



HAL
open science

Mécanismes de genèse du ruissellement sur sol agricole drainé sensible à la battance. Etudes expérimentales et modélisation

Bénédicte Augeard

► **To cite this version:**

Bénédicte Augeard. Mécanismes de genèse du ruissellement sur sol agricole drainé sensible à la battance. Etudes expérimentales et modélisation. Hydrologie. ENGREF (AgroParisTech), 2006. Français. NNT : 2006ENGR0010 . tel-00085072

HAL Id: tel-00085072

<https://pastel.hal.science/tel-00085072>

Submitted on 11 Jul 2006

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

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



Thèse

de Bénédicte AUGEARD

pour l'obtention du grade de

Docteur de l'ENGREF

Spécialité : Sciences de l'eau

Mécanismes de genèse du ruissellement sur sol agricole drainé sensible à la battance. Etudes expérimentales et modélisation.

Soutenue publiquement le
31 mars 2006 à l'ENGREF

Devant le jury composé de :

M. Philippe ACKERER	IMFS, Strasbourg	Rapporteur
M. Yves LE BISSONNAIS	INRA, Montpellier	Rapporteur
M. Ghislain DE MARSILY	Université Paris VI	Examineur
M. André MERMOUD	EPFL, Suisse	Examineur
M. Samuel ASSOULINE	Inst. Soil Water Envir. Sci., Israël	Invité
M. Cyril KAO	Cemagref Antony	Encadrant
M. Michel VAUCLIN	LTHE, Grenoble	Directeur de thèse

Remerciements

Cette thèse a été effectuée à l'Unité de Recherche « Ouvrages pour le Drainage et l'Étanchéité » devenue « Hydrosystème et Bioprocédés », au Cemagref d'Antony.

Je remercie tout d'abord Cyril Kao qui, depuis l'élaboration du dossier de demande de thèse jusqu'à la soutenance, a encadré ce travail avec un enthousiasme et une disponibilité sans faille. Il a réussi à trouver, il me semble, le difficile équilibre entre « faire faire » et « laisser faire ». Ses conseils éclairés et son soutien ont permis à mes initiatives parfois hasardeuses de se concrétiser.

J'exprime toute ma gratitude à Michel Vauclin qui a accepté de diriger ce travail depuis Grenoble. J'ai apprécié son investissement et la confiance qu'il m'a accordée tout au long de cette thèse. Sa rigueur dans l'analyse du travail et ses relectures attentives ont grandement contribué à la qualité de ce travail.

Cette thèse, en particulier dans ses aspects expérimentaux, a bénéficié de financements obtenus par le projet RIDES « Ruissellement, infiltration, dynamique des états de surface » dans le cadre des projets PNRH. Je remercie Anne-Véronique Auzet, coordinatrice toujours passionnée, de m'y avoir intégrée, et d'avoir partagé son expérience de terrain, notamment sur l'observation des états de surface.

L'avancée des travaux a été régulièrement présentée et discutée au cours de réunions du comité de pilotage de thèse. Je remercie Anne-Véronique Auzet, Gérard Degoutte, Michel Estèves, et Chantal Gascuel d'y avoir participé. Outre les débats autour de la thèse, ces rencontres ont aussi été pour moi l'occasion de connaître les thématiques de recherche des uns et des autres et de confronter les démarches scientifiques. Merci à Michel et Chantal de m'avoir reçue dans leurs laboratoires respectifs.

Les expérimentations sur le terrain ou en laboratoire, depuis les tests préliminaires jusqu'à l'analyse des données, nécessitent une grande expérience et un savoir-faire très précieux. J'adresse tous mes remerciements à Cédric Chaumont pour son investissement dans ce domaine. Ses recommandations toujours pertinentes lors de l'élaboration des protocoles, sa technicité souvent imaginative et sa recherche de précision dans la mise en œuvre des expériences ont été indubitablement des atouts pour permettre l'aboutissement du travail. Je remercie Patrick Ansart pour son aide multi-facettes sur le terrain, du dépannage de véhicule au creusement de trous en passant par la récupération de données. Merci de même à tous ceux qui ont participé même ponctuellement à la mise en place ou la désinstallation des différentes expériences : François et les 100 litres de ruissellement, Cyril entre sols gelés voiture au fossé et vidage de cuve, Fériane ou la musculation par prélèvement d'échantillons, Daniel pour les remplissages de cuve, Noémie et le soleil gris de l'Orgeval, Antoine et ses talents de bricoleur ...

Les expérimentations sous simulateur de pluies (à défaut de pluies naturelles...) ont été réalisées en collaboration avec l'Unité Sciences des Sols de l'INRA d'Orléans, dans le cadre du projet RIDES. Je remercie Yves Le Bissonais, alors directeur de l'Unité, d'avoir accepté cette collaboration avec enthousiasme. Bernard Renaux, Loïc Prud'homme, les faiseurs de pluie, ont été d'une aide précieuse et d'une compagnie fort sympathique ! Merci aussi à Frédéric Darboux pour la découverte du rugosimètre laser, pour les mesures pédologiques (analyses physico-chimiques, photos au MEB...), pour les nombreuses discussions scientifiques (ou non...) et pour les pauses piscine ou pauses thé... Je garderai un très bon souvenir de ces échanges, en espérant qu'ils perdurent ! Je remercie enfin Hervé Gaillard pour m'avoir initiée aux tests de stabilité structurale et Christian Lelay pour les impregnations en résine des échantillons.

Une deuxième partie expérimentale cruciale dans mon travail, utilisant les rayons X, a pu être possible grâce à une collaboration, toujours dans le cadre du projet RIDES, avec Louis-Marie Bresson de l'UMR Environnement et Grandes Cultures de l'INA-PG INRA ; j'ai été très chaleureusement accueillie, et j'ai pu bénéficier de sa double expérience de chercheur et d'enseignant et de sa grande générosité. Mes connaissances en pédologie, analyse d'image, observations de lames minces, processus d'encroûtement, et bien sûr mesures aux rayons X ont été principalement acquises au cours de cette collaboration, je lui en suis profondément reconnaissante. Merci aussi à Yves Cocquet, Joël Michelin, Emmanuelle Vaudour et Jean-Marc Gilliot pour leur accueil lors de mes fréquents séjours dans ce laboratoire.

A la suite d'une rencontre presque fortuite lors d'un séminaire, Samuel Assouline m'a fait l'honneur de s'intéresser à mes travaux. Tout au long de la thèse, ses nombreux conseils, ses encouragements, ses analyses attentives ont permis une collaboration extrêmement riche. Qu'il soit ici

chaleureusement remercié pour sa disponibilité et sa gentillesse. J'espère que l'avenir nous permettra de poursuivre cette coopération.

J'exprime toute ma reconnaissance à Ghislain de Marsily pour avoir accepté de présider mon jury de thèse. Sa passion communicative pour la science en général et l'hydrogéologie en particulier, sa grande maîtrise dans l'art de la pédagogie et sa profondeur de point de vue m'ont toujours fascinée. Yves Le Bissonais et Philippe Ackerer se sont chargés de la lourde tâche de rapporteurs, André Mermoud et Samuel Assouline ont complété ce jury ; je les en remercie.

Alexandra Fonty et Jérôme Ledun ont été de précieux collaborateurs pendant leur stage au Cemagref. Je les remercie pour le travail effectué, mal payé mais très dur, et leur souhaite bon courage pour leur vie professionnelle.

J'ai aussi eu la chance de soutirer un maximum d'informations au cours de discussions plus ou moins formelles avec différents chercheurs (ou chercheurs en devenir) croisés au cours de cette thèse. Un très grand merci à Thibault Mathevet pour s'être intéressé à mes questions d'estimation de paramètres et d'analyse de signal, à Sylvain Moreau et Jean-Michel Bouyé pour les calculs d'incertitudes de la mesure, notamment TDR, à Charles Perrin pour ses conseils en modélisation, à Michel Poirson pour ses traductions du langage Fortran, à Didier Croissant pour son cours personnalisé de mécanique des sols, à Sylvain Chabe-Ferret pour ses indications sur les régressions non linéaires et les erreurs associées, à Véronique Izard pour m'avoir initiée à R et donné les bases d'analyse de variance, à Céline Le Pichon pour ses éclairages sur les ANOVA, à Claude Michel pour ses recommandations en calcul de périodes de retour, à Sami Bouarfa pour son écoute sur les questions de modélisation du drainage, à Noémie Varado pour les explications des variogrammes...

Elisabeth Marchal, Sophie Morin, Valérie Dansin et Françoise Mary ont assuré les aspects administratifs de ce travail toujours dans la bonne humeur, merci à elles !

Différentes relectures vigilantes du mémoire se sont avérées très productives : merci à François pour l'anglais et à mon comité de lecture pour les parties introductives (Vassilia, Nathalie, Noémie, Cyril, Julien, Antoine, ma mère...). Enfin, la soutenance a grandement été améliorée grâce aux répétitions, Véro et Antoine en savent quelque chose... Merci !!

Si les différentes étapes de ce travail n'ont jamais ressemblé à un chemin de croix, c'est aussi grâce à l'ambiance de l'Unité HBAN. Je salue les thésardes qui ont partagé mon bureau, Thais, à qui je souhaite plein de belles choses pour l'avenir, Claire, que j'encourage pour la suite de la thèse ; je salue les collègues-ami(e)s des deux étages réunis : Thibault (animateur hors pair des sorties d'hydrologie sociale), Yves (irremplaçable déplantateur d'ordi, compétant et contre-pétant), François C. (merci pour les sorties souterraines), Vassilia (et les pauses thé), Julien, Noémie, François B., Marine, Vazken, Bernard, Nathalie, Théodore, Didier, Christian, Roland, Laurent, Michel, Sylvain, Jean-Michel, Rémi, Marie, Seb, Jean-Luc...

Enfin, je remercie mes parents et tous mes amis pour leur indéfectible soutien, en particulier, l'illustre équipe de renards d'un certain DEA d'Hydrologie (Ronan, Toto, JP, Thib, Ben), les débosseurs de l'ombre Véro, Oliv et Orlane, Thomass pour son accueil très chaleureux au B52 lors d'un congrès à Vienne, les hydrologues sociaux (Noémie, Laetitia, Thomas, Julio, Véro, Pauline, Jean-Mich...), l'axe middle of France (Cocotte, Damien, Gamin, Marie, Mathilde, Renaud, Sébouille, LauréMomo, Clem, Audrey, Sylvie...), Carole et Audrey toujours à mes côtés pendant ces longues années d'études et Antoine pour son soutien moral quotidien...

Sommaire

<i>Introduction.....</i>	<i>13</i>
1. La partition entre infiltration et ruissellement de l'eau sur les terres agricoles drainées : contexte scientifique et démarche adoptée.....	19
1.1 Genèse et transfert du ruissellement : processus caractéristiques et cas des parcelles drainées.....	20
1.1.1 Les processus de genèse du ruissellement.....	20
1.1.2 La propagation du ruissellement.....	22
1.1.3 Particularités du fonctionnement hydrologique des sols drainés.....	22
1.1.4 Ruissellement et drainage : revue des expérimentations in situ.....	24
1.1.5 Limite de fonctionnement du drainage et genèse du ruissellement.....	26
1.1.6 Conclusion.....	27
1.2 Relations entre structure du sol et propriétés hydrodynamiques.....	28
1.2.1 La structure du sol agricole et son évolution au cours de l'année.....	28
1.2.2 Modification de la structure et évolution des propriétés hydrodynamiques.....	35
1.2.3 Modélisation de la relation entre structure et paramètres hydrodynamiques.....	42
1.2.4 Conclusion.....	48
1.3 Approche développée.....	49
2 Evolution de la structure de l'horizon travaillé du sol au cours d'une pluie en présence de nappe superficielle.....	55
2.1 Introduction.....	58
2.2 Materials and methods.....	59
2.2.1 Experimental Device.....	59
2.2.2 Bulk Density Estimates.....	62
2.2.3 Macroporosity and Microporosity Estimates.....	62
2.2.4 Modeling.....	62
2.2.5 Model Calibration and Statistical Methods.....	63
2.3 Results.....	64
2.3.1 Respective Roles of Slumping and Sealing According to Initial Water Table Depth and Rainfall Duration.....	64
2.3.2 Temporal Dynamic of Seal Formation.....	67
2.3.3 Microscopic Analysis of Soil Thin Sections and Microvoid Index Profile.....	69
2.4 Discussion.....	73
2.5 Summary and Conclusion.....	75
2.6 Conclusion du chapitre 2.....	76
3 Influence de la formation d'une croûte de battance sur l'infiltration en condition humide : expérimentations et modélisation.....	79
3.1 Estimation des propriétés hydrodynamiques de la croûte par méthode inverse. Comparaison avec les mesures de masse volumique.....	81
3.1.1 Introduction.....	82
3.1.2 Material and methods.....	83
3.1.3 Results and discussion.....	92
3.1.4 Summary and conclusion.....	104
3.2 Estimation des paramètres hydrodynamiques de croûtes formées en conditions humides : application à deux sols limoneux.....	106
3.2.1 Introduction.....	106
3.2.2 Matériel et méthodes.....	106
3.2.3 Résultats.....	109
3.3 Conclusion du chapitre 3.....	117

4	<i>Déterminants de la genèse du ruissellement en parcelle agricole drainée, quelle hiérarchie observée in situ et quels apports de la modélisation ?</i>	121
4.1	Expérimentations sur parcelle drainée : interaction entre affleurement de la nappe et formation d'un croûte de battance	123
4.1.1	Introduction	124
4.1.2	Material and Methods	125
4.1.3	Results and discussion	128
4.1.4	Conclusion	137
4.2	Modélisation des profils de pression observés, conséquences sur la simulation du ruissellement	139
4.2.1	Méthodologie	139
4.2.2	Résultats des simulations : comparaison aux données de tensiométrie, piézométrie et aux épisodes de ruissellement	146
4.3	Simulations exploratoires	160
4.3.1	Simulations utilisant les données pluviométriques de 2000-2001	160
4.3.2	Genèse du ruissellement par affleurement de nappe et période de retour des pluies.	170
4.3.3	Zone non saturée et montée de la nappe : vers une expression analytique de la durée d'une pluie d'intensité donnée avant affleurement de la nappe	176
4.3.4	Ecoulements en conditions d'affleurement	179
4.4	Conclusion du chapitre 4	191
5	<i>Conclusion générale</i>	193

Liste des symboles utilisés

β :	paramètre d'évolution temporelle de la masse volumique de la croûte	$[T^{-1}]$
β^* :	paramètre d'évolution temporelle de la masse volumique de la croûte relié à β par $\beta^* = \beta \times \Delta\rho_{0m}$	$[M.L^{-3}.T^{-1}]$
ε :	résolution de la mesure de masse volumique (équation [14], chapitre 2)	$[-]$
γ :	paramètre de décroissance exponentielle de la masse volumique de la croûte	$[L^{-1}]$
γ_p :	sensibilité relative du modèle au paramètre p (équation [28], chapitre 3)	$[-]$
λ :	paramètre de structure du formalisme des propriétés hydrodynamiques de Brooks et Corey (1964) (noté λ_c pour la croûte de battance)	$[-]$
μ :	porosité de drainage (μ_{app} porosité de drainage apparente, équation [31], chapitre 4)	$[-]$
ν :	valeur du semi variogramme (équation 18, chapitre 2)	$[M^2.L^{-6}]$
ρ :	masse volumique (notée ρ_c : pour la croûte de battance)	$[M.L^{-3}]$
ρ_i :	masse volumique initiale	$[M.L^{-3}]$
ρ_s :	masse volumique des particules solides du sol	$[M.L^{-3}]$
ρ_{surf} :	masse volumique en surface	$[M.L^{-3}]$
ρ_{mes} :	masse volumique mesurée (équation [17], chapitre 2)	$[M.L^{-3}]$
ρ_{res} :	masse volumique résiduelle (différence entre modèle et mesure) (équation [17] et [18], chapitre 2)	$[M.L^{-3}]$
$\Delta\rho_0$:	changement de masse volumique en surface du sol	$[M.L^{-3}]$
$\Delta\rho_{0m}$:	changement de masse volumique maximal en surface du sol	$[M.L^{-3}]$
θ :	teneur en eau volumique	$[-]$
θ_s :	teneur en eau volumique à saturation (notée θ_{sc} pour la croûte de battance)	$[-]$
θ_r :	teneur en eau volumique résiduelle (notée θ_{rc} : pour la croûte de battance)	$[-]$
θ_{rel} :	taux de saturation $\theta_{rel} = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$	$[-]$
σ :	écart-type	
τ :	résistance au cisaillement par unité de surface	$[M.L^{-2}]$
ω :	paramètre (équation [4], chapitre 1)	$[M.T^2.L^{-7}]$
A :	aire (équation [4], chapitre 1)	$[L^2]$
a, b :	paramètres empiriques (équation [10], chapitre 1)	$[-]$
C :	paramètre empirique reliant le paramètre de structure de la croûte au changement de masse volumique (équation [11], chapitre 1)	$[M^{-1}.L^3]$
C_1, C_2, C_3 :	paramètres de simplification, $C_1 = R/\mu$ et $C_2 = K/(\mu L^2)$ pour l'équation [34], chapitre 4 ; C_3 donné par l'équation [39] et utilisé dans l'équation [38] chapitre 4.	
$CSS_{X,p}$:	sensibilité composée de la variable X associée au paramètre p	$[-]$
d :	durée avant affleurement (équation [37], chapitre 4)	$[T]$
d_g :	diamètre des gouttes de pluies, d_{gmax} diamètre maximal	$[L]$
d_c :	épaisseur de la croûte issue du modèle de décroissance exponentielle de la masse volumique de la croûte ; $d_c = -\ln(10^{-3})/\gamma$	$[L]$

d_{obs} :	épaisseur de la croûte observée	[L]
d_i :	portée du semivariogramme	[L]
E :	énergie cinétique de la pluie	$[M.L^2.T^{-2}]$
$EF(X)$:	coefficient d'efficacité de Nash associé à la variable X	[-]
f :	capacité d'infiltration	$[L.T^{-1}]$
h :	pression de l'eau dans le sol (h_i pression initiale)	[L]
h_a :	pression d'entrée d'air (notée h_{ac} pour la croûte de battance)	[L]
H :	hauteur de la nappe par rapport à l'altitude des drains (H_0 : hauteur initiale)	[L]
H_{drain} :	hauteur de la nappe à la verticale du drain	[L]
H_{max} :	profondeur des drains	[L]
H_{zns} :	épaisseur de la zone non saturée	[L]
K :	conductivité hydraulique	$[L.T^{-1}]$
K_s :	conductivité hydraulique à saturation du sol (notée K_{sc} pour la croûte de battance, K_{sm} pour le système sable et membrane du chapitre 3)	$[L.T^{-1}]$
K_r :	conductivité hydraulique relative $K_r=K/K_s$	[-]
L :	demi-écartement entre les drains	[L]
L_d :	écartement entre les drains ($L_d = 2L$)	[L]
L_s :	longueur du profil de sol saturée	[L]
m :	coefficient de croissance linéaire de la masse volumique avec la profondeur (équation [16], chapitre 2)	$[M.L^{-4}]$
N_X :	nombre d'observations de la variable X	[-]
P :	valeur de la probabilité associée à un test	[-]
p :	paramètre à estimer et par extension, la valeur de ce paramètre (chapitre 3, équation [26] à [28])	
p_n :	pression	$[M.L^{-1}.T^{-2}]$
Q :	débit	$[L.T^{-1}]$
Q_i :	débit infiltré	$[L.T^{-1}]$
Q_r :	débit ruisselé	$[L.T^{-1}]$
R, r :	intensité de la pluie	$[L.T^{-1}]$
R_c :	coefficient de corrélation entre deux paramètres	[-]
r_d :	rayon du drain	[L]
t_{affi} :	temps où la nappe affleure la surface du sol	[T]
t_{RP} :	temps où le régime permanent est atteint	[T]
W_X :	poids associé à l'erreur quadratique sur la variable X	$[(dimension\ X)^{-2}]$
z :	altitude	[L]

Liste des tableaux

Table 2.1. Selected physical and chemical properties of the soil studied (Leguedois, 2003).....	59
Table 2.2. Characteristics of simulated rainfalls for the different experimental conditions.	61
Table 2.3. Mean values (six replicates) and standard deviation (SD) of the observable thickness, the fitted parameters of the bulk density model (Eq. [16]) and the RMSE (root mean square error) of the fitting for the two initial conditions and the three stages of seal formation.	65
Table 2.4. P values of the Fisher test resulting from the two-factor analysis of variance (ANOVA) of the observable thickness, the fitted parameters of the bulk density model (Eq. [4]), the root mean square error of the fitting (RMSE) and the range, d_1 , of the semivariogram $\upsilon(d)$ (Eq. [6]) for the rainfall durations (15-30-40 min) and initial conditions (low and high water table). If $P < 0.05$, the factor has a significant effect, the value is in bold type.	66
Table 2.5. Statistics of the parameters of the exponential increase of $\Delta\rho_0$ with rainfall duration (Eq. [3]) for the low water table (LWT) and high water table (HWT) conditions.....	68
Table 3.1. Selected physical properties of the studied soil. CEC is the Cation Exchange Capacity.	84
Table 3.2. Characteristics of simulated rainfalls. Standard deviations of intensity are in brackets.....	85
Table 3.3. Feasible parameter space scanned during the first step of the optimisation method (rainfall 1 for soil parameters, rainfall 2 for seal parameters).....	90
Table 3.4. Estimation of the soil and seal parameters by a two-step method. Uncertainties calculated from the regression are in brackets.....	92
Table 3.5. Values of the Nash efficiency coefficient for each rainfall simulation using the optimal set of soil and seal parameters.....	94
Table 3.6. Correlation coefficients between soil parameter estimates.	95
Table 3.7. Correlation coefficients between seal parameter estimates.	98
Table 3.8. Parameters of the exponential model (Eq. [19]) fitted on the measured bulk density profiles (4 replicates), ρ_i initial bulk density, $\Delta\rho_{0m}$ maximal change in bulk density, d_c modelled seal thickness.	101
Table 3.9. Optimal set of parameters, uncertainty and correlation analysis of the seal model for different calibration-constraint scenarios.	103
Table 4.1. Some characteristics of the field sites.	126
Table 4.2. Indicators of the soil surface characteristics: structural crust (STR), sedimentary crust (SED) and microrelief.....	127
Table 4.3. Rainfall events and corresponding surface runoff amounts measured on plots located at midpoint between drains (MD) and right above drain (D).	130
Table 4.4. Time evolution of microrelief measured on the five plots: middrain (MD), above drain (D), top (T), middle (MS) and bottom (B) of an hillslope.	136
Table 4.5. Mean dry bulk density [standard deviation] of the soil surface (0-5 cm) at the beginning and at the end of the experiment and of the underlying soil.	136
Tableau 1.1. Récapitulatif de mesures expérimentales issues de la littérature de la conductivité hydraulique des croûtes de battance K_{sc} rapportée à la conductivité à saturation du sol K_s , ρ_i est la masse volumique initiale du sol.	40
Tableau 3.1. Composition granulométrique et teneur en matière organique des sols étudiés. Les données sont issues de Leguedois (2003) pour le sol de Pays de Caux, et ont été obtenues sur 5 échantillons par l'INRA Arras pour le sol de Mélarchez.	107
Tableau 3.2. Estimation des paramètres pour les différentes conditions expérimentales. Les nombres en italiques correspondent aux incertitudes. Voir la partie 3.1.2. pour la signification des symboles. .	109
Tableau 3.3. Qualité de l'estimation des paramètres pour les différentes expériences ; la corrélation et la faible sensibilité sont des facteurs explicatifs de la forte incertitude sur les paramètres estimés.	112
Tableau 4.1. Paramètres hydrodynamiques du sol utilisés dans le code HYDRUS 2D.....	144
Tableau 4.2. Caractéristiques des pluies considérées dans la simulation.....	145
Tableau 4.3. Valeurs du coefficient d'efficacité de Nash résultant de la comparaison entre pressions mesurées et simulées (sol supposé homogène) pendant la pluie 3.....	147
Tableau 4.4. Valeurs du coefficient d'efficacité de Nash résultant de la comparaison entre pressions mesurées et simulées (sol supposé homogène) pendant la pluie 4.....	150
Tableau 4.5. Valeurs du coefficient d'efficacité de Nash résultant de la comparaison entre pressions mesurées et simulées (sol supposé homogène) pendant la pluie 5.....	152

Tableau 4.6. Valeurs du coefficient d'efficience de Nash résultant de la comparaison entre pressions mesurées et simulées (sol supposé homogène) pendant la pluie 6.....	154
Tableau 4.7. Calcul de la porosité de drainage apparente pour les épisodes pluvieux conduisant à l'affleurement de la nappe avec et sans ruissellement.....	166
Tableau 4.8. Intensités de pluie testées ; la hauteur de nappe attendue correspond à la hauteur de nappe à l'interdrain atteinte en régime permanent si le drain était plus profond.	174
Tableau 4.9. Porosité de drainage moyenne utilisée pour les différentes conditions initiales de hauteur de nappe.....	177
Tableau 4.10. Valeurs des caractéristiques de l'affleurement de la nappe en régime permanent pour les pluies testées.....	181

Liste des figures

Figure 1.0. Les régions du bassin Seine-Normandie pour lesquelles le bon état écologique risque de ne pas être atteint en 2015 (1.0.a) et les régions fortement drainées (1.0.b) concernant souvent les mêmes secteurs.....	13
Figure 1.1. Géométrie type d'une nappe superficielle drainée artificiellement.	23
Figure 1.2. Ruissellement mesuré en sortie de parcelles drainées (c, d) et non drainées (a, b) suivant les hauteurs de nappe. Sol argileux du Maroc (a, c) (Hammani, 2002), sol limoneux de l'ouest de la France à droite (b, d) (d'après Kao et al., 1998; Augeard et al., 2005c).....	25
Figure 1.3. Evolution schématique de l'état structural de la couche travaillée (ici avec labour et semis de printemps) suivant les mécanismes en jeu et leurs effets sur la porosité (un signe positif signifie que la porosité augmente).	34
Figure 1.4. Conductivité hydraulique à saturation en fonction du cumul de pluie sans énergie cinétique (le trait relie les moyennes) (d'après Onstad et al., 1984).	37
Figure 1.5. Evolution de la courbe de rétention sous l'action de cycles humectation / dessiccation pour un sol limoneux argileux tropical (d'après Mapa et al., 1986).	38
Figure 1.6. Mesures de variation de la masse volumique en surface après formation d'une croûte de battance. a- sol limoneux, Basse Saxe, Allemagne (Fohrer et al., 1999) ; b- sol sablo-limoneux, Basse Saxe, Allemagne (Roth, 1997) ; c- sol sablo-limoneux, sud-est Australie, (Bresson et al., 2004)	45
Figure 1.7. a- Surface agricole drainée par tuyaux enterrés en France ; b- Carte de la sensibilité des sols à la battance (indice prenant en compte la texture et la stabilité structurale du sol à travers des paramètres physico chimiques).	49
Figure 1.8. Les trois axes développés.....	52
Figure 2.1.a- Synthèse schématique de la méthodologie du chapitre 2 ; b- Bac expérimental lors d'une simulation de pluie ; c- Etat de surface du sol initial et dispositif de collecte du ruissellement.....	56
Figure 2.2. Schematic representation of the experimental device.....	60
Figure 2.3. Surface runoff and water table depth measured during the high-intensity rainfall experiment (30 mm/h).	61
Figure 2.4. Example of a measured bulk density profile (initial condition: Low Water Table and 40 min of rainfall duration) and the corresponding fitted model accounting for sealing and slumping processes. The parameters of the model (ρ_i , $\Delta\rho_0$, γ , m) and the modeled and observable seal thicknesses (d_c and d_{obs}) are schematically reported.	64
Figure 2.5. Dimensionless semivariogram of the residues for a selection of experimental conditions. σ^2 is the variance of the residues. HWT and LWT is for high and low water table conditions. The stages 2 and 3 correspond to 30 and 40 min of the 30 mm/h rainfall. The HWT 2 semivariogram (broken line) presents no range.	67
Figure 2.6. Change of bulk density as a function of the first rainfall duration ($r=30$ mm/h) : measured values and fitted model (Eq. [3]) for the low water table (LWT) and high water table (HWT) conditions. Vertical bars correspond to the experimental standard deviation.	68
Figure 2.7. Dynamic evolution of the observable seal thickness as calculated with Eq. [14] for a resolution of $\varepsilon=0.06$ compared with the modeled seal thickness and the experimental data for the low (LWT) and high (HWT) water table conditions.	69
Figure 2.8. Thin section images of structural surface seal under low (LWT) and high (HWT) water table conditions and after 15 (stage 1), 30 (stage 2) and 40 min (stage 3) of the 30 mm/h rainfall ; a: LWT 1 ; b: LWT 2 ; c: LWT 3 ; d: HWT 1 ; e: HWT 2 ; f: HWT 3 (UV light, bar length 800 μm).	71
Figure 2.9. Microvoid index profile of each sample (difference between total porosity derived from the bulk density of each slice and macroporosity -pore size > 100 μm - measured on both faces of each slice) under low (LWT) and high (HWT) water table conditions and after 15 (stage 1), 30 (stage 2) and 40 min (stage 3) of the 30 mm/h rainfall; a: LWT 1 ; b: LWT 2 ; c: LWT 3 ; d: HWT 1 ; e: HWT 2 ; f: HWT 3 ; 2 replicates per condition.	71
Figure 2.10. Thin section images of the coalescence and welding of aggregates under low (LWT) and high (HWT) water table conditions after respectively 15 (stage 1) and 30 min (stage 2) of the 30 mm/h rainfall (a : LWT 1; b: HWT 2) (UV light, bar length 800 μm).....	72
Figure 2.11. Thin section image of the strong collapse of the HWT 3 sample (high water table conditions and after 40 min of the 30 mm/h rainfall) (UV light, bar length 800 μm).	73
Figure 3.1. a- Synthèse schématique de la méthodologie du chapitre 3 ; b- Bac expérimental avec tensiomètres ; c- Etat de surface du sol initial, avec la bordure tampon.	80
Figure 3.2. Experimental device.....	84
Figure 3.3. Square composed scaled sensitivity values (γ^2) of each type of measurement to the soil parameters.	95

Figure 3.4. Square composed scaled sensitivity values (γ^2) of each type of measurement to the seal parameters.	97
Figure 3.5. Comparison between the observed and simulated variables used for calibration during rainfall 1 (a-b), rainfall 2 (c-d) and rainfall 3 (e-f). The optimal seal and subsoil parameters are reported in Table 3.4. Vertical bars correspond to experimental uncertainties.	99
Figure 3.6. Example of measured and modelled bulk density profiles. Horizontal bars correspond to the maximum range of the four measured profiles.	101
Figure 3.7. Photos de la structure du sol de M�elarchez prises au microscope à balayage électronique ; les prélèvements sont effectu�es en surface au-dessus d'un drain (a) et à l'interdrain (b) (photos : F. Darboux, INRA Orléans)	107
Figure 3.8. Dispositif expérimental soumis aux simulations de pluie ; dans le bac de gauche, la pression initiale en surface est -30 cm d'eau, à droite, elle est de -70 cm.	108
Figure 3.9a-h. Carré du rapport des sensibilités compos�es γ^2 des paramètres à estimer dans les différentes conditions expérimentales.	111
Figure 3.10a-d. Comparaison entre les profils de masse volumique mesur�es (moyenne sur 4 échantillons), calcul�es par ajustement du modèle de décroissance exponentielle et estim�es à partir des expériences d'infiltration réalisées.	114
Figure 3.11. Comparaison entre les paramètres de la croûte estim�es à partir des expériences d'infiltration et les mesures de masse volumique ; a- $\Delta\rho_{0m}$, changement maximal de masse volumique en surface, b- d_c , épaisseur de la croûte, c- ρ_i masse volumique initiale.	115
Figure 3.12. Courbes de conductivité hydraulique relative pour le sol $K_r=K(h)/K_s$ et le haut de la croûte de battance entièrement form�e $K_{rc}=K_c(h)/K_s$	117
Figure 4.1. a- Synthèse schématique de la méthodologie du chapitre 4 ; b- Parcelle du bassin de M�elarchez et traces d'humidité ; c- Ruissellement près du site expérimental ; d- Suivi expérimental ; e-Cro�ute structurale.	122
Figure 4.2. Map of the study area (left) and the experimental site (right).	125
Figure 4.3. Rainfall characteristics for winter 2003-2004. Daily rain amount (histogram) and cumulative rainfall (continuous line).	129
Figure 4.4. Distribution of the winter rainfall: hourly (right) and daily (left) values.	129
Figure 4.5. Rainfall intensity and water table elevation for events 1 (a), 2 (b), 3 (c), 4 (d), 5 (e) and 6 (f).	131
Figure 4.6. Mean hydraulic head profiles measured right above the drain (D) and at the midpoint between drains (MD) during 11 periods of high level of water table. Horizontal bars correspond to +/- one standard deviation.	132
Figure 4.7. Hydraulic head profiles measured above the drain (D) and at the midpoint between drains (MD) during the runoff occurrences of the event 6. Profiles recorded at the midpoint between drains during high rainfall intensity of the event 3 are also reported for comparison purposes.	133
Figure 4.8. Evolution of soil surface crusting according to the cumulative rainfall amount for plots D and MD (a) and plots T, MS, B (b).	134
Figure 4.9. Aggregate stability of the five plots expressed as mean weighted diameters (MWD) according to the three experimental tests: Str (Stirring), SW (Slow Wetting) and FW (Fast Wetting). Horizontal bars are standard deviations.	135
Figure 4.10. Schéma du système mod�elis�e avec les conditions aux limites.	140
Figure 4.11a. Courbe de rétention de la paramétrisation utilis�e pour les simulations et données expérimentales ; b. Conductivité hydraulique utilis�e pour la simulation.	142
Figure 4.12. Profondeur de nappe à l'interdrain mesur�e sur la parcelle de M�elarchez et simul�e avec Sidra.	143
Figure 4.13. Pressions d'eau observ�es et simul�es à 40 cm de profondeur à l'interdrain, à un mètre du drain et au-dessus du drain pendant la pluie 3.	147
Figure 4.14. Hauteurs de nappe observ�es et simul�es à l'interdrain, intensités de ruissellement observ�e (nulle) et simul�e lors de la pluie 3 (intensité calcul�e à partir de cumul horaire).	148
Figure 4.15. Pressions d'eau observ�es et simul�es à 40 cm de profondeur à l'interdrain à un mètre du drain et au-dessus du drain pendant la pluie 4.	150
Figure 4.16. Hauteurs de nappe observ�es et simul�es à l'interdrain, intensités de ruissellement observ�e et simul�e lors de la pluie 4 (intensité calcul�e à partir de cumul horaire).	151
Figure 4.17. Pressions d'eau observ�es et simul�es à 40 cm de profondeur à l'interdrain à un mètre du drain et au-dessus du drain pendant la pluie 5.	152
Figure 4.18. Hauteurs de nappe observ�e et simul�e à l'interdrain, intensités de ruissellement observ�e et simul�e lors de la pluie 5 (intensité calcul�e à partir de cumul horaire).	153
Figure 4.19. Pressions d'eau observ�es et simul�es à 40 cm de profondeur à l'interdrain à un mètre du drain et au-dessus du drain pendant la pluie 6.	154

Figure 4.20. Hauteurs de nappe observées et simulées à l'interdrain, intensités de ruissellement observée et simulée (nulle) lors de la pluie 6 (intensité calculée à partir de cumul horaire).....	155
Figure 4.21. Hauteurs de nappe observées et simulées à l'interdrain, intensités de ruissellement observée et simulée lors de la pluie 6 (prise en compte d'une couche moins perméable en surface).	157
Figure 4.22. Profils verticaux de pression au-dessus du drain et à l'interdrain calculés lors de l'épisode de ruissellement de la pluie 6.	158
Figure 4.23. Cumul des précipitations entre novembre et mars pour les années hydrologiques disponibles depuis 1963 ; moyenne et écart type des données des 6 pluviomètres suivis sur le bassin versant de l'Orgeval (l'année xx représente l'année hydrologique xx et xx+1 ; les années retenues apparaissent en clair).....	160
Figure 4.24 a. Intensité de pluie mesurée sur le bassin versant de Mélarchez pendant l'année 2000-2001 ; b. Répartition des intensités de pluies horaires pendant l'hiver 2000-2001 comparée à celle des intensités horaires des hivers depuis 1994.	161
Figure 4.25. Cumul de lame d'eau écoulée à l'exutoire en fonction du cumul de pluie sur le bassin versant de Mélarchez depuis le 1 ^{er} octobre 2000 et représentation de la saison de drainage intense 2000-2001.	162
Figure 4.26. Précipitations et niveau de la nappe à l'interdrain obtenu par simulation durant l'année 2000-2001. Les épisodes d'affleurement de la nappe sont reportés.....	163
Figure 4.27. Niveau de la nappe à l'interdrain et intensité du ruissellement simulés durant l'hiver 2000-2001. Les numéros des épisodes de ruissellement sont reportés.	163
Figure 4.28. Intensités d'eau infiltrée et ruisselée lors des épisodes pluvieux de 2000-2001 ayant occasionné du ruissellement dans la simulation ; la profondeur de la nappe à l'interdrain avant la pluie est indiquée par les traits horizontaux.	164
Figure 4.29. Relation entre porosité de drainage apparente et profondeur initiale de la nappe pour les épisodes pluvieux ayant conduit à un affleurement de la nappe ; ces épisodes sont classés suivant leur durée. ; les épisodes sans ruissellement sont entourés. La tendance linéaire est représentée pour les durées entre 4 et 7 h.....	167
Figure 4.30. Intensités d'eau infiltrée et ruisselée lors des épisodes pluvieux de 2000-2001 ayant occasionné du ruissellement par simulation avec un sol encroûté comparé à un profil de sol homogène ; la profondeur de la nappe à l'interdrain avant la pluie est indiquée par les traits horizontaux.	169
Figure 4.31. Courbes intensité / durée / fréquence obtenues à partir des données horaires hivernales de 1972 à 2004 sur la station météorologique à 500 m du site expérimental ; pour la période de retour annuelle la courbe est issue de la formule de Montana fournie par Météo France (station de La Ferté-Gaucher) ; les épisodes pluvieux ayant conduit à l'affleurement de la nappe pendant les hivers 2000-2001 et 2003-2004 sont indiqués par des croix.	172
Figure 4.32. Période de retour des épisodes pluvieux entraînant un affleurement de la nappe suivant la profondeur initiale de la nappe ; le carré non plein à droite représente l'épisode de durée 8 h dont la période de retour a été extrapolée à 30 jours	173
Figure 4.33. Intensité et durée nécessaires à l'affleurement de la nappe pour différentes profondeurs initiales de nappe ; comparaison avec les courbes d'intensité / durée / fréquence des pluies du site.	175
Figure 4.34. Approche analytique et approche par simulations des durées et intensités de pluie nécessaires à l'affleurement de la nappe pour des profondeurs initiales de nappe de 15, 35, 55 et 75 cm.	178
Figure 4.35. Illustration des variables utilisées: la longueur saturée en régime permanent $L_s(RP)$, le ruissellement de cette longueur saturée $Q_r(RP)$ et l'infiltration associée $Q_i(RP)$, ainsi que la hauteur de nappe au-dessus du drain $H_{\text{drain}}(RP)$	181
Figure 4.36. Intensité moyenne de l'infiltration sur la longueur saturée en régime permanent pour les différents régimes permanents testés avec les simulations et comparaison avec la solution analytique de Kirkham (1957).....	182
Figure 4.37. Infiltration le long du profil entre interdrain et drain en régime permanent rapportée à l'intensité de pluie testée.	183
Figure 4.38. Hauteur de nappe au-dessus du drain lors des périodes d'affleurement en régime permanent en fonction de (a) l'intensité de pluie et (b) la longueur saturée avec les courbes de tendance ajustées (R^2 est le coefficient de détermination).	184
Figure 4.39. Durée de pluie nécessaire pour l'établissement du régime permanent après affleurement suivant l'intensité de pluie et pour les différentes profondeurs initiales de nappe.	185
Figure 4.40. Illustration des variables utilisées dans cette partie ; la profondeur initiale de la nappe à l'interdrain est notée $H_{zns}(id)$; la longueur saturée L_s , le ruissellement de cette longueur saturée Q_r , et la hauteur de nappe au-dessus du drain H_{drain} sont représentés à différents temps.	186

Figure 4.41. Evolution du débit moyen ruisselé sur la longueur saturée en fonction de la longueur saturée pour les comportements rapide et lent en régime transitoire et pour le cas du régime permanent.	187
Figure 4.42. Hauteur adimensionnelle de nappe au-dessus du drain (H_{sad}) et longueur adimensionnelle de la surface saturée (L_{sad}) entre le temps d'affleurement de la nappe à l'interdrain et le régime permanent pour les intensités correspondant à un comportement rapide (a) et lent (b) et pour les différentes profondeurs initiales de nappe à l'interdrain ($H_{zms(id)}$)	188
Figure 4.43. Représentation schématique de la montée de la nappe pour des intensités de pluie correspondant à un comportement rapide (a) et lent (b) ; les flèches indiquent de sens de l'évolution de la surface libre de la nappe dans le temps.	189

Introduction

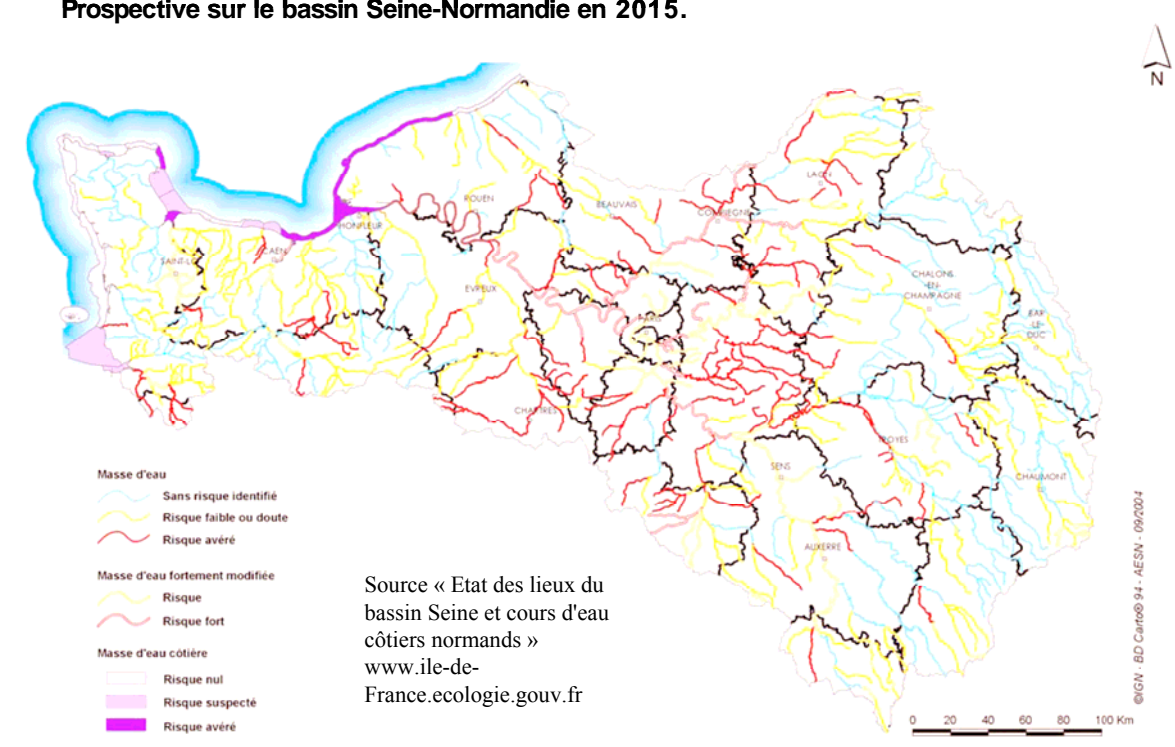
Après l'adoption par le Parlement européen de la directive-cadre européenne sur l'eau (DCE)(2000), les états membres de l'Union européenne sont engagés à restaurer à l'horizon 2015 un « bon état écologique » des eaux de surface et souterraines, tel que défini par une série de paramètres biologiques, hydromorphologiques et physico-chimiques. Pour répondre à cet objectif, la directive-cadre sur l'eau a imposé à chaque pays membre de faire un état des lieux de la qualité et des sources de pollutions de tous les milieux aquatiques : cours d'eau, lacs, eaux souterraines, eaux côtières ou estuaires. Or, la synthèse des états des lieux de chacun des bassins hydrographiques français¹ révèle que la pollution d'origine agricole constitue une des principales pressions impactant la qualité des masses d'eau superficielles et souterraines, notamment à cause des rejets diffus de produits phytosanitaires et de nitrates. Les scénarios d'évolution construits sur l'hypothèse de la continuité des tendances de ces dernières années, montrent que l'amélioration envisagée des pratiques ne serait pas suffisante pour atteindre les objectifs fixés par la DCE (Figure 1.0.a).

La dégradation de la qualité des eaux souterraines et superficielles constatées en France pose la question de la durabilité des usages actuels, et en particulier des pratiques agricoles, qui sont au cœur du problème des pollutions diffuses. Ainsi, l'étude prospective « agriculture et développement durable » (Boiffin et al., 2004) considère l'amélioration de la gestion de l'eau et des milieux aquatiques comme un enjeu majeur pour la recherche agronomique, à travers la maîtrise des impacts environnementaux de l'agriculture, la capacité d'adaptation et d'évolution des systèmes de production, et la connaissance et le diagnostic des milieux. Cette prospective souligne la nécessaire remise en question des techniques héritées de la phase de modernisation agricole.

Parmi les aménagements agricoles encouragés durant cette modernisation, le drainage agricole est un de ceux qui modifient le plus fortement les écoulements d'eau au sein du bassin versant. En France, près de 3 millions d'hectares de terres agricoles (soit 10 % de la Surface Agricole Utilisée, SAU, d'après le recensement général agricole, RGA, en 2000) sont actuellement artificiellement drainés, essentiellement par tuyaux enterrés, afin d'améliorer les conditions d'exploitation agricole de zones initialement affectées par l'hydromorphie (Figure 1.0.b). Les enjeux liés à la maîtrise des impacts environnementaux de ce type d'aménagement sont majeurs, car les circulations superficielles sont prédominantes, ce qui induit un risque aggravé de crues et de dégradation de la qualité des eaux superficielles.

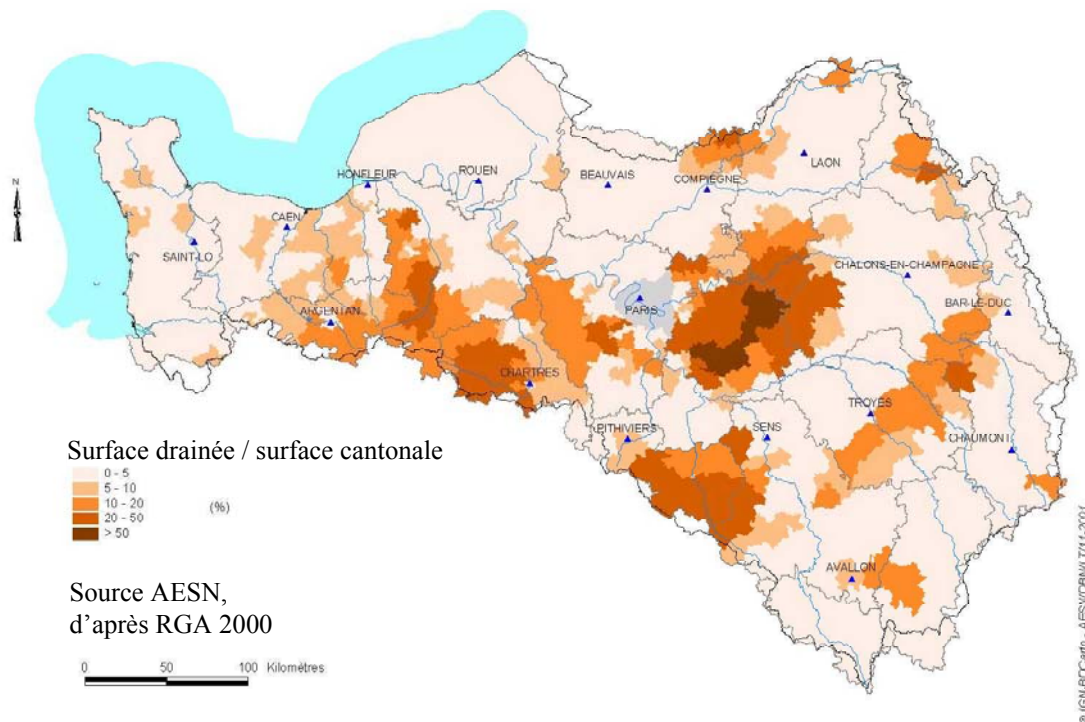
¹ Accessible sur le site internet <http://www.eaufrance.fr/docs/dce2004/>

**Risque d'écart aux objectifs de la directive-cadre européenne sur l'eau.
Prospective sur le bassin Seine-Normandie en 2015.**



a

PRESSION POTENTIELLE DU DRAINAGE



b

Figure 1.0. Les régions du bassin Seine-Normandie pour lesquelles le bon état écologique risque de ne pas être atteint en 2015 (1.0.a) et les régions fortement drainées (1.0.b) concernent souvent les mêmes secteurs.

Tout en conservant leur objectif opérationnel, les recherches menées sur l'impact des aménagements hydro-agricoles doivent s'appuyer sur une connaissance approfondie des processus hydrologiques spécifiques des bassins versants aménagés. Ainsi, l'hydrologie d'une parcelle agricole drainée pendant la saison hivernale est caractérisée par une forte capacité d'infiltration du sol : l'eau de pluie précipitée est principalement évacuée par le système de drainage via la nappe présente dans le sol. La contribution des eaux issues du drainage aux crues et à la dégradation de la qualité des eaux superficielles, a donc fait l'objet d'une attention particulière en terme de recherche (Skaggs et al., 1994; Arlot, 1999; Robinson and Rycroft, 1999; Nédélec et al., 2004). Toutefois, le ruissellement à la surface du sol et les infiltrations profondes constituent d'autres chemins d'écoulement possibles des précipitations, l'évapotranspiration pouvant être négligée pendant l'hiver. Or, le ruissellement et l'érosion qui l'accompagne constituent des vecteurs privilégiés de polluants d'origine agricole et ce transfert relativement rapide de l'eau peut contribuer au déclenchement des crues. En outre, le ruissellement est souvent accusé d'être à l'origine des forts taux de matière en suspension observés dans les cours d'eau à l'aval des parcelles drainées. Les références sur la quantification du ruissellement et la détermination des facteurs contrôlant son apparition dans le contexte des parcelles agricoles drainées restent limitées.

L'objectif de cette thèse est donc de décrire et de hiérarchiser les processus à l'origine du ruissellement en saison hivernale sur les parcelles agricoles artificiellement drainées.

La caractérisation des conditions d'écoulement de l'eau à la surface d'un sol agricole passe par l'identification des facteurs influant sur la structure du sol : effet du climat, de la faune du sol, des racines et des actions de l'agriculteur... En particulier, les parcelles drainées bénéficient rarement d'un travail du sol au cours de l'hiver lorsque la nappe fluctue à proximité de la surface du sol. Après l'intervention de l'agriculteur en fin d'automne, plutôt favorable à l'infiltration (en général labour, déchaumage ou semis de culture d'hiver), la densité de la végétation est faible voire nulle. Durant l'hiver, le sol est donc soumis directement à l'impact des gouttes de pluie, susceptible, lorsque la stabilité du sol est faible, de modifier sa structure et de réduire l'infiltrabilité du sol en surface.

Si la couche travaillée du sol est reconnue pour son rôle majeur dans la partition entre infiltration et ruissellement, la présence d'une nappe superficielle est également susceptible d'intervenir dans ce processus à plusieurs titres : limitation de l'infiltration lors des périodes d'affleurement et modification de la structure liées aux fluctuations de la nappe.

La démarche de travail de cette thèse a consisté à évaluer la part de chacun de ces déterminants dans la genèse du ruissellement sur les parcelles agricoles drainées.

La méthodologie adoptée combine une série d'expérimentations sous simulateur de pluie au laboratoire en conditions contrôlées, un suivi sous pluies naturelles du fonctionnement hydrologique d'un sol limoneux drainé de faible stabilité structurale, et différentes approches de modélisation

permettant de tester des hypothèses et d'extrapoler le comportement du système étudié sous d'autres forçages pluviométriques.

Ce mémoire comporte quatre chapitres. Le premier chapitre met en perspective le sujet dans le contexte scientifique actuel et justifie les choix méthodologiques adoptés. Le deuxième chapitre s'attache à caractériser les modifications de la structure de l'horizon travaillé du sol sous les effets combinés de la pluie et de la nappe superficielle grâce à des pluies simulées sur un massif de sol reconstitué. Les conséquences sur les propriétés hydrodynamiques du sol de la dégradation de la surface par la pluie sont évaluées dans le troisième chapitre, par une approche couplant une série d'expérimentations sous simulateur de pluie et une modélisation des écoulements. Enfin, le quatrième chapitre présente les résultats des mesures effectuées sur une parcelle agricole drainée du bassin versant de Mélarchez en Seine et Marne (77) durant l'hiver 2003-2004. La modélisation des écoulements observés met en évidence le rôle de chacun des déterminants du ruissellement étudiés et permet de tester une gamme élargie de forçages climatiques afin de mieux caractériser la dynamique de fonctionnement d'une parcelle drainée et de valider plusieurs approches simplificatrices proposées. La conclusion reprend les principaux résultats et propose des perspectives de recherche à la fois académique et appliquée.

Chapitre 1.

1. La partition entre infiltration et ruissellement de l'eau sur les terres agricoles drainées : contexte scientifique et démarche adoptée.

L'objectif de ce chapitre est d'effectuer, à travers une synthèse bibliographique, une revue des connaissances hydrologiques et agronomiques nécessaires pour l'étude du ruissellement sur parcelle drainée. Un rappel des processus de genèse et de propagation du ruissellement précède la présentation des principaux résultats des travaux sur ce sujet dans le domaine des parcelles drainées. Le rôle joué par la structure du sol agricole sur les conditions d'apparition du ruissellement fait ensuite l'objet d'une analyse spécifique. Cette synthèse bibliographique apporte les éléments de justification des choix adoptés pour la démarche de travail et permet la définition de trois axes de recherche.

1.1	Genèse et transfert du ruissellement : processus caractéristiques et cas des parcelles drainées	20
1.1.1	Les processus de genèse du ruissellement	20
1.1.2	La propagation du ruissellement	22
1.1.3	Particularités du fonctionnement hydrologique des sols drainés	22
1.1.4	Ruissellement et drainage : revue des expérimentations in situ	24
1.1.5	Limite de fonctionnement du drainage et genèse du ruissellement.....	26
1.1.6	Conclusion.....	27
1.2	Relations entre structure du sol et propriétés hydrodynamiques	28
1.2.1	La structure du sol agricole et son évolution au cours de l'année	28
1.2.2	Modification de la structure et évolution des propriétés hydrodynamiques	35
1.2.3	Modélisation de la relation entre structure et paramètres hydrodynamiques	42
1.2.4	Conclusion.....	48
1.3	Approche développée	49

1.1 Genèse et transfert du ruissellement : processus caractéristiques et cas des parcelles drainées

Le partage des précipitations en surface du sol se répartit en plusieurs composantes : interception par la végétation, évapotranspiration, infiltration dans le sol, ruissellement en surface. Sur les parcelles agricoles en saison hivernale, l'interception par la végétation et l'évapotranspiration sont considérées comme négligeables. L'eau ruisselée est donc celle qui n'a pas pu s'infiltrer dans le sol.

1.1.1 Les processus de genèse du ruissellement

Historiquement, les travaux sur les principaux processus contrôlant le chemin de l'eau dans le bassin versant avaient pour objectif premier une meilleure connaissance de la genèse des crues. Dans ce cadre, le ruissellement a fait l'objet de développements spécifiques car il constitue un écoulement par nature rapide et donc susceptible d'augmenter les pics de crue. L'historique des hypothèses émises à travers ce type d'approche est largement décrit dans la bibliographie (Bonell, 1993; Ambroise, 1998; Ogden and Watts, 2000). Par ailleurs, les travaux sur l'érosion des sols et le devenir des polluants, notamment d'origine agricole, apportent des éléments complémentaires de description des flux d'eau dans le bassin versant, et en particulier de la partition entre infiltration et ruissellement.

Conceptuellement, il est courant de distinguer deux processus pour expliquer l'apparition du ruissellement : le refus d'infiltration d'un sol non saturé (« excess infiltration overland flow ») dit ruissellement hortonien d'une part, et le refus d'infiltration d'un sol saturé (« saturation overland flow ») d'autre part.

Le ruissellement hortonien apparaît lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol (Horton, 1933). Différentes méthodes ont été proposées pour estimer cette capacité d'infiltration et son évolution au cours d'une averse : équations empiriques (Horton, 1933) ou à base physique (Green and Ampt, 1911; Philip, 1957; Hillel, 1980; Haverkamp et al., 1994). Cependant, en climat humide, ce ruissellement est le plus souvent actif sur des zones limitées du bassin et non généralisé à tout le bassin comme ont pu le laisser supposer les premières études utilisant ce concept pour expliquer la genèse des crues (Ambroise, 1998). Ainsi, il se produit généralement sur des sols très faiblement perméables (argiles, marnes) ou sur des sols initialement secs. Il peut aussi résulter de la baisse de la conductivité hydraulique d'une couche de sol en surface : compactage par le passage d'engins agricoles, formation de croûtes de surface peu perméables liées aux phénomènes de battance²... Cette dernière situation, abondamment décrite dans la littérature, sera plus amplement développée dans la suite de ce chapitre.

2 **Battance** n.f. Destruction de la structure d'un sol sous l'effet de la pluie, surtout en cas d'orages, avec formation d'une pellicule ou d'une mince couche superficielle, continue et consistante, dite croûte de battance (dictionnaire d'agriculture, www.cif.org). En fait, cette croûte (« crust » en anglais) n'est réellement observable qu'après la fin de la pluie, on parle aussi de fermeture de la surface (« surface sealing ») pour désigner la formation de la croûte pendant la pluie. Dans ce travail, le terme de croûte sera utilisé pour désigner à la fois l'épaisseur de sol modifiée pendant la pluie et la couche indurée qui en résulte après la fin de la pluie. Les termes anglais seront dans la mesure du possible utilisés à bon escient.

Le ruissellement sur sol saturé peut être observé lorsqu'une nappe phréatique est présente à proximité de la surface du sol. Pendant la pluie, lorsque le niveau de la nappe atteint la surface du sol ; la capacité d'infiltration du sol est contrôlée par la vitesse des écoulements dans la nappe qui reste souvent très faible voire nulle, suivant les caractéristiques de l'hydrogéologie locale. Le ruissellement ainsi engendré peut également être alimenté par des exfiltrations d'eau provenant de la nappe affleurante, « return flow », (Dunne and Black, 1970). Alors que le ruissellement hortonien est contrôlé par les propriétés locales de la couche superficielle du sol, le ruissellement sur surface saturée résulte de la dynamique de l'ensemble de la nappe affleurante. Il est fréquemment observé dans les zones situées en fond de vallées à proximité d'un cours d'eau. Étudiées initialement par Cappus (1960), puis par Betson (1964) et Dunne et Black (1970), les surfaces où se produisent ces écoulements sont alors appelées « aires contributives saturées », car le ruissellement participe directement à l'écoulement du cours d'eau. Leur évolution et leur connectivité dans le temps et dans l'espace ont depuis fait l'objet de nombreux travaux (Mérot, 1988; Montgomery and Dietrich, 1995; Ambroise et al., 1996). Le ruissellement sur surface saturée apparaît aussi sur des plateaux lorsqu'un horizon imperméable à faible profondeur occasionne la présence de nappes perchées temporaires. Ce contexte est moins décrit dans la littérature, vraisemblablement car ces zones ne sont pas directement connectées au réseau hydrographique. Le ruissellement engendré peut en effet se réinfiltrer et ne pas contribuer directement à la genèse des crues (zones saturées « actives » car productrices de ruissellement mais non « contributives » au débit en sortie de bassin versant selon la terminologie d'Ambroise, 1998).

