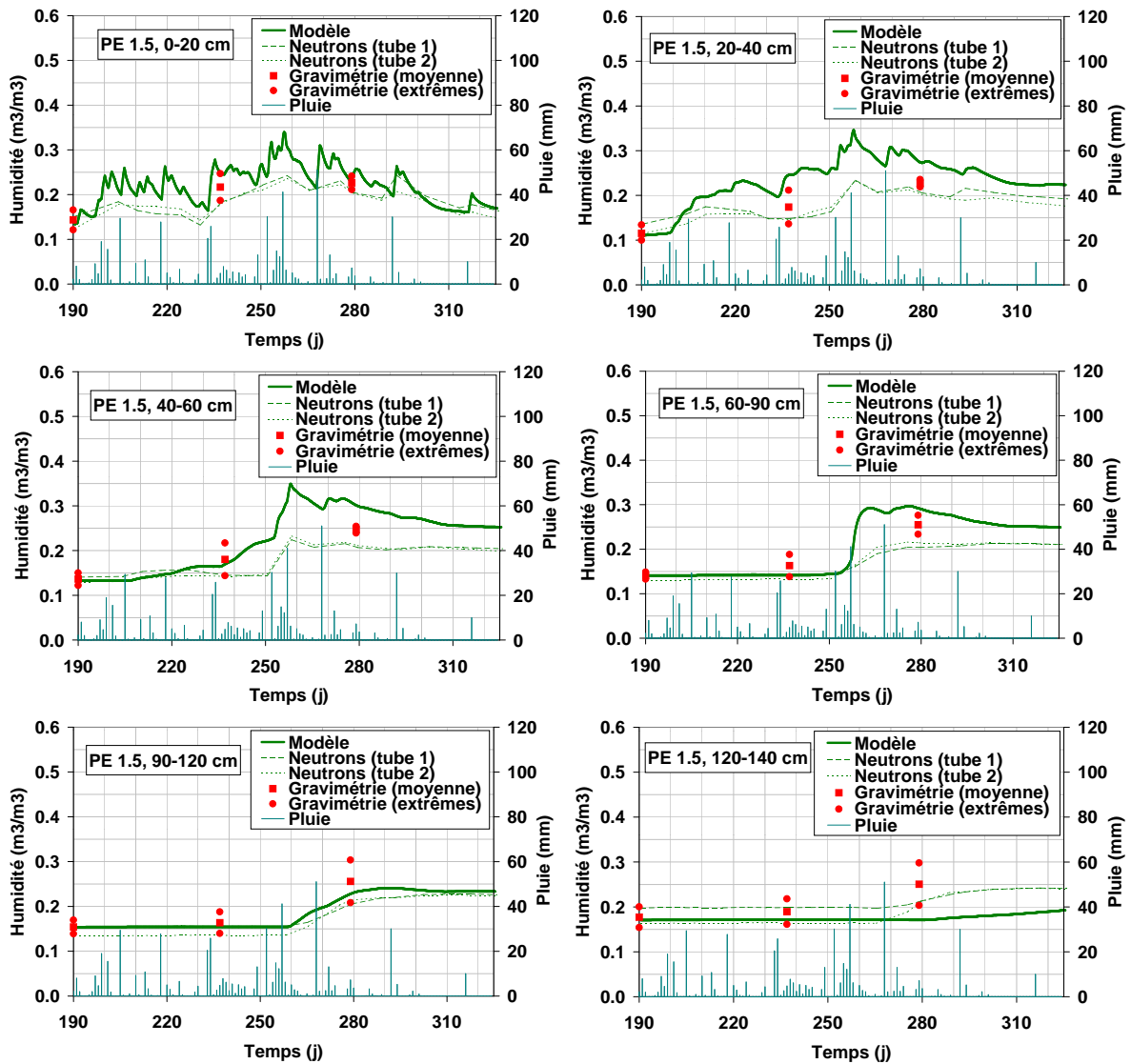


FIG. 6.15: Comparaison des évolutions d'humidités simulées et mesurées sur PE 1.5, pour le cycle de culture

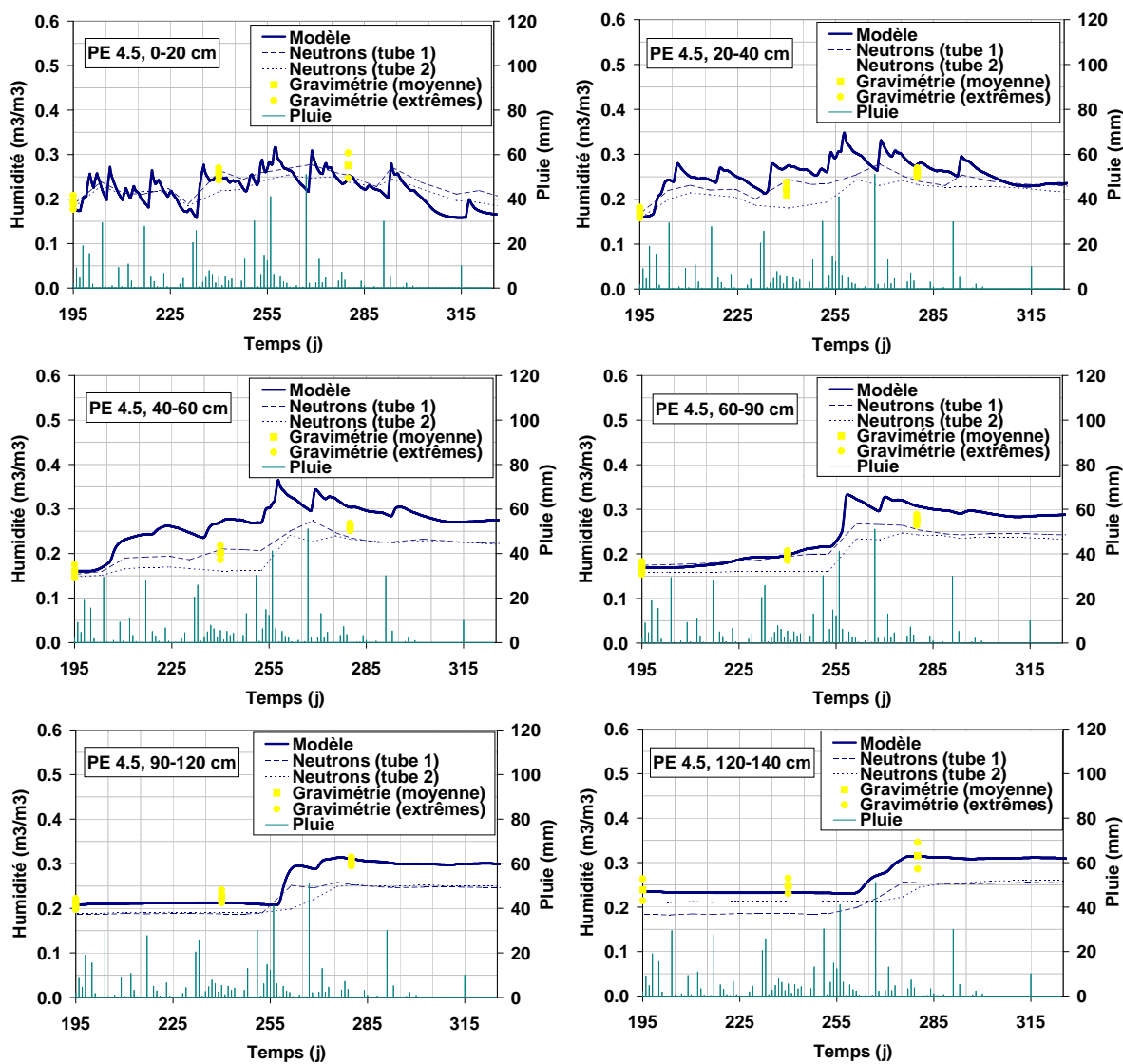


FIG. 6.16: Comparaison des évolutions d'humidités simulées et mesurées sur PE 4.5, pour le cycle de culture

- Pluie, ruissellement et infiltration

Nous examinons maintenant les résultats de simulation du ruissellement et de l'interception de la pluie par la culture et le paillis, le cas échéant. A cet effet, nous présentons les lames cumulées de pluie, de pluie arrivant au sol après interception et de ruissellement sur la figure (6.17), pour les quatre parcelles d'essais et la durée du cycle de culture. Nous précisons également la valeur des deux composantes de l'interception de la pluie (culture et paillis), sous forme de lames interceptées cumulées. Nous constatons tout d'abord que pour un cumul de pluie d'environ 540 mm (légères variations en fonction du jour de début de simulation), la culture intercepte de 24,7 mm (PE Trad) à 41,4 mm (PE 4.5), ce qui représente respectivement 4,6% à 7,8% de la lame de pluie (tableau 6.11). L'interception par le paillis est naturellement nulle pour les parcelles non paillées. Elle atteint 13,1 mm sur PE 1.5 et 30,9 mm sur PE 4.5, soit respectivement 2,4% et 5,8% de la lame de pluie. Le paillis intercepte moins que la culture mais contribue de façon non négligeable à réduire la pluie arrivant au sol. Si l'on cumule les deux composantes de l'interception on obtient jusqu'à 72,3 mm (PE 4.5), soit 13,6% de la pluie. L'interception s'avère donc un terme marginal, mais non négligeable, du bilan hydrique.

Variable	Unité	PE 0	PE 1.5	PE 4.5	PE Trad
<b>Pluie</b>	(mm)	<b>531,1</b>	<b>543,3</b>	<b>531,1</b>	<b>541,1</b>
Interception culture	(mm)	26,2	30,6	41,4	24,7
	(% pluie)	4,9	5,6	7,8	4,6
Interception paillis	(mm)	0,0	13,1	30,9	0,0
	(% pluie)	0,0	2,4	5,8	0,0
<b>Interception totale</b>	(mm)	<b>26,2</b>	<b>43,7</b>	<b>72,3</b>	<b>24,7</b>
	(% pluie)	4,9	8,0	13,6	4,6
<b>Ruissellement</b>	(mm)	<b>232,5</b>	<b>77,3</b>	<b>2,9</b>	<b>232,8</b>
	(% pluie)	43,8	14,2	0,6	43,0
<b>Infiltration</b>	(mm)	<b>272,4</b>	<b>422,3</b>	<b>455,9</b>	<b>283,6</b>
	(% pluie)	51,3	77,7	85,8	52,4

TAB. 6.11: Simulation des lames ruisselées, interceptée par la culture et par le paillis des quatre parcelles d'essais

Le cumul ruisselé (figure 6.17 et tableau 6.11) est très variable en fonction du traitement, et plus particulièrement de la biomasse de paillis. Il est quasiment nul sur PE 4.5 (2,9 mm), réduit sur PE 1.5 (77,7 mm) et important sur les parcelles non paillées PE 0 (232,5 mm) et PE Trad (232,8 mm). Ces valeurs représentent des coefficients de ruissellement de 0,6% sur PE 4.5, 14,2% sur PE 1.5, 43,0% sur PE Trad et 43,8% sur PE 0. Ces coefficients sont sensiblement plus faibles pour les traitements paillés, et du même ordre pour les traitements non paillés, que ceux obtenus dans le cadre de l'étude du

ruissellement (section 5.2.1.2). Enfin, l'infiltration est estimée de 272,4 mm sur PE 0 à 422,3 mm sur PE 1.5 et 455,9 mm sur PE 4.5. En d'autres termes, la recharge en eau est 67% supérieure dans PE 4.5 (55% supérieure dans PE 1.5), que dans PE 0.

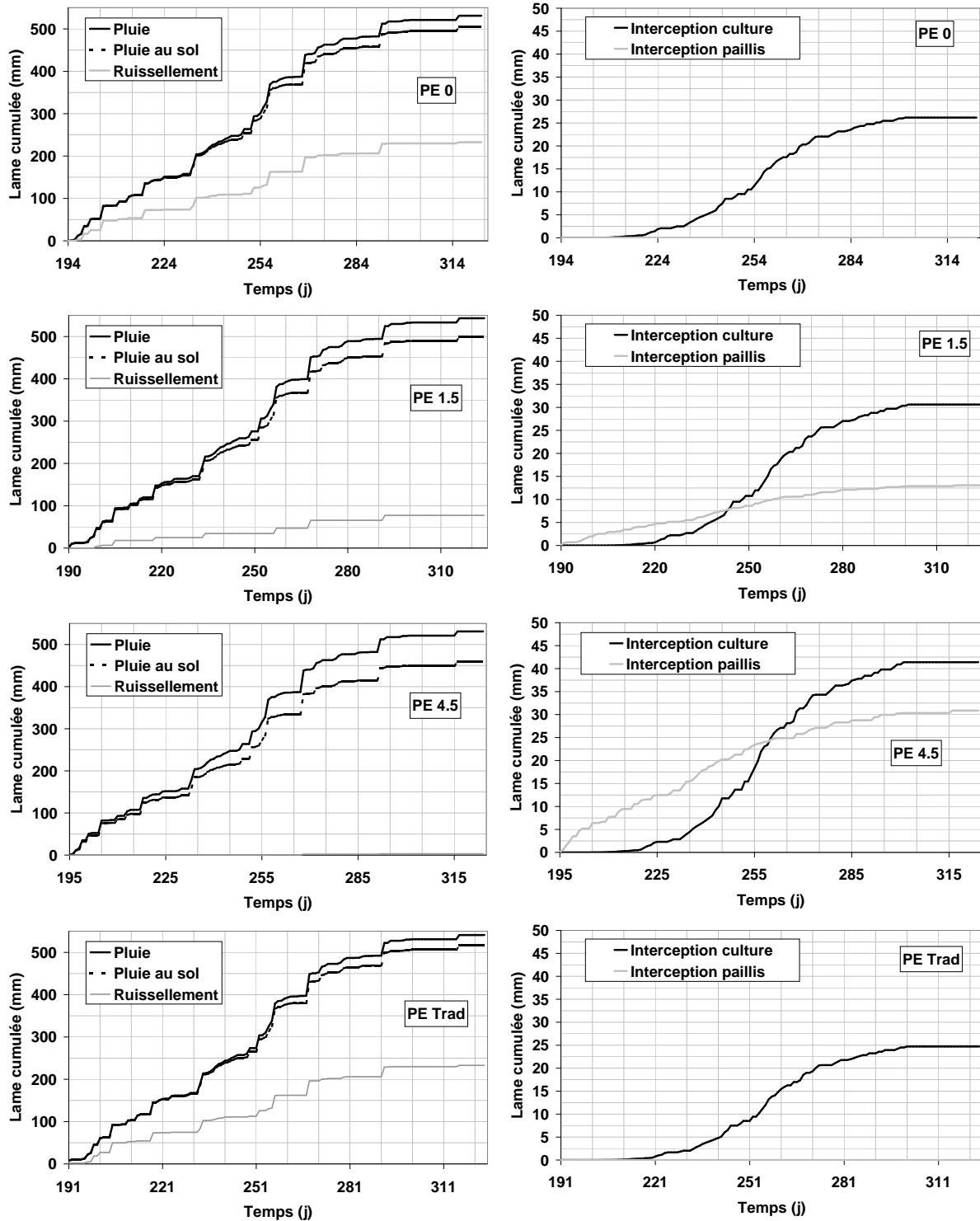


FIG. 6.17: Simulation de l'interception de la pluie et du ruissellement sur les quatre parcelles d'essais



- Évolution des réservoirs culture et paillis

Les deux séries de graphiques qui suivent, présentent la recharge en eau des réservoirs culture et paillis pour la période du jour 267 au jour 276. Cette période a été choisie parce qu'elle comprend des épisodes pluvieux variés : un gros épisode de 44 mm le jour 268, suivi d'épisodes plus petits du jour 268 au jour 274 (4 à 15 mm). Le cumul de toutes ces pluies atteint 76 mm. L'intensité pluvieuse moyenne est de  $27 \text{ mm.h}^{-1}$ , avec un maximum de  $144 \text{ mm.h}^{-1}$  durant la grosse pluie du jour 268.

Sur la figure (6.18), nous pouvons voir qu'en plein développement (figure 6.28) la culture est susceptible d'intercepter de 0,4 (PE 0) à 0,7 mm (PE 4.5) à chaque pluie. Une fois la pluie terminée, il suffit de quelques heures en milieu de journée, pour évaporer l'eau stockée sur ses feuilles (jour 268).

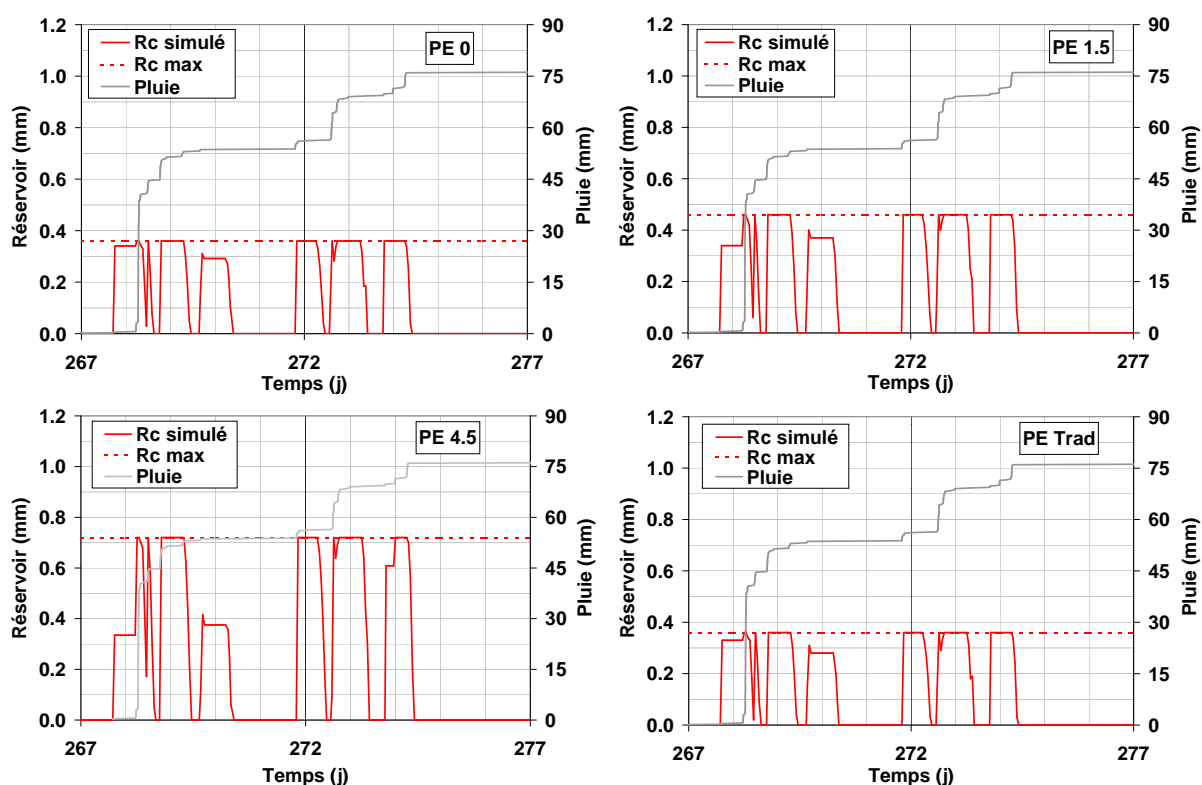


FIG. 6.18: Évolution du réservoir d'eau culture des quatre parcelles d'essais

La figure (6.19) montre la dynamique de recharge du paillis des parcelles PE 1.5 et PE 4.5. Nous observons tout d'abord la décroissance de la réserve maximale du paillis due à sa dégradation. Au moment du semis (jour 184), la réserve maximale vaut 0,5 mm sur PE 1.5 et 1,6 mm sur PE 4.5. 90 jours après semis, cette capacité maximale est réduite à 0,30 mm pour PE 1.5 et 0,85 mm pour PE 4.5, soit une réduction d'environ 45%. En terme d'interception, on vérifie bien qu'environ 80% de la recharge maxi-

male du paillis est atteinte pour une pluie moyenne (jour 274). Ceci justifie la valeur calée du paramètre  $\alpha_R$  de propension à la recharge en eau du paillis (équation (6.38)). Enfin le paillis met typiquement un jour pour se dessécher, ce qui est en accord avec les mesures de Arreola Tostado (1996).

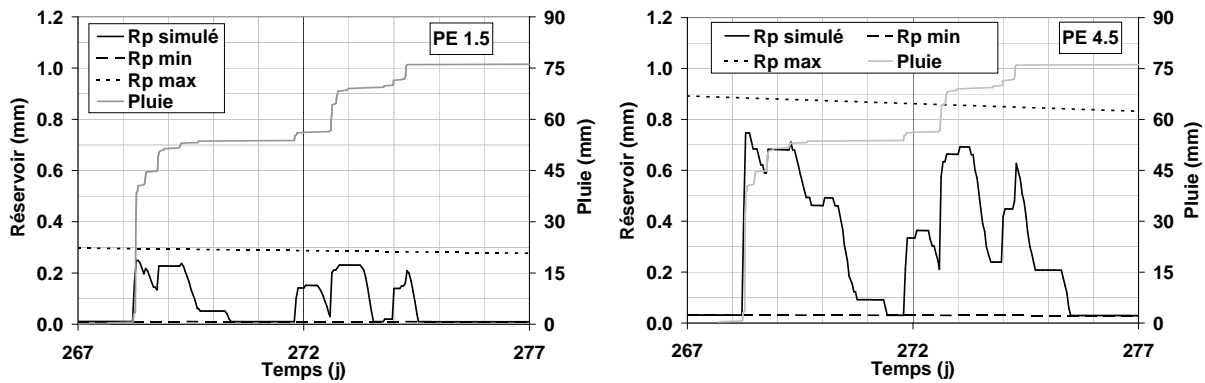


FIG. 6.19: Évolution du réservoir d'eau paillis de PE 1.5 et PE 4.5

- Évaporation, transpiration et drainage

Les flux d'évaporation, de transpiration et de drainage sont représentés sous forme de cumuls (figure 6.20) et de valeurs journalières (figure 6.21), pour les quatre parcelles d'essais. Nous avons distingué l'évaporation du sol et l'évaporation totale (sol + paillis), dans le cas des parcelles paillées (figure 6.20). La variable drainage est comptée positivement dans le cas d'un flux d'eau vers le bas, et négativement dans le cas de remontées capillaires. Les valeurs de toutes les variables en fin de cycle sont indiquées dans le tableau (6.12).

Variable	Unité	PE 0	PE 1.5	PE 4.5	PE Trad
<b>Pluie</b>	(mm)	<b>531,1</b>	<b>543,3</b>	<b>531,1</b>	<b>541,1</b>
Évaporation sol	(mm)	130,2	159,0	128,5	150,0
	(% pluie)	24,5	29,3	24,2	27,7
Évaporation paillis	(mm)	0,0	13,0	31,1	0,0
	(% pluie)	0,0	2,4	5,9	0,0
<b>Évaporation totale</b>	(mm)	<b>130,2</b>	<b>171,9</b>	<b>159,6</b>	<b>150,0</b>
	(% pluie)	24,5	31,6	30,1	27,7
<b>Transpiration</b>	(mm)	<b>125,5</b>	<b>142,8</b>	<b>215,5</b>	<b>90,8</b>
	(% pluie)	23,6	26,3	40,6	16,8
<b>Drainage</b>	(mm)	<b>-0,1</b>	<b>-3,4</b>	<b>-22,1</b>	<b>-0,1</b>
	(% pluie)	0,0	0,6	4,2	0,0

TAB. 6.12: Simulation des lames évaporées, transpirées et drainées des quatre parcelles d'essais

Nous observons que les parcelles non paillées ont un comportement semblable. Sur ces parcelles, la transpiration est limitée (125,5 mm sur PE 0 et 90,8 mm sur PE Trad), et toujours inférieure à l'évaporation (130,2 mm sur PE 0 et 150,0 mm sur PE Trad) (figure 6.20). On constate par ailleurs que les valeurs potentielles de transpiration plutôt faibles ( $\sim 1,5 \text{ mm.j}^{-1}$ ), ne sont quasiment jamais atteintes (figure 6.21). L'évaporation est également largement inférieure à sa valeur potentielle, sauf au milieu du cycle, lorsque la culture est bien couvrante (jour 235 à 295). Elle est relativement constante tout au long du cycle ( $\sim 1,5 \text{ mm.j}^{-1}$ ), puis s'infléchit légèrement vers le jour 300 ( $\sim 0,75 \text{ mm.j}^{-1}$ ). Les flux en bas de profils sont négligeables, ce qui est cohérent avec l'absence de recharge en profondeur sur ces parcelles déjà constatée (figures (6.13) et (6.14)).

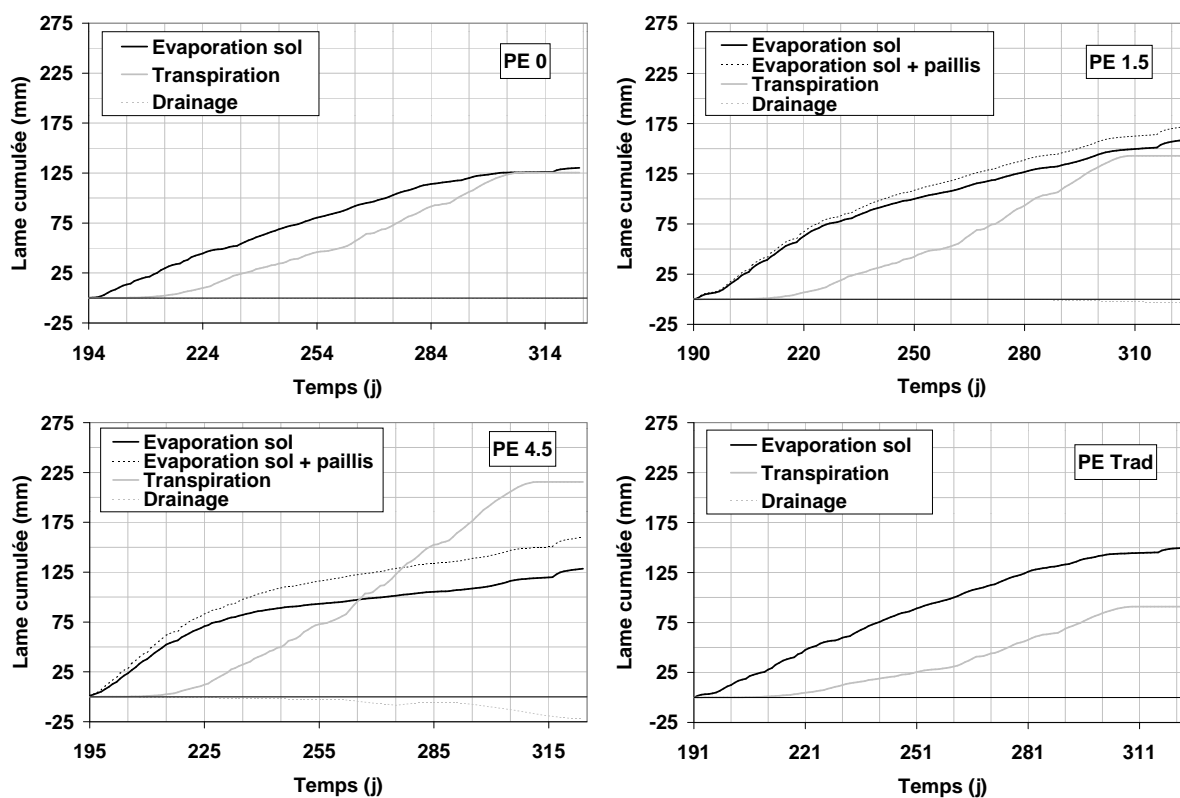


FIG. 6.20: Simulation des lames d'évaporation, de transpiration et de drainage des quatre parcelles d'essais

Sur PE 4.5 la transpiration (215,5 mm) est largement supérieure à l'évaporation (159,6 mm). Elle est presque toujours égale à la transpiration potentielle, plus élevée que pour les précédentes parcelles ( $\sim 3 \text{ mm.j}^{-1}$ ), car la plante est mieux développée (figure 6.28). L'évaporation du sol est légèrement inférieure à celles de PE Trad (-14%) et de PE 0 (-1%), à cause de la présence des pailles et d'un meilleur développement de la culture (figure 6.28). L'évaporation du sol est proche de sa valeur potentielle, sauf en

tout début de cycle (avant jour 200) et en fin de cycle (après jour 300). Elle présente une pente régulière et forte ( $\sim 2,5 \text{ mm.j}^{-1}$ ), tant que la culture ne réduit pas significatif la demande appliquée au sol (jusqu'au jour 225), puis une pente plus faible ( $\sim 0,75 \text{ mm.j}^{-1}$ ) jusqu'à la fin du cycle. Un flux à la base du profil apparaît dans la deuxième moitié du cycle (à partir du jour 261), lorsque les profils sont rechargés en eau (figures 6.15 et 6.16). Ce flux résulte du drainage et de remontées capillaires et change deux fois de signe au cours du temps. Toutefois, sa résultante est négative ( $-22,1 \text{ mm}$ ), ce qui signifie qu'à l'échelle du cycle le profil est rechargé par les remontées capillaires.

La parcelle PE 1.5 a un comportement intermédiaire. Sa transpiration ( $142,8 \text{ mm}$ ) est peu différente de son évaporation totale ( $171,9 \text{ mm}$ ). la transpiration potentielle oscille autour de  $2 \text{ mm.j}^{-1}$ , pour une plante moyennement développée (figure 6.28). L'évaporation du sol est supérieure à celles de PE Trad (+6%) et de PE 0 (+22%), malgré la présence de paillis. L'évaporation est proche de sa valeur potentielle, sauf en début de cycle (avant jour 240), et en fin de cycle (après jour 300).

Il est intéressant de voir que le paillis exerce des effets antagonistes sur le bilan hydrique. Tout d'abord, il intercepte (tableau 6.11) et évapore (figure 6.20) une partie de la pluie, perdue pour le système sol-plante. Ensuite, il facilite les flux d'eau à l'interface sol/atmosphère, en maintenant une forte conductivité hydraulique du sol en surface (tableau 6.9). Enfin, il réduit la demande évaporative appliquée au sol par sa couverture (équation (6.29)). Plus la biomasse de paillis est importante, plus ces effets se font sentir (figure 6.20). Sur PE 1.5 couverte à 30% par un paillis de  $1,5 \text{ t.ha}^{-1}$ , la résultante de ces effets est une évaporation totale 32% supérieure à celle de PE 0 (15% supérieure à celle de PE Trad). Sur PE 4.5 couverte à 70% par un paillis de  $4,5 \text{ t.ha}^{-1}$ , la résultante est une évaporation totale 23% supérieure à celle de PE 0 (6% supérieure à celle de PE Trad). On constate donc une évaporation totale supérieure sur parcelles paillées que sur parcelles non paillées. En conclusion, les quantités de paillis appliquées ne permettent pas de réduire l'évaporation totale du système sol-paillis à une valeur inférieure à l'évaporation de PE 0. Ceci confirme l'idée que l'effet d'un paillis de couverture partielle sur l'évaporation n'est pas un phénomène majeur (section 3.2.2.4).

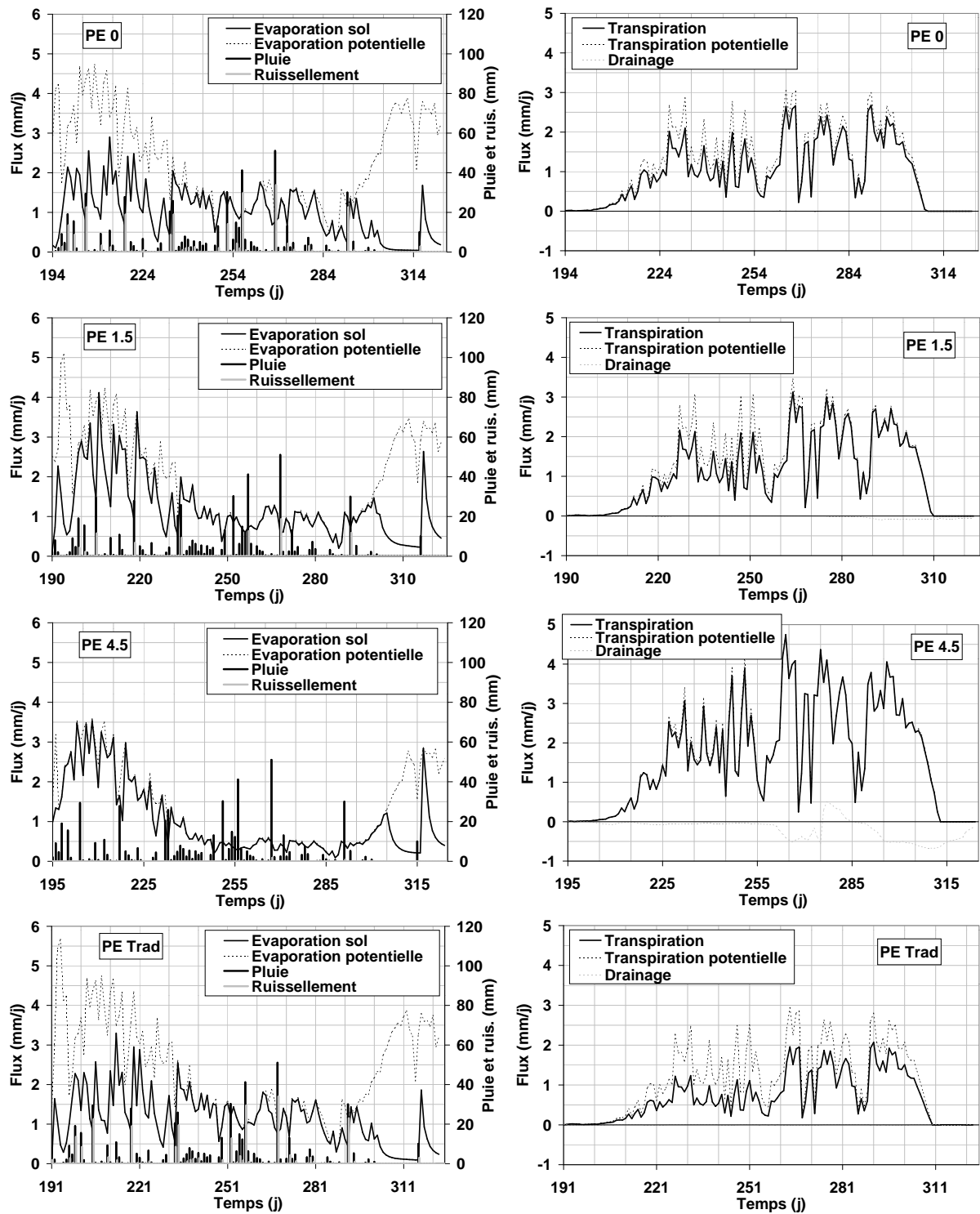


FIG. 6.21: Simulation des flux d'évaporation, de transpiration et de drainage des quatre parcelles d'essais

**Bilan thermique** - Nous cherchons à estimer dans cette section la qualité de restitution de la température du sol et du paillis par PASTIS-paillis.

