

## **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.

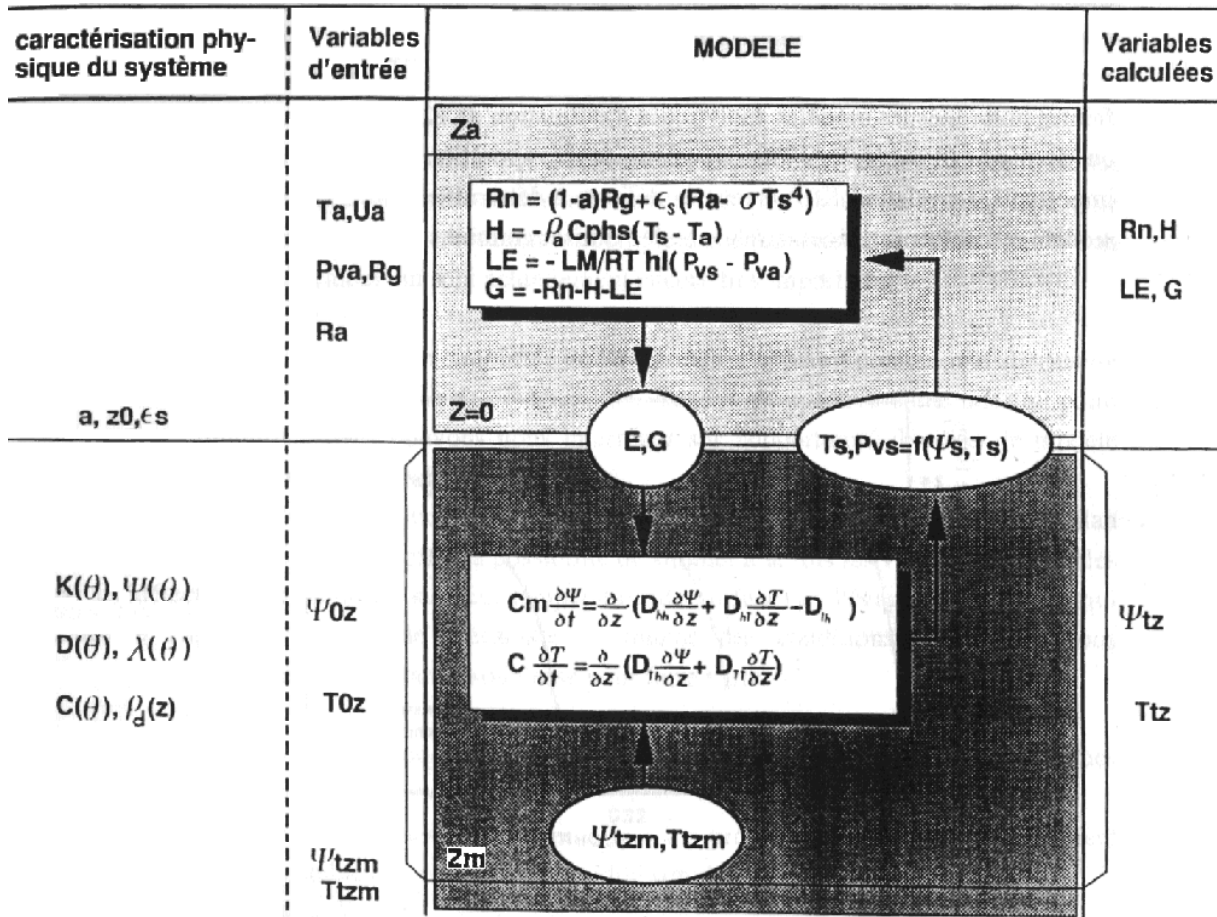


FIG. 3.1: Description schématique du modèle mécaniste TEC

**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.

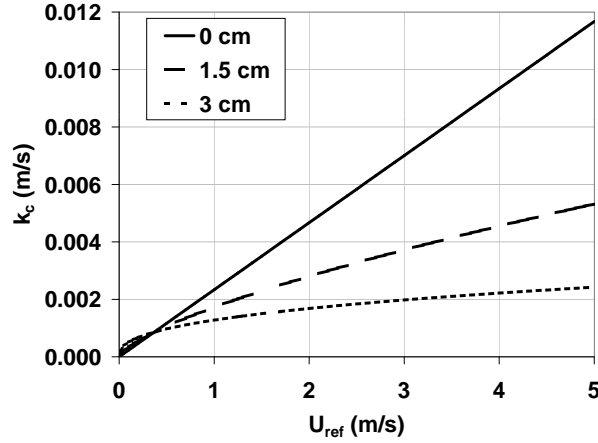


FIG. 3.2: Relation entre coefficient d'échange convectif et vitesse du vent dans l'atmosphère ( $\chi_0 = 0, 3, \chi_1 = 0, 6$  et  $U_0 = 0, 6 m.s^{-1}$ )

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)

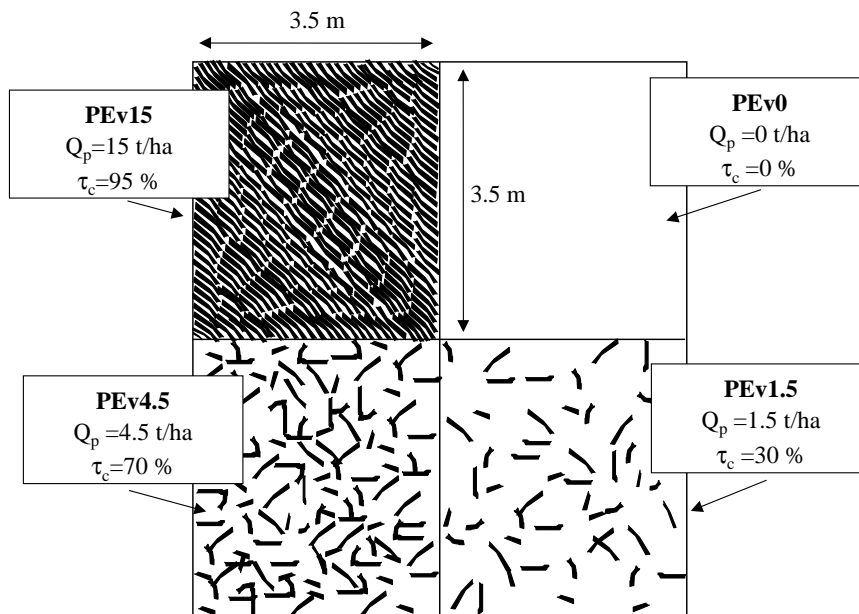


FIG. 3.4: Schéma des parcelles d'évaporation

Après avoir défini le domaine étudié, nous l'avons caractérisé (sol et paillis) et instrumenté pour recueillir un jeu de données pertinent pour identifier et modéliser les effets d'un paillis 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.

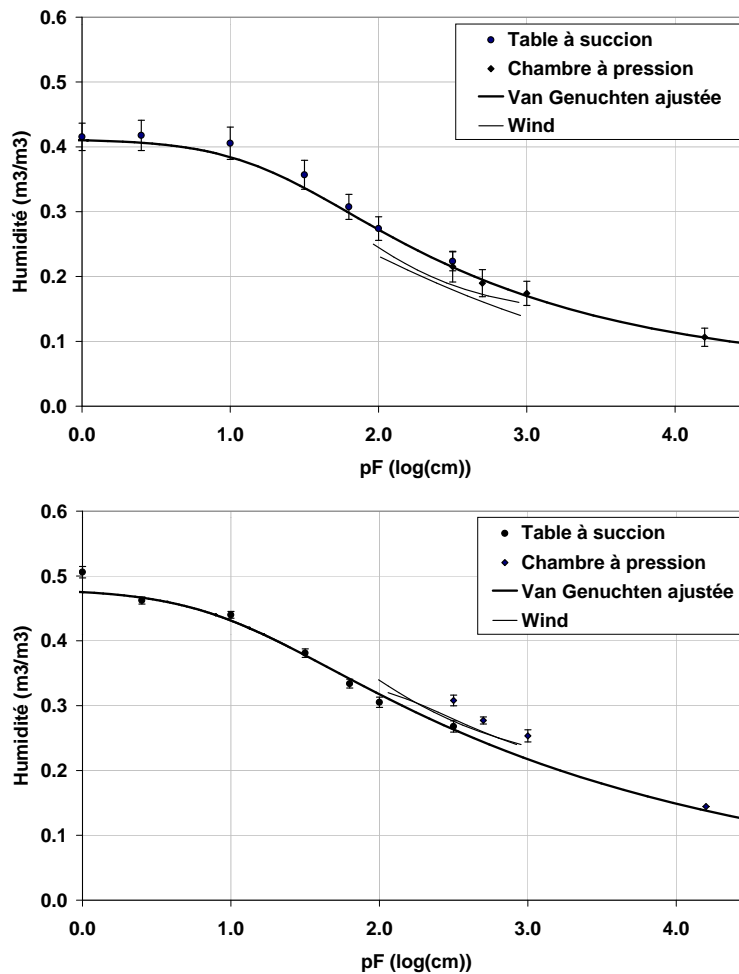


FIG. 3.5: Courbes de rétention des horizons des parcelles d'évaporation. En haut horizon 0-20 cm, en bas horizon 20-40 cm

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  $2 \cdot 10^{-6} m \cdot s^{-1}$  dans le premier horizon et  $1,4 \cdot 10^{-5} m \cdot s^{-1}$  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

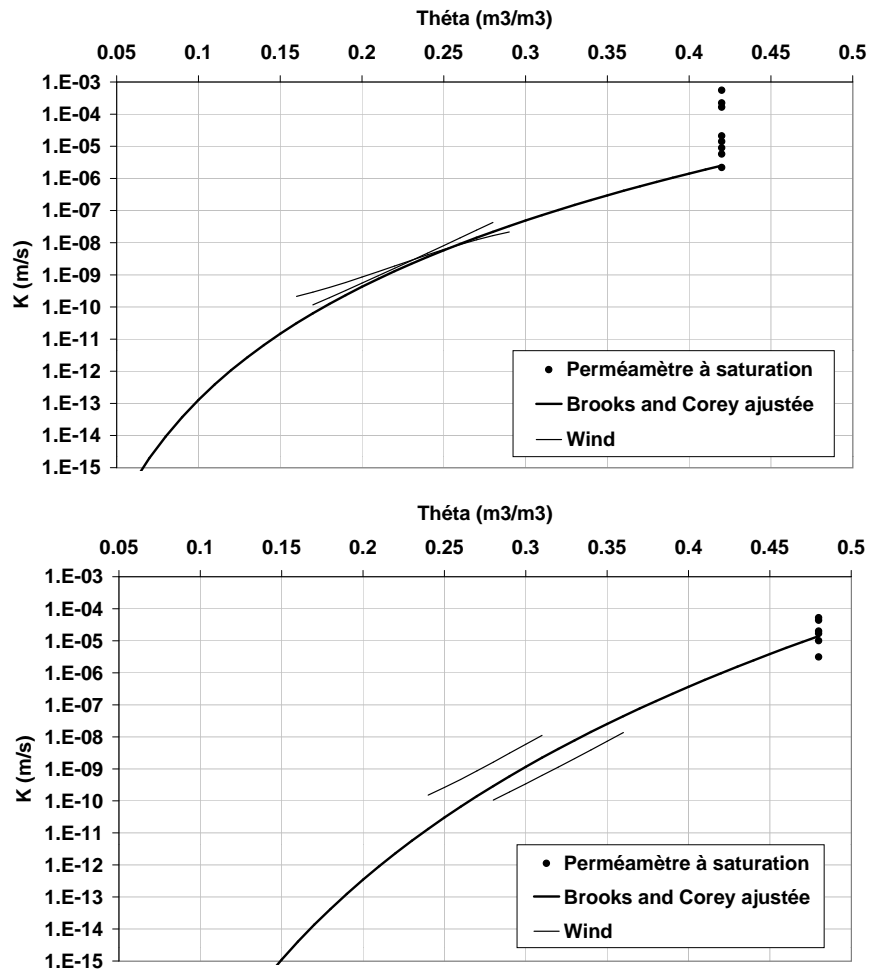


FIG. 3.6: Courbes de conductivité hydraulique des horizons des parcelles d'évaporation. En haut horizon 0-20 cm, en bas horizon 20-40 cm

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.

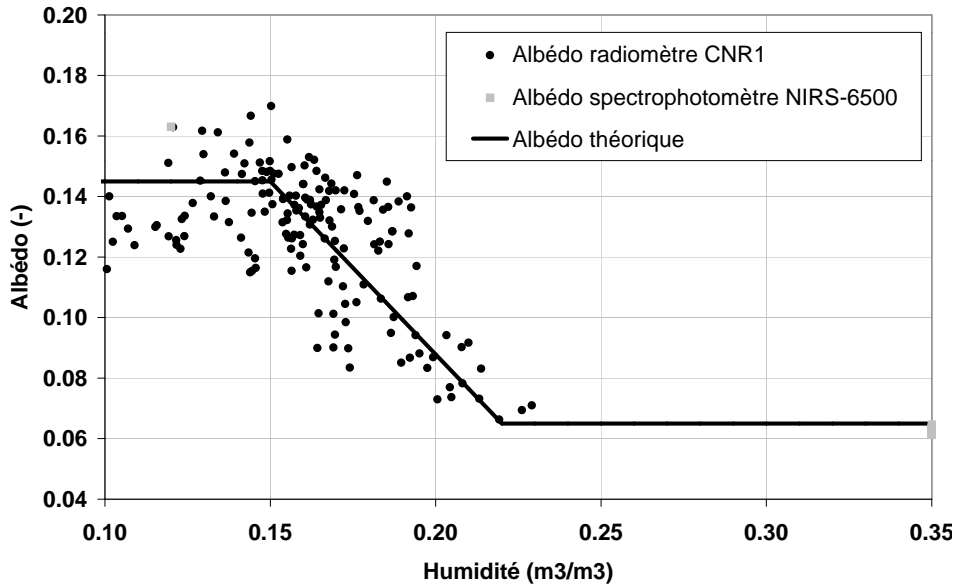


FIG. 3.7: Courbe d'albédo du sol des parcelles d'évaporation

**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.

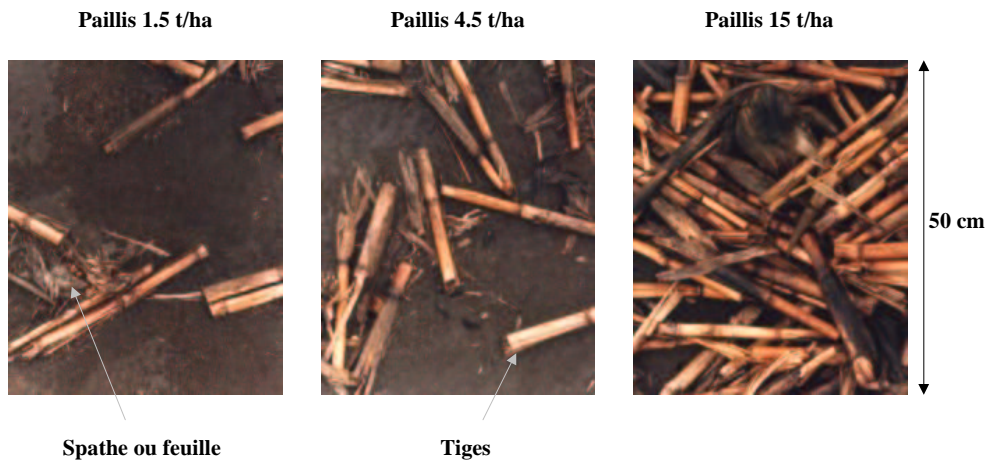


FIG. 3.8: Photo des paillis reconstitués, biomasses 1,5, 4,5 et 15 tonnes par hectare (21/7/1998)

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.

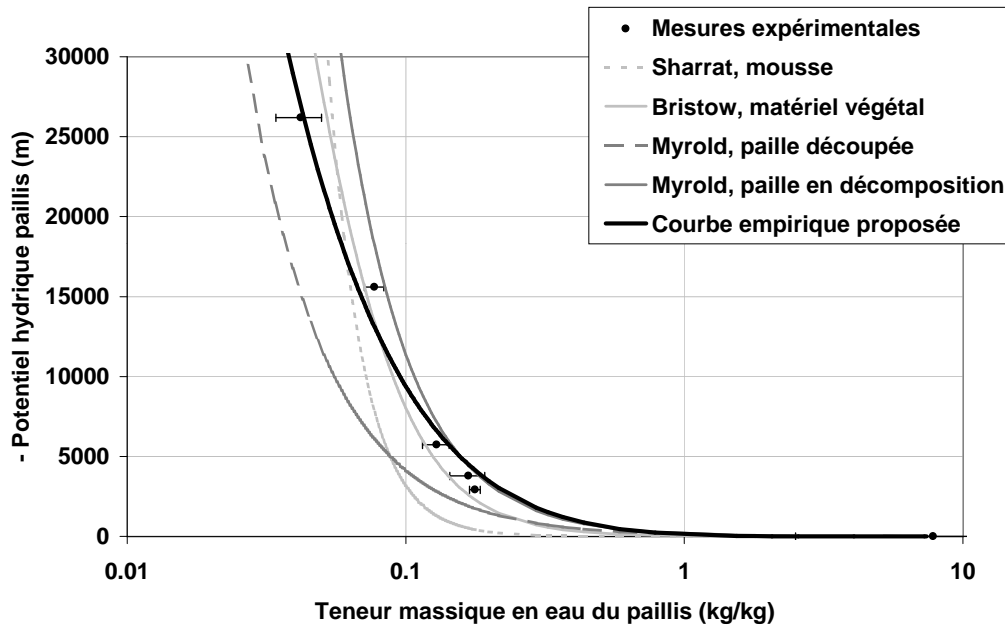


FIG. 3.9: Estimation de la courbe de rétention du paillis

**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).

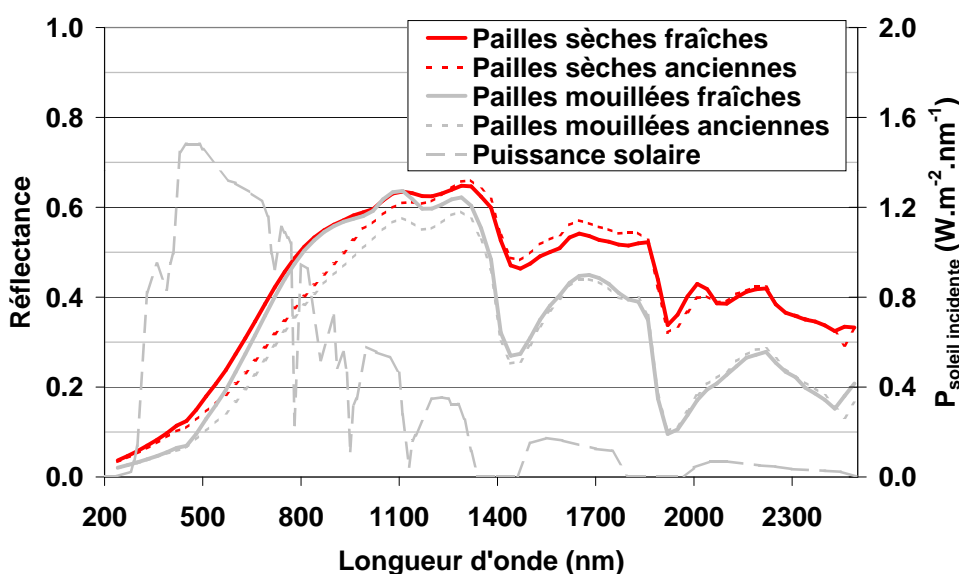


FIG. 3.10: Réflectance des éléments du paillis en fonction de leur état de décomposition et d'humidité

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 :

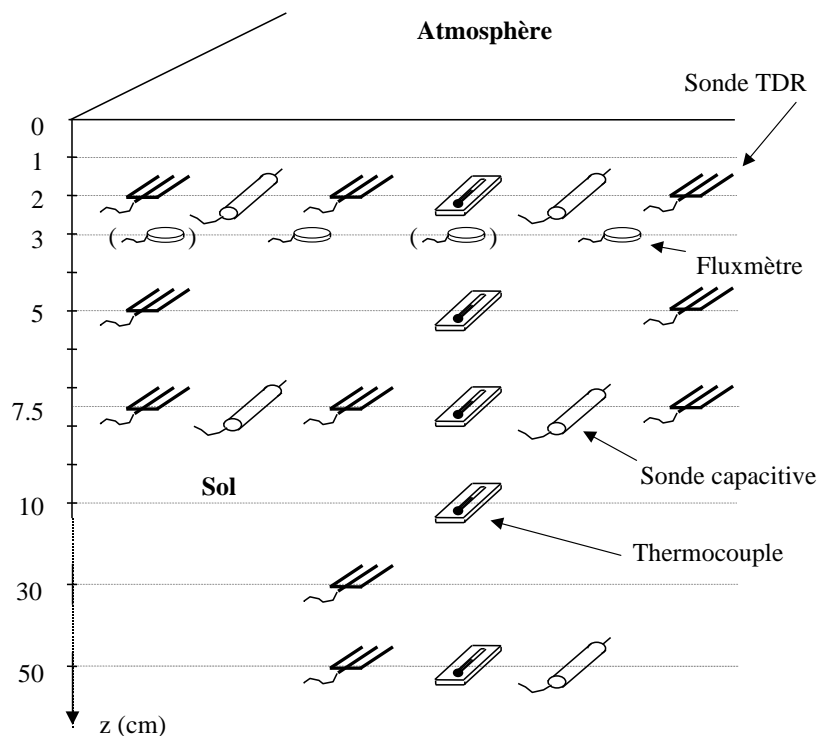


FIG. 3.11: Schéma d'instrumentation des parcelles d'évaporation

<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.