Le ruissellement de type hortonien et celui sur surface saturée peuvent être concomitants au sein d'un même versant suivant la position topographique et les propriétés de la pluie et du sol (Smith and Hebbert, 1983; Jordan, 1994; Cros-Cayot, 1996; Huang et al., 2001). Ainsi, sur une parcelle expérimentale en contexte armoricain, Cros-Cayot (1996) observe un ruissellement par saturation plutôt en bas de versant en condition de forte humidité. Dans le même temps, un ruissellement de type hortonien apparaît en haut et le long du versant suite à la formation progressive d'une croûte de battance à la surface du sol.

En conséquence de ces définitions, la genèse du ruissellement, qui correspond ici à la formation d'un excès d'eau en surface lors d'une pluie, dépend :

- des caractéristiques de la pluie :
 - intensité de pluie pour le ruissellement de type hortonien ;
 - cumul de pluie pour le ruissellement sur surface saturée ;
- des caractéristiques du sol :
 - à proximité de la surface pour le ruissellement de type hortonien (propriétés d'infiltrabilité, conditions initiales de teneur en eau) ;
 - à plus grande échelle pour le ruissellement sur surface saturée (localisation de l'imperméable, capacité de drainage de la nappe superficielle).

1.1.2 La propagation du ruissellement

Dans le paragraphe précédent, la genèse du ruissellement a été analysée comme défaut local d'infiltration. Or le ruissellement se définit avant tout comme un transfert d'eau à la surface du sol. L'eau non infiltrée est stockée dans les dépressions créées par le micro-relief de la surface du sol et, lorsque la capacité de rétention superficielle est atteinte, le transfert d'eau par ruissellement apparaît. La géométrie de la surface du sol (micro-relief, pente) détermine donc le stockage possible en surface (Kamphorst et al., 2000; Planchon and Darboux, 2002), les connexions entre les dépressions remplies d'eau et, par conséquent, la distance de transfert (Darboux, 1999). A petite échelle, la rugosité de la surface du sol intervient dans les vitesses de propagation du ruissellement (Govers et al., 2000). A plus grande échelle, les pratiques culturales modifiant à la fois la rugosité à l'échelle millimétrique et le micro-relief à l'échelle centimétrique, le sens du travail du sol qui détermine l'orientation du micro-relief, la direction de la plus grande pente, la distribution spatiale des principaux collecteurs de ruissellement comme les traces de roues des engins agricoles, les fourrières, les fossés, ou des ralentisseurs d'écoulement comme une topographie concave, la présence de talus et de haies sont autant d'éléments à prendre en compte dans l'étude du transfert du ruissellement (Auzet, 1987; Auzet et al., 2002).

L'ensemble de ces caractéristiques induit une non-linéarité entre la proportion d'eau de pluie qui ruisselle et l'échelle d'observation du ruissellement. En effet, la dynamique de connexions des zones ruisselantes dépend de l'hétérogénéité à la fois des facteurs contrôlant la genèse du ruissellement, notamment les propriétés du sol, et aussi de ceux contrôlant son transfert comme la rugosité, du micro-relief et de l'infiltrabilité des zones non ruisselantes. Ainsi, des études sur des bassins versants où le ruissellement de type hortonien est dominant ont montré que, lorsque l'échelle d'observation augmente, le coefficient de ruissellement (rapport entre les cumuls d'eau ruisselée et précipitée) diminue (Van de Giesen et al., 2000; Joel et al., 2002; Cerdan et al., 2004).

Vu la complexité des facteurs contrôlant la genèse et le transfert du ruissellement, il est préférable d'identifier les processus dominants qui contrôlent la réponse hydrologique d'une zone donnée (Blöschl, 2001; Cerdan et al., 2004). Notre étude s'inscrit dans ce cadre de réflexion et se focalise sur les principaux déterminants de la genèse du ruissellement dans le contexte particulier décrit dans la partie suivante : les parcelles agricoles drainées artificiellement par tuyaux enterrés. La présence de ce drainage entraîne en effet un fonctionnement hydrologique particulier des parcelles. Son influence sur la genèse et le transfert du ruissellement est présentée dans le paragraphe suivant.

1.1.3 Particularités du fonctionnement hydrologique des sols drainés

Le fonctionnement du drainage agricole est saisonnier : les infiltrations automnales entraînent la formation de la nappe superficielle ; les drains deviennent actifs lorsque le toit de la nappe atteint leur niveau. Lorsque ces conditions sont remplies, toute infiltration de pluie provoque une montée de la nappe superficielle dont le rabattement est accéléré par la présence des drains enterrés. Cette période de fluctuation de la nappe à proximité de la surface, qui s'étale en général d'octobre à mai, est

appelée saison de drainage intense (Lesaffre, 1988). Le toit de la nappe épouse une forme de type demi-elliptique entre deux drains, son niveau est maximal dans la zone de l'interdrain (Figure 1.1).

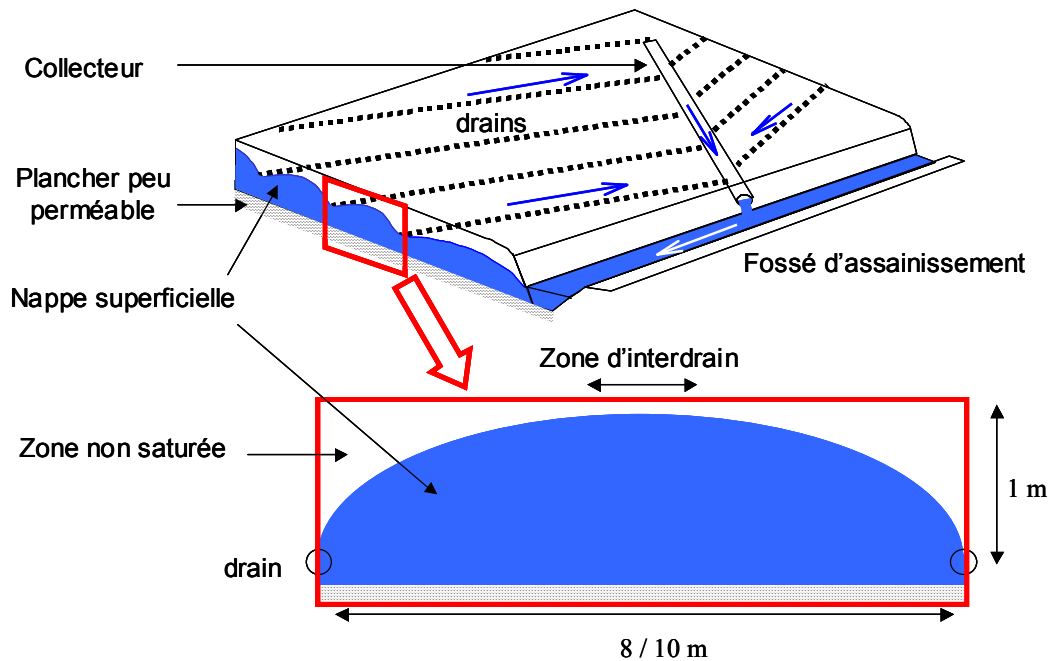


Figure 1.1. Géométrie type d'une nappe superficielle drainée artificiellement.

Les sols argileux à caractère déformable drainés ont un comportement hydrologique spécifique : seul le captage par la tranchée de drainage d'eau de ruissellement ou circulant dans l'horizon labouré semble contribuer significativement au débit drainé (Zimmer, 1988). Ce type de sol ne sera pas pris en compte dans notre étude.

Les critères actuels de dimensionnement visent à garantir un temps et une profondeur de rabattement de la nappe perchée compatibles avec les pratiques culturales envisagées sur la parcelle. Dans le contexte pédo-climatique du Nord et de l'Ouest de la France, le débit de référence devant être évacué par le réseau de drainage (« débit de projet ») est calculé à partir d'une pluie de trois jours consécutifs et de fréquence annuelle (soit $1 \text{ à } 2 \text{ L s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$). L'écartement (de 8 à 20 m) et la profondeur (de 0.8 à 2 m) des drains permettent de rabattre en quelques jours la nappe à plusieurs dizaines de centimètres de profondeur. Ces critères de dimensionnement varient selon le pays considéré (Zimmer, 2000).

L'optimisation du dimensionnement des réseaux de drainage s'appuie sur la prévision des débits de pointe d'une part, et de l'évolution du niveau et de la forme de la nappe d'autre part ; elle nécessite le développement de modèles appropriés. Skaggs et Van Shilgaarde (1999) proposent une synthèse des modèles utilisés que ce soit pour des écoulements en régime permanent (Van der Ploeg et al., 1999) ou en régime transitoire (Youngs, 1999). Dans le contexte français, les modèles de type SIDRA (pour Simulation du Drainage Agricole) constituent un outil adapté à la prévision des hauteurs

de nappe et des débits drainés (Lesaffre, 1988; Zimmer, 1988; Bouarfa and Zimmer, 2000). Cependant, ils s'intéressent essentiellement au comportement de la zone saturée. De ce fait, comme le note Lesaffre (1988), ils « deviennent inadaptes car sommaires dès que l'on souhaite prédire les modalités de gestion agricole du drainage, car il devient alors nécessaire de prendre en considération le comportement hydrodynamique et mécanique de la zone non saturée ». D'autres modèles élaborés dans le contexte Nord Américain permettent une gestion simplifiée de la zone non saturée comme le modèle DRAINMOD (Skaggs, 1978). Enfin, les modèles les plus complets s'appuient sur la résolution de l'équation de Richards qui prend en considération le continuum zone saturée/zone non saturée (Skaggs and Tang, 1976) (se référer à l'annexe 1 qui présente l'équation de Richards). Dans le cadre de notre étude, c'est cette dernière classe de modélisation qui sera privilégiée, car elle permet de modéliser à la fois le ruissellement sur surface non saturée et le ruissellement consécutif à l'affleurement de la nappe. La principale difficulté de cette approche réside dans la détermination des paramètres hydrodynamiques du sol ; ce point fera l'objet d'une attention particulière.

1.1.4 Ruissellement et drainage : revue des expérimentations in situ

A partir des années 1980 et suite à l'augmentation constante des surfaces agricoles drainées, les recherches sur le drainage se sont orientées vers l'analyse de son impact sur le régime hydrologique et sur la qualité de l'eau (se référer, par exemple, à Oberlin, 1991; Skaggs et al., 1994; Robinson and Rycroft, 1999; Nédélec et al., 2004). Dans ce cadre, les études expérimentales sur le ruissellement en parcelles drainées menées dans différents contextes pédo-climatiques aboutissent aux mêmes conclusions :

- le drainage réduit considérablement la quantité d'eau ruisselée en hiver par rapport au contexte non drainé ;
- en période de drainage intense, les épisodes de ruissellement se produisent lorsque la nappe est très proche de la surface du sol ;
- des épisodes de ruissellement peuvent être observés en saison humide, hors saison de drainage intense (comme en automne ou au début du printemps) ; ces épisodes sont de type hortonien et peuvent aussi s'accompagner d'un débit de drainage temporaire ; lorsqu'ils suivent une application de fertilisants ou de produits phytosanitaires, la qualité d'eau des rivières est fortement dégradée (Arlot, 1999).

Dans l'Oregon (Etat-Unis), Lowery et al. (1982) et Istok et Kling (1983) constatent, après l'installation de drainage souterrain autour de parcelles sur des sols argilo-limoneux, une diminution des débits cumulés (-65 %) et des débits de pointe du ruissellement ainsi que du taux de sédiment (-55 %). La plupart des épisodes de ruissellement est attribuée à la montée de la nappe mesurée dans la parcelle (< 30 cm de profondeur). De même, au Québec, Enright et Madramootoo (1994) remarquent aussi que la montée de nappe mesurée à l'interdrain est concomitante à l'un des épisodes de ruissellement observé sur un sol sablo-limoneux drainé par un réseau de tuyaux enterrés.

Kao et al. (1998) et Hammani (2002) comparent deux parcelles voisines, une drainée (réseau de tuyaux enterrés) et une non drainée, respectivement en France (Loire Atlantique) et au Maroc (périmètre irrigué de Gharb). Les épisodes de ruissellement sont moins longs et moins intenses en parcelle drainée qu'en l'absence de drainage (respectivement -85 % et -70 % de cumul de ruissellement pour les deux études) et sont aussi liés à la montée de la nappe à l'interdrain (Figure 1.2).

Par ailleurs, Shirmohammadi et Skaggs (1984) soulignent que la présence d'une nappe à proximité de la surface augmente l'effet de compression de l'air lors de l'infiltration, ce qui limite l'infiltrabilité du sol.

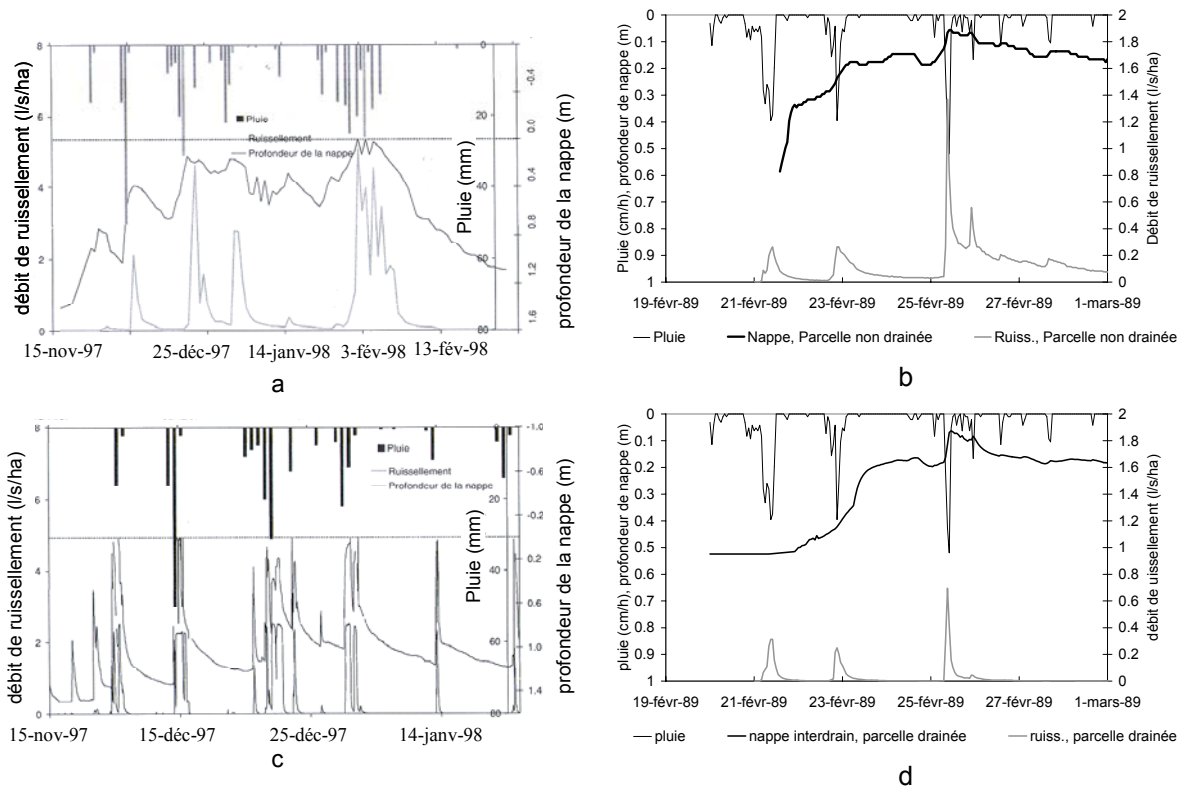


Figure 1.2. Ruissellement mesuré en sortie de parcelles drainées (c, d) et non drainées (a, b) suivant les hauteurs de nappe. Sol argileux du Maroc (a, c) (Hammani, 2002), sol limoneux de l'ouest de la France à droite (b, d) (d'après Kao et al., 1998; Augeard et al., 2005c).

Toutefois, la montée de nappe ne serait pas le seul facteur explicatif de la présence du ruissellement. Ainsi, juste avant la période de drainage intense, Kao et al. (1998) observent du ruissellement de type hortonien lors de pluies automnales intenses. Lowery et al. (1982) attribuent certains épisodes de ruissellement en période de nappe basse à la présence d'une semelle de labour. De même, Hoover et Jarett (1989) constatent que la reconsolidation de l'horizon labouré augmente le coefficient de ruissellement sur une parcelle drainée soumise à une simulation de pluie (expérience sur un sol limoneux en Pennsylvanie). Enfin, Enright et Madramootoo (1994) justifient la variabilité spatio-temporelle du ruissellement par la formation d'une croûte de battance et par le compactage de l'horizon de surface au niveau des traces de roues laissées par le passage d'engins agricoles.

D'après ces études, **la présence de la nappe à proximité de la surface serait donc le principal déterminant de la genèse du ruissellement en parcelle drainée, mais il semble que l'évolution de la structure du sol à proximité de la surface intervienne également.** Les études concernant la prise en compte conjointe de ces deux processus sont rares. Refes (1997) propose une méthodologie adaptée (mise en place de micropièges près des piézomètres à l'interdrain et suivi des croûtes de battance) ; néanmoins, son étude, de durée limitée et effectuée au cours d'un printemps sec, n'a pas permis d'obtenir des résultats probants.

Outre les expérimentations spécifiques à l'étude du ruissellement en parcelle drainée, les travaux concernant les débits drainés apportent également des éléments de réflexion sur le déclenchement du ruissellement par montée de la nappe.

1.1.5 Limite de fonctionnement du drainage et genèse du ruissellement

Comme noté dans le paragraphe 1.1.3, la dynamique de la nappe superficielle drainée est contrôlée non seulement par les propriétés hydrodynamiques du sol, mais également par les caractéristiques géométriques du drainage (écartement, diamètre, profondeur). L'affleurement de cette nappe correspond alors à une limitation de la capacité d'évacuation de l'eau de ce système.

En étudiant les périodes de retour³ des débits drainés instantanés maximaux restitués en sortie de parcelle (sols limoneux, Eure et Loire), Lesaffre (1988) remarque qu'il existe une limite supérieure de ce débit lorsque la période de retour dépasse 5 ans, le débit maximal évacué par le drain étant de 5 L/s/ha, soit 1,8 mm/h. Il émet alors deux hypothèses sur les processus à l'origine de cette limitation :

- « les facteurs pédo-climatiques offrent un certain débit au réseau » ; lorsque l'infiltration est importante, la nappe affleure à l'interdrain ; le surcroît de pluie non infiltrée va alors ruisseler ; si ce ruissellement local n'est pas capté par la zone située au-dessus du drain, un ruissellement à distance apparaît et cet écoulement ne contribue pas au débit dans le drain ;

- « le réseau de drainage offre ses capacités de transport » ; lorsque le débit drainé est important, il peut dépasser la capacité d'évacuation du drain, qui se met en charge (sa section est remplie d'eau) ; par continuité hydraulique entre le drain et le sol, le niveau piézométrique de la nappe au-dessus du drain s'élève ; dans ce contexte, El-Gammal et al. (1995) montrent expérimentalement et par modélisation que sous infiltration constante, lorsque le drain se met en charge, la nappe se surélève à l'interdrain d'une hauteur égale à la hausse de nappe au-dessus du drain ; Lesaffre (1988) suggère que, suite à cette élévation, l'affleurement de la nappe à l'interdrain entraîne alors un ruissellement qui contribue en se réinfiltrant à la montée de nappe au-dessus du drain ; l'affleurement se généraliserait et le ruissellement se propagerait sur toute la parcelle.

³ **Période de retour** n.f. Intervalle de temps moyen séparant l'occurrence de deux événements identiques (dictionnaire de l'agriculture, www.cif.org).

Ainsi, sur une parcelle drainée, les épisodes pluvieux peuvent être à l'origine de ruissellement suite à l'affleurement de la nappe soit par limitation des écoulements latéraux dans le sol vers les drains, soit par dépassement de la capacité d'évacuation des drains eux-même. **Les épisodes d'affleurement de la nappe dépendent donc de l'intensité et de la fréquence des précipitations comparées à celles des pluies choisies pour le dimensionnement du réseau (position des drains, diamètres des drains et collecteurs).**

La capacité d'évacuation des drains est aussi contrôlée par les écoulements aval dans l'ensemble du réseau de collecteurs dont la mise en charge peut rétroagir sur l'évacuation des eaux dans les panneaux de drains (Ledun, 2004; Nédélec, 2005). L'impact de cette mise en charge sur les écoulements de la nappe est évoquée dans les travaux de Lesaffre (1988) et El-Gammal et al. (1995). Cette thématique ne sera pas abordée ici car les conditions de mise en charge du drain nécessitent des données précises sur leur géométrie (taille, pente) et sur les écoulements dans les collecteurs aval. Théoriquement, le réseau de collecteurs est dimensionné pour évacuer le même débit de projet que celui utilisé pour dimensionner les panneaux de drains de la parcelle, correspondant à une pluie de durée trois jours et de fréquence annuelle.

Les travaux sur la réponse hydrologique de parcelles ou de bassins versants drainés à des pluies de période de retour supérieure à celle correspondant au débit de projet, restent encore à développer. Skaggs et al. (1982) analysent par modélisation l'impact du drainage de sols sablo-limoneux de Caroline du Nord sur le ruissellement, pour une pluie de durée 24 h, de période de retour 10 ans, et en considérant différents écartements. Cette modélisation ne tient pas compte de la limitation du débit du drain ; de ce fait, ce travail illustre le processus de genèse du ruissellement lié au fait que « les facteurs pédo-climatiques offrent un certain débit au réseau ». Pour un écartement de 90 m, le ruissellement atteint 93 % de la pluie, pour un écartement de 15 m, il est de 64 %. A notre connaissance, ce type de démarche n'a pas été appliqué au contexte pédo-climatique français pour des réseaux de drainage enterré. D'après Oberlin (1991), lors des crues intenses sur des bassins versants drainés, l'hypothèse la plus probable serait que l'eau transite essentiellement sous forme de ruissellement car le drainage n'est pas dimensionné pour ce type de pluie. La fréquence de ces crues dites intenses serait a priori de quelques années à quelques dizaines d'années.

1.1.6 Conclusion

Pendant la saison de hivernale, **les deux types de ruissellement, sur surface non saturée (hortonien) et sur surface saturée, sont susceptibles de se produire sur une parcelle drainée. Le ruissellement sur surface saturée apparaît lorsque la nappe est proche de la surface du sol au niveau de l'interdrain. Le ruissellement sur surface non saturée n'a pas fait l'objet d'attention spécifique dans ce contexte ; il interviendrait notamment lors de pluies de forte intensité**

hors de la période de drainage intense. Cependant, les études mentionnées ne concluent pas sur certains points :

- la cause de la montée de la nappe : limitation du réseau de drainage (mise en charge du drain) ou dépassement de la capacité d'évacuation de l'eau du sol vers le réseau de drainage ;
- la localisation de la genèse du ruissellement et sa dynamique : plusieurs auteurs observent un ruissellement en sortie de parcelle corrélé à la hauteur de nappe mais les processus internes de sa genèse n'ont pas été décrits ;
- l'interaction entre ruissellement sur surface saturée et ruissellement lié à la modification de la structure du sol en surface, considérée comme un facteur essentiel de ruissellement de type hortonien sur les parcelles agricoles (Martin, 1997).

La connaissance des propriétés hydrodynamiques des premiers horizons de la surface et de leur évolution spatio-temporelle est primordiale pour appréhender le dernier point cité. Le paragraphe suivant s'attache à relever les principaux mécanismes qui entrent en jeu dans l'évolution de la structure du sol et leurs influences sur ses propriétés hydrodynamiques.

1.2 Relations entre structure du sol et propriétés hydrodynamiques

L'équation de Richards est communément adoptée pour décrire les transferts d'eau dans le continuum zone saturée – zone non saturée du sol (Annexe 1). Cette équation nécessite la connaissance des paramètres hydrodynamiques, qui permettent de définir la courbe de rétention reliant la pression de l'eau, h , et la teneur en eau volumique du sol, θ , ainsi que la conductivité hydraulique à saturation K_s et en zone non saturée, $K(\theta)$. Ces paramètres sont contrôlés par le mode d'assemblage de la phase solide du sol et la géométrie du réseau de pores qui en résulte. En effet, la teneur en eau à une dépression donnée dépend de la distribution de la taille des pores : une faible dépression suffit pour extraire l'eau des pores les plus grossiers alors qu'une forte dépression est nécessaire pour extraire l'eau des pores les plus fins. De même, la géométrie de la porosité, notamment le degré de connectivité et la tortuosité, influe sur la conductivité hydraulique du sol, qui elle-même dépend de la teneur en eau.

Or, la structure du sol, notamment d'un sol agricole, peut évoluer au cours du temps, (gonflement, tassement, altération), sous l'effet du climat, de la faune du sol, des racines et des actions de l'agriculteur. Il est donc nécessaire d'identifier les facteurs influant sur la structure d'un sol agricole pour caractériser les conditions d'écoulement de l'eau.

1.2.1 La structure du sol agricole et son évolution au cours de l'année

En contrôlant l'intensité des transferts d'eau et de solutés, la structure du sol conditionne la vie des communautés d'êtres vivants présents dans le sol (effets de température, teneur en eau,

oxygénation). Elle joue aussi un rôle déterminant dans le développement des cultures (germination, levée, croissance, croissance des racines), dans les conditions d'applications des techniques culturales (efficacité de l'action des outils) ou dans la sensibilité du sol à l'érosion (Dexter, 1988). La littérature concernant la structure du sol et son évolution est donc très riche, seuls certains aspects sont développés ici.

1.2.1.1 La stabilité des agrégats et les facteurs modifiant cette stabilité

La structure des sols cultivés se définit comme l'ensemble des caractères liés à la disposition spatiale des éléments qui constituent la phase solide du sol (taille, forme et arrangement des particules, continuité des pores) ainsi qu'à la nature et à l'intensité des liaisons qui existent entre eux (Stengel, 1990; Bronick and Lal, 2005). Ces liaisons déterminent la stabilité de la structure, c'est-à-dire son aptitude à garder son arrangement lorsque le sol est exposé à différents stress (Amezketta, 1999). La structure du sol est dite bonne si les agrégats sont stables.

Les agrégats sont des particules secondaires formées à partir de la combinaison de particules minérales et de substances organiques et inorganiques. Les liaisons sont assurées notamment par le carbone organique, les micro-organismes, les ions, les argiles et les carbonates (Bronick and Lal, 2005). Selon les théories sur les mécanismes d'agrégation, les micro-agrégats (<250 µm) se joignent ensemble pour former les macro-agrégats dont les liens sont plus faibles. Bronick et Lal (2005) et Amezketta (1999) proposent des revues assez complètes sur les facteurs influant sur l'efficacité de ces liens et donc sur la stabilité des agrégats. Parmi les facteurs augmentant la stabilité, citons les teneurs en argile, en carbonate, en gypse, en oxyde de fer, en matière organique, la microfaune mais également les amendements et les résidus de culture. A l'inverse, la vitesse d'humectation et un pH élevé tendraient à faire diminuer la stabilité.

La teneur en eau, quant à elle, a deux effets antagonistes sur la stabilité des agrégats :

- une forte teneur en eau entraîne une diminution du processus d'éclatement de l'agrégat par compression de l'air piégé, lors d'une humectation ; la stabilité à l'eau est donc augmentée ; ce résultat a été obtenu à partir de tests de stabilité structurale sur des agrégats (Panabokke and Quirk, 1956) et de simulations de pluie générant des croûtes de battance (Truman and Bradford, 1990; Le Bissonnais and Singer, 1992; Fies and Panini, 1995; Fohrer et al., 1999) ;

- toutefois, la teneur en eau est également susceptible de diminuer la stabilité des agrégats ; la résistance au cisaillement des particules diminue lorsque la teneur en eau augmente (Cruse and Larson, 1977; Nearing and Bradford, 1985), les agrégats humides sont donc moins résistants aux contraintes, en particulier aux impacts des gouttes de pluie ; de même, la compactibilité des sols augmente avec la teneur en eau car la cohésion des agrégats diminue (Guérif, 1982) ; mesurée avec l'essai Proctor (Hillel, 1980), elle atteint cependant un maximum à environ 80 % de la saturation, car après ce seuil, la résistance à la contrainte est en grande partie due à l'eau, la stabilité des agrégats

n'est pas décisive ; enfin, l'augmentation de la teneur en eau entraîne une diminution de la résistance à la traction des agrégats (Guérif, 1988).

Concernant l'effet négatif de la teneur en eau sur la stabilité des agrégats, Watts et al. (1996) attribuent la baisse de la cohésion des particules en conditions humides à la dissolution des liaisons de type argile. Reichert et Norton (1995) et Shainberg et al. (1992) ajoutent que l'hydratation des cations échangeables et des surfaces des argiles gonflantes (sols contenant de la smectite), rend les agrégats humides moins cohésifs que les agrégats secs.

Ainsi, la stabilité à l'eau des agrégats diminue dans des conditions de fortes et faibles teneurs en eau, et les processus de désagrégation diffèrent suivant la gamme concernée. Quant à la stabilité face à d'autres contraintes mécaniques (résistance à la traction, compactibilité), une forte teneur en eau réduit la cohésion des agrégats.

L'histoire hydrique influence également la stabilité des agrégats. Une longue période de dessiccation du sol entraîne une augmentation de la stabilité structurale due à la réduction de la mouillabilité de la fraction liée de la matière organique (Sebillotte, 1968; Boiffin, 1976). De plus, lors du séchage, les ménisques de l'eau dans le sol se rétractent au voisinage des zones de contact des agrégats. Les particules minérales en suspension s'agrègent : certains solutés peuvent précipiter, ce qui renforce ces points de contact (Amezketta, 1999). Pour cette raison, la résistance à la désagrégation augmente lors de l'alternance de cycles d'humectation / dessiccation (Gomendy, 1996). Néanmoins, Utomo et Dexter (1982) observent qu'une succession de cycles d'humectation / dessiccation d'un sol cultivé augmente puis diminue la stabilité à l'eau des agrégats. L'augmentation serait liée à la présence de micro-organismes, qui disparaissent lorsque la matière organique n'est plus disponible.

D'autres auteurs se sont intéressés à l'effet à long terme des conditions hydriques sur la stabilité du sol, notamment à travers le contrôle du niveau d'une nappe superficielle. Ainsi, dans une étude où le niveau de nappe est maintenu pendant 5 ans à différentes profondeurs du sol (de 40 cm à 150 cm), Hooghoudt (1952) ne constate aucune différence dans la structure du sol. Plus tard, Hundal et al. (1976) comparent les sols de parcelles drainées 16 ans auparavant et ceux de parcelles non drainées donc régulièrement saturées en eau (sol limono-argileux de l'Ohio). Le drainage entraîne une augmentation des classes de pores les plus grosses et lorsqu'une croûte de battance se forme, elle est moins résistante à la pénétration (mesurée par un pénétromètre). Enfin, dans la même région, Baker et al. (2004) s'intéressent à la différence entre drainage et sub-irrigation, technique pour laquelle le niveau de la nappe est volontairement maintenu proche de la surface. La stabilité des agrégats est plus forte pour les sols drainés qui présentent aussi une plus grande résistance à la pénétration. La proximité de la saturation des sols sub-irrigués conduirait aussi à l'éclatement des principaux macroagrégats.

Dans le contexte d'une parcelle drainée en hiver, la structure du sol est globalement fragilisée par la forte teneur en eau et donc d'autant plus sensible aux contraintes subies. Le sol situé à l'interdrain est soumis à des périodes de saturation plus longues qu'au-dessus du drain, ce qui peut créer une hétérogénéité entre les deux zones. En outre, les écoulements d'eau étant plus rapides à proximité du drain (Paris, 2004), les phénomènes de transfert de particules (lixiviation) sont potentiellement accentués de cette zone et peuvent modifier la stabilité et la structure du sol.

Tous ces facteurs conditionnent donc la stabilité des agrégats du sol ; or, l'évolution de la structure du sol dépend à la fois de sa stabilité et du type de contrainte appliquée. Dans le cas d'un sol cultivé, les contraintes peuvent être d'origine naturelle ou liées à l'exploitation du sol.

1.2.1.2 Cycle annuel de dégradation / régénération de la structure d'un sol agricole

Pour décrire la structure des sols cultivés, deux types de porosité ont été définis (Monnier et al., 1973; Fies and Stengel, 1981): la porosité texturale, liée à l'organisation des composants élémentaires du sol (argile, limons, sables) et qui est interne à l'agrégat, et la porosité structurale, plus grossière, liée à l'organisation des fragments terreux. La porosité structurale serait principalement affectée par les contraintes appliquées au sol et elle conditionnerait pour l'essentiel les propriétés de transfert et les propriétés mécaniques des sols cultivés. On parle aussi de macro et microporosité pour distinguer ces classes de propriétés. Notons que certains auteurs définissent également la porosité inter-agrégats dont les pores ont un diamètre supérieur à celui des pores structuraux pour prendre en compte les écoulements rapides (Luxmoore, 1981). Les classes de porosité sont alors la macro-, la méso- et la microporosité, dont les pores, d'après Luxmoore (1981), ont des diamètres respectivement supérieurs à 1 mm, compris entre 10 μm et 1 mm et inférieurs à 1 mm.

Les principaux mécanismes de dégradation / régénération de la structure du sol qui se succèdent et interagissent au cours d'une année sont présentés ci-dessous.

- **Fragmentation soit** par le labour, donc accompagnée d'un retournement, soit par le déchaumage (passage de griffes ou disques, travail dit simplifié)

Le labour permet de considérablement augmenter la porosité du sol mais conduit souvent à la formation d'un horizon compacté à sa base appelé semelle de labour. Les essais de longue durée sur la simplification du travail du sol montrent que les sols non labourés présentent, après quelques années, une porosité structurale plus faible qu'en situation régulièrement labourée (Roger-Estrade et al., 2005). Cependant, la continuité des pores et l'absence de semelle de labour améliorent les conditions d'infiltration (Tebrugge and During, 1999).

L'état fragmentaire obtenu après ce travail du sol dépend de la stabilité des agrégats, en particulier de leur humidité. Ce type d'intervention (en anglais « tillage ») est envisageable uniquement si elle conduit à un état structural satisfaisant, ou « tillability » de la parcelle.

- **Compactage des sols cultivés** ; réduction de la porosité sous l'action d'un chargement mécanique

En agronomie, le terme de compactage est en général utilisé pour décrire l'effet sur la structure du sol du passage d'un engin agricole (O'Sullivan and Simota, 1995; Gysi, 2001; Defossez and Richard, 2002). Lorsque la stabilité du sol est très faible au moment du compactage (notamment si la teneur en eau est forte), la structure du sol peut être fortement affectée. Dans ces conditions, le risque de forte compaction ajouté à la baisse de la portance et la forte adhésivité du sol aux roues rend la parcelle non praticable (baisse de la praticabilité ou « trafficability »). Sillon (1999) propose des seuils d'indice d'eau pour prévoir les jours disponibles pour le travail du sol (« workability ») en tenant compte de la praticabilité et de l'état structural obtenu (« tillability », défini au paragraphe précédent). Notons que le drainage agricole a pour principal objectif d'augmenter ces jours disponibles en sortie d'hiver en rabattant la nappe superficielle (voir paragraphe 1.1.3) et diminuant ainsi la teneur en eau près de la surface (Lorre and Papy, 1991). Penel et Papy (1991) montrent que cet effet dépend du degré de fragmentation de l'horizon labouré.

Le terme de compactage peut théoriquement aussi s'appliquer à l'impact des gouttes de pluie sur la surface d'un sol nu ou à l'impact du poids de la colonne de sol. Cependant, pour ces contraintes, le compactage n'est pas le seul processus en jeu, ces cas seront donc traités spécifiquement.

- **Désagrégation de la surface du sol par la pluie** (battance)

Quatre principaux mécanismes ont été identifiés (Le Bissonnais, 1996) :

- l'éclatement, lié à la compression de l'air piégé lors de l'humectation ; il diminue lorsque la teneur en eau des agrégats augmente (Panabokke and Quirk, 1956; Le Bissonnais and Singer, 1992) ;
- la désagrégation mécanique ou fragmentation des agrégats par l'impact des gouttes de pluie, prédominant si la teneur en eau est forte du fait de la diminution de la résistance mécanique de l'agrégat (Fies and Panini, 1995) ; on parle de croûte de remplissage ou d'illuviation (Bresson and Cadot, 1992) ;
- la microfissuration par gonflement différentiel des argiles (Panabokke and Quirk, 1956) ;
- la dispersion physico-chimique qui résulte de la réduction des forces d'attraction entre les particules colloïdales ⁴.

Les agrégats restants et les particules détachées peuvent aussi subir le compactage par les gouttes de pluie en conditions humides et former des croûtes de coalescence⁵ (Bresson and Valentin, 1994).

⁴ **colloïde** n.m. Substance ici abiotique, macromoléculaire ou amorphe, cristalline, hydrophile ou hydrophobe, susceptible de prendre, au contact de l'eau ou d'une solution, l'état floculé ou dispersé selon les conditions physicochimiques du milieu (pH, action des électrolytes par exemple) et dont la grande surface spécifique et la charge électrique permettent l'adsorption des ions. Dans les sols, les principaux colloïdes sont l'argile et l'humus (électronégatifs), le fer et l'alumine (électropositifs). (dictionnaire d'agriculture, www.cifl.org, oct 2005)

⁵ **coalescence** n.f. Etat de ce qui est soudé, réuni à un élément proche mais distinct.

A partir d'un état fragmentaire, poreux, créé par la dernière opération de travail du sol, deux phases de dégradation se succèdent :

- dans un premier temps, les mécanismes précédemment cités entraînent une réduction de la capacité d'infiltration du sol, la **croûte structurale** se met en place ;
- dans un second temps, lorsque l'intensité des pluies est supérieure à cette capacité d'infiltration, l'excès d'eau qui se forme en surface met en suspension les particules détachées des mottes ; celles-ci sont transportées et se déposent en formant des strates de granulométrie différente ; cette croûte est appelée **croûte sédimentaire**.

Ces deux phases s'accompagnent d'une baisse de la rugosité du sol à mesure que les mottes se désagrègent et que les creux se remplissent.

- **Effondrement de l'horizon travaillé** (labour, déchaumage, lit de semence) qui s'apparente aussi à la consolidation ou reconsolidation

L'effondrement se produit lors d'un cycle d'humectation / ressuyage⁶ et se traduit notamment par une augmentation de la masse volumique du sol. Ce phénomène a été observé sur des sols australiens particuliers, appelés « hardsetting soil » (Mullins et al., 1992; Gusli et al., 1994; Bresson and Moran, 1995), et également sur des sols labourés dans d'autres pays (Onstad et al., 1984; Mapa et al., 1986; Kwaad and Mùcher, 1994). D'après Bresson et Moran (1995), trois mécanismes entrent en jeu :

- l'éclatement des agrégats par compression de l'air piégé ;
- la microfissuration par gonflement des argiles ;
- la coalescence due à une déformation des agrégats sous leur propre poids en condition plastique (Bresson and Boiffin, 1990).

En outre, certains auteurs suggèrent que l'augmentation des forces capillaires de l'eau lors du ressuyage tend à agréger les particules (« welding of soil aggregates ») (Kwaad and Mùcher, 1994; Ahuja et al., 1998; Or and Ghezzehei, 2002a), ce processus a déjà été évoqué dans ce chapitre pour expliquer l'augmentation de la cohésion des agrégats après les périodes de dessiccation.

La consolidation désigne en mécanique des sols le processus de compression du sol qui correspond à une augmentation de masse volumique dans un matériau saturé par l'expulsion de l'eau qu'il contient. Elle correspond à un effondrement dû à une saturation complète du milieu (nappe affleurant à la surface par exemple). Le terme effondrement est plus général que le terme consolidation car l'effondrement peut aussi se produire en milieu non saturé. Pour certains sols, comme les sols d'origine loessique, la limite de liquidité est atteinte avant la saturation complète (« collapsing soils »). La consolidation peut alors avoir des conséquences notables comme des glissements de terrain si la pente est forte (coulées boueuses) ou des affaissements de fondations de bâtiments (Mitchell, 1993).

Du fait de la forte humidité et des périodes de saturation, le phénomène d'effondrement est susceptible de se produire dans le contexte des parcelles à nappes superficielles drainées.

⁶ **Ressuyage** n.m. Mouvement de l'eau libre contenue dans le sol qui s'écoule sous l'effet de la gravité (glossaire internationale de l'hydrologie de P. Hubert, <http://www.cig.enscm.fr/~hubert/glu/aglo.htm>, oct 2005).

- **Régénération par des facteurs biologiques**

La faune du sol (lombrics, mais aussi taupes, campagnols, fourmis, termites...) participe à la régénération de la structure du sol (Lamande et al., 2003; Roger-Estrade et al., 2005). Les micro-organismes, eux, interviennent dans les processus d'agrégation du sol et donc participent à sa stabilité structurale. Enfin, les racines des plantes se développent en déformant la matrice du sol.

- **Fissuration par le climat**

Les alternances gel / dégel ainsi que les cycles de gonflements / retraits de certaines argiles du sol dus aux variations de teneur en eau entraînent des modifications de volume qui conduisent à la fissuration du sol.

La Figure 1.3 illustre ce cycle annuel de dégradation / régénération de la structure du sol lors des opérations culturales pour une culture de printemps et un sol labouré.

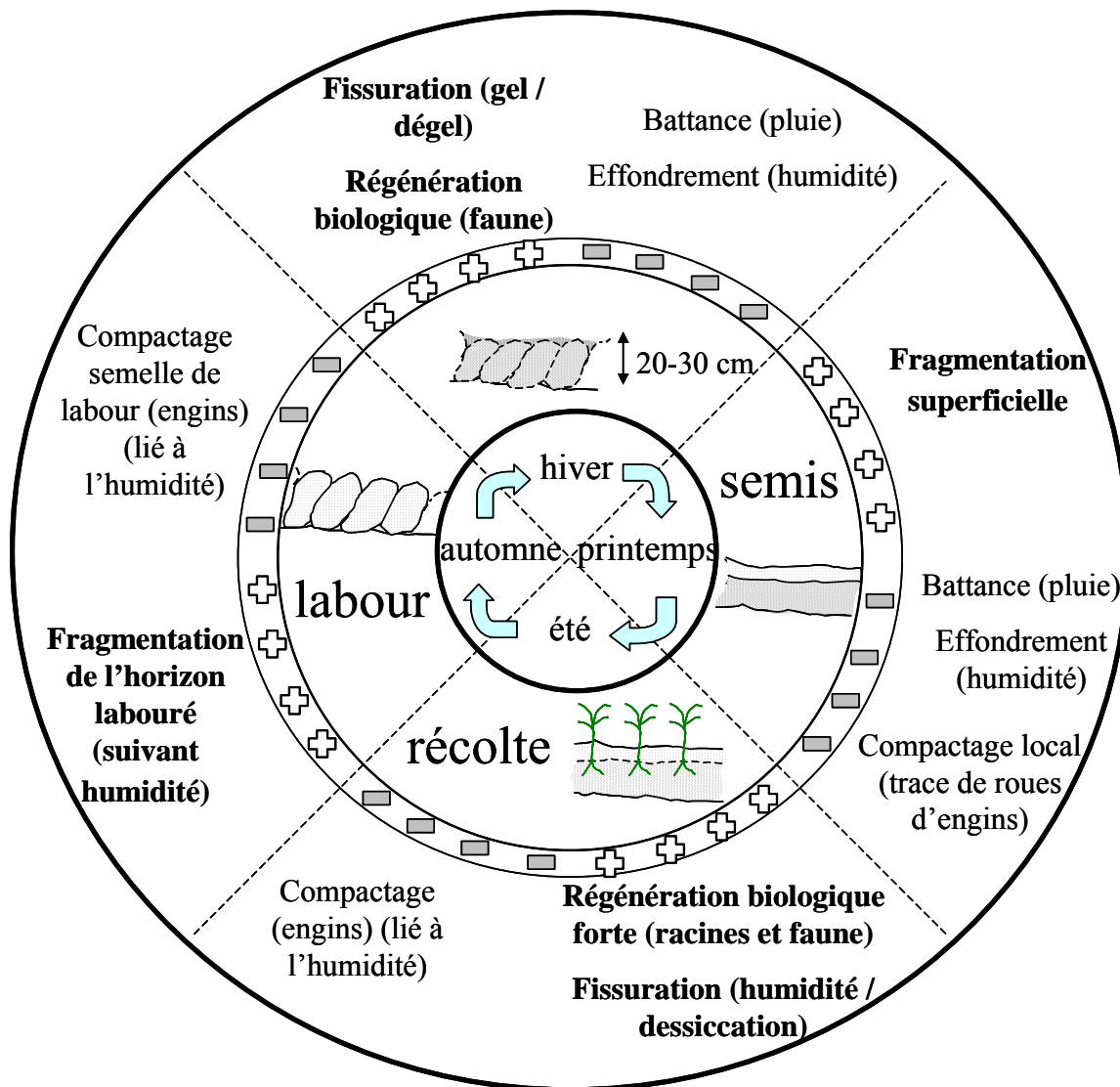


Figure 1.3. Evolution schématique de l'état structural de la couche travaillée (ici avec labour et semis de printemps) suivant les mécanismes en jeu et leurs effets sur la porosité (un signe positif signifie que la porosité augmente).

Dans le contexte de notre étude, c'est-à-dire en saison hivernale et sur sols drainés, les principales dégradations de la structure du sol sont la battance et l'effondrement. L'effondrement est engendré non seulement par les cycles d'humectation / ressuyage liés aux précipitations mais aussi par les cycles saturation / ressuyage lors des éventuels affleurements de la nappe (processus qui correspond alors à une consolidation). La structure peut par ailleurs être régénérée par la faune et les fissurations dues aux cycles gel / dégel.

La description de la structure du sol peut être abordée suivant différentes méthodologies :

- une caractérisation du système de porosité à différentes échelles (nature, spectre de porosité, connectivité des pores, hétérogénéité) par mesure de porosité, analyse d'images, porosimétrie par intrusion de mercure...(Gomendy, 1996) ;
- une analyse morphologique des éléments structuraux de la couche de sol travaillé comme l'analyse du profil cultural (Roger-Estrade et al., 2004) ;
- une évaluation des propriétés ayant un lien avec la structure (courbe de rétention, masse volumique, conductivité hydraulique...).

Au cours de notre étude, la troisième méthode sera la plus utilisée, certains processus de modification de la structure seront cependant examinés directement, notamment par analyse d'image.

Ces modifications de la structure ont des conséquences sur les propriétés hydrodynamiques du sol. Le paragraphe suivant reprend les résultats des travaux sur ce sujet en se focalisant sur les mécanismes en jeu dans notre contexte d'étude.

1.2.2 Modification de la structure et évolution des propriétés hydrodynamiques

En conditions naturelles, il est difficile de hiérarchiser les effets de chaque mécanisme modifiant la structure sur les caractéristiques hydrodynamiques des sols (courbe de rétention et conductivité hydraulique), le facteur prépondérant dépendant du contexte.

Gomendy (1996) a mis en évidence, sur un sol limoneux de Brie, que les cycles d'humectation / dessiccation entraînent une baisse de la capacité de rétention en eau de l'horizon travaillé après le semis. Parallèlement, la conductivité hydraulique à saturation K_s diminue en surface à la suite de la formation d'une croûte de battance. Pour cette même raison, Heddadj et Gascuel-Audoux (1999) ont observé sur un sol limoneux en Bretagne une baisse progressive de la conductivité hydraulique du sol non saturé entre une situation après semis de maïs, avant récolte et sur labour en sortie d'hiver. Dans ce dernier cas, l'effet de l'effondrement de l'horizon travaillé dû à l'humidité hivernale s'ajoute à celui de la formation d'une croûte de battance déjà observée avant l'hiver. Par ailleurs, à partir d'expériences sur un sol limoneux dans l'Arkansas, Scott et al. (1994) soulignent que la régénération de la structure par les racines permet une augmentation de K_s après semis. Enfin, Lamandé et al. (2003) constatent une baisse de la conductivité hydraulique proche de la saturation

d'un sol cultivé en maïs par rapport au même sol en prairie. Ils expliquent cette différence par l'abondance de lombrics en prairie.

Les contraintes appliquées ne vont pas avoir le même effet sur les propriétés du sol suivant le type de porosité impacté. L'évolution de la porosité texturale modifie la forme des courbes de rétention d'eau aux fortes dépressions alors que la porosité structurale intervient pour les faibles dépressions. Pour quantifier l'impact de chacune des contraintes appliquées au sol, il convient de les étudier indépendamment. La première contrainte abordée dans cette partie est le compactage, car les résultats des travaux sur ce sujet sont adaptables à d'autres processus. La suite concerne les différentes évolutions de structure qui interviennent dans le contexte de notre étude : impact de la faune, effondrement, croûte de battance.

1.2.2.1 Effet du compactage

Beaucoup d'auteurs se sont intéressés à l'effet du compactage sur les sols agricoles avec l'objectif d'évaluer l'impact du passage des engins sur l'infiltrabilité du sol (O'Sullivan and Simota, 1995; Richard et al., 2001; Horn et al., 2003).

La diminution de la porosité liée au compactage entraîne une diminution de la teneur en eau à saturation (θ_s) et de la conductivité à saturation (K_s) mais permet une plus grande rétention d'eau pour un même potentiel (Assouline et al., 1997; Richard et al., 2001). En termes de taux de saturation, les études de Smith et Woolhiser (1971) sur un sable fin à différentes densités montrent que le taux de saturation et la conductivité hydraulique relative ($K_r=K(\theta)/K_s$) augmentent lorsque la masse volumique augmente et ce pour toutes les gammes de pression.

L'effet du compactage sur la conductivité hydraulique est plus complexe. En comparant la masse volumique, la porosité et la conductivité hydraulique non saturée des sols compactés, Richard et al. (2001) montrent que certains pores structuraux se déconnectent sous l'effet du compactage. Le compactage peut donc avoir des influences contradictoires : pour une pression capillaire donnée, la teneur en eau après compactage est plus forte donc potentiellement plus d'eau contribue à l'écoulement (Smith and Woolhiser, 1971; Horn et al., 2003) mais une déconnexion de certains pores structuraux ne permet plus à l'eau de s'écouler.

1.2.2.2 Effet de la fragmentation biologique

Les réseaux de galeries créés par certains lombriciens sont des voies d'écoulement dites « préférentielles » dans lesquelles l'eau s'infiltré plus rapidement que dans la matrice du sol, à une profondeur qui dépend de leur connectivité (Trojan and Linden, 1998). Suivant leur diamètre, ces macropores sont actifs lorsque le sol est à proximité de la saturation ou lorsque de l'eau circule en surface (ruissellement) ; ils induisent alors une augmentation de la conductivité hydraulique globale (Lamande et al., 2003). Léonard (2000) propose une bibliographie de l'impact des macropores sur l'infiltration et des techniques de modélisation permettant d'en tenir compte.

1.2.2.3 Effet de l'effondrement

Pour étudier spécifiquement ce processus, Onstad et al. (1984) soumettent l'horizon fraîchement labouré de différents sols à une pluie sans énergie cinétique. Ils observent ainsi une baisse de la conductivité hydraulique à saturation et une augmentation de la masse volumique (Figure 1.4).

De même, étudiant l'effet de l'irrigation après labour sur la courbe de rétention du sol, Mapa et al. (1986) montrent que les cycles d'humectation / ressuyage entraînent une diminution de la teneur en eau pour des succions faibles (pressions proches de zéro) (Figure 1.5). L'effondrement n'affecterait donc qu'une partie de la porosité (diamètre de pores supérieur à 20 μm , soit la porosité saturée jusqu'à 1,5 m de succion). Cet effet est surtout marqué lors de la première phase d'humectation / ressuyage de son expérience.

Enfin, sous pluies naturelles après le semis, Gomendy (1996) observe, pour tous les potentiels, une baisse de la rétention d'eau que l'auteur attribue aux cycles d'humectation / dessiccation.

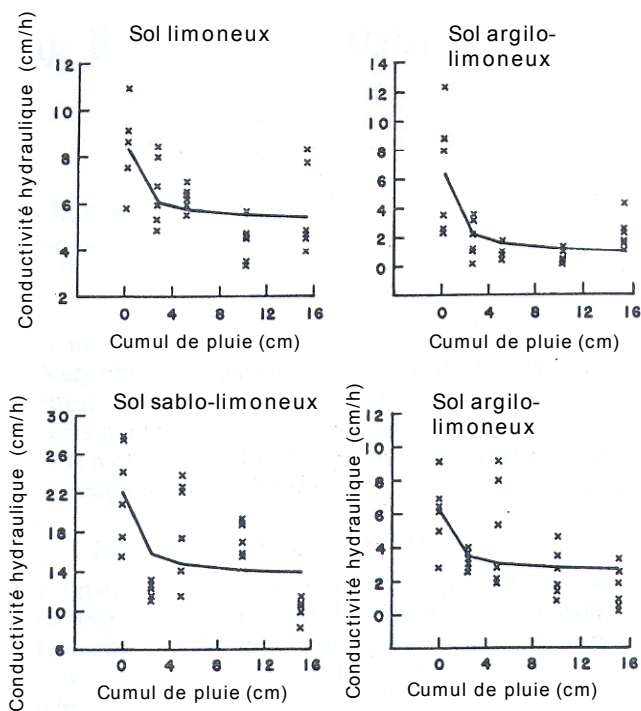


Figure 1.4. Conductivité hydraulique à saturation en fonction du cumul de pluie sans énergie cinétique (le trait relie les moyennes) (d'après Onstad et al., 1984).

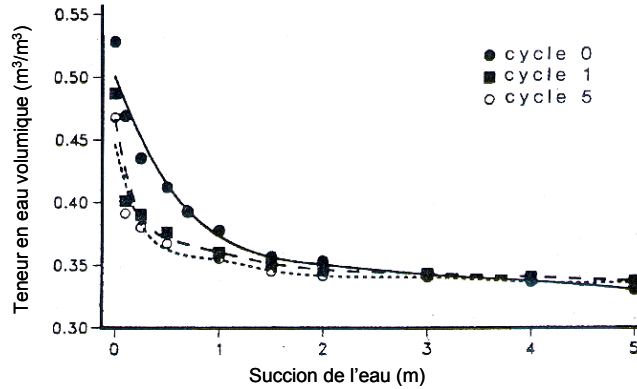


Figure 1.5. Evolution de la courbe de rétention sous l'action de cycles humectation / dessiccation pour un sol limoneux argileux tropical (d'après Mapa et al., 1986).

L'impact de l'effondrement sur la courbe de rétention diffère donc de celui d'un compactage, car le premier diminue la rétention d'eau, et le second l'augmente. Ainsi, pour une même diminution de masse volumique, l'évolution de la structure et des propriétés hydrodynamiques du sol dépend du type de contraintes exercées. A partir d'observations de la structure du sol à petite échelle, Gomendy (1996) signale que certains pores, au sein desquels s'effectuent les transferts, sont mieux connectés après un cycle d'humectation / dessiccation, ce qui peut expliquer la baisse de la rétention en eau. Les écoulements de l'eau et la réduction de la taille des ménisques lors du ressuyage ont probablement entraîné une redistribution des matières en suspension conduisant à une meilleure connexion des pores.

La succession de cycles d'humectation / dessiccation ou humectation / ressuyage a un impact différent de celui d'une longue période de saturation suivie d'un ressuyage. En comparant des parcelles drainées et des parcelles non drainées ou sub-irriguées (donc plus souvent saturées en eau), Hundal et al. (1976) et Baker et al. (2004) observent que la capacité de rétention en eau est plus forte pour les sols non drainés. En effet, les longues périodes de saturation en conditions non drainées et sub-irriguées entraîneraient une diminution de la proportion des plus gros pores par destruction des macro-agrégats. L'amélioration de la connexion des pores due aux cycles d'humectation / ressuyage des parcelles drainées peut aussi jouer un rôle, même si cet aspect n'est pas développé par les auteurs cités.

1.2.2.4 Effet de la désagrégation de la surface liée à l'impact des gouttes d'eau

La croûte de battance, contrairement au phénomène d'effondrement, fait l'objet d'une littérature très riche que ce soit sur sa dynamique de formation, sur les facteurs influant cette formation, ou sur son impact sur l'infiltration et sur l'érosion (voir la revue d'Assouline, 2004). Cependant, il reste difficile de déterminer les propriétés hydrodynamiques d'une épaisseur de sol aussi fine.

Un grand nombre de ces travaux a été effectué en laboratoire sous simulateur de pluie pour déterminer, à partir des données d'infiltration, les caractéristiques de la croûte formée. Le plus

souvent, les propriétés hydrodynamiques sont évaluées à l'aide des données de pression de l'eau sous la croûte et par résolution inverse à partir des données d'infiltration. Issa et al. (2004) proposent ainsi une méthode expérimentale pour déterminer la conductivité hydraulique en zone non saturée. Certains auteurs mesurent l'infiltrabilité de la croûte de battance sur le terrain en utilisant notamment l'infiltromètre à succion contrôlée couplé à un mini-tensimètre implanté sous la croûte (Vandervaere et al., 1997). Le Tableau 1.1 propose un récapitulatif des études expérimentales qui quantifient les propriétés hydrodynamiques de la croûte, et notamment sa conductivité à saturation. Malgré la très forte variabilité de ces résultats, un consensus se dégage sur le fait que la conductivité du sol en surface diminue en présence de telles croûtes.

Pour appréhender des échelles spatiales plus grandes (parcelle, voire bassin versant), une série de descripteurs de la structure de la surface du sol, comme le stade de formation de la croûte, le micro relief, la présence de végétation, le sens de la pente ou la direction du travail du sol ont été définis pour caractériser l'« état de surface ». Il est possible d'élaborer une typologie de ces états de surface et d'affecter à chaque classe des propriétés d'infiltrabilité, lorsque les données expérimentales appropriées sont disponibles (Cerdan et al., 2001). Il a en effet été montré, dans différents contextes, que l'ensemble de ces descripteurs était un indicateur explicatif, non seulement du ruissellement à différentes échelles (Le Bissonnais et al., 1998), mais aussi de l'érosion (Auzet et al., 1995; Leonard and Andrieux, 1998).

Cette typologie des états de surface constitue un outil très utile car non destructif et permettant d'appréhender la variabilité spatiale et temporelle de l'évolution de la structure du sol en surface. Toutefois, les propriétés hydrodynamiques des classes d'état de surface définies doivent être établies pour chaque contexte pédoclimatique. De plus, l'approche par observation des états de surface ne prend pas en compte la dynamique structurale interne de l'horizon travaillé et notamment le processus d'effondrement. Enfin, seul le ruissellement de type hortonien est pris en compte dans ce type d'approche.

Tableau 1.1. Récapitulatif de mesures expérimentales issues de la littérature de la conductivité hydraulique des croûtes de battance K_{sc} rapportée à la conductivité à saturation du sol K_s , ρ_i est la masse volumique initiale du sol.