- Température du sol

Les températures simulées et mesurées sont présentées sur les figures (6.22) et (6.23). Sur ces deux figures, les graphiques de gauche (jours 206 à 212) sont représentatifs du début de cycle, où la plante est peu développée. Ceux de droite (jours 274 à 279) le sont du milieu de cycle, où la plante est bien développée et couvre mieux le sol, comme en témoigne l'évolution de son indice foliaire (figure 6.28).

Le modèle PASTIS-paillis ne calcule pas un bilan énergétique de surface détaillé. Il utilise une formule empirique estimant la température de surface en fonction des données climatiques et de l'état hydrique de la culture (section 6.1.1.1). Ce calcul n'est pas adapté au cas où la culture n'est pas encore suffisamment développée. Ceci explique pourquoi l'estimation des températures de surface (1,5 à 4 cm) est mauvaise du jour 206 au jour 212, pour toutes les parcelles d'essais. On observe en effet des écarts entre simulations et observations d'approximativement 10°C en milieu de journée. Le modèle sous-estime fortement la température de surface à ce moment. La nuit l'accord entre modèle et expérience est plus satisfaisant, malgré une remontée précoce de la température simulée dans la deuxième moitié de la nuit. A 30 cm et 100 cm, les températures simulées et observées sont en phase et les amplitudes sont bien restituées, sur toutes les parcelles. Les écarts entre simulations et observations sont inférieurs à 3°C. Du jour 274 au jour 279 (figures 6.22 et 6.23), les températures de surface sont mieux simulées, car la plante est plus développée et entraîne un meilleur calcul de la température de surface. D'une façon générale, on constate une bonne restitution de l'amplitude des signaux et, mis à part un problème de forme du cycle journalier simulé, les écarts entre simulations et observations sont de l'ordre de 2 °C. Sur PE 0, on observe une température mesurée à 3 cm largement plus forte qu'à 4 cm. Il est probable que la cote du capteur, estimée à 3 cm, soit en fait inférieure. Ceci expliquerait une si forte température. Dans le doute nous ne tiendrons pas compte de ce capteur et nous nous appuyerons sur celui à 4 cm. Enfin en profondeur (30 et 100 cm), les températures sont à nouveau bien simulées (écarts inférieurs à 3°C et signaux en phase), sauf sur PE 4.5 où les écarts atteignent 4°C.

En conclusion, en profondeur la température est assez bien simulée sur le cycle, pour toutes les parcelles. En surface, en revanche, la température est mal estimée en absence de culture. Il faut attendre que la plante soit suffisamment développée ( $LAI \simeq 1$ ), pour que la température de surface soit correctement simulée. Dans ces conditions, la précision du modèle en température est suffisante pour appréhender l'effet de la température sur les processus biologiques de transformation de la matière organique.

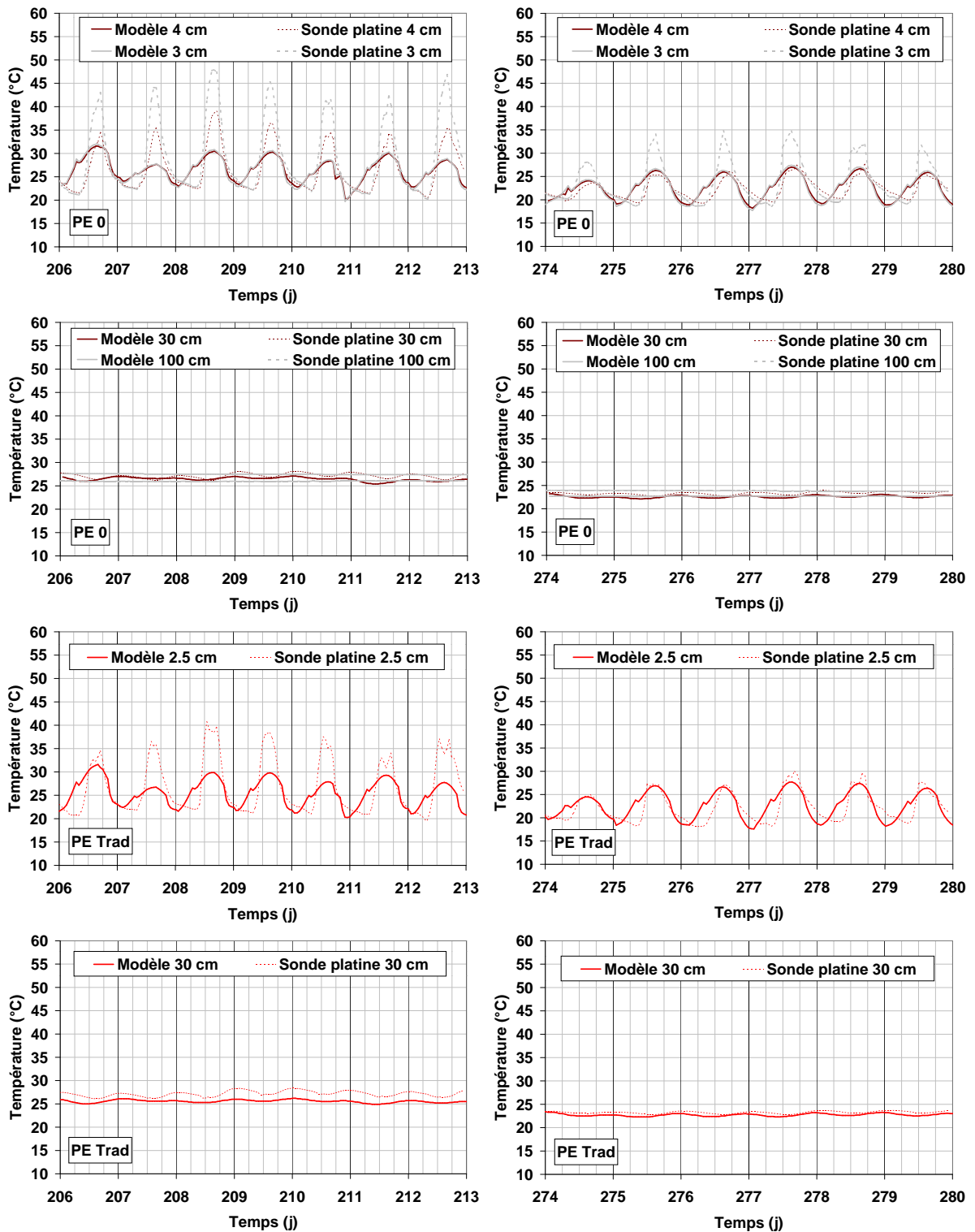


FIG. 6.22: Comparaison des températures du sol simulées et mesurées pour deux périodes (PE 0 et PE Trad)

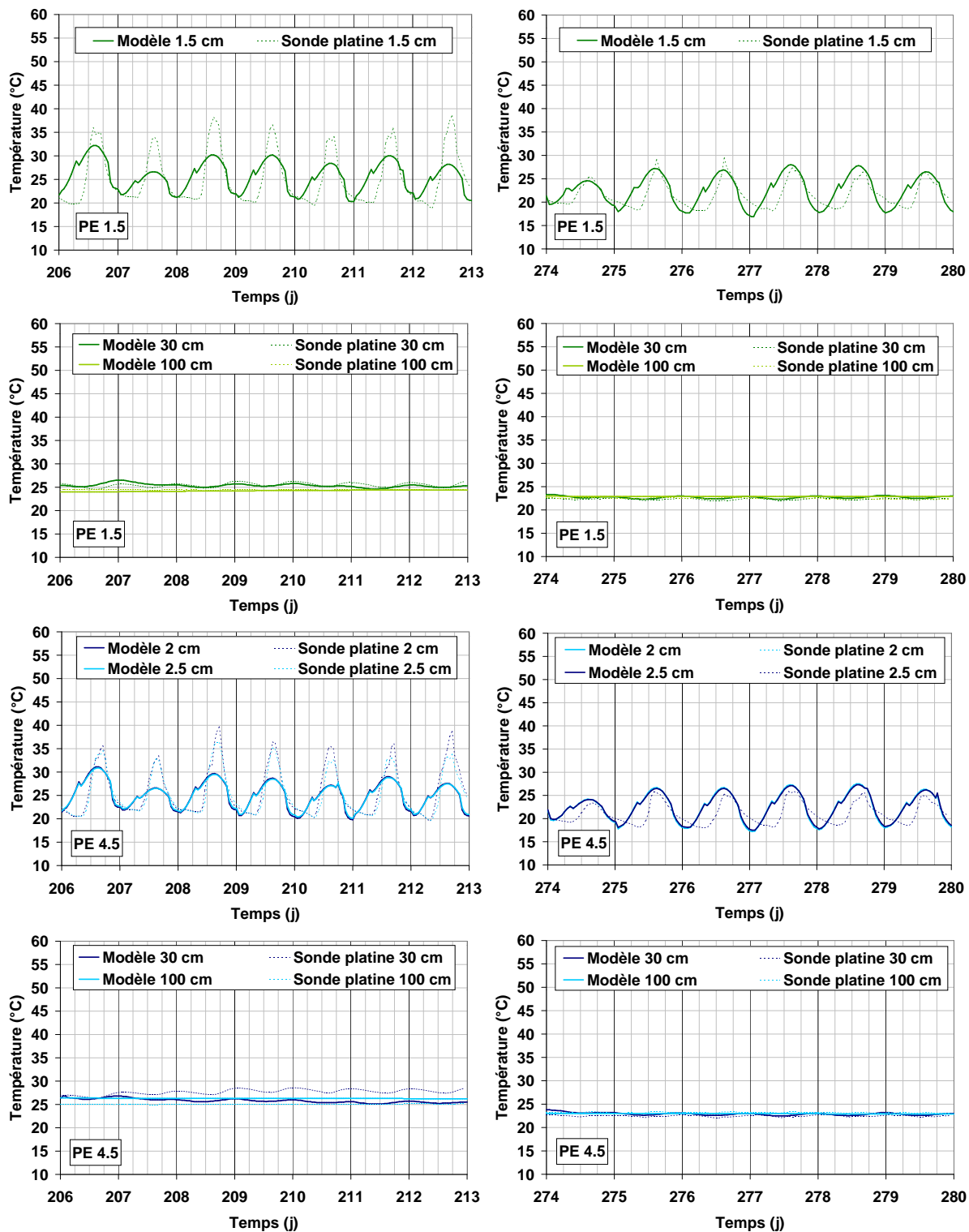


FIG. 6.23: Comparaison des températures du sol simulées et mesurées pour deux périodes (PE 1.5 et PE 4.5)



- Température du paillis

Les températures du paillis simulées par PASTIS-paillis et mesurées sont présentées sur la figure (6.24), du jour 206 au jour 212 (plante très peu développée), pour PE 1.5 et PE 4.5. La température simulée est la température moyenne du paillis. Les températures mesurées sont celles des pailles de la parcelle d'évaporation PEv15. La température de l'air a également été tracée sur la figure (6.24).

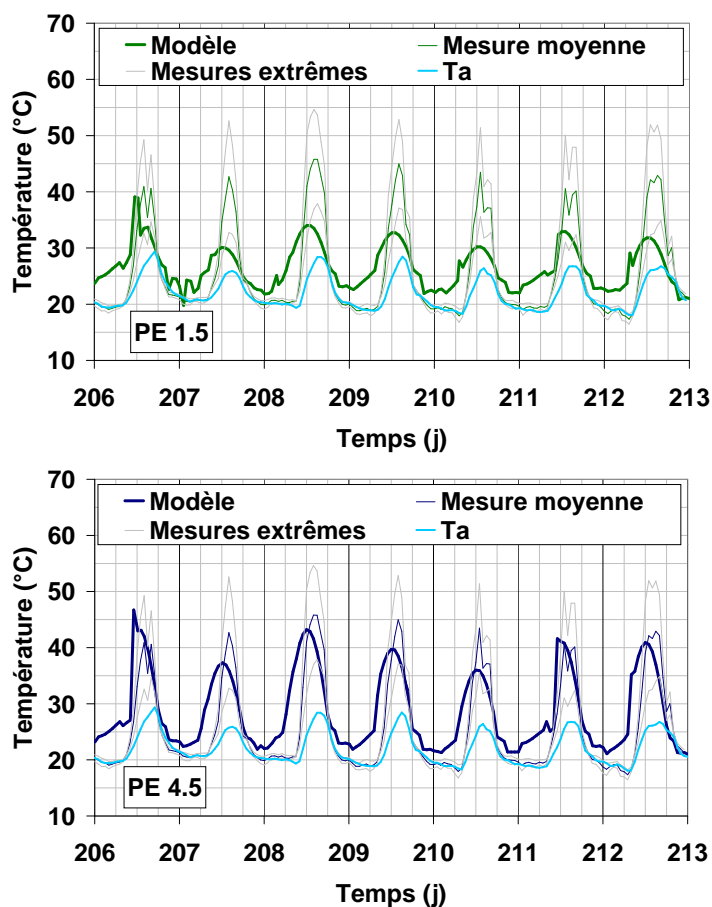


FIG. 6.24: Comparaison des températures du paillis simulées et mesurées (PE 1.5 et PE 4.5)

Nous voyons tout d'abord que sur PE 4.5, le calage de la constante empirique des échanges thermiques entre paillis et atmosphère,  $k_T$  ( $W.K^{-1}.m^{-2}$ ), conduit à une restitution acceptable de la température du paillis. Les écarts entre températures moyennes simulée et mesurée sont généralement inférieur à  $5^{\circ}C$ . On observe néanmoins une avance de la simulation sur la mesure ( $\sim 3$  heures) et un biais systématique la nuit, où la température simulée est toujours supérieure à celle mesurée ( $\sim 5^{\circ}C$ ). En fait, la nuit la température du paillis se met en équilibre avec celle de l'atmosphère, ce qui n'est pas reproduit par le modèle.

Sur PE 1.5, il semble que la valeur calée de  $k_T$  entraîne une sous-estimation de l'amplitude thermique ( $\sim 50\%$ ) dans le paillis. Il faut toutefois être nuancé dans l'interprétation des résultats sur cette parcelle. En effet, le paillis de PE 1.5 est très peu couvrant (30%), et doit subir un régime thermique particulier (vent très pénétrant et échanges thermiques importants avec l'atmosphère). Il est vraisemblable que les mesures de température effectuées dans le paillis de couverture totale de PEv15, ne soient pas applicables à PE 1.5. En outre, les températures simulées par PASTIS-paillis ne semblent pas irréalistes. Elles sont peut-être légèrement sous-estimées, mais l'absence de mesure ne nous permet pas de conclure. Enfin, il ne faut pas perdre de vue que la modélisation des échanges thermiques dans le paillis est frustrée et empirique. Il ne faut donc pas s'attendre à une simulation extrêmement précise de la température du paillis. Nous considérons plutôt que PASTIS-paillis constitue une bonne base, qu'il faudra améliorer en précisant les termes importants du bilan thermique d'un paillis.

**Bilan azoté** - Avant de discuter les termes du bilan azoté, nous tenons à rappeler les imprécisions, tant au niveau expérimental que de la modélisation, concernant ce bilan. Tout d'abord, les teneurs initiales en azote minéral (nitrate et ammonium) ont été estimées de façon très approximatives, et les mesures de contrôle réalisées en milieu et en fin de cycle se sont avérées inutilisables (section 6.1.2.1). En outre, la transformation du fertilisant *urée* en ammonium, puis en nitrate, est mal connue (section 6.1.2.1), surtout en milieu tropical (Recous *et al.*, 2000). Enfin, pour des températures de sol dépassant  $30^\circ\text{C}$ , la dégradation de la matière organique ne suit plus les lois cinétiques classiques (équation (6.5)); on voit apparaître un phénomène d'inhibition (Recous *et al.*, 2000), non pris en compte par PASTIS-paillis. Il faut donc considérer que la simulation des flux azotés que nous avons obtenue avec PASTIS-paillis est très approximative, et plus indicative que quantitative.

Les flux cumulés dans le temps de nitrification, dénitrification, fertilisation, lixiviation, et prélèvement d'azote minéral par la culture sont présentés sur la figure (6.25), sur le cycle de culture et pour les quatre parcelles d'essais. La quantité d'azote exporté par la culture, mesurée en fin de cycle, est également représentée sur cette figure.

Nous constatons que, pour les quatre parcelles d'essais, les quantités finales d'azote exporté par la culture sont fortement surestimées par le modèle (de 42% sur PE 4.5 à 70% sur PE 0). Ceci vient probablement en partie de trop fortes teneurs initiales en azote minéral (figure 6.6). La nitrification est nettement plus intense sur les parcelles paillées ( $\sim 100 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$  en fin de cycle), que sur les parcelles non paillées ( $\sim 40 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$  en fin de cycle). Ce comportement est dû aux meilleures conditions hydriques (plus forte humidité) des parcelles paillées (figure 6.10). La dénitrification est nulle pour toute les par-

celles tout au long du cycle (pas de condition anoxique suffisamment marquée). La fertilisation du jour 184 ( $23,3 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$  d'azote sous forme d'urée), antérieure au début de simulation, est censée être intégrée dans la condition initiale. La fertilisation du jour 224 ( $70 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$  d'azote sous forme d'urée) apparaît bien sur la figure (6.25). On observe la pénétration progressive de l'azote dans le sol, en même temps qu'une partie de l'urée se volatilise, est perdu par ruissellement ou immobilisation par la matière organique de surface ( $30 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$  d'azote). Ainsi, au fur et à mesure des pluies, on retrouve  $40 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$  d'azote minéral dans le sol au bout d'environ 15 jours sur PE 4.5 (forte recharge en eau), et 35 jours sur les autres parcelles. La lixiviation est négligeable sur toutes les parcelles, malgré un flux d'eau en bas de profil sur PE 1.5 et PE 4.5 (figures 6.15 et 6.16), car la concentration en nitrate est toujours très faible en profondeur ( $3,1 \cdot 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ ).

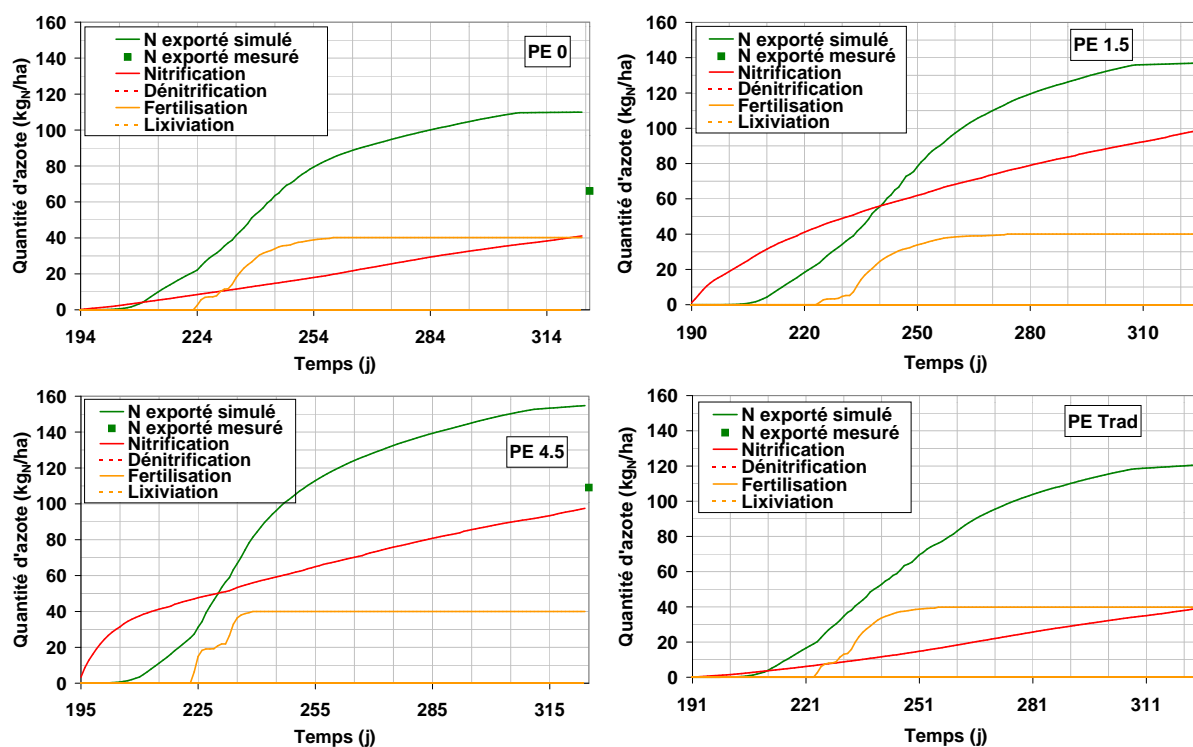


FIG. 6.25: Flux cumulés d'azote minéral dans le sol des parcelles d'essais

**Plante de culture** - Nous nous intéressons dans un premier temps aux indices de stress et à l'alimentation en eau et en azote de la culture. Dans un deuxième temps, nous analysons et confrontons aux mesures expérimentales, la simulation du développement de la culture (racines, *LAI* et matière sèche), sous les conditions environnementales propre à chaque parcelle.

- Indices de stress et alimentation en eau et en azote

Dans un premier temps, nous présentons les différents indices de stress qui affectent le développement de la plante. Il s'agit des indices de stress hydrique de transpiration,  $S_w$  (-), et de turgescence,  $S_{w,tur}$  (-), et de l'indice de stress azoté,  $S_N$  (-). La croissance de l'indice foliaire est modulée par l'indice  $S_{w,tur}$ , la production de matière sèche est régulée par le produit  $S_w S_N$  (section 6.1.1.1). Nous voyons (figure 6.26) que les stress hydriques sont nettement plus prononcés sur les parcelles non paillées que sur les parcelles paillées plus humides (figures 6.13 à 6.16).  $S_{w,tur}$  est presque toujours supérieur à 0,5 sur PE 1.5 et PE 4.5.  $S_w$  ne descend pas à moins de 0,7 sur PE 1.5 et reste constamment au dessus de 0,9 sur PE 4.5.  $S_{w,tur}$  est en revanche généralement compris entre 0,2 et 0,8 sur PE 0 et PE Trad.  $S_w$  est de l'ordre de 0,8 sur PE 0 et de 0,6 sur PE Trad. Les stress hydriques les plus forts se font sentir sur PE Trad, vraisemblablement à cause d'une colonisation racinaire moins dense en surface et plus étendue en profondeur (figure 6.29). Sur les parcelles paillées, la période de stress hydrique marqué est réduite (jours 220 à 255), mais pénalise la culture au moment de sa croissance la plus intense (figure 6.28). Sur les parcelles non paillées, la période de stress hydrique commence dès le jour 210 et se prolonge jusqu'en fin de cycle (jour 310), avec des atténuations passagères du stress suite aux pluies importantes (jour 256 : 41 mm, jour 267 : 51 mm, jour 271 : 13 mm).

Le stress azoté est assez peu marqué sur l'ensemble des parcelles ( $S_N$  toujours supérieur à 0,7). Il est quasiment inexistant sur PE Trad, à cause d'un stock initial en azote important jusqu'en profondeur (figure 6.6), et une croissance légèrement retardée de la culture (figure 6.28). Il apparaît sur les 3 autres parcelles à partir du jour 215 ou 220, sous forme d'un premier pic s'étendant sur 20 à 30 jours, qui correspond à la période de forte croissance de la culture (figure 6.28). Il disparaît momentanément, puis se manifeste à nouveau à partir du jour 260, de façon croissante jusqu'en fin de cycle ( $S_N \sim 0,8$ ). Nous verrons par la suite comment les stress affectent le développement de la culture.

L'alimentation en eau de la culture à déjà été évoquée (figures 6.20 et 6.21), lors de l'analyse des flux d'évaporation, de transpiration et de drainage. Elle montre que sur les parcelles non paillées la transpiration est limitée (91 à 126 mm), que les valeurs potentielles de transpiration sont plutôt faibles ( $\sim 1,5 \text{ mm.j}^{-1}$ ) et quasiment jamais atteintes, ce qui est bien en accord avec les courbes d'indice de stress hydrique de transpiration (figure 6.26). Sur les parcelles paillées, la transpiration est largement supérieure (143 à 216 mm), et souvent égale à la transpiration potentielle plus élevée (2 à 3  $\text{mm.j}^{-1}$ ). Ce résultat est à nouveau en bon accord avec la figure (6.26).

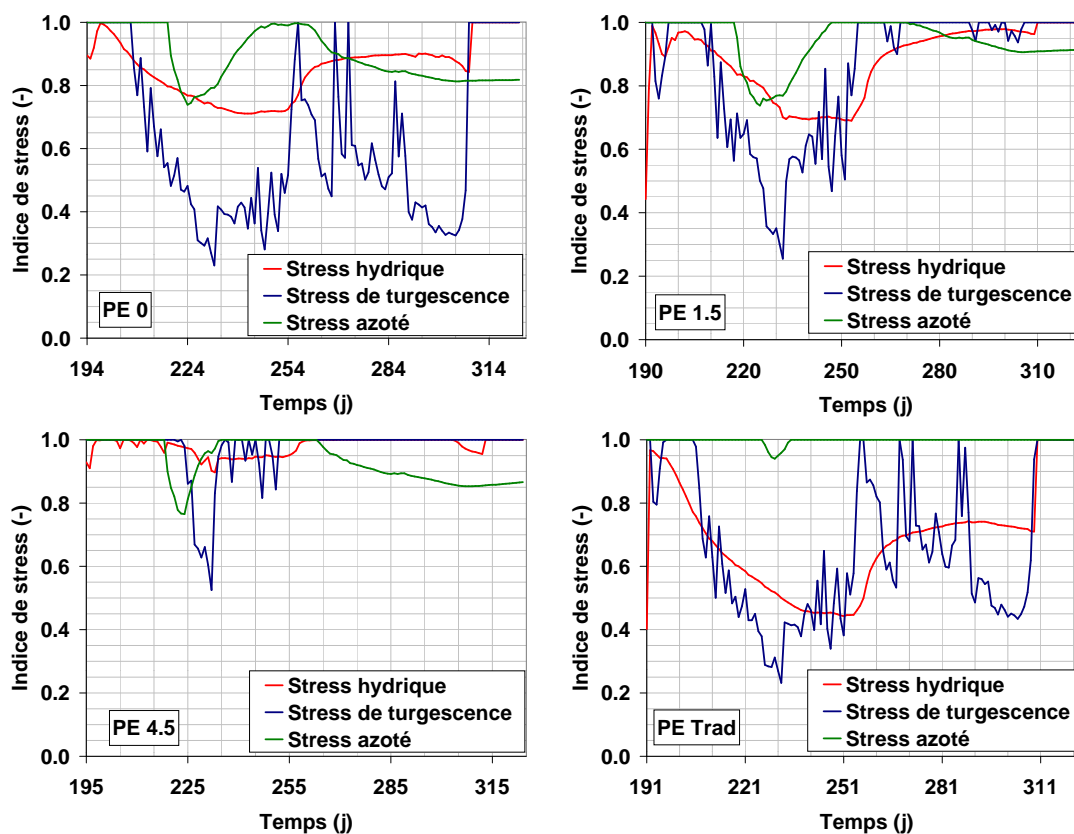


FIG. 6.26: Stress hydriques et azoté simulés pour les quatre parcelles d'essais

Nous détaillons maintenant l'alimentation en azote de la culture. Sur les graphiques de gauche de la figure (6.27), nous avons représenté pour les quatre PE, les flux simulés d'offres passive et active, de demande de la culture, et de son alimentation en azote minéral. Nous avons tracé en plus la quantité simulée d'azote exporté par la plante au cours du temps et la quantité mesurée d'azote exporté en fin de cycle. Sur les graphiques de droite, nous avons indiqué la teneur en azote simulée de la plante et la teneur en azote critique. La teneur en azote mesurée en fin de cycle est également représentée. Avec les réserves déjà exprimées quant au bilan azoté, nous commentons brièvement ces résultats. Nous constatons tout d'abord que l'offre active d'azote par absorption racinaire n'est jamais limitante. C'est l'offre passive du sol qui limite l'alimentation de la culture sur les quatre parcelles d'essais. L'insatisfaction de la demande se produit pendant la phase de développement de la culture (jours 210 à 235), puis à nouveau à partir du jour 250 et jusqu'en fin de cycle. Elle se traduit par des teneurs en azote de la plante inférieures aux teneurs critiques, comme nous l'avons vu sur la figure (6.26). Nous constatons par ailleurs que l'alimentation de la culture est plus forte sur les parcelles paillées et surtout PE 4.5 (jusqu'à  $5 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{j}^{-1}$ ), que sur les parcelles non paillées (toujours inférieure à  $3 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{j}^{-1}$ ). Cette alimentation est fortement

surestimée comme en témoigne les mesures d'azote exporté en fin de cycle. Toutefois, la production de matière sèche étant également surestimée (sauf PE Trad), les teneurs en azote simulées en fin de cycle sont assez proche de celles mesurées (sauf PE Trad).

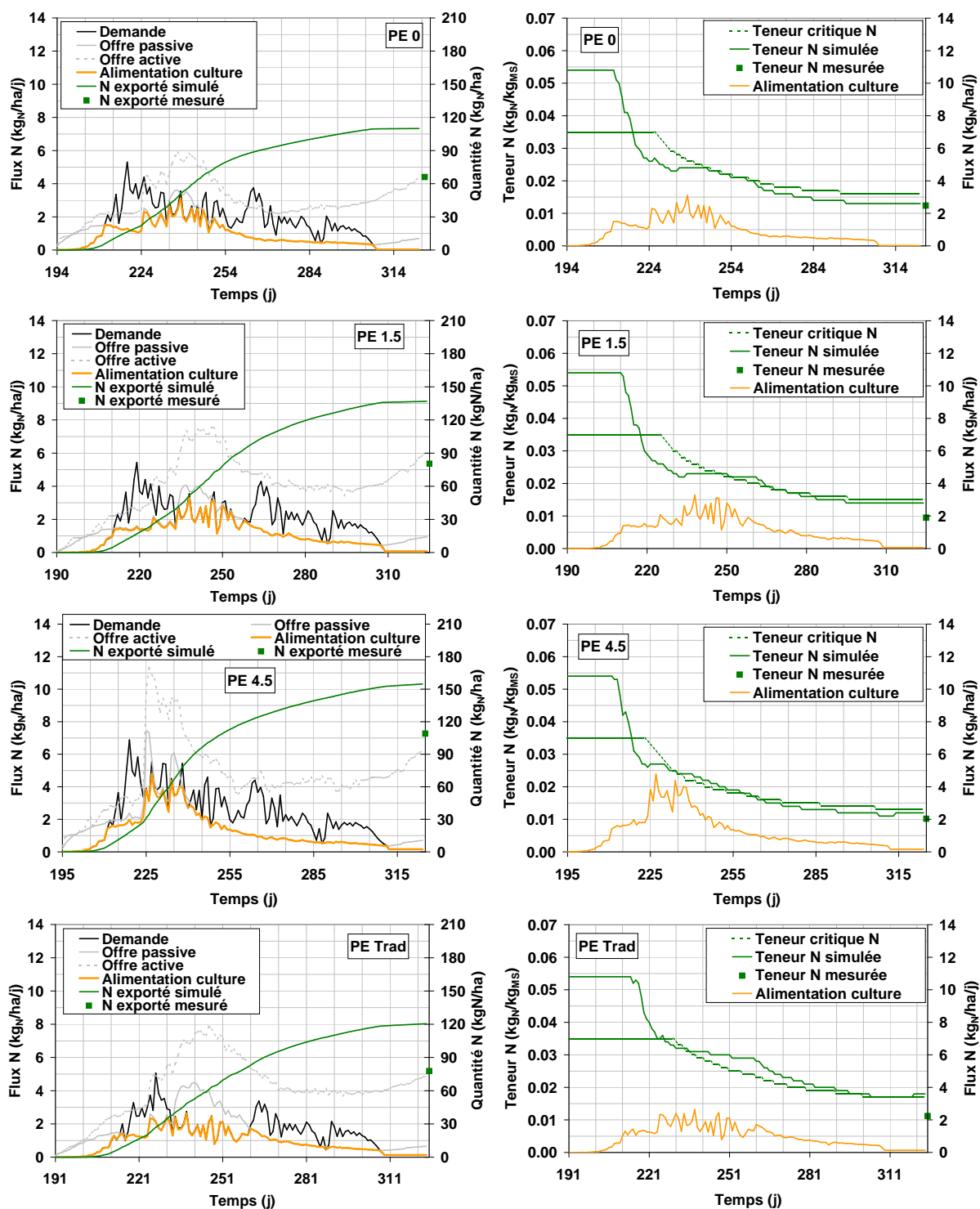


FIG. 6.27: Simulation et mesure de l'alimentation de la culture des quatre parcelles d'essais en azote

- Développement de la plante

Nous analysons le développement de la plante au travers des variables indice foliaire,  $LAI$  ( $m^2.m^{-2}$ ), densité racinaire,  $\rho_r$  ( $m.m^{-3}$ ) et matière sèche,  $MS$  ( $kg.ha^{-1}$ ).