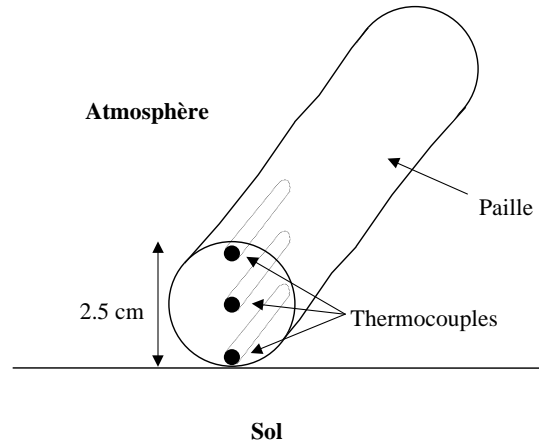


FIG. 3.12: Schéma de l'instrumentation des pailles de PEv15

## 3.2 Résultats

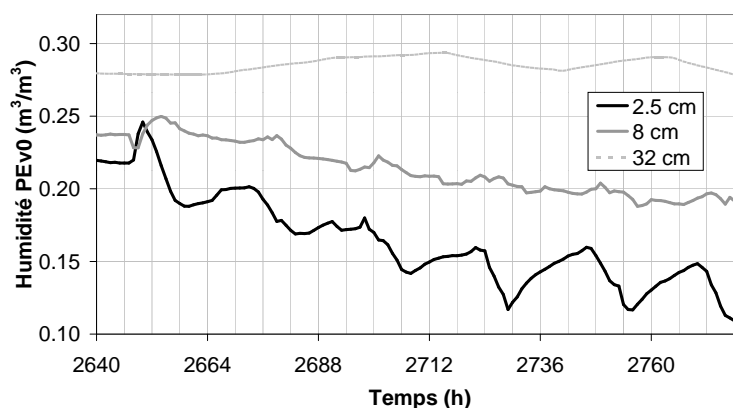
### 3.2.1 Mesures expérimentales

#### 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.



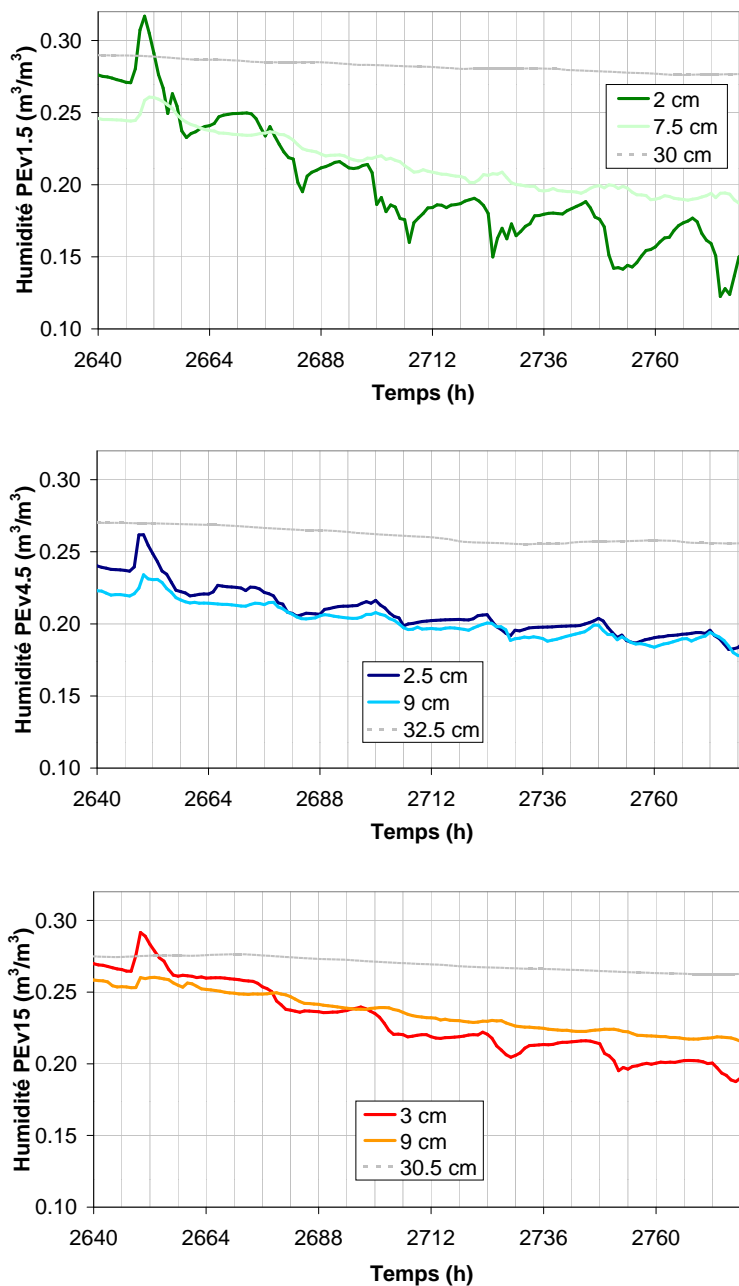
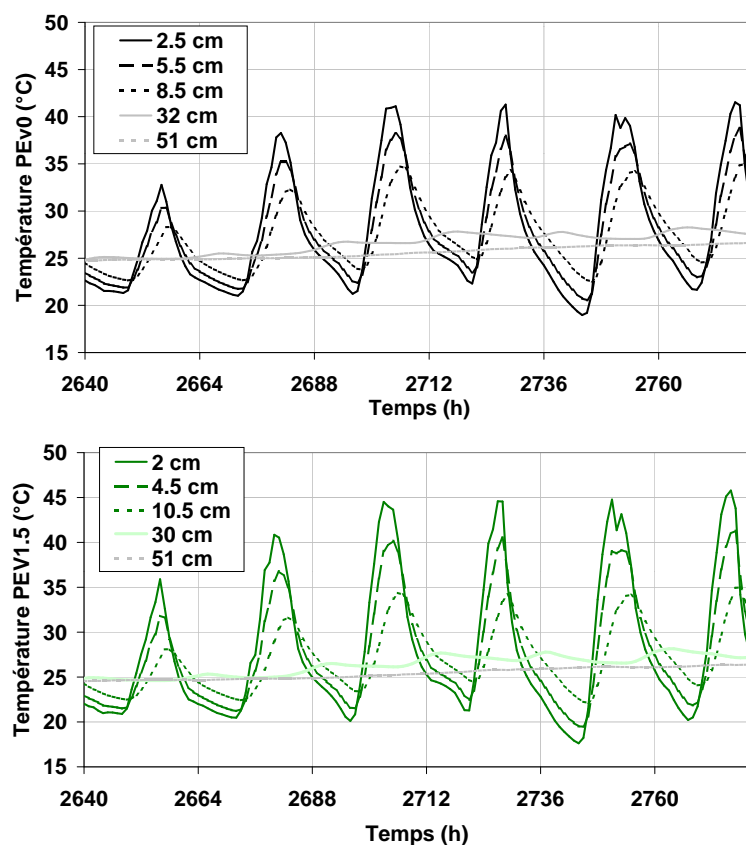


FIG. 3.13: Mesure capacitive de l'humidité dans le sol des parcelles d'évaporation

**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.



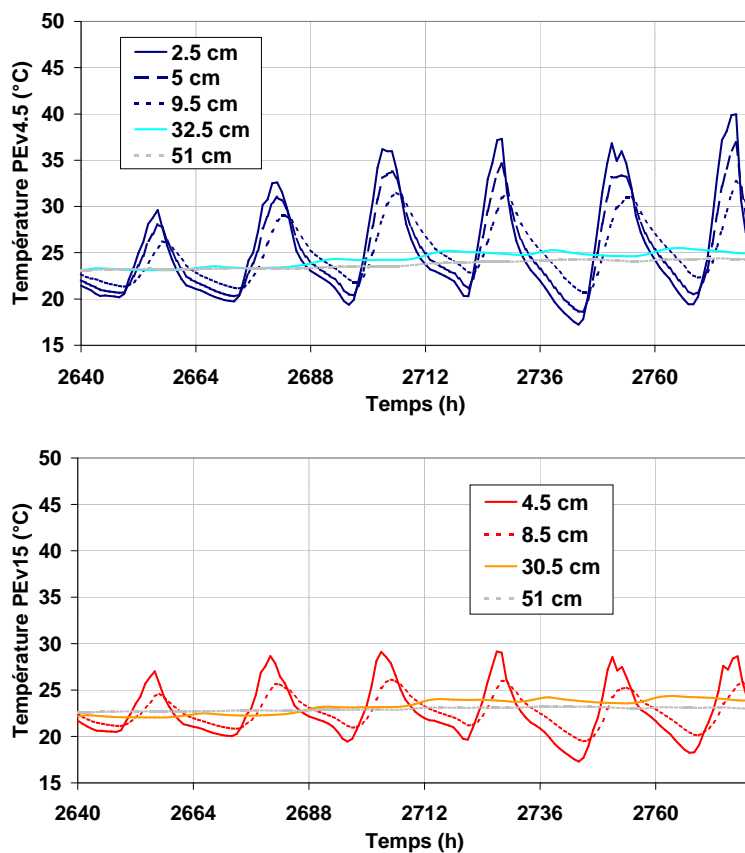


FIG. 3.14: Mesure des températures dans le sol des PEv (les valeurs à 30 cm sont reconstituées)

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).

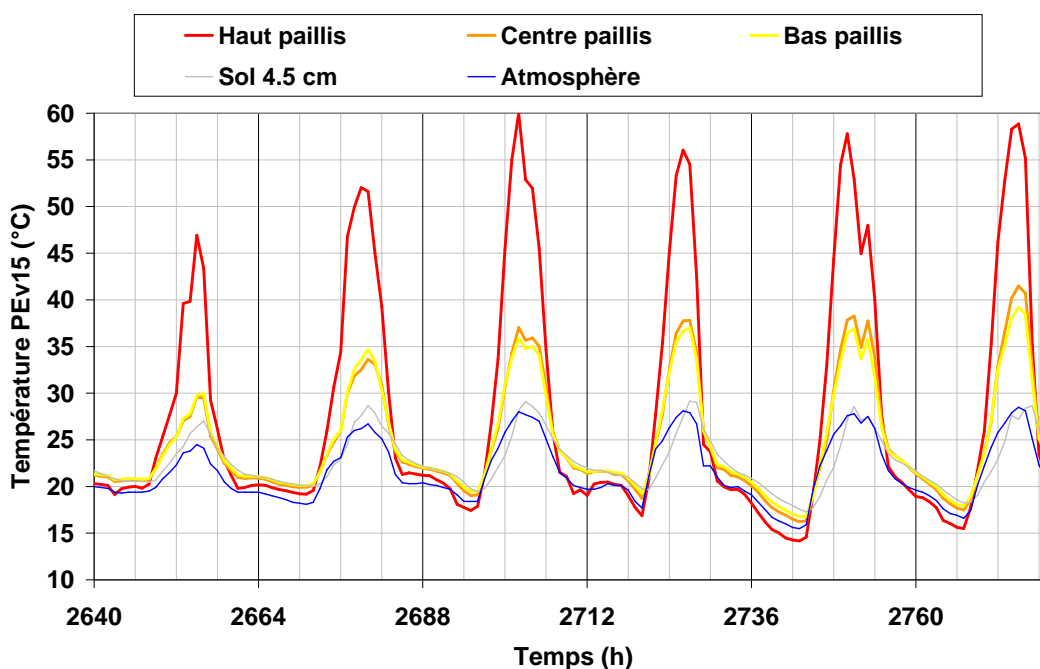


FIG. 3.15: Mesure des températures dans les éléments du paillis et le sol, PEv15

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).

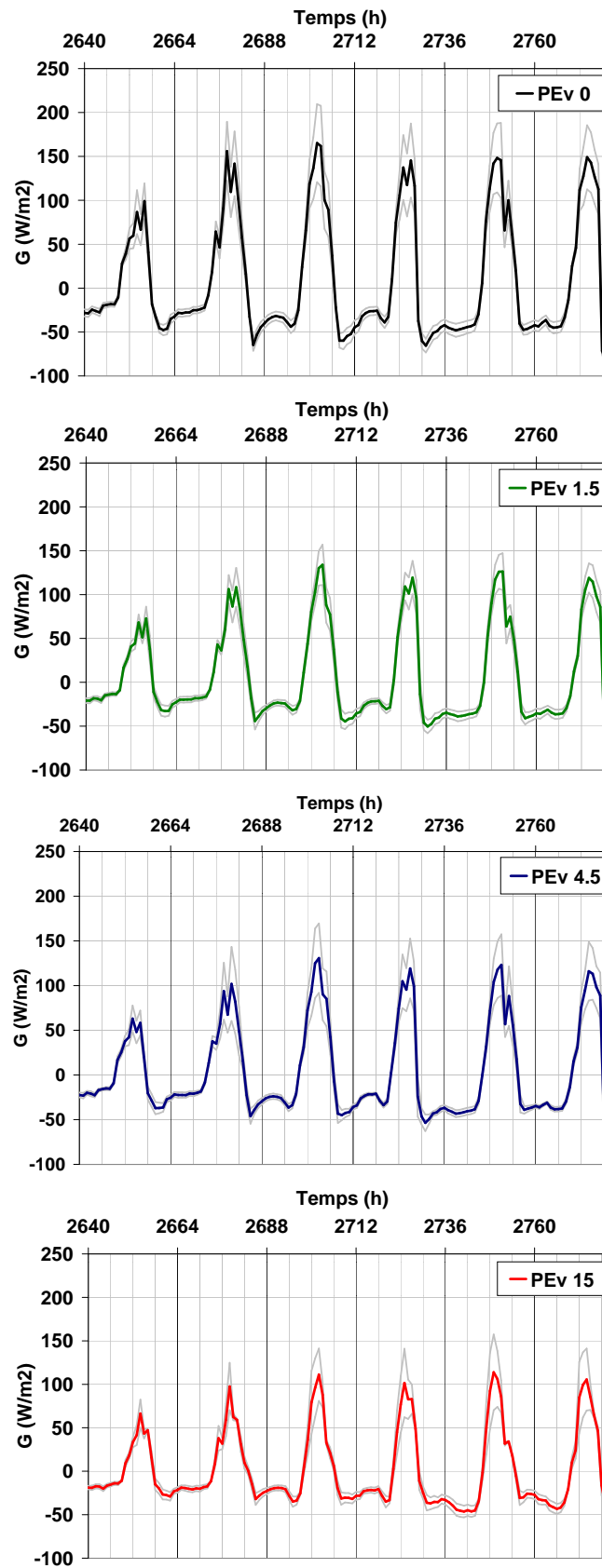


FIG. 3.16: Mesure des flux de chaleur dans le sol des PEv à 2 cm (incertitude en grisé)



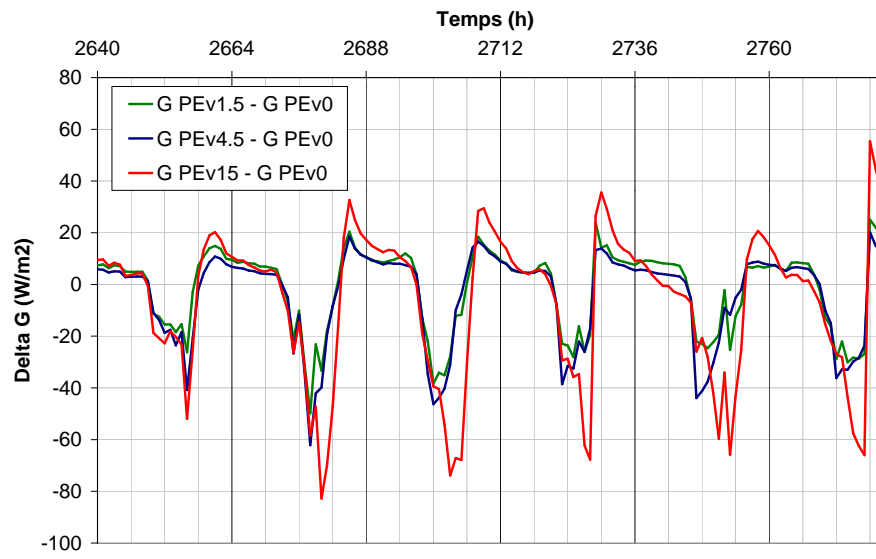


FIG. 3.17: Mesure des écarts de flux de chaleur dans le sol des parcelles d'évaporation à 2 cm

### 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).

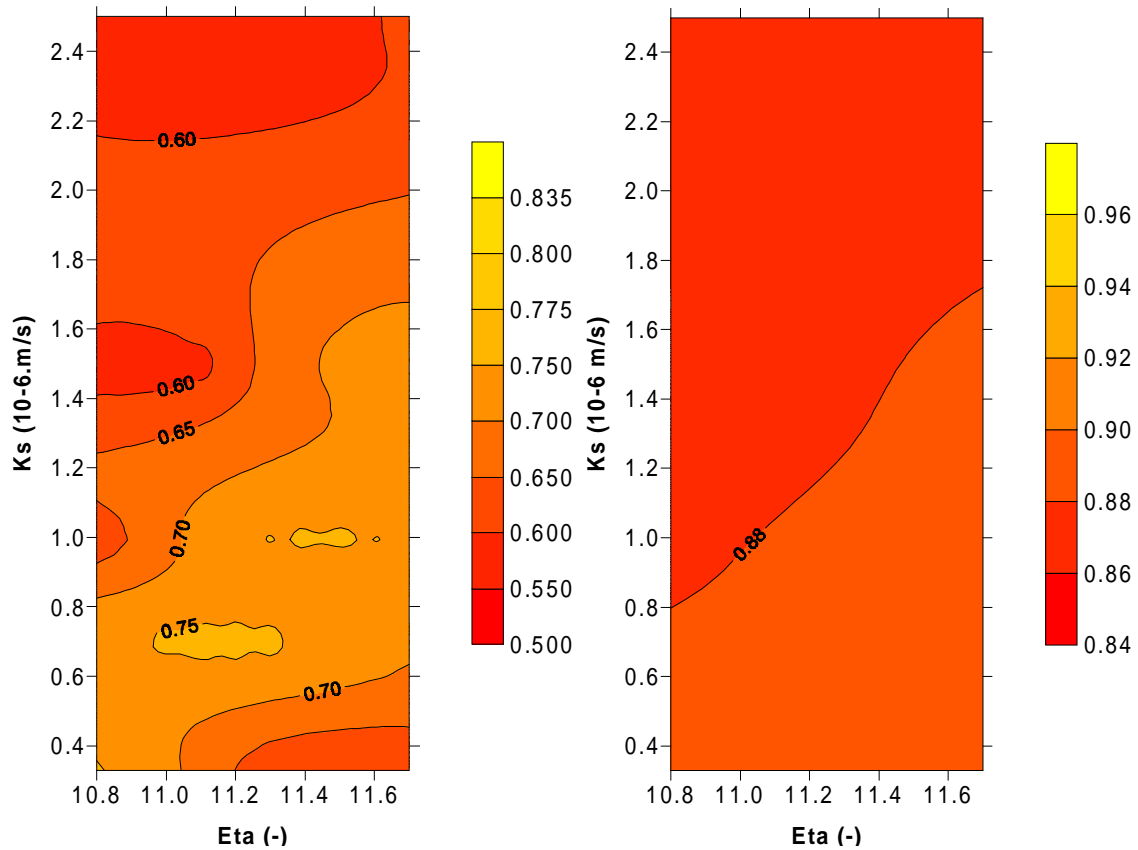


FIG. 3.18: Efficacité de TEC en humidité (à gauche) et en température (à droite) avant le calage de la conductivité thermique

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).