Auteurs	Méthode de formation de la croûte	Méthode de mesure de K_{sc} (profondeur tensiomètre éventuel)	Conditions initiales (humidité densité)	Type de sol	K_s (m/s)	K_{sc}/K_s à l'état final (sédimentaire ou épaisseur E_p notées)	Remarques
Mc Intyre (1958a)	Sol remanié, pluie simulée 30 min à 77 mm/h	Perméamètre avec tensiomètres surface et 5 mm Epaisseur estimée : 1,5/2,5 mm	Sèche (?)	Sablo-limoneux (Australie)	Environ 10^{-5}	Ép 1,5 mm : 0,5 Ep 2,5 mm : 0,05	Observations sans images
Tackett et Pearson (1965)	Sol remanié, pluie simulée de cumul 58 mm	Identique à Mc Intyre (1958) Epaisseur estimée : 5 mm ?	Sèche $\rho_i=1,3 \text{ g/cm}^3$	Sablo-limoneux (Alabama ?) + 8 mélanges	De $2 \cdot 10^{-7}$ à $5,5 \cdot 10^{-5}$	De 0,004 à 0,21 0,16 et 0,19 pour les sols non mélangés	Observations
Edwards et Larson (1969)	Sol remanié, pluie simulée 30/60/90 min à 70 mm/h	Prélèvement de surface (5 mm d'épaisseur) pour mesures	20 % d'humidité volumique	Limoneux (Iowa)	$1,9 \cdot 10^{-6}$	0,29	Modélisation
Bresley et Kemper (1970)	Sol remanié, pluie simulée + charge imposée	Tensiomètres 2,5 mm et 7,5 mm Flux ruisselé mesuré	$\rho_i=1,27 \text{ g/cm}^3$	Argilo-limoneux (Colorado ?)	$3,3 \cdot 10^{-5}$	Sur 5 mm : 0,08 (extrait de Mualem et Assouline (1989))	Intensité de pluie ?
Falayi et Bouma (1975)	Sol en place Pluies simulée (2 h à 85 mm/h) et naturelle	Tensiomètre à 75 mm Mesure infiltration avec eau en surface	12% d'humidité volumique	Limoneux (Wisconsin)	De $3,5 \cdot 10^{-5}$ à $8 \cdot 10^{-5}$	Ep. 75 mm (?) : 0,09 à 0,11	Epaisseur non précisée, plusieurs pratiques testées
Sharma et al. (1981)	Sol remanié, pluie simulée 30 min à 53 mm/h	Tensiomètre à 1 cm Mesure infiltration avec eau en surface	Sèche ? $\rho_i = 1,1$ à $1,2 \text{ g/cm}^3$	12 sols dont 7 limoneux	De $3,8 \cdot 10^{-6}$ à $8 \cdot 10^{-5}$	Entre 0,006 et 0,059 moyenne 0,029 Ep. observées	K_s sol issu de Moore (1981) Observations
Morin et al. (1981)	Sol remanié, pluie simulée 70 mm/h puis brouillard	Tensiomètre (à 1 mm ?) Mesure débit drainé, sol saturé	Humide (nappe à 4 cm)	Sableux sablo limoneux (Israël)	$2,78 \cdot 10^{-5}$ $1,25 \cdot 10^{-5}$	Ep. 1 mm : 0,0012 Ep. 1 mm : 0,0015	Expé sans croûte + Données sur le terrain
Bosch et Onstad (1988)	Sol remanié, pluie simulée 14 à 86 mm/h, 20 répétitions par sol	Tensiomètre à 1 cm Mesure infiltration avec eau en surface	Humide (nappe à 38 cm) $\rho_i = 1,25$ à $1,4 \text{ g/cm}^3$	3 sols (Minnesota) 1 sol (Dakota du sud)		Ep. 10 mm : de 0,005 à 0,189 moyenne 0,057	Sature avant mise en dépression
Baumhardt et al. (1990)	Sol remanié, pluie simulée 20 à 90 mm/h pendant 25-60-90 et 120 min	Tensiomètre à 1 et 3 cm Mesure ruissellement	Sèche $\rho_i = 1,4 \text{ g/cm}^3$	Argilo limoneux (Texas ?)	$1,9 \cdot 10^{-6}$	Ep. 5 mm Svt intensité entre 0,02 et 0,10	
Gimenez et al. (1992)	Sol remanié, pluie simulée 1h avec intensités variables (max 140 mm/h)	Tensiomètre à 1 cm, Mesure avec eau en surface	Sèche $\rho_i = 1,23 \text{ g/cm}^3$	Limon (Pays Bas)	$1,42 \cdot 10^{-5}$	Ep. 1 cm 0,035 à 0,065	
Nishimura et al. (1993)	Sol remanié, pluie simulée 30 mm/h pendant 300 min au maximum	Tensiomètre à 5 mm	Humide (Nappe à 60 cm) $\rho_i = 1,0 \text{ g/cm}^3$	Argilo-limoneux (Japon)	$4,92 \cdot 10^{-7}$	Ep 3 mm : 0,001	Saturation puis 20h mise en dépression + observations

Auteurs	Méthode de formation de la croûte	Méthode de mesure K_{sc} (profondeur tensiomètre)	Conditions initiales (humidité densité)	Type de sol	K_s (m/s)	K_{sc}/K_s à l'état final (sédimentaire ou épaisseur E_p notées)	Remarques
Chiang et al. (1993)	Sol remanié, pluie simulée 60 min à 50 mm/h	Tensiomètre à 1,5 cm	Sèche $\rho_i = 1,3$ à $1,6$ g/cm ³	7 sols (Géorgie) dont 4 sablo limoneux	$5,4 \cdot 10^{-6}$ à $4,83 \cdot 10^{-5}$	De 0,08 à 0,61 moyenne 0,21	Test stabilité + données pédologie
Diekrügger et Bork (1994)	Sol en place, pluie simulée 180 min intensité de 27 à 70 mm/h	Tensiomètre à 1,5 cm Succion contrôlée à 14 cm Calage de K_s de la croûte	Humide (environ 35 cm de succion)	22 échantillons (Allemagne) dont 4 sols limoneux prélevés à différentes périodes	De $1,7 \cdot 10^{-5}$ à $1,7 \cdot 10^{-6}$	Variable temps et espace la plupart entre 0.1 et 0.4	Croûte en place lors du prélèvement + créée par pluies simulées
Fies et Panini (1995)	Sol remanié, pluie simulée 2,5 et 8,5 h à 236 mm/h	2 cm d'agrégats sur du sable de propriétés connues ; succion contrôlée, mesures infiltration drainage	Sèche et humide (40 cm de succion)	Limoneux (France 72) et Argilo limoneux (France 02)	$>3 \cdot 10^{-5}$	Entre 0,016 et 0,033	observations
Fox et al. (1998)	Sol remanié, pluie simulée 5 h à 22,8 mm/h + ruissellement ajouté	Même méthode que McIntyre (1958)	Humide (nappe à 14 cm durant une nuit puis drainage libre)	Limoneux (France 76) Limono-argileux (France 45)	?	Résistance hydraulique : E_p/K_s 0,53 h 5,9 h suivant sol	Comparaison avec croûte séd.
Vandervaere et al. (1997)	Sol en place, pluies naturelles (climat sahélien)	Infiltromètre à succion contrôlée et mini-tensiomètre à 1 cm	Pendant la saison des pluies	Argile sablo limoneux, plateau latéritique du Sahel	$2,8 \cdot 10^{-6}$	Croûte structurale : 0,3 Croûte sédimentaire 0,18	
Roulier (1999)	Sol en place, pluies naturelles (climat océanique tempéré)	Infiltromètre à succion contrôlée et calage (modélisation inverse)	Vraisemblablement humide (mesures en janvier, travail du sol en octobre)	Limoneux (France 76)	$2,42 \cdot 10^{-7}$	Croûte struct + sol : 0,15 et 0,22 Croûte sédimentaire 0,5	Pas de mesure croûte structurale seule
Chahinian (2004)	Sol en place, pluies naturelles (climat méditerranéen)	Infiltromètre à simple anneau et calage (modélisation inverse)	Sans doute sèche (mesure en juin)	Limoneux sableux (France 34)	$8,14 \cdot 10^{-6}$	E_p 10 mm 0,22	
Issa et al. (2004)	Sol remanié, pluie simulée 5 stades de formation 40 puis 70 mm/h	Tensiomètre à 1,2 cm, mesures avec infiltration 2 à 6 mm/h (goutte à goutte) (non saturé)	Humide (succion de 45 à 60 cm) $\rho_i = 1,3$ g/cm ³	Limoneux (France 76) Limono-argileux (France 45)	$1,39 \cdot 10^{-6}$ $1,18 \cdot 10^{-6}$	$K(-5 \text{ cm})=0,55$ $K(-5 \text{ cm})=0,65$	Mesure du K en non saturé

1.2.3 Modélisation de la relation entre structure et paramètres hydrodynamiques

La dernière partie de cette revue bibliographique présente les modélisations proposées pour prendre en considération les différentes modifications de la structure du sol. Là encore, seules les modifications intervenant dans le cadre de notre étude ont été retenues.

1.2.3.1 Compactage et effondrement

Mualem et Assouline (1989) suggèrent des modifications des paramètres hydrodynamiques issus du formalisme de Brooks et Corey (décrit en Annexe 1), en fonction de la variation de masse volumique, l'un des paramètres devant être calé pour chaque sol. Ils s'appuient pour cela sur les données de Smith et Woolhiser (1971) et Laliberte et al. (1966). Ce modèle est testé par la suite lors des expériences de compactage et reproduit correctement les courbes de rétention (Assouline et al., 1997).

Ahuja et al. (1998) proposent une modification empirique des paramètres de la courbe de rétention modélisée par Brooks et Corey, permettant de retrouver les données d'effondrement de Mapa et al. (1986). Par rapport au sol consolidé, le travail du sol permet d'augmenter la teneur en eau à saturation pour une gamme de pression allant jusqu'à dix fois la pression d'entrée d'air qui, elle, reste inchangée. Cette modélisation est aussi testée sur des données issues de parcelles voisines, labourée ou non. De ce fait, c'est autant l'effet de la fragmentation que de l'effondrement qui est mis en évidence. Néanmoins, cette modélisation reste empirique et validée sur peu de données expérimentales. De plus, l'hypothèse d'une pression d'entrée d'air inchangée lors de la reconsolidation est peu réaliste.

Plus récemment, Assouline (2006) propose une série de relations empiriques reliant la masse volumique et les propriétés hydrodynamiques décrites par les formalismes de Brooks et Corey (1964) et d' Assouline et al., (1998). Ces relations sont calées et validées avec des données de compactage mécanique et reconsolidation naturelle après labour.

Enfin, une autre approche fondée sur la rhéologie des agrégats a été récemment développée pour étudier les modifications de la structure du sol suivant les contraintes appliquées : poids propre, forces capillaires et éventuellement passage de roues d'engin (Or and Ghezzehei, 2002b; Ghezzehei and Or, 2003). L'idée est de calculer l'évolution de la distribution des tailles de pores et de la relier à la courbe de rétention. Leij et al. (2002) appliquent cette méthode pour simuler les courbes de rétention mesurées par Mapa et al. (1986). Cette approche présente l'avantage de s'appuyer sur des bases physiques mais nécessite de connaître des caractéristiques rhéologiques des agrégats assez difficiles à mesurer.

1.2.3.2 Battance

L'infiltration de l'eau à travers une croûte de battance a été à l'origine de nombreuses modélisations. Plusieurs niveaux de simplification ont été envisagés.

Le modèle le plus simple consiste à ne pas tenir compte des propriétés de la croûte, mais seulement de ses conséquences sur l'infiltration : ainsi, Morin et Benyamini (1977) suggèrent de relier l'infiltration à travers une croûte au cumul de pluie avec une équation de type Horton (décroissance exponentielle de l'infiltration avec le cumul de pluie), en calant les trois paramètres de cette équation. Cette approche permet de reproduire correctement les courbes d'infiltration mais ne décrit pas les écoulements de l'eau dans le sol, ce qui peut être utile pour connaître, par exemple, la recharge d'une nappe. De même, les paramètres doivent être calés pour chaque type de sol, de croûte et de conditions initiales (humide, sèche).

Une deuxième catégorie de modèles assimile la croûte à une membrane de fine épaisseur, environ 5 mm, et de conductivité hydraulique à saturation K_{sc} très faible ; le rapport épaisseur sur perméabilité est appelé résistance de la croûte. L'utilisation d'équations décrivant l'écoulement permet alors d'estimer la résistance ou la perméabilité à saturation par résolution inverse. Faisant l'hypothèse que la croûte est stable et saturée en eau, certains auteurs (Hillel and Gardner, 1969; Hillel and Gardner, 1970; Ahuja, 1983) utilisent des extensions de l'équation d'infiltration de Green et Ampt (1911). Philip (1998), s'appuyant sur ces travaux, conclut que l'équation de Green et Ampt n'est pas adaptée à la modélisation à travers une croûte. D'autres travaux (Ahuja, 1973; Aboujaoudé et al., 1991) supposent aussi que la croûte est saturée en eau et modélisent l'écoulement en résolvant l'équation de Richards. Aboujaoudé et al. (1991) indiquent d'ailleurs que tenir compte de la non saturation de la croûte ne change pas significativement les résultats. Ces travaux ne sont applicables qu'au cas d'une croûte qui n'évolue plus dans le temps.

Dans une troisième catégorie de modèle, la dynamique de la formation de la croûte (c'est-à-dire l'évolution de ses propriétés au cours de la pluie) est prise en compte. Farrell and Larson (1972) proposent de décrire la décroissance de la conductivité hydraulique par une fonction empirique de type exponentiel à trois paramètres ; l'infiltration est modélisée par une approche de type Green et Ampt. Moore (1981) reprend ce modèle et donne un sens physique aux paramètres de l'exponentielle qu'il relie à l'intensité de la pluie. Par la suite, Diekkrüger et Bork (1994) suggèrent que l'évolution de la conductivité dépend non seulement de l'intensité de la pluie mais aussi de son énergie cinétique cumulée. Dans leurs travaux, l'équation de Richards est utilisée pour modéliser les écoulements, et Diekkrüger et Bork (1994) supposent que seule la conductivité de la croûte évolue ; la teneur en eau à saturation et la courbe de rétention restent égales à celles du sol en place. Cette hypothèse paraissant peu réaliste au vu de la modification de la structure en surface, Baumhardt et al. (1990) proposent une formulation de l'ensemble des propriétés hydrodynamiques de la croûte et distinguent trois phases d'évolution au cours du temps. L'inconvénient de cette approche est le nombre important (cinq) de paramètres empiriques à caler.

En parallèle, depuis 1989, Mualem et Assouline développent un modèle qui s'appuie sur une relation entre la masse volumique et les propriétés hydrodynamiques du sol, relation évoquée dans le paragraphe précédent pour son application au compactage. La croûte de battance est considérée comme un milieu poreux dont la masse volumique et les propriétés hydrodynamiques changent continûment avec la profondeur et dans le temps (Mualem and Assouline, 1989; Mualem et al., 1993; Assouline and Mualem, 1997; Assouline and Mualem, 2001). **Ce modèle qui relie la structure du sol aux paramètres hydrodynamiques permet d'intégrer certains facteurs agissant sur la modification de la structure comme la teneur en eau ou la pression de l'eau** (ces facteurs étant reliés par la courbe de rétention). Dans le cas d'un sol à nappe superficielle drainée, l'humidité reste globalement élevée et varie entre la zone au-dessus du drain et celle à l'interdrain ; le modèle est théoriquement capable de prendre en compte ces conditions hydriques particulières, **il semble donc adapté au problème posé**. Le paragraphe suivant propose une description de ce modèle, notamment de la manière dont est prise en considération la pression initiale de l'eau dans le sol, ainsi que les vérifications existantes de ses conceptualisations.

1.2.3.3 Le modèle de Assouline et Mualem et ses hypothèses

Le modèle s'appuie sur des hypothèses concernant la distribution verticale de la masse volumique de la croûte de battance et sur son évolution dans le temps.

1.2.3.3.1 *Evolution de la masse volumique de la croûte avec la profondeur*

Ce modèle suppose que le principal mécanisme de formation de croûte concerné est le compactage de la surface du sol par l'impact des gouttes de pluie. Nous verrons qu'il a été validé sur des données impliquant d'autres mécanismes. L'augmentation de masse volumique du sol, $\Delta\rho(z)$ [M.L⁻³], est maximale en surface, $\Delta\rho_0$ [M.L⁻³], et diminue exponentiellement avec la profondeur z [L] :

$$\Delta\rho(z) = \Delta\rho_0 e^{-\gamma z} \quad [1]$$

Le coefficient γ [L⁻¹] est une constante caractéristique du système sol / pluie. Il détermine l'épaisseur du milieu perturbé et dépend de la profondeur atteinte par les premières particules de sol infiltrées, donc de l'infiltration en début de pluie, en général égale à l'intensité de la pluie.

L'hypothèse de la diminution exponentielle de la masse volumique a été vérifiée expérimentalement lorsque des mesures fines ont été disponibles, notamment avec les techniques de rayons X, de tomographie et de radiographie (Bresson and Moran, 1998; Fohrer et al., 1999). Ainsi, Fohrer et al. (1999), Roth (1997) et Bresson et al. (2004) ont observé une décroissance progressive de la masse volumique sur des croûtes formées dans des conditions hydriques différentes, donc faisant intervenir des mécanismes de formation différents (Figure 1.6).

Roth (1997) constate que la décroissance de la masse volumique est bien de type exponentiel dans les premières phases de formation de la croûte. Dans les phases suivantes, la masse volumique en surface se stabilise à un maximum et les fonctions de type sigmoïde sont alors plus pertinentes pour l'ajustement. D'après les mesures de Bresson et al. (2004), la courbe sigmoïdale est appropriée pour les mécanismes de type éclatement des agrégats «slaking crust» (Figure 1.6) et de type coalescence des agrégats « coalescing crust ». Pour les croûtes de remplissage « infilling crusts », les deux types de courbe présentent des résultats de qualité équivalente.

Le modèle de type sigmoïde comporte deux paramètres, ce qui lui confère un degré de liberté de plus que le modèle exponentiel pour améliorer le calage. D'ailleurs, Assouline (2004) propose aussi d'ajouter un deuxième paramètre à son modèle (un exposant à la profondeur dans l'équation [1]) pour prendre en compte cette stabilisation de la masse volumique.

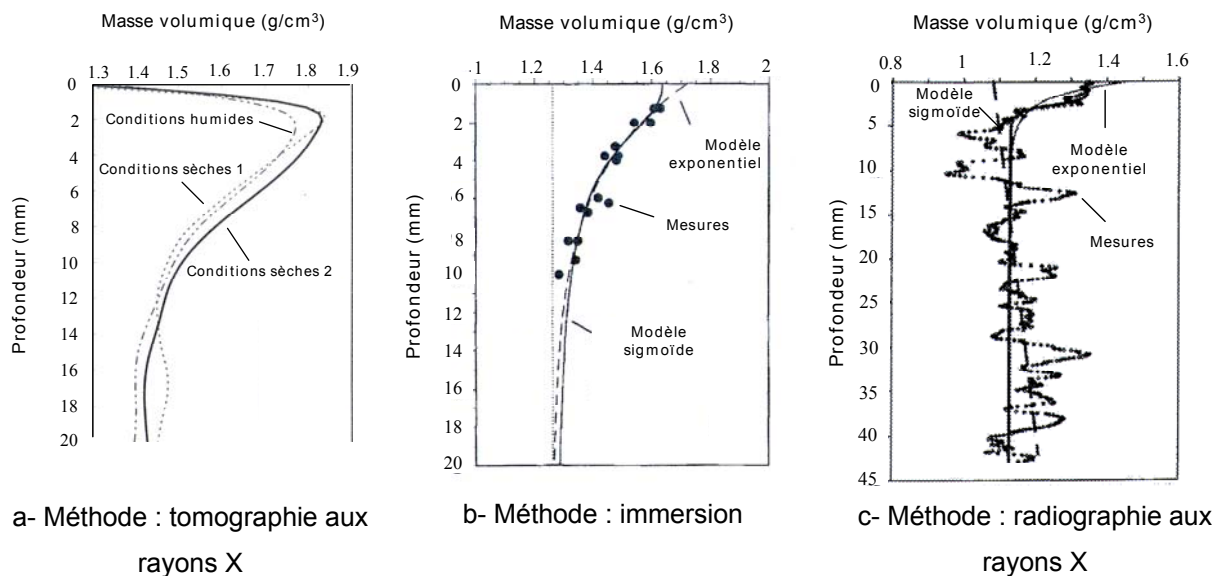


Figure 1.6. Mesures de variation de la masse volumique en surface après formation d'une croûte de battance. a- sol limoneux, Basse Saxe, Allemagne (Fohrer et al., 1999) ; b- sol sablo-limoneux, Basse Saxe, Allemagne (Roth, 1997) ; c- sol sablo-limoneux, sud-est Australie, (Bresson et al., 2004)

En conclusion, le modèle exponentiel permet de tenir compte de la décroissance progressive de la masse volumique avec la profondeur, décroissance qui est observée quel que soit le mécanisme de formation de croûte en jeu. **Toutefois, les mesures fines de masse volumique de croûte en conditions initiales très humides restent assez rares.** De plus, il existe peu de travaux permettant d'appréhender l'hétérogénéité spatiale de la croûte. Dans les travaux de Fohrer et al. (1999), la mesure est effectuée sur une surface relativement grande, ce qui masque cette variabilité. Roth (1997) procède à des mesures répétées dans l'espace mais ne prend pas en compte les gros agrégats qui jouent pourtant un rôle dans l'hétérogénéité des propriétés de la croûte.

1.2.3.3.2 Evolution de la masse volumique dans le temps :

Considérons un sol homogène nu de masse volumique initiale ρ_i exposé à une pluie. A chaque impact de goutte de pluie, la masse volumique en surface augmente de $\Delta\rho_0$ [M.L⁻³] jusqu'à un seuil de compaction maximal $\Delta\rho_{0m}$ [M.L⁻³]. Cette évolution est supposée être de type exponentiel avec le temps, t :

$$\Delta\rho_0(t) = \Delta\rho_{0m} \times (1 - e^{-\beta t}) \quad [2]$$

Le coefficient β [T⁻¹] traduit les variations moyennes de masse volumique résultant de la chute des gouttes d'eau de différentes tailles. Il s'exprime en fonction du diamètre des gouttes d_g [L] qui varie entre 0 et d_{gmax} , de la variation de masse volumique produite par l'impact des gouttes d'eau de diamètre d_g , $\Delta\rho_0(d_g)$ [M.L⁻³], et de la période d'occurrence d'une goutte de diamètre d_g , $T(d)$ [T]:

$$\beta = \frac{d_g^{-1}}{\Delta\rho_{0m}} \int_0^{d_{gmax}} \frac{\Delta\rho_0(d_g)}{T(d_g)} \delta d_g \quad [3]$$

La variation de masse volumique produite par l'impact des gouttes d'eau de diamètre d_g , $\Delta\rho_0(d_g)$ est supposée proportionnelle à l'énergie cinétique de cette goutte suivant la relation :

$$\Delta\rho_0(d_g) = [\omega \pi d_g E(d_g)] / [A \tau(\rho_i, h_i)] \quad [4]$$

où ω [M.T².L⁻⁷] est un paramètre qui représente le système pluie/sol, $E(d_g)$ [M.L².T⁻²] l'énergie cinétique d'une goutte de diamètre d_g , A [L²] la surface totale du sol, $\tau(\rho_i, h_i)$ [M.L⁻²] la résistance au cisaillement par unité de surface qui dépend de la masse volumique initiale ρ_i [M.L⁻³] et de la pression de l'eau initiale h_i [L].

Cruse et Larson (1977) ont établi une relation empirique entre cette résistance au cisaillement et les masse volumique et pression initiales :

$$\tau(\rho_i, h_i) = (58,25\rho_i - 58,87)|h_i|^{0.13} \quad [5]$$

C'est donc à travers le paramètre τ qu'apparaît l'influence de l'humidité initiale du sol via la pression capillaire. Plus cette humidité est forte, plus la pression est faible en valeur absolue donc plus la résistance de cisaillement est faible ; l'impact des gouttes provoque alors un tassement plus élevé du sol. Or, d'après la revue bibliographique sur la stabilité des agrégats à l'eau (paragraphe 1.2.1.1), cet effet est vérifié lorsque le processus d'éclatement d'agrégat ne se produit pas, donc pour des teneurs en eau initiales assez élevées. **Ce modèle est donc approprié au contexte des sols drainés dont l'humidité reste forte.**

Ce modèle d'évolution de la masse volumique dans le temps s'appuie en partie sur les observations de Tackett et Pearson (1965). Par la suite, Nishimura et al. (1993) obtiennent des résultats cohérents avec le modèle. Cependant, **aucune mesure fine de profil de masse volumique (comme l'utilisation de rayons X) n'a été effectuée pour valider cette dynamique.**

1.2.3.3 Evolution des propriétés hydrodynamiques

Mualem et Assouline (1989) ont choisi le formalisme de Brooks et Corey (1964) pour définir les relations entre propriétés hydrodynamiques et masse volumique.

$$\theta_{rel} = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} \left(\frac{h}{h_a}\right)^{-\lambda} & \text{pour } h \leq h_a \\ 1 & \text{pour } h = h_a \end{cases} \quad [6]$$

$$K(h) = K_s \times (\theta_{rel})^{2.5 + \frac{2}{\lambda}} \quad [7]$$

avec θ_{rel} le taux de saturation, θ la teneur en eau du sol [-], θ_r la teneur en eau résiduelle [-], θ_s la teneur en eau à saturation [-], h_a la pression d'entrée d'air [L], h le potentiel de pression [L], λ paramètre de forme lié à la distribution des pores [-], K_s la conductivité hydraulique à saturation [L.T⁻¹].

Les paramètres hydrodynamiques de la croûte, indicés « c », sont reliés aux paramètres du sol non perturbé et à la variation de masse volumique par les équations [8] à [12].

$$\theta_{sc}(\rho) = \theta_s - \Delta\rho(t, z) / \rho_s \quad [8]$$

$$\theta_{rc}(\rho) = \theta_r [1 + \Delta\rho(t, z) / \rho_i] \quad [9]$$

$$h_{ac}(\rho) = ah_a [1 + \Delta\rho(t, z) / \rho_i]^b \quad \text{avec } a = 0,99 \text{ et } b = 3,72 \quad [10]$$

$$\lambda_c(\rho) = \lambda - C\Delta\rho(t, z) \quad [11]$$

$$K_{sc}(\rho) = K_s \left[\frac{\theta_{sc}(\rho) - \theta_{rc}(\rho)}{\theta_s - \theta_r} \right]^{2.5} \left[\frac{h_a}{h_{ac}(\rho)} \right]^2 \left[\frac{\lambda_c(\rho)(1 - \lambda)}{\lambda\{1 - \lambda_c(\rho)\}} \right]^2 \quad [12]$$

La détermination du paramètre de structure (λ_c), fait intervenir un paramètre supplémentaire (noté C) qui doit être calé pour chaque sol.

Ce modèle a été testé sur différentes expérimentations décrites dans la littérature : infiltration à travers une croûte formée (Mualem and Assouline, 1989; Mualem et al., 1993) ou à travers une croûte en formation (Assouline and Mualem, 1997; Assouline and Mualem, 2000). Les courbes d'infiltration mesurées lors d'expérimentations sous simulateur de pluie sont correctement simulées après calage des paramètres. Ce calage est facilité par la connaissance des paramètres hydrodynamiques du sol en place et des caractéristiques de la pluie.

L'approche par système multicouche dont les propriétés varient en continu a été comparée à celle d'un système à deux couches où la croûte a des propriétés moyennes équivalentes (Assouline and Mualem, 2001). Peu de différences sont notées lors de la formation de la croûte, mais l'infiltration à travers une croûte formée présente certaines modifications ; en particulier, le temps de début de ruissellement augmente dans le cas d'une approche bi-couche. L'amplitude de ces différences dépend de l'intensité de pluie et de l'épaisseur de la croûte considérée.

Le modèle d'évolution de la masse volumique dans le temps et dans l'espace, ainsi que la relation avec les paramètres hydrodynamiques, n'ont pas, à notre connaissance, été vérifiés simultanément.

1.2.4 Conclusion

Au cours de l'année, la structure d'un sol agricole est modifiée par une série de contraintes : pratiques agricoles, climat, facteurs biologiques... Dans le contexte des sols drainés, ces changements sont d'autant plus importants que la stabilité des agrégats est amoindrie par la forte teneur en eau liée aux fluctuations de la nappe superficielle. L'effondrement de l'horizon travaillé et la formation d'une croûte de battance sont les principales causes de dégradation de la structure. A l'inverse, l'activité de la faune du sol, et en particulier les galeries de lombrics permettent une régénération partielle.

Les propriétés hydrodynamiques du sol (conductivité hydraulique, courbe de rétention) évoluent avec les changements de structure du sol. Ces modifications dépendent du type de contraintes opérant sur la structure. Par exemple, le compactage d'un sol n'a pas le même impact sur la courbe de rétention que son effondrement, même si les deux conduisent à une baisse de la masse volumique. Les processus agissent différemment sur l'agencement des pores.

Différentes modélisations ont été proposées pour déterminer l'évolution des propriétés hydrodynamiques d'un sol lors des modifications de sa structure. Ainsi, dans une série d'articles, Mualem et Assouline (1989, 1993, 1997, 2000) développent un modèle reliant masse volumique et propriétés hydrodynamiques. Cette relation a été validée par des expériences de compactage et adaptée pour les croûtes de battance. Ce dernier cas nécessite une connaissance fine de la masse volumique des premiers centimètres du sol et de son évolution au cours de la formation de la croûte. Pour décrire cette grandeur, les auteurs proposent un modèle à base physique dans lequel interviennent les caractéristiques de la pluie (intensité, énergie cinétique) et du sol (notamment pression capillaire initiale). A priori, ce modèle semble approprié à l'étude des croûtes sur sol humide, car l'influence de la teneur en eau prédite est compatible avec les processus en jeu dans ce contexte. Une telle modélisation peut alors permettre de quantifier l'influence de l'évolution de la structure superficielle sur l'infiltration et la genèse du ruissellement. **La dynamique de la structure du sol des parcelles agricoles drainées (formation de croûte de battance, effondrement de l'horizon labouré) n'a pas été spécifiquement abordée dans la littérature et doit constituer une étape préliminaire à cette modélisation.**

1.3 Approche développée

La dynamique d'affleurement de la nappe superficielle et l'évolution de la structure du sol en surface constituent deux déterminants essentiels de la genèse du ruissellement et sont susceptibles d'interagir dans le contexte des sols agricoles à nappes superficielles drainées. Néanmoins, la prise en compte conjointe de ces deux processus n'a jamais fait l'objet d'étude spécifique.

Cette interaction constitue le cœur du travail de thèse.

Le contexte agronomique de notre étude est donc celui d'un sol agricole en saison hivernale et en présence d'une nappe superficielle drainée. L'évapotranspiration est considérée comme négligeable. La surface du sol est soumise à l'impact direct des gouttes de pluie car (i) la végétation est peu développée (céréales d'hiver semées en automne), ou (ii) le sol est nu après labour ou déchaumage ; la mise en place d'interculture couvrant le sol en début d'hiver n'est pas prise en considération. Les conditions pédoclimatiques choisies correspondent à celles des plateaux limoneux du Nord Ouest de l'Europe car ces sols sont soumis à des cultures intensives et sont sensibles à la battance et à l'érosion (Le Bissonnais et al., 2002b; Le Bissonnais et al., 2005b). Une partie de leur surface est drainée par tuyaux enterrés (RGA, 2000). La Figure 1.7 présente la répartition spatiale des surfaces drainées et des sols sensibles à la formation de croûte de battance en France. L'île de France, une partie du Centre, des Pays de Loire et du Nord-Pas de Calais se situent dans le contexte de notre étude. Le Sud-Ouest présente aussi des caractéristiques proches, avec toutefois un contexte climatique différent.

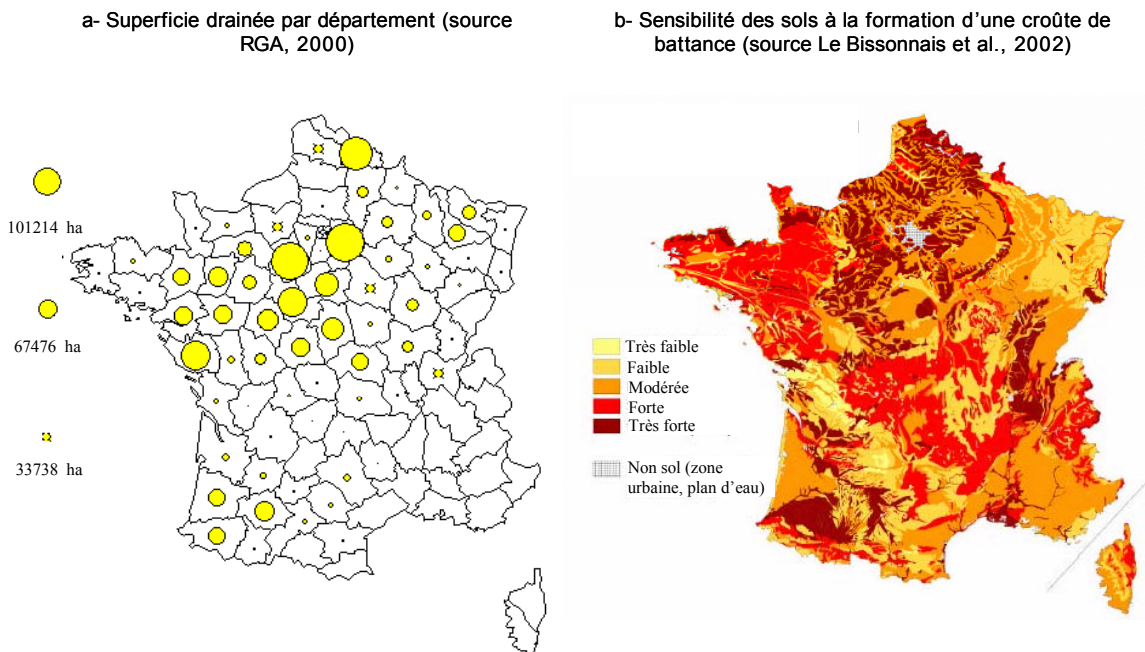


Figure 1.7. a- Surface agricole drainée par tuyaux enterrés en France ; b- Carte de la sensibilité des sols à la battance (indice prenant en compte la texture et la stabilité structurale du sol à travers des paramètres physico chimiques).

Le transfert du ruissellement ne sera pas étudié au cours de notre travail, seules les conditions influant sur la genèse du ruissellement sont abordées. De ce fait, la croûte sédimentaire formée après transport de particules par ruissellement n'est pas spécifiquement considérée, elle sera cependant prise en compte dans les observations notamment sur le site expérimental. Enfin, le compactage du sol par les roues des engins agricoles, qui constitue un facteur crucial de genèse du ruissellement, serait nécessaire à prendre en considération pour changer d'échelle mais nécessite un travail spécifique.

A partir des différentes conclusions de la synthèse bibliographique, trois axes complémentaires de recherche ont été définis :

Axe 1. Evolution de la structure de l'horizon travaillé du sol au cours d'une pluie en présence de nappe superficielle.

Dans cette partie, l'accent est mis sur les processus de dégradation de la structure reconnus comme dominants : la formation de la croûte de battance et l'effondrement. Ces processus ont été peu décrits en présence de nappes superficielles. La variabilité de la structure est étudiée sur plusieurs plans : (i) suivant la proximité du drain qui détermine en partie les conditions d'humidité (à l'interdrain, le niveau de la nappe est en moyenne plus élevé qu'au-dessus du drain, donc l'humidité est plus forte), (ii) pour une même condition d'humidité, l'étude se focalise alors sur l'hétérogénéité spatiale propre au processus étudié. Afin de contrôler au mieux les conditions initiales (structure du sol, humidité) et conditions en limites du système (caractéristiques de la pluie, profondeur de la nappe), cette étude s'appuie sur des expérimentations en laboratoire sous simulateur de pluie. Les modèles décrivant la masse volumique de la croûte en formation (Assouline and Mualem, 1997) (Equations [1] à [5]) et de l'horizon effondré (Bresson et al., 2004) sont testés. Les résultats sont présentés sous la forme d'un article soumis à Soil Science Society of America Journal.

Axe 2. Relation entre masse volumique et propriétés hydrodynamiques de la croûte.

Une approche couplée expérimentation sous simulateur de pluie et modélisation des écoulements a été privilégiée pour évaluer les propriétés hydrodynamiques de la croûte tout au long de sa formation. La croûte de battance est, à ce niveau, étudiée spécifiquement en s'affranchissant de l'effondrement de l'horizon sous-jacent, préalablement tassé, et en contrôlant au mieux les conditions initiales et les conditions à la limite. Comme pour l'axe 1, il a été tenu compte de la différence de conditions d'humidité entre la zone située au-dessus du drain et l'interdrain. Le modèle d'Assouline et Mualem (1997) reliant la masse volumique aux propriétés hydrodynamiques de la croûte (Equations [8] à [12]) est utilisé pour tester deux hypothèses : (i) la masse volumique est un indicateur pertinent de l'état de la structure pour évaluer les propriétés hydrodynamiques de la croûte (ii) les relations proposées sont adaptées aux conditions hydriques de notre étude. L'application du modèle requiert le calage d'un certain nombre de paramètres ; la méthode choisie pour ce calage (balayage de plages réalistes pour tous les paramètres) est complétée par une analyse de la sensibilité des paramètres,

des incertitudes et des corrélations à l'optimum obtenu. Là encore, les résultats sont en partie présentés sous la forme d'un article à soumettre.

Axe 3. Déterminants de la genèse du ruissellement en parcelle agricole drainée, quelle hiérarchie observée in situ et quels apports de la modélisation ?

Cette partie s'appuie sur un suivi expérimental mis en place sur une parcelle agricole drainée pour déterminer les facteurs déclenchant les épisodes de ruissellement en conditions naturelles. Les résultats de ce suivi sont présentés sous la forme d'un article publié dans *Physics and Chemistry of the Earth* (Augeard et al., 2005b). On montre également que la modélisation des écoulements permet de mieux distinguer les effets de chacun des mécanismes de genèse du ruissellement. La prise en compte de la modification de la structure nécessite cependant des simplifications par rapport aux échelles d'investigation très fines des deux axes précédents. Cette modélisation est ensuite appliquée comme outil d'investigation numérique des conditions de genèse de ruissellement dans une gamme plus élargie de pluies et de conditions initiales.

Notons que l'étude de l'évolution des propriétés hydrodynamiques lors de l'effondrement n'a pas pu être abordée dans le cadre de ce travail ; en effet, elle nécessiterait des expérimentations spécifiques pour analyser la complexité de la dynamique d'effondrement et les effets sur la connectivité des pores. La modélisation des écoulements dans l'horizon effondré s'appuiera donc sur données issues de la littérature.

Les dispositifs expérimentaux mis en place au laboratoire, l'instrumentation de la parcelle agricole drainée sur le bassin versant de Mèlarchez ainsi que les méthodologies d'analyse de données utilisées sont décrites dans chacun des articles constituant le chapitre 2, et une partie des chapitres 3 et 4.

	Axe 1	Axe 2	Axe 3
Processus étudiés	Croûte Effondrement	Croûte	Croûte Effondrement Nappe superficielle
Méthodologie	Simulation de pluie Sol remanié, « grand bac »	Simulation de pluie Sol remanié, « petit bac »	Pluies naturelles Parcelle expérimentale
Objectif	Evolution de la structure du sol	Propriétés hydrodynamiques	Quel processus ruisselant, quelle modélisation ?
Modélisation	Modèle de profil vertical de masse volumique	Code résolvant Richards 1D avec propriétés de la croûte reliées à la masse volumique	Logiciel Hydrus 2D résolvant Richards 2D propriétés homogènes de la croûte
Echelle	cm – mm – μ m	dm, cm	m

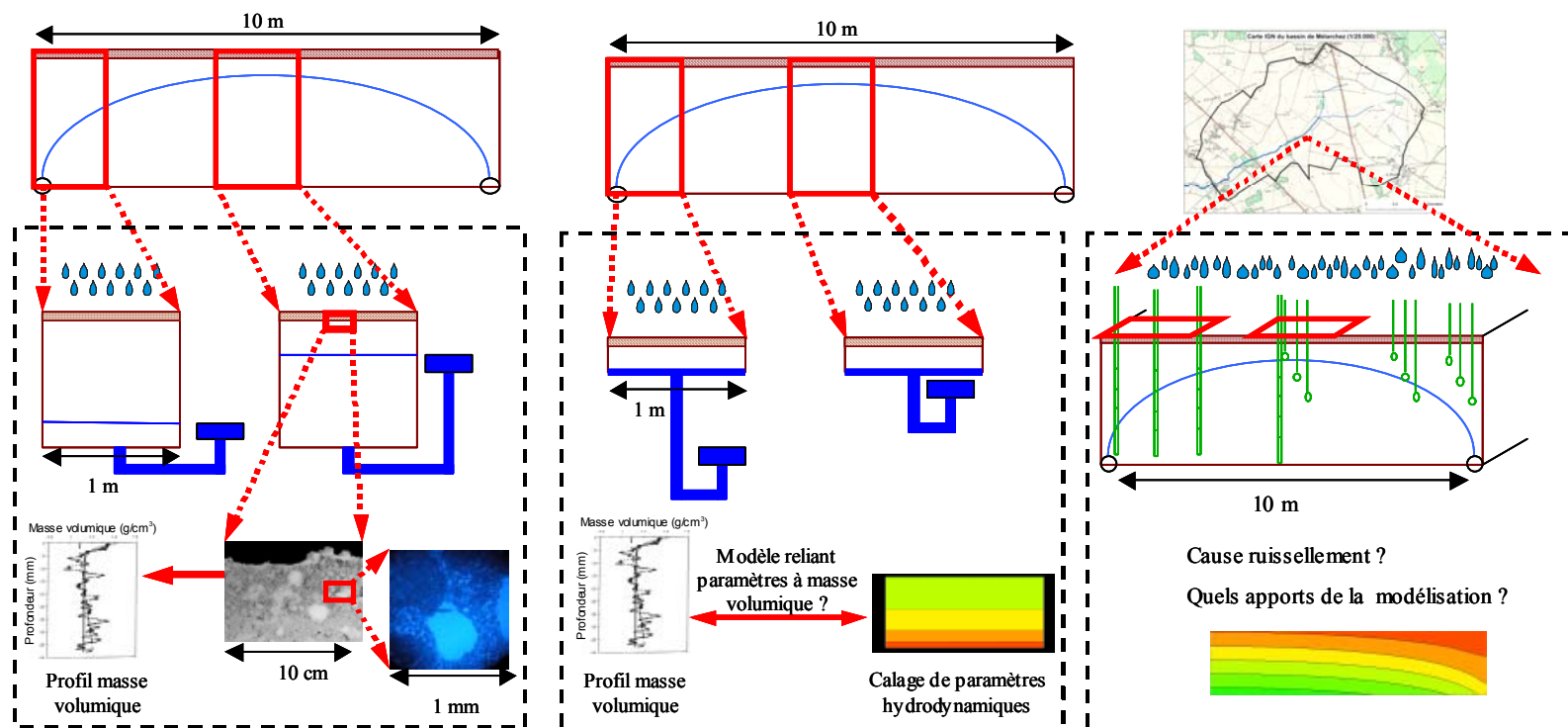


Figure 1.8. Les trois axes développés

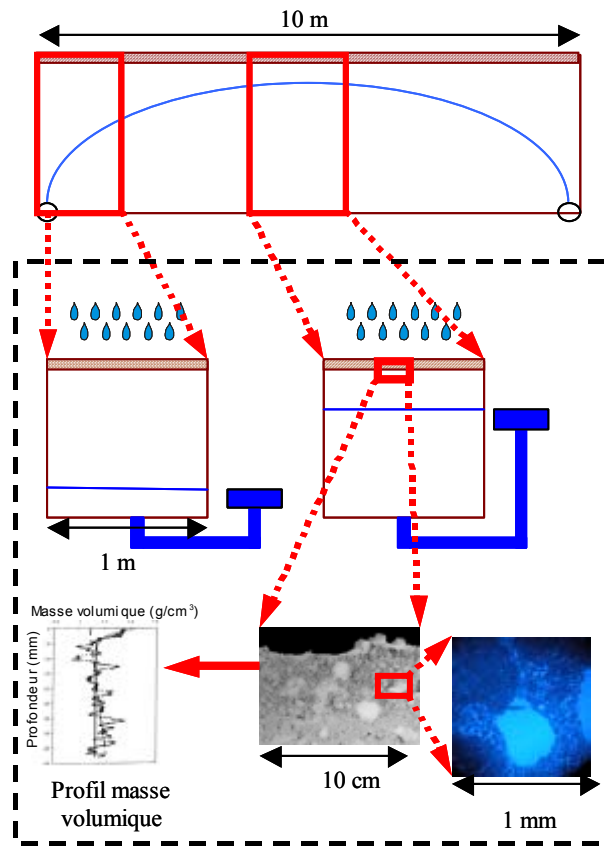
Chapitre 2

2 Evolution de la structure de l'horizon travaillé du sol au cours d'une pluie en présence de nappe superficielle

Les expérimentations présentées dans ce chapitre visent à reproduire l'évolution de la structure de l'horizon travaillé au cours d'une pluie, en conditions d'humidité similaires à celles d'une parcelle drainée. Un massif reconstitué de sol limoneux de faible stabilité structurale (sol du Pays de Caux) a été soumis à des pluies simulées en laboratoire de différentes durées et intensités. Deux hauteurs initiales de nappe sont imposées au massif (Figure 2.1) afin de représenter les conditions proches du drain (nappe basse) et à l'interdrain (nappe haute).

La modification de la structure du sol est analysée à partir d'observations au microscope, de profils de macroporosité, obtenus par analyse d'image, et de profils de masse volumique mesurés par radiographie aux rayons X (technique présentée en annexe 2). La modélisation de l'évolution de la masse volumique en surface proposée par Assouline (1997) est pertinente pour simuler la dynamique de formation de la croûte observée. Celle-ci s'accompagne d'un effondrement de l'horizon sous-jacent, qui se traduit par une augmentation linéaire de la masse volumique avec la profondeur. Malgré la forte variabilité dans les observations, il semble que ces deux processus conduisent à une modification plus marquée de la structure du sol en condition de nappe haute qu'en condition de nappe basse.

2.1	Introduction	58
2.2	Materials and methods	59
2.2.1	Experimental Device	59
2.2.2	Bulk Density Estimates	62
2.2.3	Macroporosity and Microporosity Estimates	62
2.2.4	Modeling	62
2.2.5	Model Calibration and Statistical Methods	63
2.3	Results	64
2.3.1	Respective Roles of Slumping and Sealing According to Initial Water Table Depth and Rainfall Duration	64
2.3.2	Temporal Dynamics of Seal Formation:	67
2.3.3	Microscopic Analysis of Soil Thin Sections and Microvoid Index Profile	69
2.4	Discussion	73
2.5	Summary and Conclusion	75
2.6	Conclusion du chapitre 2	74



a



b



c

Figure 2.1.a- Synthèse schématique de la méthodologie du chapitre 2 ; b- Bac expérimental lors d'une simulation de pluie ; c- Etat de surface du sol initial et dispositif de collecte du ruissellement.

Dynamics of Seedbed Bulk Density: Role of Rainfall and Water Table Depth.

(Article soumis à Soil Science Society of America Journal)

Augeard, B.^{a*}, Bresson, L.M.^b, Assouline S.^c, Gascuel C.^d, Kao, C.^a, Vauclin, M.^e

^aUR Cemagref "Hydrosystèmes et Bioprocédés", BP 44, 92163 Antony cedex, France

Tel.: +33-140966260; fax: +33-140966270. E-mail address: benedicte.augeard@cemagref.fr

^bUMR INRA/INAPG "Environnement et Grandes Cultures", 78850 Thiverval-Grignon, France

^cThe Institut of Soil, Water and Environmental Sciences, Volcani Center, A.R.O., P.O.B. 6, Bet-Dagan 50250 Israël.

^dUMR INRA/ENSAR "Sol Agronomie Spatialisation", 65 Route de Saint Brieuc CS 8421535042 Rennes Cedex, France.

Tel. (33) 2 23 48 52 27 - Fax (33) 2 23 48 54 30

^e"Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement" (LTHE), UMR 5564 (CNRS, INPG, IRD, UJF), BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France.

Abstract

Soil bulk density profiles combined with thin section analysis have been suggested to assess the structural seedbed degradation caused by simulated rainfall. We investigated the effects of two initial water table elevations, inducing two relatively high water content conditions on surface sealing and slumping of the seedbed and tested a bulk density evolution model. Bulk density depth profiles of a loamy soil were generated using calibrated X radiography of impregnated soil slices for two initial water table depths (30 and 70 cm) and three rainfall durations (15, 30, 40 min each at a constant rate of 30 mm/h). Macroporosity measurements by image analysis and thin section observations provided further information to describe the processes involved. Results confirm that seal must be regarded as a non-uniform layer. Two main sealing processes were observed: infilling of eroded fine particles in interaggregate voids and compaction of the packed voids. Below the seal, the seedbed exhibited a loss of its original granular structure by coalescence and welding of aggregates into larger units. A combined model of sealing (exponential decrease of bulk density with depth) and slumping (linear increase of bulk density with depth) adequately reproduced the bulk density profiles. Despite fitted parameters showing a high variability between samples, some trends may be detected: for the highest initial water table elevation and water content conditions, the sealing and the slumping processes led to higher bulk density. The change in bulk density at the soil surface increased with rainfall duration according to the tested model. After 40 min of rainfall, this value seemed to stabilize at 0.3 g/cm³ for low water table condition whereas it was still increasing in high water table conditions (beyond 0.5 g/cm³). Variations of seal thickness, slumping effect and change of bulk density at the soil surface between high and low initial water table conditions are discussed in terms of measurement method and soil physical properties.

Abbreviations: ANOVA, analysis of variance; HWT, high water table; LWT, low water table; RMSE, root mean square error; SD, standard deviation; UV, ultraviolet.

2.1 Introduction

Soil surface sealing caused by rainfall impact strongly controls infiltration into most bare soils and influences surface runoff and soil erosion. Over the last decades, a large number of experimental studies have investigated the decrease in surface hydraulic conductivity with rainfall and the influence of various factors on surface sealing (see the recent review of Assouline, 2004). The processes involved in seal formation (disruption of near surface aggregates, slaking, dispersion, compaction by the impact of raindrop, infilling of underlying pores by fine particles, settling of fine particles carried in suspension by runoff...) have been studied using various micromorphological techniques such as thin section observations (McIntyre, 1958b; Bresson and Cadot, 1992; Kwaad and Mùcher, 1994), scanning electron microscope (Chen et al., 1980; Onofiok and Singer, 1984; Tarchitzky et al., 1984; Wakindiki and Ben-Hur, 2002), image analysis (Rousseva et al., 2002; Fox et al., 2004), X-ray radiography (Roulier et al., 2002; Bresson et al., 2004) or X-ray tomography (Fohrer et al., 1999).

Structural change during a rainfall event is not restricted to the soil surface but can also affect the underlying layer which may collapse on wetting (Gusli et al., 1994; Kwaad and Mùcher, 1994; Bresson and Moran, 1995). Resulting compaction, called “slumping” (Mullins et al., 1990), is caused by processes similar to those involved in sealing except that overburden pressure dominates rather than rainfall kinetic energy (Bresson and Moran, 2003). In fine seedbed, small solid particles agglomerate due to matrix suction whereas coarse seedbed exhibits a coalescence of aggregates under plastic conditions partly induced by overburden pressure and enhanced by microcracking and partial slaking (Mullins and Panayiotopoulos, 1984; Or and Ghezzehei, 2002a; Bresson and Moran, 2003).

Infiltration rate and initial soil water content have been shown to control the mechanisms involved in surface sealing and in slumping. At the soil surface, prewetted aggregates are prone to partial abrasion or microerosion rather than total disruption (Bresson and Cadot, 1992; Le Bissonnais, 1996). In the underlying layer, coalescence occurs mainly under slow wetting whereas fast wetting leads to physical dispersion and aggregate breakdown (Bresson and Moran, 2003). However, few studies dealing with quantification of both seal and slumping effects have been published even in the case of high water content conditions where the slumping effect is expected to play a significant role.

Further, several conceptual or empirical models have been proposed to simulate the effects of seal formation on infiltration. Often these models assumed the seal to be a thin uniform layer (Hillel and Gardner, 1969; Ahuja, 1973; Morin et al., 1981; Vandervaere et al., 1998; Corradini et al., 2000) with possible changes in its properties during rainy events (Farell and Larson, 1972; Baumhardt et al., 1990; Kutilek, 2003; Issa et al., 2004). On the contrary, Assouline and Mualem (1997) considered the seal as a non-uniform disturbed layer with continuous changes in physical properties with depth. They suggested a relation between rainfall characteristics and bulk density profile dynamics, from which hydraulic properties were derived. The corresponding infiltration model was calibrated and validated against data from Morin et al. (1981) and Baumhardt et al. (1990) and it was found to perform well for a wide range of soil and rainfall conditions. To include the structural change of the whole soil profile, Bresson et al. (2004) proposed a more complex model that took into account slumping effect.

Recently, experimental data became available to verify whether structural seals do present bulk density distribution as stated in the model (Roth, 1997; Fohrer et al., 1999; Bresson et al., 2004). Scarcer experimental evidence exists when the dynamic changes of bulk density during rainfall are considered (Tackett and Pearson, 1965; Boiffin, 1984). However, it seems to support the trend suggested by Assouline and Mualem (1997). To assess all these modeling approaches, precise measurements of bulk density profiles are required.

This paper focuses on the effect of initial, relatively high soil water content conditions on the dynamics of sealing and slumping processes during simulated rainfall experiments. Supplementing the study of Bresson et al. (2004), an attempt was made to measure seal bulk density and microporosity (pore size <100 μm) depth distribution in order to (1) study the effect of initial conditions, (2) obtain new insights into the dynamics of the sealing and slumping processes involved and (3) test recent modeling hypotheses (Bresson et al., 2004). Thin section observations were used to characterize the changes in microstructure. The emphasis was placed on the dynamics of structural changes during the rainfall, taking into account the spatial variability of the seal by replicating the measurements.

2.2 Materials and methods

2.2.1 Experimental Device

Soil material was sampled at 0.11 g g^{-1} water content from the top 30 cm of the Ap horizon of a silt loam, mixed, mesic, typic Hapludalf formed on loess deposit in the western part of the Paris Basin, and maintained at the sampling water content at 4°C. The main physical and chemical data are given in Table 2.1.

Table 2.1. Selected physical and chemical properties of the soil studied (Leguedois, 2003).

	clay 0-2 μm	fine silt 2-20 μm	coarse silt 20-50 μm	fine sand 50-200 μm	coarse sand 200-2000 μm	organic carbon	pH	CEC (cmol kg^{-1})
	(g kg^{-1})							
silt loam	112	147	449	287	5	20	7.5	10.5

The soil was passed through a 2-cm sieve and packed in a 80 x 40 x 90 cm tank, then subjected to five drying and wetting cycles in order to stabilize its structure. Undisturbed cores were collected at the end of the whole experiment to measure the dry bulk density, ρ . The average value ($\rho = 1.4 \text{ g cm}^{-3}$) was considered to be representative of a no-tilled subsurface horizon.

The tank was set at a 1% slope. A perforated board overlaid by a sheet of geo-textile was installed 5 cm above the bottom of the tank to allow a good water connection with an overflow measurement device so that the initial water table elevation could be accurately controlled. Surface runoff and drained flow were collected and measured by tipping bucket gauges. Monitoring of the soil

water pressure head was achieved by two series of 9 tensiometers horizontally inserted at different depths (5, 15, 25, 35, 45, 55, 65, 75 and 85 cm). A schematic representation of the experimental device is given in Figure 2.2.

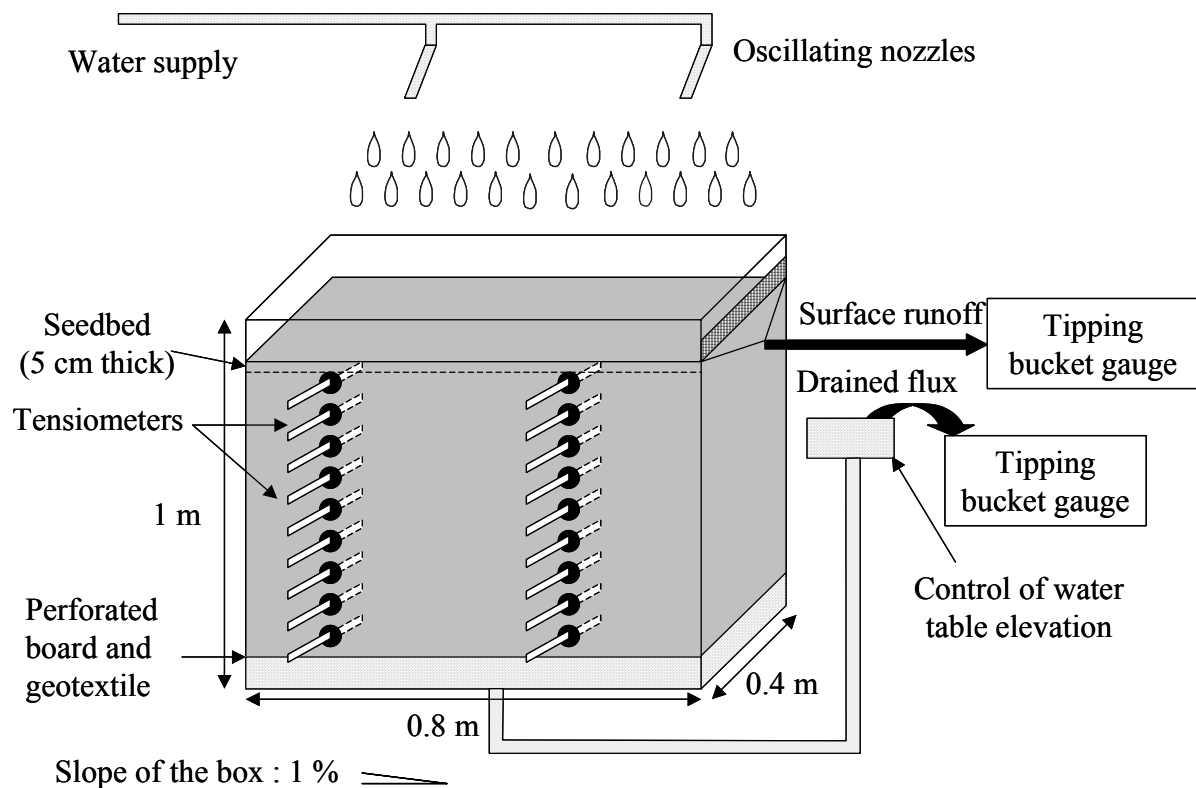


Figure 2.2. Schematic representation of the experimental device

At the beginning of each experiment, a top 5 cm layer was gently packed up to about a bulk density of 1.0 g cm^{-3} to simulate a freshly prepared seedbed. The added surface layer was wetted by capillary rise under zero suction at the bottom of this layer and the water table was brought down to its initial depth. At the end of the experiment, this layer was removed and replaced by a new one.

Initial soil water content conditions were imposed by the position of the water table relative to the soil surface. Two initial depths were considered: 70 cm (low water table, LWT) and 30 cm (high water table, HWT) below the soil surface. Volumetric water contents of the corresponding surface aggregates measured on 10 aggregates using the paraffin method (Klute and Dirksen, 1986) were respectively $0.17 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ and $0.22 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ with a standard deviation of $\text{SD}=0.04 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. They were significantly different at the 0.05 probability level (T test).

The rainfall simulation device consisted in oscillating nozzles suspended 5.3 m above the tank and used stored natural rainwater with different water pressures of the nozzles (p_n) (Leguedois, 2003). For each initial condition, two consecutive simulated rainfalls of different durations (T) and intensities (r) were applied: $r = 30.5 \text{ mm/h}$ (standard deviation $\text{SD} = 1.6 \text{ mm/h}$) during $T = 40 \text{ min}$ ($p_n = 1.4 \cdot 10^5 \text{ Pa}$) and $r = 7.2 \text{ mm/h}$ ($\text{SD} = 0.3 \text{ mm/h}$) during $T = 180 \text{ min}$ ($p_n=2.0 \cdot 10^5 \text{ Pa}$) (Table 2.2). Between the two rainfalls, we waited several hours so that the water table could stabilize back to its previous initial position, as it was checked by tensiometer readings.

Table 2.2. Characteristics of simulated rainfalls for the different experimental conditions.

Initial conditions	High Water Table (HWT)			Low Water Table (LWT)		
Stage of seal formation	HWT 1	HWT 2	HWT 3	LWT 1	LWT 2	LWT 3
Rainfall 1 (30 mm/h)†	15 min	30 min	40 min	15 min	30 min	40 min
Rainfall 2 (7 mm/h)	180 min	180 min	180 min	180 min	180 min	180 min

† at T=15 min and 30 min, one and two thirds of the soil surface were shielded from rain, respectively.