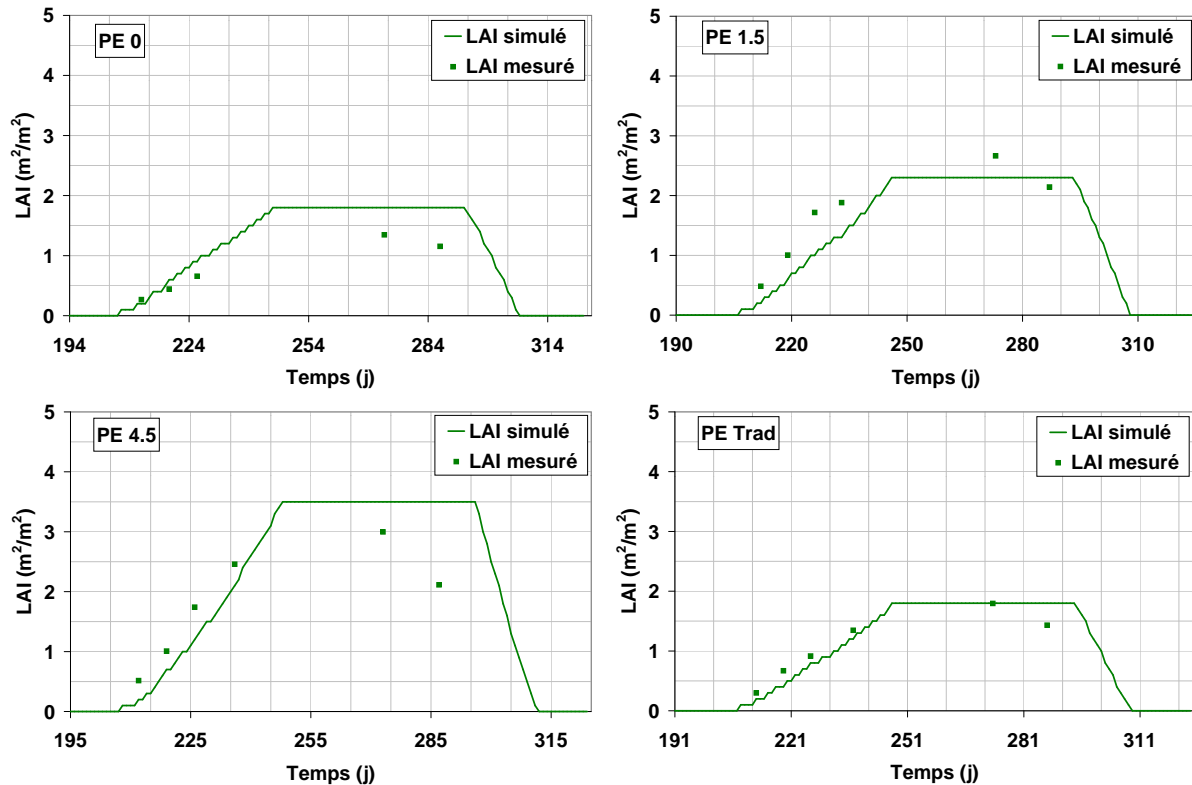


FIG. 6.28: Simulation et mesure de l'indice foliaire de la culture des quatre parcelles d'essais

Sur la figure (6.28), nous avons représenté les valeurs simulées et mesurées du LAI, pour chaque parcelle d'essai. Nous constatons, en première approximation, que la restitution des LAI par PASTIS-paillis est satisfaisante. Le classement des parcelles est respecté, même si les LAI simulés de PE 0 et PE Trad sont quasiment identiques. En observant plus en détail, on voit que le développement foliaire est légèrement sous-estimé sur PE 1.5, et surestimé sur PE 0 et PE 4.5. Enfin, il semble que la plante commence son développement un peu en retard (1 à 4 jours), et que sa sénescence soit également trop tardive (10 jours environ). Cette représentation approximative du développement de la plante est en partie due à une mauvaise connaissance des durées des stades phénologiques (tableau 6.3). Elle est également vraisemblablement la conséquence d'une sous-estimation du stress de la plante, qui conduit à une sous-estimation de la température de culture  $T_c$  ( $^{\circ}C$ ), du temps thermique  $T_{dev}$  ( $^{\circ}C.j$ ), et *in fine* à un retard de la croissance de la plante (section 6.1.1.1). Le retard du développement de la plante induit des biais

sur la dynamique hydrique des parcelles d'essais : la transpiration est surestimée à partir du jour 285 et entraîne une diminution trop importante des humidités dans les horizons de surface (figures 6.13 à 6.16).

Les profils de densités radicales simulés en début de cycle (jour 200), pendant la phase de croissance maximale de la plante (jour 220), et après avoir atteint le développement maximal du système racinaire (jour 273 à 275) sont représentés sur la figure (6.29), pour les quatre parcelles d'essais. Pour ce dernier stade, nous avons également tracé le profil de densités radicales mesurées pour chaque parcelle (section 6.1.2.1). Nous vérifions que le paramétrage de la croissance racinaire (tableau 6.4) permet de bien reproduire les profils de densités radicales mesurées. L'examen des profils du jour 200 et du jour 220 montre une forte croissance du système racinaire au cours de cette période. Ne possédant pas de mesures à ces dates, il nous est malheureusement impossible de savoir si les profils simulés du début de cycle, sont proches des profils réels.

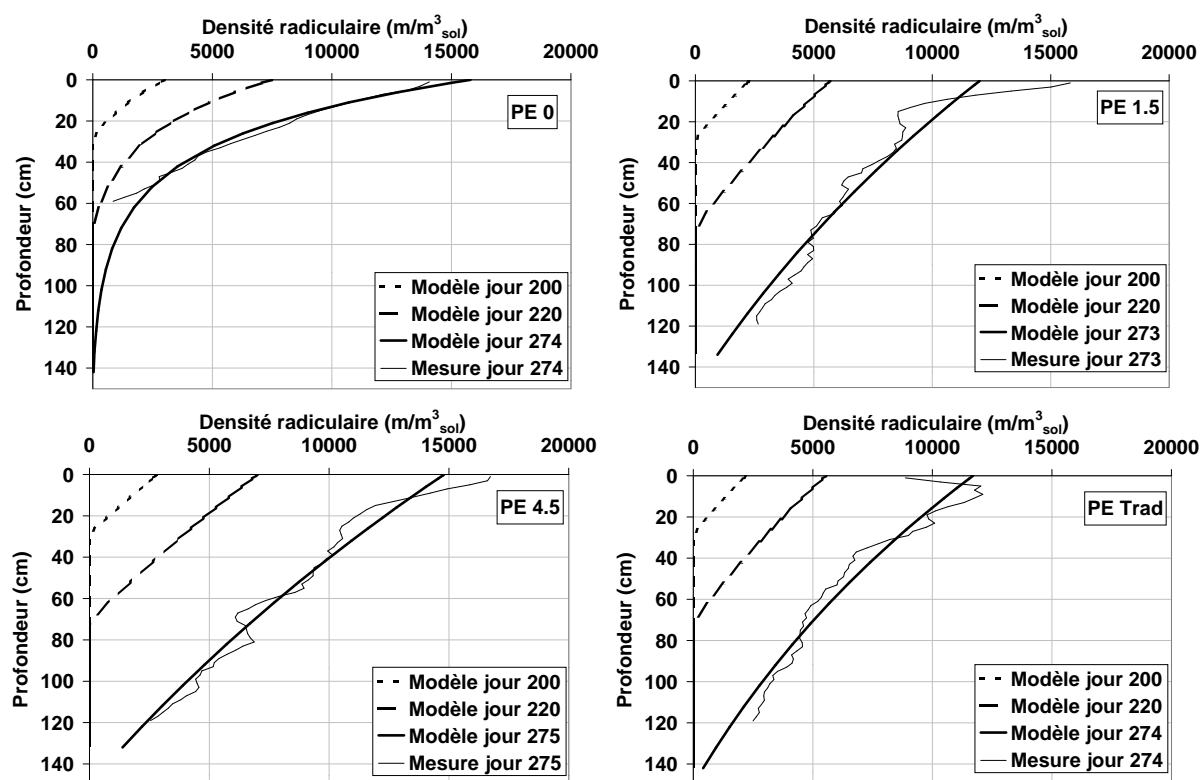


FIG. 6.29: Simulation et mesure de la densité racinaire de la culture des quatre parcelles d'essais

Pour terminer, nous examinons la production de matière sèche des quatre parcelles d'essais (figure 6.30). Nous constatons d'une façon générale une nette surestimation de la matière sèche par PASTIS-paillis (de 19% sur PE 1.5 à 60% sur PE 0). Ces écarts sont en fait à relativiser car la matière sèche



simulée par PASTIS-paillis prend en compte la biomasse racinaire, que l'on estime approximativement à  $1000 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ , et qui n'est pas comptabilisée dans l'estimation de la matière sèche mesurée.

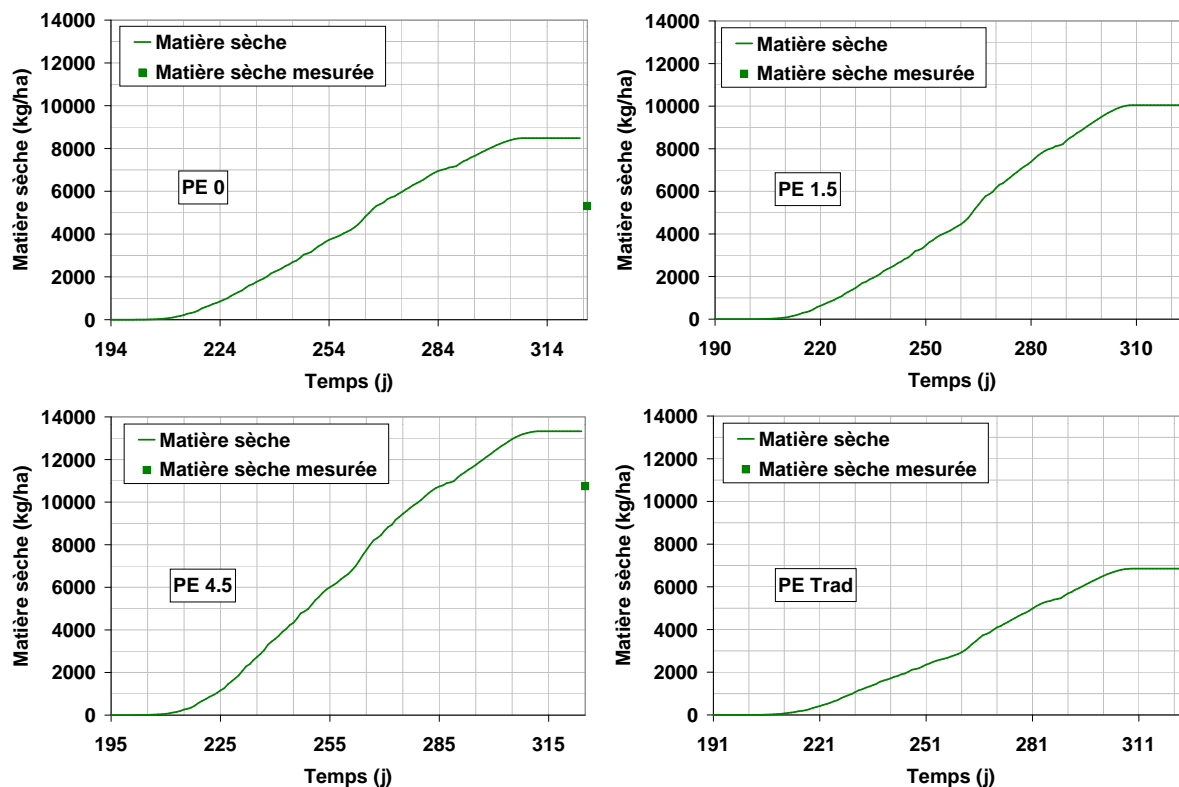


FIG. 6.30: Simulation et mesure de la matière sèche de la culture des quatre parcelles d'essais

La surestimation des matières sèches par le modèle est vraisemblablement due à une sous-estimation des stress. La trop forte recharge en eau du sol (figures 6.13 à 6.16) entraîne une surestimation de l'indice  $S_w$ , et donc une sous-estimation du stress hydrique. L'estimation élevée des teneurs initiales en azote minéral (figure 6.6) conduit à des stress azotés faibles tout au long du cycle (figure 6.26), et donc une production excessive de matière sèche. Le meilleur résultat pour PE Trad est la conséquence à la fois d'un enracinement profond (figure 6.29) et d'une absence de recharge en eau du sol en profondeur (figure 6.14). La conjonction de ces deux phénomènes entraîne un fort stress hydrique, qui suffit à limiter la production de matière sèche, en l'absence de stress azoté (figure 6.26).

En conclusion, la plante des quatre parcelles d'essais est relativement bien simulée en ce qui concerne son indice foliaire. Le peu de données concernant son système racinaire ne nous permet pas de savoir si la dynamique de colonisation racinaire est bien simulée. Nous constatons néanmoins une bonne simulation des densités racinaires au stade de développement maximal, sur toutes les parcelles. Enfin,

les matières sèches et les quantités d'azote exporté sont assez fortement surestimées. Ce défaut provient visiblement d'une sous-estimation des stress hydriques et azoté.

### 6.2.2.3 Estimation de la contribution des modifications du modèle

**Estimation de l'effet de l'interception de la pluie par le paillis et la culture** - Comme nous l'avons déjà vu (tableau 6.11), la lame cumulée totale de pluie interceptée est assez faible pour PE 0 (26,2 mm) et PE Trad (24,7 mm), mais plus conséquente sur PE 1.5 (43,7 mm) et surtout PE 4.5 (72,3 mm). Pour les parcelles paillées, c'est l'interception de la culture qui apporte la plus grande contribution. L'interception du paillis est mineure sur PE 1.5 (13,1 mm), mais devient non négligeable sur PE 4.5 (30,9 mm).

Afin de mieux visualiser l'effet d'interception de la pluie, nous avons représenté en pourcentages la lame cumulée de pluie interceptée par la culture  $P_c$ , la lame cumulée de pluie interceptée par le paillis  $P_p$  et la lame cumulée de pluie arrivant au sol  $P_s$ , pour les quatre parcelles d'essais (figure 6.31). Nous voyons ainsi qu'en terme de pourcentage, l'interception totale constitue 4,6 à 4,9% de la pluie sur les parcelles non paillées. Elle atteint 8,0 et 13,6% respectivement sur PE 1.5 et PE 4.5. L'interception de la pluie par la culture et le paillis s'avère donc marginale mais non négligeable. Ce n'est pas un phénomène de premier ordre mais il est justifié de ne pas le négliger.

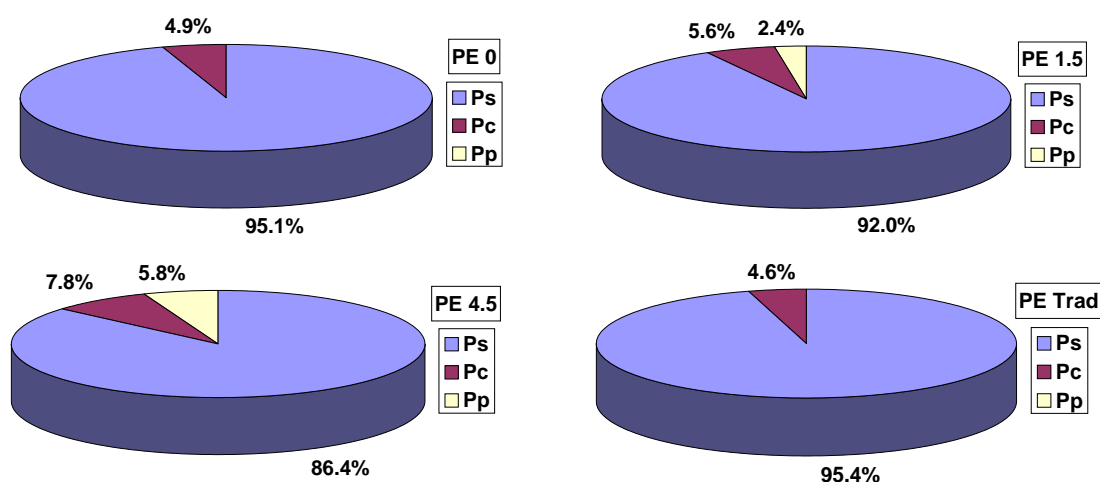


FIG. 6.31: Comparaison des interceptions simulées de la pluie pour les quatre parcelles d'essais

**Estimation de l'effet de la conductivité hydraulique à saturation de l'horizon de surface** - Afin d'estimer l'importance de la prise en compte de l'effet du paillis sur les propriétés hydrodynamiques du sol, et plus précisément la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$  de l'horizon de surface, nous analysons sur chaque parcelle la partition de la lame de pluie arrivant au sol  $P_s$ , en ruissellement et infiltration.

A cet effet, nous présentons sur la (figure 6.32) le rapport des infiltrations cumulées à  $P_s$ , pour chaque parcelle. Nous voyons qu'à courbe de rétentions identiques, la modification de  $K_s$  a un effet considérable sur l'infiltration. Sur PE 0 et PE Trad ( $K_s = 2 \cdot 10^{-7}$  et  $2,05 \cdot 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$  respectivement), la recharge en eau du sol par infiltration ne représente que 53,9% et 54,9% de  $P_s$  respectivement. Sur PE 1.5 ( $K_s = 2 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ ), l'infiltration atteint 84,5% de  $P_s$ . Enfin, sur PE 4.5 ( $K_s = 1,13 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ ), presque toute l'eau arrivant au sol s'infiltré (99,4%). L'effet du paillis sur  $K_s$  est donc fondamental, il entraîne des modifications du premier ordre sur les flux d'infiltration et de ruissellement. Ceci justifie *a posteriori* la prise en compte de valeurs différenciés de  $K_s$  de surface, tenant compte des différents traitements. Le calage de ce paramètre se révèle également indispensable car le modèle y est très fortement sensible.

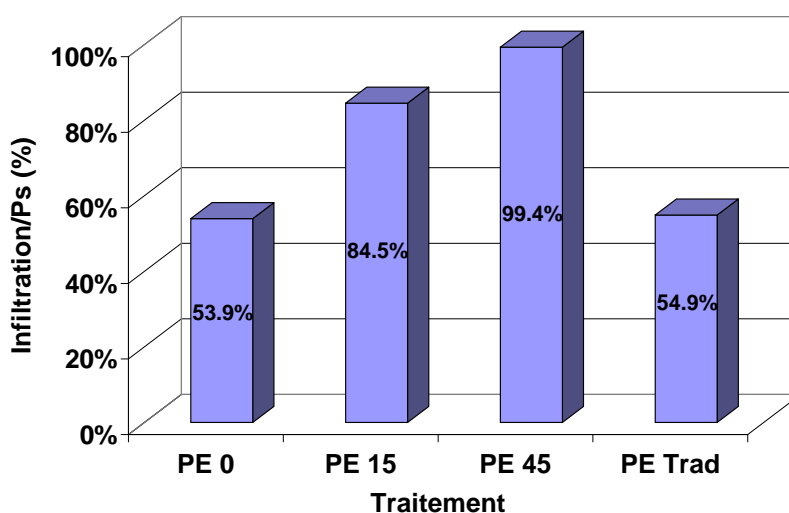


FIG. 6.32: Comparaison des infiltrations simulées pour les quatre parcelles d'essais

**Estimation des effets frottement, tortuosité et canalisation sur le ruissellement** - Pour évaluer ces effets sur le ruissellement des parcelles d'essais, nous avons effectué deux jeux de simulations supplémentaires. Dans un premier temps, nous avons désactivé le module de propagation du ruissellement de PASTIS-paillis (section 6.1.1.2) et considéré que le refus à l'infiltration était intégralement transformé en ruissellement (pas de réinfiltration). Dans un deuxième temps nous avons essayé de simuler le ruissellement sur PE 1.5, PE 4.5 et PE Trad, avec le modèle PASTIS-paillis en utilisant les valeurs de frottement, tortuosité et largeur mouillée de PE 0. Le résultat de ces simulations est illustré par la figure (6.33). Pour les quatre parcelles d'essais, on constate que les lames ruisselées simulées par PASTIS-paillis, par le module de refus à l'infiltration ou par PASTIS-paillis avec le paramétrage de PE 0, ont des valeurs très voisines. Les écarts entre les différentes simulations ne dépassent pas 2,2 mm en valeur absolue, ce qui

est inférieur aux erreurs commises lors de la résolution numérique des équations par le PASTIS-paillis. Nous considérons donc *a posteriori* que les effets du frottement, de la tortuosité et de la canalisation de l'écoulement sur le ruissellement sont négligeables devant celui de la conductivité hydraulique de surface (figure 6.32). Ce résultat est propre aux parcelles d'essais et n'était pas vrai sur les parcelles de ruissellement (section 5.2), même si l'on avait déjà noté une grande sensibilité du ruissellement aux paramètres hydrodynamiques sur ces parcelles. En conclusion, le refus à l'infiltration gouverne à lui seul l'intégralité de la physique du ruissellement sur les parcelles d'essais.

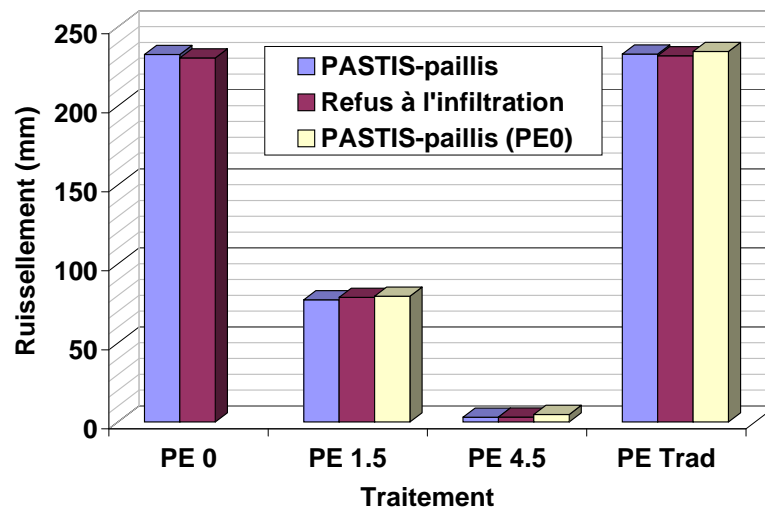


FIG. 6.33: Comparaison des ruissellements des quatre parcelles d'essais simulés de trois façons différentes

**Estimation de l'effet du module évaporation sur sol paillé** - Afin d'évaluer les effets du module évaporation sur sol paillé, nous avons désactivé l'effet de réduction de l'évaporation par le paillis, en fixant à zéro la propension de la couverture du paillis à réduire l'évaporation ( $\xi = 0$ ). Nous avons simulé dans cette configuration l'évaporation du sol des parcelles PE 1.5 et PE 4.5. Ces évaporations sont comparées à celles estimées par le modèle PASTIS-paillis (figure 6.20) sur la figure (6.34). On observe que la prise en compte du paillis entraîne, à l'échelle du cycle, une réduction de l'évaporation de 7,0% (11,1 mm) sur PE 1.5, et de 15,5% (23,5 mm) sur PE 4.5. Cette réduction est marginale mais non négligeable, surtout sur PE 4.5. Ceci justifie *a posteriori* la prise en compte de l'effet du paillis sur la réduction de l'évaporation dans la modélisation.

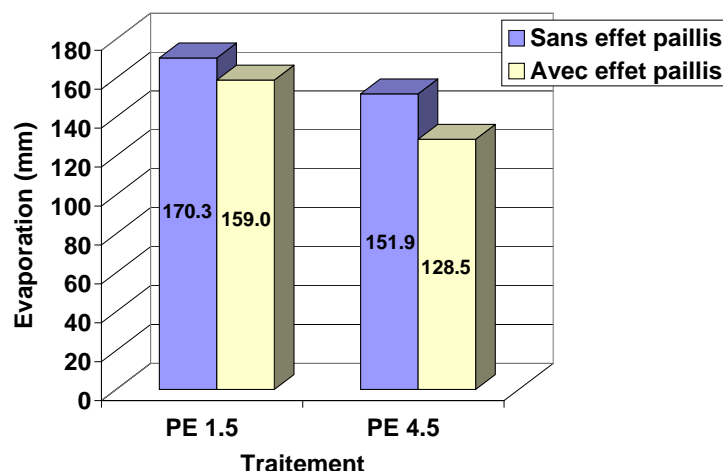


FIG. 6.34: Estimation de l'effet du paillis sur l'évaporation du sol (PE 1.5 et PE 4.5)

**Récapitulatif des divers effets modélisés et de leur intensité** - Une présentation synthétique de l'ensemble des effets du paillis sur le bilan hydrique, modélisé à l'échelle du cycle de culture, est donnée dans le tableau (6.13), pour notre contexte d'étude.

Effet	Paramètre	Intensité de l'effet	
		Appréciation quantitative <sup>a</sup>	Appréciation qualitative
Conductivité hydraulique du sol	$K_s$	+180 mm	Phénomène de 1 <sup>er</sup> ordre
Interception de la pluie par la culture	$LAI, a_{LAI}$	-40 mm	Phénomène de 2 <sup>nd</sup> ordre
Interception de la pluie par le paillis	$Q_p, \alpha_R$	-30 mm	Phénomène de 2 <sup>nd</sup> ordre
Évaporation du sol	$\xi$	+25 mm	Phénomène de 2 <sup>nd</sup> ordre
Propagation du ruissellement	$f, \tau, \alpha_l$	+2 mm	Phénomène négligeable

<sup>a</sup>Il s'agit de la lame d'eau approximative qui correspond à la contribution positive ou négative, d'un effet sur la recharge en eau du sol.

TAB. 6.13: Récapitulatif des effets modélisés du paillis et de la culture, et leurs contributions au bilan hydrique (paillis de 4,5 t.ha<sup>-1</sup>)

#### 6.2.2.4 Estimation globale des effets du paillis dans le contexte mexicain

Maintenant que nous avons évalué la pertinence et le poids de chacun des modules relatifs aux paillis, nous nous intéressons aux effets globaux du semis direct avec paillis de résidus sur les bilans hydrique et azoté, à l'échelle du cycle de culture. Tous les résultats présentés dans ce qui suit sont issus de la modélisation par PASTIS-paillis, calé comme il a été décrit dans la section 6.2.2.1. Les dates de simulation étant légèrement différentes d'une parcelle à l'autre (tableau 6.8), les cumuls de pluie ou d'ETP sont également légèrement différents.

**Bilan hydrique des quatre parcelles d'essais à l'échelle du cycle de culture** - Nous présentons dans un premier temps les bilans hydriques des quatre parcelles d'essais. Nous analysons ensuite les gains et les pertes d'eau relatives au semis direct avec paillis de résidus.

**Présentation générale** - Les termes du bilan hydrique des quatre parcelles d'essais sont issus des résultats déjà présentés (section 6.2.2.2). Ils sont récapitulés dans le tableau (6.14). Afin de visualiser l'effet des traitements sur la répartition de l'apport d'eau (pluie et éventuelles remontées capillaires), nous représentons en pourcentage de l'apport, les différentes composantes du bilan hydrique : interception de la culture et du paillis, ruissellement, évaporation du sol, transpiration de la culture, et variation de stock d'eau du sol (figure 6.35). Le drainage n'est pas représenté car le flux en bas de profil est soit nul, soit orienté vers le haut (remontées capillaires). On constate que le comportement des deux parcelles non paillées est analogue. Sur PE 0 et PE Trad, l'interception de la pluie est faible ( $\sim 5\%$ ), le ruissellement important ( $\sim 40\%$  de la pluie), et la recharge en eau du sol limitée ( $\sim 8\%$  de la pluie). La transpiration représente environ 20% de la pluie et reste inférieure à l'évaporation ( $\sim 25\%$  de la pluie). En présence de paillis, plus la biomasse est importante plus l'interception de la pluie devient forte (8 et 13,5%) et moins le ruissellement est conséquent (14 et moins de 1% de la pluie). La transpiration de la plante augmente également avec la quantité de paillis, de 26% de la pluie sur PE 1.5 à 41% de la pluie sur PE 4.5, l'évaporation restant comprise entre 24 et 30% de la pluie. La recharge en eau du sol est plus forte sur parcelle paillée ( $\sim 21\%$  de la pluie) que sur parcelle non paillée, mais ne dépend pas de la quantité de paillis. En conclusion, la présence de paillis augmente significativement l'infiltration. La plus grande quantité d'eau pénétrant dans le sol des parcelles paillées est utilisée par la plante pour transpirer - ce qui explique son meilleur développement (figure 6.28) - et contribue à une recharge importante et profonde du sol (figures 6.15 et 6.16).

En terme d'écart aux valeurs potentielles (tableau 6.14), on constate que l'évaporation est fortement limitée sur les parcelles non paillées ( $E_s/E_s^{pot} \simeq 0,45$ ), et de façon plus modérée sur PE 1.5 ( $ratio = 0,61$ ) et PE 4.5 ( $ratio = 0,75$ ). La transpiration est limitée sur PE Trad ( $Tr_c/Tr_c^{pot} \simeq 0,63$ ), mais plus proche de sa valeur potentielle sur les autres parcelles ( $ratio > 0,8$ ). Enfin, la résultante de ces deux flux, l'évapotranspiration, est à nouveau assez fortement limitée sur les parcelles non paillées ( $ET/ETP_{Penman} \simeq 0,55$ ) et se rapproche de sa valeur potentielle au fur et à mesure que la biomasse de paillis augmente ( $ratio = 0,67$  sur PE 1.5 et 0,84 sur PE 4.5).

Dans l'ensemble les simulations de PASTIS-paillis sont en relativement bon accord avec les travaux de Arreola Tostado (1996). Cet auteur a simulé le bilan hydrique des parcelles de ruissellement (section

5.1.2). Il calcule des ruissellements supérieurs à ceux simulés sur les parcelles d'essais, dus à la plus forte pente des parcelles de ruissellement. Il estime les évaporations du paillis de  $1,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$  à 10 mm (3% de la pluie) et celle du paillis de  $4,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$  à 29 mm (8% de la pluie), ce qui est en accord avec nos résultats. Il obtient en revanche des évaporations très différentes entre les traitements : 25% de la pluie en absence de paillis, 16% pour  $1,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$  de paillis, et 10% pour  $4,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$  de paillis. Nous n'avons pas retrouvé ce résultat et PASTIS-paillis simule des évaporation comprises entre 24% (PE 0 et PE 4.5) et 30% de la pluie (PE 1.5). En fait, Arreola Tostado (1996) a calculé l'évaporation à partir de l'équation de conservation de la masse. Ceci a pour effet de reporter toutes les erreurs du bilan hydrique sur l'évaporation et conduit visiblement à une surestimation de l'effet du paillis sur la réduction de l'évaporation.