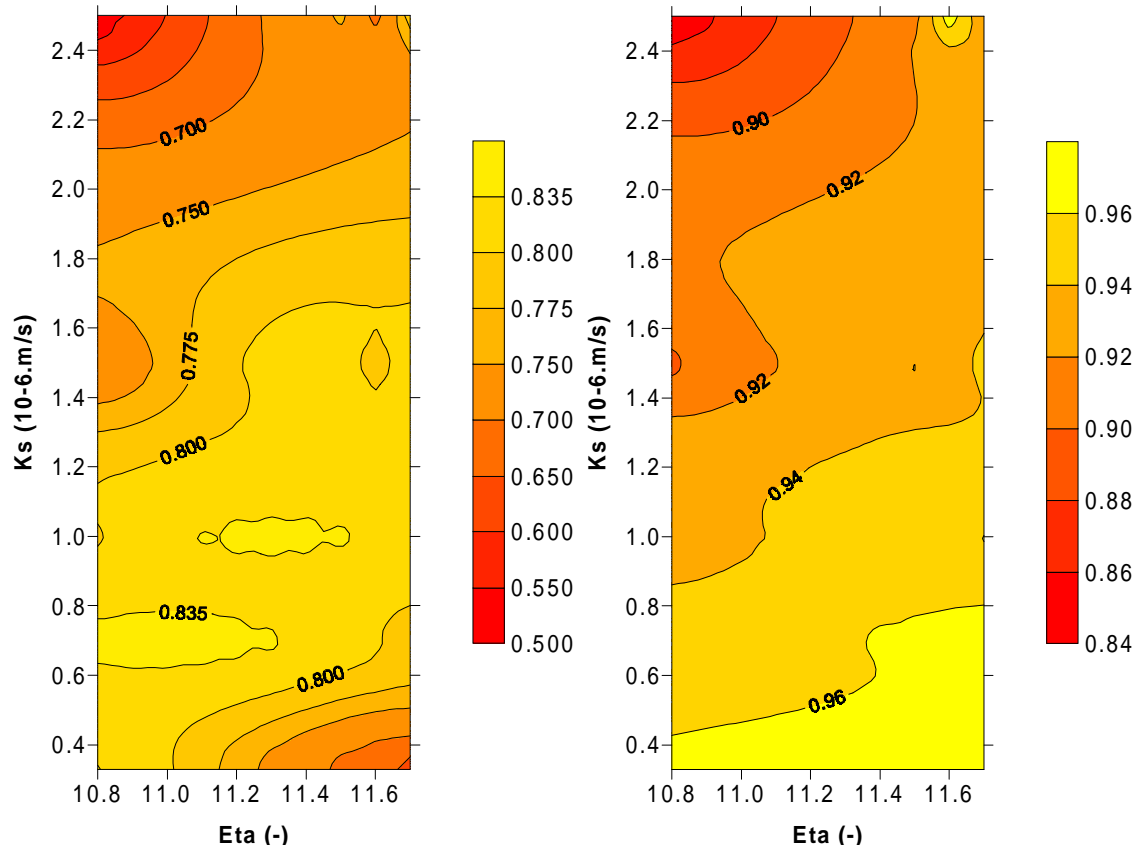


FIG. 3.19: Efficacité de TEC en humidité (à gauche) et en température (à droite) après le calage de la conductivité thermique

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  $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ).

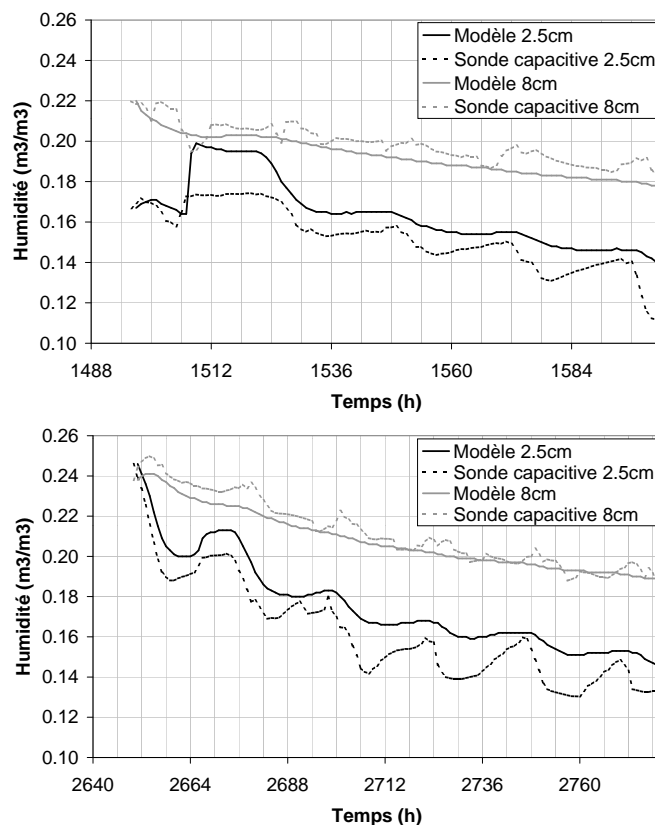


FIG. 3.20: Résultats du calage de TEC sur les humidités (épisode 4 calé en haut et épisode 7 calé en bas)

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



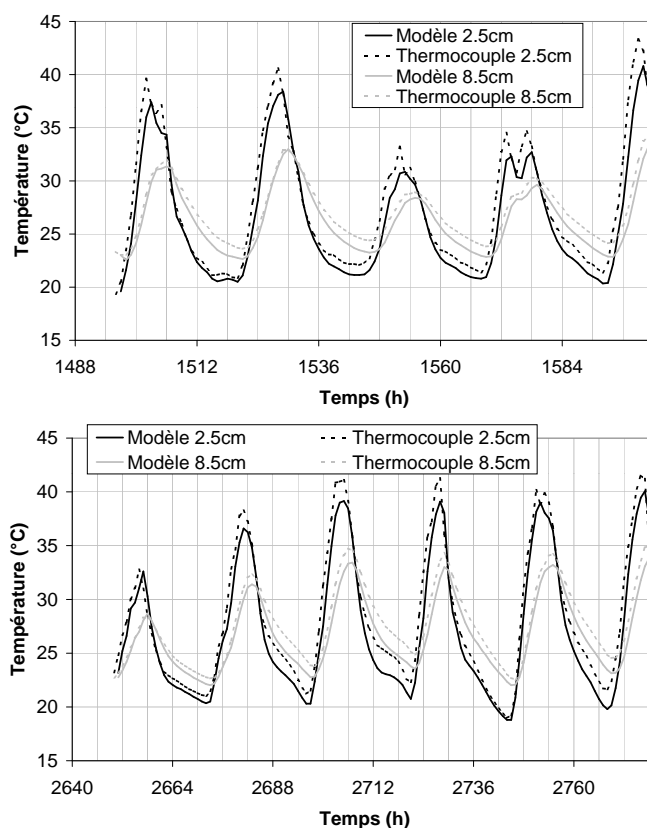


FIG. 3.21: Résultats du calage de TEC sur les températures (épisode 4 calé en haut et épisode 7 calé en bas)

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)

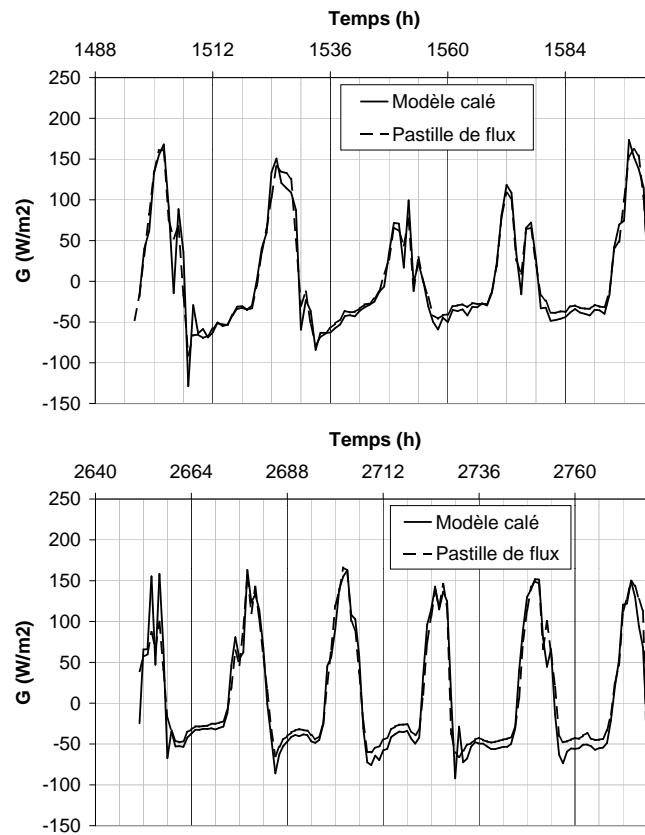


FIG. 3.22: Résultats du calage de TEC sur le flux de chaleur dans le sol à 2 cm (épisode 4 en haut et 7 en bas)

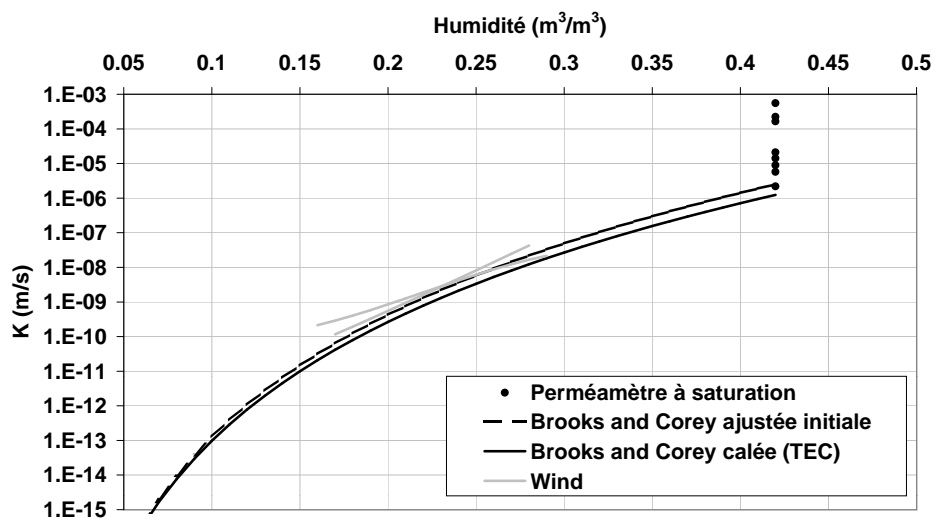


FIG. 3.23: Résultats du calage de TEC sur la conductivité hydraulique de surface (horizon 0-20 cm)

### 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 :

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

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

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

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.

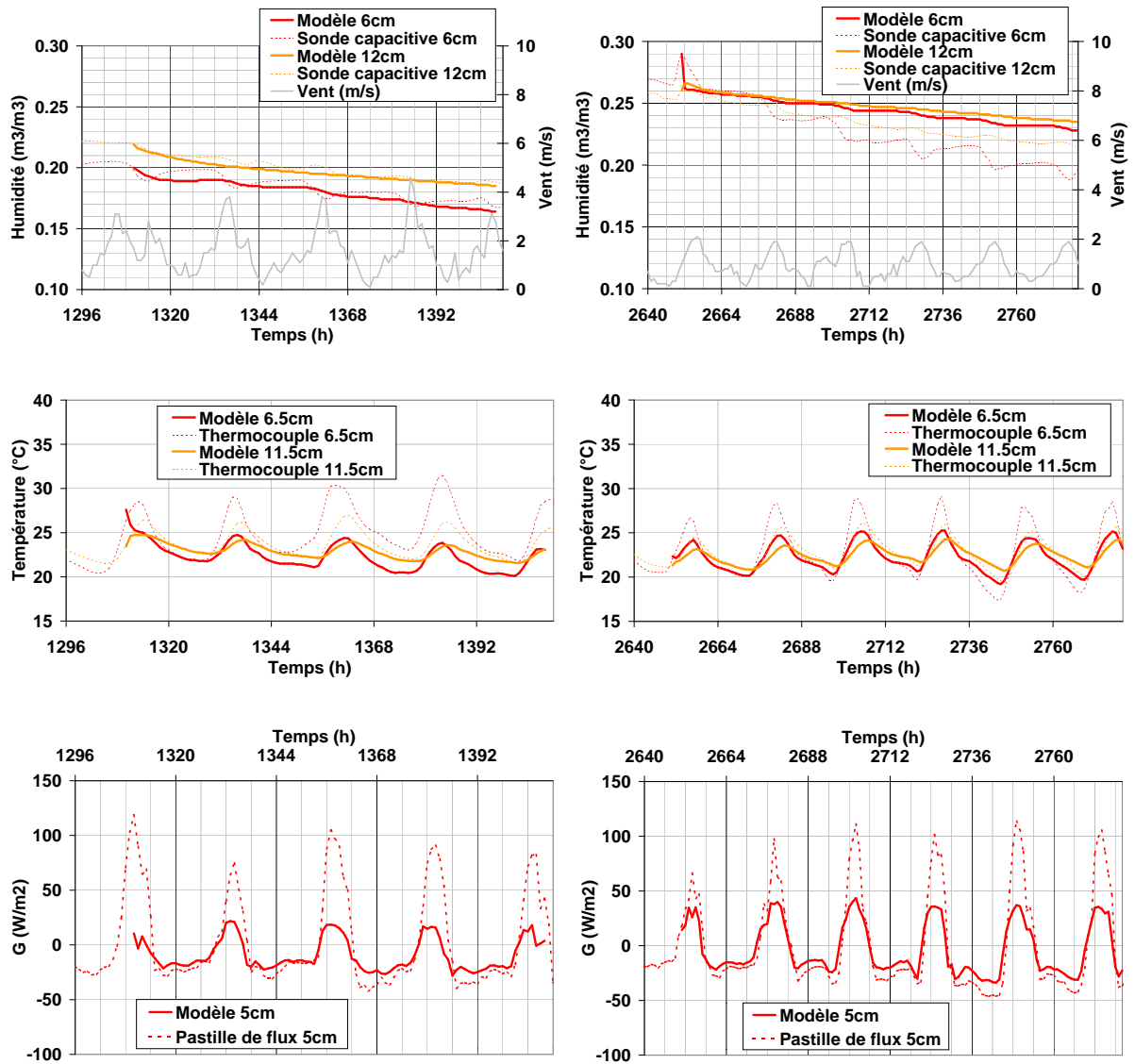


FIG. 3.24: Comparaison observations et simulations après calage de TEC-paillis (étape 1) (humidités en haut, températures au milieu et flux de chaleur en bas ; épisode 3 à gauche et 7 à droite)

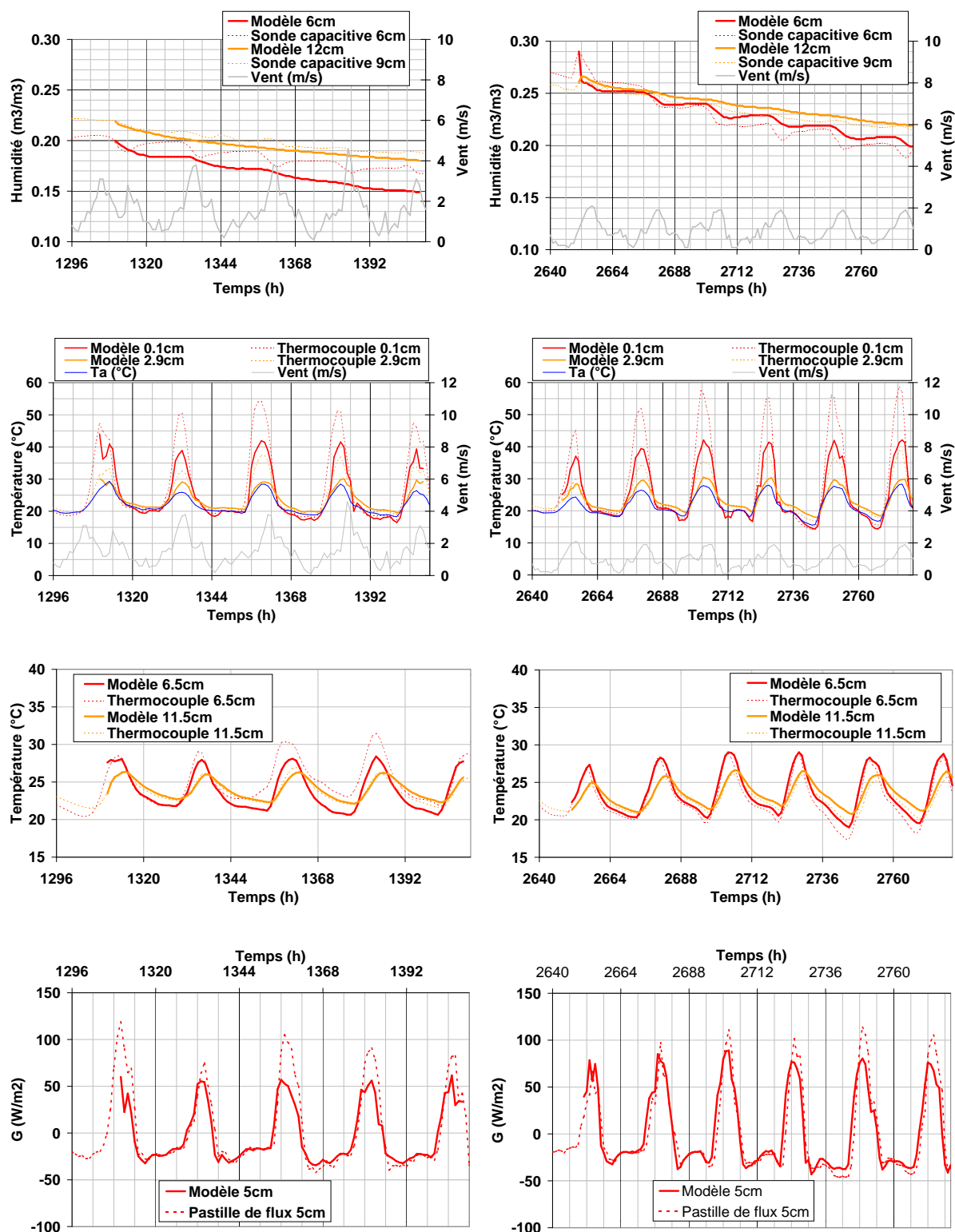


FIG. 3.25: Comparaison observations et simulations après calage de TEC-paillis (étape 2) (de haut en bas : humidités du sol, températures du paillis, températures du sol et flux de chaleur dans le sol ; épisode 3 à gauche et 7 à droite)



**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

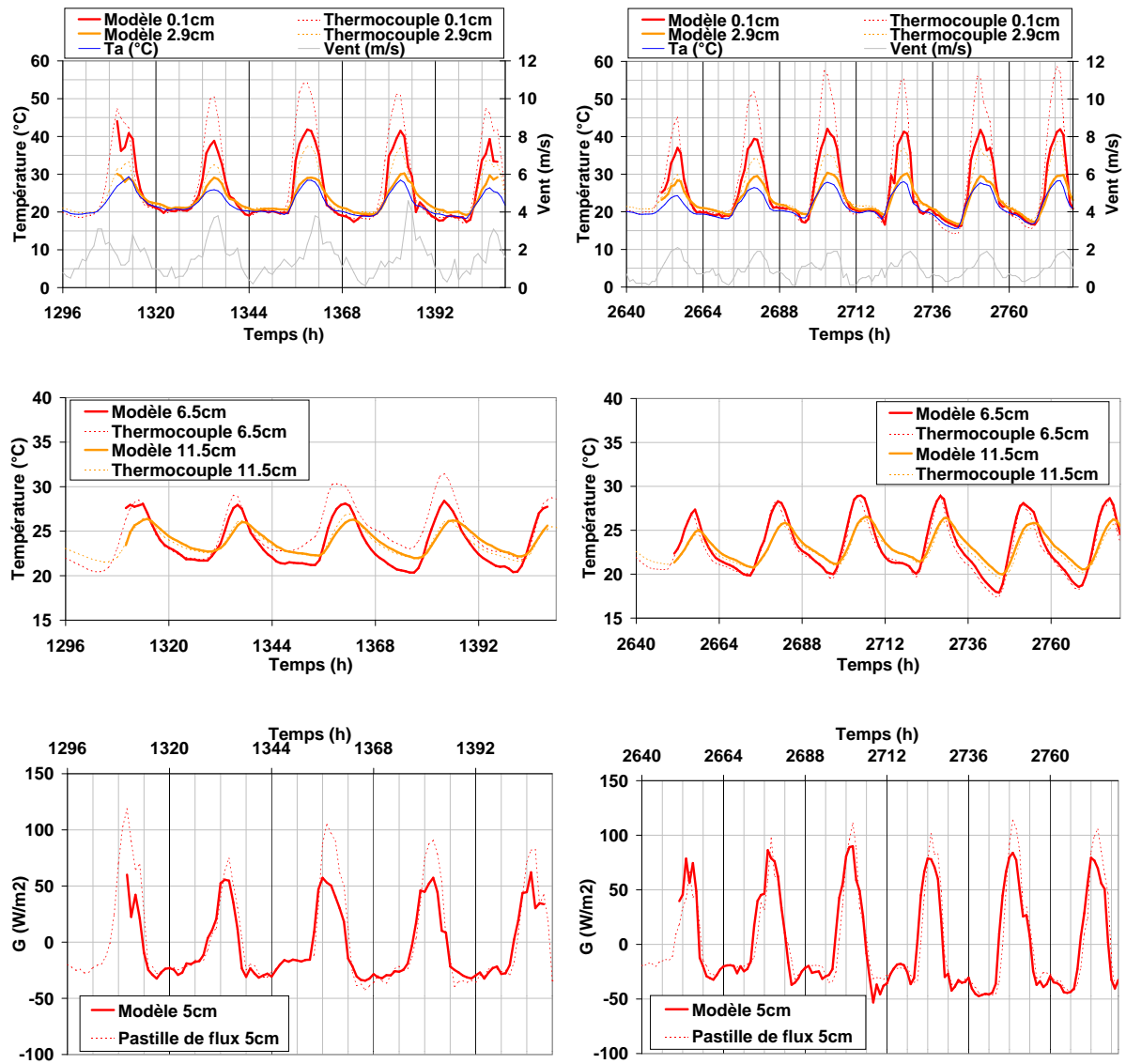


FIG. 3.26: Comparaison observations et simulations après calage de TEC-paillis (étape 3) (températures du paillis en haut, températures du sol au milieu et flux de chaleur dans le sol en bas ; épisode 3 à gauche et 7 à droite)