The high-intensity rainfall was used to generate a structural seal on the soil surface. The low-intensity rainfall was applied to quantify infiltration through the generated seal but this part of the study is not presented here. The raindrop sizes of the low intensity rainfall being much smaller, it was assumed that the corresponding kinetic energy was too small to disturb the structure of the soil surface. However the structure of the subsurface horizon could be affected by this period of high water content. Indeed, during the two rain events, the water table rose to the soil surface, generating surface runoff. The period of seedbed saturation was longer during the low-intensity rainfall (2 hours). For the high-intensity rainfall, the saturation occurred in the last 25 min of the event only in HWT conditions (Figure 2.3)

To obtain different seal formation stages, one third of the soil surface was shielded from rain after 15 min then another third after 30 min of the high-intensity rainfall.

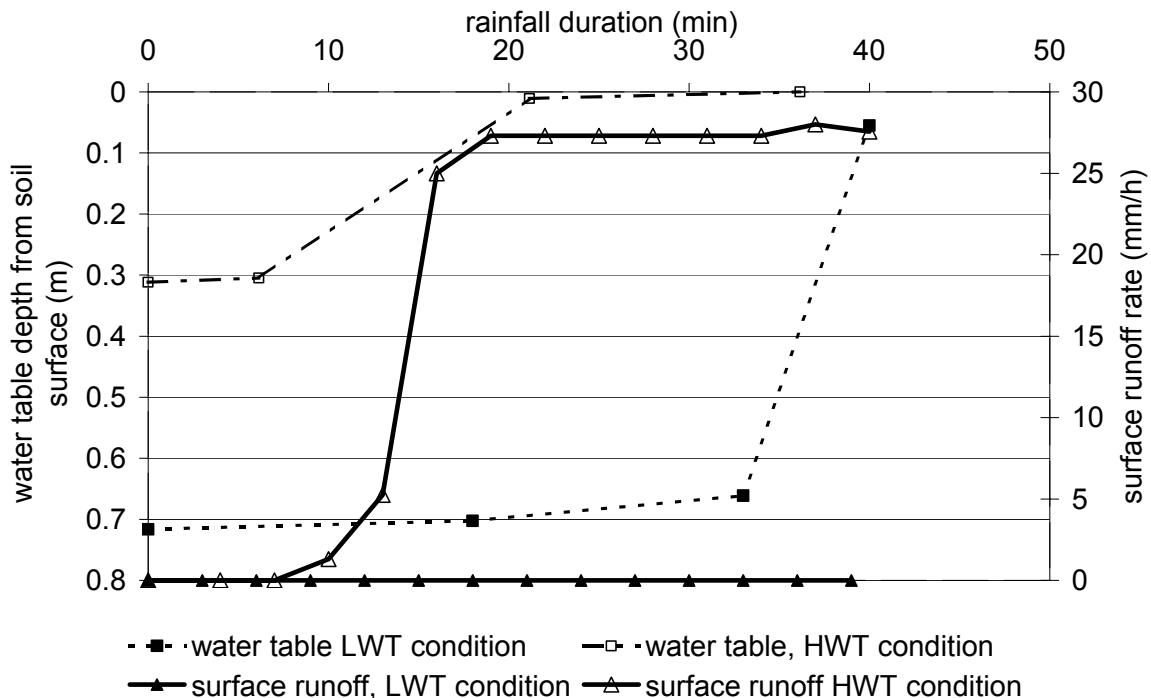


Figure 2.3. Surface runoff and water table depth measured during the high-intensity rainfall experiment (30 mm/h).

Following rainfall applications, undisturbed soil surface samples were taken at the three stages of sealing using a 8 x 5 x 5 cm box (2 replicates per stage). Samples were air-dried and

impregnated by polystyrene resin in which a blue ultraviolet fluorescent dye was incorporated. Three vertical 5 mm thick slices were prepared from each sample, so that intra- sample and inter-sample variability could be assessed. One thin section per experimental condition was prepared and observed using a stereomicroscope under UV light.

2.2.2 Bulk Density Estimates

Bulk density profiles of the slices were obtained by X radiography. The X-ray generator device was described in Bresson et al. (2004). Films were digitized on a scanner with a pixel size of 45 μm . Bulk density images were generated using the calibration procedure presented in Bresson and Moran (1998). To calculate the bulk density profile, surface roughness was taken into account by generating equidistant lines from the soil surface which were smoothed by linearization with depth (morphological distance function of the software Visilog by NOESIS, Les Ulis, France). The resulting average bulk density along every line formed the bulk density distribution with depth.

2.2.3 Macroporosity and Microporosity Estimates

Both faces of every slice were photographed under ultraviolet illumination using a digital video-camera (pixel size: 0.1 mm). This image was then turned into a binary representation of macropores using the two-step segmentation procedure suggested by Moran and McBratney (1992). Then, the macroporosity depth distribution was generated with the same procedure as the bulk density one.

Microporosity (pore size < 0.1 mm) profiles were determined using the difference between the mean macroporosity of both faces of each slice and the total porosity derived from the bulk density measurement of the same slice assuming that the soil particle mean density was equal to 2.65 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Bulk density measurement (resolution 0.045 mm) was linearly interpolated to reach the same resolution as the macroporosity one (0.1 mm). As the dimensions of macroporosity (2 D) and total porosity (3 D) measurements are different, the analysis of microporosity was only qualitative. Moreover, to make the comparison of densification degree, void index (ratio between void volume and solid volume) instead of porosity was used.

2.2.4 Modeling

Following Mualem and Assouline (1989), the bulk density within the disturbed zone, $\rho_c(r,z,t)$ was assumed to change with time, t [T], and depth, z [L] below the soil surface, and rainfall intensity r [L T^{-1}] according to:

$$\rho_c(r,z,t) = \rho_i + \Delta\rho_0(r,t)e^{-\gamma(r)z} \quad [13]$$

where ρ_i [M L^{-3}] is the initial bulk density, $\Delta\rho_0(r,t)$ [M L^{-3}] is the increase in bulk density at the soil surface, and γ [L^{-1}] is a characteristic parameter of the soil-rainfall interaction which depends on

rainfall intensity. The modeled seal thickness d_c was estimated from Eq. [13] by considering $\Delta\rho_c = \rho_c - \rho_i$ equal to 10^{-3} of $\Delta\rho_0$. Besides, the observed seal thickness d_{obs} was defined as the depth below the soil surface where the measured bulk density was minimum. According to Assouline (2004), it is possible to express the observable seal thickness d_{obs} as a function of the parameters of Eq. [13] and the measurement resolution, ε [-]:

$$d_{obs} = -1/\gamma \ln[\varepsilon \rho_i / \Delta\rho_0(r, t)] \quad [14]$$

Indeed, the resolution of the bulk density measurements determines the minimal observable change in bulk density. The higher resolution, the earlier the seal layer is observable during its formation.

During the dynamic phase of the developing seal, the surface bulk density varies according to:

$$\Delta\rho_0(r, t) = \Delta\rho_{0m} (1 - e^{-\beta(r)t}) \quad [15]$$

where $\Delta\rho_{0m}(r, t)$ [$M L^{-3}$] is the maximal increase in bulk density which depends on soil characteristics and β [T^{-1}] is a soil-rainfall parameter which is a function of rainfall intensity.

Roth (1997) showed that the exponential decay function (Eq. [13]) seems to adequately reflect the earlier stage of seal formation whereas a sigmoidal function could be more appropriate for the later stages. Bresson et al. (2004) suggested that the bulk density profiles depend not only on the soil material characteristics but also on the processes involved in seal formation: for the slaking and the coalescing seals, the sigmoidal function better described the bulk density profile, while for the infilling seals, both models (exponential and sigmoidal) were found to fit the data correctly. It should be noted that the exponential function in Eq. [13] can also represent the shape of a sigmoidal distribution when a power function of depth z is considered as the independent variable (Assouline, 2004).

To account for slumping, Bresson et al. (2004) suggested modifying Eq. [13] by adding a linear term with z :

$$\rho_c(r, z, t) = \rho_i + \Delta\rho_0(r, t)e^{-\gamma(r)z} + mz \quad [16]$$

where m [$M L^{-4}$] is the coefficient of linearity.

2.2.5 Model Calibration and Statistical Methods

The four parameters of Eq. [16] (ρ_i , $\Delta\rho_0$, γ , m) were fitted using a single procedure (non linear least mean square errors with Gauss-Newton method). The goodness of the fit was evaluated by the fit error made on each parameter estimate calculated with the regression procedure and the root mean square error (RMSE), defined as:

$$RMSE = \sqrt{\sum_i \frac{(\rho_c(z_i) - \rho_{mes}(z_i))^2}{n_{mes}}} = \sqrt{\sum_i \frac{\rho_{res}(z_i)^2}{n_{mes}}} \quad [17]$$

where ρ_{mes} [$M L^{-3}$] is the measured bulk density, n_{mes} the number of measurements and ρ_{res} [$M L^{-3}$] the residue.

As the bulk density profiles may exhibit some autocorrelated variations, we calculated the experimental semivariogram $\nu(d)$ of the residues ρ_{res} defined as:

$$\nu(d) = \frac{\text{var}(\rho_{res}(z) - \rho_{res}(z + d))}{2} \quad [18]$$

where $\nu(d)$ [$M^2 L^{-6}$] is the value of the semivariogram at lag d [L]. When it can be defined, the range d_i corresponds to the lag beyond which the semivariogram presents fluctuations around a constant value equal to the variance of the residues.

T-test and two-factor analysis of variance (ANOVA) were used to assess the significance of the difference between the results corresponding to the two initial conditions (LWT and HWT) and the three stages of seal formation.

2.3 Results

2.3.1 Respective Roles of Slumping and Sealing According to Initial Water Table Depth and Rainfall Duration

Figure 2.4 shows a typical measured bulk density profile and the corresponding fitted model (Eq. [16]). Statistics of the fitted model parameters are presented in Table 2.3 for the 6 replicates (2 samples and 3 slices per sample) of each experimental condition.

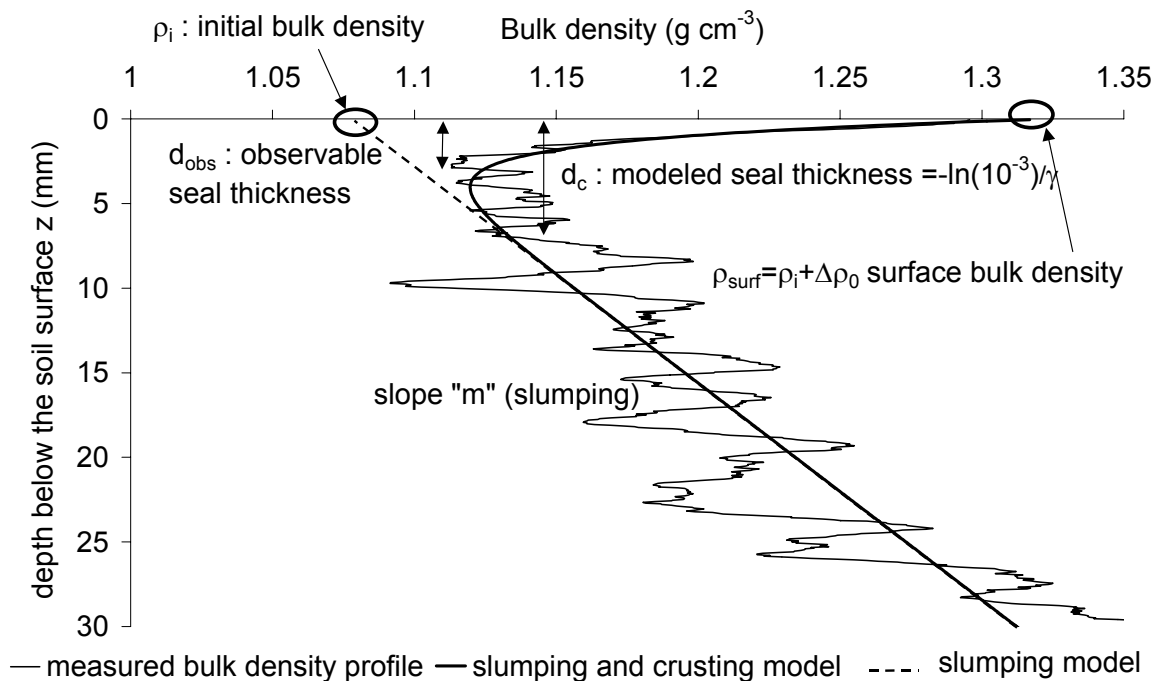


Figure 2.4. Example of a measured bulk density profile (initial condition: Low Water Table and 40 min of rainfall duration) and the corresponding fitted model accounting for sealing and slumping processes. The parameters of the model (ρ_i , $\Delta\rho_0$, γ , m) and the modeled and observable seal thicknesses (d_c and d_{obs}) are schematically reported.

The RMSE values were similar to those found in previous experiments (Bresson et al., 2004). Eq. [16] represents a good description of the general trend of bulk density evolution with depth, even in our particular condition of high water content. In HWT conditions (especially “HWT 2”), higher RMSE values were due to large macropores and coarse aggregates present below the soil surface of some samples. Accordingly, ANOVA results indicate that the accuracy of the fit is significantly influenced by initial water table depth (Table 2.4, $P < 0.05$).

Table 2.3. Mean values (six replicates) and standard deviation (SD) of the observable thickness, the fitted parameters of the bulk density model (Eq. [16]) and the RMSE (root mean square error) of the fitting for the two initial conditions and the three stages of seal formation.

Initial conditions	Low Water Table LWT			High Water Table HWT		
Stage of seal formation	LWT 1	LWT 2	LWT 3	HWT 1	HWT 2	HWT 3
d_{obs} (mm)	2.546	3.380	3.340	3.196	4.704	5.067
SD	0.776	1.402	1.197	1.574	1.505	1.777
ρ_i ($g\ cm^{-3}$)	1.112	1.016	1.108	1.094	1.012	1.283**
SD	0.107	0.137	0.127	0.077	0.079	0.070
$\Delta\rho$ ($g\ cm^{-3}$)	0.185	0.311	0.281	0.258	0.425	0.496†
SD	0.033	0.034	0.121	0.122	0.113	0.107
γ (mm^{-1})	0.897	0.623	0.679	0.827	0.360	0.468
SD	0.439	0.431	0.447	0.452	0.137	0.446
d_c (mm)	9.968	15.235	12.451	9.510	21.521	20.289
SD	5.844	9.033	6.760	4.993	3.902	8.205
m ($10^{-2}g\ cm^{-3}\ mm^{-1}$)	1.156	1.558	0.984	1.637	1.943	1.961
SD	0.286	0.351	0.316	0.252	0.303	0.293
RMSE ($g\ cm^{-3}$)	0.038	0.047	0.038	0.059	0.087	0.053
SD	0.015	0.016	0.019	0.019	0.018	0.016

** significantly different from other initial bulk densities at the 0.01 probability level (T test)

† calculated using the mean initial bulk density of HWT 2 and HWT 3

The standard deviations for all fitted parameters were more than 10 times higher than the fit error calculated with the regression procedure (not presented here). Therefore, only standard deviations between replicates were used to assess the significance of differences between experimental conditions.

Table 2.4. P values of the Fisher test resulting from the two-factor analysis of variance (ANOVA) of the observable thickness, the fitted parameters of the bulk density model (Eq. [4]), the root mean square error of the fitting (RMSE) and the range, d_i , of the semivariogram $\nu(d)$ (Eq. [6]) for the rainfall durations (15-30-40 min) and initial conditions (low and high water table). If $P < 0.05$, the factor has a significant effect, the value is in bold type.

ANOVA Factors	P value of the Fisher test						
	d_{obs}	ρ_i	$\Delta\rho_0$	$d_c = -\ln(10^{-3})/\gamma$	m	RMSE	d_i
rainfall duration	0.0271	0.167	8.67 10⁻⁵	0.0490	0.705	0.885	0.514
initial water table depth	0.0151	0.240	1.11 10⁻⁴	0.116	0.00220	0.0107	0.128

Modeled initial bulk densities were similar for all experimental conditions except for HWT 3 where the value was significantly higher according to the T-test. As observed in the thin section analysis, samples “HWT 3” presented a strong collapse which may explain why the bulk density profile did not show an intercept equal to the initial bulk density. The mean of initial bulk densities of the other samples (“HWT 1” and “HWT 2”) was used for these samples. Besides, according to the ANOVA test, neither rainfall duration nor initial water table depth were significant factors to explain the initial bulk density variability (Table 2.4).

Rainfall duration affects mainly $\Delta\rho_0$, d_{obs} and d_c which are related to the seal formation. They increase with rainfall duration, but the difference is more significant for $\Delta\rho_0$ ($P < 0.001$) than for d_{obs} and d_c ($P < 0.05$). The values of m were not significantly different for the three rainfall durations ($P > 0.05$). This means that the kinetic energy of the simulated rainfall influenced the seal formation but not the slumping process on our experiment.

Initial water table depth significantly affected the parameters of both seal formation ($\Delta\rho_0$ and d_{obs}) and slumping (m) (Table 2.4). The high water table elevation condition (HWT) led to a greater slope of the slumping model, a thicker observed seal and a higher increase in surface bulk density. In all stages of the seal formation, the mean modeled seal thickness d_c in LWT condition was smaller than in HWT condition but the difference was not significant ($P > 0.05$).

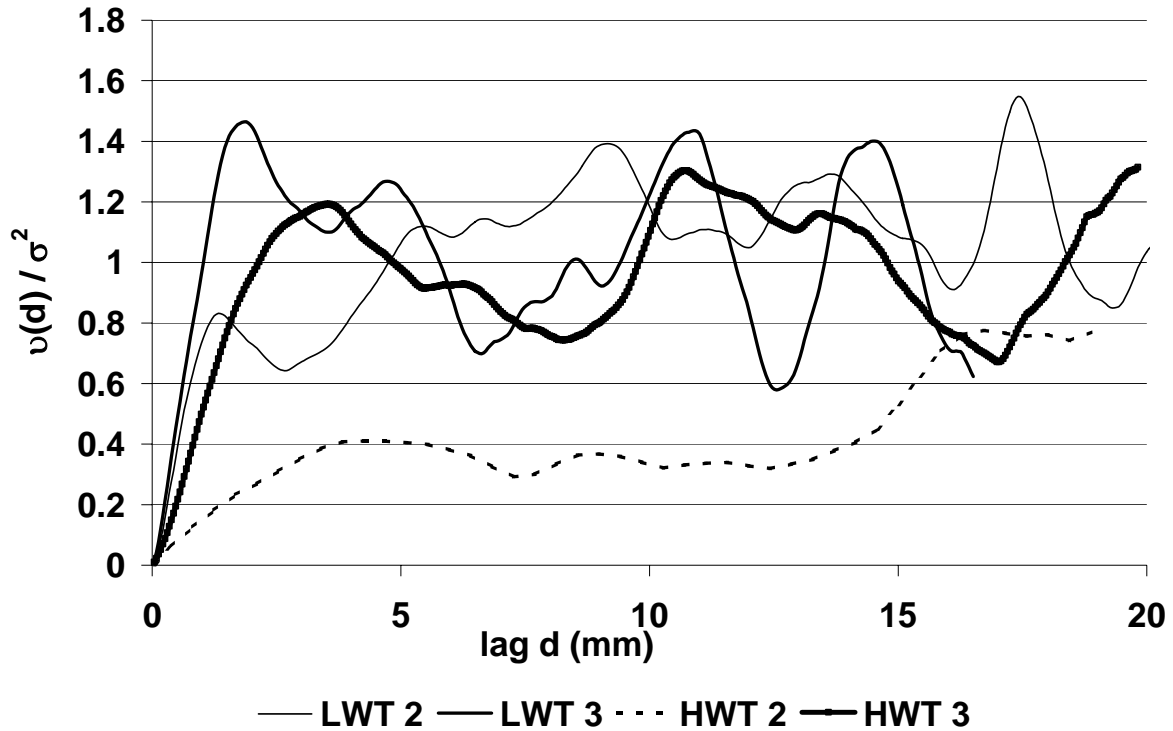


Figure 2.5. Dimensionless semivariogram of the residues for a selection of experimental conditions. σ^2 is the variance of the residues. HWT and LWT is for high and low water table conditions. The stages 2 and 3 correspond to 30 and 40 min of the 30 mm/h rainfall. The HWT 2 semivariogram (broken line) presents no range.

The bulk density profiles present some autocorrelated variations related to the presence of coarse aggregates and large macropores. The ranges d_i of the semivariogram were calculated for 29 profiles. The variograms of 6 profiles did not present any stabilization around the variance of the residues. Figure 2.5 gives a selection of semivariograms. One of them (HWT 2 condition) do not reach the value of the variance certainly because the size of the measured profile is not large enough. Variations of the range values (mean 3.3 mm and SD= 1.5 mm) do not refer to the experimental conditions: rainfall duration or initial water table elevation were not significant factors to explain the variability of d_i according to the ANOVA test ($P > 0.05$, Table 2.4). The range is probably related to a mean size of aggregates which is not influenced by the slumping process.

2.3.2 Temporal Dynamics of Seal Formation

The evolution of $\Delta\rho_0$ as a function of the high-intensity rainfall duration is given in Figure 2.6 for the LWT and HWT conditions. The fitted parameters of the model (Eq. [15]) and the standard errors calculated with the regression procedure are presented in Table 2.5. Despite a high variability, the average $\Delta\rho_0$ evolution was in accordance with the model proposed by Assouline and Mualem (1997). The increase of $\Delta\rho_0$ with rainfall duration depends on the initial conditions (Figure 2.6). After 30 and 40 min of rainfall, the values in HWT condition were significantly greater than in LWT ($P=0.01$ for the T-test). $\Delta\rho_{0m}$ in HWT conditions is approximately two times greater than in LWT conditions, but the time required to reach this value is much lower, as shown in Table 2.5 (in other words, $\beta_{HWT} < \beta_{LWT}$).

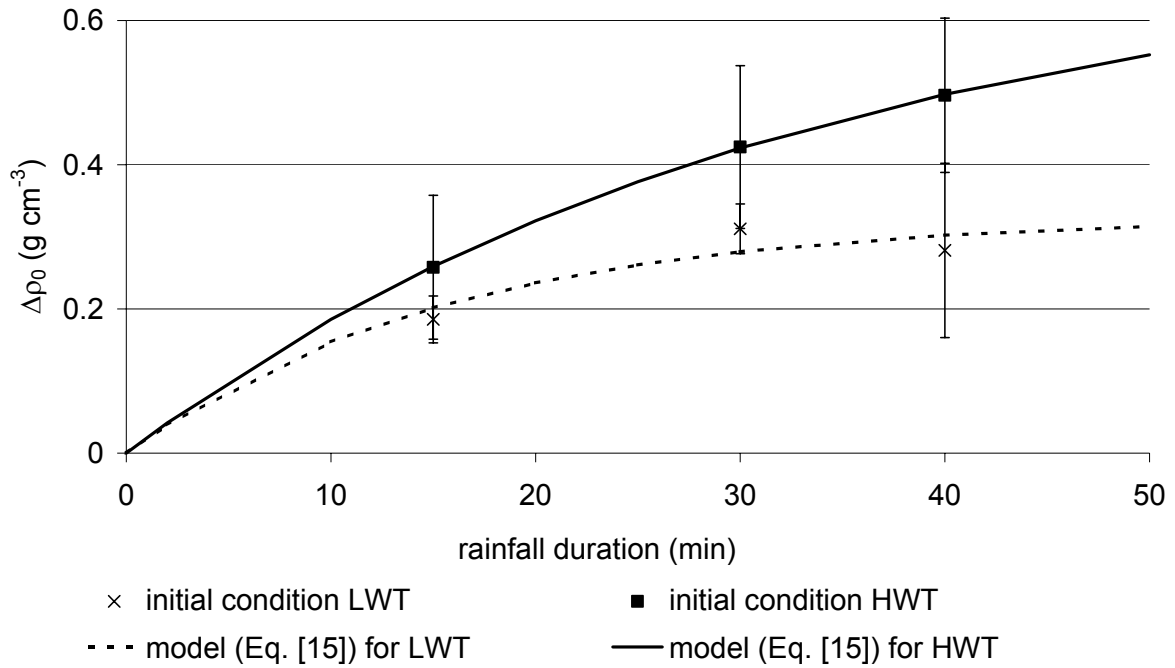


Figure 2.6. Change of bulk density as a function of the first rainfall duration ($r=30$ mm/h) : measured values and fitted model (Eq. [15]) for the low water table (LWT) and high water table (HWT) conditions. Vertical bars correspond to the experimental standard deviation.

Table 2.5. Statistics of the parameters of the exponential increase of $\Delta\rho_0$ with rainfall duration (Eq. [15]) for the low water table (LWT) and high water table (HWT) conditions.

Initial conditions	$\Delta\rho_{0m}$ (g cm ⁻³)		β (s ⁻¹)	
	LWT	HWT	LWT	HWT
Estimate	0.328***	0.707**	$1.06 \cdot 10^{-3*}$	$5.07 \cdot 10^{-4*}$
Standard error	0.056	0.238	$0.52 \cdot 10^{-3}$	$2.88 \cdot 10^{-4}$

Significant at a level of $P=0.001$ (***); $P=0.01$ (**); $P=0.1$ (*)

The observed seal thickness d_{obs} is also time dependent because related to the change in bulk density (Eq. [14]). The resolution, ε , was estimated by fitting the model (Eq. [14]) with the experimental data. Modeled thickness used for this fit is assumed to be the average of d_c obtained in stage 2 and 3 (17.1 mm) because at these stages, d_c seems to stabilize. Figure 2.7 presents for all the experimental conditions the modeled seal thickness, the mean values of d_{obs} and the best-fit function ($\varepsilon=0.06$). Eq. [14] acceptably reflects d_{obs} evolution in time and depending on the water table depth.

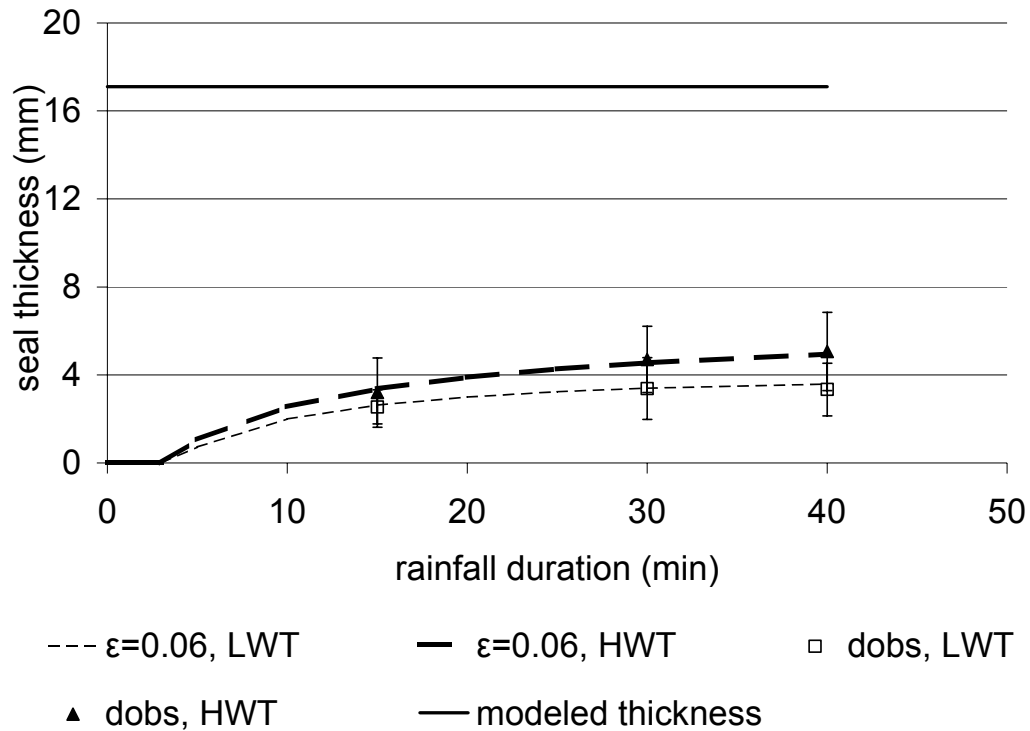
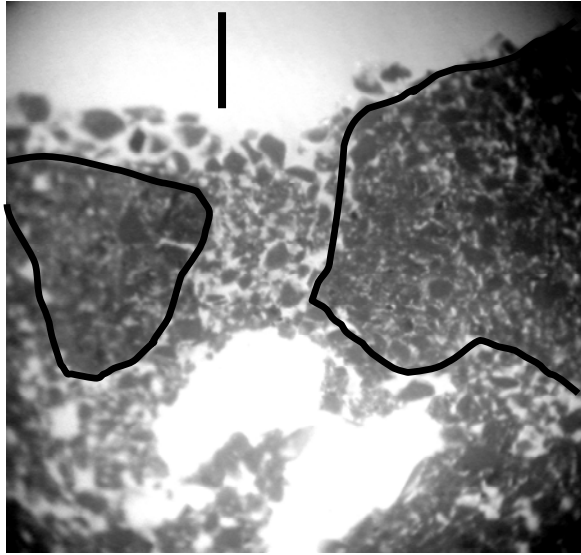


Figure 2.7. Dynamic evolution of the observable seal thickness as calculated with Eq. [14] for a resolution of $\epsilon=0.06$ compared with the modeled seal thickness and the experimental data for the low (LWT) and high (HWT) water table conditions.

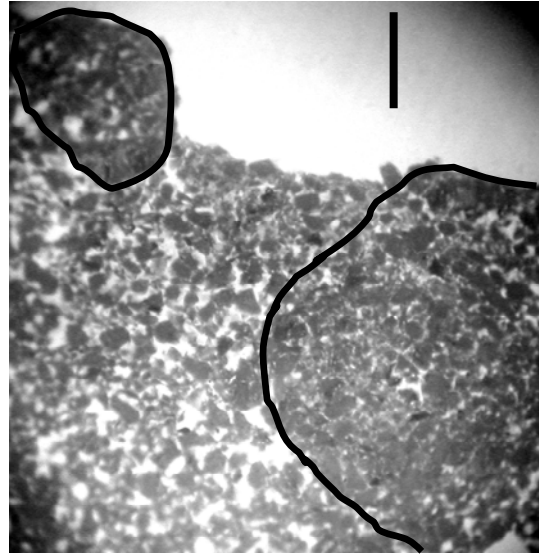
2.3.3 Microscopic Analysis of Soil Thin Sections and Microvoid Index Profile

No micro-cracking or slaking of the structural elements were observed either in the seedbed or in the structural seal. Most aggregates kept their integrity and were surrounded by a more porous soil material. This means that mechanical abrasion plays a dominant role in the sealing process, which is consistent with the initial high water content condition. Hence, aggregate cohesion was weaker and a small amount of air was entrapped in wet aggregates, which would have caused slaking of aggregates by compression when water enters (Le Bissonnais and Singer, 1992).

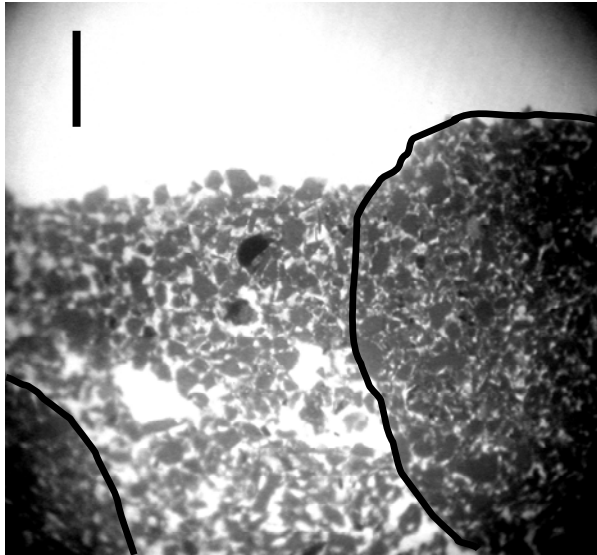
Samples collected after 15 min of the high-intensity rainfall, $r=30$ mm/h, (stage 1) exhibited some remaining coarse aggregates near the soil surface and a high surface roughness. Infillings of clean washed silt particles occurred in the compound packing void between the aggregates (Figures 2.8a, 2.8d). This resulted in an increase in bulk density ($\Delta\rho_0$) by strongly decreasing macroporosity. The infilling process also induced an increase in microvoid index near the soil surface (Figures. 2.9a, 2.9d). This is consistent with the high packing porosity of infilled particles compared to aggregates.



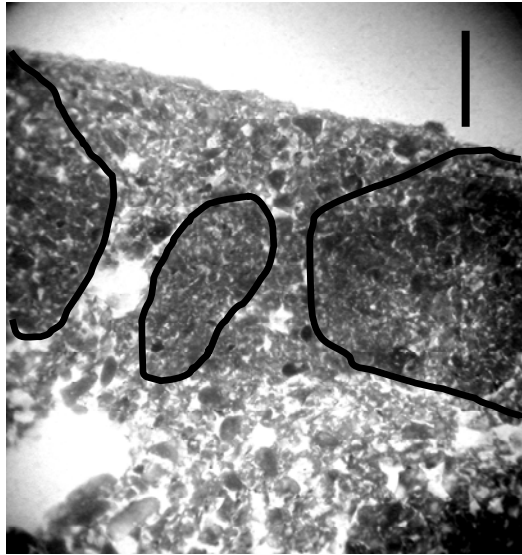
a



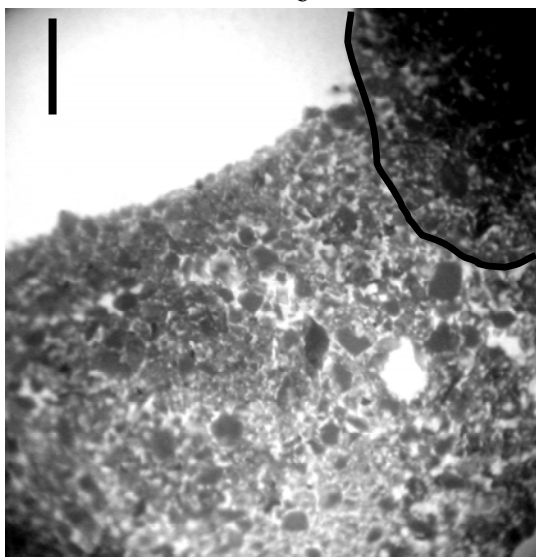
d



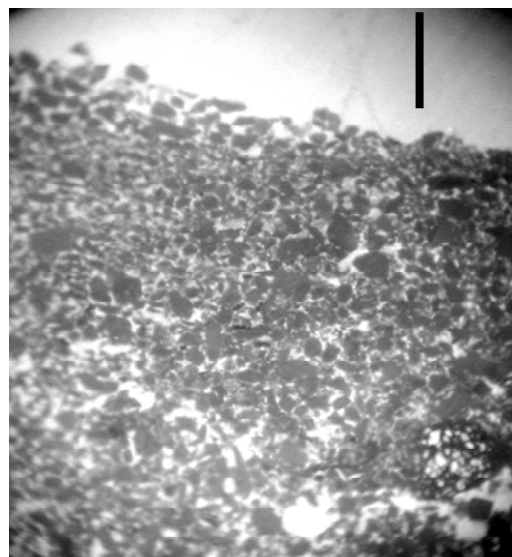
b



e



c



f

Figure 2.8. Thin section images of structural surface seal under low (LWT) and high (HWT) water table conditions and after 15 (stage 1), 30 (stage 2) and 40 min (stage 3) of the 30 mm/h rainfall ; a: LWT 1 ; b: LWT 2 ; c: LWT 3 ; d: HWT 1 ; e: HWT 2 ; f: HWT 3 (UV light, bar length 800 μm).

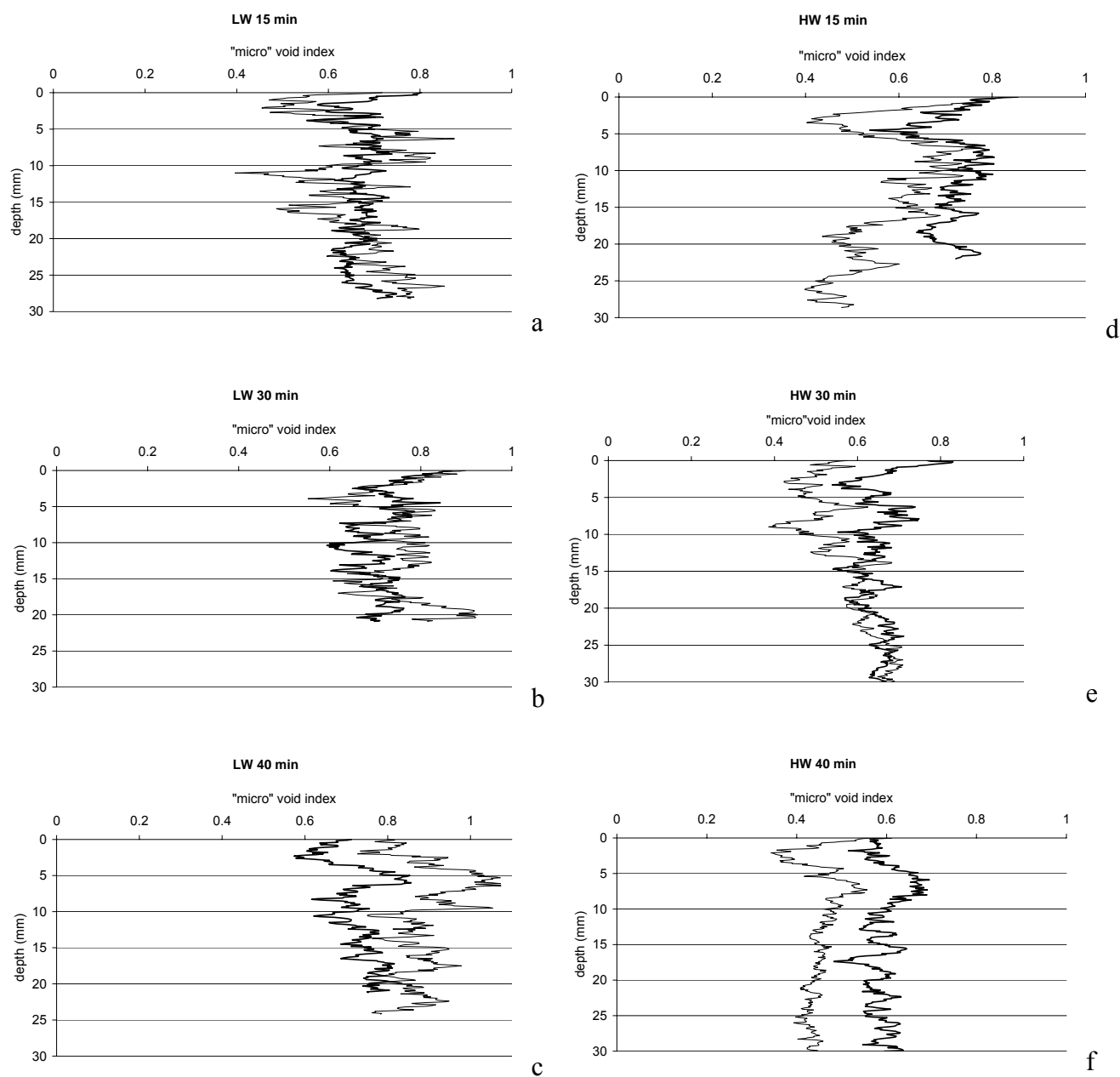


Figure 2.9. Microvoid index profile of each sample (difference between total porosity derived from the bulk density of each slice and macroporosity -pore size > 100 μm - measured on both faces of each slice) under low (LWT) and high (HWT) water table conditions and after 15 (stage 1), 30 (stage 2) and 40 min (stage 3) of the 30 mm/h rainfall; a: LWT 1 ; b: LWT 2 ; c: LWT 3 ; d: HWT 1 ; e: HWT 2 ; f: HWT 3 ; 2 replicates per condition.

After 30 and 40 min of rainfall (stages 2 and 3), surface abrasion led to a decrease in surface roughness. Moreover, the denser packing of infilled particles near the soil surface probably results from compaction by raindrops (Figures. 2.8b, 2.8c). Hence, when interaggregate packing voids were filled up, raindrops compacted the infilling particles. Consequently, this compaction which decreased

with depth (Figures. 2.8c, 2.8f), as suggested in Mualem and Assouline (1989), led to a decrease in the micro void index near the soil surface. So, after 40 min of rainfall, the increase in micro void index due to the infilling process was compensated for by the effect of compaction (Figures. 2.9c, 2.9f).

Only slight differences between LWT and HWT conditions were observable on the thin sections.

Below the surface seal, the seedbed exhibited a loss of its original granular structure by coalescence and welding of aggregates into larger units (Figures. 2.10a, 2.10b). The high soil moisture and the temporary saturation of the profile, particularly during the second rainfall ($r=7$ mm/h), is expected to have played a major role in this process. The small aggregates and basic particles were reorganized in the inter-aggregate packing void by capillary forces during drainage. The resulting macropores displayed many convexities which followed the menisci outline. The microvoid index of all the profiles remained quite constant with depth (Figure 2.9), suggesting that the effect of capillary forces and the weight of the overlying soil layer (overburden pressure) affected only the macroporosity.

Samples from the HWT and LWT experiment exhibit a similar seedbed structure except for the HWT condition after 40 min of rainfall ("HWT 3"), which presents a strong collapse and few macropores (Figure 2.11).

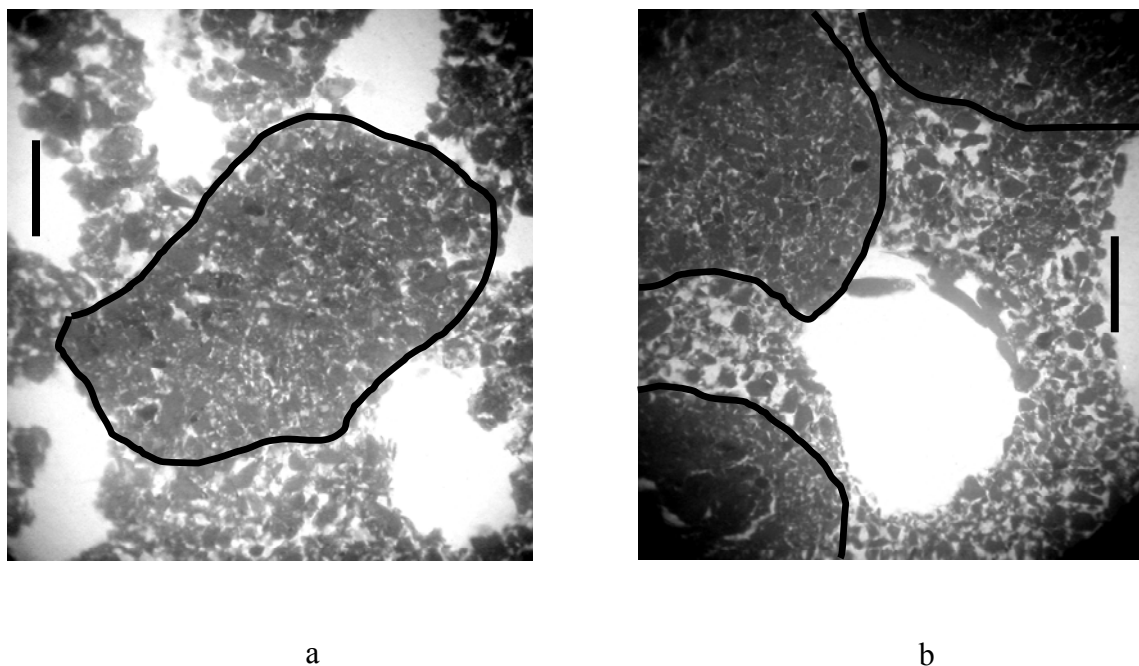


Figure 2.10. Thin section images of the coalescence and welding of aggregates under low (LWT) and high (HWT) water table conditions after respectively 15 (stage 1) and 30 min (stage 2) of the 30 mm/h rainfall (a : LWT 1; b: HWT 2) (UV light, bar length 800 μ m)

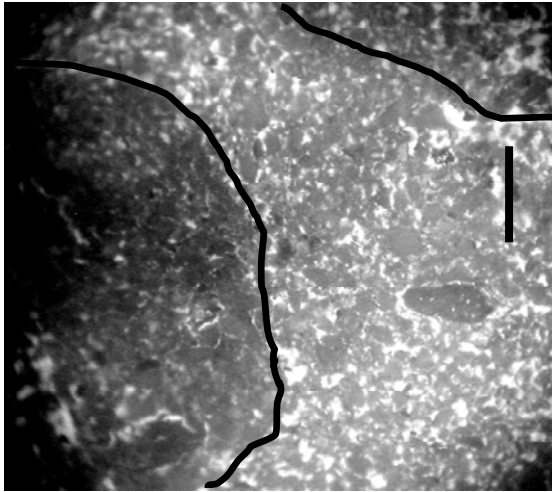


Figure 2.11. Thin section image of the strong collapse of the HWT 3 sample (high water table conditions and after 40 min of the 30 mm/h rainfall) (UV light, bar length 800 μm).

2.4 Discussion

The bulk densities measured at the soil surface for the maximum rainfall duration were very close to those published by Bresson et al. (2004) for a similar soil. We obtained a mean value of 1.44 g/cm^3 (SD 0.18), whereas these authors measured a maximal bulk density of 1.49 g/cm^3 for the infilling seal. Our results are in the low range of Roth's data set, in which the maximum bulk density at the top 2 mm of loamy silt and silty loam seals varied between 1.44 and 1.64 g/cm^3 (Roth, 1997). This can be explained by the difference in rainfall duration (2 h in Roth's experiment vs 40 min in our case) or by the difference in sampling procedures and measurement techniques as noted by Bresson et al. (2004). Following Roth's method and comparing to X-ray computed tomography (CT), Fohrer et al. (1999) also found a high maximum value of bulk density for initially moist samples (respectively 1.52 and 1.77 g/cm^3 using the two methods). However, the increase in bulk density (only determined by using CT method) was at the magnitude of 0.37 g/cm^3 , which falls within the range of our results (0.185 to 0.496 g/cm^3) and those presented by Tackett and Pearson (1965) and Tarchitzky et al. (1984) (both are at the magnitude of 0.3 g/cm^3). Fitted maximum change in bulk density $\Delta\rho_{0m}$ in HWT condition still exhibits a higher value (0.707 g/cm^3) but was not reached in our experiment.

The assumption of a constant maximal seal thickness during the whole dynamic stage as stated in Eq. [16] is apparently in disagreement with the ANOVA results ($P < 0.05$ for the rainfall duration factor in Table 2.4). But, values of d_c showed high variations, certainly because we took into account the aggregate near the soil surface which may disturb the bulk density signal. Indeed, the impregnated slice is not wide enough compared to the coarser aggregates (8 cm wide compared to a maximal diameter of 2 cm).

Observed seal thickness ranging from 4.1 to 5.8 mm, are notably lower than modelled one (from 4.5 to 34 mm). As suggested by Assouline and Mualem (2000), the measurement resolution can explain this difference (Figure 2.7). Moreover, the slumping effect lead to a thinner observable seal

thickness, whereas this influence is taken into account for the modeled thickness calculation. The best-fit resolution $\varepsilon=0.06$ which corresponds to the observable thickness measurement (Figure 2.7) is higher than the relative error in estimating change for the X ray radiography procedure 0.015 (Bresson and Moran, 1998). This difference is probably due to the autocorrelated variations which create additional uncertainties.

The slope of the slumping model, m , was significantly greater than that of the soil profile induced by capillary rise wetting presented in Bresson et al. (2004). ($m=0.0082 \text{ g cm}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ for the infilling seal vs $m=0.016 \text{ g cm}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ [SD 0.006] in our experiment). We suggest that the saturation induced by the water table rising during the second rainfall greatly decreases aggregate cohesion and therefore enhances aggregate coalescence and particle agglomeration observed in thin sections. In the same way, the high water table condition (HWT) led to a higher slope of the slumping model. Even though we were not able to distinguish between the effects of the first (30 mm/h) and the second rainfall (7 mm/h), this difference also appears consistent because initial water content and saturation duration were higher in HWT condition.

Change of bulk density $\Delta\rho_0$ due to sealing at the soil surface was smaller than the change due to slumping at 3 cm depth (approximately the bottom of the slices) for 32 out of 36 slices. At depths higher than 3 cm, bulk density values certainly exceed the value at the soil surface for all slices, but it is supposed to reach a maximum corresponding to an equilibrium state between the stress applied when drainage occurred and the degree of the coalescence. Thus, the increase in bulk density may not be linear with depth along the whole seedbed.

In our experiment, the slumping effect led to higher bulk density at this equilibrium state of coalescence than the sealing effect did. Since bulk density is expected to be related to the soil hydrodynamic properties (Assouline and Mualem, 1997), infiltration would be controlled not only by the surface seal but also by the structural degradation of the whole seedbed. As slumping mainly affects macroporosity, the relation between bulk density and hydrodynamic properties may be different from that established for the sealing process. However, the approach presented in Assouline et al. (1997) regarding the relationship between soil hydraulic properties and bulk density could be applied to the whole seedbed to represent the effect of structural change on infiltration

The increase of $\Delta\rho_0$ with rainfall duration depended on the experimental conditions: a higher initial water content induced a stronger change in bulk density, especially after 30 and 40 min of rainfall. At these values, thin section analysis has revealed that the particles were submitted to compaction by the raindrops and saturation occurred in HWT conditions. So, it may be concluded that the compaction mainly affects soil bulk density near saturation. The relation between soil compactibility and water content is commonly assessed by the Proctor test (Hillel, 1980). Compaction is maximum at a critical water content which was estimated at approximately 80 % of saturation for a wide range of UK soils (Ball et al., 2000). In LWT conditions, water content probably remained lower than this critical value.

The structural changes at the soil surface are also related to the shear strength per unit area of soil, τ [$M L^{-2}$], which is a function of initial bulk density ρ_i and initial water pressure head h_i (Cruse and Larson, 1977; Assouline and Mualem, 1997). As bulk densities are similar in LWT and HWT experiments, τ at the soil surface will be mainly related to differences in h_i , and determined by the initial depth of the water table. Assuming hydrostatic conditions at the beginning of rainfall ($h_i^{HWT} = -30$ cm and $h_i^{LWT} = -70$ cm of water for high and low water table respectively), the expression of $\tau(\rho_i, h_i)$ suggested by Assouline and Mualem (1997) leads to $(\tau_{HWT} / \tau_{LWT}) = (h_i^{HWT} / h_i^{LWT})^{0.13} = 0.89$. Consequently, as τ is lower for the HWT conditions than for the LWT ones, more compaction and aggregate destruction are expected under the HWT condition, as observed.

The parameter β indicates the rate at which the seal layer develops during rainfall. It appears that the value corresponding to the LWT experiment is twice the one obtained for the HWT one (Table 2.5). Theoretically, the parameter β is related to the rainfall properties as well as to $\Delta\rho_{0m}$ and $\tau(\rho_i, h_i)$ (Assouline and Mualem, 1997). Therefore, for similar rainfall conditions, β is inversely proportional to the terms $[\Delta\rho_{0m} \cdot \tau(\rho_i, h_i)]$. According to the $\Delta\rho_{0m}$ and $\tau(\rho_i, h_i)$ estimates presented above, the effect of the initial conditions on β can also be assessed. The resulting estimated ratio ($\beta_{LWT} / \beta_{HWT}$) is equal to 1.93, which is very close to the value of 2.09 obtained when the fitted values of β are considered (Table 2.5). This indicates that the dynamic model of soil surface sealing developed by Assouline and Mualem (1997) accounts for the main factors involved in the process.

2.5 Summary and Conclusion

Bulk density profiles at the surface of a loamy soil exposed to simulated rainfall at a constant rate (30 mm/h) and 3 durations (15, 30, 40 min) were generated using calibrated X radiography of impregnated soil slices for two initial relatively high water content conditions (water table set at 30 and 70 cm depth). Macroporosity estimates by image analysis and thin section observations provided further information to describe the processes involved in sealing and slumping formation. Results confirm that seal must be regarded as a non-uniform layer, as suggested by Mualem and Assouline (1989). Two main sealing processes were reported: infilling of eroded fine particles in interaggregate voids and compaction of the packed voids. Slumping resulted from aggregate coalescence and reorganization of very fine particles by the capillary forces forming large bridges between aggregates. At a depth higher than 3 cm, slumping can account for much more densification than sealing. Microvoid index (<0.1 mm diameter) was not affected by slumping but increased at the soil surface during the infilling process and decreased during compaction.

The combined sealing and slumping model proposed by Bresson et al. (2004) adequately reproduced the bulk density profiles. Modeled seal thicknesses, ranging from 4.5 to 34 mm, present a

high variability. For the wettest conditions, the sealing and the slumping processes led to higher bulk density. The change of bulk density at the soil surface increased with rainfall duration according to the model suggested in Assouline and Mualem (1997). After 40 min of rainfall, this value seemed to stabilize at 0.3 g/cm^3 in low water table condition whereas it was still increasing in high water table conditions beyond 0.5 g/cm^3 . Observed seal thickness ranging from 4.1 to 5.8 mm, is notably lower than modeled one. It increases with rainfall duration and presents higher value in high water table condition. This can be related to the resolution of the measurement method applied

In high water content conditions, soil moisture influences the degree of surface sealing and slumping but not the physical processes involved. Further research should now address the issue of hydraulic properties related to bulk density, taking into account slumping to emphasize its effect on infiltration rates. The high spatial variability of the main parameters characterizing the seal (change in bulk density at the soil surface, seal thickness) must be specifically considered by using, for instance, a stochastic approach. Furthermore, bulk density is an integrated parameter describing soil structure. X-ray radiography could also be used to assess the aggregate size evolution and model directly the soil structure dynamics.

Acknowledgments

The study was performed in the framework of the RIDES project, "Ruissellement, Infiltration et Dynamique des Etats de Surface" (Surface Runoff, Infiltration and Dynamics of Soil Surface Characteristics), funded by the French "Programme National de Recherches en Hydrologie" (PNRH). The authors are grateful to the Soil Science Unit of INRA in Orléans for having offered the opportunity to use the rainfall simulator of their laboratory. The skilled technical assistance of C. Chaumont (Cemagref, Antony), L. Prudhomme, B. Renaux, and C. Lelay, (INRA Orléans) was very helpful.

2.6 Conclusion du chapitre 2

L'objectif de ce chapitre était de décrire l'évolution de la structure de l'horizon travaillé au cours d'une pluie en conditions d'humidité similaires à celles d'une parcelle drainée.

Des simulations de pluie en laboratoire ont permis de former une croûte structurale de battance à la surface d'un massif de sol reconstitué contenant une nappe superficielle. Deux profondeurs initiales de nappe ont été testées, et trois phases de formation de la croûte, correspondant à des durées de pluie différentes, ont été observées grâce à plusieurs techniques : observations de lames minces au microscope, estimation des profils de macroporosité par analyse

d'image et mesures de profils de masse volumique par radiographie aux rayons X. Les processus d'évolution de la structure du sol sont caractéristiques des milieux très humides :

- croûte de remplissage des espaces inter-agrégats par les particules arrachées aux agrégats et qui, par la suite, subissent la compaction de la pluie ;
- effondrement de l'horizon sous-jacent.

Les modélisations du profil de masse volumique et de son évolution temporelle proposées respectivement par Bresson et al. (2004) (Equation [16]) et Assouline et Mualem (1997) (Equation [15]) permettent de reproduire les profils mesurés. Des différences dans la dynamique de formation de la croûte ont été mises en évidence entre les deux situations hydriques initiales considérées, différences qui sont en adéquation avec les hypothèses du modèle sur l'effet de la pression initiale de l'eau du sol (Equation [5] du chapitre 1). Dans la condition la plus humide, représentant une situation à l'interdrain, l'effondrement et le changement de masse volumique lié à la croûte semblent plus marqués.

Néanmoins, la forte variabilité des mesures de masse volumique de la croûte reflète l'hétérogénéité horizontale et verticale de la structure du sol à l'échelle observée, ce qui peut avoir des conséquences sur l'organisation des transferts d'eau dans le sol. Des précédents travaux (voir partie 1.2.3.3) ont montré que le modèle d'Assouline et Mualem (1997) reliant la masse volumique aux propriétés hydrodynamiques était approprié pour décrire l'infiltration à travers une croûte de battance. Cependant, ces travaux s'appuient sur des données d'expériences d'infiltration, et la masse volumique estimée par le modèle n'est pas comparée à des mesures indépendantes. Une telle comparaison pourrait pourtant informer sur la manière dont le modèle rend compte de la variabilité de la structure du sol. La mesure de la masse volumique par radiographie aux rayons X est-elle pertinente pour caractériser les propriétés hydrodynamiques ? à l'inverse, le modèle est-il capable de discriminer les différences de masse volumique observées suivant les conditions initiales d'humidité ?

Chapitre 3

3 Influence de la formation d'une croûte de battance sur l'infiltration en condition humide : expérimentations et modélisation.

Le chapitre précédent a mis en évidence les effets combinés de la pluie et de la présence de la nappe à proximité de la surface sur la structure des premiers horizons du sol. La croûte de battance et l'effondrement qui en résultent vont engendrer des modifications dans les propriétés hydrodynamiques de cette zone et donc dans les conditions de genèse du ruissellement. En particulier, la présence d'une croûte de battance est reconnue pour limiter fortement l'infiltrabilité de la surface du sol.

De nouvelles expérimentations sous simulateur de pluie ont été menées pour étudier spécifiquement les propriétés hydrodynamiques de la croûte. L'effondrement est limité grâce au tassement initial de l'horizon sous-jacent. Les propriétés hydrodynamiques, estimées par méthode inverse à partir d'un modèle numérique développé au cours de la thèse (inspiré de celui d'Assouline et Mualem (1997) et présenté dans l'annexe 1), sont comparées aux profils de masse volumique mesurés par radiographie aux rayons X. Si la relation proposée entre masse volumique et propriétés hydrodynamiques permet de retrouver les ordres de grandeur à la fois des données des expériences d'infiltration et des mesures de masse volumique, les incertitudes sur le calage des paramètres restent fortes, et ne permettent pas de discriminer l'effet des conditions initiales testées.