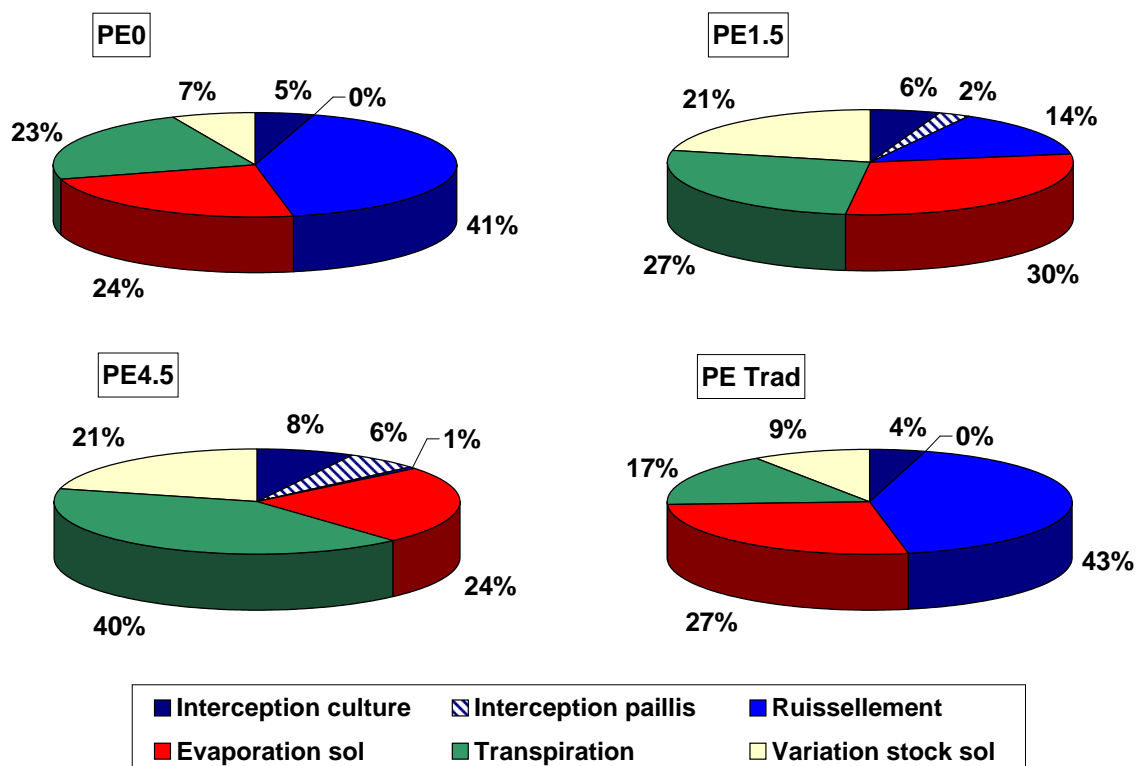


FIG. 6.35: Effet du traitement des parcelles d'essais sur les composantes du bilan hydrique à l'échelle du cycle de culture (pourcentage des apports)

**Analyse des gains et des pertes relatives au semis direct avec paillis de résidus -** Nous analysons maintenant plus en détail les effets du semis direct avec paillis de résidus et du traitement traditionnel, en étudiant les écarts entre ces traitements et le traitement semis direct sans paillis de PE 0 (tableau 6.15). Nous voyons que les gains d'eau du système sol, dus à la présence du paillis, sont substantiels, et d'autant

Terme bilan hydrique <sup>a</sup>	PE 0		PE 1.5		PE 4.5		PE Trad	
	(mm)	(%P) <sup>b</sup>	(mm)	(%P)	(mm)	(%P)	(mm)	(%P)
<b>Apport d'eau</b>								
$P$	<b>531,1</b>	<b>100%</b>	<b>543,3</b>	<b>100%</b>	<b>531,1</b>	<b>100%</b>	<b>541,1</b>	<b>100%</b>
<b>Pertes pour culture</b>								
$P_c$	26,2	4,9%	30,6	5,6%	41,4	7,8%	24,7	4,6%
$P_p = E_p$	0,0	0,0%	13,1	2,4%	30,9	5,8%	0,0	0,0%
<i>Ruis</i>	232,5	43,8%	77,3	14,2%	2,9	0,6%	232,8	43,0%
<i>Drainage</i>	-0,1	0,0%	-3,4	0,6%	-22,1	4,2%	-0,1	0,0%
$E_s$	130,2	24,5%	159,0	29,3%	128,5	24,2%	150,0	27,7%
$E_s^{pot}$	293,7	—	261,7	—	171,6	—	314,6	—
$Ratio^c E_s/E_s^{pot}$	0,443	—	0,607	—	0,749	—	0,477	—
<b>Total</b>	<b>388,8</b>	<b>73,2%</b>	<b>276,5</b>	<b>50,9%</b>	<b>181,6</b>	<b>34,2%</b>	<b>407,5</b>	<b>75,3%</b>
<b>Transpiration culture</b>								
$Tr_c$	<b>125,5</b>	<b>23,6%</b>	<b>142,8</b>	<b>26,3%</b>	<b>215,5</b>	<b>40,6%</b>	<b>90,8</b>	<b>16,8%</b>
$Tr_c^{pot}$	151,9	—	165,6	—	220,0	—	144,4	—
$Ratio^c Tr_c/Tr_c^{pot}$	0,826	—	0,862	—	0,980	—	0,629	—
<b>Stock d'eau sol</b>								
Stock initial	251,5	—	197,1	—	260,4	—	194,4	—
Stock final	288,0	—	312,3	—	373,5	—	246,0	—
Variation du stock	<b>36,5</b>	<b>6,9%</b>	<b>115,2</b>	<b>21,2%</b>	<b>113,1</b>	<b>21,3%</b>	<b>51,6</b>	<b>9,5%</b>
<b>Évapotranspiration</b>								
$ET = E_s + E_p + Tr_c$	255,6	48,1%	314,8	57,9%	375,2	70,6%	240,8	44,5%
$ETP_{Penman}$	451,8	—	468,5	—	446,2	—	462,9	—
$Ratio^c ET/ETP_{Penman}$	0,566	—	0,672	—	0,841	—	0,520	—

<sup>a</sup>Les termes sont exprimés sous forme de cumul sur le cycle de culture.

<sup>b</sup>Pourcentage de la pluviométrie.

<sup>c</sup>Ce *ratio* est sans unité.

TAB. 6.14: Bilan hydrique des quatre parcelles d'essais sur le cycle de culture (dates dans tableau (6.8))

plus importants que la biomasse de paillis au sol est forte (de 109 mm sur PE 1.5 à 185 mm sur PE 4.5). Le traitement traditionnel conduit en revanche à une utilisation de la ressource en eau légèrement moins bonne que PE 0 (19 mm). En ce qui concerne les parcelles paillées, le ruissellement est la variable qui explique l'essentiel des avantages du semis direct avec paillis de résidus (gain de 155 à 230 mm d'eau). La conductivité hydraulique de surface est le paramètre clef qui quantifie ces gains, en gérant la partition de la pluie en ruissellement et infiltration. Ensuite, des différences d'interception de la pluie et d'évaporation du sol contribuent à la marge et atténuent légèrement l'avantage des traitements paillés (tableau 6.15). En conclusion, le bilan hydrique du traitement traditionnel est en première approximation analogue au traitement semis direct sans paillis. En revanche, le semis direct avec paillis de résidus permet une exploitation de 35% de plus d'eau de pluie pour une biomasse de 4,5 t.ha<sup>-1</sup> (20% pour une



biomasse de  $1,5 \text{ t.ha}^{-1}$ ). Dans le contexte d'un climat semi-aride tropical (section 3.3), cet avantage peut-être déterminant pour la culture.

Écart sur terme du bilan hydrique	PE 1.5		PE 4.5		PE Trad	
	(mm)	(%P) <sup>a</sup>	(mm)	(%P)	(mm)	(%P)
<b>ΔRuissellement<sup>b</sup></b>	-155,2	-28,6%	-229,6	-43,2%	0,3	+0,1%
Contribution $K_s$	-153,0	-28,2%	-227,8	-42,9%	1,9	+0,3%
Contribution $f, \tau$ et $\alpha_l$	-2,2	-0,4%	-1,8	-0,3%	-1,6	-0,3%
<b>ΔInterception<sup>c</sup></b>	17,5	+3,2%	46,1	+8,7%	-1,5	-0,3%
Contribution plante	4,4	+0,8%	15,2	+2,9%	-1,5	-0,3%
Contribution paillis	13,1	+2,4%	30,9	+5,8%	0,0	+0,0%
<b>ΔÉvaporation<sup>d</sup></b>	28,8	+5,3%	-1,6	-0,3%	19,9	+3,7%
<b>Résultante</b>	<b>-108,9</b>	<b>-20,0%</b>	<b>-185,1</b>	<b>-34,9%</b>	<b>18,7</b>	<b>+3,5%</b>

<sup>a</sup>Pourcentage de la pluviométrie.

<sup>b</sup>Différence entre ruissellement sur la parcelle donnée et sur PE 0.

<sup>c</sup>Différence entre interception de la pluie sur la parcelle donnée et sur PE 0.

<sup>d</sup>Différence entre évaporation sur la parcelle donnée et sur PE 0.

TAB. 6.15: Estimation de l'effet des traitements sur les termes du bilan hydriques

**Bilan azoté des quatre parcelles d'essais à l'échelle du cycle de culture** - Pour finir, nous présentons les bilans azotés des quatre parcelles d'essais (tableau 6.16). Les données du tableau (6.16) sont reprises sur la figure (6.36), qui permet d'estimer visuellement le comportement de chaque parcelle d'essai en pourcentages. Avant toute analyse, nous rappelons que les résultats concernant le bilan azoté sont très approximatifs (section 6.2.2.2), et doivent être considérés comme indicatifs et qualitatifs, plus que quantitatifs. Dans les grandes lignes, nous observons un classement parcelles paillées/parcelles non paillées. Dans les parcelles non paillées la minéralisation est d'environ  $50 \text{ kg.ha}^{-1}$ . La plante exporte peu d'azote ( $\sim 115 \text{ kg.ha}^{-1}$ ), en comparaison de sa demande ( $\sim 200 \text{ kg.ha}^{-1}$ ). Le réservoir sol perd environ  $20 \text{ kg.ha}^{-1}$  d'azote minéral au cours du cycle. Dans les parcelles paillées la minéralisation est légèrement plus forte ( $\sim 60 \text{ kg.ha}^{-1}$ ), car les facteurs abiotiques sont plus favorables (humidité supérieure). La plante se développe plus et exporte davantage d'azote ( $135$  à  $155 \text{ kg.ha}^{-1}$ ), la demande restant largement supérieure ( $230$  à  $280 \text{ kg.ha}^{-1}$ ), comme pour les parcelles paillées. Le sol perd environ  $40 \text{ kg.ha}^{-1}$  d'azote minéral au cours du cycle. En terme de proportion (figure 6.36), le comportement des quatre parcelles est relativement similaire. On observe que la minéralisation varie d'environ 42% sur les parcelles non paillées à environ 48% sur les parcelles paillées. On constate une variation de stock de 12 à 15% sur les parcelles non paillées et légèrement supérieure, 17 à 20%, sur les parcelles paillées. La proportion d'azote minéral exporté par la culture est indépendante du traitement ( $\sim 68\%$ ).

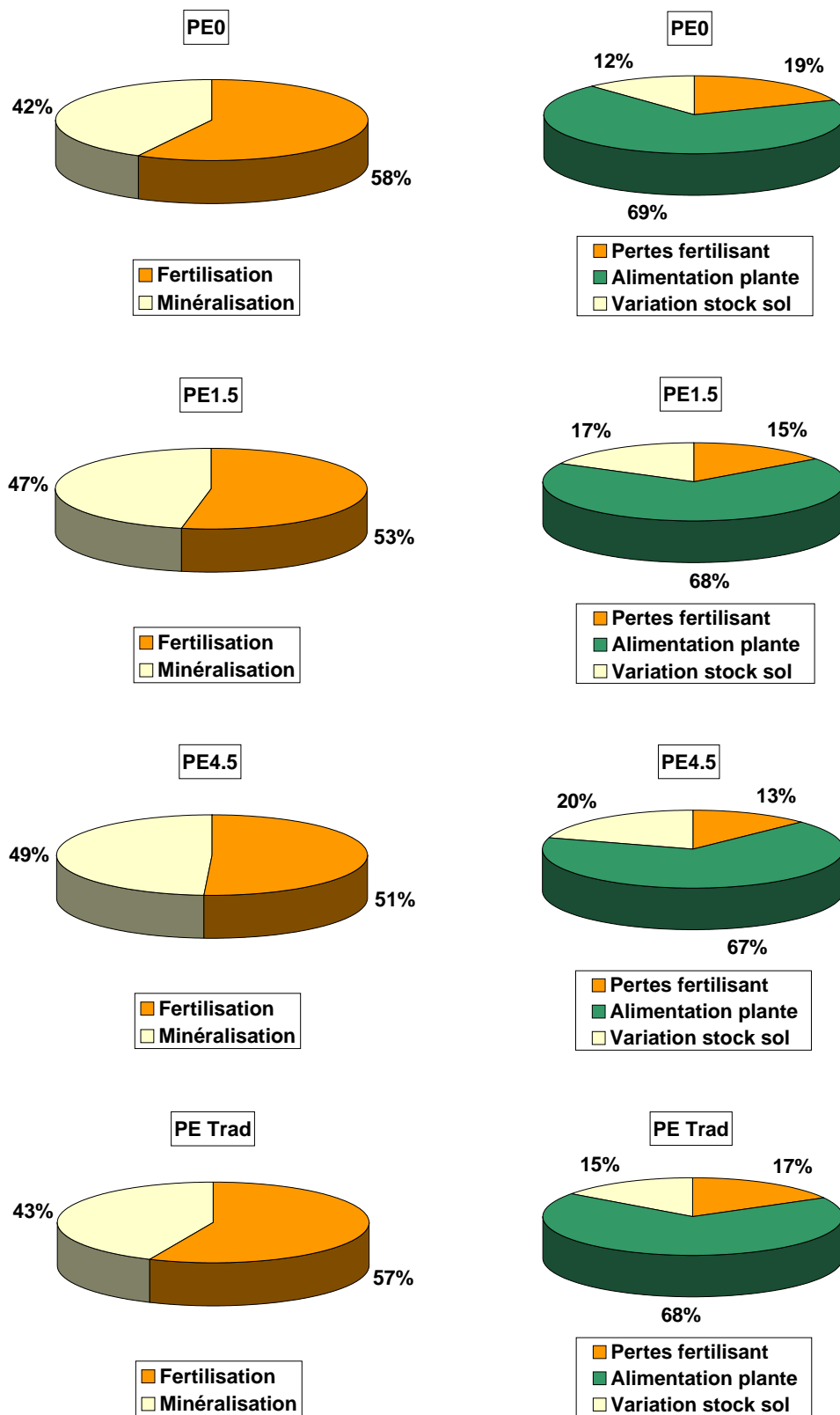


FIG. 6.36: Effet du traitement des parcelles d’essais sur les composantes du bilan azoté à l’échelle du cycle de culture (apports à gauche, consommation et pertes à droite)

<b>Terme bilan azoté<sup>a</sup></b>	<b>PE 0</b> (kg.ha <sup>-1</sup> )	<b>PE 1.5</b> (kg.ha <sup>-1</sup> )	<b>PE 4.5</b> (kg.ha <sup>-1</sup> )	<b>PE Trad</b> (kg.ha <sup>-1</sup> )
<b>Apport de N minéral</b>				
Fertilisation	70,0	70,0	70,0	70,0
Minéralisation	50,9	62,1	67,6	53,7
<b>Perte de N minéral</b>				
Volatilisation <sup>b</sup>	30,0	30,0	30,0	30,0
Lixiviation	0,0	0,0	0,0	0,0
Dénitrification	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Alimentation plante</b>				
Azote absorbé	109,9	137,0	155,0	120,6
Demande plante	210,5	233,8	281,0	186,0
Ratio <sup>c</sup>	0,522	0,586	0,552	0,648
<b>Stock d'azote minéral sol</b>				
Stock initial	74,6	86,9	88,0	75,2
Stock final	55,7	52,0	40,6	48,4
Variation du stock	-18,9	-34,8	-47,4	-26,8

<sup>a</sup>Les termes sont exprimés sous forme de cumul sur le cycle de culture.

<sup>b</sup>Inclut les pertes par volatilisation, ruissellement, et immobilisation par la matière organique.

<sup>c</sup>Ce ratio est sans unité.

TAB. 6.16: Bilan azoté des quatre parcelles d'essais sur le cycle de culture (dates dans tableau (6.8))

### 6.3 Discussion et conclusion

L'objectif de ce chapitre a été d'intégrer et quantifier les différents effets d'un paillis de résidus de maïs sur le fonctionnement hydrique, thermique et azoté de parcelle cultivées. Ce travail s'est appuyé d'une part sur un modèle mécaniste PASTIS auquel ont été rajoutés des modules décrivant le fonctionnement du paillis, et d'autre part sur une campagne de mesures expérimentales mise en œuvre sur quatre parcelles d'essais (PE), ayant subi chacune un itinéraire technique différent, répété à l'identique depuis 1994 (section 6.1.2).

D'un point de vue expérimental, ce travail a permis de mettre en évidence certains effets importants de l'itinéraire technique semis direct avec paillis de résidus. Nous avons en effet montré que la présence de paillis favorise la recharge profonde en eau du sol (figure 6.10), essentiellement à cause d'une protection de la surface du sol et du maintien d'une conductivité hydraulique élevée de son horizon superficiel. L'atténuation des amplitudes thermiques dans le sol sous paillis a également été mise en évidence (figure 6.11), montrant le rôle d'isolant thermique du paillis. Par ailleurs, nous avons constaté que le paillis entraîne par sa dégradation, de fortes concentrations en matière organique de l'horizon de surface du sol (figure 6.5). Ce résultat est confirmé par les travaux de Scopel (1994). Enfin, les mesures d'indice foliaire (figure 6.8) et de densité racinaire (figure 6.2), d'exportation d'azote (figure 6.25) et de production de matière sèche (figure 6.30), témoignent du meilleur développement de la culture en semis direct avec paillis de résidus.

En terme de modélisation, nous sommes parvenus à formuler de façon simple les effets principaux du paillis identifiés au cours des précédents chapitres : réduction de l'évaporation, interception de l'eau de pluie, augmentation de l'infiltration, réduction et retard du ruissellement. Le couplage des différents modules relatifs au fonctionnement du paillis a permis de mettre au point le modèle PASTIS-paillis, qui simule les bilans hydrique, thermique et azoté d'un sol cultivé, partiellement couvert de paillis. Cet outil est innovant car c'est à notre connaissance le seul modèle mécaniste qui tienne compte de l'action physique du paillis, tout en permettant une simulation mécaniste de la croissance de la culture (le modèle SiSPAT (Braud, 1998a) ne possède pas de module de croissance de la plante, le modèle STICS (Brisson *et al.*, 1998a) est empirique).

Les résultats obtenus par PASTIS-paillis sont dans l'ensemble satisfaisants. Toutefois, certaines limitations sont apparues au cours de son utilisation. Tout d'abord, le modèle s'est avéré très sensible à la conductivité hydraulique de surface. Les mesures de  $K_s$  par la méthode *Beer-kan*, ne sont pas très précises et surestiment généralement la valeur de  $K_s$  (section 4.3). Dans le cas des sols croûtés, la croûte peut

n'avoir été que partiellement prise en compte, car elle est fine (Léonard, 2000), et le cylindre peut l'avoir détériorée. Sur les parcelles paillées, la capacité d'interception du ruissellement par les macropores présents à la surface est souvent inférieure à leur capacité d'infiltration en charge. Léonard (2000) considère qu'un macropore infiltre à sa capacité maximale quand l'épaisseur de la lame d'eau le surmontant est de l'ordre de son diamètre. L'imprécision des mesures de  $K_s$  et l'absence de mesures de ruissellement sur les parcelles d'essais nous empêchent de calculer précisément la quantité d'eau de pluie qui ruisselle et celle qui s'infiltré dans le sol. Ces quantités étant médiocrement estimées, il est difficile de calibrer le module de propagation du ruissellement qui à un effet marginal sur les volumes ruisselés. Par ailleurs ce module n'a pas été testé pour des fortes pluies, ni sur sol de faible pente (0,03). Enfin, l'utilisation de la sonde à neutrons (deux tubes) pour représenter l'humidité du sol et caler le modèle PASTIS-paillis est contestable. En effet, la mesure donnée par la sonde à neutrons n'est pas toujours représentative de l'humidité très hétérogène à l'échelle de la parcelle, surtout sur les parcelles paillées (recharge profonde). Il faudrait disposer de plus de tubes de sonde à neutrons et étalonner fréquemment les mesures neutroniques sur des mesures gravimétriques spatialisées rapprochées dans le temps, pour limiter les effets de variabilité spatiale de l'humidité.

Le deuxième point faible important est la caractérisation approximative à la fois des propriétés hydrodynamiques du sol et des stades phénologiques de la plante. Le paramétrage imparfait des courbes de rétention du sol de 20 à 60 cm (absence de mesures précises dans cet horizon), et la représentation schématique du sol en 3 horizons (0-2 cm, 2-30 cm et 30-140 cm), conduisent à une surestimation assez systématique des teneurs en eau à ces profondeurs (figures 6.13 à 6.16). Au niveau de la plante, l'apparition tardive de la phase de sénescence ( $\sim 10$  jours) induit une surestimation importante de la transpiration en fin de cycle. Ces deux biais pourraient être réduits en caractérisant mieux le sol (cylindres de Wind à 20, 40 et 60 cm) et la plante (adéquation des sommes de degré.jour aux stades phénologiques constatés sur le terrain).

Le troisième point faible concerne la simulation du bilan azoté. Les bases théoriques des transformations de l'azote en climat tropical sont toujours assez mal connues (Recous *et al.*, 2000). Il serait nécessaire de mieux cerner les processus de transformation de l'urée en ammonium, et de l'ammonium en nitrate en présence de fortes températures. Par ailleurs, il est également nécessaire de bien caractériser l'évolution du stock d'azote minéral du sol, pour pouvoir confronter les stocks simulés au stocks mesurés. A cet effet, la méthode d'estimation des flux brut et net de minéralisation proposée par Recous *et al.* (1999) semble adaptée. Enfin, une fois les mécanismes bien identifiés et les flux correctement mesurés,

un raffinement consisterait à tenir compte de l'apport de matière organique dans l'horizon de surface du sol, lors de la dégradation du paillis. Un paillis de  $4,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$  peut en effet fournir jusqu'à  $20 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$  d'azote, au cours d'un cycle de culture.

En outre, et de façon plus générale, une analyse de sensibilité aux paramètres du modèle semble indispensable pour évaluer l'incidence d'une erreur de leur estimation sur les résultats. Les paramètres qu'il faudrait tester sont essentiellement la conductivité hydraulique à saturation de surface ( $K_s$ ), la propension à l'interception de la pluie par la culture ( $a_{LAI}$ ), la capacité de stockage d'eau ( $a_{Q_p}$ ) et la propension à la recharge du paillis ( $\alpha_R$ ), le taux de couverture ( $\tau_c$ ) et la propension du paillis à réduire l'évaporation ( $\xi$ ). Comme nous l'avons déjà vu, le paramètre  $K_s$  est celui qui a le plus d'incidence sur les simulations. Nous savons par ailleurs qu'il est sujet à une forte variabilité spatiale. Sa représentation par une valeur unique dans PASTIS-paillis ne rend qu'approximativement compte de la réalité. L'utilisation d'un modèle bidimensionnel (au moins pour l'horizon de surface) permettrait de tenir compte de la variabilité de  $K_s$  et d'évaluer l'effet de cette variabilité sur les flux hydriques et azotés.

En terme de perspective, nous envisageons de tester PASTIS-paillis dans des contextes agronomiques et climatiques différents : pluviosité (volume et répartition), pente des parcelles, quantité et nature du paillis. Ce travail doit permettre d'évaluer la robustesse du modèle et de quantifier l'effet de ces facteurs sur les termes des bilans hydrique, thermique et azoté. Parallèlement, une validation partielle du modèle sera mise en œuvre dans le cadre d'une thèse en cours de réalisation au CIRAD, sur les bilans hydriques et minéraux de parcelles en semis direct avec plante de couverture (Brésil). Un dernier axe de travail consiste à confronter PASTIS-paillis à des modèles plus simples comme BILHYNA (Arreola Tostado, 1996), ou STICS (Brisson *et al.*, 1998a). Cette confrontation permettra de dresser une liste des avantages et inconvénients des modélisations mécaniste et empirique, et d'apprécier dans quelle mesure la compréhension des processus et leur modélisation, conduit à une plus grande robustesse et à une meilleure capacité prédictive.

# **Conclusion générale**





# Conclusion générale

Les objectifs de ce travail sont d'étudier et décrire les mécanismes gouvernant les bilans hydrique, thermique et azoté d'une culture de maïs en semis direct avec paillis de résidus (SDP). Ils peuvent se résumer en deux grands points (section 4) :

1. Identifier, étudier et quantifier les principaux effets du SDP sur les composantes des bilans hydriques, thermiques et azotés d'une culture de maïs pluvial ;
2. Hiérarchiser ces effets et intégrer ceux d'ordre 1 au sein d'un modèle agronomique mécaniste global, capable de décrire convenablement l'ensemble des processus mis en jeu.

La partie intitulée *Étude des effets spécifiques du paillis* répond au premier objectif, en mettant en évidence et en quantifiant précisément les effets du paillis de résidus sur l'évaporation, les propriétés hydrodynamiques du sol et le ruissellement. La partie suivante, *Fonctionnement global du système sol-paillis-plante-atmosphère*, nous permet d'atteindre le second objectif par l'intermédiaire du modèle PASTIS-paillis, qui simule simultanément tous les effets importants du paillis de résidus.

En ce qui concerne l'évaporation et l'amplitude de la température du sol, nous avons expérimentalement mis en évidence une atténuation des gradients d'humidité et des amplitudes thermiques dans un sol non cultivé, en présence de paillis (section 3.2.1). L'atténuation est d'autant plus forte que le taux de couverture du paillis est important. Nous avons ensuite montré par la modélisation que le paillis limite la sollicitation énergétique du sol sous-jacent, en interceptant une partie de l'énergie incidente (rayonnement), et en limitant le transfert de vapeur d'eau du sol vers l'atmosphère (échange par convection forcée atténué dans le paillis). La réduction moyenne de l'évaporation du sol est proportionnelle au taux de couverture du paillis (coefficient de proportionnalité  $\xi = 0,352$  (-)). Elle conduit donc au maximum à une réduction d'environ un tiers de l'évaporation pour une couverture totale. L'effet du paillis sur l'évaporation n'est donc pas majeur mais tout de même significatif.

L'effet du paillis sur l'infiltration dans le sol a été étudié au travers des propriétés hydrodynamiques du sol (chapitre 4). La manifestation de cet effet nécessite l'application répétée du traitement SDP. Au

bout de plusieurs cycles de culture, les décompositions partielles successives des paillis entraînent la mise en place d'un *tapis organique protecteur*, composé de petits débris organiques. Ce dernier peut couvrir une fraction du sol beaucoup plus importante que le paillis de l'année en cours (figure 1.2). La combinaison du paillis de l'année et du *tapis organique protecteur* assure une protection physique efficace des états de surface du sol, en empêchant la destruction de sa rugosité, et la formation d'une croûte. Parallèlement, l'enrichissement progressif de l'horizon superficiel du sol en matière organique permet une stabilisation de sa structure, et favorise le développement du nombre et de la taille des macropores. Ces deux actions n'ont pas d'effet marqué sur la courbe de rétention du sol, mais affectent fortement la conductivité hydraulique, et indirectement la sorptivité du sol. Ainsi, au bout de 4 ans, le SDP avec seulement  $1,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$  de paillis permet le maintien d'une conductivité hydraulique à saturation de l'horizon de surface environ 10 fois plus élevée qu'en l'absence de paillis. Le SDP assure donc une forte capacité du sol à l'infiltration à long terme, y compris pour de faibles biomasses de paillis. Cet effet fondamental permet une bonne recharge en eau du sol, et explique l'essentiel des bénéfices du SDP.

L'effet du paillis sur le ruissellement est une combinaison de l'effet à long terme sur les propriétés hydrodynamiques du sol, et des effets immédiats d'interception de la pluie par les pailles, de tortuosité de l'écoulement, et de frottement sur les éléments du paillis. Les effets immédiats ont été constatés par Arreola Tostado (1996), lors de la mise en fonctionnement du dispositif en 1995 (section 5.1.2). L'effet sur les propriétés hydrodynamiques et celui d'interception de la pluie limitent fortement la production du ruissellement, et constituent l'action majeure du SDP sur ce dernier. Les effets de tortuosité et de frottement ralentissent l'écoulement (effet barrage), retardent son arrivée à l'exutoire, et favorisent une réinfiltration partielle de la lame ruisselée. Ces effets sur le transfert du ruissellement sont plus marginaux.

Enfin, on observe des effets indirects du SDP sur le cycle de l'azote et le développement de la culture. Pour ce qui est de l'azote, l'atténuation des amplitudes thermiques en surface et la plus forte humidité du sol, favorisent l'activité des micro-organismes, et *in fine* la minéralisation (section 6.2.2.2). Par ailleurs, l'enrichissement à long terme de l'horizon de surface en matière organique entraîne également une augmentation des flux de minéralisation dans cette horizon. Au niveau de la culture, la meilleure recharge en eau et le meilleur fonctionnement minéral du sol améliorent notablement l'alimentation de la culture en eau et en azote, et réduit considérablement les stress hydrique et azoté. En comparaison des traitement non paillés, la culture du maïs en SDP se caractérise par une système racinaire plus fourni, un appareil

DESCRIPTION DE L'EFFET	CARACTÉRISATION	MÉCANISME(S)	INTENSITÉ
<b>Réduction de l'évaporation et des amplitudes thermiques du sol</b>	Direct, à court terme, positif	Absorption d'énergie. Frein à la diffusion et à la convection de la vapeur d'eau	<b>Modérée</b>
<b>Amélioration de la capacité du sol à l'infiltration</b>	Direct, à long terme, positif	Maintien d'un $K_s$ de surface élevé par protection de l'état de surface, et enrichissement du sol en matière organique	<b>Importante</b>
<b>Réduction de la pluie parvenant au sol</b>	Direct, à court terme, négatif	Interception d'une partie de la pluie	<b>Modérée</b>
<b>Ralentissement du transfert du ruissellement</b>	Direct, à court terme, positif	Tortuosité de l'écoulement et frottement sur le paillis	<b>Légère</b>
<b>Amélioration de la minéralisation</b>	Indirect, à court terme, positif	Augmentation de l'humidité et modération de la température	<b>Légère</b>
	Indirect, à long terme, positif	Enrichissement en matière organique du sol en surface	<b>Légère</b>
<b>Amélioration du développement de la culture</b>	Indirect, à court et long terme, positif	Meilleure recharge en eau et meilleur fonctionnement minéral	<b>Importante</b>

TAB. 6.17: Synthèse des effets du semis direct avec paillis de résidus sur le fonctionnement du système sol-plante-atmosphère

aérien nettement mieux développé, et une production de matière sèche notablement plus forte (figure 6.30). L'ensemble des effets du paillis de résidus sont résumés dans le tableau (6.17).

En terme d'innovation conceptuelle, ce travail a montré que les échanges convectifs dans le paillis sont importants et peuvent être modélisés par une loi du type *renouvellement* (Chen *et al.*, 1997a,b), ne s'appuyant pas sur la *K-theory* (section 3.2.2). Ce nouveau formalisme peut contribuer à résoudre certains des problèmes rencontrés dans le cadre de la modélisation classique (Bussière, 1991; Gonzalez-Sosa, 1999b). Ce travail a également permis de réaliser des mesures en conditions réelles de la dynamique de ruissellement (parcelles de ruissellement, pluie naturelle) à pas de temps court (20 s), et de modéliser par des lois physiques la production et le transfert du ruissellement sur sol paillé (chapitre 5). A notre connaissance, les études expérimentales du ruissellement sur sol paillé à un tel degré de précision n'ont été réalisées que sur micro-parcelles ( $\sim 1 \text{ m}^2$ ) avec simulateur de pluie (Dos Rei Castro, 1996), ou en laboratoire (Gilley *et al.*, 1991; Gilley & Kottwitz, 1995). Par ailleurs, les auteurs qui modélisent de façon mécaniste la dynamique du ruissellement sur sol couvert de résidus végétaux, ne s'appuient le plus souvent pas sur des données expérimentales précises (Munoz-Carpena *et al.*, 1993). En ce sens, l'approche proposée de la caractérisation et de la modélisation du ruissellement sur sol paillée est une avancée scientifique. Enfin, nous sommes parvenus à programmer de façon simple les principaux effets du paillis sous forme de modules, qui ont été couplés au modèle PASTIS (section 6.1). Le modèle PASTIS-paillis obtenu simule les bilans hydrique, thermique et azoté d'un sol cultivé, partiellement couvert de paillis. C'est à notre connaissance le seul outil mécaniste qui tienne compte de l'action physique d'un paillis, tout en permettant une simulation mécaniste de la croissance de la culture.

Certaines limites de ce travail sont apparues tant au niveau expérimental que théorique. Au niveau expérimental, les défauts de conception du protocole de mesures sont généralement mineurs, et décrits en détail dans les conclusions des chapitres 3 à 6. Le point faible le plus important est l'échec des mesures concernant l'azote minéral, qui a empêché la compréhension précise des mécanismes de transformation de l'azote en climat tropical, pour différents traitements. Au niveau de la modélisation, la faiblesse des connaissances dans ce domaine (Recous *et al.*, 2000) n'a pas permis de lever les indéterminations. En terme de portée et de robustesse de la modélisation, PASTIS-paillis a été calé mais pas validé. Il est donc difficile de savoir si ses paramètres calés seraient valides dans un autre contexte (paillis différent, climat différent, etc.). D'une façon générale et pour tous les modèles utilisés dans ce travail, une solide analyse de sensibilité aux paramètres et aux variables d'entrée serait nécessaire. Elle permettrait en particulier d'évaluer l'effet d'une erreur d'estimation des paramètres sur les sorties, et d'identifier ainsi les para-

mètres prédominants de chacun des modèles. Cette identification justifierait de façon plus rigoureuse la démarche de dégradation des modèles TEC-paillis et de ruissellement, en des modules rajoutés à PASTIS pour prendre en compte les effets du paillis de résidus (section 6.1.1.2).