**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.

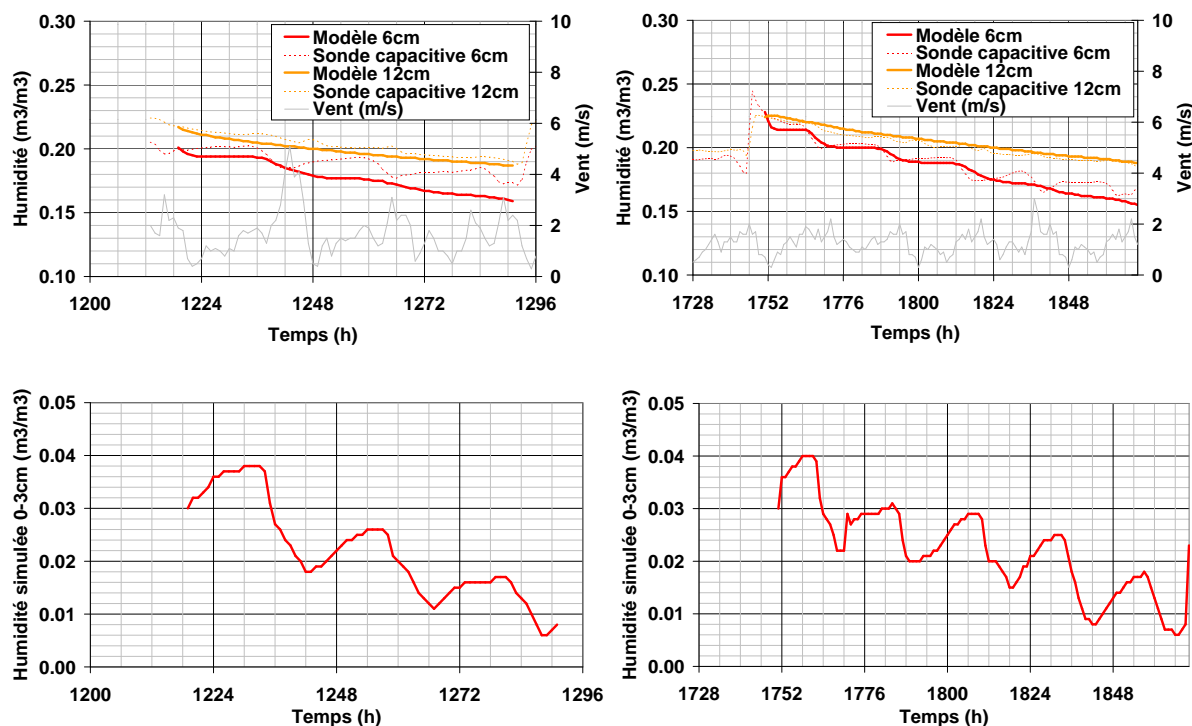


FIG. 3.27: Validation du modèle TEC-paillis en humidité (humidités du sol en haut et du paillis en bas ; épisode 2 à gauche et 5 à droite)

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)

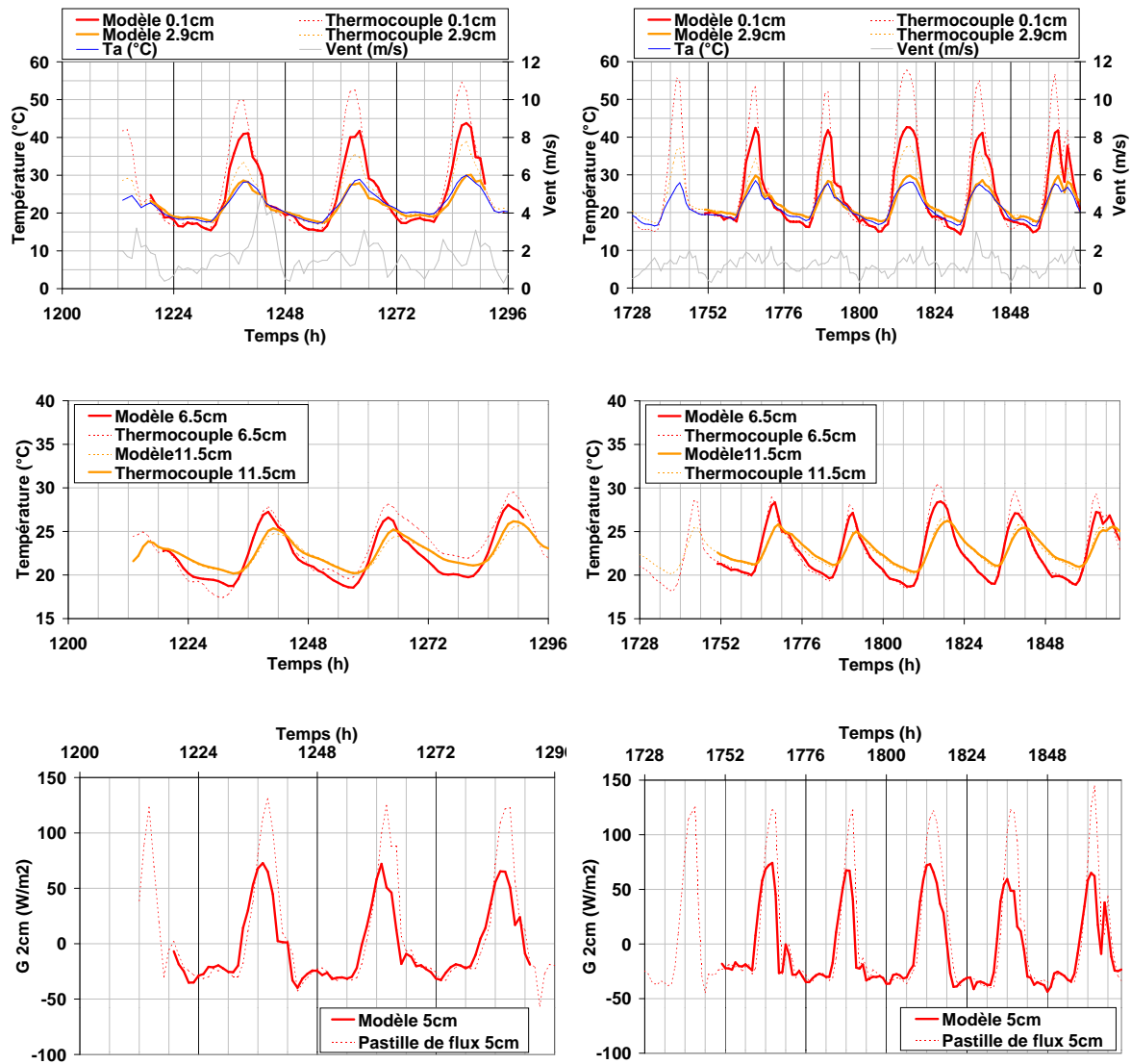


FIG. 3.28: Validation du modèle TEC-paillis en température et flux de chaleur dans le sol (de haut en bas : température du paillis, du sol et flux de chaleur dans le sol ; épisode 2 à gauche et 5 à droite)

### 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) :

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

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

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

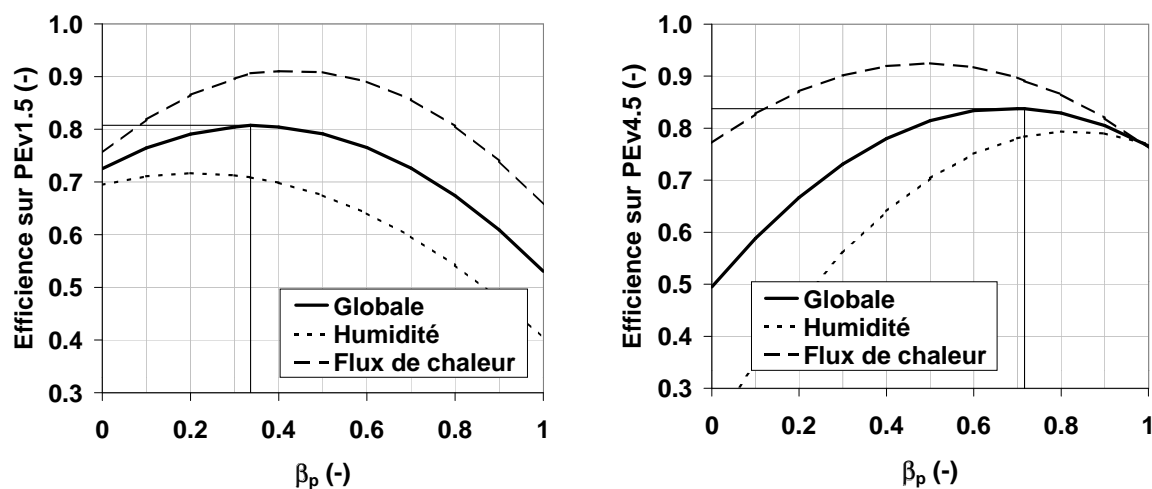
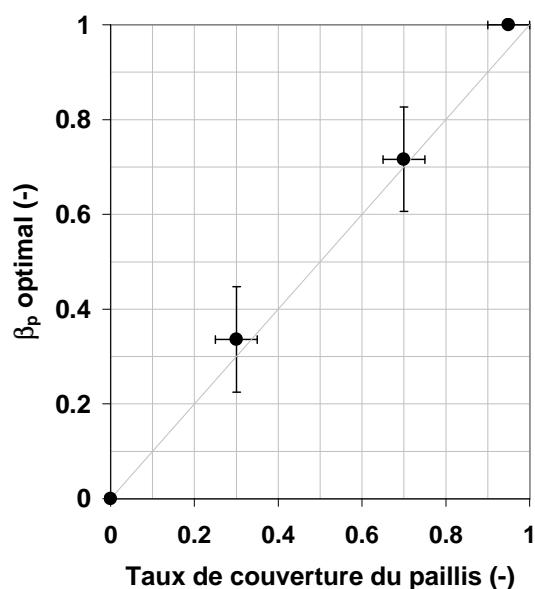
avec  $Ef_\theta$ ,  $Ef_G$  et  $Ef$ , efficacité du *modèle composite* respectivement en humidité, en température et globale (-),  $\theta_{sim}$  et  $\theta_{obs}$ , humidités respectivement simulées et observées ( $m^3.m^{-3}$ ),  $\bar{\theta}_{obs}$ , moyenne des humidités observées sur l'ensemble 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.

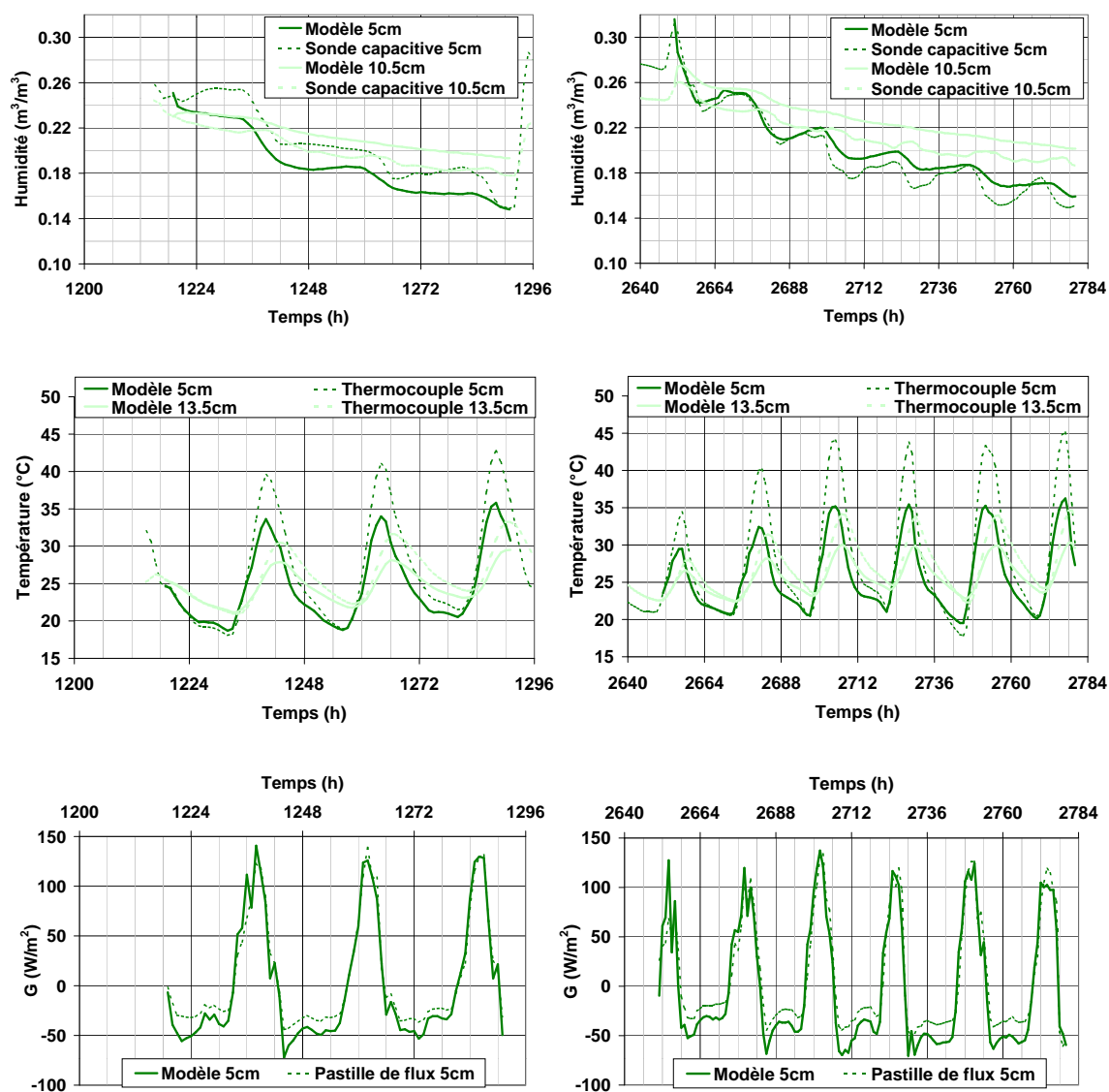


FIG. 3.31: Résultats du *modèle composite* sur PEv1.5 (humidité du sol en haut, température du sol au milieu et flux de chaleur dans le sol en bas ; épisode 2 à gauche et 7 à droite)

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  $25 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ .

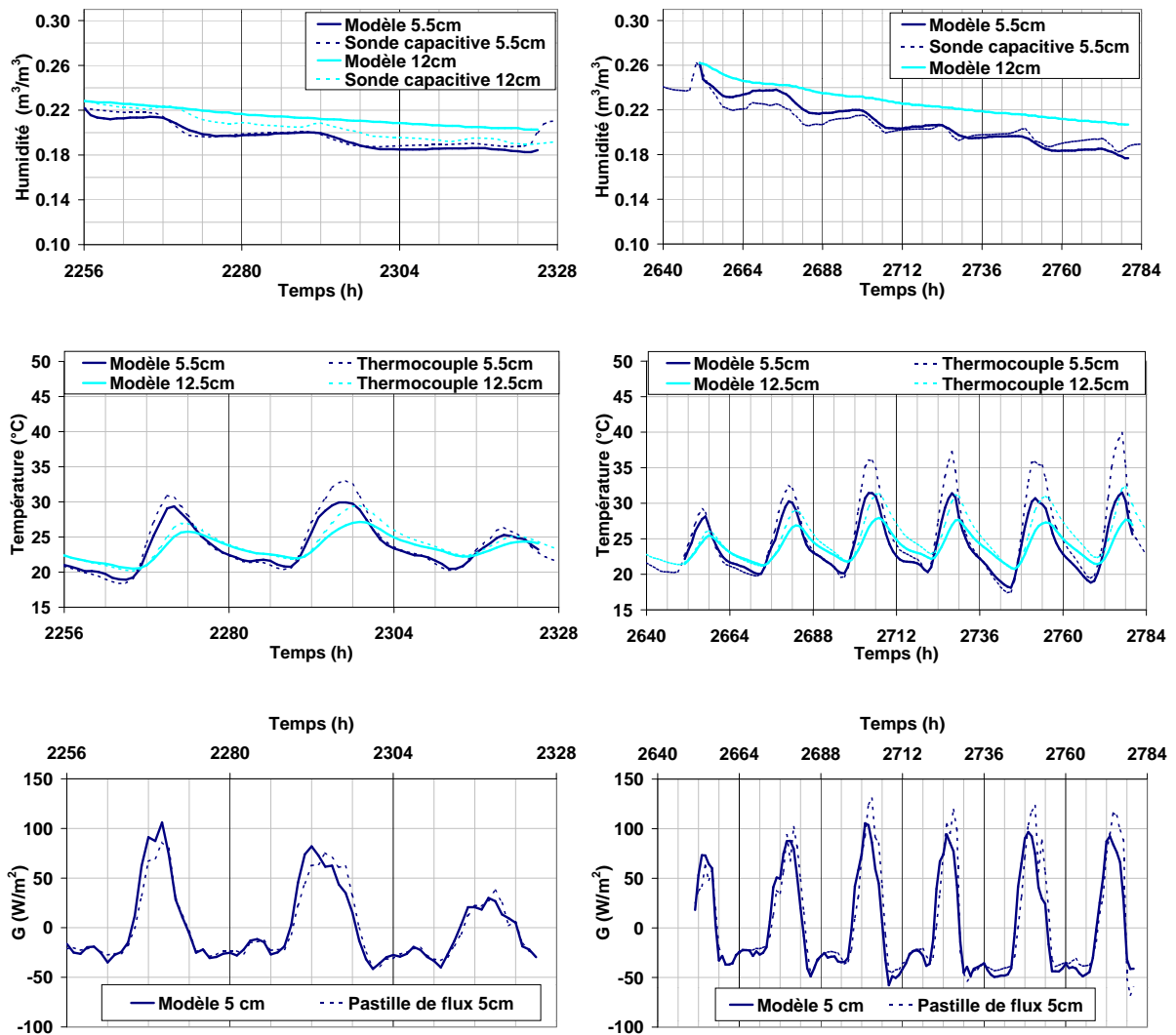


FIG. 3.32: Résultats du *modèle composite* sur PEv4.5 (humidité du sol en haut, température du sol au milieu et flux de chaleur dans le sol en bas ; épisode 6 à gauche et 7 à droite)

### 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.

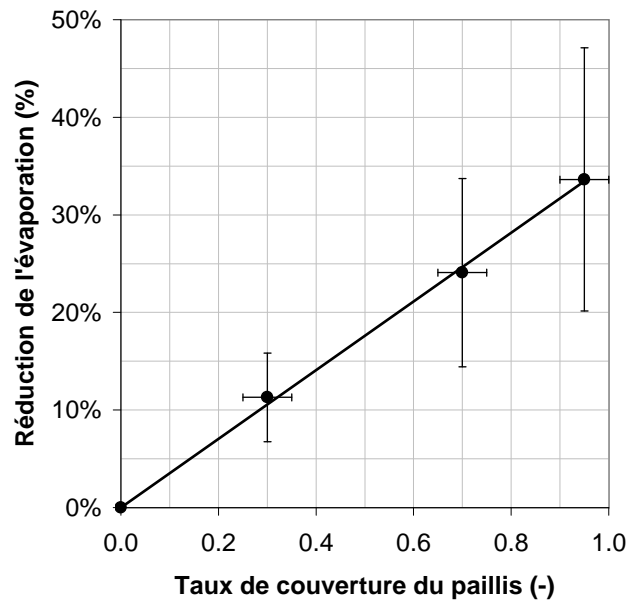


FIG. 3.33: Relation entre taux de couverture du paillis et réduction de l'évaporation (incertitudes et droite de régression représentées)

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.

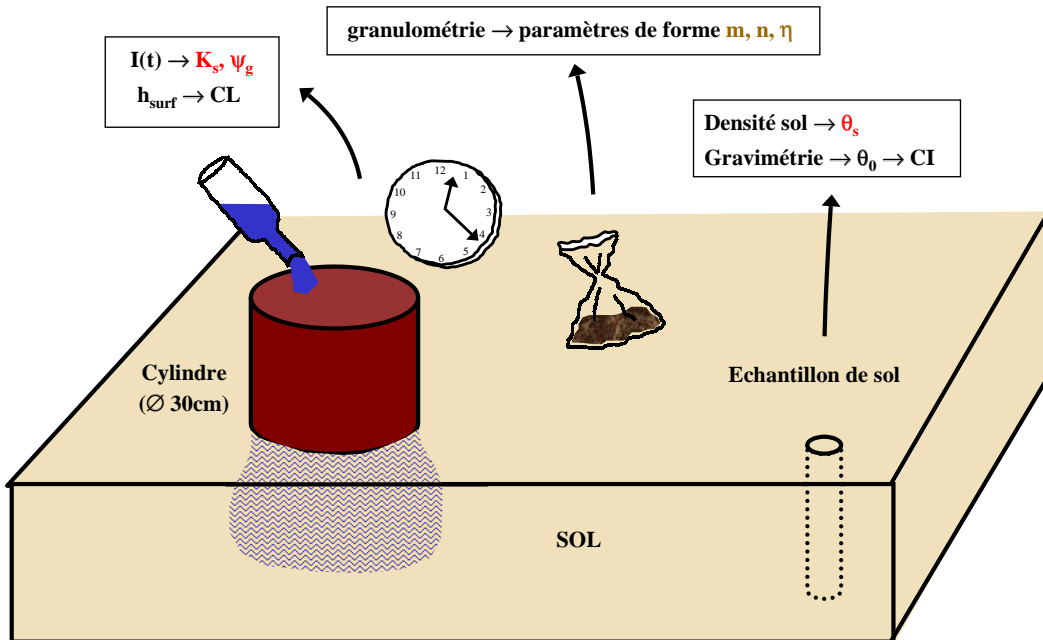


FIG. 4.1: Protocole de la méthode *Beer-Kan*

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> $\Gamma(z) = \int_0^\infty t^{z-1} e^{-t} dt \forall z > 0$ .