3.1	Estimation des propriétés hydrodynamiques de la croûte par méthode inverse	81
3.1.1	Introduction	82
3.1.2	Material and methods	83
3.1.3	Results and discussion	92
3.2	Estimation des paramètres hydrodynamiques de croûtes formées en conditions humides : application à deux sols limoneux.....	106
3.2.1	Introduction	106
3.2.2	Matériel et méthodes	106
3.2.3	Résultats.....	109
3.3	Conclusion	117

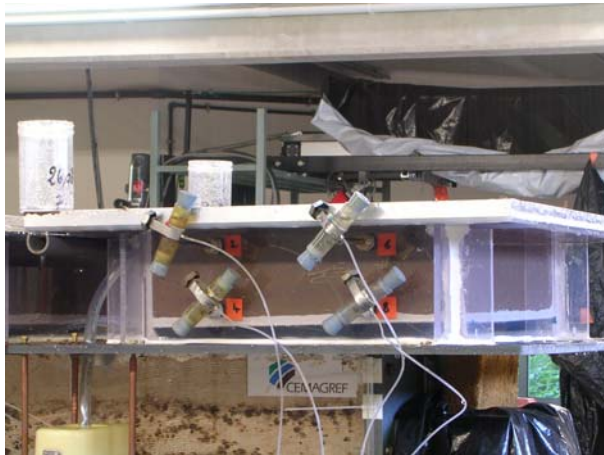
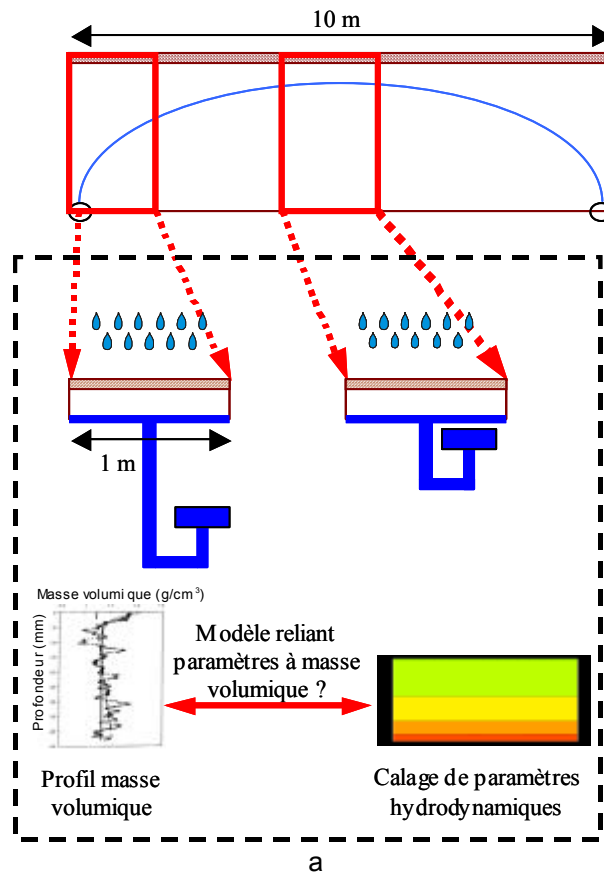


Figure 3.1. a- Synthèse schématique de la méthodologie du chapitre 3 ; b- Bac expérimental avec tensiomètres ; c- Etat de surface du sol initial, avec la bordure tampon.

3.1 Estimation des propriétés hydrodynamiques de la croûte par méthode inverse. Comparaison avec les mesures de masse volumique.

Hydraulic properties of rainfall-induced soil surface seals: Estimation from infiltration experiments and comparison with X-ray bulk density measurements.

(Article à soumettre)

Augeard, B.^a, Assouline S.^b, Fonty, A.^a, Kao, C.^a, Vauclin, M.^c

^aUR Cemagref "Hydrosystèmes et Bioprocédés", BP 44, 92163 Antony cedex, France

Tel.: +33-140966260; fax: +33-140966270. E-mail address: benedicte.augeard@cemagref.fr

^bThe institut of Soil, Water and Environmental Sciences, Volcani Center, A.R.O., P.O.B. 6, Bet-Dagan 50250 Israël.

^c"Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement" (LTHE), UMR 5564 (CNRS, INPG, IRD, UJF), BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France.

Abstract

Soil and surface seal hydraulic properties were determined from simulated rainfall experiments by inverse method applied to the Richards' equation. Measurements used for the estimation include: soil water pressure head versus time at two distances from the soil surface, transient infiltration rate at the soil surface and drainage rates at the bottom of the soil profile. Seal properties were evaluated using a model that simulates changes of the seal bulk density with respect to time and space (Assouline and Mualem, 1997). Uncertainties, correlations and sensitivities of the soil and seal parameters were quantified to evaluate the accuracy of the model estimation and to compare the contribution of the information content of each measurement type to parameter estimations. It appears that the uncertainties related to the seal parameter estimation were rather high because of the correlation between two parameters, namely the modelled seal thickness and the initial bulk density, and the low sensitivity of the parameter related to the dynamics of seal formation.

Besides seal parameter estimation, bulk density profile measurements of the soil surface were performed after the rainfall simulations using the X-ray method. The exponential-decay shape assumed in the seal model was found to correctly reproduce the measured distribution of bulk density with depth. However, the measurements showed a less developed seal than that suggested by the bulk density profile estimated from rainfall experiments. Finally, bulk density measurements were used as given input parameters of the model. Fixing the initial bulk density and its maximal change with time at the measured values greatly decreased seal parameter uncertainties. The proposed method could be used to improve the experimental design used to quantify seal hydraulic properties by inverse techniques.

3.1.1 Introduction

Soil surface sealing reduces drastically infiltration in bare soils exposed to rainfall and subsequently affects soil erosion and solute transport. Over the past few decades, numerous studies have investigated the processes and the factors involved in seal formation (see Assouline, 2004 for a review) and several approaches have been suggested to model the effect of surface sealing on infiltration (e.g. Hillel and Gardner, 1970; Aboujaoudé et al., 1991; Assouline and Mualem, 1997; Philip, 1998).

The determination of seal hydraulic properties, namely the unsaturated hydraulic conductivity and the water retention curves as well their time evolution, is one of the key issues to properly describe water flow in such soils. Because of the variability of the seal structure at the microscopic scale, models that predict infiltration must somehow simplify the representation of the disturbed layer. Hence, the seal layer is generally assumed to be of a spatially uniform thickness, despite coarse aggregates and microtopography that may create heterogeneities in infiltration capacity and seal properties (Fox et al., 1998). Physically-based concepts applied to the formulation of seal dynamics became more complex according to the availability of observations and measurements. For example, temporal variations of surface conductivity during the different stages of seal formation has been first investigated using empirical parameters (Farell and Larson, 1972). Afterwards, several authors attempted to associate these parameters with more physically-based factors involved in seal formation like rainfall intensity (Moore, 1981; Chiang et al., 1993), cumulative rainfall kinetic energy (Baumhardt et al., 1990; Diekkruger and Bork, 1994; Ndiaye et al., 2005), or initial bulk density and soil composition (Bosh and Onstad, 1988).

Assouline and Mualem (1997) proposed a physically-based model that accounts for the effects of raindrops on detachment of soil particles and aggregate destruction. The corresponding mechanistic model of seal formation dynamics addresses explicitly the characteristics of both rainfall (intensity, drop size distribution, maximal drop diameter) and soil (initial hydraulic properties, shear strength, and compaction limit). The changes in the seal hydraulic properties are modelled in terms of the changes in the soil bulk density resulting from the raindrop impacts. The seal was therefore considered as a non-uniform disturbed thin layer with continuous changes of its properties with depth and time, as high-resolution measurements of bulk density profiles seemed to confirm (Roth, 1997; Bresson et al. 2004; Fohrer, 1999). According to this model, infiltration experiments can be used to derive the bulk density distribution with depth in sealed soils and during surface sealing. Alternatively, X-ray estimates of bulk density are now available and can provide high-resolution insight on the soil bulk density distribution in seal layers. These two methods have not been yet applied simultaneously during the same experiment. The main objective of this study is to present such a simultaneous application of these two independent methods to describe the soil bulk density with depth at the vicinity of a bare soil surface exposed to rainfall. The results of these two methods can then be compared and analyzed.

This objective raises the problem of parameter estimation in sophisticated models requiring a relatively large number of parameters. Except for parameters having a physical meaning, which are susceptible to be directly measured, calibration is often required to estimate the other parameters. Consequently, problems can be encountered because of nonuniqueness of their optimal estimates. Indeed, uncertainties of calibration process and possible correlation between parameters both greatly depend on information contained within the measurements used for calibration (Hill, 1998; Vrugt et al., 2001; Friedel, 2005).

Soil sealing models have been classically tested against laboratory simulated rainfall experiments. They are then calibrated using infiltration curve, pressure head measurements and rainfall characteristics (Mualem and Assouline, 1989; Baumhardt et al., 1990; Assouline and Mualem, 1997; Issa et al., 2004) or using ponding time together with pressure head measurements (Diekkruger and Bork, 1994) or the amount of infiltrated water (Moore, 1981). Tension-disc infiltrometer data allowed also to estimate field hydraulic properties of crusted surface using cumulated infiltration coupled with pressure head measurements made by minitensiometers implemented below the seal (Vandervaere et al., 1997) or with initial and final water content data (Simunek et al., 1998a). In the most cases, manual calibration is performed despite it is subjective and time consuming. However, automatic methods have been proposed to formulate inverse solutions for estimating soil hydraulic properties from flow experiments (Lehmann and Ackerer, 1997; Simunek et al., 1998b; Zou et al., 2001; Hopmans et al., 2002). These inverse methods are usually associated with sensitivity, uncertainty and correlation analyses. Note that sensitivity analysis is also useful for model validation. Indeed, after parameter estimations, models must be validated to test their appropriateness to describe the functioning of the system of concern. Thus, it has to be sensitive to the data used in validation, which must also be independent from those used for the calibration stage.

The additional objectives of this study are (i) to estimate the capabilities and limitations of inverse modelling approaches for the identification of soil and seal hydraulic parameters using data obtained from three infiltration experiments, (ii) to assess the benefit of using bulk density measurements as an additional constraint to calibrate the model.

3.1.2 *Material and methods*

3.1.2.1 Experimental device

A silt loam soil (Typic Hapludalf or Alfisols) of the western part of the Parisian Basin (France) was collected from the A horizon, air dried to a gravimetric water content of about 11% and stored in a cold room at 5 °C. Soil granulometry, organic matter content and cation exchange capacity (CEC) are presented in Table 3.1. According to aggregate stability tests performed by Legout et al. (2005), this soil presents a relatively weak aggregate stability and field studies have revealed its susceptibility to surface sealing and erosion (Le Bissonnais et al., 1998; Le Bissonnais et al., 2005a).

Table 3.1. Selected physical properties of the studied soil. CEC is the Cation Exchange Capacity.

	clay	fine silt	coarse silt	fine sand	coarse sand	organic carbon	CEC
	0-2 μm	2-20 μm	20-50 μm	50-200 μm	200-2000 μm		
	g/kg						cmol/kg
Silt loam	112	147	449	287	5	20	7.29

Soil was passed through a 2.0 cm sieve and packed into a 40 x 40 x 15 cm square tray (Figure 3.2). Prior to soil packing, a thin polyamide membrane (opening 10 μm) overlaid by a 3 mm thick layer of fine sand (mean grain diameter of 36 μm) was installed 2 cm above the bottom of the tray, and connected to a suction control system. The air-entry water pressure of the combined membrane and sand layer was smaller than -10 kPa. The tray was gradually filled layer by layer of 2.5 cm thick with slight compaction to obtain an initial bulk density of 1400 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. The last 1-cm layer was less compacted to maintain some coarse aggregates at the soil surface.

The suction imposed at the bottom of the tank was such that it corresponded to a pressure head of - 70 cm of water at the soil surface once the hydrostatic equilibrium was set.

The soil tray was exposed to rainfall produced by a rainfall simulation device consisting in oscillating nozzles suspended 3.7 m above the soil surface. The tray, tilted at a 1% slope, was subjected to three successive simulated rainfalls of different durations and intensities (Table 3.2).

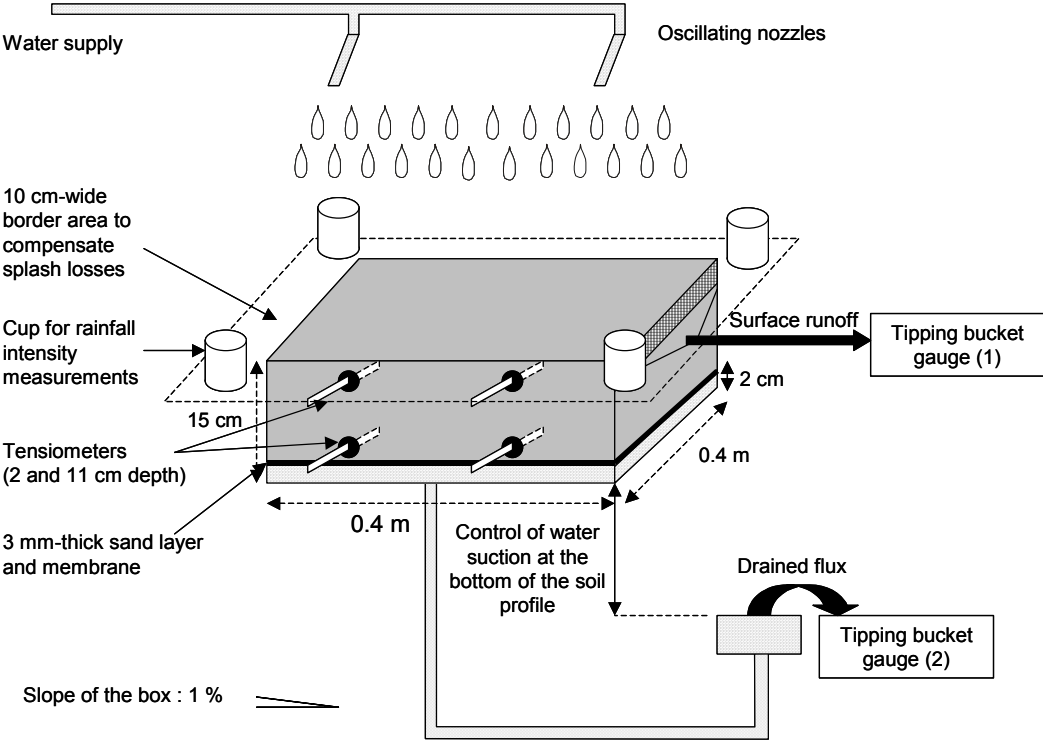


Figure 3.2. Experimental device.

Table 3.2. Characteristics of simulated rainfalls. Standard deviations of intensity are in brackets.

	Intensity (mm/h)	Duration (min)	Information provided
Rainfall 1	5.1 [0.4]	150	Infiltration through the unsealed soil
Rainfall 2	29.4 [1.7]	60	Infiltration through the sealing soil
Rainfall 3	6.3 [0.3]	120	Infiltration through the sealed soil

Stored natural rainwater was set under pressure at nozzle heads, p_n , corresponding to the two rainfall intensities ($p_n=2.0 \cdot 10^5$ Pa for rainfall 1 and 3 and $p_n=1.4 \cdot 10^5$ Pa for rainfall 2) (Leguedois, 2003). The drop sizes of rainfalls 1 and 3 were considered small enough to assume that their corresponding kinetic energy was too weak to significantly disturb the structure of the soil surface. To compensate the splash loss from within the tray, a 10-cm wide border area was added around the central test area and filled with the same soil aggregates (Fig.3.2). Rainfall intensity was measured by four cups at the tray corners.

Surface runoff and drainage at the bottom of the tray were both collected and measured using tipping bucket gauges. Infiltration rate at a given moment was calculated as the difference between corresponding measured rainfall intensity and surface runoff intensity.

Monitoring of the soil water pressure head was achieved by two series of two tensiometers horizontally inserted at 2 and 11 cm below the surface. Tensiometers were connected to a pressure transducer by a scannivalve and recorded every 10 min.

Rainfall durations were chosen to reach an apparent steady state drained flux. Between two consecutive rainfall simulations, several hours were necessary to stabilize water pressure heads back to the initial hydrostatic equilibrium condition, as checked by tensiometer readings.

Rainfall 1 was applied to quantify infiltration in the absence of seal. Rainfall 2 was simulated to generate a structural seal at the soil surface, and infiltration through the formed seal was assessed using the rainfall 3 experiment (Table 3.2).

3.1.2.2 Bulk density profile

Following rainfall 3 applications, an undisturbed soil surface samples was taken in a 8 x 5 x 5 cm rectangular box. Samples were air-dried and impregnated by a polystyrene resin. Four vertical slices (8 cm long, 5 cm large, and 2 mm thick) were prepared from each sample, so that intra-sample variability could be assessed.

Bulk density profiles were obtained by X-ray radiography of the slices. The X-ray generator device has been previously described in Bresson et al. (2004). Films were then digitized on a scanner using a pixel size of 45 μm . Bulk density images were generated using the calibration procedure presented in Bresson and Moran (1998). The calibration procedure involved three stages: (i) calibration of the image gray levels in terms of glass thickness using a staircase made from glass cover slips, (ii) measurement of ratio between the soil and resin mass attenuation coefficients and the glass

mass attenuation coefficient, using compacted bricks of known thickness and bulk density, and (iii) image correction accounting for the heterogeneity of the irradiation field. To calculate the bulk density profile, surface roughness was taken into account by generating equidistant lines from the soil surface, which were smoothed by linearization with depth (morphological distance function of the software Visilog® by NOESIS, Les Ulis, France). The resulting average bulk density along every line formed the bulk density distribution with depth.

3.1.2.3 Measurements uncertainties

Pressure head measurement uncertainties, calculated by accounting for the errors arising from the position of the tensiometers, the pressure measurement itself and the transducer calibration were estimated at 1 cm of water. Uncertainties associated with soil water pressure heterogeneity were calculated using the mean square difference between pressure heads measured by the two tensiometers located at the same depth. So, resulting total uncertainties of mean pressure heads at 2 and 11 cm depths were evaluated at 3.6 and 2.7 cm of water, respectively.

Uncertainties associated to the measurements of surface runoff and drainage at the bottom of the tray correspond to the combination of uncertainties associated with the tipping bucket gauge measurements and uncertainties associated with water collection and flow routing, particularly high while measuring surface runoff. This last part of uncertainty was evaluated from the variability of the observed flux during apparent steady state equilibrium, and appeared to depend on the rainfall intensity. Finally, total uncertainties were estimated at 0.1, 0.5 and 0.2 mm/h for drainage measurements and at 0.4, 1.6 and 0.45 mm/h for infiltration measurements for rainfall 1, 2 and 3, respectively.

3.1.2.4 Model description

The dynamic model of Assouline and Mualem (1997) relates the formation of a seal at the surface of a bare soil to the initial soil mechanical and hydraulic properties.

The bulk density within the disturbed zone, $\rho_c(z,t)$ [$M.L^{-3}$], is assumed to change with time, t [T], depth below the soil surface, z [L], according to:

$$\rho_c(z,t) = \rho_i + \Delta\rho_0(t)e^{-\frac{\ln(10^{-3})z}{d_c}} \quad [19]$$

where ρ_i [$M.L^{-3}$] is the initial bulk density, $\Delta\rho_0(t)$ [$M.L^{-3}$] is the increase in bulk density at the soil surface, and d_c [L] is the seal thickness, which corresponds to the depth where $\Delta\rho_c(d_c) = \rho_c(d_c) - \rho_i$ is equal to $10^{-3} \Delta\rho_0$. The subscript "c" is used to indicate a seal (crust) parameter.

During the dynamic phase of the developing seal, the surface bulk density varies according to:

$$\Delta\rho_0(t) = \Delta\rho_{0m} (1 - e^{-\frac{\beta^* t}{\Delta\rho_{\max}}}) \quad [20]$$

where $\Delta\rho_{0m}$ [M.L⁻³] is the maximal increase in bulk density, which depends on soil characteristics and β^* [M.L⁻³.T⁻¹] is a soil-rainfall parameter, which is a function of rainfall intensity.

The expression of the hydraulic properties within the seal domain is related to the bulk density. The retention curve, $\theta_c(h, \rho_c)$, and the conductivity function, $K_c(\theta, \rho_c)$, are expressed by the Brooks and Corey's (1964) relationship and Mualem (1976) model, respectively:

$$\theta_c(h, \rho_c) = [\theta_{sc}(\rho_c) - \theta_{rc}(\rho_c)] \left[\frac{h}{h_{ac}(\rho_c)} \right]^{-\lambda_c(\rho_c)} + \theta_{rc}(\rho_c) \quad [21]$$

$$K_c(\rho_c, \theta) = K_{sc} \left\{ \frac{[\theta - \theta_{rc}(\rho_c)]}{[\theta_{sc}(\rho_c) - \theta_{rc}(\rho_c)]} \right\}^{\frac{[2+2.5\lambda_c(\rho_c)]}{\lambda_c(\rho_c)}} \quad [22]$$

where θ_{sc} [-] and θ_{rc} [-] are the saturated and residual volumetric water contents, respectively, h [L] is the water pressure head, h_{ac} [L] is the air-entry water pressure, λ_c [-] is the pore-size distribution parameter, and K_{sc} [L.T⁻¹] is the saturated hydraulic conductivity of the seal layer. All these parameters are related to the seal bulk density $\rho_c(z,t)$ and the subsoil hydraulic properties (θ_s , θ_r , h_a , K_s , λ) according to the relationships suggested by Mualem and Assouline (1989):

$$\theta_{sc}(\rho_c) = \theta_s - \frac{\Delta\rho(z,t)}{\rho_s} \quad [23a]$$

$$\theta_{rc}(\rho_c) = \theta_r \left[1 + \frac{\Delta\rho(z,t)}{\rho_i} \right] \quad [23b]$$

$$h_{ac}(\rho_c) = ah_a \left[1 + \frac{\Delta\rho(z,t)}{\rho_i} \right]^b \quad a = 0.99 [L^{-1}]; \quad b = 3.72 [-] \quad [23c]$$

$$\lambda_c(\rho_c) = \lambda - C\Delta\rho(z,t) \quad [23d]$$

$$K_{sc}(\rho) = K_s \left[\frac{\theta_{sc}(\rho) - \theta_{rc}(\rho)}{\theta_s - \theta_r} \right]^{2.5} \left[\frac{h_a}{h_{ac}(\rho)} \right]^2 \left[\frac{\lambda_c(\rho)(1-\lambda)}{\lambda\{1-\lambda_c(\rho)\}} \right]^2 \quad [23e]$$

where ρ_s [M.L⁻³] is the soil particle density and C [L³.M⁻¹] is a constant.

The non linear partial differential Richards' equation was used to describe infiltration into the soil profile:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad [24]$$

with the appropriate formulations of $K(h)$ for the seal ($0 \leq z \leq d_c(t)$) and subsoil ($z > d_c(t)$) layers.

Equation [24] was numerically solved by an implicit finite difference scheme using the modified Picard iteration method (Celia et al., 1990), which provides an accurate mass balance. The convergence criterion classically used is a minimum in the pressure head differences between two successive iterations. Alternately, Huang et al. (1996) suggested to use the water content difference, they found it to be more robust when the hydraulic characteristics are highly non linear. Both water content and pressure head criteria were used in our numerical model.

Space step of discretization of Eq. [24] was adapted to the heterogeneity of the soil profile and ranged progressively from 0.2 mm near the surface to 5 mm in the subseal soil, but for the sand-membrane layer at the bottom of the profile, where it was set at 0.5 mm. Time step used was 15 s.

Constant pressure head (-57 cm) was imposed at the bottom boundary condition (13 cm below the soil surface). The surface boundary condition could switch from flux-controlled to head-controlled and vice versa during the iterative solution of Eq. [6], depending on the calculated surface pressure head value.

Hydrostatic pressure head profile was considered as the initial condition.

3.1.2.5 Estimation of soil and surface seal properties

The proposed model requires the knowledge of (i) the hydraulic parameters of the soil and of the sand-membrane layer as well, (ii) the characteristics of the fully formed seal, and (iii) the parameters describing its dynamics.

The soil was defined by five parameters : K_s , θ_s , θ_r , λ , h_a , which needed to be identified. In addition, the combined sand-membrane layer was assumed to be homogeneous and saturated and its effective hydraulic conductivity, K_{sm} , also had to be calibrated.

The fully developed seal is also defined by five parameters, d_c , $\Delta\rho_{0m}$, C , ρ_i , ρ_s , and the dynamics of the sealing process is represented by the parameter β^* . While soil particle density, ρ_s , was taken at 2650 kg.m^{-3} , initial bulk density, ρ_i , was not set at the same value as the subsoil (packed at 1400 kg.m^{-3}) because the surface layer was less compacted. Thus, five seal parameters were calibrated.

The objective function used for the calibration procedure was the average value of four single-objective functions minimizing the differences between each measured hydraulic variable and the corresponding model output. Simulated pressure heads at 2 and 11 cm depths and simulated drainage and infiltration rates were compared to the measured ones using the Nash efficiency coefficient (Nash and Sutcliffe, 1970) :

$$EF(X) = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N_x} (X_{obs}^i - X_{sim}^i)^2}{\sum_{i=1}^{N_x} (X_{obs}^i - \overline{X_{obs}})^2} = 1 - w_X \sum_{i=1}^{N_x} (X_{obs}^i - X_{sim}^i)^2 \quad [25]$$

where X_{obs}^i and X_{sim}^i are respectively the observed and simulated data X at the time i, $\overline{X_{obs}}$ is the mean of the observed data, N_x is the number of observed data X, and w_x is the weight associated with the data X. An advantage of the proposed coefficient of fit goodness is that all variables have about the same weight when they are combined owing to its dimensionless nature. Other multi-criteria calibration methods have been suggested such as the Pareto optimal set approach (Yapo et al., 1998; Demarty et al., 2004), but the associated optimisation algorithms being much more complex to implement, they were not used here.

The parameters of Eq. [19], namely $\Delta\rho_{0m}$ and d_c , were fitted against the X-ray bulk density measurements using a Gauss-Newton non linear least mean square errors method (Bates and Watts, 1988). These values were used to validate the model by comparing them with the seal parameters inferred from the infiltration experiments by an inverse method.

Much work has been devoted to developing automated procedures both for calibration of lumped parameter models (e.g. Mein and Brown, 1978; Duan et al., 1992; Kuczera and Parent, 1998; Madsen, 2000 among others) and for estimation of soil properties from either synthetic or experimental data (Kool and Parker, 1988; Simunek et al., 1998b; Friedel, 2005; Minasny and Field, 2005). Local (e.g. Marquardt, 1963; Press et al., 1989) and global (e.g. Wang, 1991; Duan et al., 1992) optimisation algorithms were developed. As local methods are less demanding in terms of computation, they can be advantageously used for evaluating model performance on a large number of data (Perrin et al., 2001). Their success for finding the global minimum of the cost function generally depends on the presence or not of multiple local minima. To avoid problems arising from local minimum convergence, global methods, by exploring a large part of the response surface, are more suitable. In this study, the global gridding method described by Duan et al (1992), was adopted using progressively finer grid as described later. Although time consuming, that method has the advantage of being relatively simple to implement. However, a feasible range of parameter variations and the grid discretization must be defined before each calibration.

If more than one parameter set leads to a given optimal response, parameters are said unidentifiable. This means that the information contained in the observation data are not suited to yield a reliable parameter estimation. For instance, transient outflow data alone were found not sufficient to determine soil hydraulic properties by inverse method (Toorman et al., 1992). Then, additional information should be brought by either pressure head measurements or multi-step flow experiments (Van Dam et al., 1994) or both (Eching and Hopmans, 1993).

For similar reasons, in our experiment, data provided by rainfall 1 appeared to not be sufficient to calibrate subsoil parameters: data of rainfall 2 of different intensity were also necessary. As surface sealing was forming during that rainfall event, both soil and surface seal parameters needed to be estimated simultaneously. Then, to minimize the number of corresponding simulations, the range of subsoil parameter variations was reduced to the range of the "best" parameters estimated during the optimisation performed using the rainfall 1 data. In the same way, the ranges of the "best" seal parameters identified with data of rainfall 2 were used as the range of variations for the rainfall 3

optimisation. This two-step calibration procedure was then applied for both soil and seal parameters and the overall method can be summarized as follow:

- estimation of subsoil soil parameters (large range of variations) using rainfall 1 data and identification of a restricted range of the “best” soil parameters;
- use of rainfall 2 data to estimate both seal parameters (large range of variations) and subsoil ones (within the restricted range of variations obtained from the previous step with a finer scanning grid) and identification of a restricted range of the “best” seal parameters;
- estimation of seal parameters (within the restricted range of variations identified during the rainfall 2 optimisation) by using rainfall 3 data.

A threshold value should be ascribed to the objective function to be minimized in order to discriminate the so-called “best” parameter sets. It was taken at 98% of the absolute higher value of the objective function.

The feasible ranges of the 11 parameters to be calibrated are given in Table 3.3. The maximum saturated water content, θ_s , was deduced from the soil bulk density and the ranges of the other soil parameters were inferred from typical values reported in databases (Carsel and Parrish, 1988) for a silt loam. The range of the hydraulic conductivity of the sand-membrane system, K_{sm} , was estimated from transient hydraulic head measurements performed before soil packing. For the seal parameters, previous bulk density measurements made on the same soil and with similar rainfall conditions (Augeard et al., 2005) provided the range for β^* , d_c , and $\Delta\rho_{0m}$. The range of C , deduced from those of $\Delta\rho_{0m}$ and λ , was defined in a such way that λ_c always had a positive value (Eq. [23d]).

Table 3.3. Feasible parameter space scanned during the first step of the optimisation method (rainfall 1 for soil parameters, rainfall 2 for seal parameters).

		Feasible parameter space discretization		
		min	max	Step increments
Soil parameters	$\theta_s(-)$	0.36	0.44	+0.02
	$\theta_r(-)$	0	0.06	+0.02
	h_a (m)	-0.15	-0.03	+0.02
	K_s ($m\ s^{-1}$)	$1.0\ 10^{-6}$	$3.2\ 10^{-5}$	x2
	λ (-)	0.06	0.2	+0.02
	K_{sm} ($m\ s^{-1}$)	$1.0\ 10^{-8}$	$1.6\ 10^{-7}$	x2
Seal parameters	β^* ($kg\ m^{-3}\ s^{-1}$)	0.2	0.6	+0.1
	$\Delta\rho_{0m}$ ($kg\ m^{-3}$)	0	500	+100
	d_c (m)	0.007	0.025	+0.002
	C ($m^3.kg^{-1}$)	$\lambda/(6\Delta\rho_{0m})$	$5\lambda/(6\Delta\rho_{0m})$	$+\lambda/(6\Delta\rho_{0m})$
	ρ_i ($kg\ m^{-3}$)	1250	1450	+25

3.1.2.6 Uncertainty and correlation

Once the optimal parameter sets were defined, the reliability and correlation of parameter estimates were analysed using the variance-covariance matrix approach (Hill, 1998). Even though linear regression analysis is only approximately valid for non linear problems, it allows comparing the relative uncertainty between parameters. Standard deviation s_p of each parameter p is equal to the square root of the diagonal of the variance-covariance matrix. Considering residuals as normally distributed, parameters follow approximately a Student distribution of $N_{obs}-N_{par}$ degrees of freedom, N_{obs} being the number of observations used for parameter estimation, and N_{par} the number of estimated parameters. Each parameter estimate, p , can be compared to zero for a given significance level α (here, $\alpha = 0.05$) through the variable $t = p / s_p$.

Correlation matrix can also be deduced from the variance-covariance matrix. A high correlation coefficient ($|R_c| > 0.95$) indicates that the corresponding parameters may not be uniquely identified (Hill, 1998). It reveals an overparametrisation of the model, which leads to parameter nonuniqueness : information contained in measurements are not sufficient to choose between a set of related parameters.

3.1.2.7 Composed- scaled sensitivities

Parameter sensitivity measures how sensitive a model result is to the variations of a parameter. In this study, the sensitivity was calculated for a 10% change in parameter values. As several types of observations were used for parameter estimation, the composed-scaled sensitivities were calculated to indicate the amount of information provided by each type of observation to a given parameter estimation (Hill, 1998). The overall sensitivity of a parameter p is then described by the composed-scaled sensitivity CSS_p , which is deduced from the scaled sensitivity associated with the type of observation X , $CSS_{X,p}$ defined as :

$$CSS_{X,p} = \left[\frac{1}{N_X} \sum_{i=1}^{N_X} w_X \left\{ \left(\frac{\partial X_{sim}^i}{\partial p} \right) p \right\}^2 \right]^{1/2} \quad [26]$$

where X_{sim}^i is the simulated value related to the i th observation of type X , p is one of the estimated parameters, w_X is the weight associated with the type of observations X and N_X is the number of observations X used in the regression. A high value of $CSS_{X,p}$ indicates that the type of observations X provides significant information for parameter p estimation. The composed-scaled sensitivity, CSS_p , is then calculated for each parameter as :

$$CSS_p = \left(\sum_X CSS_{X,p}^2 \right)^{1/2} \quad [9]$$

A low value of CSS_p indicates a large uncertainty of the parameter estimate. Zhang et al.(2003) proposed to use the ratio:

$$\gamma_p = \frac{CSS_p}{\max_{p^*}(CSS_{p^*})} \quad [10]$$

where the denominator is the maximal value of CSS for all parameters, to compare the CCS_p values associated with different parameters p . According to Hill (1998) and Friedel (2005), γ_p must be greater than 0.01, otherwise the parameter p is not likely to be identifiable using the corresponding observations. Zhang et al. (2003) found that the non linear regressions may or may not converge for γ_p values ranging between 0.01 and 0.1. Thus, they considered a parameter as identifiable for $\gamma_p \geq 0.1$. This threshold value was also adopted in this study.

3.1.3 Results and discussion

3.1.3.1 Soil parameter estimates

3.1.3.1.1 First step of the calibration procedure

Since no surface runoff occurred during rainfall 1 (5.7 mm/h during 150 min), soil parameter estimation was performed using only drainage rate and tensiometer measurements. The ranges of the “best” parameter sets estimated with data of rainfall 1 (98% of the absolute higher value of the objective function) are reported in Table 3.4.

Table 3.4. Estimation of the soil and seal parameters by a two-step method. Uncertainties calculated from the regression are in brackets.

		Feasible range	Estimation from rainfall 1	Estimation from rainfall 2	Estimation from rainfall 3
Soil parameters	θ_s (-)	0.36; 0.44	Same range	0.41[0.096]	-
	θ_r (-)	0; 0.06	Same range	Same range ->fixed*	-
	h_a (m)	-0.15; -0.03	Same range	-0.11 [0.029]	-
	K_s ($m\ s^{-1}$)	$5\ 10^{-7}$; $3.2\ 10^{-5}$	Same range	$2.0\ 10^{-6}$ [$6.5\ 10^{-7}$]	-
	λ (-)	0.06; 0.2	0.06 ; 0.1	0.090 [0.012]	-
	K_{sm} ($m\ s^{-1}$)	10^{-8} ; $1.6\ 10^{-7}$	$2.0\ 10^{-8}$	$2.0\ 10^{-8}$ [$7.4\ 10^{-9}$]	-
Seal parameters	β^* ($kg\ m^{-3}\ s^{-1}$)	0.2; 0.6	-	0.4; 0.6 ->0.5 [†] [0.51]	-
	C ($m^3\ kg^{-1}$)	$\lambda/(4\Delta\rho_{0m})$; $5\lambda/(6\Delta\rho_{0m})$	-	$5\lambda/(6\Delta\rho_{0m})$	$2.17\ 10^{-4}$ [$5.2\ 10^{-5}$]
	d_c (m)	0.007; 0.025	-	Same range	$1.3\ 10^{-2}$ [$6.5\ 10^{-2}$]
	$\Delta\rho_{0m}$ ($kg\ m^{-3}$)	0; 500	-	300; 400	400 [63]
	ρ_i ($kg\ m^{-3}$)	1250; 1450	-	Same range	1325 [9860]

*fixed at 0.02

†deduced after estimation of the other seal parameters using rainfall 3 data

The sand-membrane hydraulic conductivity (K_{sm}) alone appears to be well defined after this first step of optimisation (equal to $2 \cdot 10^{-8}$ m/s). Concerning the other parameter estimates, correlation and low sensitivity, identified within the “best” parameter sets, reduced the estimation accuracy. Note that this analysis is different either from the correlation analysis related to the variance-covariance matrix presented above or from a conventional surface plot of objective function contour lines. Indeed, in these two methods, the objective function is considered as a function of two varying parameters, while the others are kept at their optimal value, whereas in the present case, the optimal set of parameters was not defined, and all parameters simultaneously changed. For example, a positive correlation may be detected among the “best” parameter sets between air-entry pressure (h_a) and saturated hydraulic conductivity (K_s): when K_s decreases, h_a becomes lower, so that desaturation appears at a higher depression and compensates the decrease in conductivity. This result was also noted by Zhang et al. (2003), where hydraulic parameter calibration using pressure head data led to a high correlation between K_s and the van-Genuchten (1980) parameter α , which plays a comparable role as h_a in the Brooks and Corey equation. In the same way, λ presents also a correlation with h_a and K_s , even if its range of variation was restricted. Concerning saturated and residual water contents, no correlation was identified but the objective function values did not allow to discriminate a better range of values for these two parameters possibly because of their low sensitivities.

Briefly, the rainfall 1 experiment was comparable with the one-step outflow method described in van Dam et al. (1994) with prescribed infiltration rate at the soil surface instead of imposed pressure. These authors showed that a multi-step flow is needed to improve hydraulic parameter estimation.

3.1.3.1.2 *Second step of the calibration procedure*

The rainfall 2 (29.4 mm/h during 60 min) provided soil parameter estimation with additional information because rainfall intensity was different from the first one, and surface runoff occurred. The optimal soil parameter set is presented in Table 3.4, and the efficiency coefficient associated with the final simulation was 0.88 (Table 3.5). The range of residual water content (θ_r) values tested led simulations of nearly equal quality: the model was apparently not sensitive to this parameter. Composited-scaled sensitivity (calculated by Eq. [27] with $\theta_r = 0.02$, which gave the optimal simulation) confirmed that result: the ratio $\gamma_{\theta_r} = 0.03$ being smaller than 0.1 reveals the unidentifiability of this parameter. This can be explained by the relative narrow range of water content covered by the rainfall experiments. Residual water content was consequently fixed at 0.02 in the other simulations.

Once this first optimal set of soil parameters was defined, step values used for scanning parameter space were reduced to increase parameter estimation precision.

Table 3.5. Values of the Nash efficiency coefficient for each rainfall simulation using the optimal set of soil and seal parameters.

	Pressure head at 2 cm depth	Pressure head at 11 cm depth	Infiltration rate	Drainage rate	Mean of the Nash efficiencies
Rainfall 1	0.91	0.89	-	0.91	0.90
Rainfall 2	0.89	0.91	0.89	0.83	0.88
Rainfall 3	-0.33	0.60	0.46	0.71	0.36

3.1.3.1.3 Sensibility, uncertainty and correlation of the optimal set of soil parameters

Values of square composed-scaled sensitivity (γ_p^2) (see Eq. [28]) to the soil parameters calculated for each type of measurements are presented in Figure 3.3. This analysis allowed to quantify the contribution of information content related to each type of measurements to each parameter estimation. For example, the composed-scaled sensitivity of the sand-membrane hydraulic conductivity (K_{sm}) contains principally contributions of pressure head at 11 cm depth and drainage rate information, that is consistent with the low position of this layer. It can be seen that all the soil parameters mainly benefit from drainage information, as the bar is longer for the drainage rate (which represent from 54 % to 69% of the square sensitivity ratio)(Figure 3.3). On the contrary, sensitivity of infiltration to changes in the parameters remains the lowest compared to the other measurement types. That may be due to the absence of surface runoff during the rainfall 1. Pressure head data information displays a lower contribution to K_s compared to the other parameter estimates. This result corroborates those of Zhang et al. (2003), where water flow signal appeared to be not very sensitive to a change in hydraulic conductivity as pressure information was used for calibration. Concerning the difference between the contributions of pressure head at 2 and 11 cm depth, it could be enhanced by the difference in the corresponding weights used in the calculation: the variance of pressure head observations at 11 cm depth remained smaller than that at 2 cm depth, because of the vicinity of the imposed pressure head. The corresponding weight was thus higher. Nevertheless, the total contribution of pressure head data information reached a mean of 34% (mean 18% for K_s , max 49% for K_{sm}) of the square composed scaled sensitivity ratio (Figure 3.3).

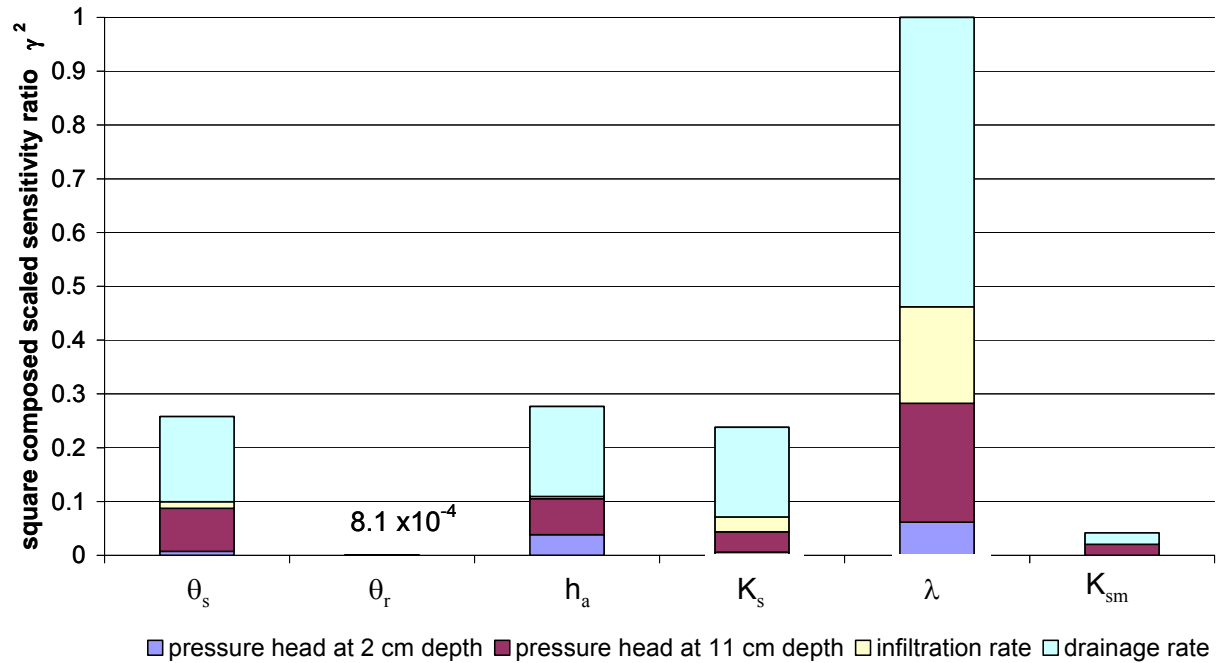


Figure 3.3. Square composed scaled sensitivity values (γ^2) of each type of measurement to the soil parameters.

The variance-covariance matrix shows that the uncertainties represent a mean of 27% of the parameter estimates (from 13% for λ to 37% for K_{sm}) (Table 3.4), which reflects the difficulty to get precise estimations even with two-step flow experiments. However, according to the Student test, all the parameter estimates were significantly different from zero, which emphasizes their significant contribution to the model.

Parameter identifiability not only requires sensitivity and uncertainty analyses, but also calculation of correlation between parameters to guarantee their uniqueness. Correlation coefficients (Table 3.6), noted R_c , were calculated for the optimal set of soil parameters estimated with rainfall 1 and 2 data, by fixing the unidentifiable parameter θ_r at 0.02 and the seal parameters (rainfall 2) at their optimal values (see below). The largest value of $|R_c|$ (0.744), being smaller than the critical value of 0.95 (Hill, 1998); the five parameter estimates could therefore be considered as unique.

Table 3.6. Correlation coefficients between soil parameter estimates.

	θ_s	h_a	K_s	λ	K_{sm}
θ_s	1.000				
h_a	-0.105	1.000			
K_s	0.407	0.744	1.000		
λ	-0.729	-0.304	-0.709	1.000	
K_{sm}	-0.179	0.108	-0.201	0.339	1.000

3.1.3.2 Seal parameter estimates

3.1.3.2.1 *First step of calibration procedure*

Once soil parameters were identified, seal parameters were estimated using data from rainfall 2 (29.4 mm/h during 60 min) and 3 (6.3 mm/h during 120 min). Whereas events 1 and 3 approximately had the same intensity, only the latter one produced surface runoff as a consequence of the seal formed during rainfall 2.

The two-step method was also adopted. Among the “best” parameter sets obtained from rainfall 2 simulations, the soil parameter values, but θ_r , were found to be equal to their optimal values, whereas the seal parameters were not unique and covered a range shown in Table 3.4. Among these sets, $\Delta\rho_{0m}$ and C exhibit an anti-correlation: only the values of C corresponding to the highest product $C \cdot \Delta\rho_{0m}$ were retained. As for the parameters β^* , d_c and ρ_i , it was not possible to discriminate a range of values better than the initial one, despite no correlation were clearly observed.

3.1.3.2.2 *Second step of the calibration procedure*

The second step of the estimation method consisted in trying to determine a unique optimal set of seal parameters from the range obtained in the first step by using rainfall 3 data. Parameter β , which represents the dynamics of seal formation and only played a role in rainfall 2, was re-estimating from rainfall 2 data by fixing all the other seal parameters at their optimal values. Because of the decreasing number of parameters to estimate, step increments used for scanning parameter space were reduced. The resulting optimal set of parameters is reported in Table 3.4. The Nash efficiency coefficient associated with the optimal simulation, equal to 0.32 (Table 3.5), was smaller than those obtained with the other simulations mainly because of a negative value (-0.51) associated with the pressure head at 2 cm depth (Table 3.5). This point will be discussed later.

Many simulations appeared to have about the same level of quality even in this second step of calibration procedure, reflecting a low sensitivity to, or correlation between, certain parameters. However, the correlations between these “best” parameter sets were not clear enough and more precise analysis was thus required.

3.1.3.2.3 *Sensibility, uncertainty and correlation of the optimal set of seal parameters*

Square composed-scaled sensitivity ratios (γ_p^2) (see Eq. [28]) to seal parameters are presented in Figure 3.4. Comparing the contribution of information content related to each type of measurements to parameter estimation, it can be noted that the drainage and infiltration data represent from 62% to 78% of the γ^2 values for all parameters. Infiltration contributed at approximately the same level of information content as drainage, contrary to the case of soil parameter estimation (Figure 3.4). This can be related either to a close relation between seal formation and surface runoff or

to the absence of surface runoff during rainfall 1, which was used at some extent for estimating the soil parameters. A difference can be noticed between the contribution of pressure heads measured at 2 cm and 11 cm depths, similarly to what it was observed for the soil parameter estimates. This can also be explained by the difference in the weights associated with each pressure head measurement.

Sensitivity analysis is also a mean to evaluate parameter identifiability (Zhang et al., 2003). Parameters C and $\Delta\rho_{0m}$ appear to be the most sensitive (Figure 3.4), and consequently the easiest to identify. Parameters d_c and ρ_i present a low sensitivity, but the values of γ (0.12 and 0.105, respectively) are slightly above the threshold of 0.1. Then, only β^* presents a lack of identifiability. This is consistent with the fact that it was used during rainfall 2 only. Practically, this problem was overcome by estimating this parameter alone at the end of the optimisation process.

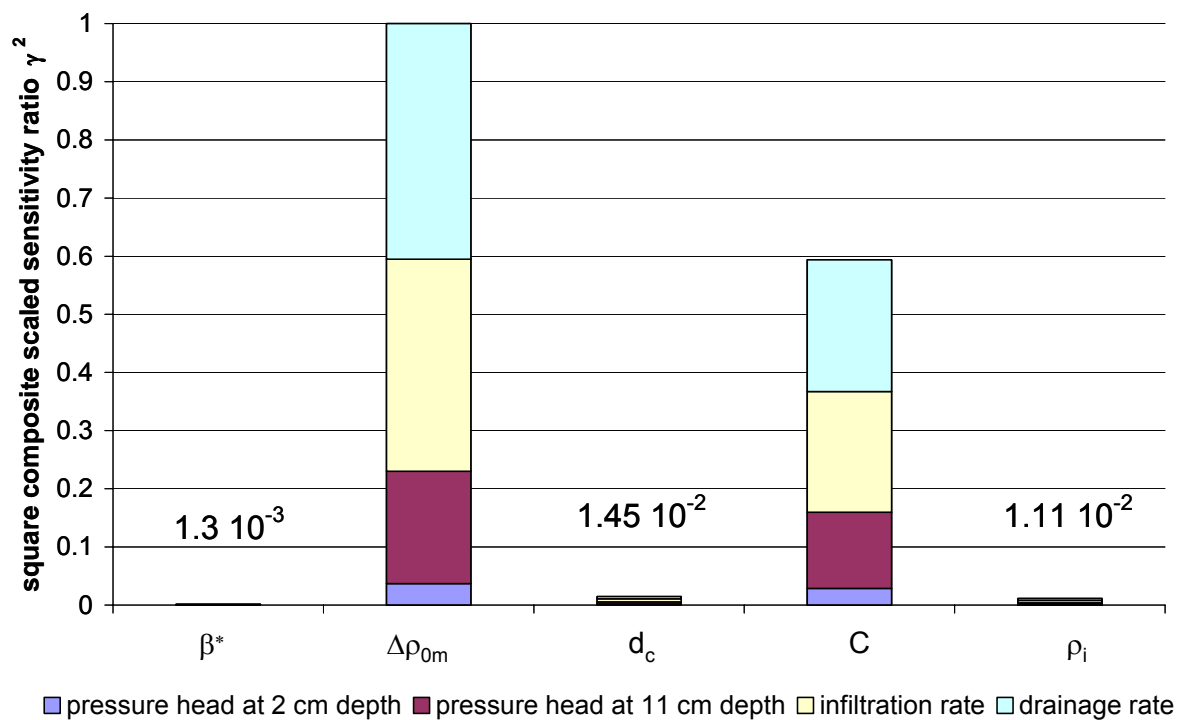


Figure 3.4. Square composed scaled sensitivity values (γ^2) of each type of measurement to the seal parameters.

To quantify the calibration quality, the uncertainties obtained from the variance-covariance matrix were also analysed. Corroborating sensitivity analysis results, the relative uncertainties of $\Delta\rho_{0m}$ and C, equal to 15% and 23%, respectively (Table 3.4), are smaller than those associated with β^* , d_c and ρ_i (80%, 446% and 658%, respectively). According to the Student test, only $\Delta\rho_{0m}$ and C estimates were significantly different from zero, with a probability of error level lower than 5%. Consequently, it would be suitable to provide the other parameter estimates with additional information to enhance the accuracy of their estimates.

Completing the sensitivity and uncertainty analyses, correlation among seal parameters was calculated to check their uniqueness. The corresponding correlation coefficients are given in Table 3.7. They are lower, in absolute value, than the threshold (0.95) suggested by Hill (1998), except for the couple (d_c , ρ_i) which presents a strong correlation (0.997). This reflects either an inadequate information content in the calibration or an over-parametrisation of the model. One way to avoid correlation between parameters would be to find alternate combinations of parameters values and to validate them against a larger set of independent experimental data. Another way consists in determining one parameter by an independent measurement. In our study, since final bulk density profile was also measured, it can be used as a given input parameter of the model to relax correlations and decrease uncertainties. This point will be developed in the last part of the paper. Before that, the simulations obtained with the optimal set of parameters are analysed below by comparison with both observed hydraulic variables and bulk density measurements.

Table 3.7. Correlation coefficients between seal parameter estimates.

	β^*	C	d_c	$\Delta\rho_{0m}$	ρ_i
β^*	1.000				
C	0.488	1.000			
d_c	0.915	0.544	1.000		
$\Delta\rho_{0m}$	0.519	-0.397	0.515	1.000	
ρ_i	0.923	0.523	0.997	0.552	1.000

3.1.3.3 Observed and simulated pressure heads, infiltration and drainage rates

Once the optimal set of parameters was determined, the comparisons between simulated and observed variables used for parameter calibration provided information about the limits of the model, through identification of errors linked to its structure and assumptions, and about the limits of the experimental device itself.

The expressions used for describing both soil and seal hydraulic properties may actually be questionable. For instance, the air-entry pressure head of the Brooks and Corey equation (Eq. [21]) is a conceptual threshold. Direct measurements of the water retention curve of silt loam soils provided evidence that water content near saturation progressively decreases as pressure head increases, thus being better described by a sigmoidal curve type model (van Genuchten, 1980; Assouline et al., 1998). Furthermore, the hypothesis of the exponential-decay of bulk density with depth (Eq.[19]), uniformly applied all over the soil surface, does not take into consideration the aggregate distribution and arrangement, which may generate bulk density variability in the seal layer (Bresson et al., 2004), and modify seal formation (difference between depression and mound microtopography) (Aboujaoudé et al., 1991; Fox et al., 1998). Additionally, the seal hydraulic parameters were supposed to remain constant between the end of rainfall 2 and the application of rainfall 3, while the drainage following the

rainfall 2 could have modified the structure of the seal. In conclusion, despite its physical basis, the model still contained a conceptualised part, and the question now is: are the chosen concepts adapted to simulate infiltration through a seal ?

Comparisons between observed and simulated values of hydraulic variables, shown in Figure 3.5, may contribute to answer the question. We chose to show infiltration and drainage fluxes with a time step of 10 min to enhance legibility of the graphs.

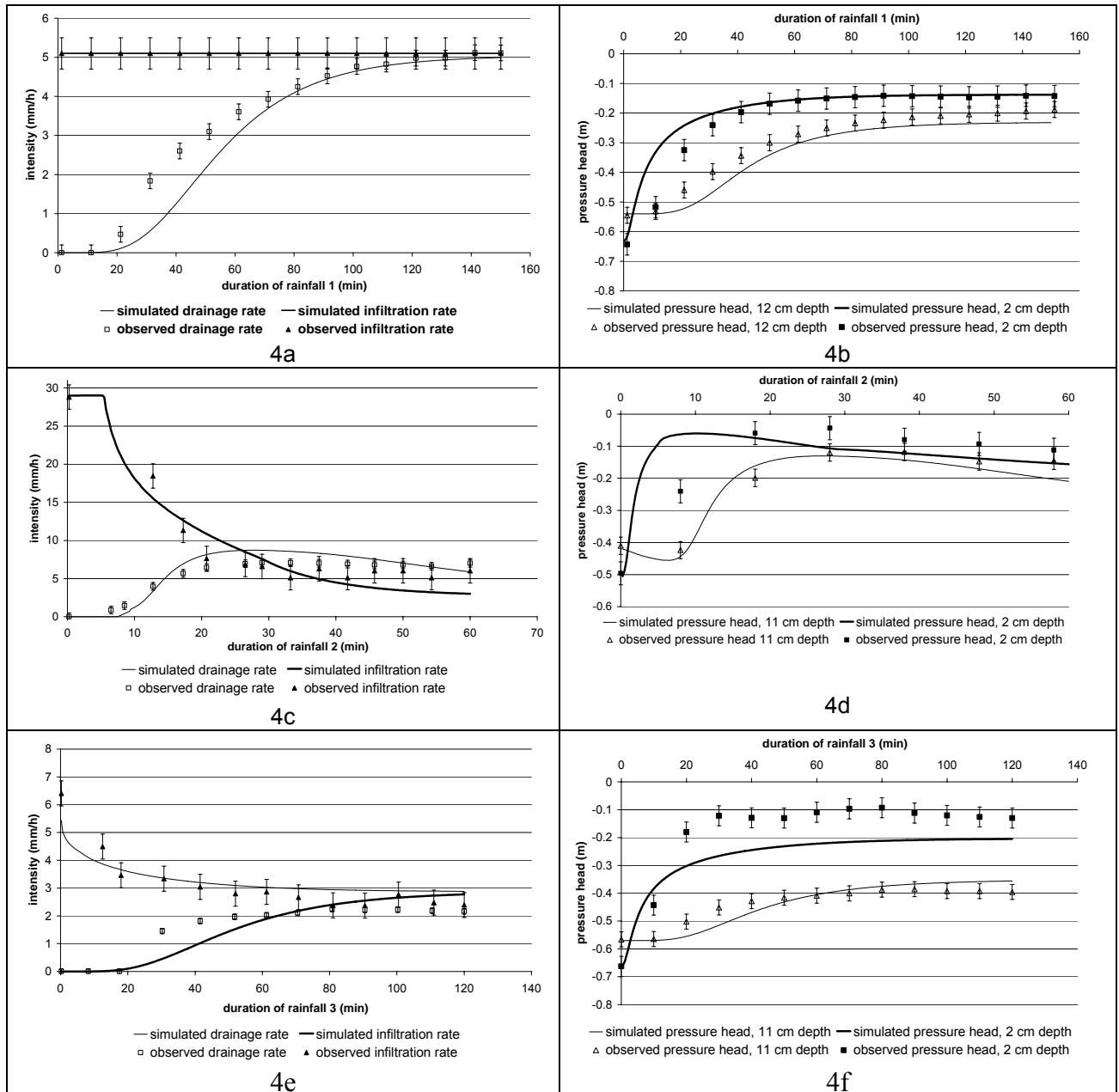


Figure 3.5. Comparison between the observed and simulated variables used for calibration during rainfall 1 (a-b), rainfall 2 (c-d) and rainfall 3 (e-f). The optimal seal and subsoil parameters are reported in Table 3.4. Vertical bars correspond to experimental uncertainties.

The following comments can be made.

(i) Simulated wetting fronts exhibit a delay compared to the observations, as shown by both drainage flux and pressure head measured at 11 cm depth. The dynamics of vadose zone was not very accurately reproduced, possibly due to non realistic shapes of soil unsaturated hydraulic conductivity and water retention curves.

(ii) Calculated surface runoff occurs earlier than it was observed. This can be explained by the fact that the experimental design measured the time of arrival of water in the tipping bucket, whereas the model calculates the ponding time. The difference corresponds to the time to fill small depressions on the soil surface, to connect them to the outlet and to transfer the initiated runoff to the tipping bucket. To overcome this flaw, one possible solution would consist in introducing in the model a surface retention capacity able to store a certain amount of water before runoff, but that would lead to one more parameter to calibrate.

(iii) Concerning seal formation, the observed time evolution of pressure heads and fluxes was correctly reproduced by the model (Figures 3.5c and 3.5d). As a matter of fact, during the rainfall event 2, the pressure heads first increase due to infiltration and then decrease during seal development (Figure 3.5d). This effect, called 'drying effect', was described in earlier experiments (Bosh and Onstad, 1988; Nishimura et al., 1993; Fohrer et al., 1999) and numerical solution (Mualem et al., 1993): as seal hydraulic conductivity decreases with time, the water infiltrating from the surface decreases as well, whereas the downward flux remains, at least for a while, at the same value. Consequently, water content and therefore pressure head decreases. For the same reason, the outflow flux becomes temporally higher than the infiltration rate (Figure 3.5c). Note that this drying effect was more pronounced in simulations than in observations, indicating that the seal development was possibly overestimated in the model. Inversely, during rainfall 3 (Figure 3.5e), the simulated infiltration rate was slightly higher than the observed one, suggesting that the seal conductivity was smaller than the simulated one. The seal parameter estimation actually led to a compromise between the two sets of rainfall data. The assumption that the seal formed by rainfall 2 had the same properties as during rainfall 3 may be questionable. Indeed, seal structure may slightly change after rainfall 2 during the drainage process and lead to a less conductive layer. Fohrer et al. (1999) measured seal bulk density formed under single and subsequent rainfalls in both moist and dry initial conditions. In moist condition, seal bulk density appeared to be greater after subsequent rainfalls (1290 kg.m^{-3}) than after continuous rainfall (1200 kg.m^{-3}), which confirms the instability of seal during wetting / drainage cycles.

(iv) Simulated pressure heads at 2 cm depth remained smaller than the observed ones during rainfall 3 (Figure 3.5f), which has not yet been fully explained.

In conclusion, while the model captures the main features of the water flow dynamics, it doesn't fit exactly all the experimental data despite its large number of parameters. In the following, an attempt to validate the model is presented by comparing calculated and measured bulk density profiles within the seal.

3.1.3.4 Comparison with bulk density measurements

As Figure 3.6 shows, bulk density profiles measured at the end of the simulated rainfall 3 exhibited a strong decrease within the upper 2 mm and a more progressive one underneath. The fitted exponential sealing model (Eq. [19]) provides a correct description despite a high experimental variability related to the presence of coarse aggregates. The corresponding fitted parameters are given in Table 3.8. No significant correlation was observed between them ($|R_c| < 0.95$). By comparing these values with the parameters estimated from infiltration experiment (Table 3.4), it may appear that both seal thickness d_c and maximal change in bulk density $\Delta\rho_{0m}$ would be overestimated by the model calibrated on infiltration data (Figure 3.5). However, uncertainties related to the non linear regression against X-ray measurements and to the parameter estimations were high, and the differences between parameters are not statistically significant.