Pour terminer, les perspectives qu'ouvre ce travail de recherche sont multiples. Tout d'abord, il serait intéressant d'améliorer, puis d'appliquer les outils qui ont été développés (TEC-paillis, modèle de ruissellement et PASTIS-paillis), à l'analyse des effets du semis direct avec paillis de résidus dans différentes situations agronomiques (technique de culture, type de paillis, etc.), pédologiques (profil pédologique, texture et structure du sol, albédo, etc.) et climatiques (pluie, humidité, température, rayonnement, vent, etc.). Des travaux de recherche en cours de réalisation au CIRAD devrait permettre au moins partiellement cette analyse. Parallèlement, il serait utile de confronter ces modèles à ceux rencontrés dans la littérature (tableau 1.14). Ceci permettrait de vérifier la pertinence générale de la prise en compte des effets du paillis, et d'apprécier les points forts et les limites de chacun des modèles. Enfin, la mise en œuvre du modèle PASTIS-paillis est relativement lourde. Ce modèle est adapté à la recherche scientifique mais se plie difficilement aux contraintes de la recherche agronomique de terrain. La dégradation de PASTIS-paillis en un modèle plus simple, simulant les effets du paillis sur les bilans hydriques et azotés, rendrait possible son utilisation par des utilisateurs plus nombreux et pour des applications plus diversifiées.



# **Index**





# Index

## – A –

- Activité biologique des sols, 70–74
- Adimensionnalisation, xviii
- Albédo
  - Paillis, 38, 114
  - Sol, 107
- Anémomètre, 116
- Andosol, 10
- Arrangement par paquets, 55
- Azote, 269
  - Alimentation culture, 250, 300, 303
  - minéral, 266

## – B –

- Beer-Kan*, 162, 170, 261
- Bilan
  - azoté, 300, 315
  - hydrique, 281, 312
  - thermique, 296
- Bilan énergétique, 78
- Biomasse
  - autochtone, 42, 247
  - de paillis, 27, 29, 31, 42, 55, 60, 109, 204, 255
  - zymogène*, 42, 70, 247

## – C –

- Calage
  - Modèle composite*, 150
  - modèle mixte de ruissellement, 221
  - modèle physique de ruissellement, 224
  - PASTIS-paillis, 276
  - TEC, 129
  - TEC-paillis, 137
- Cambisol, 10
- Canalisation, 199, 254
- Capacité calorifique
  - Paillis, 113
  - Sol, 94, 106, 265
- Capacité de rétention du paillis, 61
- Capteur de pression, 208
- Capteur Vaisala, 116
- Centrale Campbell, 117, 208, 270
- Chambre à pression, 103, 261
- CIMMYT, iii, 9, 17
- Cinétique de décomposition, 42
- CIRAD, iii, 9, 18
- Clumping*, voir arrangement par paquets
- Colmatage, 59, 189
- Conductivité hydraulique
  - Paillis, 111
  - Sol, 94, 103, 166, 183, 205, 261, 308

Conductivité thermique

Paillis, 112

Sol, 94, 106, 265

Convection, 36

Extinction dans paillis, 96

forcée, 96

libre, 97

Courbe de dilution, 250

Courbe de rétention

Paillis, 110

Sol, 103, 167, 183, 261

Couverture paillis, 27

Croûte, 167, 170, 178

de battance, 56, 59

de sédimentation, 56, 59

– **D** –

Dégradation, 70

Dénitrification, 300

Date de semis, 259

Densité de semis, 259

Densité raculaire, 250, 260, 306

Diffusivité

Paillis, 113

Sol, 94, 106

Dispersion cinématique, 36

Drainage, 292

– **E** –

Effet barrage, 62, 222

Efficience, 129, 130, 150

Production ruissellement, 222

TEC, 131, 132

Transfert ruissellement, 225

Émissivité

Paillis, 115

Sol, 108

ENGREF, iii

Épisodes

dessèchement, 128

ruissellement, 219

Évaporation, 47, 91, 121, 156, 256, 292, 310

Évapotranspiration, 256, 271

– **F** –

Fertilisation, 265, 300

Flux de chaleur dans le sol, 124, 139

Frottement, 200, 208, 212, 255

Chezy, 63

Darcy-Weisbach, 63

Manning, 63

– **G** –

Géométrie du paillis, 109

Granulométrie, 164, 170, 174

– **H** –

Hauteur de déplacement du paillis, 116

Humification, 71, 248

Hyétogramme, 208, 213

Hydrogramme unitaire, 193, 220

– **I** –

Immobilisation, 70, 248

Indice foliaire, 204, 249, 269, 305

Infiltration, xvii–xxv, 56–59, 161–168, 170, 177–  
180, 195, 290

INRA, iii

Interception pluie, 30, 60, 111, 194–195, 204,  
251, 289, 308

– **K** –

*K-theory*, 36, 52, 81, 92, 160, 326

– **L** –

*LAI*, voir indice foliaire

Lixiviation, 300

Longueur de rugosité

Paillis, 116

Sol, 108

LTHE, iii

– **M** –

Méthode de Wind, 103, 261

Macrofaune, 72

Macropore, 319

Masse volumique

Paillis, 110

Sol, 103, 164, 175

Matière organique, 265

fraîche, 41

humifiée, 41

Matière sèche, 249, 269, 306

Mesures climatiques, 121, 271

Micro-organismes, 70

Minéralisation, 70, 248, 267, 315

Modélisation, 75–78

Modèle

analogique, 76

bidimensionnel, 75

*composite*, 149

Couplage, 76

d'onde cinématique, 62

de renouvellement, 52, 82

DPFT, 192, 193, 219

empirique, 76

Green & Ampt, xx

monodimensionnel, 75

Non couplage, 76

PASTIS, 245–251

PASTIS-paillis, 251–258

physique, 76

physique de ruissellement, 194

résistif, 76

SiSPAT, 49, 92

TEC, 92–101

TEC-paillis, 95–101, 137

Mulch, 25, 75–78

Mycorrhize, 72

– **N** –

Nitrification, 248, 268, 300

– **P** –

Paillis, 25–27

naturel, 26

reconstitué, 26

Paramètres

d'adimensionnalisation, xxii

de calage, 128, 137, 221, 224, 276

structuraux, 163, 182

texturaux, 163, 180

Parcelle

d'évaporation (PEv), 101  
 d'essai (PE), 26, 161, 169, 259  
 de ruissellement (PR), 191, 203

Pastille de flux, 118

Pente effective, 197, 206, 211, 253

Perméamètre, 103, 261

Phaeozem, 10

Pic de minéralisation, 71

Picqhelios, 204, 269

Pluviographe, 117, 208

Porosité

Paillis, 110

Sol, 175

*Procampo*, 4

### – R –

Réfectance du paillis, 114

Rétention de surface, 196, 254

Radiomètre CNR1, 116

*Renewal model*, voir modèle de renouvellement

Ruissellement, 60–69, 78, 191–192, 196, 289

Coefficient, 214

Fonction de production, 193, 194, 221

Fonction de transfert, 197, 224

Hydrogramme, 208, 216, 228, 235

### – S –

*Scaling*, voir adimensionnalisation

SD (semis direct), 17

SDN (semis direct sur sol nu), 17

SDP (semis direct avec paillis de résidus), 9, 17

Semis direct, 45

Sol *hewletien*, 191

Sol *hortonien*, 191

Soluté, 247, 267

Sonde à neutrons, 270

Sonde capacitive, 118

Sonde platine, 270

Sorptivité, xx, 183, 205

Spathe, 31, 109

Stade phénologique, 248, 260

Stress

azoté, 249, 302

hydrique, 249, 302

Système, 75, 128, 137, 276

### – T –

Téosinte, 5

Table à succion, 103, 261

Tapis organique, 26, 190, 324

TDR, 118, 205

Température

Paillis, 124, 299

Sol, 122, 273, 296

Temps thermique, 248

Texture, 163, 170, 174

Thermocouple, 118, 119, 208

Tonométrie, 110

Tortuosité, 62, 197, 206, 211, 253

TRAD (culture traditionnelle), 15

Transfert radiatif, 100

Transferts couplés, 93

Transmissivité

Paillis, 115

Sol, 108

Transpiration, 292

– **V** –

Validation

    modèle physique ruissellement, 233

    TEC-paillis, 145

Variables observées, 129, 137, 149, 221, 277

Vertisol, 10

Vitesse d'écoulement, 208



# **Bibliographie**





# Bibliographie

- ABDUL BAKI, A. A., TEASDALE, J. R., KORCAK, R., CHITWOOD, D. J. & HUETTEL, R. N. (1996). Fresh-market tomato production in a low-input alternative system using cover-crop mulch. *Hort. Science*, **31**(1) :65–69.
- ABRAHAMAS, A., PARSON, A. & WAINWRIGHT, J. (1994). Resistance to overland flow on semiarid grassland and shrubland hillslopes, Walnut Gulch, southern Arizona. *Journal of Hydrology*, **156** :431–446.
- ABRAHAMAS, A. & PARSONS, A. (1991a). Relation between infiltration and stone cover on a semiarid hillslope, southern Arizona. *Journal of Hydrology*, **122** :49–59.
- ABRAHAMAS, A. & PARSONS, A. (1991b). Resistance to overland flow on desert pavement and its implications for sediment transport modeling. *Water Resource Research*, **27** :1827–1836.
- ABRAMOWITZ, M. (1964). Gamma function and related functions. Dans : *Handbook of mathematical functions with formulas, graphs, and mathematical tables* / Abramowitz, M. & Stegun, I. (réds.), p. 256–292, U.S. Department of Commerce, Washington.
- ADAMS, J. (1966). Influence of mulches on runoff, erosion, and soil moisture depletion. *Soil Science Society of America Journal*, **30** :110–114.
- ADAMS, T. & KAY, B. (1979). Erosion control on bare slopes around your home (Mulch, ground cover, runoff diversion). *Leaflet - Division of Agricultural Sciences, University of California. ; University of Berkeley. ; Cooperative Extension Service.*, (21137) :7 p. ill.
- ANON, . (1990). Soil and moisture conservation in coconut lands. Cover crops and mulching. *Coconut Bulletin*, **7**(1/2) :21–27.
- ANTEZANA T, J., ANAYA G, M., TOVAR S, J. & MARTINEZ G, A. (1979). Influence of the catchment in situ of rain water, mulch cover and sowing date in seasonal maize yields. - Influencia de la captacion in situ de agua de lluvia, cobertura de rastrojo y fechas de siembra en la produccion de maiz de temporal. *Agrociencia, Mexico*, **36** :179–189.

- ARREOLA TOSTADO, J. (1996). *Etude et modélisation de l'effet des paillis sur le bilan hydrique - Le cas du semis direct sous paillis au Mexique*. DEA report, CIRAD, Montpellier - Ciudad Guzmán. 82 p.
- ARREOLA TOSTADO, J. (2000). *Représentation spatialisée de l'effet du semis direct sur paillis de résidus, sur la protection des sols et le rendement du maïs pluvial dans l'état de Jalisco au Mexique*. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, Dijon. 204 p.
- ASERCA-SARH (1994). La producción de maíz en México. *Claridades Agropecuarias*, **10** :4–11.
- ASTON, A. & FISCHER, R. (1986). The effect of conventional cultivation, direct drilling and crop residues on soil temperatures during the early growth of wheat at Murrumbateman, New South Wales. *Australian Journal of Soil Research*, **24** :49–60.
- AWADHWAL, N. & THIERSTEIN, G. (1985). Soil crust and its impact on crop establishment : a review. *Soil Tillage Research*, **5** :289–302.
- BARD, A. (1974). *Non-linear parameter estimation*. Academic Press, New York.
- BAYER, C., MARTIN-NETO, L., MIELNICZUK, J. & CERETTA, C. (2000). Effect of no-till cropping systems on soil organic matter in a sandy clay loam Acrisol from southern Brazil monitored by electron spin resonance and nuclear magnetic resonance. *Soil & Tillage Research*, **53** :95–104.
- BERTUZZI, P., CHANZY, A., GAUDU, J. & MOHRATH, D. (1996). *Acquisition et traitement de données*. Unité de Science du Sol - INRA, Domaine Saint Paul - Site Agroparc - 84914 Avignon Cedex 9. 96 p.
- BIRCH, H. (1958). The effect of soil drying on humus decomposition and nitrogen availability. *Plant and soil*, **10** :1–31.
- BIRKHOFF, G. (1960). *Hydrodynamics*. 2nd ed. Princeton University Press.
- BLONDEL, D. (1971). Contribution à la connaissance de la dynamique de l'azote minéral en sol sableux du Sénégal. *Agronomie Tropicale*, **26** :1303–1333.
- BOIFFIN, J. (1984). *La dégradation structurale des couches superficielles sous l'action des pluies*. Thèse de Docteur-Ingénieur, Institut National Agronomique de Paris, Paris. 128 p.
- BOND, J. & WILLIS, W. (1969). Soil water evaporation : surface residue rate and placement effects. *Soil Science Society of America Journal*, **33** :445–448.
- BOND, J. & WILLIS, W. (1970). Soil water evaporation : first stage drying as influenced by surface residue and evaporation potential. *Soil Science Society of America Journal*, **34** :924–928.

- BOULET, G. (1997). Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment. *Journal of Hydrology*, **193** :114–141.
- BRADY, N. & WEIL, R. (1996). *The nature and properties of soils - 11th edition*. Prentice hall international editions. 740 p.
- BRAUD, I. (1998a). *Numerical discretisation of the version of SiSPAT model taking into account a mulch horizon*. LTHE (CNRS UMR 5564, INPG, UJF), Grenoble.
- BRAUD, I. (1998b). Spatial variability of surface properties and estimation of surface fluxes of a savannah. *Agricultural and Forest Meteorology*, **89**(1) :15–44.
- BRISSON, N. (1999). *STICS 4.0 : Notice concepts et formalismes*. INRA, Avignon.
- BRISSON, N., MARY, B., RIPOCHE, D., JEUFFROY, M., RUGET, F., GATE, P., DEVIENNE-BARRET, F., ANTONIOLETTI, R., DURR, C., NICOUILLAUD, B., RICHARD, G., BEAUDOIN, N., RECOUS, S., TAYOT, X., PLENET, D., CELLIER, P., MACHET, J., MEYNARD, J. & DELECOLLE, R. (1998a). STICS : a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balance. I. Theory and parametrisation applied to wheat and corn. *Agronomie*, **18** :311–346.
- BRISTOW, K. (1988). The role of mulch and architecture in modifying soil temperature. *Australian Journal of Soil Research*, **26** :269–280.
- BRISTOW, K., CAMPBELL, G., PAPENDICK, R. & ELLIOT, L. (1986). Simulation of heat and moisture transfer through a surface residue-soil system. *Agricultural and Forest Meteorology*, **36** :193–214.
- BRISTOW, K. L. & ABRECHT, D. G. (1989). The physical environment of two semi-arid tropical soils with partial surface mulch cover. *Australian Journal of Soil Research*, **27**(3) :577–587.
- BROOKS, R. & COREY, A. (1964). Hydraulic properties of porous media. *Hydrology paper Nř3*.
- BRUCKLER, L., BALL, B. & RENAULT, P. (1989). Laboratory estimation of gas diffusion coefficient and effective porosity in soils. *Soil Science*, **147** (1) :1–10.
- BRUTSAERT, W. (1982). *Evaporation into the Atmosphere*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland. 293 p.
- BUCK, C., LANGMAACK, M. & SCHRADER, S. (2000). Influence of mulch and soil compaction on earthworm cast properties. *Applied Soil Ecology*, **14** :223–229.
- BUCKINGHAM, E. (1907). Studies on the movement of soil moisture. *Amer. Proceedings*, **33** :445–448.

- BUSSIÈRE, F. (1991). *Transferts thermiques et hydriques dans le continuum sol-mulch végétal-atmosphère : modélisation et première validation expérimentale*. Thèse de doctorat, Institut National Agronomique Paris-Grignon et INRA, Paris. 60 p.
- BUSSIÈRE, F. & CELLIER, P. (1994). Modification of the soil temperature and water content regimes by a crop residue mulch : experiment and modelling. *Agricultural and Forest Meteorology*, **68** :1–28.
- BYUN, J. K., DO, J. H. & CHANG, K. H. (1991). The effects of black polyethylene film and rice straw mulches on vegetative growth and mineral element content of young jujube (*Zizyphus jujuba* Miller) trees. *Journal of the Korean Society for Horticultural Science*, **32**(1) :81–86.
- CARTER, M. & STEED, G. (1992). The effects of direct-drilling and stubble retention on hydraulic properties at the surface of duplex soils in North-Eastern Victoria. *Australian Journal of Soil Research*, **30** :505–516.
- CHANZY, A. (1991). *Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessibles par télédétection*. Thèse de doctorat, Institut National Agronomique de Paris-Grignon, Paris. 208 p.
- CHANZY, A. & BRUCKLER, L. (1993). Significance of Soil Surface Moisture With Respect to Daily Bare Soil Evaporation. *Water Resources Research*, **29**(4) :1113–1125.
- CHANZY, A., CHADOEUF, J., GAUDU, J., MOHRATH, D., RICHARD, G. & BRUCKLER, L. (1998). Soil moisture monitoring at the field scale using automatic capacitance probes. *European Journal of Soil Science*, **49** :637–648.
- CHEN, W., NOVAK, M., BLACK, A. & LEE, X. (1997a). Coherent eddies and temperature structure functions for three contrasting surfaces. Part I : ramp model with finite microfront time. *Bound. Layer Meteorology*, **84** :99–123.
- CHEN, W., NOVAK, M., BLACK, A. & LEE, X. (1997b). Coherent eddies and temperature structure functions for three contrasting surfaces. Part II : renewal model for sensible heat flux. *Bound. Layer Meteorology*, **84** :125–147.
- CHENG-HUA, L. & CHENG-LIN, M. (1997a). Soil cover with organic mulch and its influences on soil physical parameters (I) - soil moisture content under organic mulch. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, **13**(1) :107–111.

- CHENG-HUA, L. & CHENG-LIN, M. (1997b). Soil cover with organic mulch and its influences on soil physical parameters (III) - Soil temperature regime under organic mulch. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, **13**(3) :80–83.
- CHOPART, J. (1996). Comparison of several methods of studying the maize deep root system under field conditions. Dans : *Fifth symposium : Root Demographics and their Efficiency in Sustainable Agriculture, Grasslands, and Forest Ecosystems*, International Society of Root Research, Clemson, Etats-Unis.
- CHOPART, J. & SIBAND, P. (1999). Development and validation of a model to describe root length density of maize from root counts on soil profiles. *Plant and Soil*, **214** :61–74.
- CHOPART, J.-L. (1989). Effects of Tillage on a Corn-Cotton Sequence in Côte d'Ivoire. Dans : *Water Management Systems for Rainfed Agriculture in the Soudano-Sahelian Zone*, p. 325–331, Niamey - Niger.
- CHUNG, S. O. & HORTON, R. (1987). Soil heat and water flow with a partial surface mulch. *Water Resources Research*, **23**(12) :2175–2186.
- CLAVIER, P. (1998). Les adventices et leur contrôle dans les systèmes de culture de maïs pluvial, Etat de Jalisco, Mexique. CNEARC, Rapport technique.
- CONTRERAS N, A., ACEVEDO A, P., PASTOR V, L. & EYZAGUIRRE V, C. (1992). Temperature variations in soil covered by polyethylene mulch. - Variaciones termicas de suelo cubierto por acolchado (Mulch) de polietileno. *Agricultura Tecnica (Santiago)*, **52**(4) :456–461.
- CROVETTO LAMARCA, C. (1996). *Stubble over the soil : the vital role of plant residue in soil management to improve soil quality*. American Society of Agronomy, Inc. 245 p.
- DE CONDAPPA, D. (2000). *Illustration de la méthode Beer-Kan en vue de la caractérisation hydrodynamique d'un sol*. DEA, INPG, Grenoble. 43 p.
- DE LOUVIGNY, N. (In press). *Conséquence de l'apport de verre pilé à la surface du champ et de son incorporation dans la couche travaillée*. Thèse de doctorat, Montpellier II, Avignon.
- DE RAISSAC, M., MARNOTTE, P. & ALPHONSE, S. (1998). Interactions entre plantes de couverture, mauvaises herbes et cultures : quelle est l'importance de l'allélopathie ? *Agriculture et Développement*, **17** :40–49.
- DE VRIES, D. (1963). Thermal properties of soils. Dans : *Physics of plant environment*, p. 210–235, Van Wijk, Amsterdam, North Holland.

- DOLMAN, A. (1993). A multiple source land surface energy balance model for use in general circulation models. *Agricultural and Forest Meteorology*, **65** :21–45.
- DOLMAN, A. & WALLACE, J. (1991). Lagrangian and K-theory approaches in modelling evaporation from sparse canopies. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **117** :1325–1340.
- DOS REI CASTRO, N. M. (1996). *Ruissellement et érosion sur des bassins versants de grandes cultures du plateau basaltique du sud du Brésil (Rio Grande do sul)*. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur - IRD, Strasbourg. 224 p.
- DUBAND, D., OBLED, C. & RODRIGUEZ, J. (1993). Unit hydrograph revisited : an alternate iterative approach to UH and effective precipitation identification. *Journal of Hydrology*, **150** :115–149.
- DUNNE, T., ZHANG, W. & AUBRY, B. (1991). Effects of rainfall, vegetation and microtopography on infiltration and runoff. *Water Resources Research*, **27**(9) :2271–2285.
- FAWCETT, R. & COLLIS-GEORGE, N. (1967). A filter paper method for determining the moisture characteristics of soil. *Aust. J. Exp. Agric. Anim. Husb.*, **7** :162–167.
- FIEDLER, F. (1997). *Hydrodynamic simulation of spatially variable overland flow*. Dissertation, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- FIGUEROA SANDOVAL, B. & MORALES FLORES, F. (1992). *Manual de producción de cultivos con labranza de conservación*. SARH - Colegio de Postgraduados - 1a edición - Salinas, S.L.P., Chapingo (Méjico). 273 p.
- FINDELING, A., RUY, S. & GAUDU, J. (2000). Rainfall-runoff modelling on small plots under different land uses with a unit hydrograph approach. Dans : *25 ème congrès*, European Geophysical Society, Nice.
- FUENTES, C., HAVERKAMP, R. & PARLANGE, J.-Y. (1992). Parameter constraint on closed-form soil-water relationships. *Journal of hydrology*, **134** :117–142.
- GICHERU, P. (1994). Effects of residue mulch and tillage on soil moisture conservation. *Soil technology*, **7**(209-220).
- GILLEY, J., FINKNER, S., SPOMER, R. & MIELKE, L. (1986a). Runoff and erosion as affected by corn residue : I. Total losses. *ASAE*, **85-2540** :157–164.
- GILLEY, J. & KOTTWITZ, E. (1995). Darcy-Weisbach roughness coefficients for surfaces with residue and gravel cover. *ASAE*, **38**(2) :539–544.

- GILLEY, J. E., FINKNER, S. C., SPOMER, R. G. & MIELKE, L. N. (1986b). Runoff and erosion as affected by corn residue. II. Rill and interrill components. *Transactions of the ASAE American Society of Agricultural Engineers*, p. 161–164.
- GILLEY, J. E. & KOTTWITZ, E. R. (1992). Beginning of motion for selected unanchored residue materials. *Journal of irrigation and drainage engineering*, **118**(4) :619–630.
- GILLEY, J. E. & KOTTWITZ, E. R. (1994). Maximum surface storage provided by crop residue. *Journal of irrigation and drainage engineering*, **120**(2) :440–449.
- GILLEY, J. E., KOTTWITZ, E. R. & WIEMAN, G. A. (1991). Roughness coefficients for selected residue materials. *Journal of irrigation and drainage engineering*, **117**(4) :503–514.
- GLO, J. & MARTIN, N. (1995). Le système maïs-élevage dans deux régions de l'état de Jalisco, Mexique - Typologie, fonctionnement et discussion sur l'adoption de la technique du semis direct avec paillis de résidus. CNEARC, Rapport technique.
- GONZALEZ-SOSA, E. (1999b). *Mesure et modélisation à long terme du bilan de masse et d'énergie d'une jachère du sud-ouest de la France*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble. 190 p.
- GONZALEZ-SOSA, E., BRAUD, I., THONY, J., VAUCLIN, M., BESSEMOULIN, P. & J.C., C. (1999a). Modelling heat and water exchanges of fallow land covered with plant-residue mulch. *Agricultural and Forest Meteorology*, **97** :151–169.
- GOVERS, G., TAKKEN, I. & HELMING, K. (2000). Soil roughness and overland flow. *Agronomy*, **20** :131–146.
- GREEN, W. & AMPT, G. (1911). Studies in soil physics : I. The flow of air and water through soils. *Journal of Agric. Science*, **4** :1–24.
- GURNAH, A. & MUTEA, J. (1982). Effects of mulches on soil temperature under arabica coffee at Kabete, Kenya. *Agricultural Meteorology*, **25** :237–244.
- GUSEV, E. & BUSAROVA, O. (1996). Calculation of the effective diffusion coefficient of water vapour in straw mulch. *Eurasian Soil Science*, **29**(6) :782–792.
- GUSEV, E., BUSAROVA, O. & YASITSKIY, S. (1993). Impact of a mulch layer composed by organic remains on the soil the thermal conditions following snowmelt. *Journal of Hydrol. Hydromech.*, **41**(1) :15–28.

- GUSEV, E. & YASITSKIY, S. (1990). Effects of mulch on winter soil temperature conditions. *Journal of Hydrol. Hydromech.*, **12** :46–54.
- GUYOT, G. (1997). *Climatologie de l'environnement*. Masson. 505 p.
- HANSEN, E., JENSEN, H., NIELSEN, N. & SVENDSEN, H. (1991). Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in winter wheat using the danish simulation model DAISY. *Fert. Res.*, **27** :247–259.
- HARES, M. & NOVAK, M. (1992a). Simulation of surface energy balance and soil temperature under strip tillage I. Model description. *Soil Science Society of America Journal*, **56** :22–29.
- HARES, M. & NOVAK, M. (1992b). Simulation of surface energy balance and soil temperature under strip tillage II. Field test. *Soil Science Society of America Journal*, **56** :29–36.
- HAVERKAMP, R., BOURAOUI, F., ZAMMIT, C. & ANGULO-JARAMILLO, R. (1999). Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. Dans : *The Handbook of groundwater engineering* / Delleur, J. (réd.), p. 5–1 to 5–50, CRC press.
- HAVERKAMP, R., PARLANGE, J., STARR, J., SCHMITZ, G. & FUENTES, C. (1990). Infiltration under ponded conditions : 3. a predictive equation based on physical parameters. *Soil Science*, **149**(5) :292–300.
- HAVERKAMP, R., PARLANGE, J.-Y., CUENCA, R., ROSS, P. & STEENHUIS, T. (1998). Scaling of Richards equation and its application to watershed modeling. Dans : *Scale dependence and scale invariance in hydrology* / Sposito, G. (réd.), p. 190–223, Cambridge University Press.
- HAVERKAMP, R., ROSS, P., SMETTEM, K. & PARLANGE, J. (1994). Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer 2. Physically based infiltration equation. *Water Resource Research*, **30**(11) :2931–2935.
- HENIN, S. & DUPUIS, M. (1945). Essai de bilan de la matière organique des sols. *Ann. Agron.*, **15** :161–172.
- HERTZOG, J. (1983). *Boissons ménagères, vins-apéritifs, liqueurs, sirops. Vieilles recettes de nos villages*. ed. E. S.A.E.P. . 97.
- HIBON, A. (1989). Les sources de la croissance de la production de maïs pluvial au Mexique : quelle marge de manoeuvre pour la recherche agronomique tropicale ? Dans : *Xème séminaire d'économie et sociologie du CIRAD*, Economie des filières en régions chaudes : formation des prix et échange agricole, Montpellier - France.



- HILLEL, D., VAN BABEL, C. & TALPAZ, H. (1975). Dynamics simulation of water in fallow land soil as affected by mulch of hydrophobic aggregates. *Soil Science Society of America Proc.*, **39** :826–833.
- HÉNIN, S. (1977). *Cours de physique du sol. Volume II : L'eau et le sol - Les propriétés mécaniques - La chaleur et le sol*. ORSTOM - EDITEST, Paris. 222 p.
- IDSO, S., REGINATO, R., JACKSON, R., KIMBALL, B. & NAKAYAMA, F. (1974). The three stages of drying of field soil. *Soil Science Society of America Journal*, **38** :831–836.
- INEGI (1981). *Síntesis geográfica de Jalisco. Anexo cartográfico INEGi, SPP*. INEGI, Mexico. 306 p.
- INIFAP (1997). *Avances de Investigación en labranza de conservación I, Libro técnico N°1*. Centro Nacional de Investigación para Producción Sostenible.
- ITIER, B. (1981). Une méthode simple pour la mesure de l'évapotranspiration réelle à l'échelle de la parcelle. *Agronomie*, **1**(10) :869–876.
- JAMISEN, V. (1958). Sand-silt suction column for determination of moisture retention. *Soil Science Society of America Proc.*, **22** :82–83.
- JENNY, H. (1941). *Factors of soil formation*. McGraw Hill, New York. 281 p.
- JOURDAIN, D., SCOPEL, E. & AFFHOLDER, F. (in press). Impact of conservation tillage on the productivity and stability of maize cropping systems : A case study from western Mexico.
- KALRA, N., SARMA, K. S. S. & NAGARAJARAO, Y. (1984). Modification of hydro-thermal regimes by the application of residue mulch for better water use, root growth and yield of summer mung-bean. *Transactions of Indian Society of Desert Technology and University Centre of Desert Studies*, **9**(2) :68–71.
- KAMPHORST, E. (2000). *Mesures et méthodes d'estimation de la capacité de stockage d'eau dans le micro-relief créé par les opérations de travail du sol*. Thèse de doctorat, INA-PG, Grignon. 156 p.
- KHAN, M., MONKE, E. & FOSTER, G. (1988). Mulch cover and canopy effect on soil loss. *Transactions of the ASAE, American Society of Agricultural Engineers*, **31**(3) :p.706–711.
- KIRKHAM, D. & POWERS, W. (1972). Sine wave equation to the heat flow equation. Dans : *Advanced soil physics*, p. 534, Wiley-interscience, New York, USA.
- KLUITENBERG, G. J. & HORTON, R. (1990). Analytical solution for two-dimensional heat conduction beneath a partial surface mulch. *Soil Science Society of America Journal*, **54**(5) :p.1197–1206.
- KLUTE, A. (1986). *Methods of soil analysis. Part I Physical and mineralogical methods*. ASA & SSSA (Agronomy n°9 - 2nd edition). 1188 p.

- KORO, N., BERNARD, C. & LAVERDIÈRE, M. (1995). Contrôle du ruissellement, de l'érosion et des pertes de phosphore par les résidus de culture, sous pluie simulée. Dans : *Etude et gestion des sols*, tome 2-3, p. 173–182, Direction des Forêts et de la Protection de l'environnement, Service du Reboisement et de la Conservation des sols, B.P. 447, N'Djaména, Tchad.
- KUSHWAHA, C., TRIPATHI, S. & SINGH, K. (2000). Variations in soil microbial biomass and N availability due to residue and tillage management in a dryland rice agroecosystem. *Soil & Tillage Research*, **56** :153–166.
- LAFOLIE, F. (1991). Modelling water flow, nitrogen transport and root uptake including physical non-equilibrium and optimization of the root water potential. *Fertilizer Research*, **27** :215–231.
- LAL, R. (1978). Influence of tillage methods and residue mulches on soil structure and infiltration rate. Dans : *Modification of Soil Structure*, p. 393–402, John Wiley & Sons., Chichester, international inst. of tropical agric., p.m.b. 5320, ibadan, nigeria. édition.
- LAL, R. (1998). Mulching effects on runoff, soil erosion, and crop response on alfisols in western Nigeria. *Journal of sustainable agriculture*, p. 135–154.
- LAMERS, J., BRUENTRUP, M. & BUERKERT, A. (1998). The profitability of traditional and innovative mulching techniques using millet crop residues in the West African Sahel. *Agriculture Ecosystem and Environment*, **67** :23–35.
- LEGG, B. & MONTEITH, J. (1975). Heat and mass transfer within plant canopy. Dans : *Heat and mass transfer in the biosphere I. Transfer processes in plant environment* / de Vries, D. & Afgan, N. (réds.), tome 1, p. 167–186, John Wiley, New York.
- LEMAIRE, G. & GASTAL, F. (1997). N uptake and distribution in plant canopies. Dans : *Diagnosis of the nitrogen status in crops* / Lemaire, G. (réd.), p. 3–44, Springer Verlag, Berlin.
- LÉONARD, J. (2000). *Interaction entre le ruissellement et les macropores créés par les termites dans le cas d'un sol encroûté au Sahel. Etude expérimentale et modélisation*. Thèse de doctorat, Paris VI. 150 p.
- LOPES, P. R. C., COGO, N. P. & CASSOL, E. A. (1987). Influence of crop residue mulch on runoff velocity and size distribution of eroded soil sediments. - Influencia da cobertura vegetal morta na reducao da velocidade da enxurrada e na distribuicao de tamanho dos sedimentos transportados. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, **11**(2) :p.193–197.