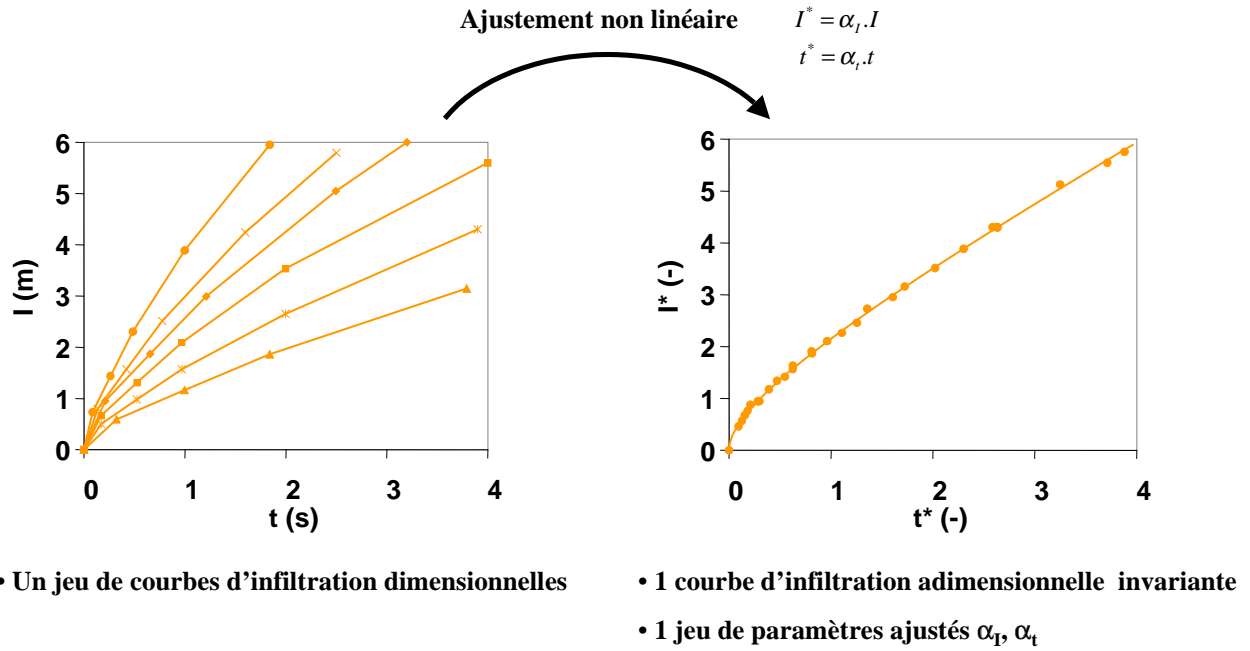


FIG. 4.2: Procédure de détermination des paramètres  $\alpha_I$  et  $\alpha_t$  par ajustement non linéaire

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.

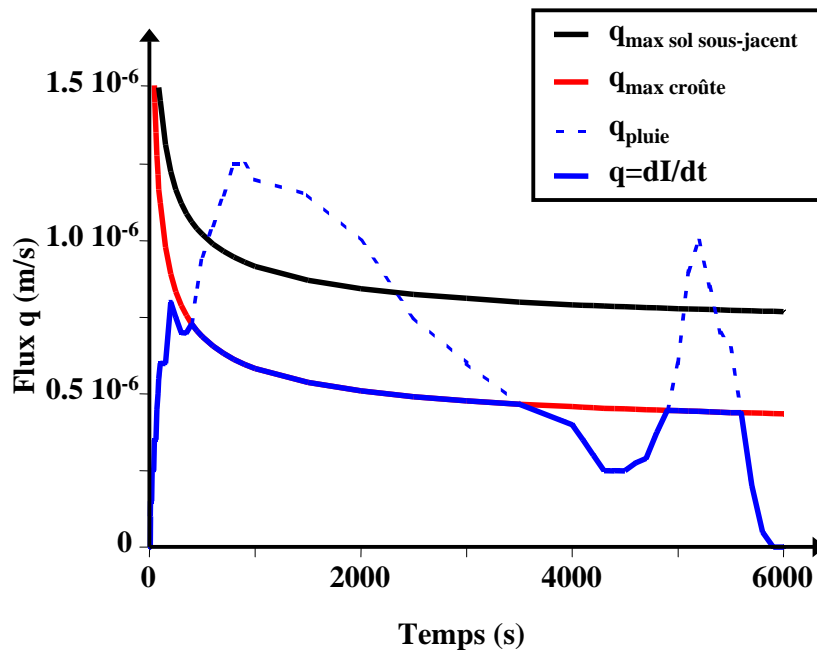


FIG. 4.3: Représentation schématisée de l'infiltration dans un sol croûté

## 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.

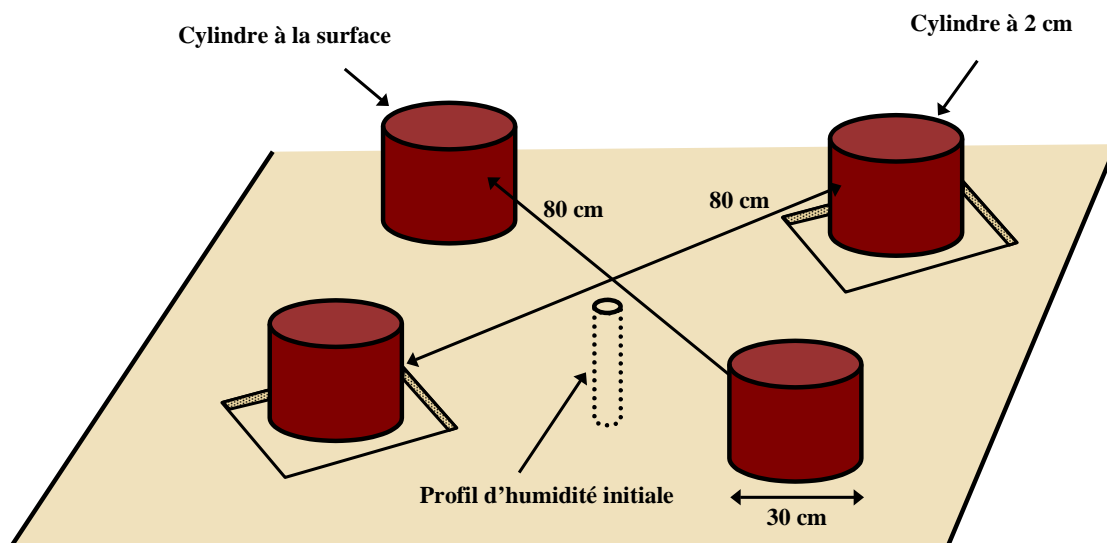


FIG. 4.5: Schéma du dispositif en croix adopté pour les essais d'infiltration à 0 et 2 cm

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



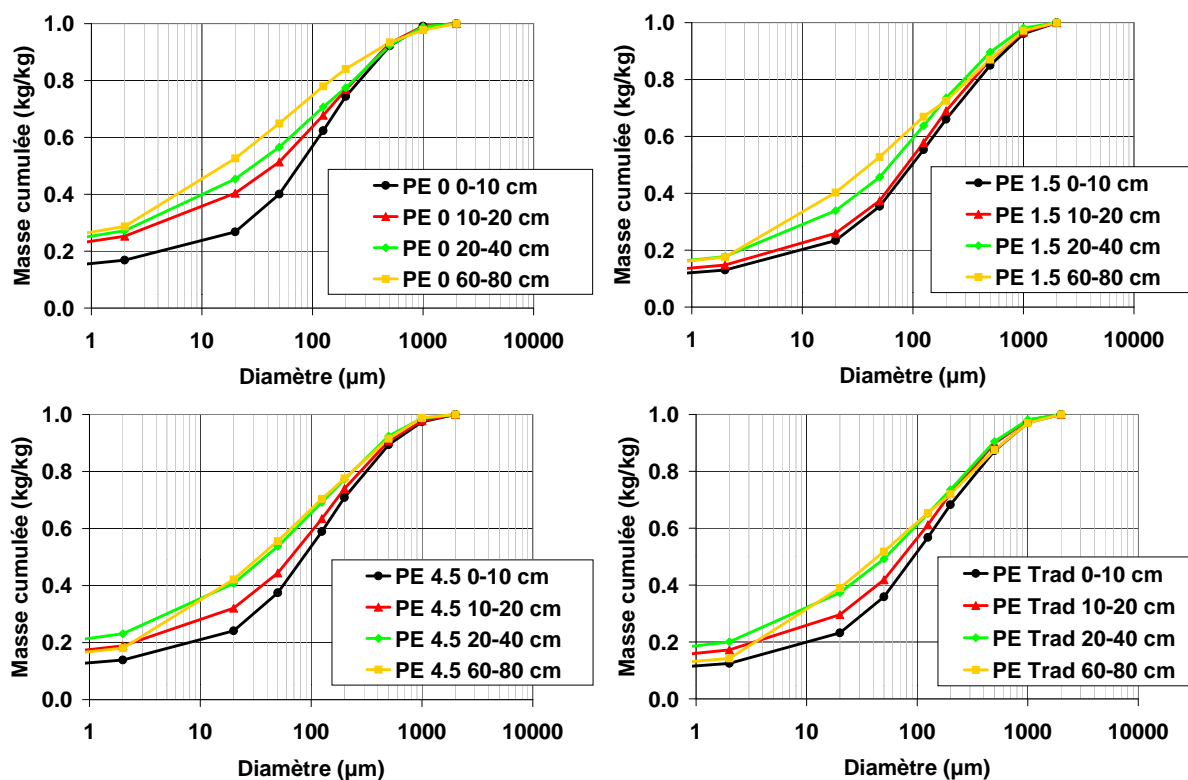


FIG. 4.6: Courbes granulométriques des sols des quatre parcelles d'essais (en haut : PE 0 à gauche et PE 1.5 à droite ; en bas : PE 4.5 à gauche et PE Trad à droite)

#### 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.

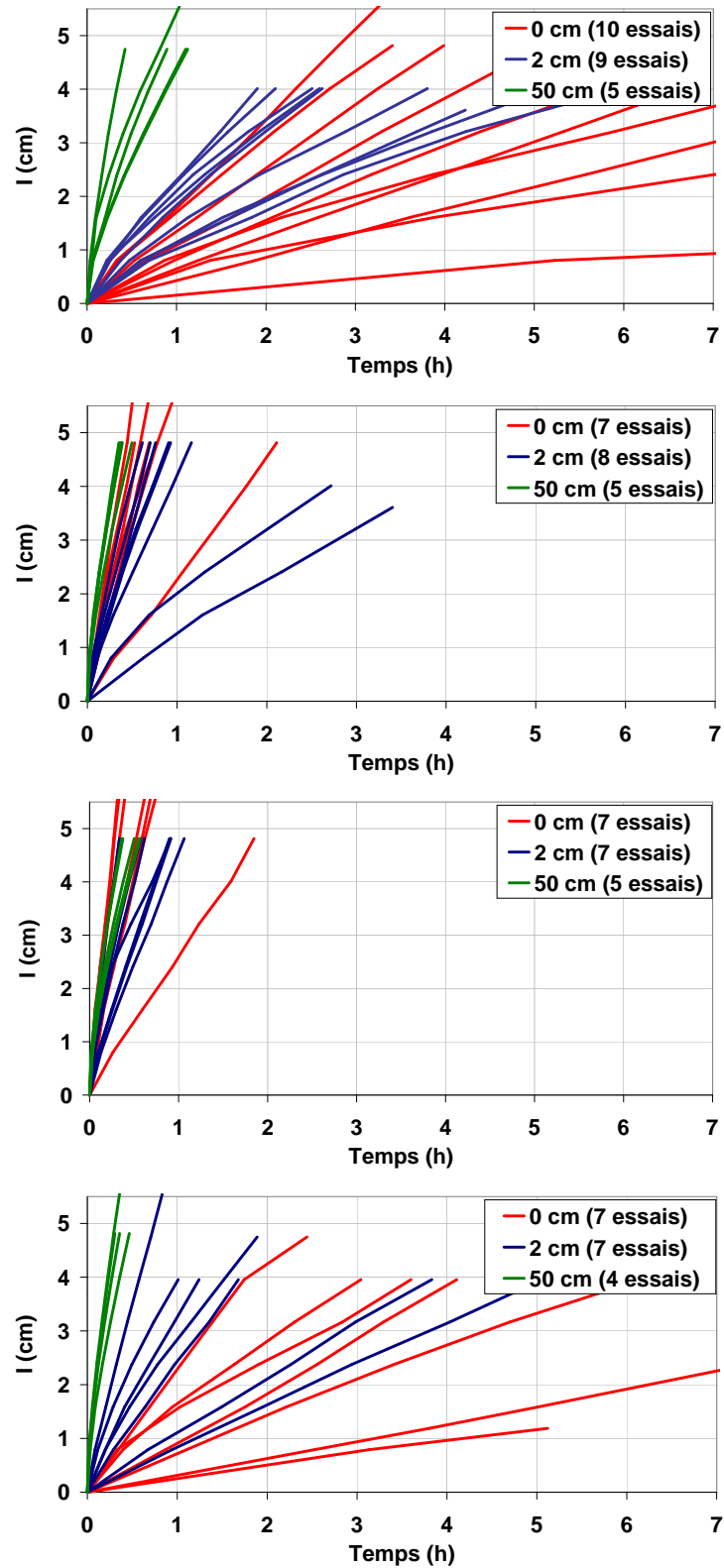


FIG. 4.7: Courbes d'infiltration cumulée dans les sols des quatre parcelles d'essais (de haut en bas PE 0, PE 1.5, PE 4.5 et PE Trad)

## 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)

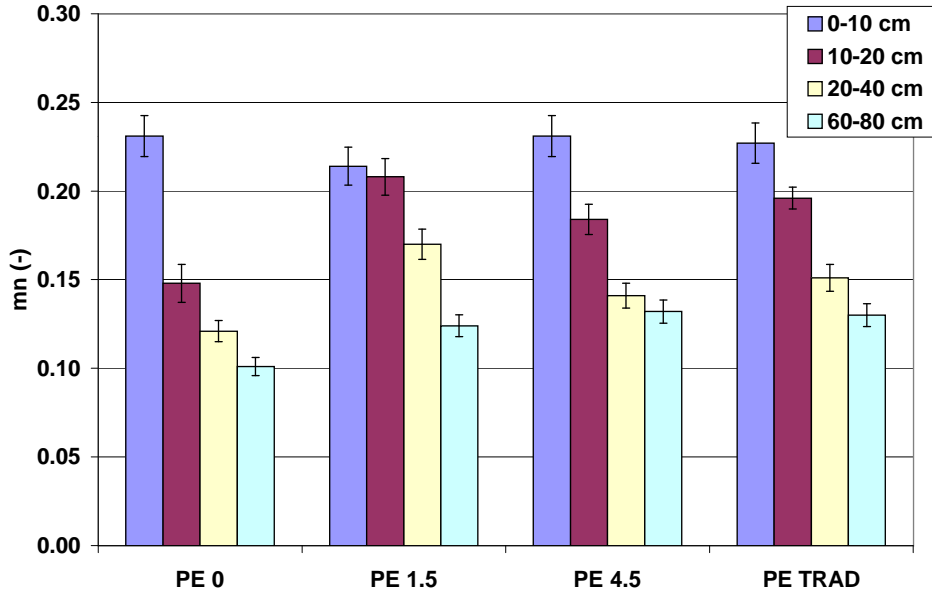


FIG. 4.8: Paramètre de texture  $mn$  des sols des quatre parcelles d’essais

#### 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  $K_s$  ( $m.s^{-1}$ ),  $\theta_s$  ( $m^3.m^{-3}$ ) 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> :

$$K_s = \frac{\alpha_t}{\alpha_I} \left[ 1 - \left( \frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right]^{-1} \tag{4.19}$$

$$\theta_s = n_s 2^{m-M} \tag{4.20}$$

$$\psi_g = - \frac{\Delta K}{K_s} \frac{f_{\psi_g}(M, N, D_g)}{\Delta \theta \alpha_I} \tag{4.21}$$

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)

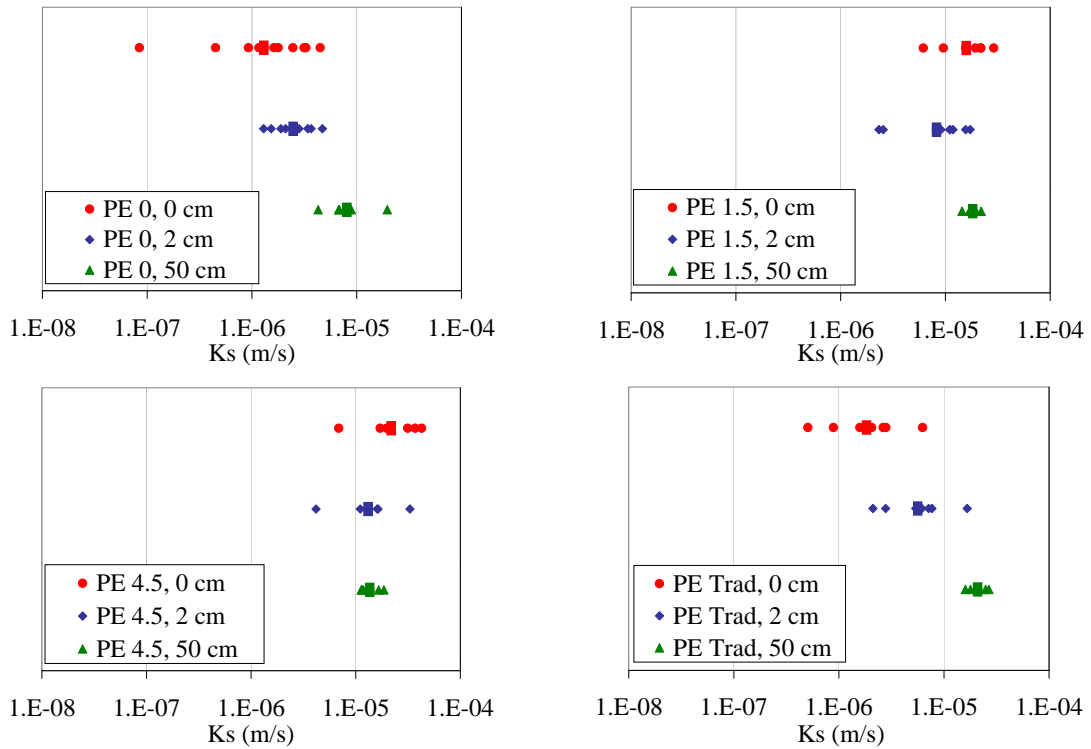


FIG. 4.9: Conductivité hydraulique  $K_s$  des sols des 4 PE (moyenne logarithmique représentée)

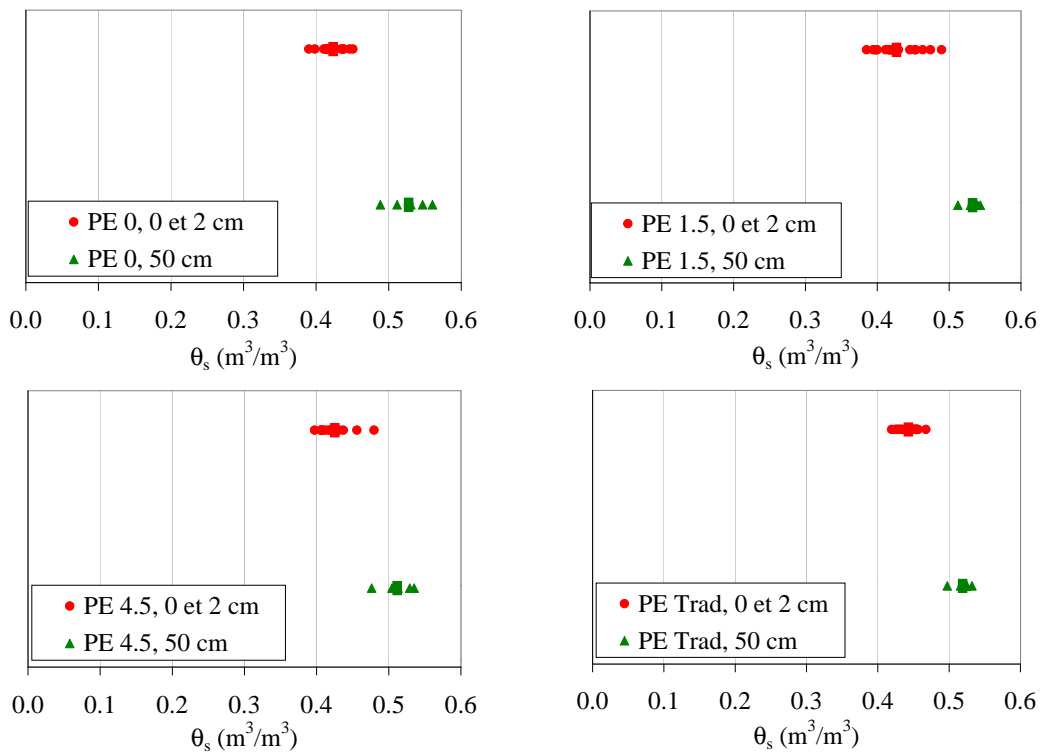


FIG. 4.10: Humidité volumique à saturation  $\theta_s$  des sols des 4 PE (moyenne arithmétique représentée)