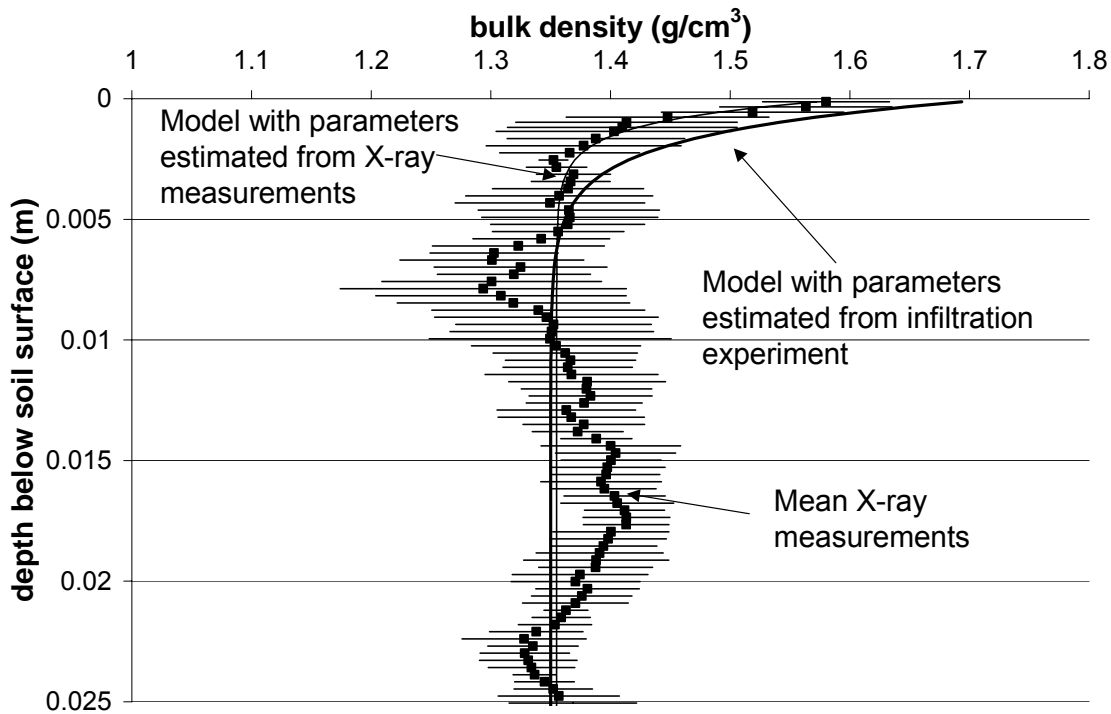


Figure 3.6. Example of measured and modelled bulk density profiles. Horizontal bars correspond to the maximum range of the four measured profiles.

Table 3.8. Parameters of the exponential model (Eq. [19]) fitted on the measured bulk density profiles (4 replicates), ρ_i initial bulk density, $\Delta\rho_{0m}$ maximal change in bulk density, d_c modelled seal thickness.

	ρ_i (kg.m ⁻³)	$\Delta\rho_{0m}$ (kg.m ⁻³)	d_c (m)
Fitted value	1355***	251***	$6.25 \cdot 10^{-3}$ ***
Uncertainty of the regression	4	52	$1.35 \cdot 10^{-3}$

*** significant at the probability level 0.005

To conclude, bulk density measurements corresponded to a less developed seal than modelled bulk density profiles estimated from the infiltration data. As noted before, the comparison between simulated and measured hydraulic variables showed that the seal layer affected more the infiltration process in rainfall 3 than in rainfall 2, and the estimated parameters resulted from a compromise between both. Thus, the estimated bulk density profile was also a compromise, which did not correspond exactly to the bulk densities at the end of the rainfall 3 experiment. Introducing bulk density measurements as a given parameter will inform on the model performance when its parameters contain a physical meaning.

3.1.3.5 Use of bulk density measurements to constrain the calibration process

As infiltration experimental data did not provide enough information for accurate parameter estimations, the model was constrained by introducing parameters fitting the measured bulk density profile. This had several effects on the calibration results: first, as the measured parameters did not exactly correspond to the optimal parameters, a new optimal set of parameters was calibrated; second, the uncertainties and correlation values changed consequently to the modifications of the optimal set of parameters and to the reduction of degrees of freedom of the model; and third, the composed-scaled sensitivity ratio may be slightly modified.

To analyse the effects of each bulk density measurement information type (initial bulk density, maximal change in bulk density at the soil surface, seal thickness) on model uncertainties, three constraint scenarios were tested to calibrate the model (noted I, II, III), respectively). The combinations of fixed parameter were selected by adding progressively new measurement information to relax parameter correlations. Table 3.9 summarizes the results of the three calibration scenarios compared to the initial scenario (noted 0).

Initial bulk density, which presented a strong correlation with seal thickness and a high uncertainty value, was the first parameter fixed in scenario I. The resulting new optimal values present little differences compared to those obtained with the whole parameter estimation (Table 3.9), and the decrease in the corresponding Nash efficiency coefficient was very low. Actually, modification of initial bulk density (from 1325 to 1355 kg.m⁻³) was compensated by a change in seal thickness (from 0.013 to 0.016 m) as a result of the two parameter correlation. In addition, the relative uncertainty associated with seal thickness estimation strongly decreased (from 446% to 58%) because fixing initial bulk density allowed to removed correlation with seal thickness during calibration process. For the same reason, the uncertainty associated with β^* decreased (from 80% to 42%), thanks to the relaxation of the correlation with initial bulk density (which were equal to 0.897, Table 3.7). This result emphasizes the high contribution of parameter correlation to uncertainties.

Table 3.9. Optimal set of parameters, uncertainty and correlation analysis of the seal model for different calibration-constraint scenarios.

scenario	parameters to estimate	mean Nash coefficient (rainfall 2+3)	parameters with significant correlation	Optimal values [uncertainties]				
				β^* ($\text{kg m}^{-3}\text{s}^{-1}$)	C ($\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$)	d_c (m)	$\Delta\rho_{0m}$ (kg m^{-3})	ρ_i (kg m^{-3})
0	β^* , C, d_c , $\Delta\rho_{0m}$, ρ_i	0.576	ρ_i and d_c	0.45 [0.51]	$2.17 \cdot 10^{-4}$ [$5.21 \cdot 10^{-5}$]	0.013 [0.065]	400 [63]	1325 [9860]
I	β^* , C, d_c , $\Delta\rho_{0m}$	0.575	C and $\Delta\rho_{0m}$	0.45 [0.19]	$2.14 \cdot 10^{-4}$ [$5.61 \cdot 10^{-5}$]	0.016 [$9.21 \cdot 10^{-3}$]	400 [66]	1355 fixed
II	β^* , C, d_c	0.550	No correlation	0.30 [0.12]	$3.51 \cdot 10^{-4}$ [$1.41 \cdot 10^{-5}$]	0.023 [$9.20 \cdot 10^{-3}$]	251 fixed	1355 fixed
III	β^* , C	< 0	-	-	-	0.00625 fixed	251 fixed	1355 fixed

However, despite these two parameter uncertainty decreases, a high negative correlation appeared between C and $\Delta\rho_{0m}$ ($R_c = -0.96$), once initial bulk density was fixed. Note that this anti-correlation was not observed during the whole parameter estimation. This anti-correlation, and the resulting slight increase in parameter uncertainties, can be explained by the structure of the relation between the pore-size distribution parameter of the seal and the underlying soil (Eq. [23d]), which contains the product of two anti-correlated parameters. Indeed, during soil parameter estimation, λ appeared to be the most sensitive compared to the other ones (Figure 3.3). This sensitivity certainly remains high for the seal as well. Thus, variations in the product of C by $\Delta\rho_{0m}$ strongly affected the model response and a decrease in C can be compensated by a increase in $\Delta\rho_{0m}$.

To remove this anti-correlation, the constraint-calibration scenario II was tested by fixing $\Delta\rho_{0m}$ at its measured value ($251 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, see Table 3.8). As expected, the new optimal set of parameters shows an increase in C (to balance the decrease in $\Delta\rho_{0m}$) and a simultaneous decrease in its uncertainty. Note that seal thickness estimates (d_c) also increased, which was due to its anti-correlation with $\Delta\rho_{0m}$ ($R_c = -0.672$). The new optimal value of d_c was much higher than the measured one (Table 3.8), emphasizing the limitation of the model to reproduce both soil bulk density profile and infiltration rate. The efficient coefficient decreased but remained in the same order of magnitude as the values obtained with the previous constraint-calibration scenarios. No significant correlation (i.e. $|R_c| > 0.95$) was observed. However, correlation between d_c and C ($|R_c| = 0.94$) was found close to the threshold value. So, the scenario III consisting in fixing seal thickness d_c at its measured value (0.00625 m) was tested. In that case, no acceptable parameter set was encountered during the optimisation process, because the model did not simulate any surface runoff during rainfall 3. This can

be explained by the actual decrease of seal hydraulic conductivity when measured bulk density profile is used for calibration.

3.1.4 Summary and conclusion

Three simulated rainfall experiments (infiltration through unsealed soil, rainfall 1, sealing soil, rainfall 2, and sealed soil, rainfall 3) were used to determine soil and seal hydraulic properties by inverse method applied to the Richards equation coupled with a model which simulates changes of seal bulk density with time and space (Assouline and Mualem, 1997). The optimal set of parameters was calculated by minimizing differences between observed and simulated values of pressure heads at 2 and 11 cm depths, infiltration and drainage rates. Uncertainties, correlations and sensitivities of the parameters were quantified. The analysis was performed to evaluate the accuracy of the model calibration and to compare the contribution of the information content of each measurement type to parameter estimations.

Data of two simulated rainfall experiments (rainfall 1 and 2) were necessary to identify a unique optimal set of soil parameters. Only residual water content, which presented a low sensitivity, had to be fixed. Uncertainties associated with parameter estimates represented a mean of 27%, which reflects the difficulty of accurate parameter estimation even from two experiments with different rainfall intensities.

The optimal set of seal parameters was also determined from data of two experiments (rainfall 2 and 3), but the accuracy of the estimation was lowered by (1) a correlation between parameters (modelled seal thickness and initial bulk density) which enhanced associated uncertainties, and (2) the low sensitivity of the parameter β^* related to the dynamics of seal formation, which played a role only during rainfall 2. This parameter was thus estimated by a specific procedure using only rainfall 2 data. Besides, the maximal change in bulk density and the pore-size distribution index of the seal, appeared to be the most sensitive parameters, and thus, presented the lowest uncertainties.

Despite a large number of parameters to estimate, simulated data did not fit perfectly the experimental data. The differences were not related to the calibration procedure but probably to either the ability of the model to reproduce all the processes involved or to some experimental flaws. For example, seal structure seemed to slightly change during the drainage process following the end of the rain event 2 and led to a less conductive layer. However, the main experimental features of the dynamics of pressure head, infiltration and drainage rates were correctly reproduced.

Besides seal parameter estimation, bulk density profile measurements of the soil surface were performed after the rainfall simulations using the X-ray method. The exponential-decay shape assumed in the seal model was found to correctly reproduce the measured distribution of bulk density with depth. However, the measurements showed a less developed seal than suggested by the bulk density profile estimated from rainfall experiments. This result highlights the difficulties to validate such a model with local bulk density measurements.

To relax correlation and decrease parameter uncertainties, bulk density measurements were used as a given input parameter of the model. Fixing initial bulk density was not sufficient to improve estimation accuracy, because an other correlation appeared. Two fixed parameters, namely the initial

bulk density and its maximal change with time, were actually necessary to relax correlations and the resulting relative uncertainties decreased to a mean of 28%. It may be assumed that three degrees of freedom are sufficient to simulate the experiments with this kind of model.

Further research is needed to explore the relations existing between the correlated parameters. One possibility consists in applying inverse method of various computer-generated experimental conditions to test if the correlation are inherent in the model structure and to specify the relations between the correlated parameters. If correlation depends on the experimental conditions, an optimal experimental design, which provides enough information to accurately estimate all parameters, must be defined from this numerical tests.

Acknowledgments

The study was performed in the framework of the RIDES project, "Ruissellement, Infiltration et Dynamique des Etats de Surface" (Surface Runoff, Infiltration and Dynamics of Soil Surface Characteristics), funded by the French "Programme National de Recherches en Hydrologie" (PNRH). The authors are grateful to the Soil Science Unit of INRA in Orléans for having offered the opportunity to use the rainfall simulator of their laboratory. The skilled technical assistance of C. Chaumont (Cemagref, Antony), L. Prudhomme, B. Renaux, and C. Lelay, (INRA Orléans) was very helpful. Authors also thank L.M. Bresson for his precious collaboration in the RX radiography, and T. Mathevet and F. Darboux for fruitful scientific discussions.

3.2 Estimation des paramètres hydrodynamiques de croûtes formées en conditions humides : application à deux sols limoneux

3.2.1 Introduction

La technique d'estimation des paramètres du sol et de la croûte de battance décrite dans la partie précédente est ici appliquée à d'autres configurations expérimentales : deux pressions initiales de l'eau sont imposées à la surface du sol, et un autre sol limoneux, en plus du sol du Pays de Caux, est testé pour ces deux conditions initiales.

Ce second sol provient de la parcelle drainée sur laquelle a été implanté le site expérimental décrit dans le chapitre 4 de ce mémoire (bassin versant de Mélarchez, 77). La structure et la composition de ce sol vont donc refléter les éventuelles modifications induites par la présence du drainage (voir paragraphe 1.2.1.1., concernant le drainage et la structure du sol).

Le choix des conditions initiales de pression de l'eau en surface du sol s'inscrit dans la continuité de notre étude sur les différences d'humidité en parcelle drainée, entre la zone au-dessus du drain et l'interdrain. Comme pour le chapitre 2, les deux conditions initiales testées correspondent respectivement à une profondeur de nappe initialement haute (pression de -30 cm de hauteur d'eau) et basse (pression de -70 cm de hauteur d'eau). D'après les résultats présentés dans Augéard et al (2005a) (voir chapitre 2), le profil de masse volumique du sol en surface dépend de cette condition initiale : la croûte est plus épaisse et plus dense pour une pression initiale de -30 cm. Cette différence a-t-elle des conséquences notables sur les propriétés hydrodynamiques de la croûte ?

Augéard et al. (2006) (voir paragraphe 3.1 précédent) proposent une méthode d'estimation des paramètres du sol et de la croûte à partir d'expérimentations d'infiltration. Le modèle utilisé, qui relie les propriétés hydrodynamiques de la croûte à sa masse volumique (Assouline and Mualem, 1997), a permis de retrouver des profils de masse volumique comparables à ceux mesurés par radiographie aux rayons X. Néanmoins, les résultats montrent combien les corrélations et/ou à la faible sensibilité de certains paramètres engendrent d'incertitudes lors du calage. Les objectifs de cette partie consistent donc à tester (i) si la masse volumique estimée par le modèle est du même ordre de grandeur que celle mesurée par rayons X dans d'autres conditions expérimentales que celles qui ont prévalu précédemment, (ii) si la méthode d'estimation permet de discriminer les effets des dépressions testées sur les propriétés hydrodynamiques de la croûte.

3.2.2 Matériel et méthodes

Les principales caractéristiques des sols utilisés sont présentées dans le Tableau 3.1.

Tableau 3.1. Composition granulométrique et teneur en matière organique des sols étudiés. Les données sont issues de Leguedois (2003) pour le sol de Pays de Caux, et ont été obtenues sur 5 échantillons par l'INRA Arras pour le sol de Mélarchez.

Composition (g/1000g)	Argile	Limon fin	Limon grossier	Sable fin	Sable grossier	Matière organique
Mélarchez	180	311	453	36	21	24
Pays de Caux	112	147	449	287	5	20

Le sol de Mélarchez (Méla) est plus riche en argile et en limon fin que le sol du Pays de Caux (PDC). Cependant, des photos au microscope à balayage électronique montrent que les argiles sont regroupées en amas autour des grains de limons et ne forment donc pas des ligands très efficaces (Figure 3.7). On constate sur ces photos que les particules du sol sont agencées sensiblement de la même façon au-dessus du drain et à l'interdrain. Par ailleurs, nous avons établi que la granulométrie du sol de mesurées sur ces deux zones n'était pas significativement différente (résultats non présentés). Le matériel utilisé pour les expériences en laboratoire est issu indifféremment de l'horizon de surface à l'interdrain ou au-dessus du drain.

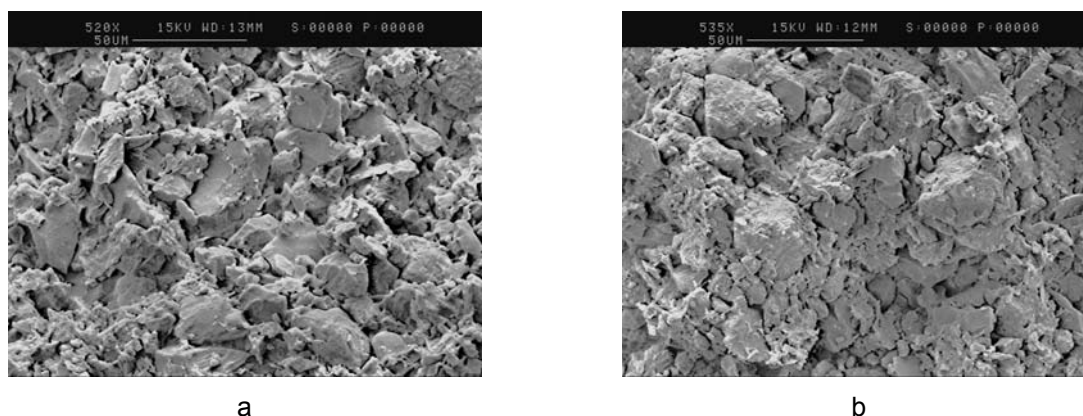


Figure 3.7. Photos de la structure du sol de Mélarchez prises au microscope à balayage électronique ; les prélèvements sont effectués en surface au-dessus d'un drain (a) et à l'interdrain (b) (photos : F. Darboux, INRA Orléans)

Le dispositif et les protocoles expérimentaux sont exactement les mêmes que ceux décrits dans la partie précédente. La terminologie suivante est utilisée :

- PDC 30 et PDC 70 pour les essais réalisés sur le sol du Pays de Caux avec une pression de l'eau initiale en surface égale respectivement à -30 et -70 cm d'eau ;
- Méla 30 et Méla 70 pour les expériences sur le sol de Mélarchez avec les mêmes pressions initiales de l'eau en surface.

Pour un sol donné, les essais réalisés aux deux dépressions imposées sont effectués en parallèle sous les mêmes pluies simulées (Figure 3.8). Les bacs sont soumis successivement à la pluie 1 de durée 150 min et d'intensité moyenne 5.5 mm/h, la pluie 2 de durée 60 min et d'intensité 30 mm/h et la pluie 3 de durée 120 min et d'intensité moyenne 5.5 mm/h. Chaque type d'expérience a fait l'objet de trois répétitions.

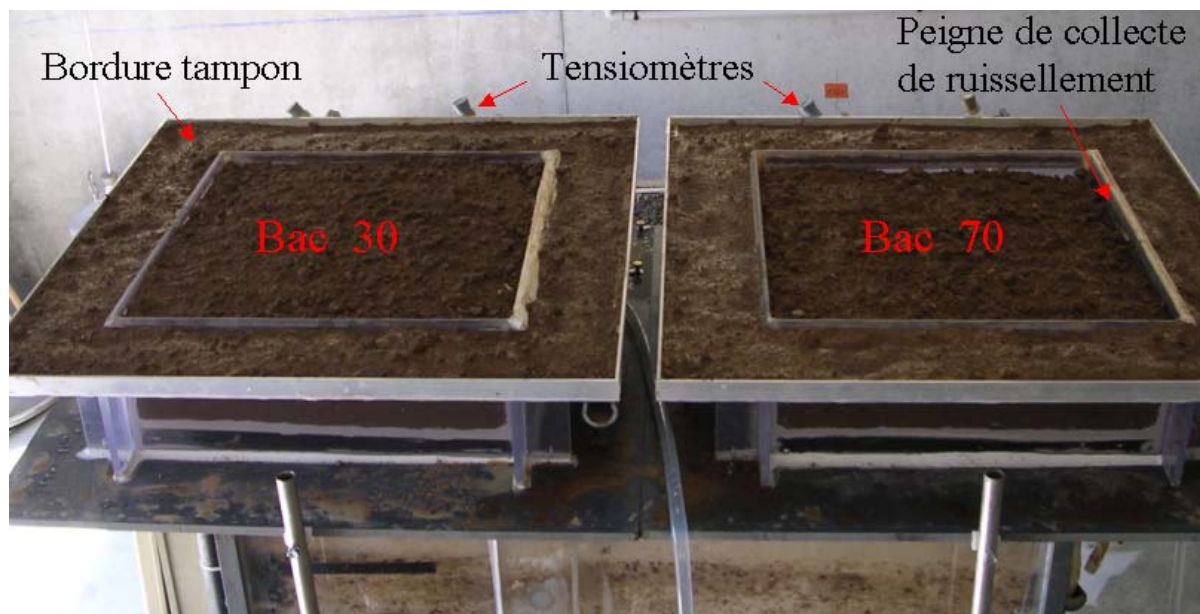


Figure 3.8. Dispositif expérimental soumis aux simulations de pluie ; dans le bac de gauche, la pression initiale en surface est -30 cm d'eau, à droite, elle est de -70 cm.

Malgré l'attention portée pour reproduire des conditions expérimentales initiales similaires entre les répétitions, (conservation du sol en chambre froide avant utilisation, tassement à une densité contrôlée, mise à saturation à la base du massif pendant une nuit avant la mise en dépression), la variabilité des résultats entre les différentes répétitions reste forte, en particulier celle du temps de déclenchement du ruissellement (jusqu'à 10 min de décalage) et des mesures tensiométriques (jusqu'à 10 cm de différence en régime permanent). Cette variabilité peut s'expliquer par des différences de tassement lors du remplissage, qui confèrent au sol des propriétés hydrodynamiques spécifiques à chaque répétition. De plus, le temps de déclenchement du ruissellement est en partie contrôlé par la rugosité de la surface du sol et par le niveau moyen de cette surface par rapport au peigne de collecte du ruissellement, qui varient selon le remplissage. Enfin, les mesures tensiométriques dépendent des conditions de contact entre l'eau du sol et la bougie poreuse, qui peuvent changer d'une répétition à l'autre, ainsi que de la conductance de la bougie (un des tensiomètres présentait par exemple un temps de réponse bien plus long que les autres). Pour estimer les paramètres du sol et de la croûte, nous avons choisi **une des répétitions**, pour laquelle les mesures des tensiomètres situés à une même profondeur sont comparables.

L'estimation des paramètres ainsi que l'étude de leurs sensibilités, incertitudes et corrélations est menée pour chaque condition expérimentale avec la méthodologie exposée précédemment (partie 3.1.2).

3.2.3 Résultats

3.2.3.1 Estimation des paramètres hydrodynamiques du sol

Les paramètres hydrodynamiques du sol et de la croûte estimés pour chacune des conditions expérimentales sont listés dans le Tableau 3.2, qui présente les valeurs estimées ainsi que les incertitudes associées et les corrélations significatives (coefficient supérieur à 0,95 en valeur absolue). La comparaison entre variables simulées et observées (pression de l'eau dans le sol, débit drainé et débit infiltré) est donnée dans l'annexe 3, qui répertorie également les coefficients d'efficacité de Nash.

Tableau 3.2. Estimation des paramètres pour les différentes conditions expérimentales. Les nombres en italiques correspondent aux incertitudes. Voir la partie 3.1.2. pour la signification des symboles.

	PDC 30	PDC 70	Méla 30	Méla 70	
Paramètres du sol	θ_s (-)	0,38 <i>0,25</i>	0,41 <i>0,10</i>	0,37 <i>5,05</i>	0,37 <i>0,39</i>
	θ_r^* (-)	0,02 -	0,02 -	0,02 -	0,02 -
	h_a (m)	-0,09 <i>0,053</i>	-0,11 <i>0,029</i>	-0,15 <i>0,136</i>	-0,12 <i>0,061</i>
	K_s (m s ⁻¹)	$2 \cdot 10^{-6}$ <i>$1,11 \cdot 10^{-6}$</i>	$2 \cdot 10^{-6}$ <i>$6,56 \cdot 10^{-7}$</i>	$4 \cdot 10^{-7}$ <i>$9,83 \cdot 10^{-8}$</i>	$4 \cdot 10^{-7}$ <i>$1,78 \cdot 10^{-7}$</i>
	λ	0,06 <i>0,020</i>	0,09 <i>0,012</i>	0,08 <i>1,252</i>	0,07 <i>0,084</i>
	K_{sm} (m s ⁻¹)	$5 \cdot 10^{-8}$ <i>$4,14 \cdot 10^{-8}$</i>	$2 \cdot 10^{-8}$ <i>$7,36 \cdot 10^{-9}$</i>	$3 \cdot 10^{-8}$ <i>$4,09 \cdot 10^{-8}$</i>	$2 \cdot 10^{-7}$ <i>$7,4310^{-6}$</i>
Paramètres de la croûte	β^* (kg m ⁻³ s ⁻¹)	0,25 <i>0,28</i>	0,5 <i>0,51</i>	0,3 <i>0,84</i>	0,3 <i>1,06</i>
	$\Delta\rho_{0m}$ (kg m ⁻³)	350 <i>725</i>	400 <i>63</i>	450 <i>462</i>	300 <i>1335</i>
	d_c (m)	$1,4 \cdot 10^{-2}$ <i>$3,91 \cdot 10^{-2}$</i>	$1,3 \cdot 10^{-2}$ <i>$6,53 \cdot 10^{-2}$</i>	$1,4 \cdot 10^{-2}$ <i>$8,75 \cdot 10^{-2}$</i>	$1,0 \cdot 10^{-2}$ <i>$1,11 \cdot 10^{-1}$</i>
	C (m ³ kg ⁻¹)	$1,5 \cdot 10^{-4}$ <i>$3,26 \cdot 10^{-5}$</i>	$2,17 \cdot 10^{-4}$ <i>$5,23 \cdot 10^{-5}$</i>	$9,78 \cdot 10^{-5}$ <i>$1,36 \cdot 10^{-3}$</i>	$1,75 \cdot 10^{-4}$ <i>$3,67 \cdot 10^{-3}$</i>
	ρ_i (kg m ⁻³)	1225 <i>3801</i>	1325 <i>9860</i>	1025 <i>13940</i>	1100 <i>43993</i>
principales paramètres corrélés		$\Delta\rho_{0m}, C$	ρ_i, d_c	θ_s, λ	θ_s, λ
				ρ_i, d_c	$\Delta\rho_{0m}, C$
					β^*, C
					β^*, ρ_i
					ρ_i, C

* paramètre fixé, car sensibilité très faible.

On constate que les paramètres d'un même sol peuvent varier selon la dépression considérée (comme h_a ou λ). Ce résultat peut être lié :

- à une différence dans la mise en place du sol (modification dans le tassement), ce qui confirmerait l'hypothèse proposée pour expliquer la variabilité inter-répétitions ;
- à la gamme des états hydriques balayée au cours de chacune des trois pluies imposées : les paramètres sont susceptibles de changer pour s'adapter à la partie des courbes de rétention et de conductivité hydraulique concernées par le calage.

Par ailleurs, le sol de Mélarchez présente une conductivité hydraulique globalement inférieure à celle du sol du Pays de Caux, ce qui entraîne l'apparition de ruissellement dès la pluie 1 (voir Annexe 3, figures A7-a et A.8-a). Malgré l'ajout de cette variable dans le calage, les incertitudes sur les paramètres hydrauliques du sol restent élevées et certaines corrélations subsistent (entre θ_s et λ). La présence de ruissellement n'apporterait donc pas d'information supplémentaire conséquente pour le calage. Il est en effet possible que cette donnée soit redondante avec l'information apportée par le drainage.

3.2.3.1.1 *Origine possible des incertitudes sur l'estimation*

Alors que, le même type de variable est utilisé pour estimer les paramètres pour un sol donné, la qualité des estimations diffère. Les incertitudes et les corrélations entre paramètres semblent donc propres à chaque simulation.

D'après l'estimation des paramètres de l'expérience PDC 70 (partie 3.1 ci-dessus), la forte incertitude d'un paramètre estimé peut être la conséquence d'une corrélation avec un autre paramètre ou de la faible sensibilité du modèle à ce paramètre. En effet, le Tableau 3.2 confirme que les corrélations entre paramètres réduisent la qualité des estimations : les incertitudes des paramètres corrélés sont en général supérieures, en valeur absolue, à l'estimation. On remarque que les corrélations entre $\Delta\rho_{om}$ et C, entre ρ_i et d_c et entre θ_s et λ se retrouvent dans deux des expériences (Tableau 3.2). Il serait intéressant de multiplier les expérimentations pour comprendre si ces corrélations sont intrinsèques à la structure du modèle.

Pour compléter cette étude des incertitudes, la sensibilité composée des paramètres, CSS_p , (équation [27] dans la partie 3.1.2.7), a été calculée pour chaque condition expérimentale et rapportée à la sensibilité composée maximale de l'expérience considérée. Le carré du rapport obtenu, γ^2 , (équation [28] représenté sur la Figure 3.9), illustre la sensibilité relative du modèle à chaque paramètre ainsi que la part de la sensibilité de chaque variable utilisée pour le calage. On constate que la faible sensibilité de certains paramètres, θ_r pour le sol, β^* pour la croûte, s'observe dans toutes les conditions expérimentales, ce qui explique la forte incertitude sur le calage de ce dernier paramètre (θ_r étant fixé). A l'inverse, la sensibilité à la conductivité du système sable et membrane, K_{sm} , est inférieure au seuil d'identifiabilité ($\gamma < 0.01$) uniquement lorsque sa valeur est proche de la valeur de la conductivité du sol en place (expérience Méla 70). Enfin, même si l'ordre d'importance diffère suivant les expériences, les sensibilités maximales correspondent aux paramètres h_a , K_s et λ .

pour le sol et $\Delta\rho_{0m}$, et C pour la croûte. Ce sont donc de ces paramètres que dépendent principalement les variables de l'expérience (pressions, débits).

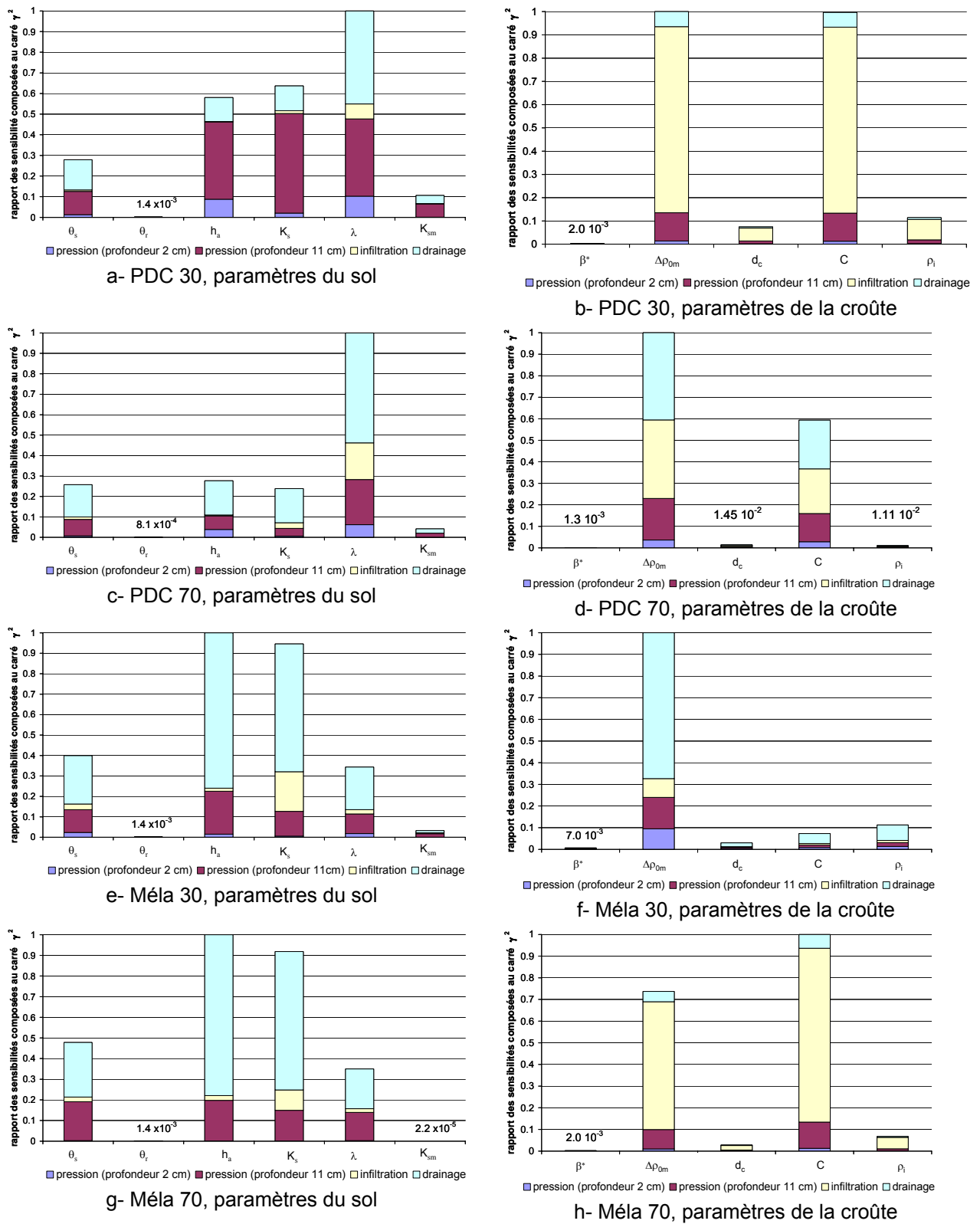


Figure 3.9a-h. Carré du rapport des sensibilités composées γ^2 des paramètres à estimer dans les différentes conditions expérimentales.

Ainsi, la faible sensibilité à certains paramètres et les corrélations entre paramètres justifient une grande partie des fortes incertitudes calculées (Tableau 3.3). Cependant, d'autres incertitudes notées avec des signes '-' et '--' dans le Tableau 3.3 restent inexplicables. Les signes '++' correspondent aux paramètres significativement différents de 0 d'après le test de Student effectué en fin de régression. Les autres paramètres ne seraient pas significatifs pour le calage. Cependant, ce test ne tient pas compte des corrélations entre paramètres : le modèle peut être sensible à un paramètre, qui est alors un facteur explicatif significatif du comportement du système, alors que le test de Student indique que le paramètre n'est pas significativement différent de 0 (donc pas capital dans le modèle) à cause d'une corrélation avec un autre paramètre. Par exemple, les paramètres de la croûte $\Delta\rho_{0m}$ et C ont parfois une forte incertitude, mais les calculs de sensibilité indiquent que le modèle est toujours sensible à leurs valeurs.

Tableau 3.3. Qualité de l'estimation des paramètres pour les différentes expériences ; la corrélation et la faible sensibilité sont des facteurs explicatifs de la forte incertitude sur les paramètres estimés.

	PDC 30	PDC 70	Méla 30	Méla 70
θ_s	-	++	corrélation (λ)	corrélation (λ)
h_a (m)	++	++	-	++
K_s (m s ⁻¹)	++	++	++	++
λ	++	++	corrélation (θ_s)	corrélation (θ_s)
K_{sm} (m s ⁻¹)	++	++	-	faible sensibilité
β^* (kg m ⁻³ s ⁻¹)	faible sensibilité	faible sensibilité	faible sensibilité	faible sensibilité + corrélation ($\Delta\rho_{0m}$, ρ_i , C)
$\Delta\rho_{0m}$ (kg m ⁻³)	corrélation (C)	++	--	corrélation (C)
d_c (m)	corrélation (ρ_i)	corrélation (ρ_i)	--	--
C (m ³ kg ⁻¹)	corrélation ($\Delta\rho_{0m}$)	++	corrélation (ρ_i)	corrélation ($\Delta\rho_{0m}$, ρ_i , β^*)
ρ_i (kg m ⁻³)	corrélation (d_c)	corrélation (d_c)	corrélation (C)	corrélation (C, β^*)

++ la valeur estimée du paramètre est significativement différente de 0
 - l'incertitude reste inférieure à la valeur estimée du paramètre, la valeur estimée n'est pas significativement différente de 0
 -- l'incertitude est supérieure à la valeur estimée du paramètre

3.2.3.1.2 Quelle information nécessaire à l'estimation ?

L'analyse des sensibilités composées apporte également des éléments de réflexion sur l'information contenue dans chacune des variables utilisées pour le calage. Comme cela avait été constaté pour l'expérience PDC 70 (voir Augéard et al, 2006, partie 3.1.3.1.3 ci-dessus), l'estimation des paramètres hydrodynamiques du sol s'appuie essentiellement sur l'information fournie par le débit drainé et la pression à 11 cm de profondeur. Celle liée au débit infiltré intervient davantage dans l'estimation des paramètres de la croûte. Deux arguments étaient avancés pour justifier cette dernière constatation :

- l'absence de ruissellement lors de la pluie 1, qui diminue le poids de cette information pour l'estimation des paramètres du sol, celui-ci est donc relativement plus fort pour l'estimation des paramètres de la croûte qui utilise les pluies générant du ruissellement ;

- la formation de la croûte de battance qui contrôle l'apparition et l'intensité du ruissellement, l'information sur le débit infiltré devenant capitale pour la détermination des paramètres de la croûte.

L'analyse des expériences effectuées Méla 30 et Méla 70 permet de valider la seconde hypothèse. En effet, la présence de ruissellement pendant la pluie 1 avec ce sol n'apporte pas d'information supplémentaire pour l'estimation des paramètres du sol. Or, notamment pour l'expérience Méla 70, le débit infiltré est prépondérant dans l'estimation des paramètres de la croûte. C'est donc la forte relation entre la formation de la croûte et le ruissellement qui explique l'importance du débit infiltré dans l'estimation des paramètres de la croûte.

De manière générale, ces résultats montrent l'attention particulière à porter sur le protocole expérimental (type de mesures à effectuer, conditions à la limite et conditions initiales du système) avant la mise en place d'une expérimentation dédiée à l'estimation des paramètres par méthode inverse. A cet effet, des simulations numériques préalables utilisant des ordres de grandeur réalistes des paramètres doivent être réalisées pour :

- calculer les données de références (débits, pressions à différentes profondeurs, par exemple) qui seront utilisées comme données « expérimentales » (expérimentation alors virtuelle) ; plusieurs conditions initiales ou conditions à la limite peuvent être testées ;
- choisir un jeu de données expérimentales ;
- effectuer une analyse de sensibilité des paramètres, calculer les incertitudes et les corrélations avec ce jeu de données ;
- chercher l'optimum entre le nombre de données à mesurer et la qualité de l'estimation des paramètres.

Plusieurs travaux proposent ce type d'approche pour améliorer l'estimation des paramètres hydrodynamiques du sol par méthode inverse dans différentes conditions expérimentales (Toorman et al., 1992; Eching and Hopmans, 1993; Zhang et al., 2003; Kelleners et al., 2005) ou les paramètres du transport (Friedel, 2005). Une démarche en ce sens a été initiée pour les paramètres hydrodynamiques de la croûte de l'expérience PDC 70 avec la prise en compte progressive des mesures de masse volumique par rayons X pour le calage (partie 3.2.3.5). L'ajout de ce type d'information permet effectivement de réduire les incertitudes sur les autres paramètres de la croûte. Néanmoins, cette approche n'est pas présentée ici pour les autres conditions expérimentales, les mesures de masse volumique par rayons X étant destinées à valider les ordres de grandeur des paramètres obtenus en utilisant uniquement les données d'infiltration.

En conclusion, l'estimation des paramètres de la croûte à partir de la série d'expériences présentée reste très difficile du fait des fortes incertitudes, liées notamment aux corrélations entre paramètres et à la faible sensibilité du modèle à certains d'entre eux. Cependant, notre méthode de calage permet de définir un optimum de la fonction objectif ; le jeu de paramètres correspondant peut alors être analysé pour répondre aux objectifs de l'étude : les profils de masse volumique de la croûte estimés correspondent-ils à ceux mesurés indépendamment ? peut-on distinguer des différences dans ces profils estimés et mesurés selon les conditions initiales imposées?

3.2.3.2 Influence de la condition initiale sur les propriétés de la croûte

Les mesures de masse volumique effectuées par radiographie aux rayons X (voir annexe 2) pour chacune des configurations expérimentales, sont présentée sur la Figure 3.10. Elles indiquent que la croûte se forme sur une couche de sol dont la masse volumique est inférieure à celle du sol en place. La masse volumique initiale dépend de l'expérience considérée, ce qui peut par ailleurs justifier des variabilités observées entre les différentes répétitions. Ainsi, pour l'expérience Méla 30 (Figure 3.10c), la masse volumique initiale est évaluée à 1000 kg/m^3 alors qu'elle est égale à 1350 kg/m^3 pour l'expérience PDC 70 (Figure 3.10b). En conséquence, seul le premier centimètre en surface est pris en compte pour l'ajustement du modèle de décroissance exponentielle (équation [19], chapitre 2) et pour la comparaison avec les paramètres inférés des expériences d'infiltration.

Notons que le fait que cette couche de sol en surface soit initialement moins tassée n'est pas pris en compte dans la modélisation des écoulements ; en effet, les paramètres hydrodynamiques de cette couche doivent alors être estimés, ajoutant des degrés de liberté au calage, et vraisemblablement des incertitudes sur les estimations. Le modèle reliant les propriétés hydrodynamiques à la masse volumique, utilisé ici pour décrire la formation de la croûte, pourrait être adapté pour représenter cette couche en surface, avec un nombre plus limité de paramètres ; malheureusement, une telle modélisation n'a pas pu être mise en œuvre par manque de temps.

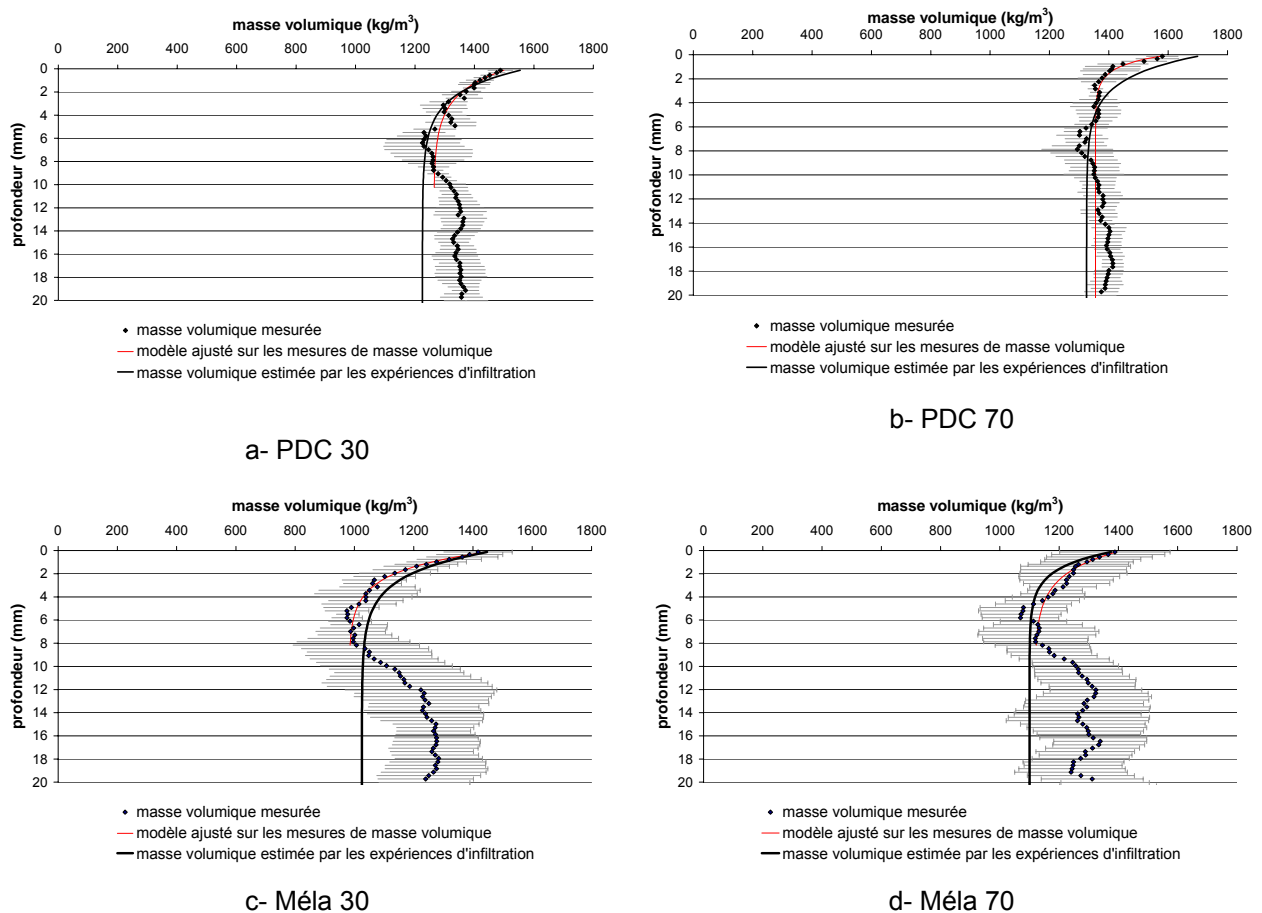


Figure 3.10a-d. Comparaison entre les profils de masse volumique mesurés (moyenne sur 4 échantillons), calculés par ajustement du modèle de décroissance exponentielle et estimés à partir des expériences d'infiltration réalisées.

Dans un premier temps, les mesures de masse volumique aux rayons X ont été comparées aux profils de masse volumique estimés par le modèle (Figure 3.10). Dans l'ensemble, on constate que les profils estimés par les simulations d'infiltration restent dans les mêmes ordres de grandeurs que la masse volumique mesurée sur les dix premiers millimètres. Le modèle permet donc de reproduire à la fois l'hydrodynamique du système et des changements réalistes de masse volumique en surface.

Dans un deuxième temps, les paramètres ajustés sur les mesures sont comparés à ceux estimés à partir des expériences d'infiltration. Les ajustements aux mesures effectuées lors des précédentes expérimentations (Table 2.3 chapitre 2) ont été ajoutés pour compléter cette comparaison (Figure 3.11). Par souci de lisibilité, les incertitudes associées aux estimations issues des expériences d'infiltration, qui sont souvent très fortes, n'ont pas été indiquées sur le graphique.

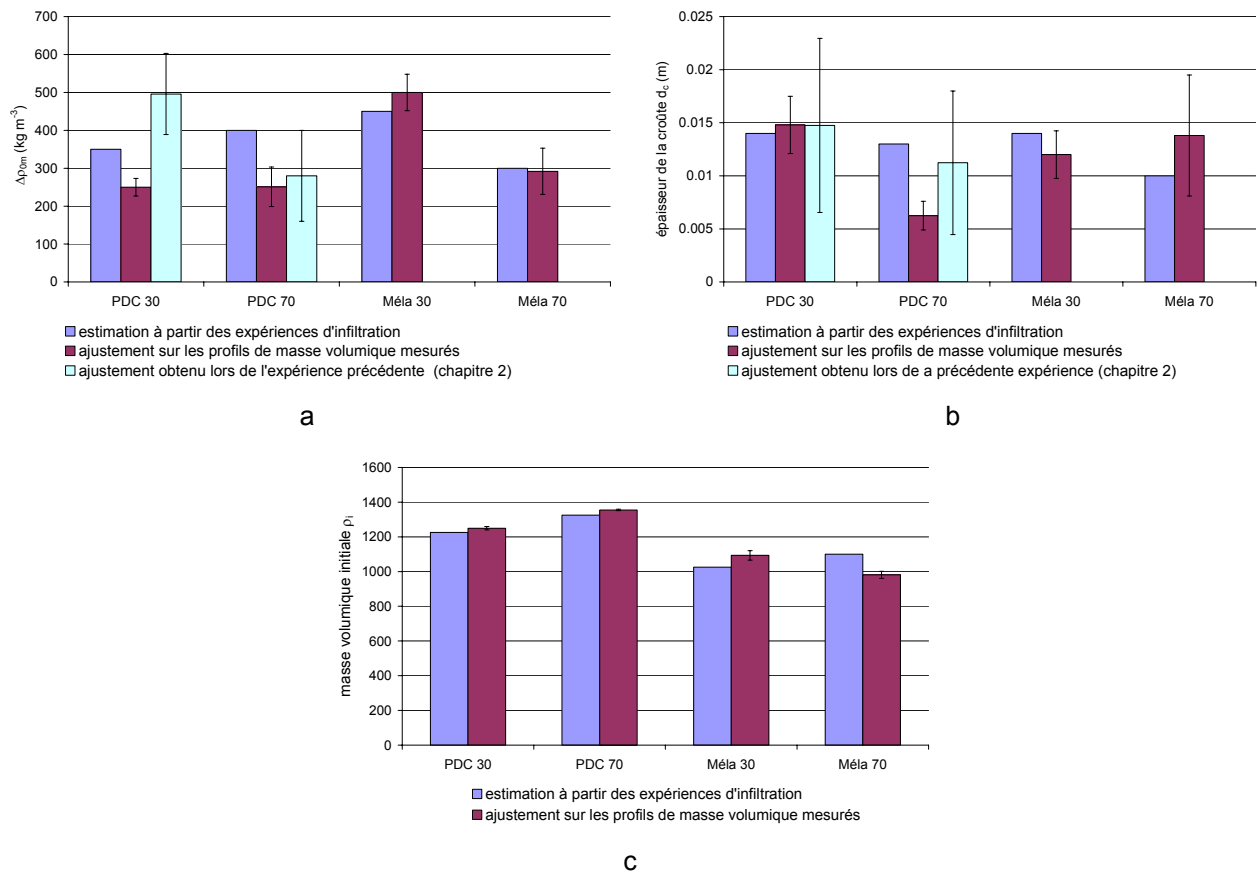


Figure 3.11. Comparaison entre les paramètres de la croûte estimés à partir des expériences d'infiltration et les mesures de masse volumique ; a- $\Delta\rho_{0m}$, changement maximal de masse volumique en surface, b- d_c , épaisseur de la croûte, c- ρ_i masse volumique initiale.

Plusieurs tendances peuvent être dégagées :

- l'évolution de $\Delta\rho_{0m}$ selon les dépressions imposées, observée sur l'expérience du chapitre 2 (augmentation de la masse volumique maximale pour la dépression de -30 cm d'eau), se retrouve à la fois dans les estimations et dans les ajustements aux

mesures du sol de Mélarchez (Figure 3.11a) ; cependant, pour le sol du Pays de Caux, les estimations de $\Delta\rho_{0m}$ diminuent entre la dépression -70 cm et -30 cm d'eau (les incertitudes sur ces estimations restant fortes) ;

- l'épaisseur de la croûte (Figure 3.11b) reste dans les mêmes ordres de grandeur pour les deux sols (entre 10 et 15 mm) sauf pour les mesures relatives à PDC 70 où elle est très faible (6.5 mm) ;
- la masse volumique initiale estimée par les données d'infiltration reproduit la tendance mesurée (Figure 3.11c) : la masse volumique initiale du sol de Mélarchez serait plus faible que celle du Pays de Caux de 20 % environ ; les conditions de remplissage étant similaires, il est possible qu'entre les différentes pluies, la couche de surface du sol du Pays de Caux se soit effondrée, augmentant ainsi sa masse volumique ; la principale phase d'effondrement s'est vraisemblablement produite durant le premier cycle d'humectation / drainage (Mapa et al., 1986), c'est-à-dire lors de la phase de mise en dépression avant la pluie, ou entre les pluies 1 et 2, soit avant la formation de la croûte ; cet effondrement ne remet donc pas en cause le changement de masse volumique calculé lié à la formation de la croûte de battance en pluie 2.

Les deux sols ne présentent donc pas tout à fait le même comportement lors des simulations de pluie : la structure du sol du Pays de Caux est sensible à la fois à l'encroûtement et à l'effondrement, alors que seule la pluie battante a endommagé la structure du sol de Mélarchez. Des expériences complémentaires seraient nécessaires pour caractériser cette différence de sensibilité à l'effondrement et pour la traduire en termes d'évolution des propriétés hydrodynamiques.

Le paramètre d'évolution de la croûte en fonction du temps, β^* , dépend théoriquement de la condition initiale : il augmente lorsque la dépression initiale diminue, ce qui a pu être validé par les expériences du chapitre 2. Or, entre l'expérience PDC 30 ($\beta^*=0.25$) et PDC 70 ($\beta^*=0.5$) (Tableau 3.2), l'évolution semble contraire aux prévisions attendues. Toutefois, il n'est pas possible de s'appuyer sur cet argument pour remettre en cause la validité de la théorie car l'estimation proposée comporte de très fortes incertitudes, le modèle étant très peu sensible à ce paramètre.

Pour compléter cette comparaison entre les deux conditions initiales, l'effet de la présence de la croûte sur la conductivité hydraulique a été analysé pour chaque configuration expérimentale (Figure 3.12).

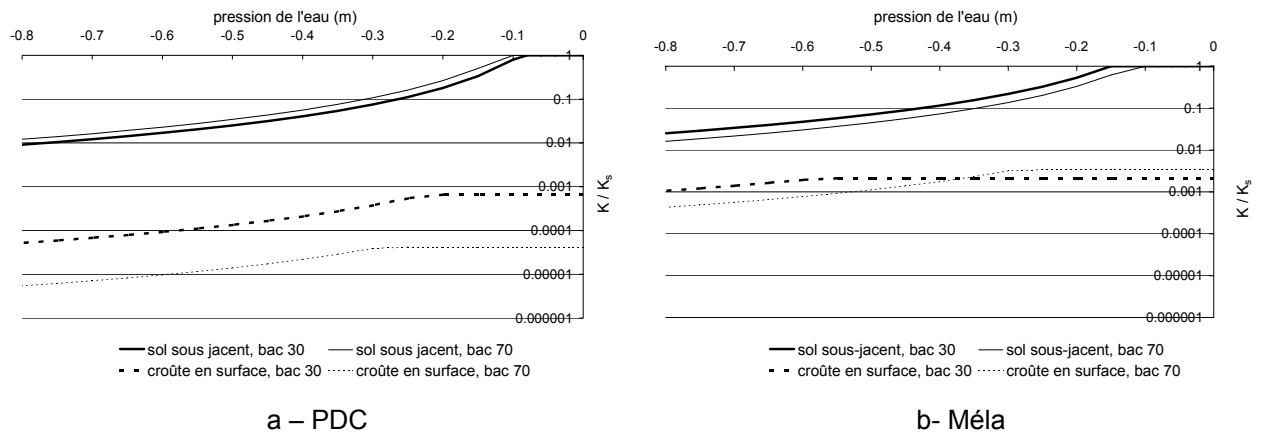


Figure 3.12. Courbes de conductivité hydraulique relative pour le sol $K_r=K(h)/K_s$ et le haut de la croûte de battance entièrement formée $K_{rc}=K_c(h)/K_s$.

Dans tous les cas, les résultats confirment la forte diminution de la conductivité hydraulique de la croûte en surface (d'un facteur 10^2 à 10^4). Les données de la littérature présentent en général des réductions moins significatives (voir Tableau 1.1 du chapitre 1) car les mesures concernent une épaisseur de sol plus grande. La pression d'entrée d'air, seuil où commence la désaturation et donc la baisse de la conductivité, est plus faible pour la croûte que pour le sol en place (Figure 3.12), ce qui modélise la diminution de la taille moyenne des pores. La conductivité hydraulique de la croûte varie cependant selon le type de sol :

- pour le sol du Pays de Caux, la condition initiale de -70 cm de pression d'eau conduit à une conductivité de croûte plus faible que pour -30 cm ; ce qui est en accord avec le changement de masse volumique estimé ; les épaisseurs estimées et les masses volumiques initiales étant très proches, on peut conclure que la conductivité moyenne de la croûte pour PDC 70 sera également inférieure à celle de PDC 30 ;
- pour le sol de Mélarchez, la baisse de conductivité est relativement moins marquée que pour le sol PDC, et la condition initiale semble avoir l'effet inverse : l'expérience Méla 30 conduit à une croûte légèrement moins perméable en surface que l'expérience Méla 70, mais la croûte étant plus épaisse pour la dépression de -30 cm, la différence entre les conductivités moyennes de la croûte sera importante.

3.3 Conclusion du chapitre 3

Les propriétés hydrodynamiques de la croûte de battance ont été estimées à partir d'une série d'expériences d'infiltration en laboratoire sous simulateur de pluie. Deux sols limoneux, celui de Mélarchez (77) et celui du Pays de Caux (76), ont été étudiés et l'effet de la pression capillaire initiale en surface, imposée à -30 cm et -70 cm d'eau, a été testé dans l'objectif de reproduire les conditions d'humidité moyenne au-dessus du drain et à l'interdrain dans une parcelle agricole drainée pendant la saison de drainage intense.

Le modèle choisi pour représenter la croûte de battance suppose que les propriétés hydrodynamiques sont reliées à la masse volumique des premiers centimètres en surface du sol. Après calage des paramètres de ce modèle par résolution inverse de l'équation de Richards, les variables mesurées pendant l'expérimentation, pression de l'eau, débit infiltré en surface et débit drainé à la base du massif de sol, sont correctement reproduites : le coefficient d'efficacité de Nash moyen est égal à 0,57 pour l'ensemble des simulations numériques. En outre, les profils de masse volumique déduits de ce calage sont comparables que les profils mesurés par radiographie aux rayons X d'échantillons prélevés en fin d'expérience.

Cependant, l'analyse de la qualité du calage par méthode inverse souligne que la faible sensibilité du modèle à certains paramètres et/ou les corrélations existantes entre eux engendrent des fortes incertitudes sur l'estimation. L'information fournie par les données expérimentales est souvent insuffisante pour estimer la valeur de tous les paramètres avec précision (l'estimation est précise lorsque l'incertitude est assez faible pour que le paramètre soit significativement différent de zéro).

Le paramètre représentant l'évolution temporelle de la masse volumique lors de la formation de la croûte (β^*) compte parmi les paramètres présentant une forte incertitude. L'effet de la pression initiale imposée en surface du sol sur la vitesse de formation de la croûte, mis en évidence par des mesures de masse volumique dans le chapitre 2, n'a donc pas pu être confirmé par l'étude des propriétés hydrodynamiques de la croûte.

De plus, le paramètre d'augmentation maximale de la masse volumique de la croûte ($\Delta\rho_{0m}$) estimé pour le sol de Mélarchez augmente avec la pression initiale, comme observé dans le chapitre 2, alors qu'il diminue légèrement pour le sol de Pays de Caux. Cette tendance se retrouve logiquement inversée pour les conductivités hydrauliques estimées.

En terme de propriétés hydrodynamiques, il n'est donc pas possible d'établir des différences entre les situations représentant l'interdrain et la zone au-dessus du drain.

Toutefois, les résultats confirment que la conductivité hydraulique à saturation en surface est fortement réduite par la présence d'une croûte de battance formée, dans cette expérience, lors d'une pluie de 30 mm/h de durée 1h. En conditions naturelles, la variabilité saisonnière de la pluie conditionne la fermeture de la surface du sol sous l'impact des gouttes de pluie. Dans les climats tempérés, les pluies d'intensité voisine de 30 mm/h de l'ordre d'une heure correspondent à des orages ou des giboulées et sont susceptibles de se produire plutôt en automne ou au printemps, ce qui coïnciderait respectivement avec le début et la fin de la période de drainage intense (définie dans la partie 1.3.1). Le rôle joué par la croûte de battance dans l'apparition du ruissellement serait donc dépendant des caractéristiques de la pluviométrie à ces périodes. En particulier, les pluies automnales succédant au dernier travail du sol peuvent réduire l'infiltrabilité pendant toute la saison de drainage si l'hiver est pluvieux, car pendant la période de fluctuation de la nappe à proximité de la surface, la portance du sol est très faible et aucun travail du sol supplémentaire ne peut être envisagé.

Durant la saison de drainage intense, un deuxième facteur est également susceptible de déclencher du ruissellement : l'affleurement de la nappe drainée à la surface du sol. Le chapitre suivant propose une étude combinée des effets de ce facteur et de la croûte de battance sur la genèse du ruissellement. Pour tenir compte des écoulements dans la nappe, l'échelle d'investigation alors s'étend à toute la longueur entre le drain et l'interdrain.