- MAHRER, Y. & KATAN, J. (1981). Spatial temperature regime under transparent polyethylene mulch : numerical and experimental study. *Soil Science*, **131**(2) :82–87.
- MANDO, A. (1997). *The role of termites and mulch in the rehabilitation of crusted Sahelian soils*. Tropical resource management papers, Wageningen Agricultural University. 99 p.
- MANIPURA, W. B. (1972). Influence of mulch and cover crops on surface run-off and soil erosion on tea lands during the early growth of replanted tea. *Tea Quarterly*, **43**(3) :p.95–102.
- MARAUX, F. (1994). *Modélisation mécaniste et fonctionnelle du bilan hydrique des cultures ; le cas des sols andiques du Nicaragua*. Thèse de doctorat, INA-PG, Grignon. 269 p.
- MARAUX, F. & LAFOLIE, F. (1998). Modelling soil water balance of a maize-sorghum sequence. *Soil Science Society of America Journal*, **62**(1) :75–82.
- MARTINEZ, G., SANDOVAL, J. & GUEVARA, R. (1991). El clima de la reserva de la biosfera de la sierra de Manatlán (Jalisco-Colima-México) y su area de influencia. *Agrociencia serie Agua-Suelo-Clima*, **2** :114–117.
- MARY, B. & GUÉRIF, J. (1994). Intérêts et limites des modèles de prévision de l'évolution des matières organiques et de l'azote dans le sol. *Cahiers Agricultures*, **3** :247–257.
- MARY, B., RECOUS, S., DARWIS, D. & ROBIN, D. (1996). Interactions between decomposition of plant residues and nitrogen cycling in soil. *Plant and Soil*, **181** :71–82.
- MASIUNAS, J. B., EASTBURN, D. M., MWAJA, V. N. & EASTMAN, C. E. (1997). The impact of living and cover crop mulch systems on pests and yields of snap beans and cabbage. *Journal of sustainable agriculture.*, **9**(2/3) :61–89.
- MCGREGOR, K. C., MUTCHLER, C. K. & ROMKENS, M. J. M. (1990). Effects of tillage with different crop residues on runoff and soil loss. *Transactions of the ASAE*, p. 1551–1556.
- MOLINA, J., CLAPP, C., SCHAEFFER, M., CHICHESTER, F. & LARSON, W. (1983). NCSOIL, a model of nitrogen and carbon transformation in soil : description, calibration and behaviour. *Soil Science Society of America Journal*, **47** :85–91.
- MONTEITH, J. (1973). *Principle of environmental physics*. Ed Edward Arnold American Elsevier, New-York. 241 p.
- MRABET, R. (2000). Differential response of wheat to tillage management systems in a semiarid area of Morocco. *Field Crops Research*, **66** :165–174.

- MUNOZ-CARPENA, R., PARSONS, J. & GILLIAM, J. (1993). Numerical approach to the overland flow process in vegetative filter strips. *American Society of Agricultural Engineers*, **36**(3) :761–770.
- MYERS, J. & WAGGER, M. (1996). Runoff and sediment loss from three tillage systems under simulated rainfall. *Soil and Tillage Research*, **39** :115–129.
- MYROLD, D., ELLIOT, L., PAPENDICK, R. & CAMPBELL, G. (1981). Water potential-water content characteristics of wheat straw. *Soil Science Society of America Journal*, **45** :329–333.
- NALBANTIS, I. (1984). *Identification de modèles pluie-débit du type hydrogramme unitaire : développements de la méthode DPFT et validation sur données générées avec et sans erreur*. Thèse de doctorat, INPG, Grenoble. 480 p.
- NÉEL, C. (1996). *Modélisation du transfert et des transformations de l'azote : paramétrisation et évaluation d'un modèle en sol nu*. Thèse de doctorat, Université Paris VI, Paris-Avignon. 254 p.
- NICOLARDOT, B., MARY, B., HOUOT, S. & RECOUS, S. (1997). La dynamique de l'azote dans les sols cultivés. Dans : *Maîtrise de l'azote dans les agrosystèmes*, p. 87–103, INRA, Reims (France).
- NORMAN, J. & CAMPBELL, G. (1983). Application of plant-environment model to problems in irrigation. Dans : *Advances in irrigation* / Hillel, D. (réd.), tome 2, p. 155–183, Academic Press, New York.
- NOVAK, M., CHEN, W. & HARES, M. (2000c). Simulating the radiation distribution within a barley-straw mulch. *Agricultural and Forest Meteorology*, **102** :173–186.
- NOVAK, M., CHEN, W., ORCHANSKY, A. & KETLER, R. (2000a). Turbulent exchange processes within and above a straw mulch. Part I : Mean wind speed and turbulent statistics. *Agricultural and Forest Meteorology*, **102** :139–154.
- NOVAK, M., CHEN, W., ORCHANSKY, A. & KETLER, R. (2000b). Turbulent exchange processes within and above a straw mulch. Part II : Thermal and moisture regimes. *Agricultural and Forest Meteorology*, **102** :155–171.
- ORTEGA, A. (1986). *Insectos nocivos del maiz*. Centro Internacional de Mejoramiento de Maiz y Trigo, Mexico D.F. 106 p.
- PAPENDICK, R. I., PARR, J. F. & MEYER, R. E. (1990). Managing crop residues to optimize crop/livestock production systems for dryland agriculture. *Advances in soil sciences*, **13** :253–272.
- PARLANGE, J., HAVERKAMP, R. & TOUMA, J. (1985). Infiltration under ponded conditions : 1. optimal analytical solution and comparison with experimental observations. *Soil Science*, **139**(4) :305–311.

- PARLANGUE, J.-Y. (1975). On solving the flow equation in unsaturated soils by optimisation : horizontal infiltration. *Soil Science Society of America Journal*, **39** :415–418.
- PARLANGUE, J.-Y., LISLE, I. & BRADDOCK, R. (1982). The three-parameter infiltration equation. *Soil Science*, **133**(6) :337–341.
- PEREZ, P. (1994). *Etude du ruissellement sur les sols cultivés du Sud-Saloum : du diagnostic à l'aménagement de parcelles*. Thèse de doctorat, ENSAM, Montpellier. 251 p.
- PERNÈS, J. (1983). La génétique de domestication des céréales. *La Recherche*, **146**(14) :910–919.
- PERRIER, A. (1967). Approche théorique de la microturbulence et des transferts dans les couverts végétaux en vue de l'analyse de la production végétale. *La météorologie. Vème série*, **4** :528–549.
- PHILIP, J. (1957a). The theory of infiltration : 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Science*, **83** :345–357.
- PHILIP, J. (1957b). The theory of infiltration : 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science*, **84** :257–264.
- PHILIP, J. & DE VRIES, D. (1957c). Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Trans. Am. Geophys. Union*, **38** :222–232.
- POESEN, J. & LAVÉE, H. (1991). Effects of size and incorporation of synthetic mulch on runoff and sediment yield from interills in a laboratory study with simulated rainfall. *Soil and Tillage Research*, **21** :209–223.
- RAO, K., STEENHUIS, T., COGLE, A., SRINIVASAN, S., YULE, D. & SMITH, G. (1998). Rainfall infiltration and runoff from an alfisol in semi-arid tropical India. 1. No-till systems. *Soil and Tillage Research*, **48**(51-59).
- RAUPACH, M. (1992). Drag and drag partition on rough surfaces. *Boundary-Layer Meteorology*, **60** :375–395.
- RAUPACH, M. (1994). Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index. *Boundary-Layer Meteorology*, **71** :211–216.
- RECOUS, S. (1995). Réponses des matières organiques des sols aux changements globaux. II. Effet de la température sur la minéralisation d'un résidu végétal (maïs) et de la matière organique des sols. Dans : *Ecosystèmes naturels et cultivés et changements globaux*, p. 12–18, Dourdan (France).
- RECOUS, S., AITA, C. & MARY, B. (1999). *In situ* changes in gross N transformation in bare soil after addition of straw. *Soil Biology and Biochemistry*, **31** :119–133.

- RECOUS, S., FILLERY, I., ZHU, C. & MARY, B. (2000). Concurrent measurements of soil N biotransformations using  $^{15}\text{N}$  dilution and modelling techniques. Dans : *Poster Meeting SSSA 2000*, University of California, Davis (USA).
- RHOTON, F. (2000). Influence of time on soil response to no-till practices. *Soil Science Society of America Journal*, **64** :700–709.
- RICHARDS, L. (1931). Capillary conduction of liquids through porous media. *Physics*, **1** :318–333.
- RIHA, S., MCINNES, K., CHILDS, S. & CAMPBELL, G. (1980). A finite element calculations for determining thermal conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, **44** :1323–1325.
- ROBIN, D. (1994). *Effet de la disponibilité de l'azote sur les flux bruts de carbone au cours de la décomposition des résidus végétaux dans les sols*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy. 201 p.
- ROSS, P., WILLIAM, J. & MC COWN, R. (1985a). Soil temperature and the energy balance of vegetative mulch in the semi-arid tropics. I. Static analysis of the radiation balance. *Australian Journal of Soil Research*, **23** :493–514.
- ROSS, P., WILLIAM, J. & MC COWN, R. (1985b). Soil temperature and the energy balance of vegetative mulch in the semi-arid tropics. II. Dynamic analysis of the total energy balance. *Australian Journal of Soil Research*, **23** :515–532.
- RUTTER, A., KERSHAW, K., ROBINS, P. & MORTON, A. (1971). A predictive model of rainfall interception in forests. I. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pines. *Agricultural Meteorology*, **9** :367–384.
- SALCEDO, S., GARCIA, J. & SAGARNAGA, M. (1993). Política Agrícola y maíz en Méjico : hacía el libre comercio norteamericano. *Comercio exterior*, **43**(4) :302–310.
- SAUER, T., HATFIELD, J. & PRUEGER, J. (1996). Aerodynamic characteristics of standing corn stubble. *Agronomy Journal*, **88** :733–739.
- SAUER, T., HATFIELD, J., PRUEGER, J. & NORMAN, J. (1998). Surface energy balance of a corn residue-covered field. *Agricultural and Forest Meteorology*, **89** :155–168.
- SAVABI, M. & STOTT, D. (1994). Plant residue impact on rainfall interception. *ASAE*, **37**(4) :1093–1098.
- SCOPEL, E. (1994). *Le semis direct avec paillis de résidus dans la région de V. Carranza au Mexique : Intérêt de cette technique pour améliorer l'alimentation hydrique du maïs pluvial en zones à plu-*

- viométrie irrégulière*. Thèse de doctorat, Institut National Agronomique Paris-Grignon, Montpellier. 334 p.
- SCOPEL, E. (1998b). Le semis direct avec paillis de résidus, vers de nouveaux itinéraires techniques pour la production de maïs pluvial dans l'ouest mexicain. Dans : *Atelier international : gestion agro-biologique des sols et systèmes de culture*, p. 355–366, Antsirabe (Madagascar).
- SCOPEL, E. (1999b). Le semis direct avec paillis de résidus dans l'ouest mexicain : une histoire d'eau ? *Agriculture et Développement*, **21** :71–86.
- SCOPEL, E. & CHAVEZ GUERRA, E. (1999a). Impacto agronómico de Labranza de Conservación sobre productividad de maíz de temporal en el Occidente de México. Dans : *XLV PCCMCA*, Guatemala City, Guatemala.
- SCOPEL, E., MULLER, B., ARREOLA TOSTADO, J., CHAVEZ GUERRA, E. & MARAUX, F. (1998a). Quantifying and modelling the effects of a light crop residue on the water balance : an application to rainfed maize in Western Mexico. Dans : *World Congress of Soil Science - Montpellier, France*, p. CD ROM, CIRAD.
- SHARRAT, B. (1997). Thermal conductivity and water retention of a black spruce forest floor. *Soil Science*, **162**(8) :576–582.
- SMIKA, D. (1983). Soil water change as related to position of wheat straw mulch on the soil surface. *Soil Science Society of America Journal*, **47** :988–991.
- STEINER, J. (1989). Tillage and residue effects on evaporation from soils. *Soil Science Society of America Journal*, **53** :911.
- STEPHAN, A. (1996). Stratégie des producteurs de maïs dans l'état de Jalisco (Mexique). ENSAM, Rapport technique.
- SUI, H., ZENG, D. & CHEN, F. (1992). A numerical model for simulating the temperature and moisture regimes of soil under various mulches. *Agricultural and Forest Meteorology*, **61** :281–289.
- SUR, H. S., MASTANA, P. S. & HADDA, M. S. (1992). Effect of rates and modes of mulch application on runoff, sediment and nitrogen loss on cropped and uncropped fields. *Tropical Agriculture*, p. 319–322.
- TAMARI, S., BRUCKLER, L., HALBERTSMA, J. & CHADOEUF, J. (1993). A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Science Society of America J.*, **57** :642–651.

- TAMLIN, C., OLSON, T. & HORTON, M. (1975). Influence of early, delayed, and no mulch residue management on corn production. *Soil Science Society of America Proceedings*, **39**(2) :353–356.
- TANAKA, D. L. & ANDERSON, R. L. (1997). Soil water storage and precipitation storage efficiency of conservation tillage systems. *Journal of soil and water conservation*, p. 363–367.
- TANNER, C. & SHEN, Y. (1990). Water vapor transport through a flail-chopped corn residue. *Soil Science Society of America Journal*, **54** :945–951.
- THOMPSON, N. (1981). Modelling the field drying of hay. *Journal of Agric. Sci. Camb.*, **97** :241–260.
- TILANDER, Y. & BONZI, M. (1997). Water and nutrient conservation through the use of agroforestry mulches, and sorghum yield response. *Plant and Soil*, **197** :219–232.
- TOUMA, J., PEREZ, P. & TODOROFF, P. (1999). Caractérisation hydrodynamique d'un sol encroûté en zone sahélienne. 2. Modélisation du processus d'infiltration. *Agronomie*, **19** :341–348.
- TRIOMPHE, B. (1996). *Seasonal nitrogen dynamics and long-term changes in soil properties under the mucuna/maize cropping system on the hillsides of northern Honduras*. Thèse de doctorat, Cornell University. 161 p.
- TROJAN, M. & LINDEN, D. (1998). Macroporosity and hydraulic properties of earthworm-affected soils as influenced by tillage and residue management. *Soil Science Society of America Journal*, **62** :1687–1692.
- TUZET, A., PERRIER, A. & OULID AISSA, A. (1993). A prediction model for field drying of hay using a heat balance method. *Agricultural and Forest Meteorology*, **65** :63–89.
- UNGER, P. & PARCKER, J. (1976). Evaporation reduction from soil with wheat, sorghum, and cotton residue. *Soil Science Society of America Journal*, **40** :938.
- VALENTIN, C. & BRESSON, L. (1992). Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma*, **55** :225–245.
- VAN BAVEL, C. & HILLEL, D. (1975). A simulation study of soil heat and moisture dynamics as affected by a dry mulch. Dans : *Summer computer simulation conference*, San Francisco CA.
- VAN DE GRIEND, A. & O'NEIL, P. (1986). Discrimination of soil hydraulic properties by combined thermal infrared and microwave remote sensing. Dans : *IGARSS'86 Symposium*, p. 839–845, ESA SP-254, Zurich.
- VAN GENUCHTEN, M. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, **14** :892–898.



- VANDERVAERE, J., VAUCLIN, M., HAVERKAMP, R., PEUGEOT, C., THONY, J. & GILFEDDER, M. (1998). Prediction of crust-induced surface runoff with disc infiltrometer data. *Soil Science*, **163**(1) :9–21.
- VARADAN, K. & RAO, A. (1983). Effect of mulch on soil temperature in humid tropical latosols under coconut (*cocos nucifera* linn) and banana (*musa paradisiaca*). *Agricultural Meteorology*, **28** :375–386.
- VELÁSQUEZ VALLE, M., TISCAREÑO LÓPEZ, M., CLAVERÁN ALONSO, R. & GALLARDO VALDÉS, M. (1997). *Erosión y productividad bajo labranza de conservación I - Avances de investigación en suelos de ando de Michoacán*, tome 1. INIFAP PRODUCE, Morelia, Michoacán, México. 35 p.
- VERHOEF, A., DE BRUIN, H. & VAN DEN HURK, B. (1997). Some practical notes on the parameters  $kB^{-1}$  for sparse vegetation. *Journal of Applied Meteorology*, **36** :560–572.
- VOORHEES, W. B. & LINDSTROM, M. J. (1983). Soil compaction constraints on conservation tillage in the northern Corn belt. *Journal of soil and water conservation*, p. 307–311.
- WELTZ, M., AWADIS, B. & LANE, L. (1992). Hydraulic roughness coefficient for native rangelands. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, **118** :776–790.
- WITONO, H. & BRUCKLER, L. (1989). Use of Remotely Sensed Soil Moisture Content as Boundary Conditions in Soil-Atmosphere Water Transport Modeling 1. Field Validation of a Water Flow Model. *Water Resource Research*, **25**(12) :2423–2435.
- ZACHMANN, J. & LINDEN, D. (1987). Macroporous infiltration and redistribution as affected by earthworms, tillage and residues. *Soil Science Society of America Journal*, **51** :1580–1586.
- ZACHMANN, J. & LINDEN, D. (1989). Earthworm effects on corn residue breakdown and infiltration. *Soil Science Society of America Journal*, **53** :1846–1849.



# **Annexes**



## **Annexe A**

# **Mesures climatiques à la Tinaja en 1998**

L'heure  $h=0$  de référence correspond au 1 juin 1998 à 0h00. Les mesures climatiques sont présentées du 8 juillet 1998 à 0h00 (heure 888) au 21 octobre 1998 à 10h00 (heure 3418) et concerne le rayonnement global, le rayonnement atmosphérique, la température de l'air à 2 mètres, l'humidité relative de l'air à 2 mètres et la vitesse du vent à 2 mètres. Elles ont été acquise au pas de temps de 20 minutes. Le trou dans les mesures de l'heure 1023 à l'heure 1212 correspond à une panne de batterie. Les abscisses des graphiques sont des heures, les barres de séparation verticales fines correspondent à 24 heures et les épaisses à une semaine.

La pluie est présentée après les mesures précédemment décrites. Les données concernent la période du 3 juin 1998 à 0h00 ( $h=48$ ) au 18 novembre 1998 à 0h00 ( $h=4080$ ) et portent sur le cumul des pluies et l'intensité des pluies. Elles ont été acquises au pas de temps de 20 secondes pendant les épisodes pluvieux et 30 minutes le reste du temps. Les abscisses des graphiques sont des heures, les barres de séparation verticales correspondent à une semaine.

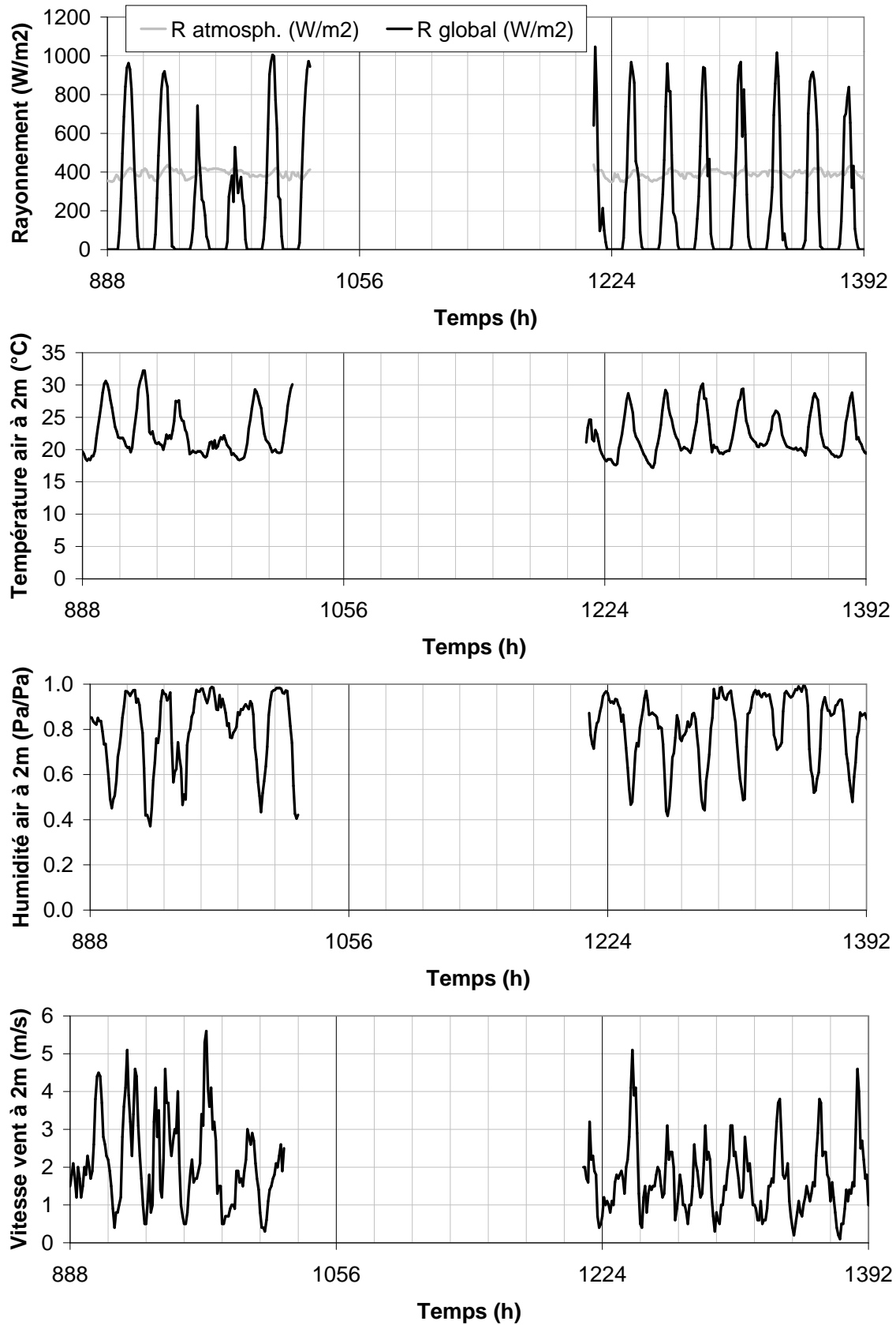


FIG. A.1: Mesures climatiques au pas de temps 20 minutes (heure initiale 1/6/98 à 0h00) (1/5)

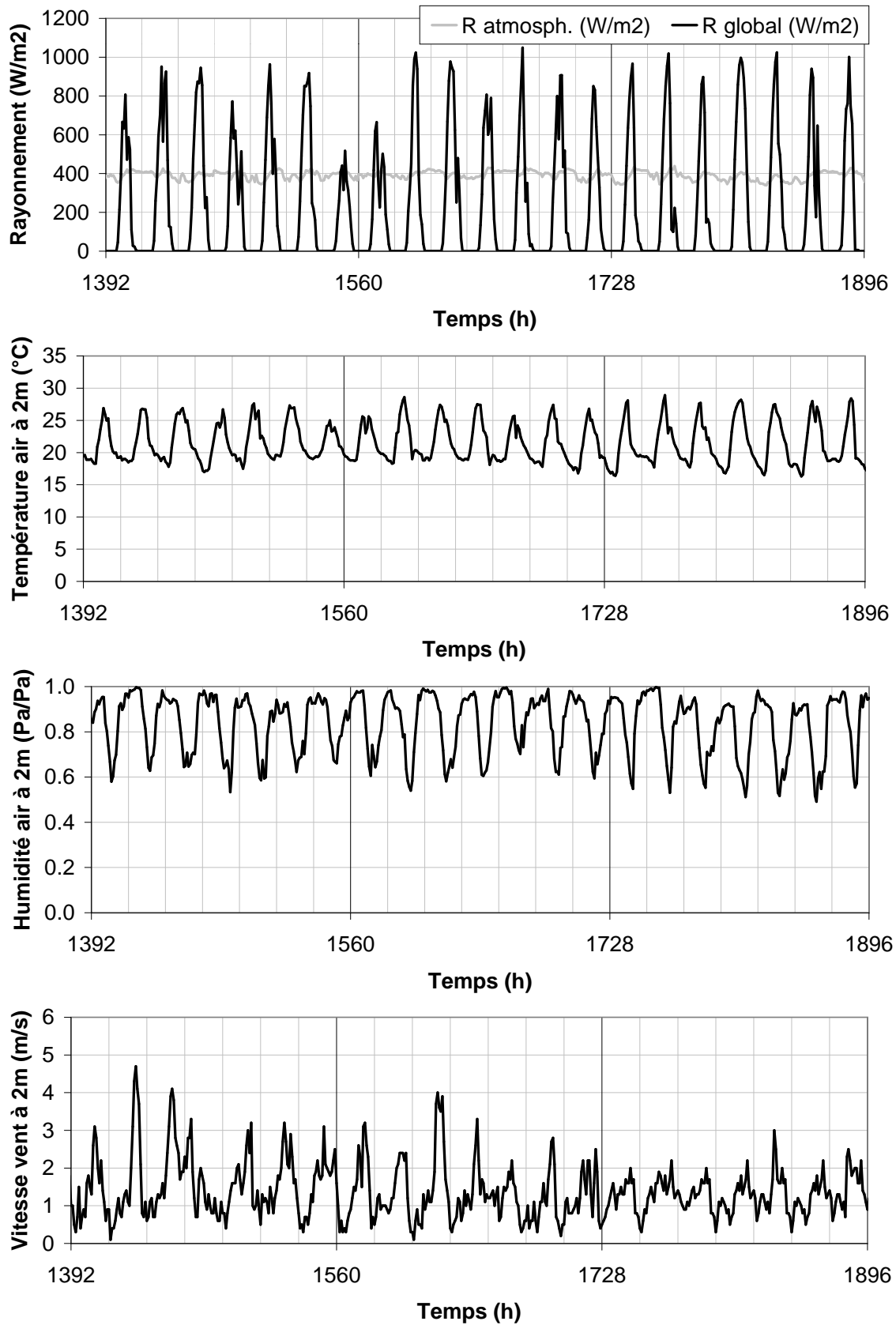


FIG. A.2: Mesures climatiques au pas de temps 20 minutes (heure initiale 1/6/98 à 0h00) (2/5)

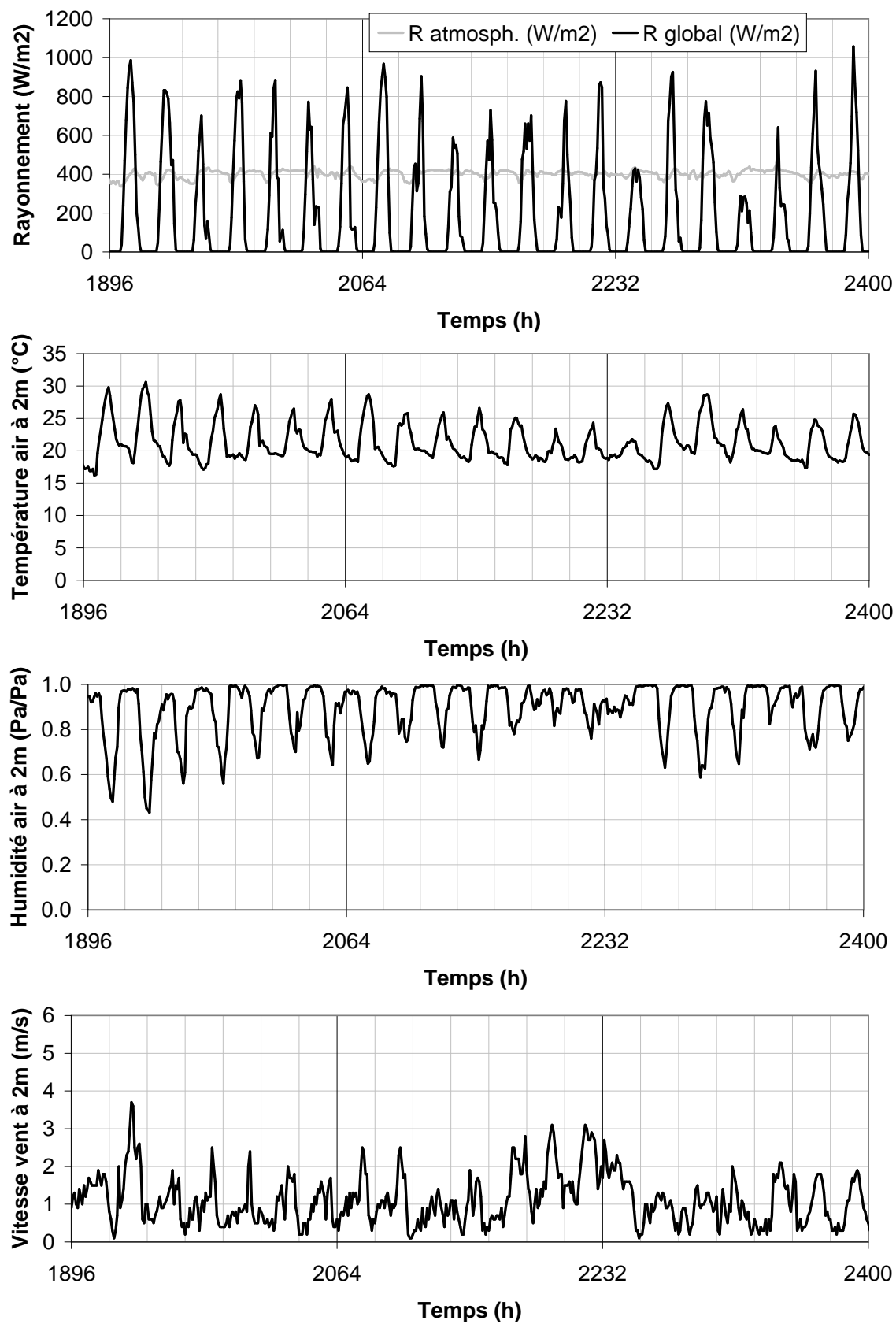


FIG. A.3: Mesures climatiques au pas de temps 20 minutes (heure initiale 1/6/98 à 0h00) (3/5)



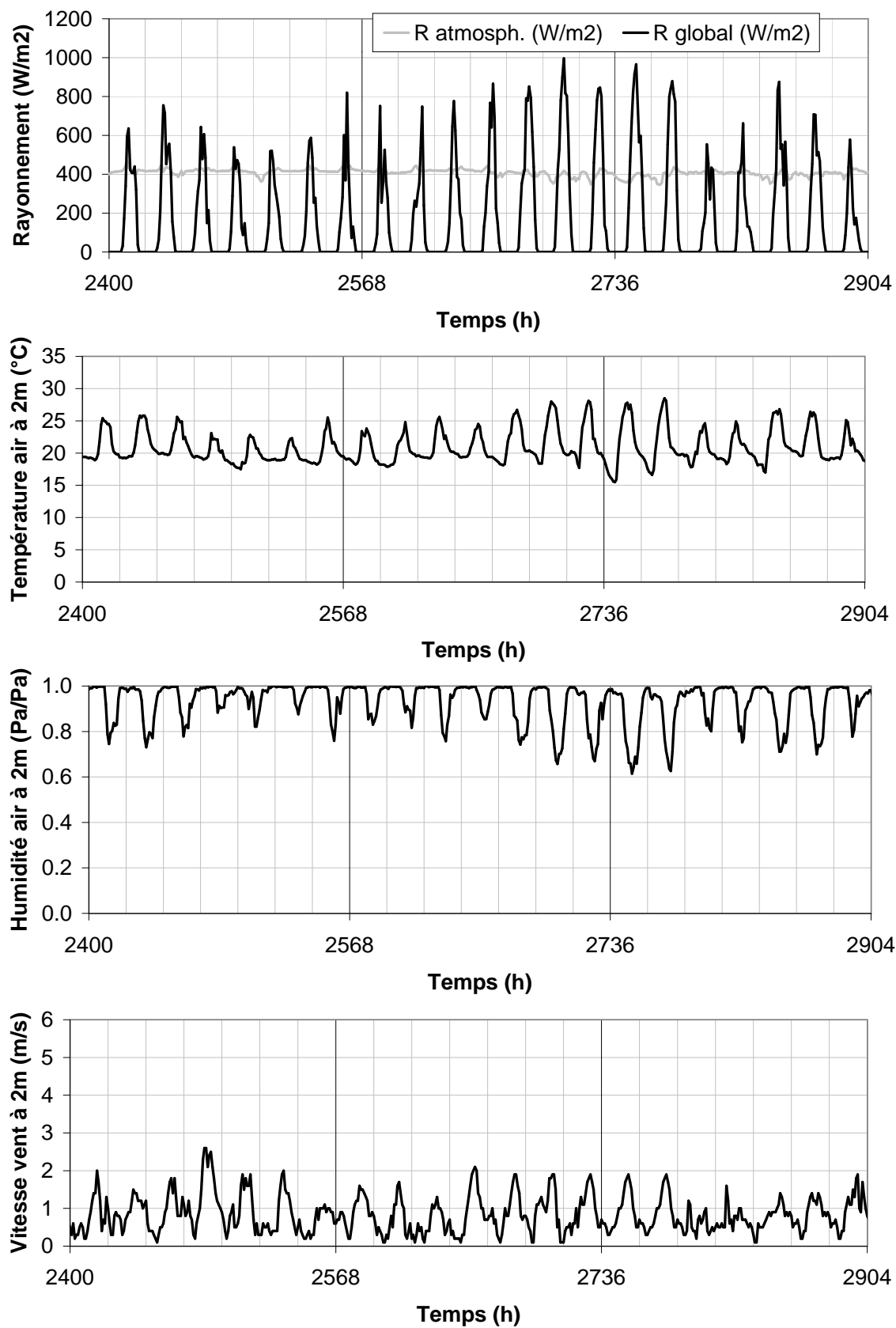


FIG. A.4: Mesures climatiques au pas de temps 20 minutes (heure initiale 1/6/98 à 0h00) (4/5)