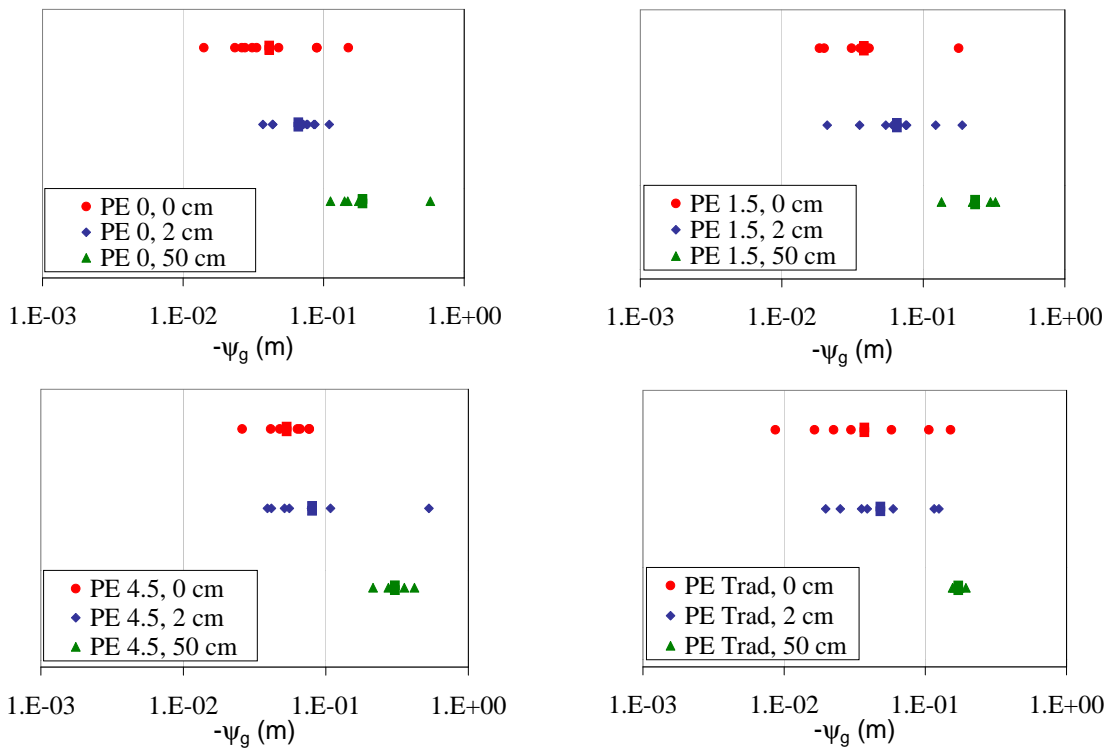


FIG. 4.11: Potentiel de référence de Van Genuchten  $\psi_g$  des sols des 4 PE (moyenne logarithmique représentée)

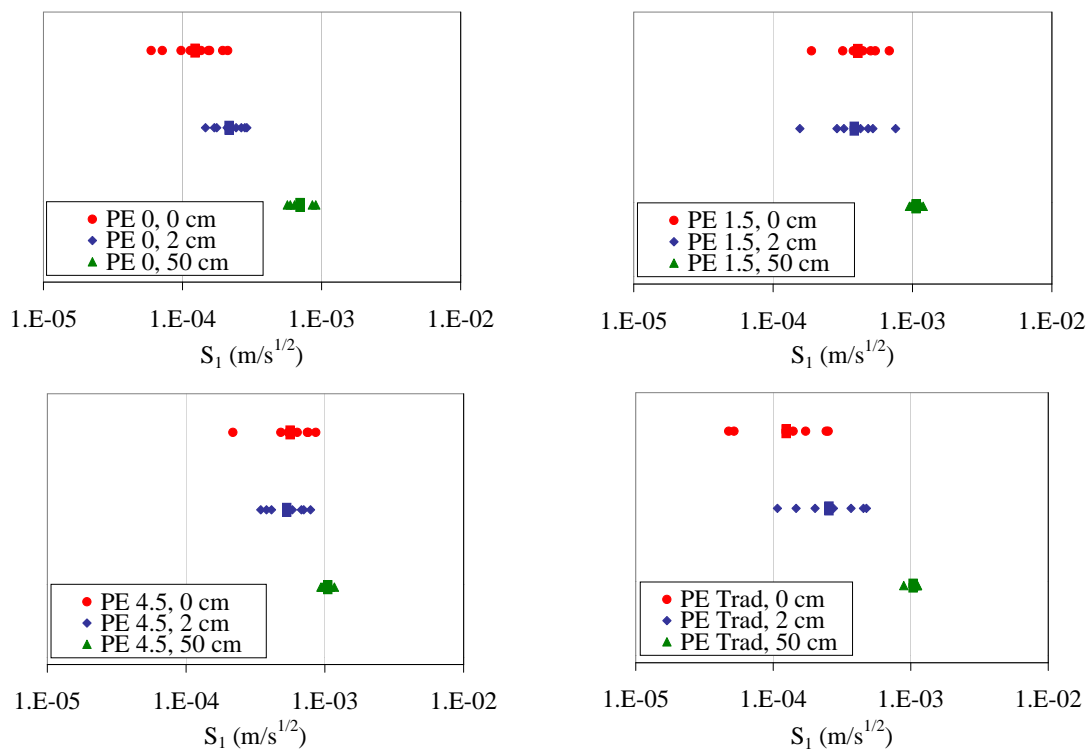


FIG. 4.12: Sorptivité intrinsèque  $S_1(\theta_s, 0)$  des sols des 4 PE (moyenne logarithmique représentée)

### 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.

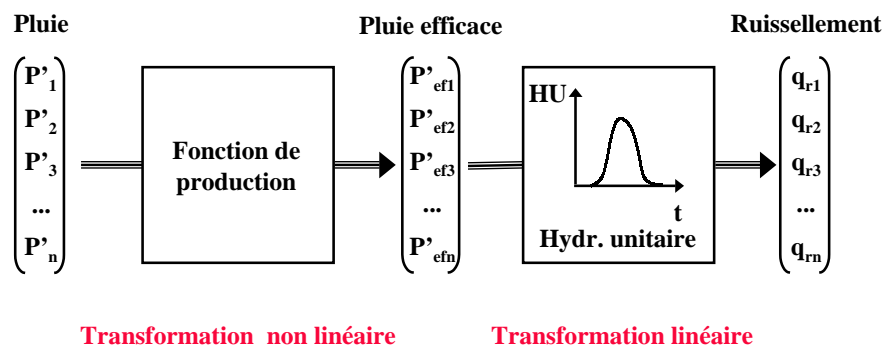


FIG. 5.1: Schéma conceptuel du modèle DPFT

### 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	$\alpha_{Q_p}$	$(j^{-1})$			$7,02 \cdot 10^{-3}$	
Capacité paillis stockage eau	$a_{Q_p}$	$(m.ha.t^{-1})$			$3,55 \cdot 10^{-4}$	
Interception pluie par culture	$a_{LAI}$	$(m)$			$2,00 \cdot 10^{-4}$	
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  $S_e$ .



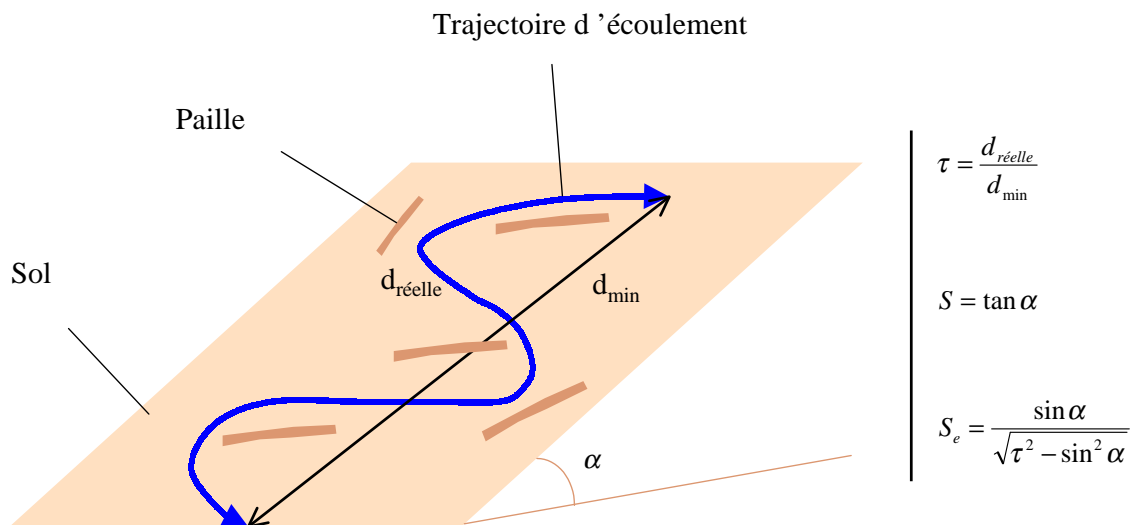


FIG. 5.3: Notion de tortuosité et de pente effective de l'écoulement

- 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.

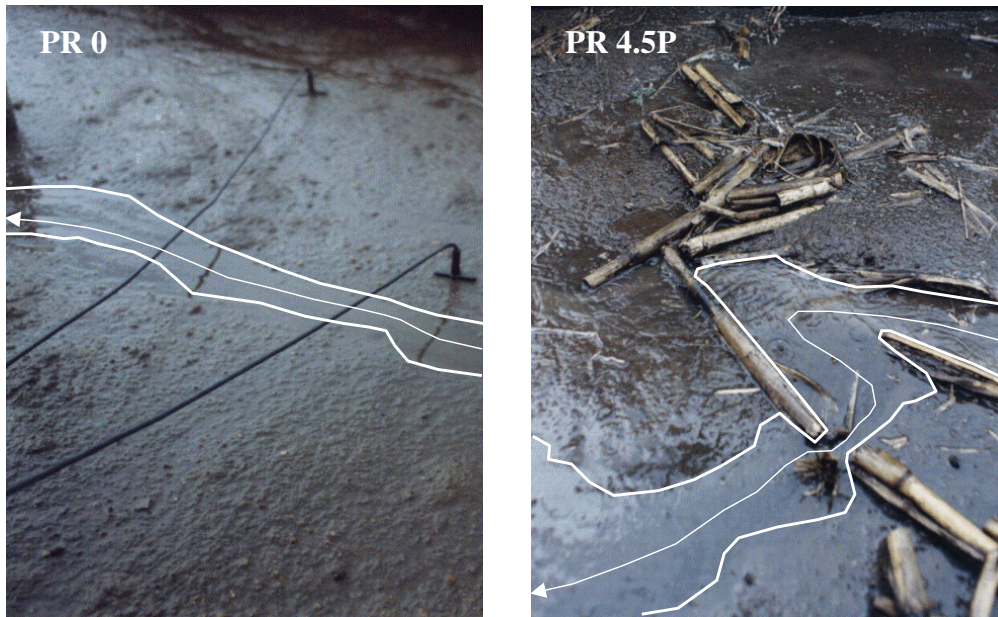


FIG. 5.4: Observation de la canalisation de l'écoulement et du frottement sur les pailles

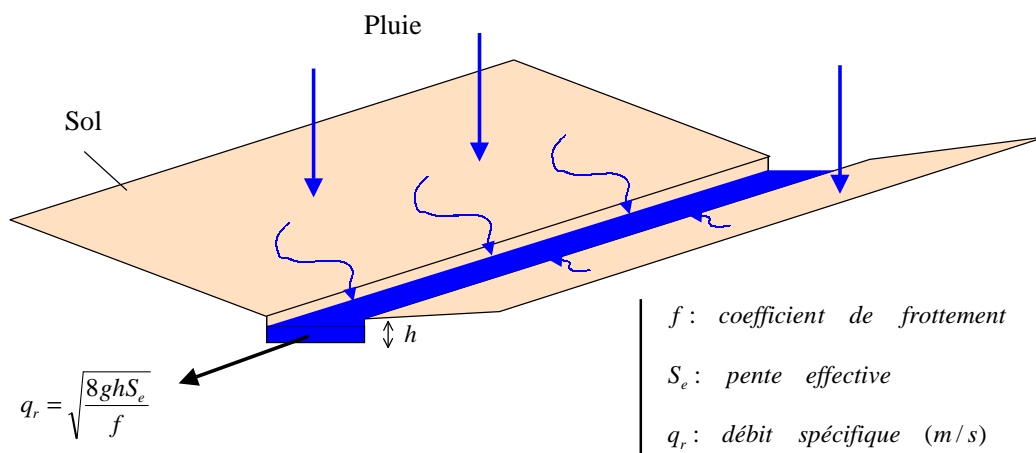


FIG. 5.5: Schématisation du processus de canalisation du ruissellement

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-versants 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.

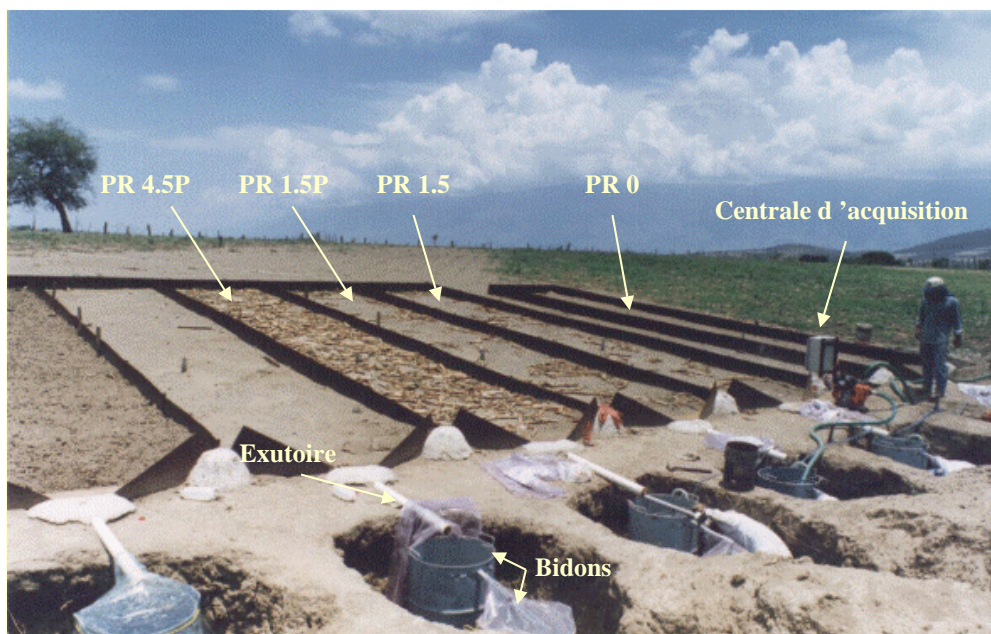


FIG. 5.6: Photos des parcelles de ruissellement (légende indiquée pour les PR instrumentées)

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).

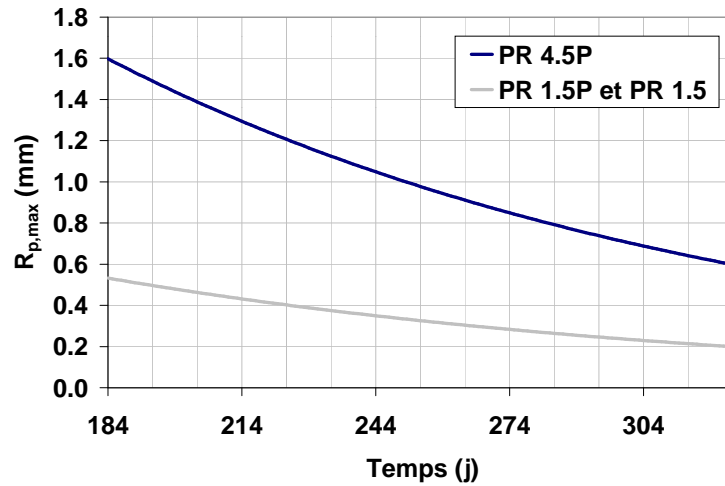


FIG. 5.7: Évolution de la capacité maximale de rétention des paillis des PR

**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  $0,5 \text{ kg.m}^{-2}$ .

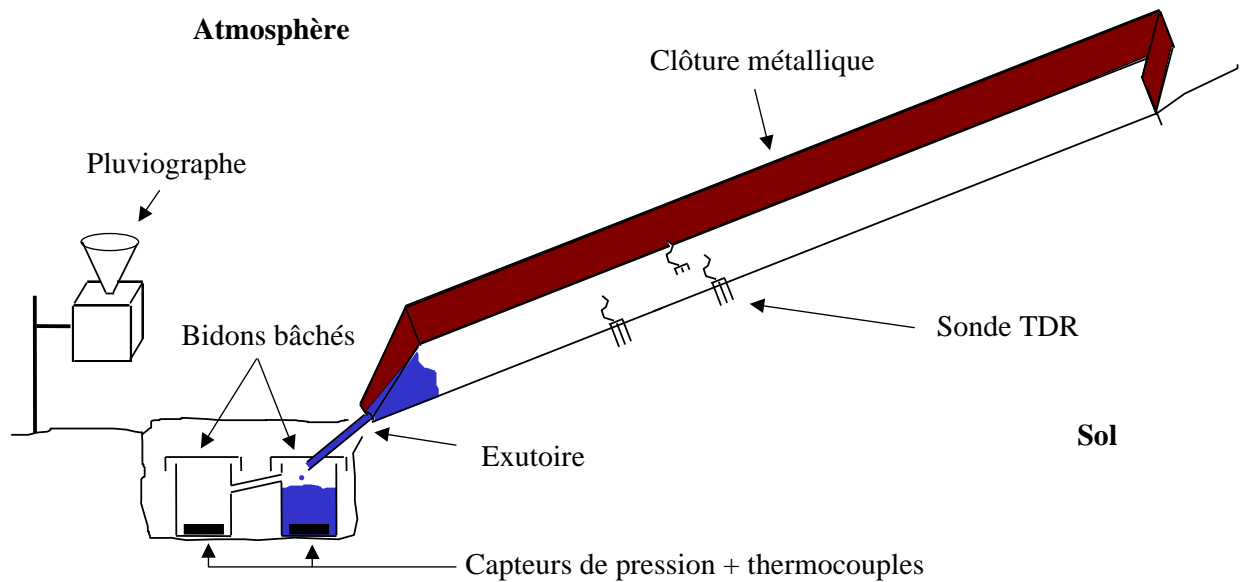


FIG. 5.8: Schéma d'instrumentation des parcelles de ruissellement

## 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)).

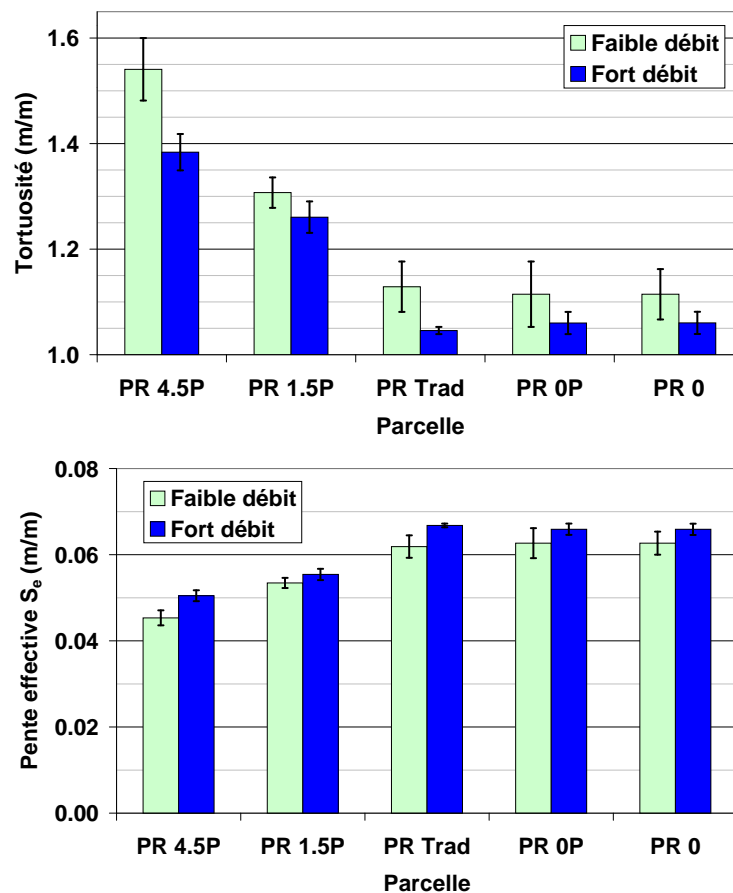


FIG. 5.9: Tortuosité et pente effective des trajectoires d'écoulement sur les PR (écarts types représentés)

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.