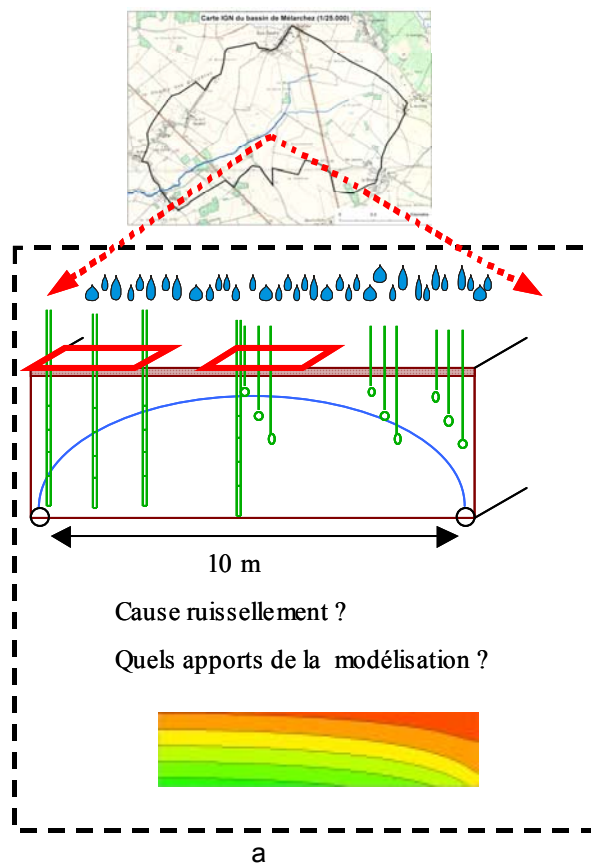
Chapitre 4.

4 Déterminants de la genèse du ruissellement en parcelle agricole drainée, quelle hiérarchie observée in situ et quels apports de la modélisation ?

Nous venons de voir que les modifications de la structure du sol en surface liées à l'impact des gouttes de pluie et à la présence d'une nappe superficielle engendrent un changement de propriétés hydrodynamiques de la surface du sol qui, dans les conditions expérimentales testées, contrôle fortement la genèse du ruissellement. Or, sur une parcelle drainée, ce premier déterminant du ruissellement se trouve en compétition avec le mécanisme de ruissellement sur surface saturée dû à l'affleurement de la nappe superficielle.

Une expérimentation a été implantée sur une parcelle agricole drainée du site de Mèlarchez (77) afin de comprendre cette interaction. Les données recueillies lors de l'hiver 2003-2004, indiquent que la genèse du ruissellement en parcelles drainées est essentiellement contrôlée par le niveau de la nappe. La croûte de battance, formée notamment par ces écoulements en surface, provoque des épisodes de ruissellement uniquement en fin d'hiver. La modélisation développée, fondée sur le code HYDRUS 2D (Simunek et al., 1999), conforte ces résultats et démontre également que le déchaumage en surface réduit fortement le ruissellement. Appliqué à l'hiver fortement pluvieux 2000-2001, le modèle confirme la prépondérance du ruissellement sur surface saturée, qui se produit pour des pluies de périodes de retour courantes, dépendant de la profondeur initiale de la nappe. Enfin, le modèle est utilisé pour valider une approche analytique décrivant la montée de la nappe et pour étudier les écoulements en période d'affleurement de celle-ci.

4.1	Expérimentations sur parcelle drainée : interaction entre affleurement de la nappe et formation d'un croûte de battance	122
4.1.1	Introduction	124
4.1.2	Material and Methods	125
4.1.3	Results and discussion	128
4.1.4	Conclusion	137
4.2	Modélisation des profils de pression observés, conséquence sur la simulation du ruissellement	139
4.2.1	Méthodologie	139
4.2.2	Résultats des simulations : comparaison aux données de tensiométrie, piézométrie et aux épisodes de ruissellement	146
4.3	Simulations exploratoires	160
4.3.1	Simulations utilisant les données pluviométriques de 2000-2001	160
4.3.2	Genèse du ruissellement par affleurement de nappe et période de retour des pluies.	170
4.3.3	Zone non saturée et montée de la nappe : vers une expression analytique de la durée d'une pluie d'intensité donnée avant affleurement de la nappe	176
4.3.4	Écoulements en conditions d'affleurement	179
4.4	Conclusion du chapitre 4	191



a



b



c



d



e

Figure 4.1. a- Synthèse schématique de la méthodologie du chapitre 4 ; b- Parcelle du bassin de Mèlarchez et traces d'humidité ; c- Ruissellement près du site expérimental ; d- Suivi expérimental ; e- Croûte structurale.

4.1 Expérimentations sur parcelle drainée : interaction entre affleurement de la nappe et formation d'un croûte de battance

Mechanisms of surface runoff genesis on a subsurface drained soil affected by surface crusting: a field investigation

(article paru dans *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 2005, 30(8-10): 598-610)

Augeard, B.^a, Kao, C.^a, Chaumont, C.^a, Vauclin, M.^b

^aUR Cemagref "Hydrosystèmes et Bioprocédés", BP 44, 92163 Antony cedex, France

Tel.: +33-140966260; fax: +33-140966270. E-mail address: benedict.e.augeard@cemagref.fr

^b"Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement" (LTHE), UMR 5564 (CNRS, INPG, IRD, UJF), BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France.

Abstract

Artificial drainage has been subject to widespread criticism because of its impact on water quality and because there is suspicion that it may have detrimental effects on flood genesis. The present work aims at a better understanding of the mechanisms controlling infiltration and surface runoff genesis, particularly in soils with artificial drainage and affected by surface crusting.

A field experiment was conducted during one drainage season (November 2003- March 2004) in the Brie region (80 km east of Paris, France) on a subsurface drained silty soil. Water table elevation and surface runoff were monitored above the drain and at midpoint between drains. Soil water pressure head was measured at various depths and locations between the midpoint and the drain. Soil surface characteristics (microtopography and degree of structural and sedimentary crust development) were recorded regularly on the experimental site and on other plots of various drainage intensities.

The results show that the first surface runoff events were induced by high water table. However, runoff was higher at midpoint between the drains because water table reached the soil surface at that point, thus considerably reducing infiltration capacity compared to that above the drain. Comparing different plots, the area with older drainage installation (1948) yielded the most surface runoff. Wider drain spacing, smaller drain depth and possible plugging may have led to a greater area of saturated soil between drains.

During the winter period, the impact of raindrops induced the formation of a structural crust on the soil surface. Furthermore, the development of the sedimentary crust, which was favoured by water actually flowing on the soil surface during the high water table periods could be correlated with surface runoff volume. The formation of this crust had a significant impact on runoff occurrence at the end of the winter. Therefore, poorly drained fields presented more favorable conditions for both Horton type runoff and saturation excess runoff. Drainage effectively reduces surface runoff occurrences not only by lowering the water table in winter but also by limiting soil surface sealing.

4.1.1 Introduction

An accurate understanding of hydrological processes occurring at the agricultural plot- scale is essential for the improvement of management practices to control water pollution, soil erosion and flood genesis. With a trend toward a more intensive agriculture, tile drainage has become a widespread practice in many poorly drained soil areas, particularly in North America and Europe. Artificial subsurface drainage is usually designed to secure production factors by improving soil trafficability and by protecting crops from high water tables during the growing season. The hydrological studies dealing with subsurface drainage have received quite a lot of attention in the second part of the 20th century. The earliest works focused on predicting flow to drains or ditches, as reviewed by Van der Ploeg et al. (1999) and Youngs (1999). More recent works have addressed the complex watershed scale hydrologic integration of subsurface drained systems (Kim et al., 1999; Jin and Sands, 2003). Despite its decisive role in sustaining agricultural activity, subsurface drainage is increasingly perceived in terms of detrimental impacts on downstream hydrology and water quality (Skaggs et al., 1994), although the actual importance of these impacts continues to spawn much debate (Robinson and Rycroft, 1999). Among the positive effects of drainage, a reduction in saturation excess surface runoff has been highlighted through the reduction of erosion (Skaggs et al., 1982). Subsurface drainage lowers the shallow water table, increases the storage volume prior to rainfall events and then reduces surface runoff (Lowery et al., 1982; Istok and Kling, 1983; Enright and Madramootoo, 1994; Kao et al., 1998).

However, beside saturation excess, surface runoff may occur due to lowered infiltration capacity, especially on soils prone to surface crusting. Indeed, crust formation leads to a decrease in the soil hydraulic conductivity of the top layer, depending on rainfall intensities, duration and kinetic energy (drop size) (McIntyre, 1958a; Hillel and Gardner, 1970; Morin et al., 1981; Baumhardt et al., 1990; Fohrer et al., 1999). More generally, Soil Surface Characteristics (SSCs), such as crust type, vegetation cover and microtopography, which are controlled by dynamic interactions between climate, land use and soil physical properties are correlated with the runoff contributing area (Auzet et al., 1995; Leonard and Andrieux, 1998; Malet et al., 2003).

Even so, few detailed studies have considered the potential combined effect of soil surface crusting and drainage in subsurface drained areas precisely. Lowery et al. (1982) assumed that overland flow production occasionally results from soil surface sealing without demonstrating it. High water content conditions -as in subsurface drained fields in winter- may have direct consequences on crust formation dynamics (Le Bissonnais et al., 1998; Amezketta, 1999). Many cultivated areas in Northern Europe are particularly prone to surface crusting (Le Bissonnais et al., 1998) and a significant part of them are potentially waterlogged during the rainy winter period and have been subsurface drained for agricultural production as a consequence. In the Seine River watershed in France, pipes drain 10% of the whole agricultural area . This ratio reaches 80% in the headwater agricultural catchments that are located in the loessian central part named "Brie" area.

In this context, one major question to address concerns the combined effect of soil surface sealing and subsurface drainage on flood genesis. The aim of this paper is to examine the mechanisms of surface runoff generation on a subsurface drained area potentially affected by soil crusting. In that case, both types of overland flow, namely saturation excess and infiltration excess may occur and interact. Experiments were carried out at the plot-scale during the drainage season in 2003-2004 (November to March) to investigate the relationship between surface runoff, water table fluctuations controlled by the drainage system and evolution of some soil surface characteristics such as crust and roughness.

4.1.2 Material and Methods

4.1.2.1 Study site

The study was conducted in an agricultural field (Figure 4.2a) at the "Orgeval" Cemagref experimental catchment (Mélarchez sub-catchment, 7 km²) in the Brie area (80 km east from Paris, France; latitude 48°51'N, longitude 3°13' E; altitude 175 m above mean sea level). This relatively flat area (mean slope less than 1 %) is mainly used for production of cereals, 50 % of the agricultural area being cultivated with wheat. The average annual air temperature is 9.7 °C, the annual mean rainfall is 706 mm and the annual mean potential evaporation is 592 mm (measurement period : 1962-2004).

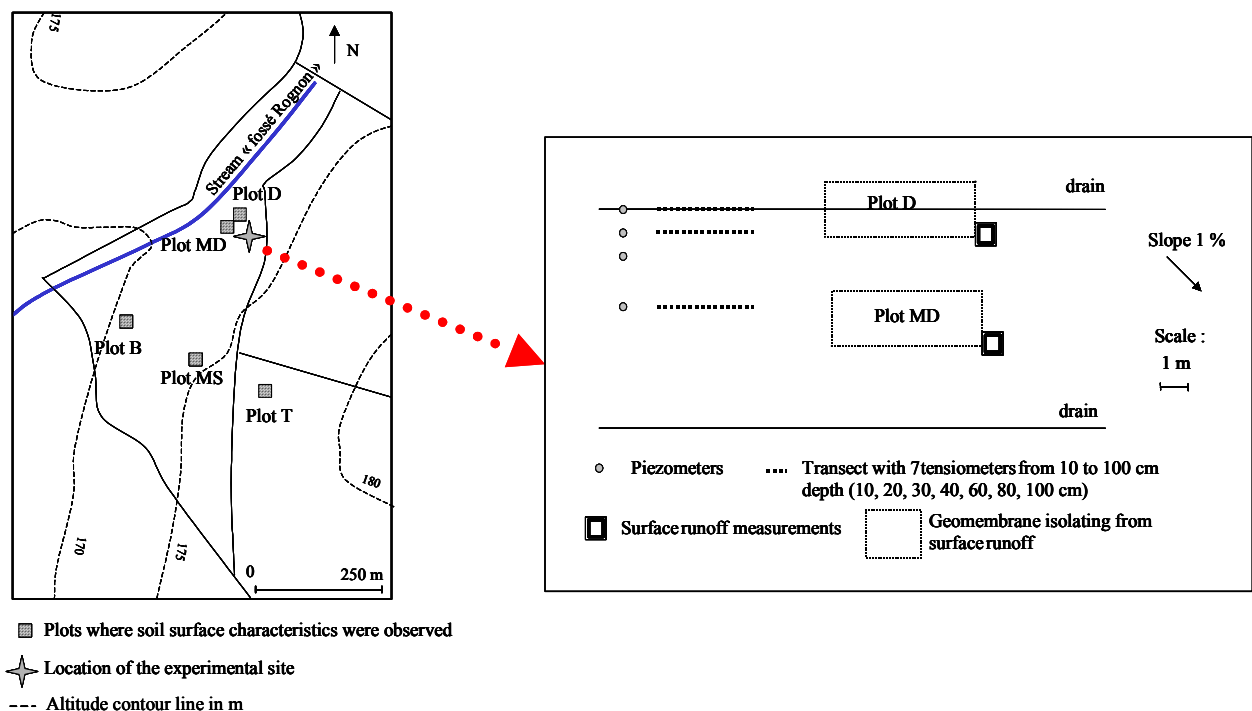


Figure 4.2. Map of the study area (left) and the experimental site (right).

Soil profiles have been described in previous studies (Bartoli et al., 1995; Roque, 2003). The silty glossic leached brown soil (Typic Haplustalf) developed from Quaternary wind which brought silty (loess) materials (Table 4.1).

Table 4.1. Some characteristics of the field sites.

Label of the plots	localisation	Organic matter content (%)	Clay (%)	Silt (%)	Sand (%)
Plot D	Experimental site, above drain	2.5	18	79	3
Plot MD	Experimental site, middrain	2.5	18	78	4
Plot T	Top of the slope, poorly drained area	1.8	16	74	10
Plot MS	Midslope	2.2	16	78	6
Plot B	Bottom of the slope	2.0	22	72	6

The clay Btg-illuvial horizon (from 0.25-0.5 m to at least 3 m depth) causes a perched water table to appear in winter. All the agricultural fields in the catchment are also drained by pipes and many were installed more than 40 years ago. The depth (50-70 cm), the spacing (10 m) and the possible plugging of these old pipes often lead to an inefficient drainage. Slow water table recession is one of the evidence of the system failure (Madramootoo, 1999). More recently, new drains were installed in some fields improving drainage efficiency (8-meter spacing and 80-100 cm depth). The experiment was conducted on a recently drained area. Some Soil Surface Characteristics described in section 2.3 were monitored on both recently drained areas and areas with older drainage systems.

In the fields under investigation, a reduced tillage system has been used for more than 10 years. Before the beginning of the study (November 2003), a disk cultivator was used a first time to harrow straw after the summer harvest and a second time to eliminate weeds in September and again in December (except near the experimental setup for the last one). Tillage is oriented parallel to the main slope.

4.1.2.2 Experimental setup

From November 2003 to March 2004 (the “intensive drainage season”), rainfall amount and intensities were monitored using an automatic rain-gauge. Each tip is recorded at the real time.

A set of 4 piezometers and 21 tensiometers were installed at various depths and locations as shown in Figure 4.2b. The piezometers were located 0, 1, 2 and 4 meters away from the drain. Water table elevation was recorded on a bi-hourly basis. Three transects were equipped with 7 tensiometers vertically implemented (10, 20, 30, 40, 60, 80 and 100 cm depth) at the vertical of the drain, at 1 meter and at the midpoint between drains. Soil water pressure head (h) was recorded hourly. Corresponding values of hydraulic head were calculated as:

$$H=h+z$$

[27]

where z (cm) is the depth oriented positively upward, the origin being the soil surface. In Eq. [27], H and h are expressed in cm of water.

Two 5*2 m² plots were hydraulically isolated using a geomembrane coated with bentonite to collect surface runoff. One was located above the drain (plot D), one at the midpoint between drains (plot MD). Surface runoff was monitored using an automatic rain gauge.

4.1.2.3 Observations of the Soil Surface Characteristics

The SSC description was carried out using a set of indicators of the surface conditions reflecting the main processes and factors involved in infiltration/ runoff partition (Auzet, 2000; Cerdan et al., 2001; Malet et al., 2003). The selected indicators are relevant with the experimental conditions which were encountered: no cracks appeared except at the end of the observation period, the vegetation cover was not developed during the studied period and neither stone nor moss were observed on the soil surface.

Table 4.2. Indicators of the soil surface characteristics: structural crust (STR), sedimentary crust (SED) and microrelief.

Name of the variable		Description of the variable	Modalities
Soil structure	STR	soil surface with aggregates totally embedded into the soil matrix	% of the area
	SED	soil surface with sedimentary crust	% of the area
	Total crust	STR+SED	-
Microrelief	Microrelief	mean height of small passes on the runoff bed	in mm

As presented in Table 4.2, the observations were focused on the top soil structure: crust formation dynamics, structural and sedimentary crust as described by Bresson and Boiffin (1990), and the microrelief, represented by the mean height of the small passes on the runoff bed (Malet et al., 2003). This last indicator reflects both the mean depth of ponds in the depression and the roughness along the runoff direction. Runoff occurrence brings the indicator of microrelief down by eroding the passes and filling the depressions with sediments.

The percentage of sedimentary crust (SED) area was estimated by direct observations and the microrelief was measured with a ruler. We arbitrarily chose to represent the structural crust (STR) formation by the surface percentage of soil matrix (i.e. initial aggregates are embedded into the soil surface and sedimentary crust is not formed yet). An aggregate was considered as totally embedded into the matrix when the diameter of the contact area between the soil and the aggregate is lower than the diameter of the aggregate itself.

During the structural crust formation, aggregates are first sealed into the soil surface and then mixed within the soil matrix. Their dynamics is related not only to the interstitial plugging process caused by splashing (McIntyre, 1958b; Le Bissonnais, 1996) but also to the gradual coalescence of the initial aggregates induced by compaction under plastic conditions (Bresson and Boiffin, 1990). In order to

quantify the coalescence of both the soil surface and the harrowed horizon, soil surface bulk density was measured near the experimental plot by taking undisturbed samples of 5 cm depth and 8 cm in diameter after the first disk harrowing (September 2003) and before sowing (March 2004).

Observations of the SSCs were made twice a month on five selected 1*1 m² plots. The SSCs of plots D and MD were monitored to compare surface characteristics evolution with surface runoff occurrence at the experimental site. Three other plots were selected at the top, the middle and the bottom part of an hillslope located 300 m south of the site. These plots are labeled T, MS and B, respectively (Figure 4.2a). Plots MS and B are located in the same field as the experimental site and plot T is in another field farmed with the same agricultural practices and crops. These observations provide information about the influence of (i) the age of the drainage network, and (ii) the changes in soil texture due to the topographic position on the SSC evolution.

The drainage system for these 3 plots is rather old (1948 for plot T, 1978 for plots MS and B) and particularly inefficient at the top of the hillslope according to the farmer (the duration of soil drying after rainfall is much higher than in other fields). Soil texture of the 5 plots is presented in Table 4.1. Clay content of plot B is higher than the others, probably due to a thinner Ap horizon (Bartoli et al., 1995).

Aggregate stability of monitored plot soils was measured according to the method proposed by Le Bissonnais (1996) and tested by Amezketa (1996), Le Bissonnais et al. (2002a) and Legout et al. (2005). In this method, three treatments are applied to aggregates (diameter 3-5 mm) in order to distinguish between mechanisms of breakdown : i) slaking due to fast wetting (fast-wetting treatment) occurring, for example, during heavy storms on initially dry soils; ii) microcracking due to slow-wetting (slow-wetting treatment), which corresponds to aggregate behaviour during low-intensity rain; and iii) mechanical breakdown by the stirring of pre-wetted aggregates (stirring treatment) which might occur during continuously wet periods. Each treatment was replicated three times for each plot. Fragment size distributions were expressed using the mean weighted diameter (MWD) of post-treatment aggregates, which is the sum of the mass percentage of each size fraction multiplied by the mean size of the fraction. Thus, the aggregate stability measurements give an index, which integrates all the temporal and chemical parameters involved in the aggregate breakdown which occurs especially during the structural crust formation.

4.1.3 Results and discussion

4.1.3.1 Rainfall characteristics

Daily rainfall amount and cumulative rainfall from the beginning of the experiment for the winter 2003-2004 are presented in Figure 4.3.

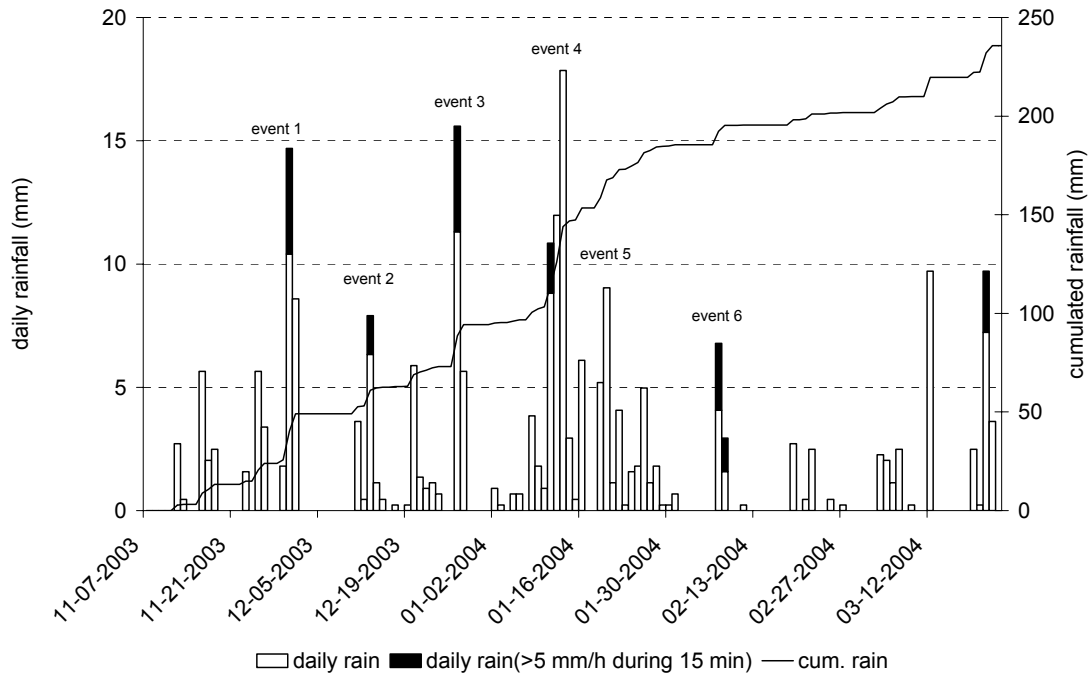


Figure 4.3. Rainfall characteristics for winter 2003-2004. Daily rain amount (histogram) and cumulative rainfall (continuous line).

Rainfall data recorded 500 meters away from the experimental site were available from 1972 (for daily amounts) and from 1994 (for the hourly ones). Compared to these data, no extreme events occurred during the 2003-2004 winter: both the daily maximum (17.3 mm on January 13th, event 4) and the hourly maximum (5.8 mm on December 27th, event 3) have a one-year time return and the distribution of the hourly (and daily) amount of rainfall during this winter, as shown in Figure 4.4a and b respectively, is nearly identical to that related to the 1972-2002 (1994-2002) period.

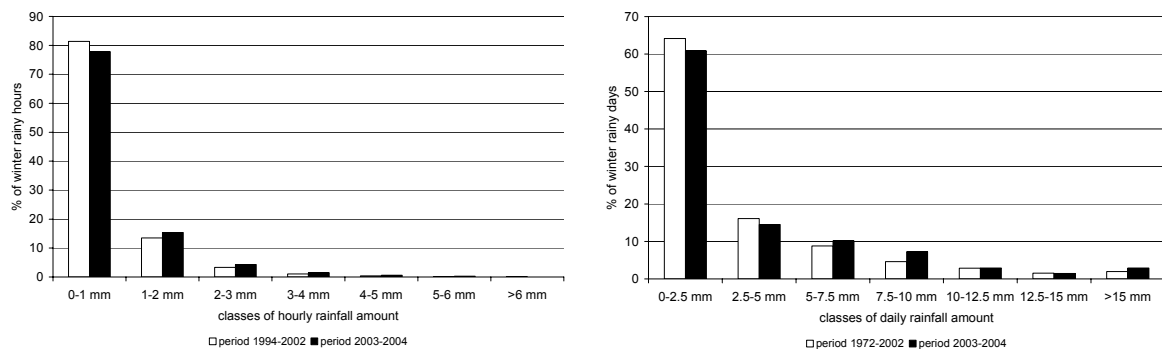


Figure 4.4. Distribution of the winter rainfall: hourly (right) and daily (left) values.

The total rainfall amount for the drainage season studied (November to March) was 234 mm, slightly below the 1972-2002 average amount (270 mm). The period under study can be considered as a representative series of rainfall events for the winter season for the eastern Parisian Basin.

4.1.3.2 Surface runoff occurrences

Experimental results dealing with the six main rainfall events of the winter 2003-2004 are presented here. Their main characteristics are given in Table 4.3.

Table 4.3. Rainfall events and corresponding surface runoff amounts measured on plots located at midpoint between drains (MD) and right above drain (D).

	date	Rainfall ^a (mm)	surface runoff ^b (mm)	
			Plot MD	Plot D
Event 1	from 11-30-2003 to 12-01-2003	24.58	0	0
Event 2	from 12-13-2003 to 12-14-2003	8.12	0	0
Event 3	from 12-27-2003 to 12-28-2003	21.20	0	0
Event 4	from 01-11-2004 to 01-13-2004	39.92	2.773	0.028
Event 5	01-20-2004	13.56	0.139	0.013
Event 6	from 02-07-2004 to 02-08-2004	9.72	0.052	0

^a Raingauge is calibrated for a 0.226 ± 0.002 mm tip.

^b Raingauge is calibrated for a 0.00217 ± 0.00003 mm tip.

Unfortunately, after event 6, some cracks in the soil appeared in front of the surface runoff measurement device preventing water from flowing through the gauge. Consequently, the last rainfall events occurring at the end of March were not retained in the analysis.

Table 4.3 shows that surface runoff was observed during events 4, 5 and 6. Surface runoff rate is small (maximum 7% of the rainfall amount), which confirms the high infiltration capacity of subsurface drained soils (Kao et al., 1998). Both plots D and MD produced runoff during events 4 and 5, but the volume was considerably smaller on plot D (0.1% and 10% of the measured volume on plot MD during events 4 and 5, respectively). Surface runoff occurred only on plot MD during event 6. Comparing these data with the water table depths recorded at MD shows that during the events 1, 3, 4 and 5 the water table nearly reached the soil surface, whereas it was not the case for the events 2 and 6, which exhibit a lower rainfall amount (Figure 4.5a, b, c, d, e, f). So, in the following they are analysed separately.

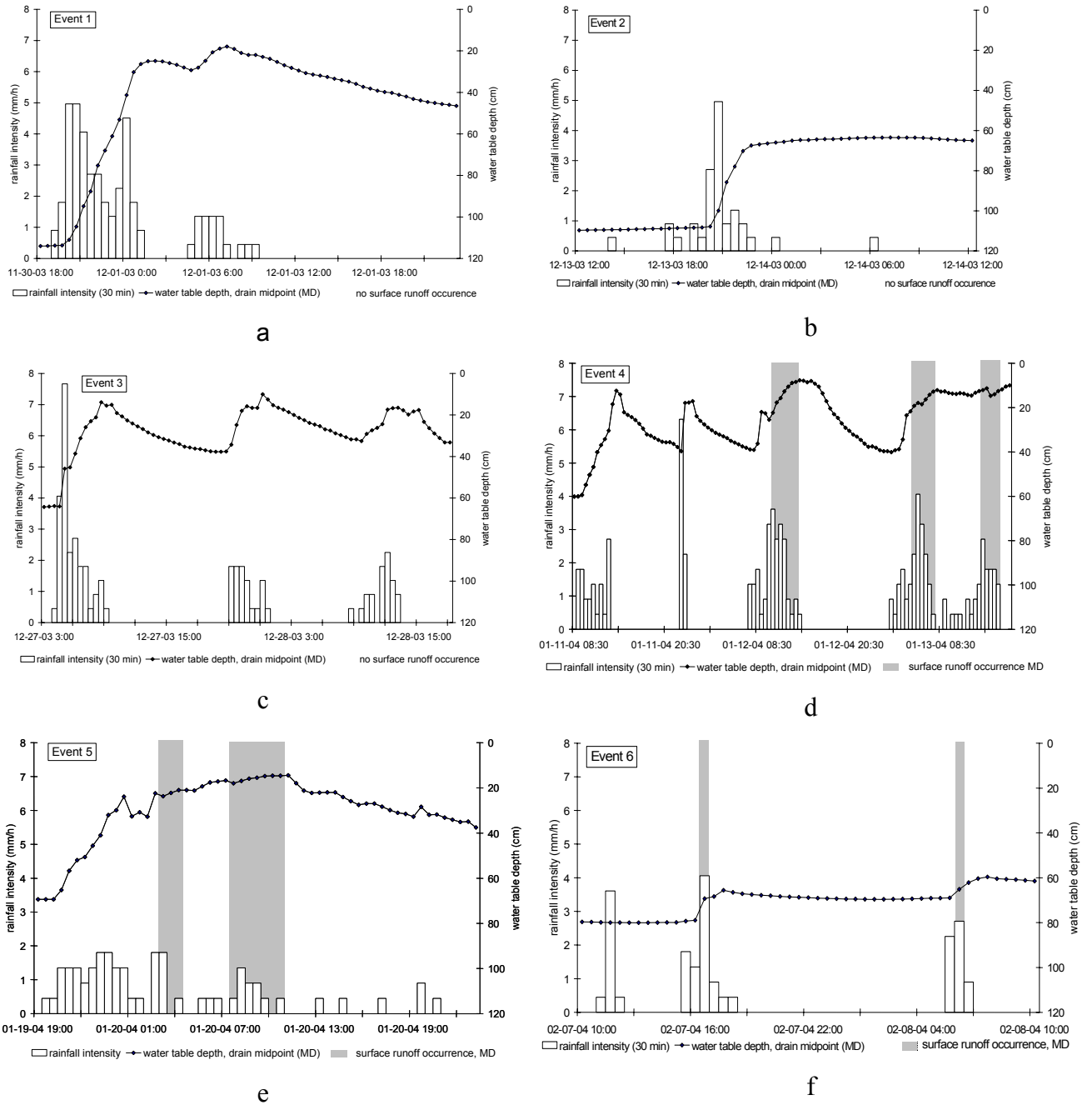


Figure 4.5. Rainfall intensity and water table elevation for events 1 (a), 2 (b), 3 (c), 4 (d), 5 (e) and 6 (f).

4.1.3.3 High water table elevation situations (events 1, 3, 4, 5)

It is first noticeable that even during surface runoff events, water table elevation never reached the soil surface (Figure 4.5e), which could suggest that the measurement was not performed exactly at midpoint between the drains and that the water table benefits from lateral drainage (Bouwer, 1959). Measurement positions were in fact deduced from the drainage system set-up scheme and the actual position of only one drain was confirmed by the piezometer right above this drain. Piezometric data are consistent with the tensiometer readings.

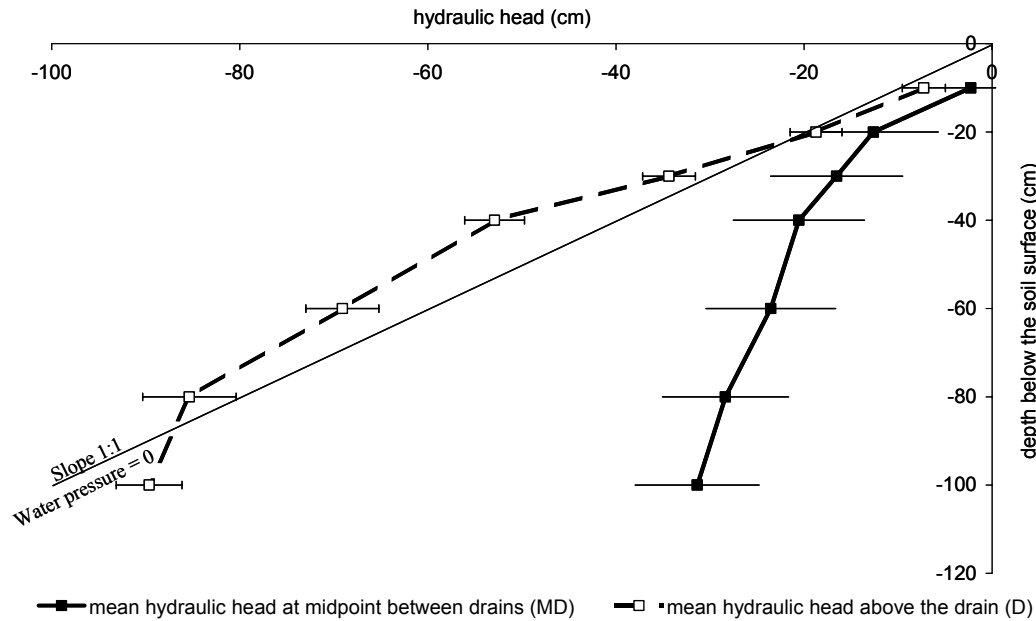


Figure 4.6. Mean hydraulic head profiles measured right above the drain (D) and at the midpoint between drains (MD) during 11 periods of high level of water table. Horizontal bars correspond to +/- one standard deviation.

Figure 4.6 shows the mean hydraulic head profiles at the plots MD and D during these high water table periods. At the expected drain midpoint, the soil profile is entirely saturated; the vertical hydraulic head gradient at the soil surface is close to 1 (indicating from Darcy's law a gravity flow) and it decreases with depth but remains positive. Above the drain, the soil profile is also close to saturation but the hydraulic head gradient remains equal to 1. These profiles seem to be very representative of those obtained in drained soils (Lesaffre and Zimmer, 1988). On plot D, water flow is vertical whereas on plot MD flows are mainly vertical near the soil surface and mainly horizontal at depths of more than about 30 cm.

During events 1 and 3, the main rainfall volume and highest intensity occurred before the water table rose. Rainfall intensities never exceeded maximum infiltration rates and no runoff occurred. During events 4 and 5, maximal soil water storage capacity was reached. Following water table rise to the surface, maximum infiltration rates decreased (to near drainage intensity) below rainfall intensity, which caused runoff. During high water table periods, infiltration capacity (f) right above the drain (D) is equal to the vertical hydraulic conductivity as the vertical hydraulic head gradient was equal to one. On MD, infiltration capacity f depends on the drainage system (drain spacing, $L_d=8$ m and depth, $H=1$ m). Assuming soil isotropy and drain pipes lying on an impervious soil layer, f can be estimated by using the Hooghoudt equation (Van der Ploeg et al., 1999):

$$f = 4KH^2 / L_d^2 \quad [27]$$

where K is the horizontal equivalent hydraulic conductivity.

In our case, the ratio between infiltration capacity right above the drain and at midpoint is then 1/16 [-]. Surface runoff volume at midpoint is therefore much higher than above the drain.

4.1.3.4 Low water table elevation situations (events 2 and 6)

During event 2, the low initial water table elevation and the relatively small rainfall amount did not induce any surface runoff (Figure 4.5b). Unfortunately, the water pressure head measurements were missing during that period because of desaturation of the tensiometer device.

Conditions leading to surface runoff on plot MD during event 6 were different from the other surface runoff events. The water table remained relatively deep (60-70 cm depth, Figure 4.5f). Surface runoff was therefore linked to a reduction of infiltration at the soil surface.

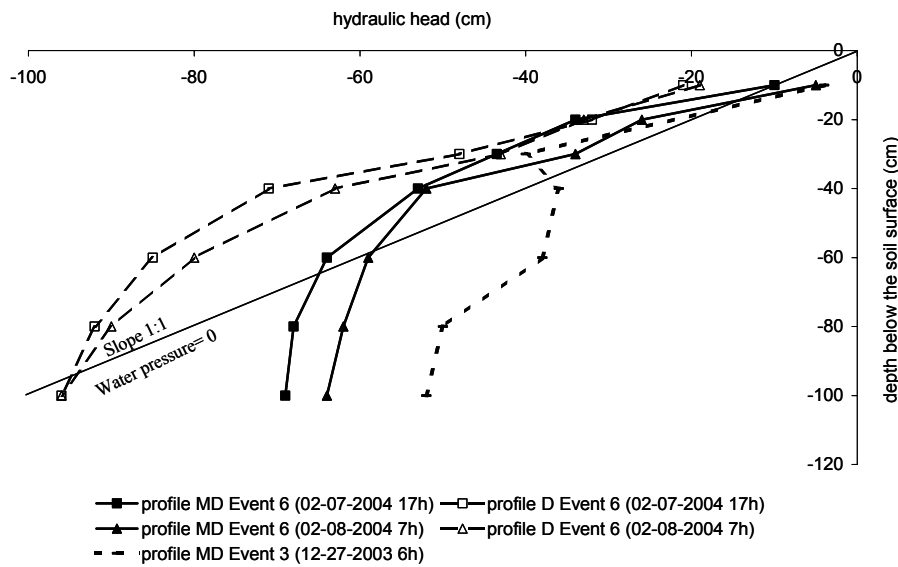


Figure 4.7. Hydraulic head profiles measured above the drain (D) and at the midpoint between drains (MD) during the runoff occurrences of the event 6. Profiles recorded at the midpoint between drains during high rainfall intensity of the event 3 are also reported for comparison purposes.

Figure 4.7 shows the hydraulic head profiles measured on D and MD plots during the surface runoff occurrence of event 6. On plot MD, the pressure head at 10 cm depth became positive whereas it remained negative between 30 and 60 cm. Infiltration was then characterized by a wetting front, which was not very steep because the pressures were close to zero in the unsaturated zone. On plot D, a wetting front was also observed, but did not imply water saturation since the initial value of hydraulic head was lower. This explains why no surface runoff occurred at this location.

A similar wetting front infiltration can be observed at the beginning of event 3 (Figure 4.5c and Figure 4.7): the initial water table was 60 cm deep and the rainfall intensity was relatively high (7.6 mm/h for ½ h). The hydraulic head profile on MD (Figure 4.7) shows a steep gradient near the soil surface during event 6, while no surface runoff occurred. These differences indicate a change in soil surface hydraulic conductivity and/or storage capacity between the two events, which may be related to SSCs, namely to crust formation for the soil conductivity and to microrelief for the surface water storage capacity.

4.1.3.5 Surface condition evolution

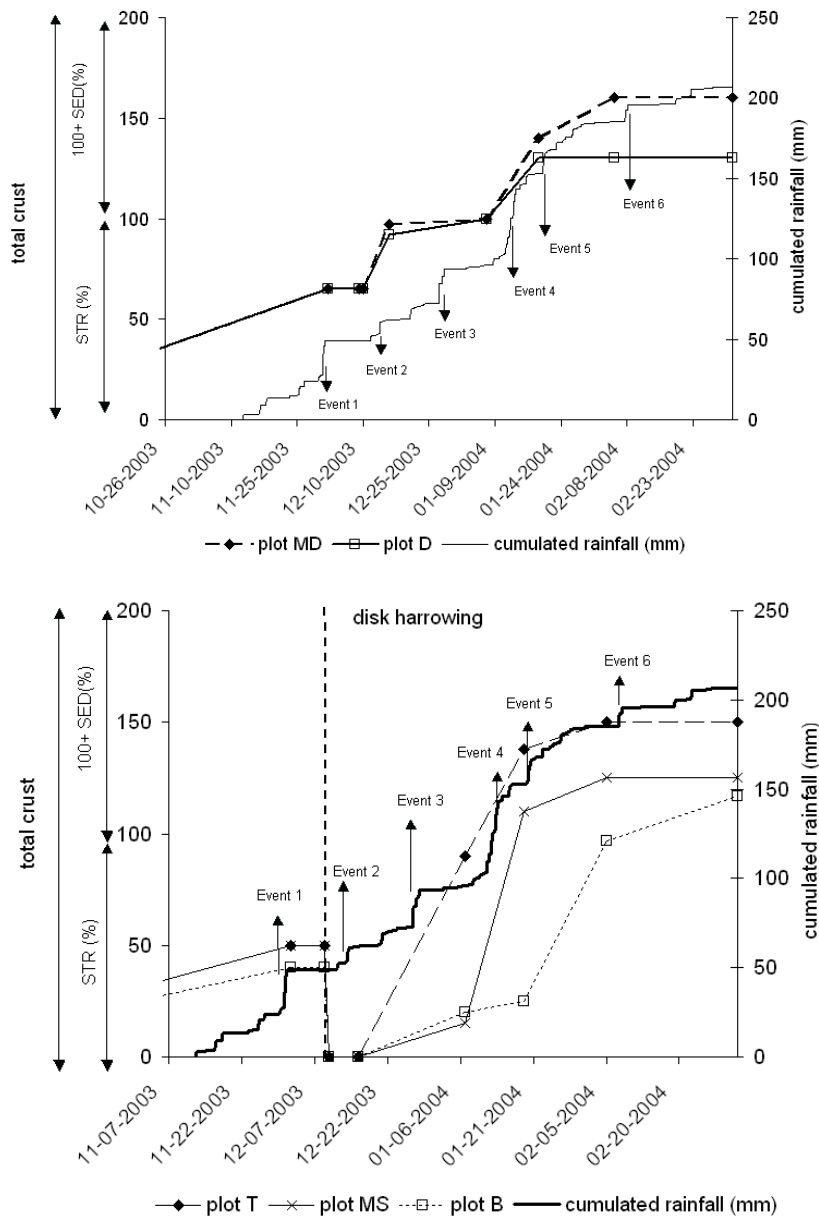


Figure 4.8. Evolution of soil surface crusting according to the cumulative rainfall amount for plots D and MD (a) and plots T, MS, B (b).

The development of crusting, represented by the total crust indicator as detailed in Table 4.2, and cumulative rainfall for the winter 2003-2004 are shown in Figure 4.8a and b for the five plots.

Initial surface conditions were the same for all the plots (harrowing in September 2003). Plots T, MS and B (Figure 4.8b) benefited from another harrowing in December 2003.

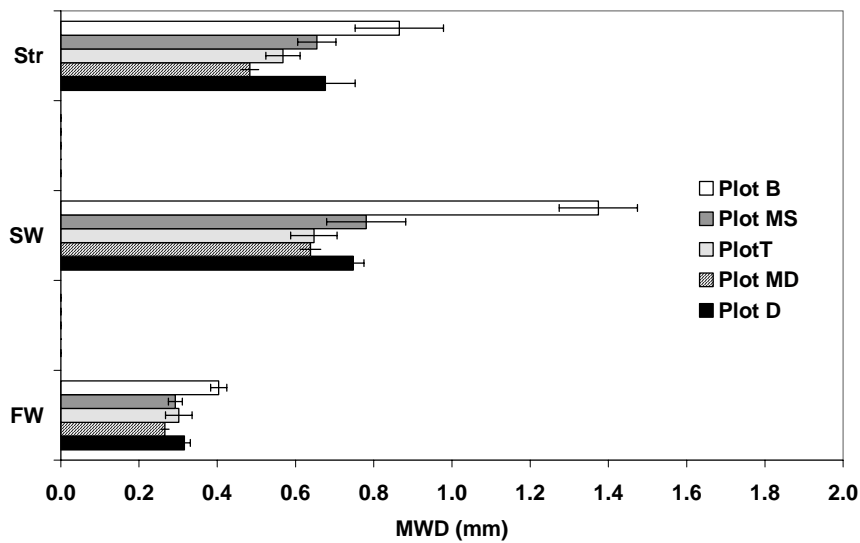


Figure 4.9. Aggregate stability of the five plots expressed as mean weighted diameters (MWD) according to the three experimental tests: Str (Stirring), SW (Slow Wetting) and FW (Fast Wetting). Horizontal bars are standard deviations.

The aggregate stability obtained by the three treatments (Str, SW, and FW) is significantly higher on the plot B than on the other ones (Figure 4.9). It is due to the highest clay content of that plot (Table 4.2) which improves the soil stability (Amezketá, 1999). The difference is maximal after Slow Wetting test which corresponds to a low intensity rain such as in winter. The other plots exhibit a similar sealing susceptibility (no significant difference between the mean weighted diameters can be observed). Thus, it is thought that variations in crust formation must be related to other factors like surface runoff occurrence or initial soil moisture content.

4.1.3.6 Experimental site: plots D and MD

Sealing formation was nearly the same for both plots D and MD until event 4 (Figure 4.8a): the structural crust (STR) was well formed in relation to the low aggregate stability (Table 4.2) (Amezketá, 1999). After event 4, a sedimentary crust (SED) appeared on the two plots. It covered a larger surface on plot MD, which is consistent with the differences in surface runoff measurements (Table 4.3).

Table 4.4. Time evolution of microrelief measured on the five plots: middrain (MD), above drain (D), top (T), middle (MS) and bottom (B) of an hillslope.

		Microrelief (mean height, mm)				
Observation date		plot MD	plot D	plot T	plot MS	plot B
12/02/2003	Between event 1 and 2	10	10	20	20	20
12/16/2003	Between event 2 and 3	8	10	20	20	20
01/07/2004	Between event 3 and 4	7	10	20	20	18
01/19/2004	Between event 4 and 5	5	5	2	10	10
02/05/2004	Between event 5 and 6	3	5	2	5	10
03/03/2004	After event 6	3	5	2	5	5

Table 4.4 gives the microrelief evolution observed on both plots. After event 4, the microrelief mean height decreased on plots D and MD as the sedimentary crust appeared: original roughness was smoothed out due to the infilling of depressions by sediments detached from the mounds. Since surface runoff occurrence and volume were different between the two plots (see part 4. 3. 2), the microrelief of plot MD was smoother than on plot D at the end of the winter. This difference in crust formation between the areas right above the drain and at midpoint was noted only on plots D and MD and not around the experimental site because these plots were isolated from surface runoff coming from the hillslope upstream. Even if the runoff generation was localized at the midpoint between drains, runoff made sedimentary crust homogeneous between the drain and midpoint.

Dry bulk density measurements (Table 4.5) near the experimental site reflect the consolidation of the harrowed soil horizon (5 cm depth): the bulk density increased from 1.1 to 1.23 g/cm³ and remained lower than the underlying soil (1.48 g/cm³).

Table 4.5. Mean dry bulk density [standard deviation] of the soil surface (0-5 cm) at the beginning and at the end of the experiment and of the underlying soil.

	Soil surface		Underlying soil
	September (10 samples)	March (4 samples)	Oct, Jan, Feb (9 samples)
Dry bulk density (g/cm ³)	1.10 [0.060]	1.23 [0.054]	1.48 [0.040]

This time evolution contributed to the decrease in soil hydraulic conductivity and water storage capacity during winter by changing soil porosity and structure (Roulier et al., 2002).

Surface runoff occurrences during event 6 can be linked to the change in surface condition. Comparing with event 3 (higher rainfall intensity without measured surface runoff), we observed only structural crust before event 2 and structural and sedimentary crust before event 6. It was suggested by several authors that sedimentary crust permeability is lower than that of a structural one (Fox et al.,

1998; Roulier et al., 2002). Moreover, microtopography was rougher before event 3, limiting surface runoff transfer.

At the local scale, surface runoff was first induced by high water table elevation limiting infiltration on the MD plot (events 4 and 5). The evolution in SSCs (formation of sedimentary crust and increase in bulk density) influenced infiltration during late winter rainfall.

4.1.3.7 Monitored hillslope: plots T, MS and B

The degradation of the soil surface was faster on plot T and slower on plot B (Figure 4.8b). The decrease in microrelief confirmed that difference (Table 4.4).

As suggested by the aggregate stability measurements (Figure 4.9), plot B presents a higher stability and, therefore, the structural crust was only formed at the end of the recorded period and a small-formed sedimentary crust was observed.

On the contrary, on plot T, the structural crust was well formed, before event 4. As the sealing susceptibilities of plots MS and T are fairly similar (Figure 4.9), the difference in structural crust formation may be related to soil moisture conditions (higher water content on plot T because of a less efficient drainage). After this event, sedimentary crust was developing on plot T, suggesting that surface runoff occurred on this area, which was confirmed by visual observations made on the field during the event 4. Surface runoff was observed in wheel tracks and furrows on plot T but not on plots MS and B. So, it may be assumed that during this event, the inefficient drainage on plot T led to important saturation excess runoff. Note that sedimentary crust did not exceed 50% of the area because it developed only on the runoff pathway in the soil cultivation depressions. Moreover, surface runoff concentrated in the thalweg nearby following wheel tracks and did not influence the SSCs of plots MS and B. Plots MS and B, which benefited from a more effective drainage installation, produced less surface runoff even on a crust-sensitive soil (plot MS).

4.1.4 Conclusion

Surface runoff rate on the experimental subsurface drained field is small (maximum 7% of the rainfall amount), which confirms the high infiltration capacity of such soils (Kao et al., 1998). After autumn harrowing, surface runoff occurred mainly at the midpoint between drains when rainfall intensity exceeded soil infiltration capacity controlled by the water table depth. Surface runoff propagation over the area above the drain depended on the drainage efficiency (depth, spacing, possibly plugging). On the field with older drainage (plot T), surface runoff volume was much greater than on the other plots under investigation, as emphasized by the evolution of the Soil Surface Characteristics (SSCs): microtopography became smooth and a sedimentary crust was well developed at the end of the winter. Drainage effectively reduces surface runoff occurrences not only by lowering the water table in winter, but also by limiting soil surface sealing as represented by the SSC evolution.

Further experiments on the old drained field (i.e. around plot T) will be carried out to confirm the frequent runoff occurrences during the winter period and to validate the use of the SSC evolution

as an indicator of surface runoff. Hydrological modeling will also be used to simulate surface runoff and pressure heads in order to quantify the effects of water table and SSC evolution on infiltration. The corresponding results will be reported in a forthcoming paper.

4.2 Modélisation des profils de pression observés, conséquences sur la simulation du ruissellement

A la suite des expérimentations sur parcelle drainée exposées dans la première partie de ce chapitre, une modélisation des écoulements d'eau dans le sol a été développée dans un double objectif. Il s'agit, d'une part, de valider les hypothèses de fonctionnement déduites des données expérimentales (les premiers épisodes de ruissellement sont causés par la montée de la nappe à l'interdrain, le dernier épisode est lié à la croûte de battance formée) et, d'autre part, de déterminer les ordres de grandeur des paramètres hydrodynamiques du sol, ces paramètres étant utilisés par la suite pour simuler le fonctionnement hydrique du sol drainé dans une gamme élargie d'intensités et de durées de pluie ainsi que de conditions initiales.

Nous supposons qu'en raison de la géométrie du réseau de drainage (drains parallèles, faible pente de la parcelle), les écoulements s'organisent dans un plan vertical perpendiculaire à l'axe des drains. Une modélisation bidimensionnelle des écoulements est donc adoptée, suivant l'hypothèse classique utilisée pour représenter les fluctuations de nappe drainée (Skaggs and Tang, 1976; Youngs, 1999). En outre, d'après les données expérimentales, le ruissellement observé lors de l'épisode pluvieux 6 est de type hortonien (Figure 4.5, partie 4.1.3.2), c'est-à-dire qu'il se produit sur sol insaturé ; le modèle doit donc inclure le fonctionnement de la zone non saturée. Compte tenu de ces exigences, le code commercial interfacé Hydrus 2D (Simunek et al., 1999), résolvant l'équation de Richards en deux dimensions par la méthode des éléments finis, a été choisi pour ces simulations. Ce modèle permet en outre une représentation explicite du drain.

4.2.1 Méthodologie

4.2.1.1 Système modélisé

La géométrie du système modélisé correspond à un profil vertical de sol perpendiculaire à l'axe des drains et situé entre le drain et l'interdrain. Par symétrie et par translation, les écoulements sur toute la parcelle peuvent en être déduits. Les dimensions du système sont identiques à celles de la géométrie de la parcelle expérimentale (Figure 4.10) : le demi écartement L entre deux drains est de 4 mètres et la profondeur des drains est de 93 cm, le drain étant représenté par un demi-cercle de diamètre réel de 5 cm. Pour la modélisation, un diamètre effectif de 2 cm a été choisi pour tenir compte des pertes de charges autour du drain (Lennoz-Gratin, 1991). Le drain est considéré comme posé sur le substratum imperméable.

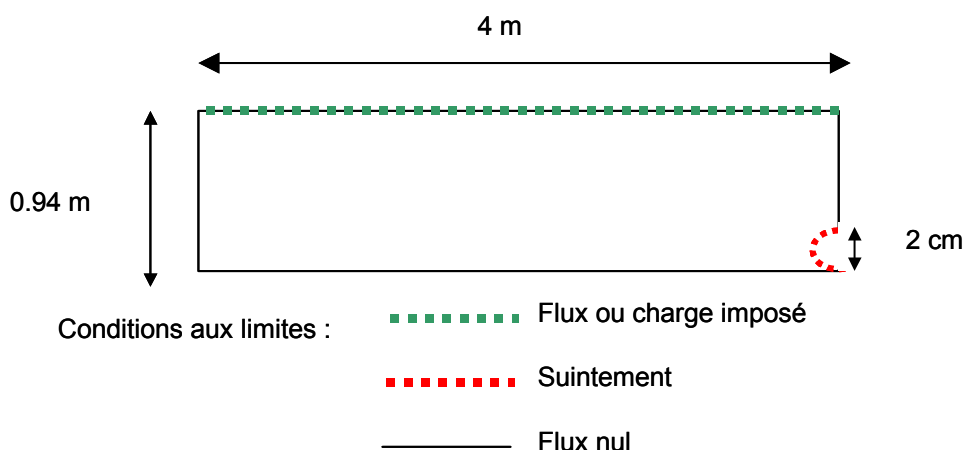


Figure 4.10. Schéma du système modélisé avec les conditions aux limites.

Le logiciel HYDRUS 2D propose un maillage de type triangulaire. Un compromis a dû être trouvé entre son raffinement, nécessaire pour modéliser certaines hétérogénéités en surface, et le temps de calcul. Resserré autour du drain où les gradients de pression peuvent être forts, le maillage choisi comporte 2749 nœuds espacés en moyenne de 3 cm.

La condition à la limite imposée à la surface du sol est de type Neumann, flux imposé égal à l'intensité de la pluie, lorsque la pression en surface est négative, et de type Dirichlet, pression nulle imposée, sinon. Dans ce deuxième cas, toute la pluie ne peut s'infiltrer, **l'excès d'eau constitue le ruissellement, qui est donc considéré ici sans transfert.**

La condition de suintement au niveau du drain est une condition de flux nul lorsque la pression de l'eau est négative et une condition de pression nulle imposée sinon. Aux limites latérales du profil, le flux horizontal est considéré comme nul par symétrie.

4.2.1.2 Paramètres hydrodynamiques du sol

Le modèle a été paramétré à partir d'informations sur les propriétés hydrodynamiques du sol, recueillies préalablement à la simulation (courbes de rétention mesurées sur échantillons, conductivité hydraulique de la zone saturée).

4.2.1.2.1 *Mesure de la courbe de rétention hydrique sur des échantillons de sol de la parcelle expérimentale.*

Neuf échantillons non perturbés de sol ont été prélevés autour du site expérimental de la parcelle drainée, à 30 et 60 cm de profondeur, dans des cylindres de hauteur 5 cm et de diamètre 8 cm. La courbe de rétention hydrique de ces échantillons a été déterminée sur plaque poreuse en phase de drainage selon la norme NF ISO-11274 (1998). La gamme de pressions explorée s'échelonne de 0 à -100 cm par palier de 10 cm, avec une période de stabilisation d'environ une semaine à chaque palier. Cette gamme correspond aux pressions de l'eau dans le sol mesurées in situ en période de drainage intense, pendant laquelle la nappe superficielle reste en général à moins d'un mètre de profondeur.

Aucune différence significative des caractéristiques des sols n'a été observée entre les profondeurs de prélèvement, 30 et 60 cm. Pour chaque dépression, le test de Student indique qu'on ne peut pas rejeter l'hypothèse que les moyennes des teneurs en eau par profondeur sont égales ($P > 0.05$). De même, à partir de mesures de masse volumique effectuées sur d'autres échantillons prélevés entre le drain et l'interdrain entre 30 et 75 cm de profondeur, on constate que la profondeur et la position par rapport au drain ne sont pas des facteurs explicatifs de la variabilité de la masse volumique (ANOVA sur 17 valeurs, $P > 0.05$). **Les propriétés hydrodynamiques du sol seront donc considérées comme homogènes sur le profil**, excepté à proximité de la surface lorsque l'horizon travaillé ou la croûte de battance sera explicitement pris en compte. En effet, la masse volumique diminue à proximité de la surface, (ANOVA sur 28 valeurs, $P < 0.01$), mais la position par rapport au drain n'entraîne pas de différence significative ($P > 0.05$).

La Figure 4.11 présente les mesures de la courbe de rétention sur neuf échantillons ainsi que l'ajustement des expressions de Mualem (1976) et Van-Genuchten (1980) :

$$\theta_{rel}(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + (\alpha|h|)^n \right]^{-m} \quad [28]$$

$$K(h) = K_s \sqrt{\theta_{rel}} \left[1 - \left(1 - \theta_{rel}^{\frac{n}{n-1}} \right)^{\frac{1}{n}} \right]^2 \quad [29]$$

avec $\alpha [L^{-1}]$, et $n [-]$ des paramètres empiriques, $h [L]$ la pression de l'eau, $\theta_r [-]$, $\theta_s [-]$, $\theta_{rel} [-]$ respectivement la teneur en eau résiduelle, à saturation et relative et $K_s [L.T^{-1}]$ la conductivité à saturation.

Cet ajustement est obtenu en minimisant les écarts quadratiques entre les teneurs en eau calculées et mesurées. La formulation de Brooks et Corey (1964) n'a pas été retenue, car elle entraîne souvent des problèmes de convergence du code. Lorsque le paramètre n du modèle de Van-Genuchten tend vers 1, la convergence du code devient difficile, même en affinant le maillage ; pour cette raison, l'échantillon dont le paramètre n était maximal a été choisi pour représenter le sol ($n = 1,13$; $\alpha = 0,94$; $\theta_r = 0$). La teneur en eau à saturation est considérée comme égale à la moyenne de celle des autres échantillons (0,43). Ce choix est assez représentatif en termes de courbe de rétention (Figure 4.11) avec une légère surestimation de la teneur en eau pour les faibles dépressions, ce qui entraîne **une surestimation de la conductivité hydraulique dans la zone non saturée**.

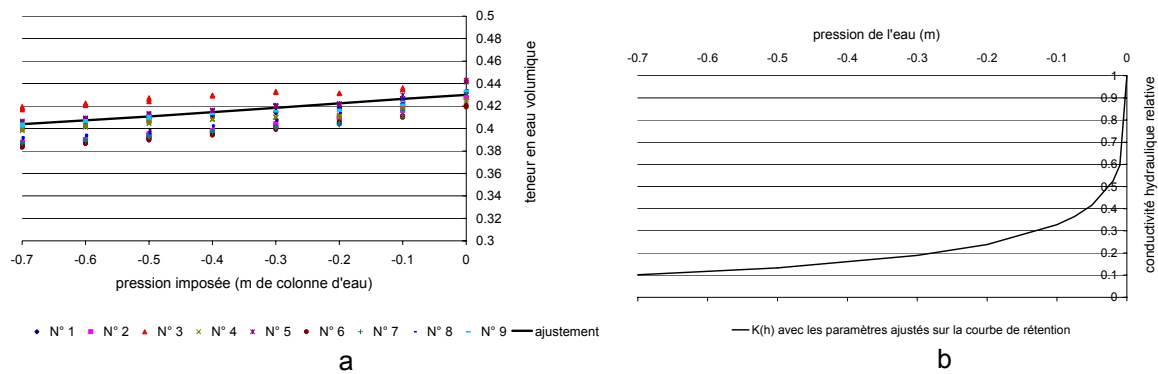


Figure 4.11a. Courbe de rétention de la paramétrisation utilisée pour les simulations et données expérimentales ; b. Conductivité hydraulique utilisée pour la simulation.