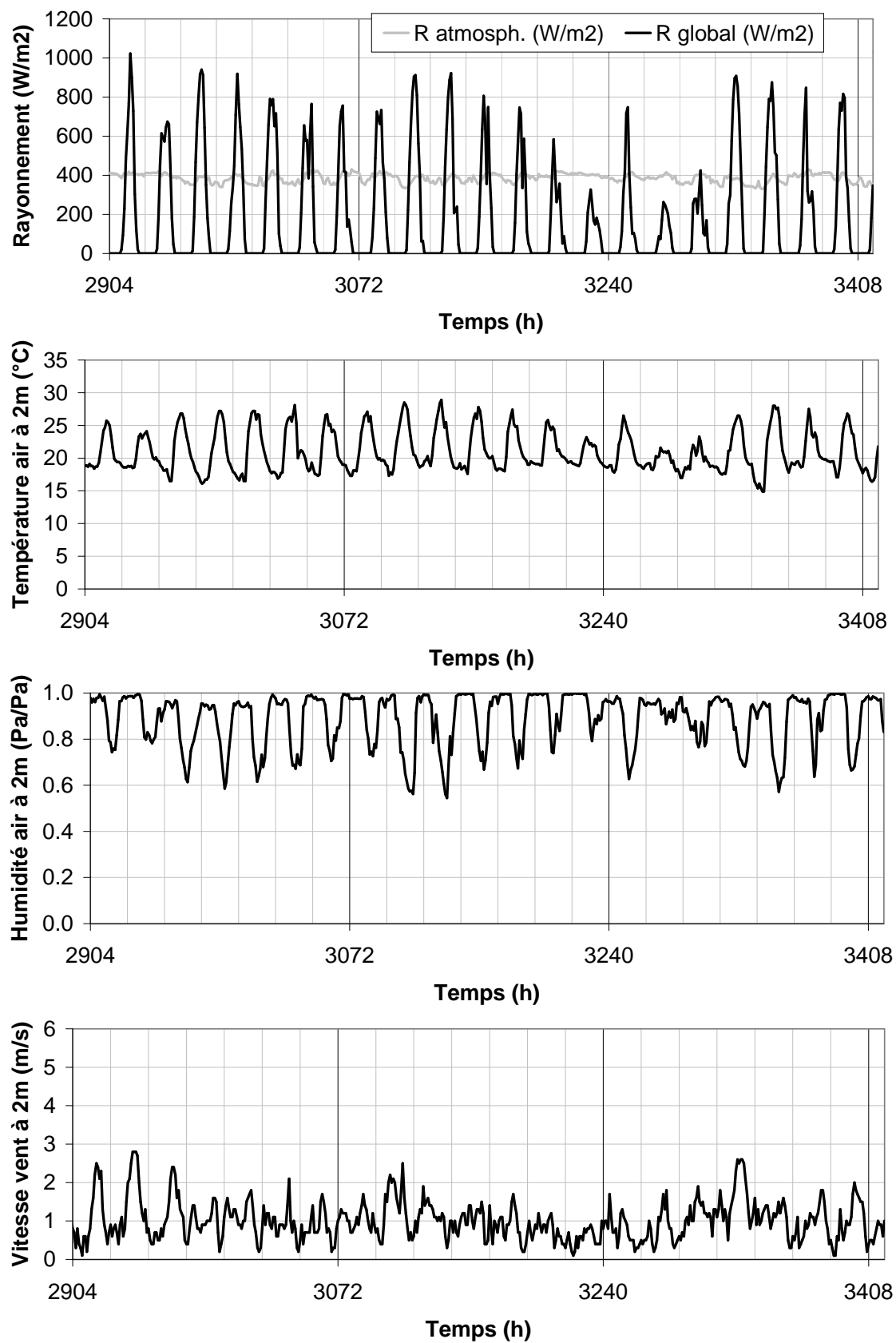


FIG. A.5: Mesures climatiques au pas de temps 20 minutes (heure initiale 1/6/98 à 0h00) (5/5)

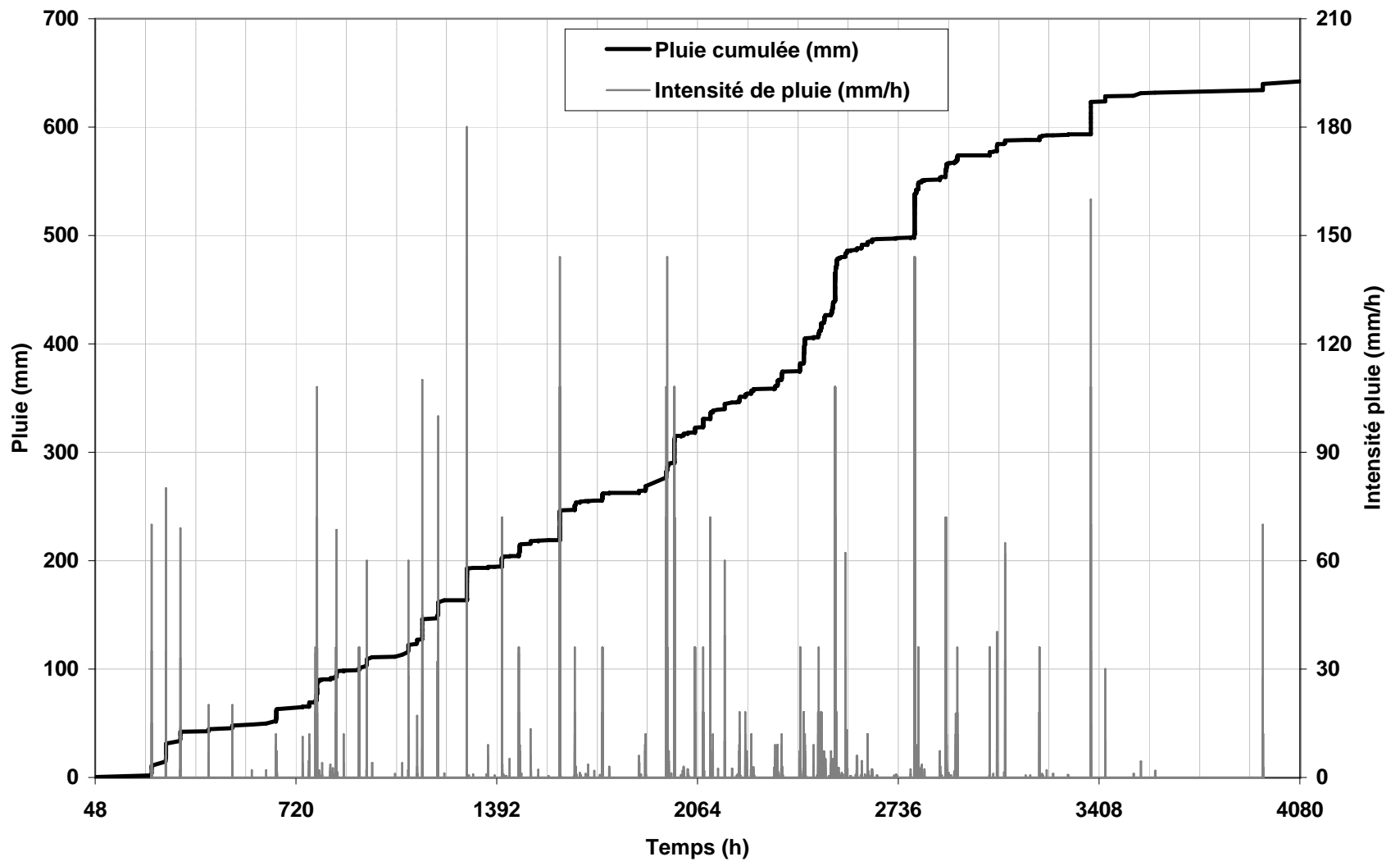


FIG. A.6: Mesures de la pluie au pas de temps 20 secondes (heure initiale 1/6/98 à 0h00)



## Annexe B

# Mesures tonométriques

La tonométrie est une technique qui permet d'estimer la quantité d'eau présente dans un matériau poreux pour des potentiels hydriques bien déterminés et généralement très élevés en valeur absolue (Hémin, 1977). Elle se base sur une propriété thermodynamique des solutions : une solution saturée en un composé chimique particulier impose une humidité relative définie dans l'atmosphère la surmontant (tableau B.1). Connaissant la température du milieu, il est possible de relier cette humidité relative à un potentiel hydrique ou tension de vapeur, via la loi de Kelvin :

$$HR = \frac{P_v}{P_{v_{sat}}(T)} = \exp \frac{g\psi M_{H_2O}}{RT} \quad (\text{B.1})$$

avec  $HR$ , humidité relative ( $Pa.Pa^{-1}$ ),  $P_v$  et  $P_{v_{sat}}$ , pression partielle de vapeur d'eau réelle et à saturation ( $Pa$ ),  $M_{H_2O}$ , masse molaire de l'eau ( $kg.mol^{-1}$ ),  $\psi$ , potentiel de l'eau dans l'atmosphère surnageant ( $m$ ),  $g$ , accélération de la pesanteur ( $m.s^{-2}$ ),  $T$ , température du milieu ( $K$ ).

La mesure consiste tout d'abord à constituer des récipients clos contenant chacun une solution saturée en un composé du tableau (B.1). Il suffit alors de placer dans chaque récipient, au dessus de la solution saturée, les échantillons du matériau poreux à étudier saturés en eau. Au cours du temps ces échantillons se dessèchent et leur potentiel finit par se mettre à l'équilibre avec celui imposé par la solution saturée l'environnant. Les échantillons à l'équilibre sont alors pesés puis séchés à  $70^\circ C$  pendant 48 heures et pesés de nouveau pour déterminer leur teneur en eau à l'équilibre  $w(\psi)$ .

<b>Composé chimique</b>	<b>Symbole</b>	<b>Humidité relative imposée</b>	<b><math>\psi</math> correspondant à 20°C</b>
Chlorure de lithium	$LiCl$	15.0%	-26192.54
Chlorure de calcium	$CaCl_2$	32.3%	-15602.74
Nitrite de sodium	$NaNO_2$	66.0%	-5736.80
Acétate de sodium	$NaCH_3CO_2$	76.0%	-3789.01
Sulfate d'ammonium	$SO_4(NH_4)_2$	81.0%	-2909.31
Sulfate de sodium	$Na_2SO_4$	93.0%	-1001.95
Sulfate de cuivre	$CuSO_4$	98.0%	-278.93

TAB. B.1: Tensions de vapeur et humidité relative sur solution saturante à 20°C

## **Annexe C**

# **Comparaisons entre simulations et observations**

## Modèle TEC

Comparaisons des simulations du modèle TEC avant calage<sup>1</sup> et après calage<sup>2</sup> avec les observations, pour l'ensemble des 10 épisodes de dessèchement.

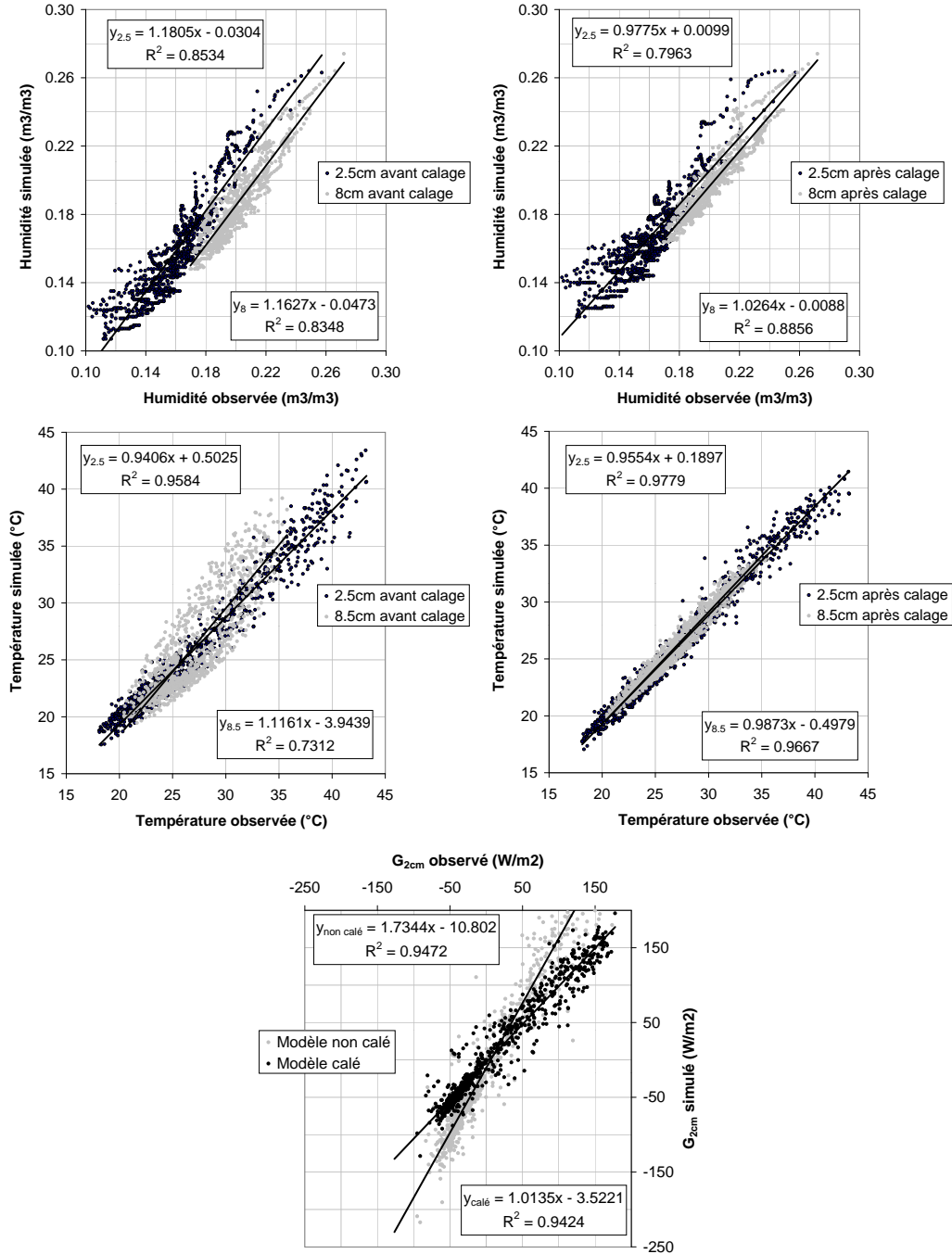


FIG. C.1: Comparaison observations et simulations avant et après calage du modèle TEC

<sup>1</sup>  $K_s = 2,0 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ ,  $\eta = 11,7$  et  $\Lambda_{sat} = 2700 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ .

<sup>2</sup>  $K_s = 1,0 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ ,  $\eta = 11,4$  et  $\Lambda_{sat} = 2108 \text{ J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1/2}$ .



## Modèle TEC-paillis

Comparaisons des simulations du modèle TEC-paillis (pour 7 épisodes de validation) avec les observations.

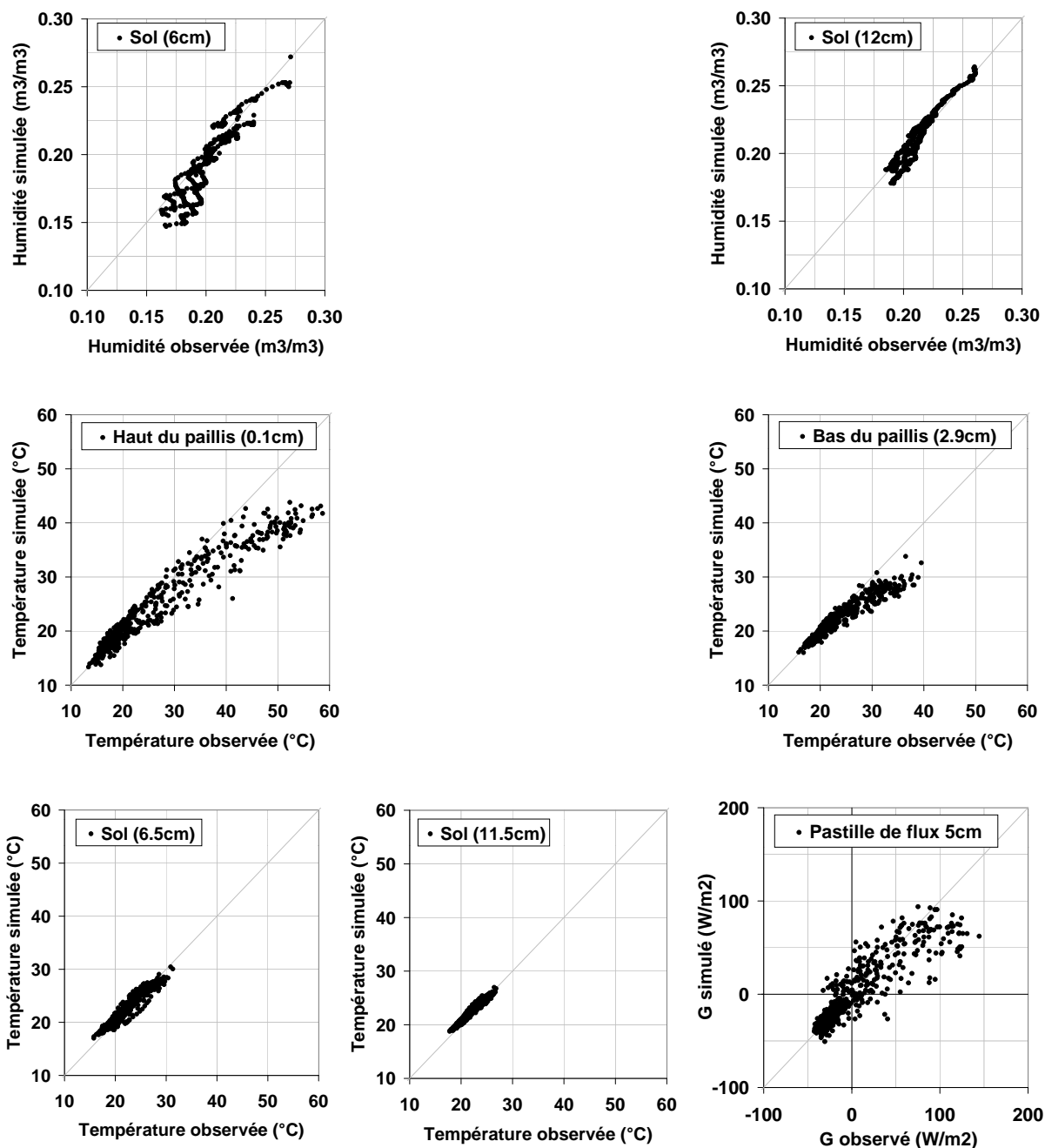


FIG. C.2: Qualité de restitution du modèle TEC-paillis sur les sept épisodes de validation (par ordre de lecture, humidités du sol, températures du paillis puis du sol et flux de chaleur dans le sol)

## Modèle composite

### Cas de PEv1.5

Comparaisons des simulations du modèle TEC-paillis (pour les 5 épisodes utilisés) avec les observations.

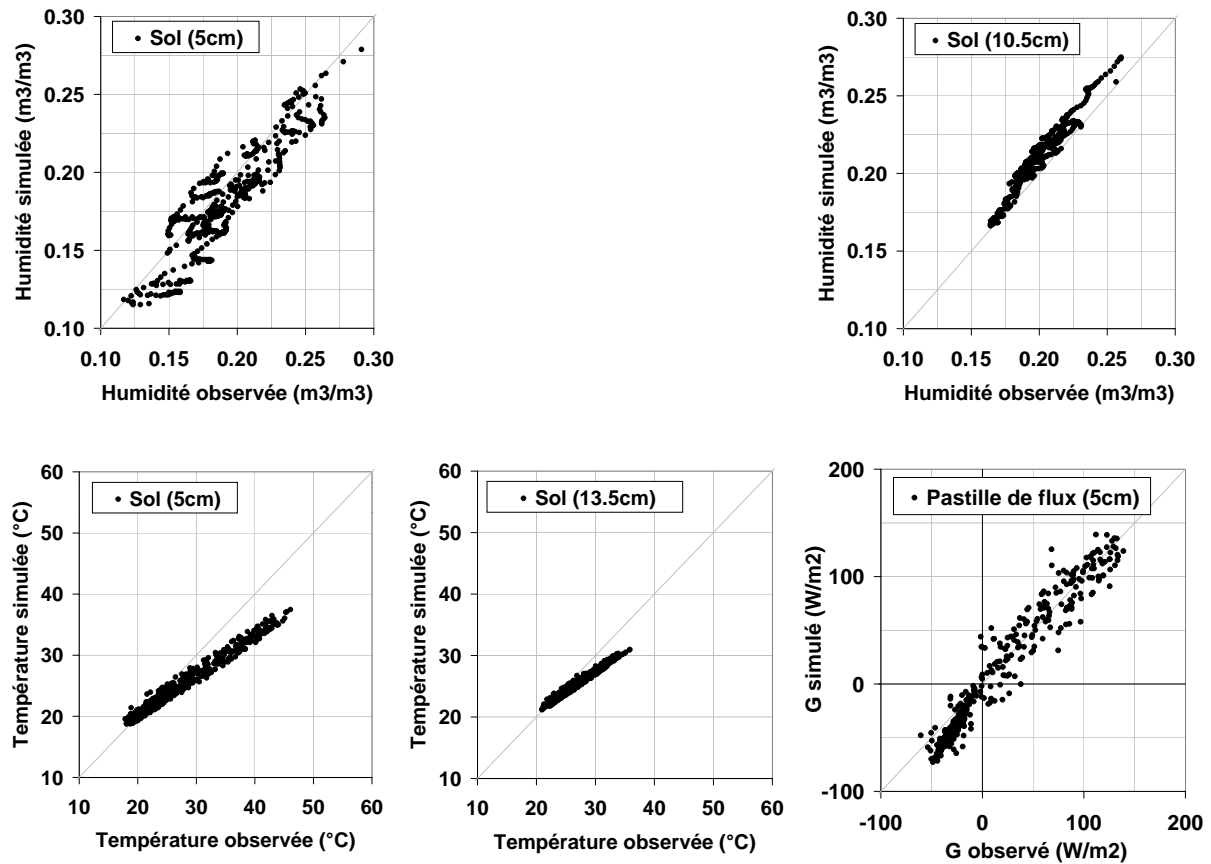


FIG. C.3: Qualité de restitution du *modèle composite* sur les cinq épisodes de simulation de PEv1.5 (par ordre de lecture, humidités du sol, températures du sol et flux de chaleur dans le sol)

## Cas de PEv4.5

Comparaisons des simulations du modèle TEC-paillis (pour les 5 épisodes utilisés) avec les observations.

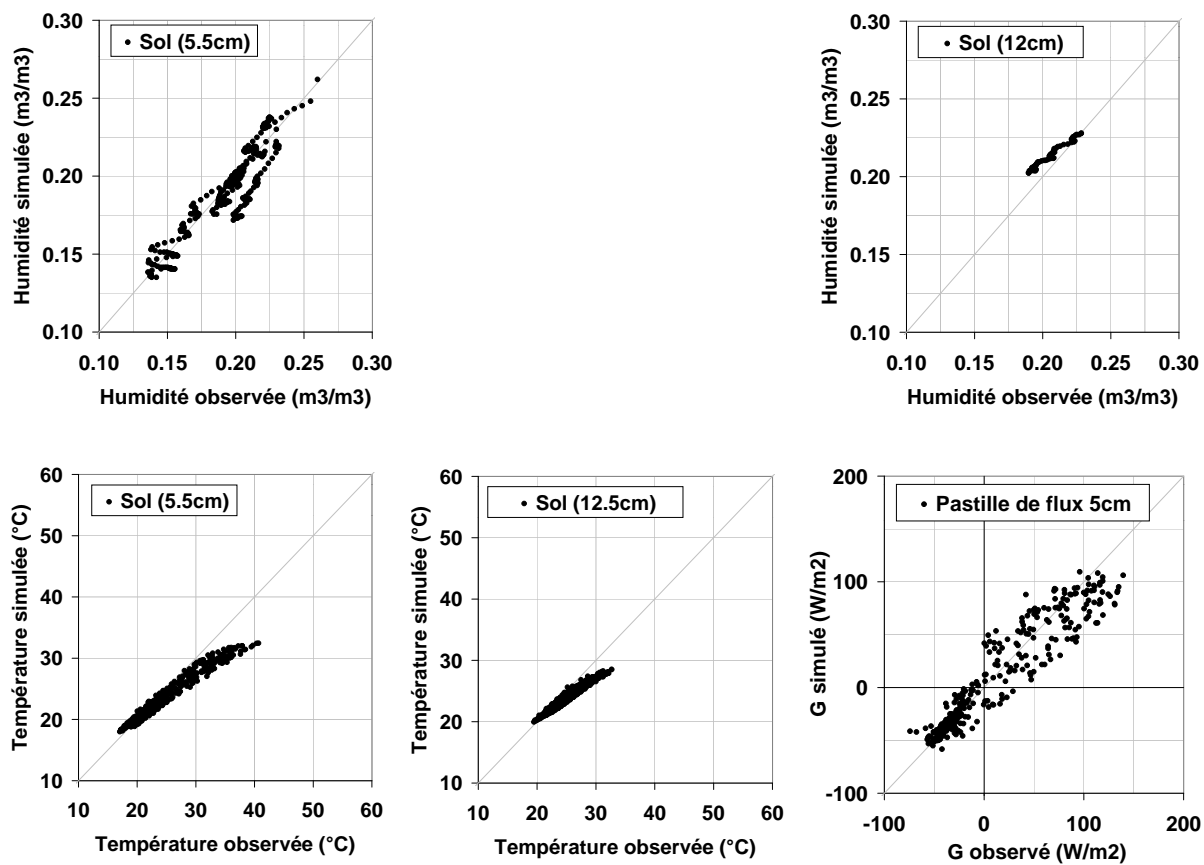


FIG. C.4: Qualité de restitution du *modèle composite* sur les cinq épisodes de simulation de PEv4.5 (par ordre de lecture, humidités du sol, températures du sol et flux de chaleur dans le sol)



## Annexe D

# Théorie de l'infiltration dans les sols

La théorie présentée dans ce qui suit repose sur l'hypothèse d'un sol composé d'un seul horizon homogène d'épaisseur  $z_m$  (m).

### Formalisme dimensionnel de l'infiltration dans un sol

L'écoulement isotherme et monodimensionnel de l'eau dans un sol homogène non saturé (infiltration, évaporation ou drainage) est décrit par l'équation aux dérivées partielles (Richards, 1931) :

$$C_m \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta) \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (\text{D.1})$$

avec  $C_m$ , capacité capillaire ( $m^{-1}$ ),  $\psi$ , potentiel matriciel de l'eau dans le sol (m),  $\theta$ , humidité volumique du sol ( $m^3.m^{-3}$ ),  $K$ , conductivité hydraulique ( $m.s^{-1}$ ),  $z$ , cote comptée positivement vers le bas (m) et  $t$ , temps (s).

Les courbes de rétention,  $\psi(\theta)$ , et de conductivité hydraulique,  $K(\theta)$ , peuvent être définies par diverses relations rencontrées dans la littérature (Haverkamp *et al.*, 1998). Selon Fuentes *et al.* (1992), la combinaison qui respecte le mieux les contraintes physiques et mathématiques pour une large gamme de sols est l'équation de Van Genuchten (1980) avec la condition de Burdine ( $m = 1 - 2/n$ ) pour  $\psi(\theta)$ , et l'équation de Brooks & Corey (1964) pour  $K(\theta)$  :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ 1 + \left( \frac{\psi}{\psi_g} \right)^n \right]^{-m} \quad (\text{D.2a})$$

$$\frac{K}{K_s} = \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^\eta \quad (\text{D.2b})$$

avec  $\theta$ ,  $\theta_s$  et  $\theta_r$ , humidités volumiques respectivement du sol, à saturation et résiduelle ( $m^3.m^{-3}$ ),  $\psi$ , potentiel matriciel de l'eau dans le sol et  $\psi_g$ , paramètre d'échelle du potentiel hydrique introduit par Van Genuchten ( $m$ ),  $K$  et  $K_s$ , conductivités hydrauliques respectivement à l'humidité  $\theta$  et à saturation ( $m.s^{-1}$ ),  $n$ ,  $m = 1 - 2/n$  et  $\eta$ , paramètres de formes (-).

Ces équations de courbes de rétention et de conductivité sont des intermédiaires mathématiques servant à calculer le flux d'eau dans le sol, véritable processus physique représenté par l'équation (D.1). La démarche d'adimensionnalisation qui est exposée dans le paragraphe qui suit est applicable à n'importe quel jeu de fonctions ( $\psi(\theta); K(\theta)$ ).

La résolution de l'équation (D.1) pour un système donné dépend des conditions initiales et à la limite. Les conditions initiales peuvent être données par un profil initial d'humidité :

$$\theta(z, 0) = \theta_0(z) \quad (D.3)$$

avec  $\theta_0$ , humidité volumique initiale ( $m^3.m^{-3}$ ). La condition à la limite inférieure est donnée par :

$$\theta(z_m, t) = \theta_{z_m}(t) \quad (D.4)$$

avec  $\theta_{z_m}$ , humidité volumique à la base du système ( $m^3.m^{-3}$ ). La condition à la limite supérieure est généralement donnée par une valeur imposée de la charge hydraulique à la surface (Dirichlet) :

$$\psi(0, t) = \psi_1(t) \quad (D.5)$$

ou par une condition de flux (Neumann) :

$$\left( K - K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_{z=0} = q_1(t) \quad (D.6)$$

avec  $\psi_1$ , potentiel hydrique à la surface ( $m$ ) et  $q_1$ , flux d'eau à la surface du sol ( $m.s^{-1}$ ).