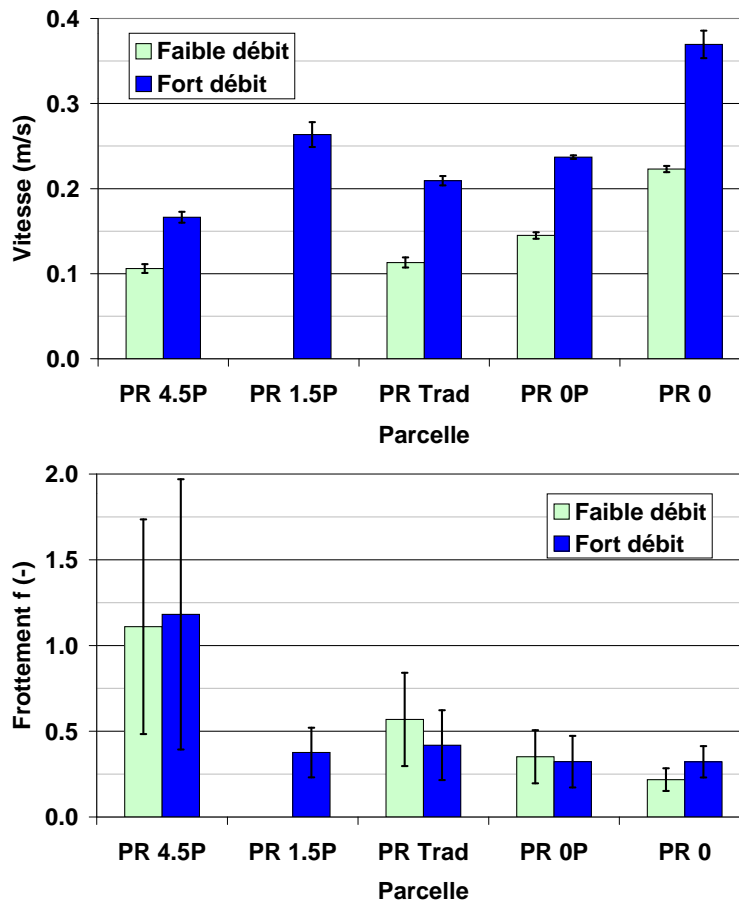


FIG. 5.10: Vitesse d'écoulement et coefficient de frottement sur les PR (écarts types représentés)

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

**Hyéogrammes 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
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

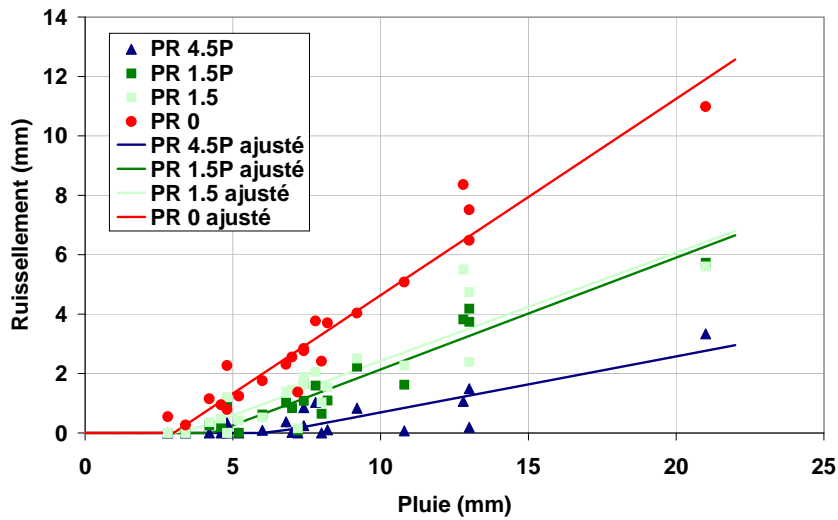


FIG. 5.11: Relation entre pluie et ruissellement des 4 PR pour 21 épisodes

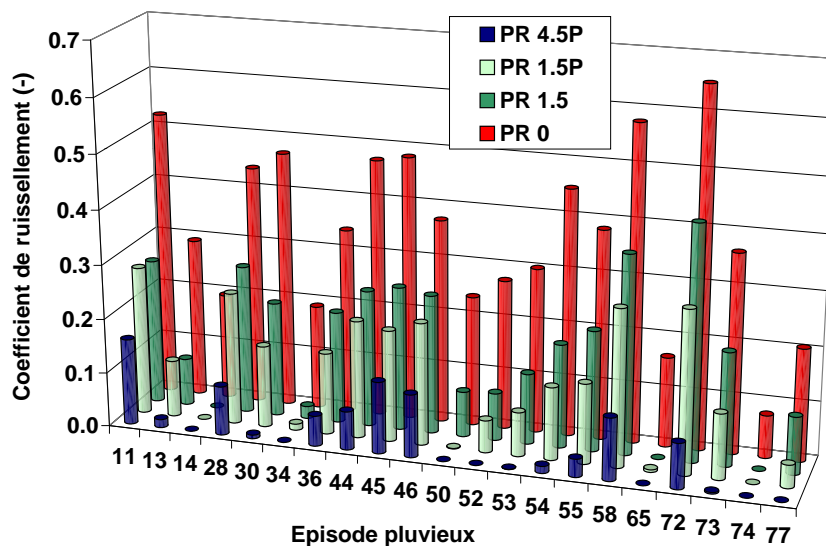


FIG. 5.12: Coefficients de ruissellement des quatre parcelles de ruissellement pour 21 épisodes

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.

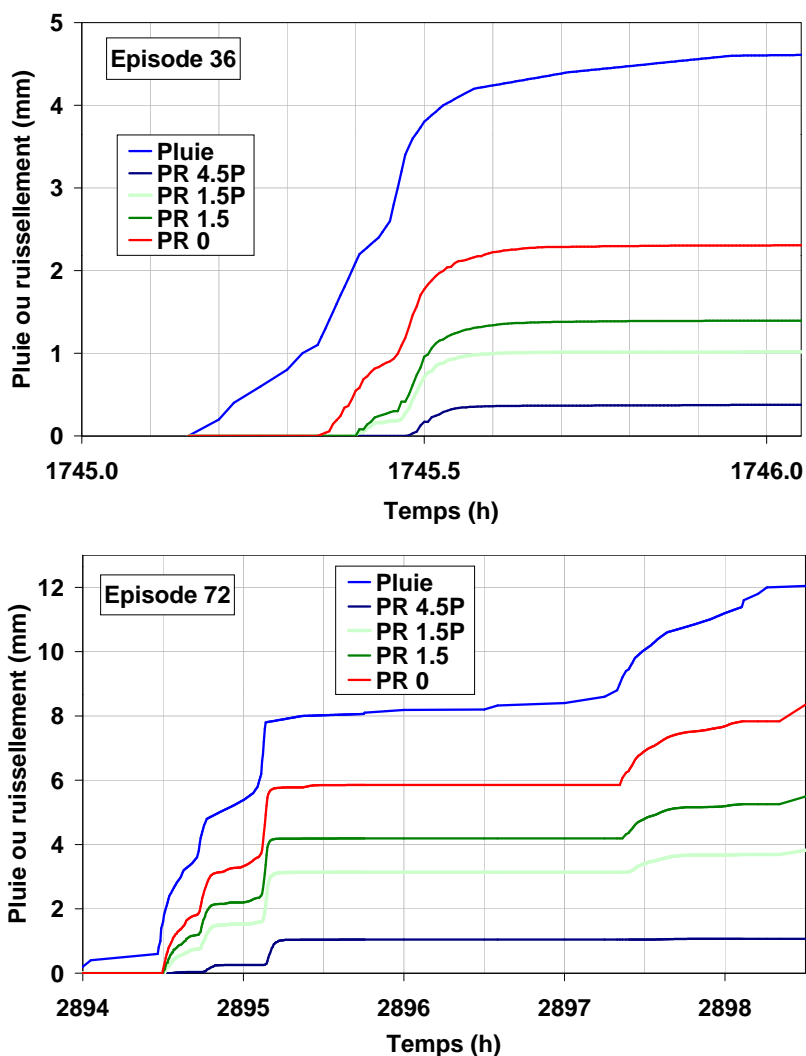


FIG. 5.13: Hydrogrammes de ruissellement des 4 parcelles de ruissellement pour deux épisodes pluvieux

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.

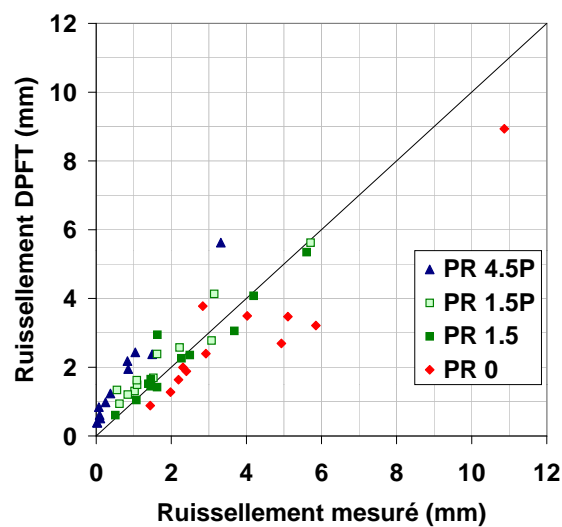


FIG. 5.14: Comparaison entre ruissellement DPFT et ruissellement mesuré (12 épisodes de calage)

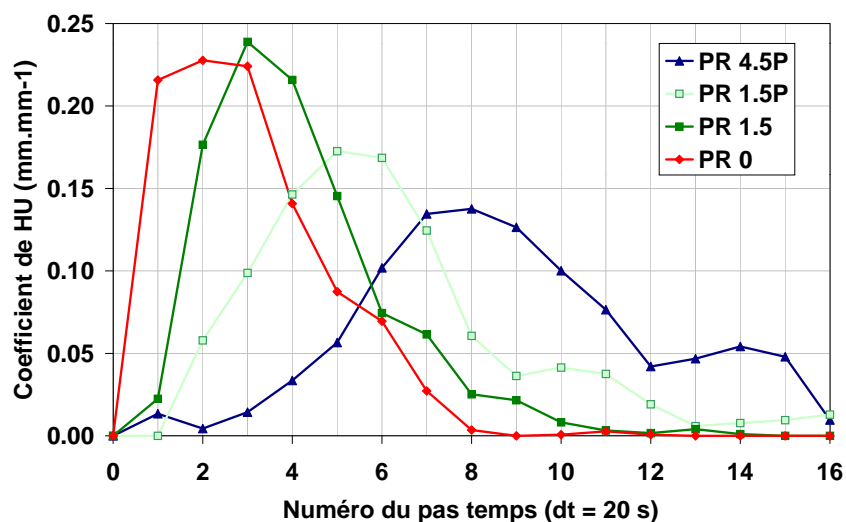


FIG. 5.15: Hydrogrammes unitaires des quatre parcelles de ruissellement

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).

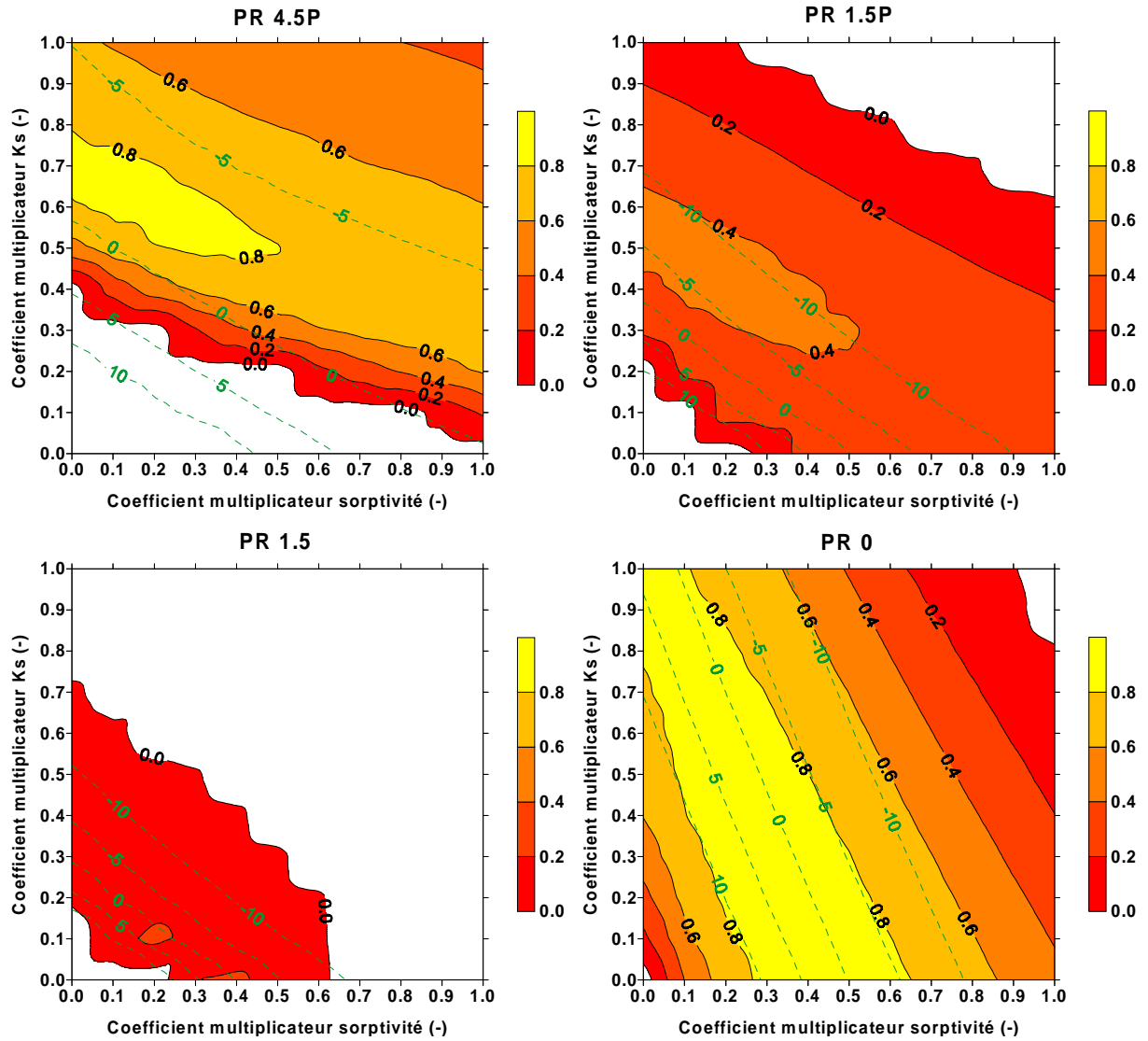


FIG. 5.16: Efficacité en débit du modèle mixte pour chaque parcelle de ruissellement, pour  $h_s = 0,2$  (mm) (en vert : courbe d'iso-écart entre ruissellement calculé et mesuré (mm))

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).

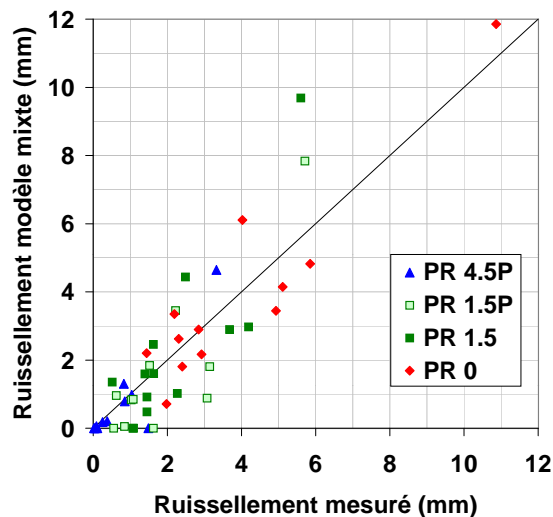


FIG. 5.17: Comparaison entre ruissellements du modèle mixte et mesuré (12 épisodes de calage)

#### 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.

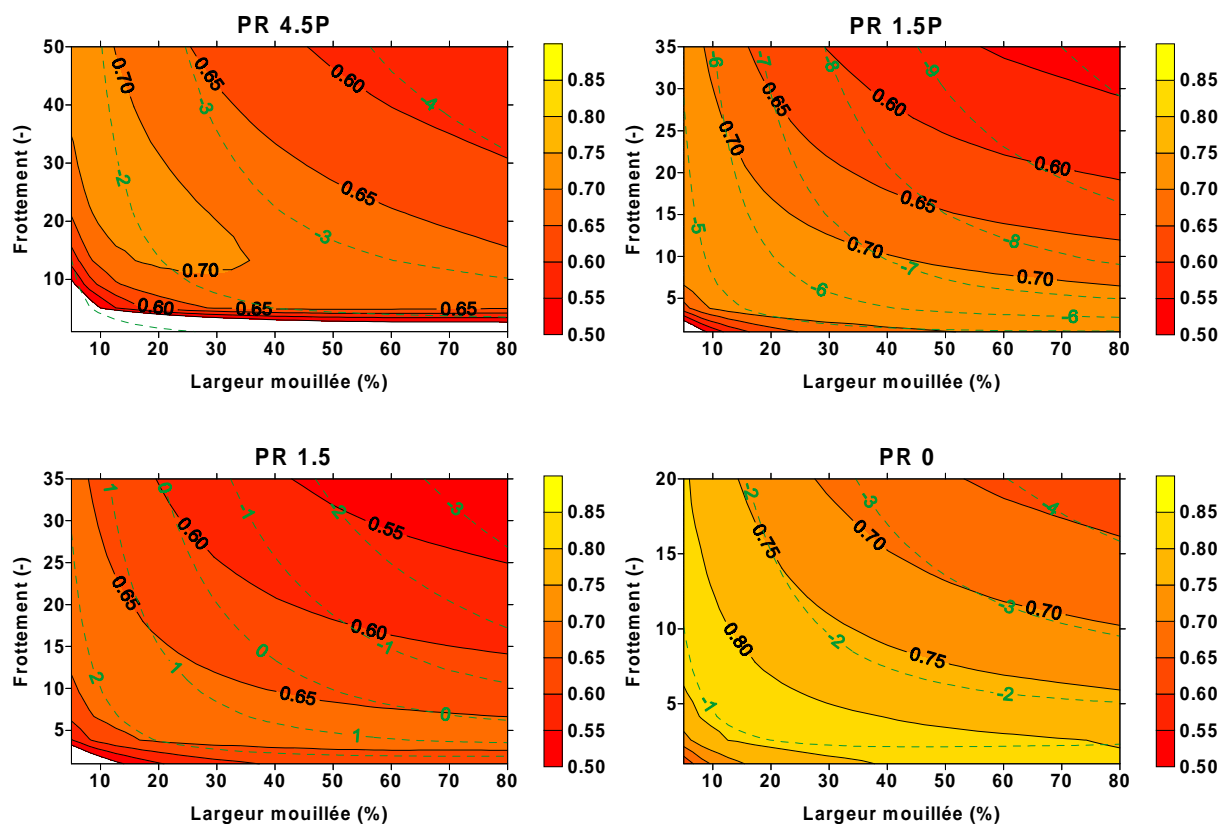


FIG. 5.18: Efficacité en débit du modèle physique pour chaque parcelle de ruissellement (en vert : courbe d'iso-écart entre ruissellement calculé et mesuré (mm))

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).

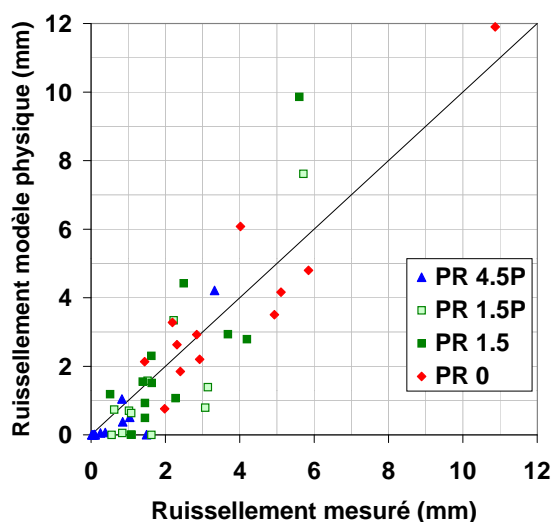


FIG. 5.19: Comparaison entre ruissellements du modèle physique et mesuré (12 épisodes de calage)

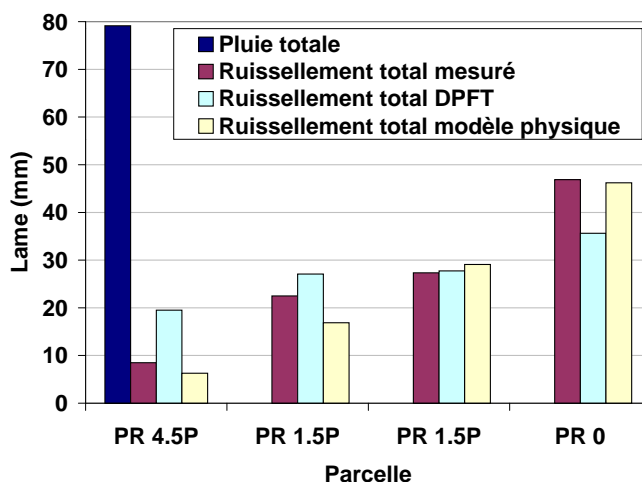


FIG. 5.20: Estimation des cumuls ruisselés par la mesure et la modélisation (12 épisodes de calage)

- 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.

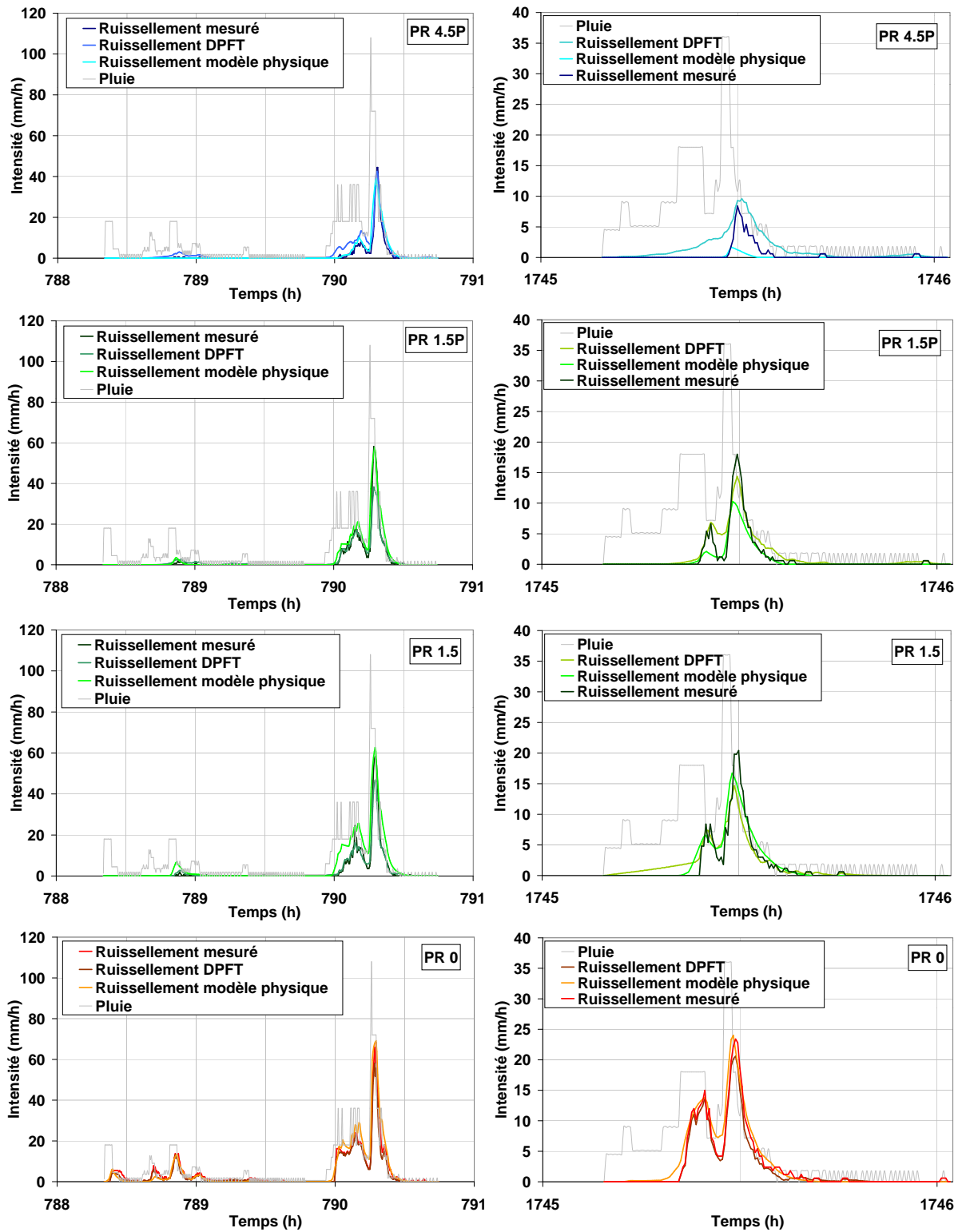


FIG. 5.21: Intensités de ruissellement mesurés et simulés par DPFT et par modèle physique (épisodes de calage 1c (à gauche) et 5c (à droite))

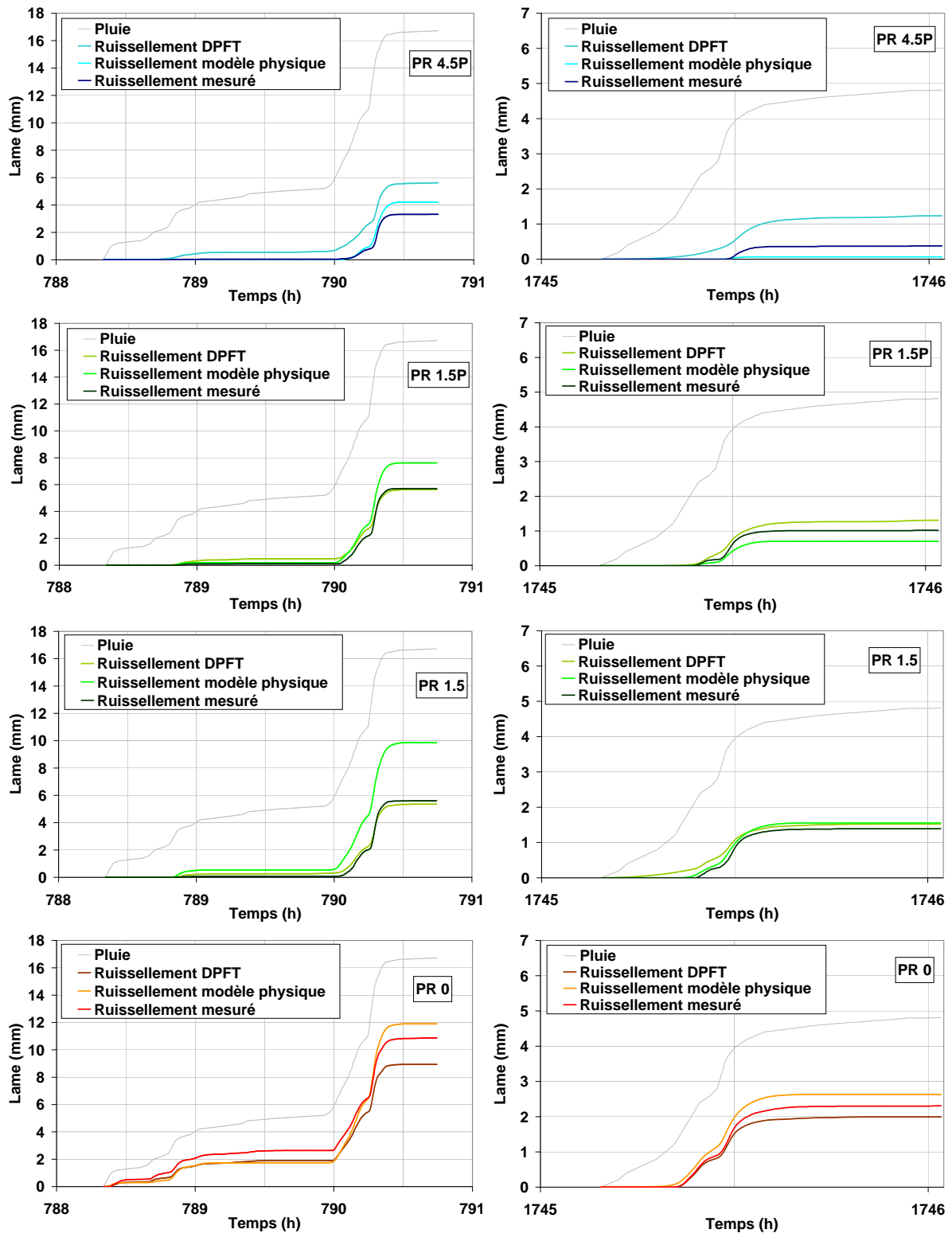


FIG. 5.22: Volumes de ruissellement mesurés et simulés par DPFT et par modèle physique (épisodes de calage 1c (à gauche) et 5c (à droite))



- 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).

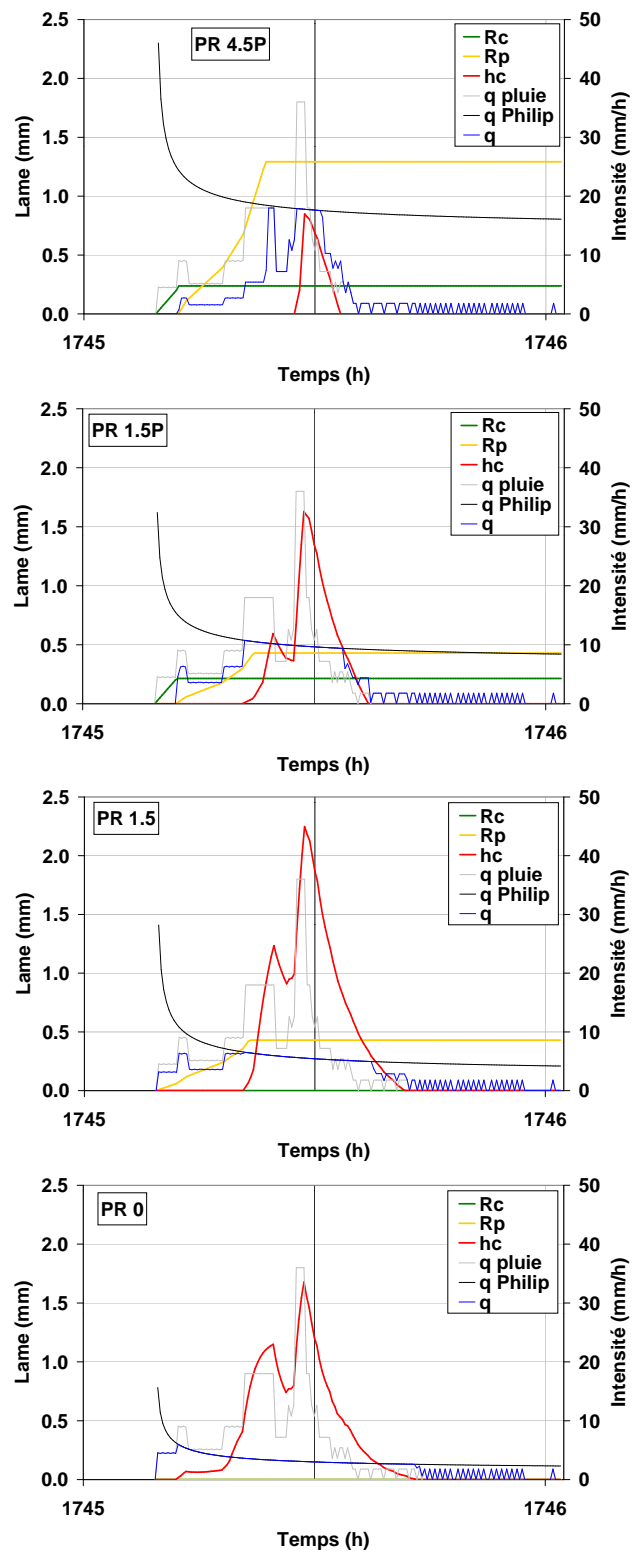


FIG. 5.23: Simulation des variables connexes au ruissellement par le modèle physique pour l'épisode 5c

### 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.

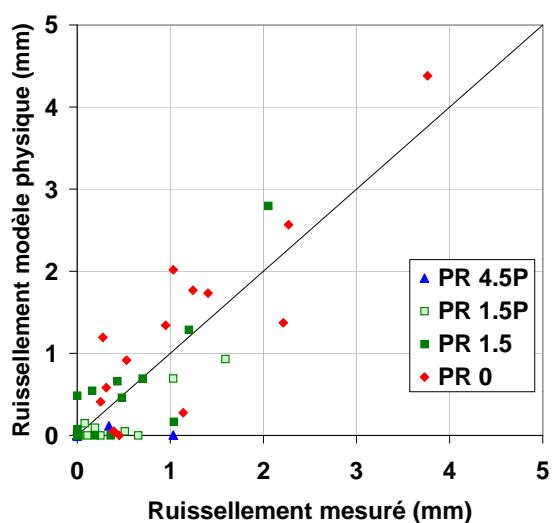


FIG. 5.24: Comparaison entre ruissellements du modèle physique et mesuré (14 épisodes de validation)

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.

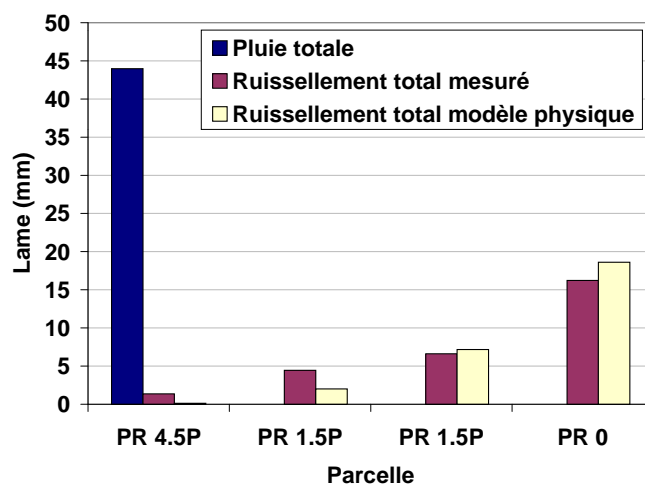


FIG. 5.25: Estimation des cumuls ruisselés par la mesure et la modélisation (14 épisodes de validation)

- 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.

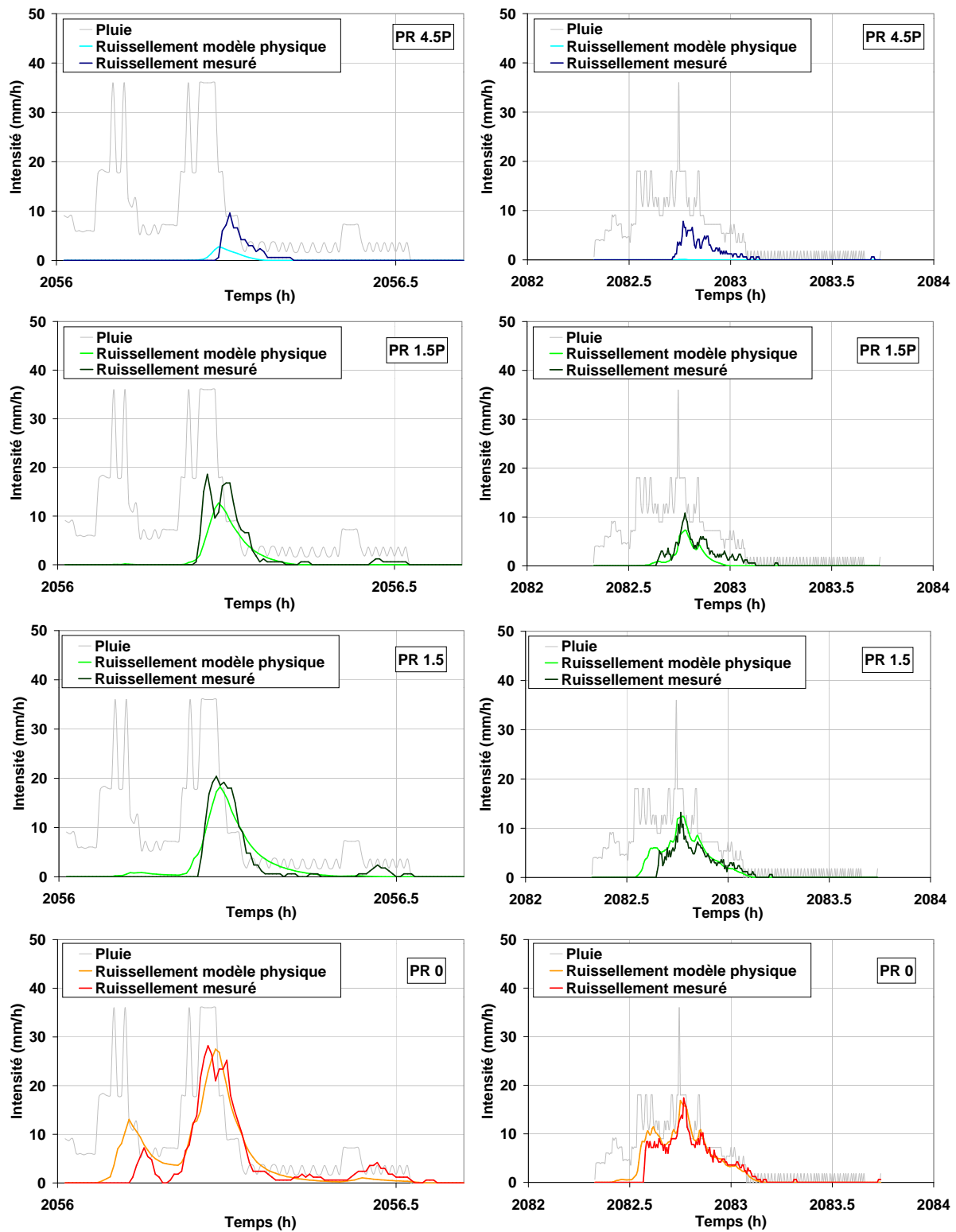


FIG. 5.26: Intensités de ruissellement mesurés et simulés par DPFT et par modèle physique (épisodes de validation 4v (à gauche) et 5v (à droite))

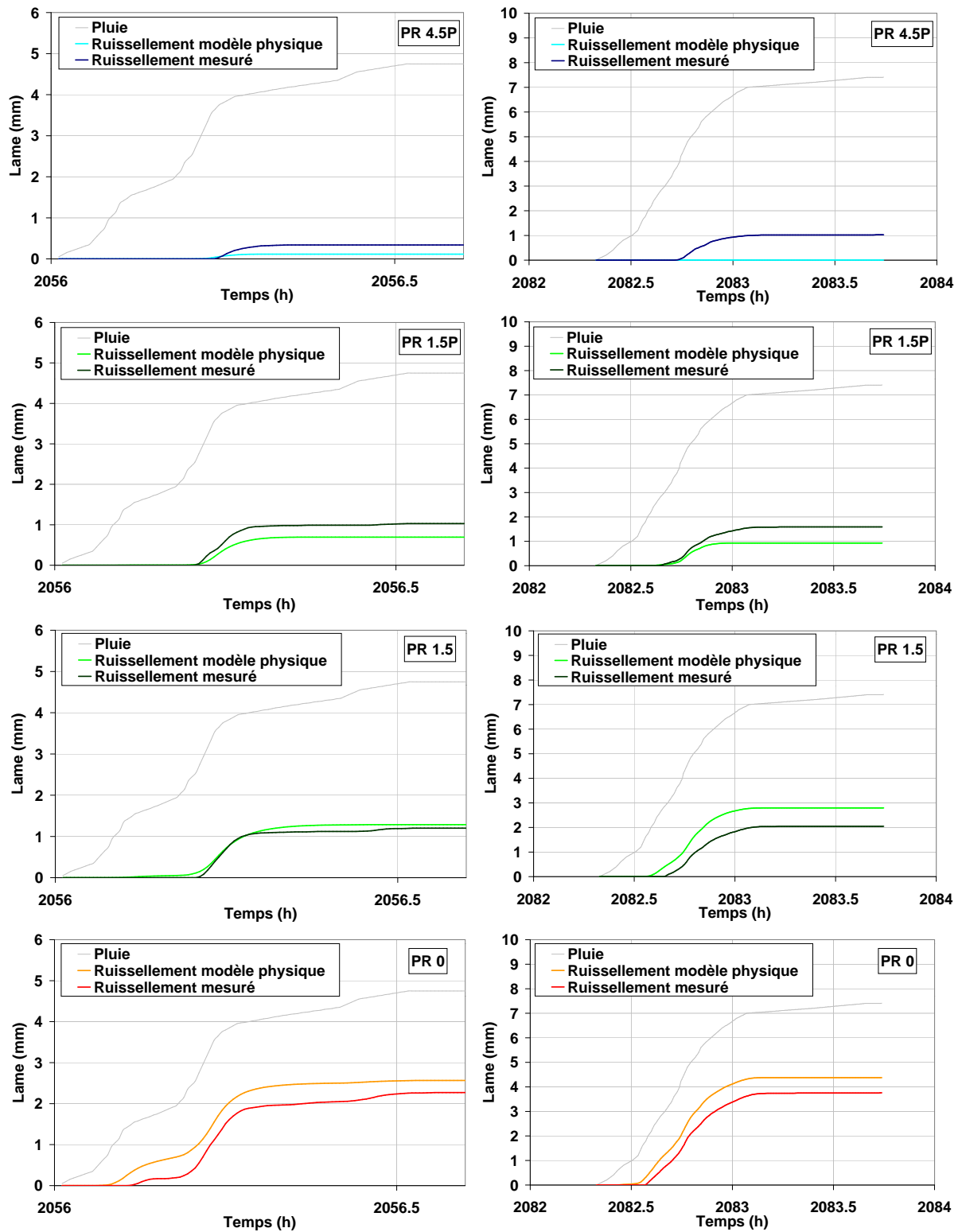


FIG. 5.27: Volumes de ruissellement mesurés et simulés par DPFT et par modèle physique (épisodes de validation 4v (à gauche) et 5v (à droite))

### 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).