## Adimensionnalisation et résolution du problème d'infiltration dans un sol

Il n'existe pas de solution analytique à l'équation de Richards (D.1) pour des conditions initiale et à la limite complexes (Haverkamp *et al.*, 1998). Toutefois, le cas particulier d'une infiltration monodimensionnelle sous charge hydraulique  $\psi_1$  constante<sup>1</sup>, dans une colonne de sol de profondeur infinie et de

<sup>1</sup> $\psi_1$  peut être négatif dans le cas non saturé ou positif en présence d'une lame d'eau à la surface du sol.

profil initial d'humidité homogène ( $\theta(z, 0) = \theta_0$ ), est solvable analytiquement. Sous les conditions qui viennent d'être énoncées il est possible d'écrire l'infiltration cumulée dans le sol de la façon suivante :

$$I(t) = K_0 t + \int_0^{z_f} (\theta(z, t) - \theta_0) dz \quad (\text{D.7})$$

avec  $I$ , infiltration cumulée dans le temps ( $m$ ),  $K_0$ , conductivité hydraulique à  $\theta_0$  ( $m.s^{-1}$ ),  $z_f$ , cote du front d'infiltration ( $m$ ). La théorie de l'analyse dimensionnelle repose sur un postulat fondamental qui stipule que l'invariance d'une loi physique suite à une série de transformations d'échelle implique l'invariance de toutes les conséquences de cette loi, sous ces mêmes transformations (Birkhoff, 1960). Dans notre cas particulier l'équation (D.7) est une conséquence de l'équation (D.1), nous savons donc que les transformations d'échelles qui garantissent l'invariance de l'équation (D.1) assurent forcément celle de l'équation (D.7). Supposons maintenant qu'un tel jeu de transformations d'échelles existe, nous pouvons l'écrire de la façon suivante :

$$z^* = \alpha_z z \quad , \quad t^* = \alpha_t t \quad , \quad \theta^* = \alpha_\theta \theta \quad , \quad \psi^* = \alpha_\psi \psi \quad , \quad K^* = \alpha_K K \quad \text{et} \quad C^* = \alpha_C C \quad (\text{D.8})$$

où  $\alpha_z$  ( $m^{-1}$ ),  $\alpha_t$  ( $s^{-1}$ ),  $\alpha_\theta$  ( $m^3.m^{-3}$ ),  $\alpha_\psi$  ( $m^{-1}$ ),  $\alpha_K$  ( $s.m^{-1}$ ) et  $\alpha_C = \alpha_\theta / \alpha_\psi$  ( $m$ ) sont des paramètres constants qui définissent respectivement les variables adimensionnelles  $z^*$ ,  $t^*$ ,  $\theta^*$ ,  $\psi^*$ ,  $K^*$  et  $C^*$  à partir des variables dimensionnelles déjà définie  $z$ ,  $t$ ,  $\theta$ ,  $\psi$ ,  $K$  et  $C$ . Revenons à l'équation d'infiltration cumulée (D.7) ; dans le cadre où nous nous sommes placé, cette équation possède une solution analytique qui dépend non seulement des relations choisies pour représenter le sol ( $\psi(\theta)$ ,  $K(\theta)$ ), mais aussi des approximations faites lors de la résolution de l'équation (développement en série entière par exemple). Dans la littérature de nombreux auteurs proposent une solution analytique à l'équation (D.7) (Green & Ampt, 1911; Philip, 1957a,b; Parlange *et al.*, 1982, 1985; Haverkamp *et al.*, 1990). Parmi ces solutions celle s'appuyant sur la théorie de Green & Ampt (1911) est la plus frustre mais présente l'avantage d'être simple. C'est celle que nous retiendrons pour illustrer clairement les principes fondamentaux de la théorie d'adimensionnalisation. Green & Ampt (1911) supposent que l'eau s'infiltre dans le sol à la manière d'un piston en présence d'une lame d'eau d'épaisseur constante  $h_{surf}$  ( $m$ ) à la surface du sol et d'un potentiel négatif  $h_f$  ( $m$ ) en profondeur (figure D.1). Les auteurs considèrent en fait deux horizons bien démarqués : l'horizon  $z = 0$  à  $z_f$  qui est saturé en eau et l'horizon  $z_f$  à l'infini qui est à l'humidité  $\theta_0$ . Le potentiel matriciel est supposé nul dans l'horizon saturé et vaut  $h_f$ , potentiel hydrique négatif du front d'humectation ( $m$ ). La courbe de conductivité hydraulique est réduite à deux points ( $K(\theta_s) = K_s$  et





$$S_1^2(\theta_s, \theta_0) = \int_{\theta_0}^{\theta_s} (\theta_s + \theta - 2\theta_0) D(\theta) d\theta \quad (\text{D.11})$$

avec  $S_1$ , sorptivité du sol ( $m \cdot s^{-1/2}$ ) et  $D(\theta) = K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta}$ , diffusivité du sol ( $m^2 \cdot s^{-1}$ ). En présence d'une lame d'eau à la surface du sol, un terme complémentaire doit être rajouté à la sorptivité qui s'exprime alors (Haverkamp *et al.*, 1998) :

$$S_1^2(h_{surf}, h_0) = S_1^2(\theta_s, \theta_0) + 2K_s h_{surf} (\theta_s - \theta_0) \quad (\text{D.12})$$

où  $h_0 = \psi(\theta_0)$  est le potentiel hydrique initial dans le sol ( $m$ ). Dans ce qui suit  $S_1(h_{surf}, h_0)$  est noté simplement  $S_+$ . Dans le cas particulier des sols décrits par le formalisme de Green & Ampt (1911), l'équation (D.12) prend la forme :

$$S_+^2 = 2K_s (h_{surf} - h_f) (\theta_s - \theta_0) \quad (\text{D.13})$$

Étant donnée la nature de l'équation (D.10), l'unique<sup>2</sup> façon de l'écrire sous forme adimensionnelle par des transformations d'échelles est de poser :

$$I^* = \alpha_I (I - K_0 t) \quad (\text{D.14a})$$

$$t^* = \alpha_t t \quad (\text{D.14b})$$

en définissant :

$$\alpha_I = \frac{\Delta K}{K_s \Delta \theta \Delta h} \quad (\text{D.15a})$$

$$\alpha_t = \frac{(\Delta K)^2}{K_s \Delta \theta \Delta h} \quad (\text{D.15b})$$

ou encore :

$$\alpha_I = \frac{2\Delta K}{S_+^2} \quad (\text{D.16a})$$

$$\alpha_t = \frac{2(\Delta K)^2}{S_+^2} \quad (\text{D.16b})$$

---

<sup>2</sup>L'unicité est ici définie à un facteur multiplicatif adimensionnel près.

avec  $\alpha_I$ , paramètres d'adimensionnalisation de l'infiltration cumulée ( $m^{-1}$ ) et  $\alpha_t$ , paramètre d'adimensionnalisation du temps ( $s^{-1}$ ). Nous savons donc que si un jeu de transformations d'échelles (D.8) rendant l'équation (D.1) invariante<sup>3</sup> existe, alors il satisfait forcément les équations (D.16a) et (D.16b). Il reste à prouver l'existence, sous ces conditions, des paramètres d'adimensionnalisation  $\alpha_z$ ,  $\alpha_\theta$ ,  $\alpha_\psi$ ,  $\alpha_K$  et  $\alpha_K$ , et à déterminer leurs expressions. La loi de Darcy généralisée aux sols non saturés, utilisée dans la loi de Richards, s'écrit :

$$q = \frac{dI}{dt} = -K(\theta) \frac{\partial(\psi - z)}{\partial z} \quad (\text{D.17})$$

avec  $q$ , vitesse d'infiltration ( $m.s^{-1}$ ). En utilisant les transformations (D.8) nous pouvons reformuler cette loi :

$$\frac{\alpha_t}{\alpha_I} \frac{dI^*}{dt^*} = -\frac{K^*}{\alpha_K} \left( \frac{\alpha_z}{\alpha_\psi} \frac{\partial\psi^*}{\partial z^*} - 1 \right) \quad (\text{D.18})$$

Pour que (D.18) puisse s'écrire sous forme invariante adimensionnelle il faut que :

$$\alpha_K \alpha_t = \alpha_I \quad (\text{D.19a})$$

$$\alpha_\psi = \alpha_z \quad (\text{D.19b})$$

Enfin l'introduction des contraintes (D.19) dans l'équation (D.1) conduit à la dernière identité :

$$\alpha_\theta \alpha_z = \alpha_K \alpha_t = \alpha_I \quad (\text{D.20})$$

Nous choisissons alors pour valeur de  $\alpha_\theta$  (Haverkamp *et al.*, 1998) :

$$\alpha_\theta = \frac{1}{\Delta\theta} \quad (\text{D.21})$$

Ceci nous permet de déduire un jeu complet de paramètres d'adimensionnalisation des équations (D.1) et (D.10) :

---

<sup>3</sup>Il faut comprendre le terme *invariant* comme ne dépendant pas du type de sol, des conditions initiales ni des conditions à la limite.

$$\alpha_z = \alpha_\psi = \frac{\Delta K}{K_s \Delta h}, \alpha_\theta = \frac{1}{\Delta \theta}, \alpha_C = \frac{\alpha_\theta}{\alpha_\psi}, \alpha_K = \frac{1}{\Delta K}, \alpha_t = \frac{2(\Delta K)^2}{S_+^2} \text{ et } \alpha_I = \frac{2\Delta K}{S_+^2} \quad (\text{D.22})$$

Sous ces conditions les équations (D.1) et (D.10) peuvent s'écrire sous une forme invariante adimensionnelle (Haverkamp *et al.*, 1998) :

$$C_m^* \frac{\partial \psi^*}{\partial t^*} = \frac{\partial}{\partial z^*} \left[ K^* \left( \frac{\partial \psi^*}{\partial z^*} - 1 \right) \right] \quad (\text{D.23})$$

$$I^* = t^* + \ln(1 + I^*) \quad (\text{D.24})$$

Nous montrons donc qu'il existe bien un jeu de paramètres de transformation d'échelle  $\alpha_z$ ,  $\alpha_t$ ,  $\alpha_\theta$ ,  $\alpha_\psi$ ,  $\alpha_K$ ,  $\alpha_C$  et  $\alpha_I$  qui permet d'écrire l'équation de Richards (D.1) sous forme adimensionnelle et invariante (D.23). L'équation d'infiltration de Green & Ampt (D.10) s'écrit également sous forme adimensionnelle invariante (D.24), avec ce même jeu de paramètres de transformation d'échelle. La courbe d'infiltration cumulée adimensionnelle et invariante (D.24) est représentée sur la figure (D.2). Elle est indépendante des propriétés spécifiques du système physique dans lequel se produit l'infiltration, mais définit la classe de similarité dynamique auquel le système physique appartient (Haverkamp *et al.*, 1998). Autrement dit c'est une représentation des concepts physiques qui sous-tendent le processus d'infiltration. Le passage de l'équation (D.24) à l'équation dimensionnelle (D.10) se fait au moyen de deux uniques paramètres,  $\alpha_I$  et  $\alpha_t$ , qui intègrent l'ensemble des particularités du processus d'infiltration (type de sol, conditions initiale et à la limite) et déterminent complètement la loi d'infiltration.

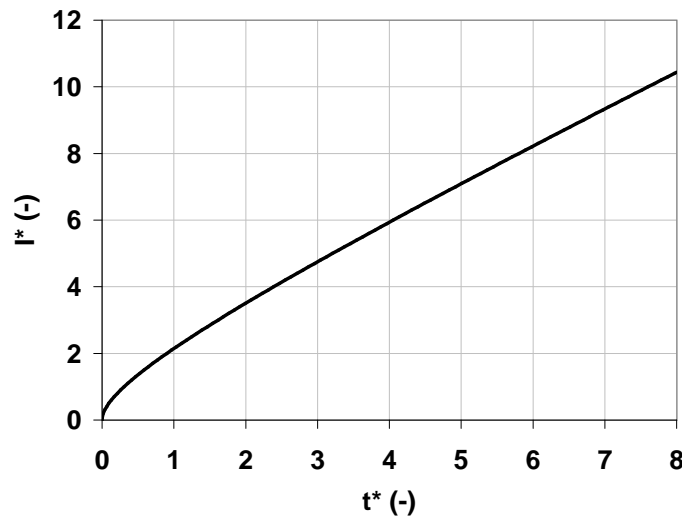


FIG. D.2: Courbe d'infiltration adimensionnelle et invariante de Green & Ampt

L'infiltration dans un sol de type Green & Ampt de teneur en eau initiale uniforme  $\theta_0$ , soumis à un potentiel de surface constant  $\psi_1$ , est entièrement régie par la loi adimensionnelle et invariante (D.24) et les paramètres  $\alpha_I$  et  $\alpha_t$ , définis par (D.16a) et (D.16b). La loi (D.24), établie pour un sol de type Green & Ampt, a en fait une portée beaucoup plus générale et peut-être appliquée à des sols décrits par d'autres relations fonctionnelles  $\psi(\theta)$  et  $K(\theta)$  (Haverkamp *et al.*, 1998). L'introduction d'un paramètre  $c_p$  (-) prenant en compte la spécificité des fonctions utilisées pour les courbes de rétentions et de conductivité hydraulique conduit à la formulation de la loi d'infiltration (Haverkamp *et al.*, 1999) :

$$I^* = t^* + \frac{c_p}{2} \ln \left( 1 + \frac{2}{c_p} I^* \right) \quad (\text{D.25})$$

Les paramètres d'adimensionnalisation de l'infiltration et du temps s'expriment alors :

$$\alpha_I = \frac{c_p \Delta K}{S_+^2} \quad (\text{D.26a})$$

$$\alpha_t = \frac{c_p (\Delta K)^2}{S_+^2} \quad (\text{D.26b})$$

Le paramètre  $c_p$  prend la valeur 2 pour des sols de type Green & Ampt et l'on retrouve le formalisme présenté précédemment. Pour les sols décrits par d'autres relations fonctionnelles  $\psi(\theta)$  ou  $K(\theta)$ , Haverkamp *et al.* (1999) utilisent le fait que la sorptivité  $S(\theta_s, 0)$  est une propriété intrinsèque du sol qui demeure invariante par changement de relation fonctionnelle, pour calculer la valeur de  $c_p$ . Ces auteurs montrent que pour un sol représenté par les relations de Van Genuchten avec la condition de Burdine ( $\psi(\theta)$ ) et de Brooks & Corey ( $K(\theta)$ ), le paramètre  $c_p$  s'écrit :

$$c_p = \Gamma \left( 1 + \frac{1}{n} \right) \left( \frac{\Gamma(m\eta - \frac{1}{n})}{\Gamma(m\eta)} + \frac{\Gamma(m\eta - \frac{1}{n} + m)}{\Gamma(m\eta + m)} \right) \quad (\text{D.27})$$

avec  $m$  et  $n$ , paramètres de la courbe de rétention de Van Genuchten (-), et  $\eta$ , paramètre de la courbe de conductivité hydraulique de Brooks & Corey (-).  $\Gamma$  désigne la fonction gamma ou factorielle d'Euler<sup>4</sup> (Abramowitz, 1964). Haverkamp *et al.* (1999) montrent en outre que pour prendre en compte les effets d'hystérésis, il faut distinguer le potentiel matriciel de référence de Van Genuchten (1980) en phase de mouillage  $\psi_{gw}(m)$  et en phase de séchage  $\psi_{gd}(m)$ . Ces deux potentiel sont liés par la relation :

---

<sup>4</sup> $\Gamma(z) = \int_0^\infty t^{z-1} e^{-t} dt \forall z > 0.$

$$\frac{\psi_{gd}}{\psi_{gw}} = f_{\psi_g}(M, N, D_g) \quad (\text{D.28})$$

où  $f_{\psi_g}$  est une fonction de la texture du sol décrite dans Haverkamp *et al.* (1999). Enfin il est possible de montrer que le potentiel matriciel de référence de Van Genuchten  $\psi_{gd}(m)$  est lié au potentiel hydrique de Green & Ampt du front d'humectation  $h_f(m)$  par la relation :

$$\psi_{gd} = \frac{2f_{\psi_g}(M, N, D_g)}{c_p} h_f \quad (\text{D.29})$$



## Annexe E

# Traitement des mesures des capteurs de pression de l'expérience ruissellement

### Étalonnage des capteurs de pressions

Les capteurs de pression des bidons des parcelles de ruissellement (OEM model 84 de EuroSensor) sont censés être compensés en température. En pratique il reste un effet résiduel de la température sur la mesure. Nous avons donc étalonné les 8 capteurs à la fois en pression et en température. A cet effet, en avril 1998 (avant l'expérience ruissellement), les capteurs ont été placés en chambre climatique successivement à 10, 18, 28 et 40 °C (gamme de température couramment rencontrée dans les bidons au Mexique). Le contrôle de cette température  $T$  (°C) s'est faite au moyen d'un thermomètre Aspin (-2/32 °C), sauf pour la température la plus élevée hors gamme. Pour chaque température, après attente de la mise à l'équilibre thermique pendant 24 heures, nous avons imprimé à chaque capteur une surpression calibrée  $P - P_0^1$  (Pa) de 0, 1962, 3924, 5886, 7848 et 9810 Pa (Druc DPI602 capteur 0-1 bar). La tension aux bornes des capteurs  $U$  (V) a été mesurée par un multimètre (AOIP MN5128 calibre 20 mV). La relation d'étalonnage à partir de laquelle ont été déduits les coefficients d'étalonnages est :

$$P - P_0 = (a_0 + a_1 T)U + b_0 + b_1 T + b_2 T^2 \quad (\text{E.1})$$

avec  $a_0$  (Pa.mV<sup>-1</sup>),  $a_1$  (Pa.mV<sup>-1</sup>.°C<sup>-1</sup>),  $b_0$  (Pa),  $b_1$  (Pa.°C<sup>-1</sup>) et  $b_2$  (Pa.°C<sup>-1</sup>), coefficients ajustés sur les valeurs mesurées de  $P$ ,  $U$  et  $T$ , propres à chaque capteur. Pour évaluer la dérive des capteurs dans le temps, le même protocole d'étalonnage a été répété au retour du Mexique, une fois l'expérience ruissellement terminée, en décembre 1998. Les résultats des deux étalonnages sont présentés dans le tableau (E.1). A ces deux dates, l'étalonnage permet une mesure de  $P$  avec une erreur résiduelle inférieure à 100

---

<sup>1</sup> $P_0$  est la pression atmosphérique (Pa).

Pa. La dérive affecte principalement les coefficients  $b_*$  de l'*offset* et peu les coefficients  $a_*$  de la pente, ce qui garantit une bonne estimation des mesures en relatif (variation de pression entre deux dates). Cette dérive a été prise en compte en considérant que tous les coefficients d'étalonnages variaient linéairement en fonction du temps, de leur valeur d'avril à celle de décembre. La prise en compte de la dérive améliore la mesure en valeur absolue et assure une erreur résiduelle inférieure à 100 Pa, sur les mesures de variation de  $P$ .

Capteur numéro	Date étalonnage	$a_0$ (Pa.V <sup>-1</sup> )	$a_1$ (Pa.V <sup>-1</sup> .°C <sup>-1</sup> )	$b_0$ (Pa)	$b_1$ (Pa.°C <sup>-1</sup> )	$b_2$ (Pa.°C <sup>-2</sup> )
1	Avril 1998	4,81E+05	1,20E+03	2,04E+02	2,61E+00	6,47E-02
	Décembre 1998	4,84E+05	1,02E+03	2,54E+02	-2,93E-02	1,02E-01
2	Avril 1998	4,85E+05	1,20E+03	2,25E+02	7,22E-01	1,19E-01
	Décembre 1998	4,85E+05	1,09E+03	3,10E+02	5,14E-01	8,69E-02
3	Avril 1998	4,76E+05	1,17E+03	3,34E+02	-2,92E+00	2,25E-01
	Décembre 1998	4,77E+05	1,09E+03	3,51E+02	1,84E+00	7,49E-02
4	Avril 1998	4,80E+05	1,14E+03	4,57E+01	8,69E-01	1,23E-01
	Décembre 1998	4,80E+05	1,04E+03	7,69E+01	3,44E-01	1,04E-01
5	Avril 1998	4,81E+05	1,12E+03	-5,55E+02	4,21E+00	1,64E-01
	Décembre 1998	4,80E+05	1,08E+03	-5,06E+02	3,47E+00	1,51E-01
6	Avril 1998	4,93E+05	1,14E+03	-6,78E+02	2,29E+00	1,83E-01
	Décembre 1998	4,91E+05	1,20E+03	-5,17E+02	1,77E+00	1,71E-01
7	Avril 1998	4,58E+05	1,06E+03	3,09E+02	3,44E+00	3,73E-02
	Décembre 1998	4,55E+05	1,20E+03	-8,28E+01	1,26E+00	1,17E-01
8	Avril 1998	4,75E+05	1,10E+03	5,42E+01	5,39E+00	2,26E-02
	Décembre 1998	4,71E+05	1,26E+03	1,26E+02	2,08E+00	9,11E-02

TAB. E.1: Coefficients d'étalonnage des capteurs de pression des bidons des parcelles de ruissellement (avril et décembre 1998)

## Corrections relatives aux sédiments

La masse  $m_{sed}$  ( $m$ ) des dépôts de sédiments sur la membrane du capteur (tableau E.2), ainsi que l'épaisseur  $H_{sed}$  ( $m$ ) des dépôts dans le fond du bidon (tableau E.3), entraînent la mesure d'une pression  $P_b$  ( $Pa$ ) surestimant la colonne d'eau dans les bidons. En effet, une surcharge est exercée sur le capteur (sédiments plus lourds que l'eau) et le niveau d'eau est surélevé par la présence des sédiments en fond de bidon. La correction de la mesure de pression  $P_b$  peut s'écrire en fin d'épisode, quand tout les sédiments se sont entièrement déposés :

$$\Delta^{sed} P_b^{fin} = -\frac{gm_{sed}}{S_c} \left[ 1 - \frac{\rho_w}{\rho_{sed}} \right] - \rho_w g (1 - n_{sed}) H_{sed} \quad (E.2)$$



avec  $P_b$ , pression au niveau du capteur dans le bidon de parcelle de ruissellement ( $Pa$ ),  $\Delta^{sed}P_b^{fin}$ , terme correctif de  $P_b$  en fin de ruissellement, relatif aux dépôts de sédiments ( $Pa$ ),  $g$ , accélération de la pesanteur ( $m.s^{-2}$ ),  $\rho_w = 1000$  et  $\rho_{sed} = 2740$ , masses volumiques respectivement de l'eau et du sédiment surmontant le capteur ( $kg.m^{-3}$ ),  $S_c = 2,84 \cdot 10^{-4}$ , surface de la membrane du capteur ( $m^2$ ) et  $n_{sed}$ , porosité du dépôt de sédiments au fond du bidon ( $m^3.m^{-3}$ ).  $n_{sed}$  a été mesuré par une expérience de sédimentation en laboratoire, à partir du matériau déposé dans le fond des bidons. Nous avons trouvé  $n_{sed} = 0,6873 \pm 0,0050 m^2.m^{-2}$ . Ne connaissant pas la dynamique de dépôt des sédiments nous avons fait l'hypothèse d'un dépôt proportionnel à la quantité ruisselé :

$$\Delta^{sed}P_b(t) = \Delta^{sed}P_b^{fin} \frac{P_b(t) - P_b(0)}{P_b(t_{fin}) - P_b(0)} \quad (E.3)$$

avec  $\Delta^{sed}P_b$ , terme correctif de  $P_b$  relatif aux dépôts de sédiments ( $Pa$ ),  $t$ , temps depuis le début du ruissellement ( $s$ ),  $t_{fin}$ , durée du ruissellement ( $s$ ). Le terme correctif  $\Delta^{sed}P_b$  est le plus souvent nul et toujours inférieur à 300 Pa, ce qui représente une lame ruisselée de 0,4 mm.

## Corrections relatives à la plaque métallique de l'exutoire

Le bas des parcelles de ruissellement est équipé d'un système d'évacuation des eaux comprenant une plaque métallique triangulaire, d'une surface  $S_p = 0,40 \pm 0,01 m^2$ . Cette plaque imperméable intercepte l'eau de pluie et la conduit par l'exutoire dans les bidons. Ce phénomène conduit à une surestimation du ruissellement, et donc de la mesure de pression  $P_b$  des capteurs. Le terme correctif qu'il faut appliquer pour supprimer cette erreur est :

$$\Delta^{pla}P_b(t) = -g \frac{S_p}{S_b} P(t) \quad (E.4)$$

avec  $\Delta^{pla}P_b$ , terme correctif de  $P_b$  relatif à l'interception de la pluie par la plaque de l'exutoire des parcelles de ruissellement ( $Pa$ ),  $t$ , temps depuis le début de la pluie ( $s$ ),  $S_b = 0,257 \pm 0,001$ , surface d'une section verticale du bidon ( $m^2$ ) et  $P$ , pluie ( $kg.m^{-2}$ ). Le terme correctif  $\Delta^{pla}P_b$  est de l'ordre de 150 Pa, ce qui représente une lame ruisselée de 0,2 mm.

L'erreur d'estimation de  $P_b$ , suite à la chaîne de traitement qui vient d'être décrite, est estimée inférieure à 400 Pa, soit une lame d'eau de 0,52 mm.

Épisode de pluie	Date début	Date fin	PR 4.5P		PR 1.5P		PR 1.5		PR 0	
			$m_{sed}^{(1)}$	$m_{sed}^{(2)}$	$m_{sed}^{(3)}$	$m_{sed}^{(4)}$	$m_{sed}^{(5)}$	$m_{sed}^{(6)}$	$m_{sed}^{(7)}$	$m_{sed}^{(8)}$
			(kg)	(kg)	(kg)	(kg)	(kg)	(kg)	(kg)	(kg)
8	28/06/98 02 :00	28/06/98 12 :30	0,0009	0,0000	0,0029	0,0000	0,0009	0,0000	0,0051	0,0000
10	02/07/98 16 :00	03/07/98 02 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
11	03/07/98 12 :00	04/07/98 08 :30	0,0027	0,0000	0,0026	0,0000	0,0017	0,0000	0,0058	0,0000
13	06/07/98 12 :30	06/07/98 20 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0003	0,0000
14	07/07/98 15 :00	09/07/98 23 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0001	0,0000
15	10/07/98 14 :00	11/07/98 02 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0002	0,0000
19	16/07/98 12 :00	16/07/98 20 :30	0,0008	0,0000	0,0008	0,0000	0,0013	0,0000	0,0026	0,0000
20	17/07/98 18 :00	18/07/98 02 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
21	18/07/98 12 :00	18/07/98 18 :30	0,0019	0,0000	0,0012	0,0000	0,0031	0,0000	0,0031	0,0000
22	20/07/98 13 :00	21/07/98 00 :30	0,0012	0,0000	0,0037	0,0000	0,0035	0,0000	0,0058	0,0000
24	24/07/98 18 :00	25/07/98 04 :30	0,0039	0,0003	0,0072	0,0005	0,0065	0,0005	0,0083	0,0011
28	29/07/98 08 :00	30/07/98 04 :30	0,0009	0,0000	0,0007	0,0000	0,0010	0,0000	0,0008	0,0000
30	31/07/98 22 :00	01/08/98 16 :30	0,0007	0,0000	0,0009	0,0000	0,0009	0,0000	0,0009	0,0000
31	02/08/98 12 :00	03/08/98 03 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
33	05/08/98 05 :00	07/08/98 12 :30	0,0011	0,0001	0,0046	0,0002	0,0032	0,0003	0,0064	0,0009
34	08/08/98 18 :00	09/08/98 09 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0002	0,0000
36	11/08/98 15 :00	13/08/98 02 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
39	18/08/98 13 :00	19/08/98 04 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
40 à 41	21/08/98 11 :00	23/08/98 03 :30	0,0007	0,0001	0,0030	0,0003	0,0059	0,0006	0,0164	0,0006
44	25/08/98 10 :00	25/08/98 20 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0002	0,0000
45	26/08/98 14 :00	27/08/98 02 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0002	0,0000
46	27/08/98 17 :00	28/08/98 08 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0002	0,0000
48	29/08/98 14 :00	30/08/98 05 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
50	31/08/98 11 :00	01/09/98 02 :30	0,0003	0,0000	0,0005	0,0000	0,0003	0,0000	0,0005	0,0000
52	02/09/98 08 :00	02/09/98 23 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
53 à 54	05/09/98 16 :00	07/09/98 03 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0002	0,0000
55	09/09/98 02 :00	09/09/98 09 :00	0,0009	0,0000	0,0012	0,0000	0,0012	0,0000	0,0036	0,0000
56	09/09/98 09 :00	10/09/98 06 :30	—	—	—	—	—	—	—	—
58 à 61	11/09/98 12 :00	15/09/98 11 :30	0,0017	0,0000	0,0017	0,0000	0,0026	0,0021	0,0075	0,0021
62	15/09/98 12 :30	16/09/98 02 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
64	17/09/98 08 :00	18/09/98 11 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
65	18/09/98 13 :00	19/09/98 18 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
68	24/09/98 15 :00	25/09/98 08 :30	0,0039	0,0003	0,0072	0,0005	0,0065	0,0005	0,0083	0,0011
69	25/09/98 08 :30	26/09/98 10 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0002	0,0000
72	29/09/98 12 :30	30/09/98 04 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0002	0,0000
73	30/09/98 04 :30	01/10/98 11 :00	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0001	0,0000
74	05/10/98 11 :00	06/10/98 11 :00	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
75	06/10/98 11 :00	07/10/98 03 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0001	0,0000
76	07/10/98 13 :00	08/10/98 04 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
77	10/10/98 11 :00	13/10/98 17 :30	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000

TAB. E.2: Masse de sédiments déposée sur les capteurs de pression des parcelles de ruissellement

Épisode de pluie	Date début	Date fin	PR 4.5P		PR 1.5P		PR 1.5		PR 0	
			$H_{sed}^{(1)}$ (m)	$H_{sed}^{(2)}$ (m)	$H_{sed}^{(3)}$ (m)	$H_{sed}^{(4)}$ (m)	$H_{sed}^{(5)}$ (m)	$H_{sed}^{(6)}$ (m)	$H_{sed}^{(7)}$ (m)	$H_{sed}^{(8)}$ (m)
8	28/06/98 02 :00	28/06/98 12 :30	0,001	0,000	0,008	0,000	0,005	0,000	0,015	0,000
10	02/07/98 16 :00	03/07/98 02 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
11	03/07/98 12 :00	04/07/98 08 :30	0,007	0,000	0,007	0,000	0,004	0,000	0,017	0,000
13	06/07/98 12 :30	06/07/98 20 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,014	0,000
14	07/07/98 15 :00	09/07/98 23 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,009	0,000
15	10/07/98 14 :00	11/07/98 02 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000
19	16/07/98 12 :00	16/07/98 20 :30	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,007	0,000
20	17/07/98 18 :00	18/07/98 02 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
21	18/07/98 12 :00	18/07/98 18 :30	0,004	0,000	0,002	0,000	0,008	0,000	0,008	0,000
22	20/07/98 13 :00	21/07/98 00 :30	0,005	0,000	0,003	0,000	0,010	0,000	0,008	0,000
24	24/07/98 18 :00	25/07/98 04 :30	0,006	0,000	0,013	0,000	0,016	0,000	0,027	0,000
28	29/07/98 08 :00	30/07/98 04 :30	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
30	31/07/98 22 :00	01/08/98 16 :30	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
31	02/08/98 12 :00	03/08/98 03 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
33	05/08/98 05 :00	07/08/98 12 :30	0,004	0,000	0,016	0,000	0,016	0,000	0,022	0,002
34	08/08/98 18 :00	09/08/98 09 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,012	0,000
36	11/08/98 15 :00	13/08/98 02 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
39	18/08/98 13 :00	19/08/98 04 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
40 à 41	21/08/98 11 :00	23/08/98 03 :30	0,003	0,000	0,008	0,000	0,017	0,000	0,052	0,000
44	25/08/98 10 :00	25/08/98 20 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,012	0,000
45	26/08/98 14 :00	27/08/98 02 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,012	0,000
46	27/08/98 17 :00	28/08/98 08 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,012	0,000
48	29/08/98 14 :00	30/08/98 05 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
50	31/08/98 11 :00	01/09/98 02 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
52	02/09/98 08 :00	02/09/98 23 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
53 à 54	05/09/98 16 :00	07/09/98 03 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,011	0,000
55	09/09/98 02 :00	09/09/98 09 :00	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,010	0,000
56	09/09/98 09 :00	10/09/98 06 :30	—	—	—	—	—	—	—	—
58 à 61	11/09/98 12 :00	15/09/98 11 :30	0,004	0,000	0,004	0,000	0,006	0,005	0,023	0,005
62	15/09/98 12 :30	16/09/98 02 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
64	17/09/98 08 :00	18/09/98 11 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
65	18/09/98 13 :00	19/09/98 18 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
68	24/09/98 15 :00	25/09/98 08 :30	0,006	0,000	0,013	0,000	0,016	0,000	0,027	0,000
69	25/09/98 08 :30	26/09/98 10 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,011	0,000
72	29/09/98 12 :30	30/09/98 04 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,011	0,000
73	30/09/98 04 :30	01/10/98 11 :00	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,010	0,000
74	05/10/98 11 :00	06/10/98 11 :00	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
75	06/10/98 11 :00	07/10/98 03 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,010	0,000
76	07/10/98 13 :00	08/10/98 04 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
77	10/10/98 11 :00	13/10/98 17 :30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

TAB. E.3: Épaisseur de sédiments déposée au fond des bidons des parcelles de ruissellement



## **Annexe F**

# **Algorithme du modèle d'ajustement statistique DPFT**

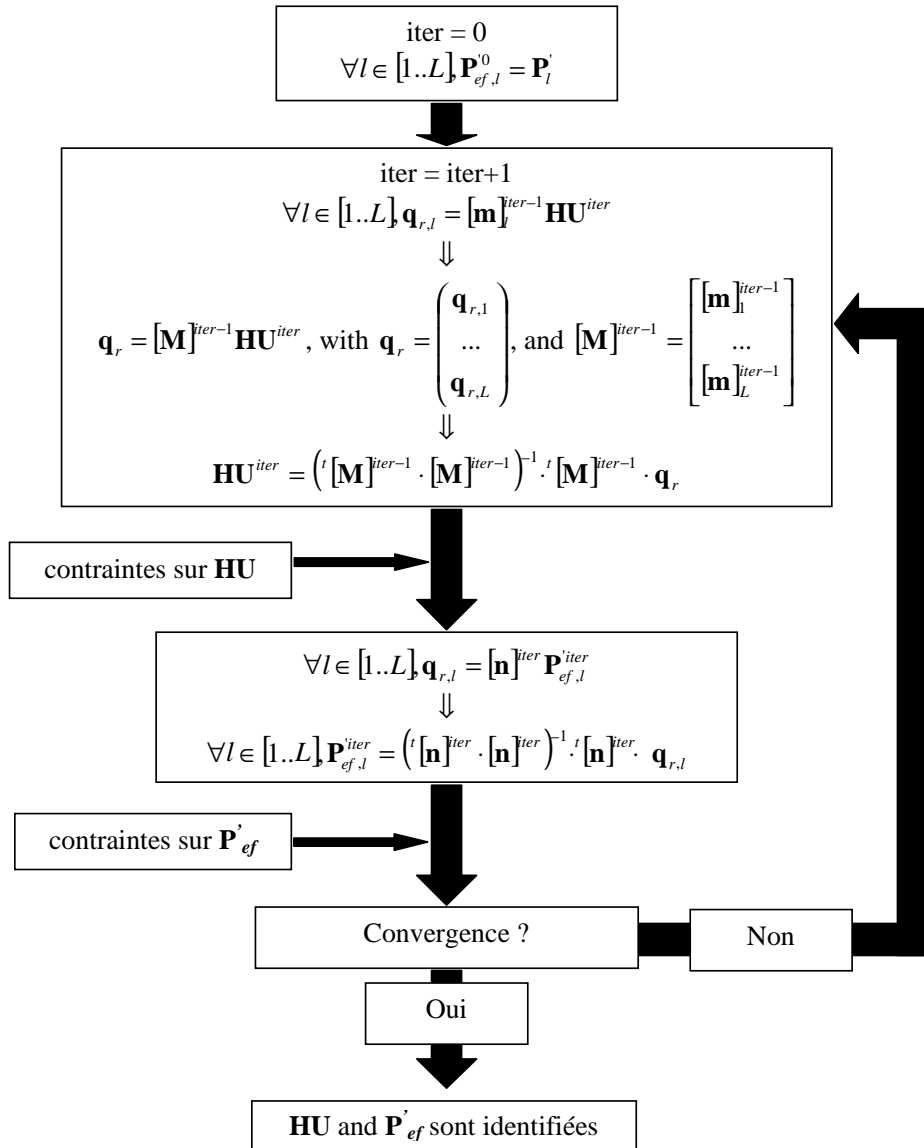


FIG. F.1: Algorithme du modèle DPFT (Findeling, 2000)