4.2.1.2.2 Estimation de la conductivité hydraulique à saturation horizontale équivalente à l'aide du modèle SIDRA

La valeur moyenne des conductivités hydrauliques à saturation K_s mesurées sur quatre des neuf échantillons prélevés est de $3,3 \cdot 10^{-5}$ m/s (écart-type de $2,4 \cdot 10^{-5}$ m/s, soit une forte variabilité). Pour les autres échantillons, K_s n'a pas pu être évalué par la méthode expérimentale choisie (perméamètre à charge constante, selon la norme XP CEN ISO/TS 17892-11(2005), dont le principe est également décrit par Klute (1986)). En effet, le flux s'écoulant à travers ces échantillons restait particulièrement faible et donc non exploitable par le dispositif de mesure utilisé (pesée). D'après nos observations lors des prélèvements, les macropores créés par les lombrics se retrouvent jusqu'à 60 cm de profondeur ; ils sont susceptibles de fortement contrôler les écoulements. Pour les prendre en compte, il est nécessaire de se placer à une échelle plus grande que celle de l'échantillon. Cette hétérogénéité, qui explique vraisemblablement la variabilité des conductivités mesurées sur échantillons, nous a incités à **considérer une conductivité hydraulique à saturation équivalente à l'échelle du système modélisé**. Youngs (1999) souligne la pertinence de ce type d'approche dans le cas des nappes superficielles drainées.

La conductivité à saturation équivalente est estimée en utilisant le modèle qui simule les écoulements dans la zone saturée, SIDRA (Lesaffre, 1988). La hauteur de la nappe à l'interdrain H se déduit de la recharge R [$L \cdot T^{-1}$] en résolvant l'équation de Boussinesq :

$$\mu \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{he} (H - z^*) \frac{\partial H}{\partial x} \right) + R \quad [30]$$

où z^* [L] est profondeur du substratum imperméable, μ la porosité de drainage, et K_{he} la conductivité hydraulique à saturation horizontale.

Les hypothèses sous-jacentes à cette approche sont recensées et discutées dans de nombreux travaux (Zimmer, 1988; Youngs, 1999; Kao, 2002). Parmi celles-ci, l'hypothèse de Dupuit-Forchheimer – i.e. les écoulements sont horizontaux dans la zone saturée - ainsi que la prise en

compte simplifiée de la zone non saturée - à travers le concept de porosité de drainage et la recharge au toit de la nappe considérée égale aux précipitations - peuvent induire une différence entre la hauteur de nappe simulée par ce modèle et celle calculée par un modèle décrivant les écoulements de la zone non saturée (résolution de l'équation de Richards). La conductivité hydraulique à saturation estimée grâce à l'équation de Boussinesq ne correspondra donc pas exactement à celle qui aurait été calée avec l'équation de Richards (Vauclin, 1975).

Cette modélisation simplifiée nous permettra cependant d'estimer **l'ordre de grandeur de la conductivité hydraulique à saturation horizontale équivalente** à l'échelle du système drainant.

Les deux paramètres du modèle SIDRA, la porosité de drainage (μ) et la perméabilité (K_{he}), sont calés simultanément, en minimisant (méthode de Newton) les écarts quadratiques des chroniques de hauteurs de nappe à l'interdrain simulées et observées. Le calage est effectué sur une période où la nappe superficielle est présente en continu dans le premier mètre du sol. La Figure 4.12 illustre la qualité de la simulation après calage.

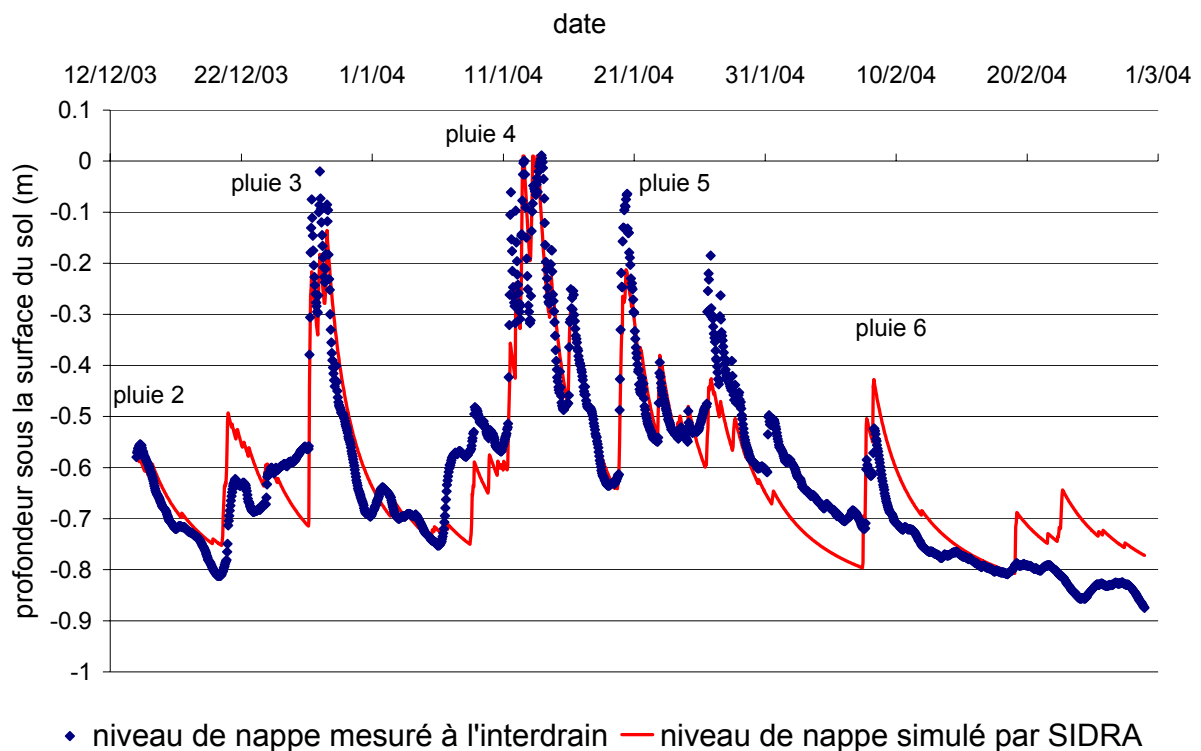


Figure 4.12. Profondeur de nappe à l'interdrain mesurée sur la parcelle de Mèlarchez et simulée avec Sidra.

Les valeurs optimales trouvés sont $K_{he} = 2,7 \cdot 10^{-6}$ m/s et $\mu = 0,025$, le coefficient d'efficacité de Nash (Nash and Sutcliffe, 1970) (voir Equation [25] chapitre 3) correspondant est 0,81. Si la dynamique observée de la nappe se retrouve dans la simulation, l'amplitude des fluctuations, elle, n'est pas toujours correctement reproduite. Ces erreurs de simulations sont souvent partiellement corrigées en considérant une porosité de drainage dépendant de la hauteur de nappe (Kao, 2002; Nachabe, 2002). Une telle amélioration n'est pas nécessaire dans notre travail, dont l'objectif est

uniquement d'estimer la conductivité hydraulique à saturation. Les écoulements en zone non saturée seront représentés ultérieurement par l'équation de Richards.

Notons également que SIDRA ne permet pas de simuler directement les épisodes de ruissellement. Ceux-ci correspondraient en fait aux moments où la nappe dépasse le niveau de la surface du sol à l'interdrain, mais l'affleurement n'est pas spécifiquement considéré. Pendant l'année hydrologique 2003-2004 étudiée, ce modèle détecte donc un seul épisode de ruissellement, qui correspond à la pluie 4, alors que d'autres épisodes ont été observés (pluie 5 et 6). Nous allons donc étudier dans quelle mesure une modélisation des zones saturée et non saturée (utilisation du code HYDRUS 2D) est plus adaptée pour reproduire ces épisodes de ruissellement.

Les paramètres du sol utilisés dans le code HYDRUS 2D sont donnés Tableau 4.1 et les courbes $\theta(h)$ et $K(h)$ sont présentées Figure 4.11. Notons que nous ne prenons en compte ni l'hystérésis dans la courbe de rétention (différence de propriétés entre les conditions d'humectation et de drainage du sol), ni une anisotropie éventuelle des propriétés hydrodynamiques.

Tableau 4.1. Paramètres hydrodynamiques du sol utilisés dans le code HYDRUS 2D.

θ_s (-)	θ_r (-)	K_s (m/s)	α (m^{-1})	n (-)
0,43	0	$2,7 \cdot 10^{-6}$	0,94	1,13

4.2.1.2.3 Propriétés hydrodynamiques des hétérogénéités de surface (battance, horizon travaillé)

La structure de l'horizon travaillé change au cours de l'hiver et les principales modifications abordées au cours de cette étude sont la reconsolidation et la formation d'une croûte de battance. Le modèle ne permet pas de prendre en compte les variations temporelles des propriétés hydrodynamiques au cours d'une simulation. Les propriétés des hétérogénéités étudiées sont donc considérées **constantes au cours d'une même pluie, mais peuvent évoluer d'un épisode pluvieux à l'autre au cours de la saison hivernale.**

Concernant la croûte de battance, la taille du système à modéliser (4m x 1m) n'est pas compatible avec la prise en compte d'une décroissance exponentielle des propriétés dans le premier centimètre du sol, telle que proposée par Mualem et Assouline (1989) : le nombre de mailles et donc le temps de simulation deviennent prohibitifs si l'on veut représenter explicitement cette décroissance. Pour ces raisons, la représentation de la croûte dans la simulation des écoulements diffère de celle du chapitre 3. Ainsi, la croûte est représentée par une unique couche en surface aux propriétés différentes de celles du sol en place. Assouline et Mualem (2001) décrivent les conséquences sur l'infiltration et le ruissellement du choix d'un système bicouche pour représenter la croûte en surface (conséquences brièvement rappelées dans le chapitre 1 paragraphe 1.2.3.3.).

Les paramètres hydrodynamiques des hétérogénéités étudiées seront donc **estimés à partir des ordres de grandeur des paramètres empruntés à la littérature.**

4.2.1.3 Episodes pluvieux simulés

Les chroniques de pluies sont intégrées au modèle à un pas de temps horaire, bien que des données à des pas de temps plus courts soient disponibles. En effet, le pas de temps horaire est compatible avec celui des données de tensiométrie acquises, pour vérifier le modèle et avec celui des données pluviométriques disponibles pour d'autres années hydrologiques : un des objectifs de la modélisation est de simuler le comportement hydrique du sol sous d'autres forçages climatiques, les pluies horaires des années antérieures pourront donc être utilisées.

Afin de vérifier leur qualité, les données de pluie acquises sur le site expérimental (Figure 4.2) ont été comparées à celles enregistrées par le pluviomètre du Cemagref situé à 500 m du site ; les différences sont très faibles (moyenne des erreurs sur les intensités horaires nulle, écart-type de 0.15 mm/h).

Parmi les six pluies recensées au cours de l'hiver 2003-2004 (partie 4.1), seuls les épisodes 3, 4, 5 et 6 ont donc été simulés. Le Tableau 4.2 en présente les principales caractéristiques. Les pluies 1 et 2 ont été écartées de l'analyse, le niveau de la nappe avant la pluie étant inférieur à celui des drains ; la montée de nappe ne peut donc pas être simulée en considérant seulement le premier mètre de sol. De plus, les tensiomètres n'ont pas fonctionné correctement durant la pluie 2 (présence d'air dans les capillaires).

Tableau 4.2. Caractéristiques des pluies considérées dans la simulation

	pluie 3	pluie 4	pluie 5	pluie 6
date	27/12/03 - 31/12/03	8/1/04 - 15/1/04	16/1/04 - 31/1/04	1/2/04 - 9/2/04
Intensité horaire max (mm/h)	6	4.3	1.8	2.4
Intensité sur 15 min max (mm/h)	11,8	8,1	2,7	5,4
lame d'eau (mm)	21	50	38	10
nbre d'averses	3	7	6	2

Les périodes de gel ont été écartées des simulations car les tensiomètres et les piézomètres ont présenté des variations anormales de signal, sans doute liées à l'arrêt puis la remise en circulation d'une eau gelée dans les premiers horizons. La principale période de gel a eu lieu du 1^{er} au 5 janvier 2004, soit entre les pluies 3 et 4.

Pour les simulations des pluies 5 et 6, les champs de pression simulés à la fin de la pluie précédente sont pris comme conditions initiales de la suivante. Une modélisation préliminaire permet de définir les conditions initiales de la simulation des pluies 3 et 4 : le système initialement rempli d'eau se vide par le drain jusqu'à atteindre la hauteur de nappe mesurée à la date du début du calcul. A partir de ces simulations, les pressions d'eau de la zone non saturée sont corrigées si besoin pour retrouver des pressions observées au-dessus de la nappe comme conditions initiales.

4.2.1.4 Qualité de la simulation

Les pressions calculées sont comparées aux données des 21 tensiomètres (voir paragraphe 4.1.2.2). La qualité des simulations est évaluée par le coefficient de Nash calculé pour chacun des tensiomètres (équation [25] chapitre 3). La hauteur de nappe simulée se déduisant du champ de pression, le coefficient de Nash relatif à la piézométrie n'apporte pas d'information nouvelle sur la qualité de la simulation ; on s'assurera cependant que les mesures piézométriques sont en adéquation avec celles de la tensiométrie.

Le ruissellement simulé par HYDRUS 2D correspond à la différence entre la pluie et la quantité d'eau effectivement infiltrée à travers la surface du sol. Le cumul d'eau ainsi obtenu est ramené à la longueur drain / interdrain, car le post-traitement du modèle ne permet pas de connaître la portion de longueur saturée pour tous les pas de temps lors des simulations longues. De plus, les effets du stockage et la dynamique de transfert de l'eau ne sont pas pris en compte dans la modélisation. Pour ces deux raisons, l'intensité du ruissellement simulé ne peut donc pas être directement comparée aux intensités mesurées au-dessus du drain ou à l'interdrain (« plot D » et « MD », Figure 4.2). De ce fait, la comparaison proposée ici ne repose que sur la présence ou non de ruissellement. Néanmoins, la localisation des surfaces ruisselantes est vérifiée en fin de simulations afin de distinguer le type de ruissellement simulé.

4.2.2 *Résultats des simulations : comparaison aux données de tensiométrie, piézométrie et aux épisodes de ruissellement*

Les résultats de ces simulations sont présentés pour chaque pluie simulée en considérant dans un premier temps un profil vertical de sol homogène. Dans un deuxième temps, lorsque la simulation ne permet pas de reproduire l'occurrence du ruissellement observée, des hétérogénéités dans les propriétés hydrodynamiques du sol sont prises en compte dans le modèle, suivant les observations faites sur le terrain : évolution de l'horizon travaillé et formation d'une croûte de battance au cours de l'hiver.

4.2.2.1 Profil de sol homogène

Les propriétés hydrodynamiques du sol utilisées pour ces simulations sont présentées dans le Tableau 4.1. L'objectif de cette partie est de juger l'aptitude du modèle à simuler l'occurrence de ruissellement. A cet effet, chaque pluie est étudiée séparément ; les pressions mesurées et simulées à 40 cm de profondeur ainsi que les valeurs du coefficient d'efficacité de Nash pour chaque tensiomètre sont également présentées afin d'appréhender les qualités et limites du modèle.

4.2.2.1.1 Pluie 3

La pluie 3 se répartit en trois épisodes pluvieux : le premier, qui présente l'intensité horaire maximale (5,88 mm/h, Figure 4.13), entraîne une montée de la nappe proche de la surface du sol. L'intensité des deux autres est plus modérée (maximum 2 mm/h), mais les durées entre ces épisodes, égales respectivement à un jour et demi et un jour, ne permettent pas à la nappe de se rabattre à plus de 30 cm de profondeur. Le niveau de la nappe remonte donc là encore à proximité de la surface malgré la faible intensité des pluies.

Les pressions mesurées et simulées à 40 cm de profondeur sont présentées sur la Figure 4.13, et illustrent la qualité de la simulation de la zone non saturée. Bien que la dynamique des fluctuations observées soit correctement reproduite, les maxima de pression simulés sont supérieurs à ceux mesurés, excepté pour le profil situé au-dessus du drain.

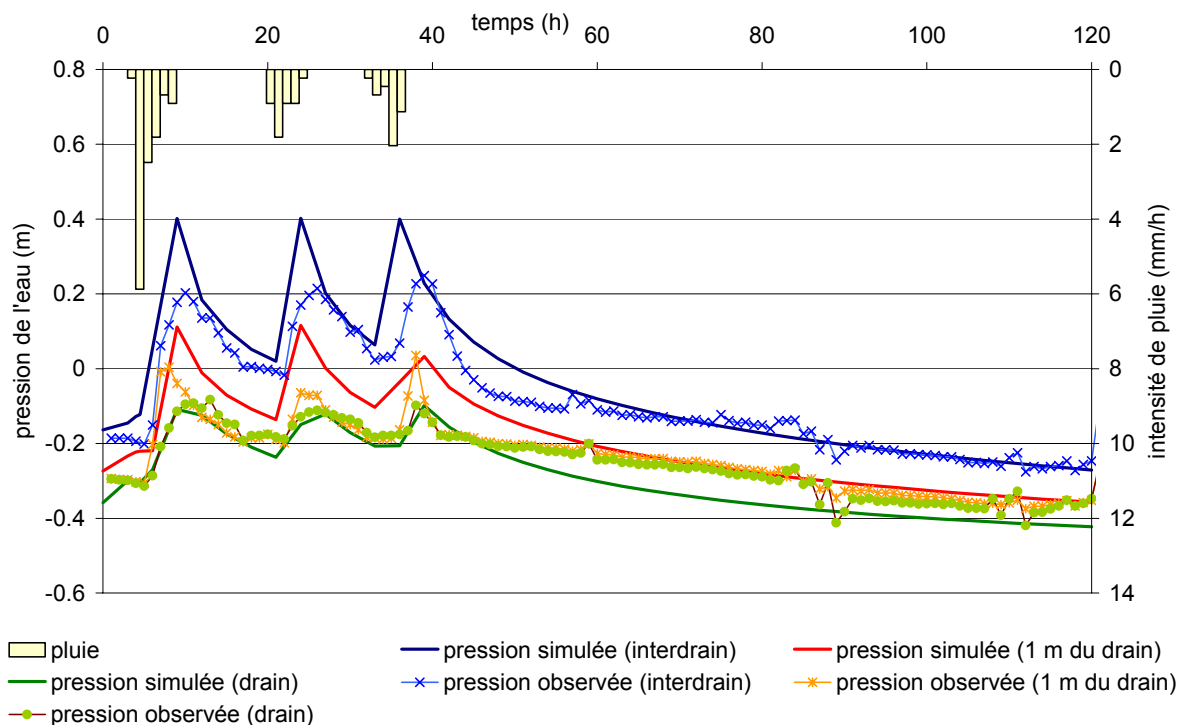


Figure 4.13. Pressions d'eau observées et simulées à 40 cm de profondeur à l'interdrain, à un mètre du drain et au-dessus du drain pendant la pluie 3.

Tableau 4.3. Valeurs du coefficient d'efficacité de Nash résultant de la comparaison entre pressions mesurées et simulées (sol supposé homogène) pendant la pluie 3.

Localisation du profil	profondeur des tensiomètres (cm)					
	80	60	40	30	20	10
interdrain	0,88	0,92	0,91	0,86	0,48	0,81
1m du drain	0,38	0,20	0,73	0,90	0,59	0,41
drain	-0,08	0,82	0,87	0,53	0,41	0,48

Le Tableau 4.3 présente les valeurs du coefficient de Nash associées à l'ensemble des tensiomètres. En moyenne, les pressions sont correctement reproduites par le modèle, notamment en

phase de tarissement. La valeur négative à proximité du drain (au-dessus du drain et à 80 cm de profondeur) s'explique par la faible variabilité du signal mesuré à cet endroit comparée à celle des autres données de pression. Cette variabilité apparaissant au dénominateur du coefficient de Nash, elle confère aux erreurs du modèle un poids plus fort à ce tensiomètre. De même, les coefficients à l'interdrain sont en général supérieurs aux autres, car les variations de pressions y sont plus importantes.

Les erreurs relatives de simulations de la pression se retrouvent dans la simulation de la hauteur de nappe à l'interdrain (Figure 4.14). Le niveau maximal calculé de la nappe atteint la surface du sol, ce qui n'est pas observé. Sur la Figure 4.14 est aussi représentée l'intensité horaire du ruissellement simulé. La première partie de l'épisode pluvieux conduit à un ruissellement simulé qui atteint 5,2 mm/h, soit 89 % de la pluie horaire de l'heure concernée. Les données de tensiométrie observées indiquent qu'au moment du pic de ruissellement, le profil de sol n'est pas entièrement saturé (par exemple à 40 cm de profondeur, comme le montre la Figure 4.13). Donc, il se forme un front d'humectation sur toute la longueur entre drain et interdrain et le ruissellement est d'abord de type hortonien. Trois épisodes de ruissellement beaucoup moins intenses (maximum 0.25 mm/h) sont simulés lors des périodes d'affleurement de la nappe (Figure 4.14) ; ce ruissellement se produit sur la surface saturée située à l'interdrain.

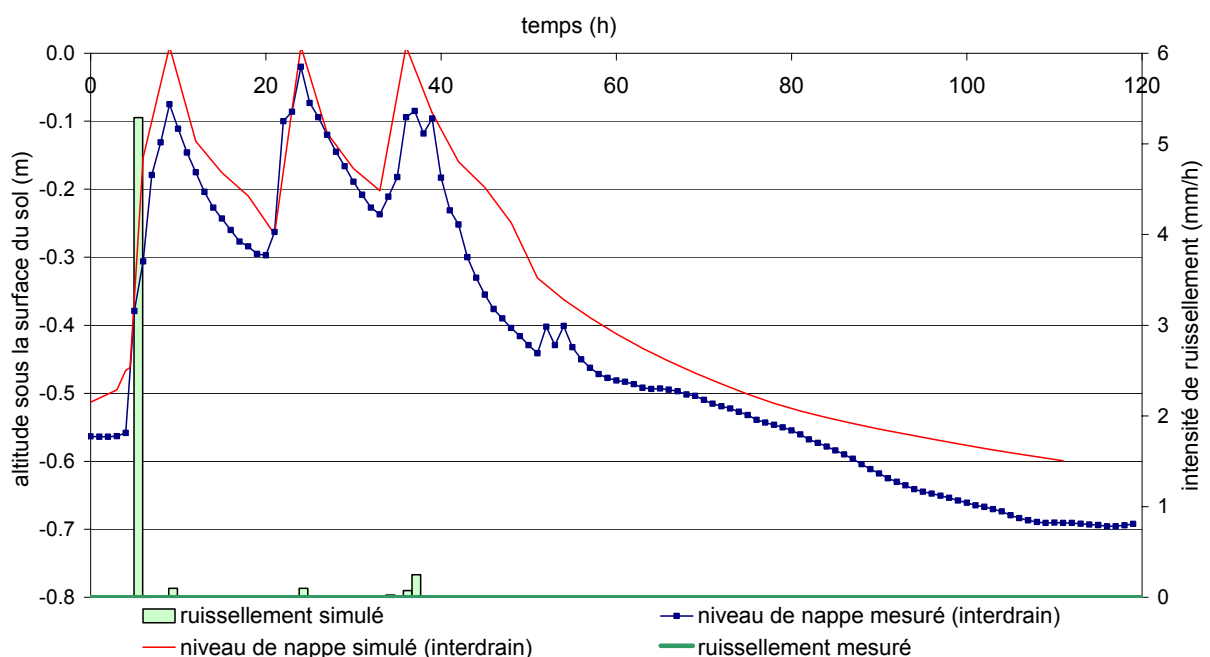


Figure 4.14. Hauteurs de nappe observées et simulées à l'interdrain, intensités de ruissellement observée (nulle) et simulée lors de la pluie 3 (intensité calculée à partir de cumul horaire).

Aucun des épisodes de ruissellement simulés n'a été observé expérimentalement.

Plusieurs hypothèses peuvent être émises pour expliquer cette différence :

- *le stockage et le transfert du ruissellement ne sont pas pris en compte dans la simulation* ; or, le micro relief est encore assez marqué à cette période ; en effet, l'indicateur de micro relief utilisé dans la partie 4.1 (hauteur moyenne des « cols » à franchir par l'eau dans la direction du ruissellement, Table 4.2) est ici égal à 7 mm ; une partie de l'eau non infiltrée a pu être stockée dans les dépressions avant de se réinfiltrer ; cette hypothèse est vraisemblable dans le cas des épisodes de ruissellement d'intensité très faible ; cependant, la quantité de ruissellement simulée en début de pluie est assez forte (5,2 mm), il est donc étonnant de ne retrouver aucune lame d'eau ruisselée à l'exutoire de la placette au-dessus du drain ni à celle à l'interdrain : une partie au moins des dépressions autour du système de mesure aurait dû être connectée ;

- *les hypothèses sur les propriétés du sol ne sont pas valables* : les affleurements de nappe simulés mais non observés sont à l'origine des épisodes de ruissellement sur surface saturée calculés et non observés ; par ailleurs, d'après nos observations de terrain, l'hypothèse de profil homogène de sol n'est pas plausible : d'abord, le déchaumage du mois de septembre a créé un horizon superficiel meuble aux propriétés hydrodynamiques vraisemblablement différentes de celles du sol en place ; par la suite, les pluies 1 et 2 ont entraîné un premier effondrement de cet horizon mais celui-ci reste sans doute plus poreux que l'horizon sous-jacent, permettant un stockage d'eau plus important avant d'atteindre la saturation ; c'est cette hypothèse qui sera testée par la suite pour expliquer l'absence d'observation de ruissellement.

4.2.2.1.2 Pluie 4

Le cumul d'eau tombé lors de la pluie 4 (50 mm) est le plus fort de la période étudiée. Les épisodes pluvieux sont d'abord espacés dans le temps puis deviennent plus fréquents et de durée plus longue, le dernier épisode durant 14 h (Figure 4.15). L'intensité horaire maximale est de 4,2 mm/h. Durant les quatre derniers épisodes pluvieux, la nappe reste à proximité de la surface du sol (moins de 30 cm de profondeur, voir Figure 4.16), et, comme discuté dans la partie 4.1.3, un ruissellement sur surface saturée est observé lorsque les phases d'affleurement sont concomitantes aux pluies.

La dynamique de la pression mesurée à 40 cm de profondeur est bien reproduite par le modèle (Figure 4.15) mais la qualité des simulations se dégrade pour les tensiomètres proches de la surface (Tableau 4.4). Dans ce cas, les pressions simulées sont très inférieures aux observations.

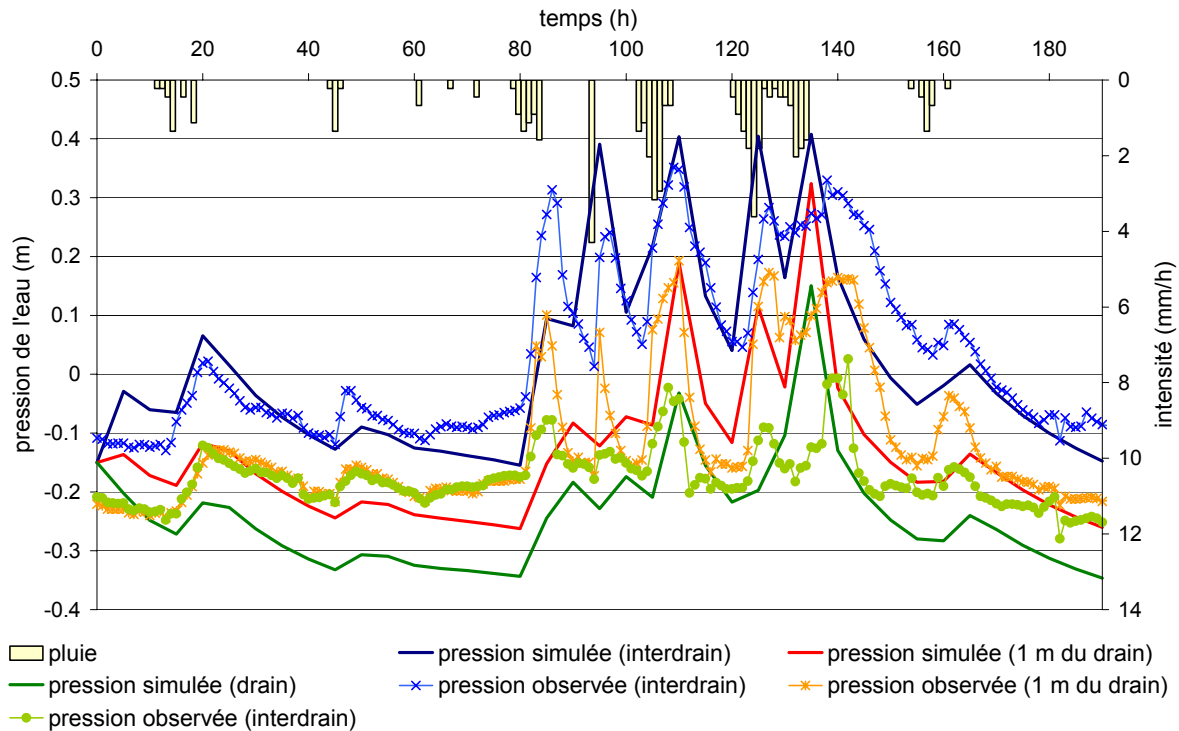


Figure 4.15. Pressions d'eau observées et simulées à 40 cm de profondeur à l'interdrain à un mètre du drain et au-dessus du drain pendant la pluie 4.

Tableau 4.4. Valeurs du coefficient d'efficacité de Nash résultant de la comparaison entre pressions mesurées et simulées (sol supposé homogène) pendant la pluie 4.

Localisation du profil	profondeur des tensiomètres (cm)					
	80	60	40	30	20	10
interdrain	0,90	0,94	0,93	0,80	0,15	-0,55
1m du drain	0,84	0,89	0,87	0,64	-1,19	0,41
drain	-1,12	0,48	0,15	-1,49	-2,39	-2,37

Par exemple, avant le principal épisode pluvieux, le niveau de nappe mesuré à l'interdrain est de 50 cm de profondeur (Figure 4.16) et les pressions simulées près de la surface (10 cm et 20 cm de profondeur) sont de l'ordre de -40 cm et -30 cm d'eau respectivement, le profil est donc proche de l'équilibre hydrostatique d'après la simulation. Or, la mesure de pression pour ces deux tensiomètres reste supérieure à -10 cm. En fait, les pressions entre 10 et 40 cm de profondeur sont toujours supérieures à -15 cm environ, les valeurs du coefficient de Nash sont donc faibles pour les tensiomètres proches de la surface (Tableau 4.4). **La vitesse réelle d'infiltration d'eau dans la zone non saturée (pression inférieure à -15 cm d'eau) semble inférieure à celle simulée par le modèle.** Ce résultat est vraisemblablement lié aux choix des propriétés hydrodynamiques.

Comme souligné au paragraphe 4.2.1.2.1, les propriétés hydrodynamiques choisies pour la simulation correspondent aux mesures sur échantillons pour lesquelles le paramètre n est maximal et ceci pour une question de convergence du modèle. Or, si la courbe de rétention des différents échantillons est bien représentée par ce jeu de paramètre ; la conductivité hydraulique en zone non saturée est surestimée, ce qui peut expliquer la surestimation des vitesses d'écoulement et donc les écarts de pression.

Les fluctuations de la nappe et les épisodes de ruissellement sont présentés sur la Figure 4.16 (observations et simulations).

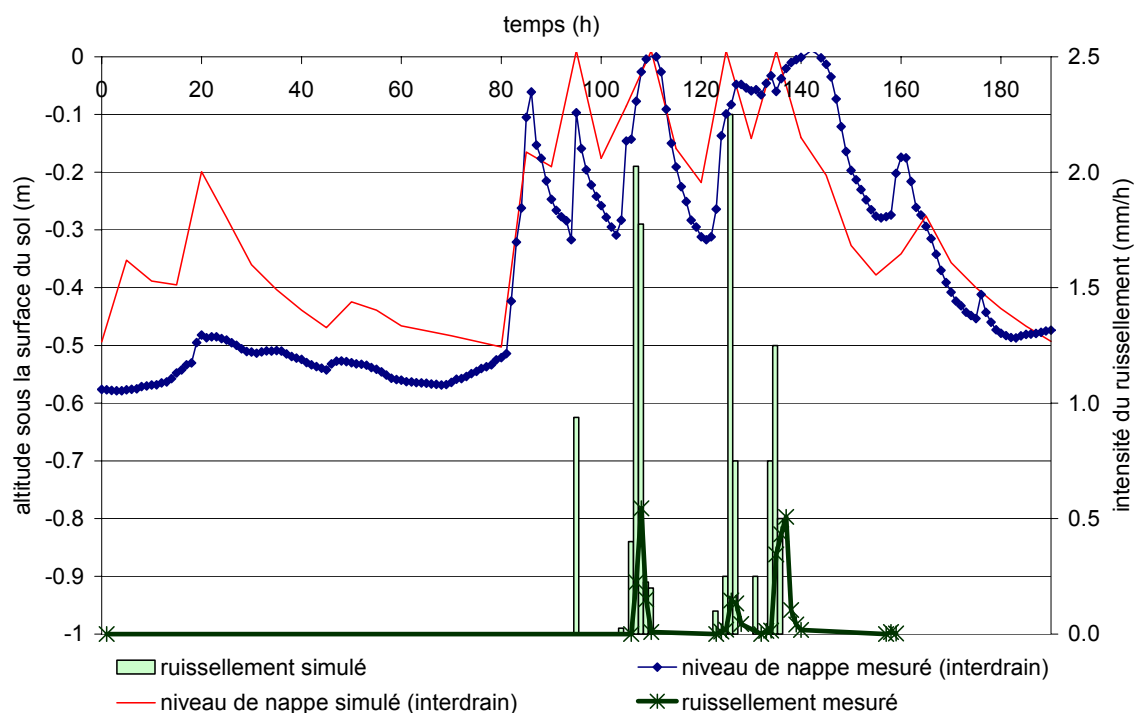


Figure 4.16. Hauteurs de nappe observée et simulée à l'interdrain, intensités de ruissellement observées et simulées lors de la pluie 4 (intensité calculée à partir de cumul horaire).

On remarque que la position de la nappe est surestimée par le modèle en début de pluie, alors que la mesure des pressions à cette profondeur est en adéquation avec les simulations (Figure 4.15) ; ce décalage dans les hauteurs de nappe est donc vraisemblablement lié à un problème de mesure de la piézométrie. En outre, d'après nos observations sur le site, le niveau de nappe observé en fin de pluie reste proche de la surface à cause d'une arrivée d'eau de ruissellement par l'amont.

Le modèle reproduit correctement les trois épisodes de ruissellement mesurés même si les intensités simulées sont supérieures à celles observées notamment pour les deux premiers. Ces différences peuvent être expliquées par :

- le temps nécessaire au remplissage des dépressions avant le transfert vers l'exutoire de la placette ;
- les surfaces utilisées pour le calcul du ruissellement : expérimentalement le ruissellement est collecté sur une bande de largeur 2 m sur l'interdrain (voir Figure 4.2) alors que numériquement, le cumul de ruissellement est ramené à la longueur entre drain et interdrain.

Le premier épisode de ruissellement simulé n'est pas observé. Il est concomitant à un affleurement de nappe simulé et non mesuré, comme cela avait été noté lors de la pluie 3. La présence de l'horizon déchaumé, comme pour les épisodes de la pluie 3, permet sans doute un stockage d'eau plus important en surface avant la mise à saturation. Comme souligné dans la partie 4.1 décrivant l'expérimentation, la pluie 4 a entraîné une longue saturation et des fluctuations de

nappe dans l'horizon travaillé dont la structure a été fortement modifiée vraisemblablement par effondrement.

4.2.2.1.3 Pluie 5

La pluie 5 se compose de plusieurs épisodes pluvieux de faible intensité qui suivent la pluie 4 (maximum 2 mm/h). Seul le deuxième épisode, le plus long (17 h), provoque un affleurement de nappe et un ruissellement subséquent.

On constate que les pressions calculées dans la zone non saturée reproduisent assez bien les fluctuations mesurées (Figure 4.17), mais, de même que pour la pluie précédente, elles restent inférieures aux observations lorsque la nappe descend. Les valeurs du coefficient de Nash restent cependant positives pour tous les tensiomètres (Tableau 4.5).

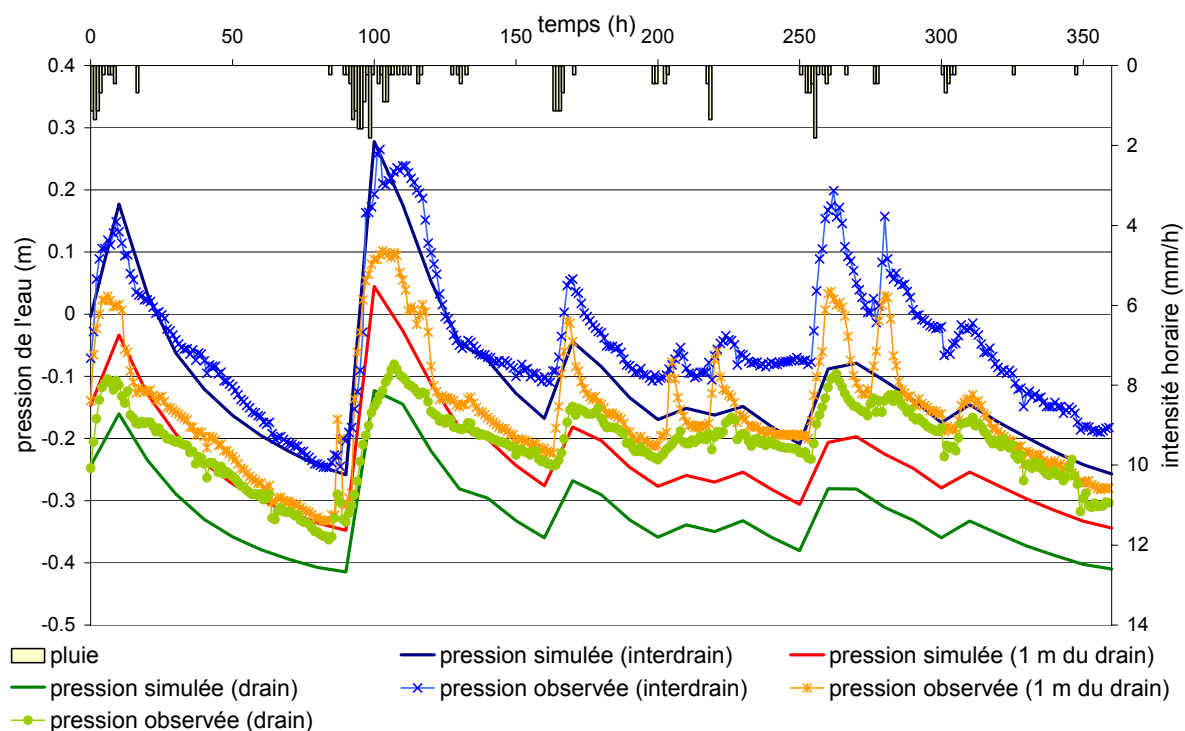


Figure 4.17. Pressions d'eau observées et simulées à 40 cm de profondeur à l'interdrain à un mètre du drain et au-dessus du drain pendant la pluie 5.

Tableau 4.5. Valeurs du coefficient d'efficacité de Nash résultant de la comparaison entre pressions mesurées et simulées (sol supposé homogène) pendant la pluie 5.

Localisation du profil	profondeur des tensiomètres (cm)					
	80	60	40	30	20	10
interdrain	0,95	0,94	0,92	0,89	0,76	0,65
1m du drain	0,88	0,91	0,90	0,75	0,56	0,41
drain	0,88	0,89	0,60	0,37	0,44	0,60

La Figure 4.18 présente les hauteurs de nappe à l'interdrain et les intensités du ruissellement calculées et observées lors de la première partie de la pluie 5 (aucun ruissellement n'est observé ou simulé par la suite).

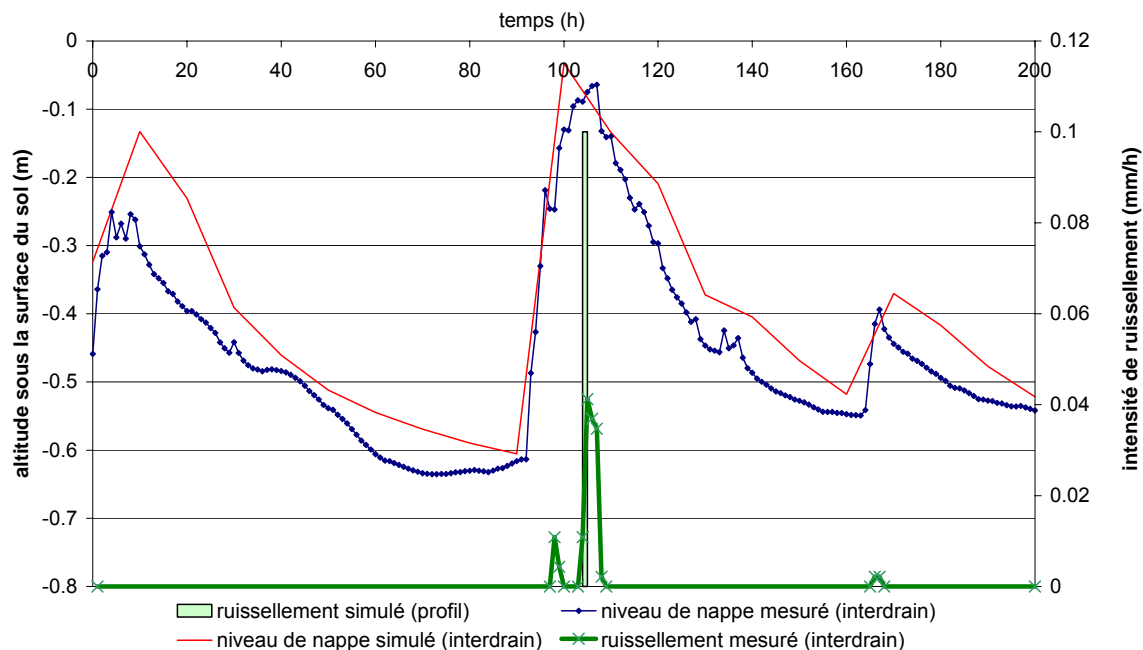


Figure 4.18. Hauteurs de nappe observée et simulée à l'interdrain, intensités de ruissellement observée et simulée lors de la pluie 5 (intensité calculée à partir de cumul horaire).

Il apparaît que la hauteur de nappe est surestimée par le modèle pour le premier pic, comme lors de la pluie 3. L'épisode de ruissellement observé le plus intense est bien restitué mais, de même que pour les pluies précédentes, l'intensité simulée est surestimée. Deux épisodes de ruissellement supplémentaires ont été captés expérimentalement mais non reproduits par la simulation. Les intensités sont cependant très faibles, ce ruissellement est peut-être localisé autour de l'exutoire des placettes. En effet, à cet endroit, les précédents épisodes ruisselants ont engendré un dépôt de sédiments formant une couche peu perméable.

4.2.2.1.4 Pluie 6

L'intensité horaire de cette pluie est du même ordre de grandeur que les autres (maximum à 2,5 mm/h), mais ses épisodes ont une durée plus courte (maximum 3 h).

Pour améliorer les conditions initiales de la pluie 6, les pressions du dernier pas de temps de la simulation de la pluie 5 ont été légèrement modifiées dans les zones proches de la surface (augmentation des pressions). Cette modification explique la montée de la nappe (et de la pression pour quelques tensiomètres) en début de simulation, malgré l'absence de pluie. Les fluctuations de pressions dans la zone non saturée sont là encore correctement reproduites par le modèle (Figure 4.19, Tableau 4.6).

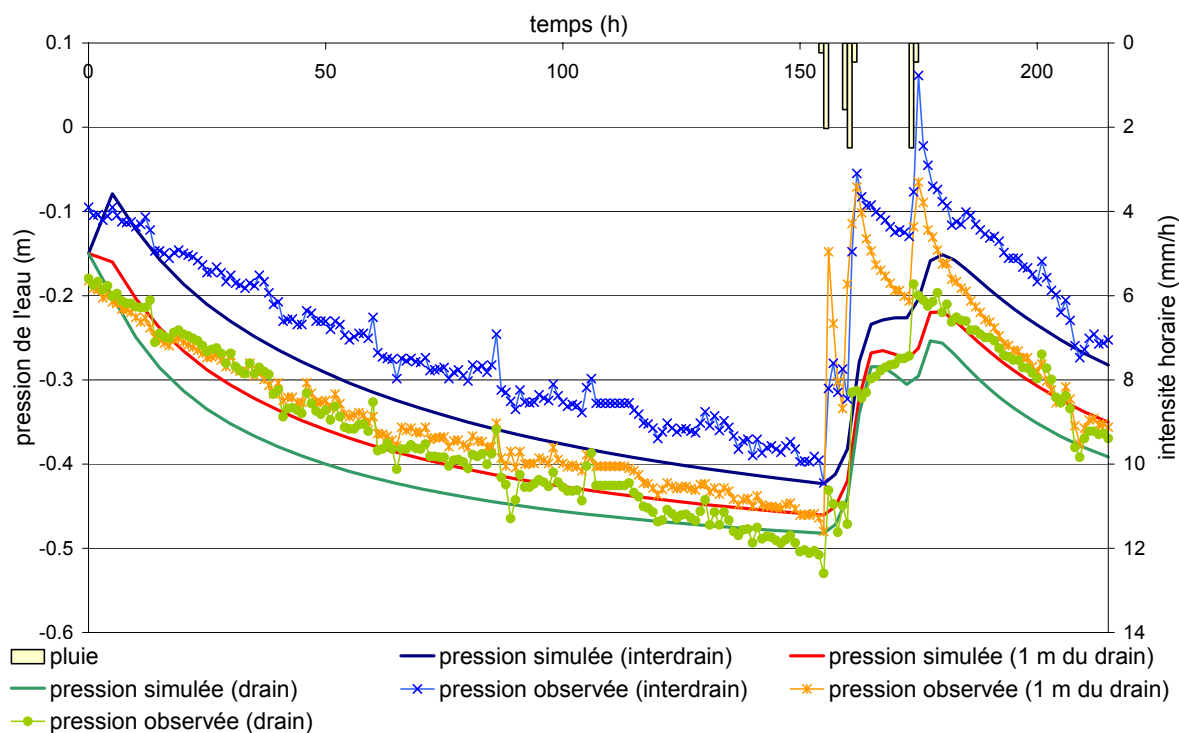


Figure 4.19. Pressions d'eau observées et simulées à 40 cm de profondeur à l'interdrain à un mètre du drain et au-dessus du drain pendant la pluie 6.

Tableau 4.6. Valeurs du coefficient d'efficacité de Nash résultant de la comparaison entre pressions mesurées et simulées (sol supposé homogène) pendant la pluie 6.

Localisation du profil	profondeur des tensiomètres (cm)					
	80	60	40	30	20	10
interdrain	0,87	0,82	0,97	0,96	0,97	0,95
1m du drain	0,78	0,95	0,98	0,99	0,95	0,97
drain	0,97	0,99	0,99	0,98	0,97	0,97

Contrairement aux deux cas précédents, la pluie 6 ne provoque pas de montée de nappe jusqu'à la surface du sol et du ruissellement est observé à l'interdrain. Ce ruissellement a été expliqué par la présence d'une croûte sédimentaire plus développée à l'interdrain qu'au drain (voir Augéard et al., 2005, partie 4.1). Effectivement en supposant que le sol est homogène, le modèle ne permet pas de simuler ce ruissellement (Figure 4.20). Les niveaux de nappe calculés restent cette fois inférieurs à ceux observés, à l'inverse des pluies précédentes.

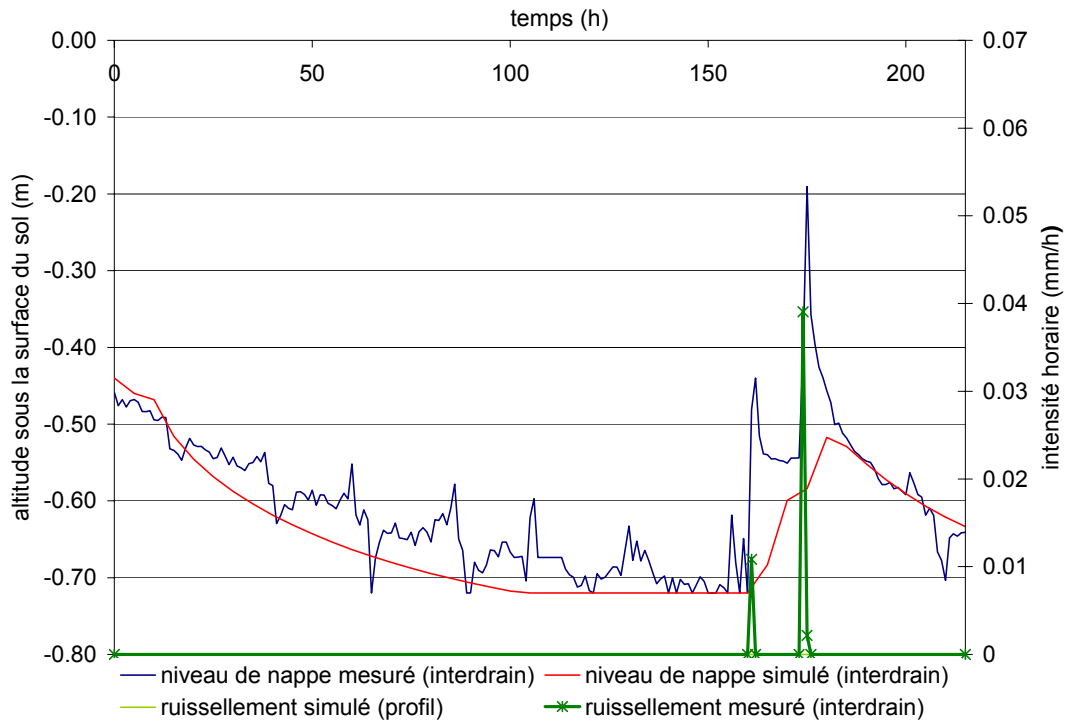


Figure 4.20. Hauteurs de nappe observées et simulées à l'interdrain, intensités de ruissellement observée et simulée (nulle) lors de la pluie 6 (intensité calculée à partir de cumul horaire)

En conclusion, la modélisation, qui suppose l'homogénéité du sol, permet de simuler les pressions de l'eau avec une qualité satisfaisante au sens du coefficient de Nash, dont la valeur moyenne est de 0,56 pour les mesures de pression de toutes les pluies. Cependant, tous les épisodes de ruissellement ne sont pas simulés et à l'inverse, certains épisodes sont simulés et non observés. De nouvelles simulations ont donc été conduites pour tester si la prise en compte des modifications de la structure du sol en surface, qui ont été observées sur le terrain (horizon travaillé plus meuble pour les premières pluies, puis présence d'une croûte de battance pour la dernière pluie), permet de résoudre ce problème.

4.2.2.2 Prise en compte d'hétérogénéités en surface

4.2.2.2.1 *Horizon déchaumé*

Au cours de ses travaux sur les transferts d'eau dans un sol limoneux du l'ouest du Bassin Parisien, Coutadeur (2002) mesure les propriétés hydrodynamiques d'un lit de semence et de l'horizon sous-jacent et les représente par les équations de van Genuchten. La conductivité à saturation K_s de l'horizon travaillé augmente de 50 % par rapport au sol en place, la teneur en eau résiduelle θ_r diminue de moitié et le paramètre α diminue de 7 % ; les autres paramètres ne présentent pas de différences significatives. Nous supposons que l'évolution de la structure après semis (dans le travail cité, passage d'une herse à 15 cm de profondeur) est du même type que celui après déchaumage (dans notre étude, déchaumage à disque à 10 cm de profondeur). Nous utiliserons donc les ordres de grandeur obtenus par Coutadeur (2002) pour caractériser les propriétés

de l'horizon déchaumé. La teneur en eau résiduelle du sol en place étant estimée comme nulle dans notre cas, elle ne peut donc diminuer. Dans un premier temps, seule la conductivité à saturation est modifiée, car elle présente les variations les plus fortes (augmentation de 50 %). Notons que les mesures de masse volumique de cet horizon (qui passe de 1,1 g/cm³ à 1,23 g/cm³ entre septembre 2003 et mars 2004, voir Table 4.5 du paragraphe 4.1.3.3.) suggèrent que la teneur en eau à saturation est plus forte dans l'horizon déchaumé.

La simulation de la pluie 3 obtenue avec la prise en compte de cet horizon plus perméable, non présentée ici, a montré que l'intensité de ruissellement en début de pluie 1 diminue drastiquement passant de 5,2 mm/h à 0,6 mm/h ; les épisodes de ruissellement liés à la montée de la nappe ne sont plus simulés. Cette modification améliore légèrement la qualité de la simulation des pressions (+0.01 sur le coefficient moyen de Nash). Pour reproduire le fait qu'aucun ruissellement n'a été observé, les propriétés hydrodynamiques de l'horizon déchaumé doivent être encore modifiées. Plusieurs jeux de paramètres ont été testés (augmentation de la conductivité et de la teneur en eau à saturation). Une augmentation de 150 % de la conductivité et de 20 % de la teneur en eau est nécessaire pour ne plus simuler de ruissellement.

La pluie 4 a également été simulée en prenant en compte cet horizon plus perméable. Le premier épisode de ruissellement simulé précédemment et non observé n'apparaît plus dans la nouvelle simulation.

La présence de l'horizon travaillé, donc plus meuble en surface, limite donc l'intensité du ruissellement de type hortonien comme celle du ruissellement sur surface saturée. En plus du rôle crucial joué par la présence de la nappe superficielle, le travail du sol peut donc également influencer sur la genèse du ruissellement en parcelle drainée. Cependant, le cumul de ruissellement sur surface saturée présenté ici reste faible et il est probable que, lorsque la nappe affleure sur une plus grande surface, l'effet du travail du sol devienne négligeable.

4.2.2.2 *Croûte sédimentaire de battance*

La croûte de battance a été représentée par une couche homogène d'épaisseur aussi fine que le permet le maillage utilisé (l'épaisseur de la croûte modélisée est de 3 cm environ). Cette couche inclut tous les éléments triangulaires du maillage ayant un nœud en surface du système. Or, les valeurs de conductivité hydraulique des croûtes de battance issues de la littérature sont souvent calculées sur des épaisseurs plus fines. Ainsi, parmi les études in situ, Roulier (1999) mesure par infiltrométrie sur un sol limoneux du Pays de Caux une conductivité hydraulique à saturation d'une croûte sédimentaire, d'épaisseur de 7 mm, égale à la moitié de la valeur de celle du sol sous-jacent effondré. Ce rapport des conductivités dépasse les valeurs habituellement mesurées (voir le tableau 1.1 de la partie bibliographique). Par exemple, Vandervaere et al. (1997) obtiennent une baisse de 82 % de la conductivité (épaisseur de croûte considérée : 1 cm) avec le même type de mesure mais un contexte pédo-climatique très différent (sol argilo limoneux en climat sahélien). Enfin, Falayi et Bouma (1975) mesurent une diminution de conductivité de 90 % mais l'épaisseur prise en compte pour le calcul n'est pas précisée.

Pour adapter ces résultats à notre étude, nous devons considérer la conductivité à saturation équivalente d'une couche de 3 cm d'épaisseur contenant une croûte sédimentaire. Avec les résultats de Roulier, la conductivité équivalente est alors inférieure de 20 % à celle du sol en place. Avec l'étude de Vandervaere et al.(1997), la baisse de la conductivité équivalente correspondante est de 60 %. Nous avons choisi une valeur intermédiaire pour tester l'influence de la croûte en attribuant à la couche de surface **une conductivité hydraulique égale à la moitié de celle du sol en place ($K_{sc}=1,35 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$)**. Seul l'effet d'une baisse de la conductivité hydraulique en surface est testé, les autres paramètres sont gardés constants afin de minimiser le nombre de paramètres à faire évoluer.

La croûte sédimentaire est supposée se former après les épisodes de ruissellement de la pluie 4. Les pluies 5 et 6 ont donc été simulées avec ces modifications de propriétés hydrodynamiques en surface. Les épisodes de ruissellement qui n'apparaissaient pas dans la précédente modélisation, sont maintenant simulés (voir par exemple la Figure 4.21 pour la pluie 6). Les profils verticaux de pression au-dessus du drain et à l'interdrain montrent qu'il s'agit bien d'un ruissellement de type hortonien : le sol est saturé en surface et non saturé en-dessous, il se forme un front d'humectation (Figure 4.22).

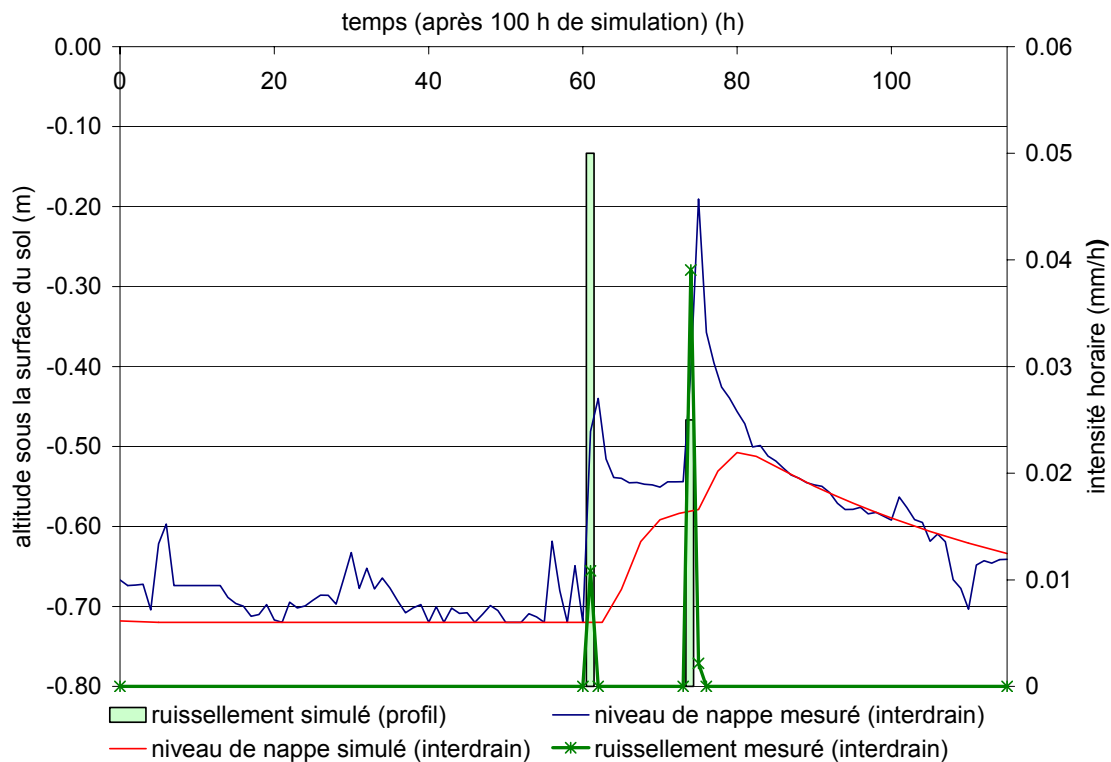


Figure 4.21. Hauteurs de nappe observées et simulées à l'interdrain, intensités de ruissellement observée et simulée lors de la pluie 6 (prise en compte d'une couche moins perméable en surface).

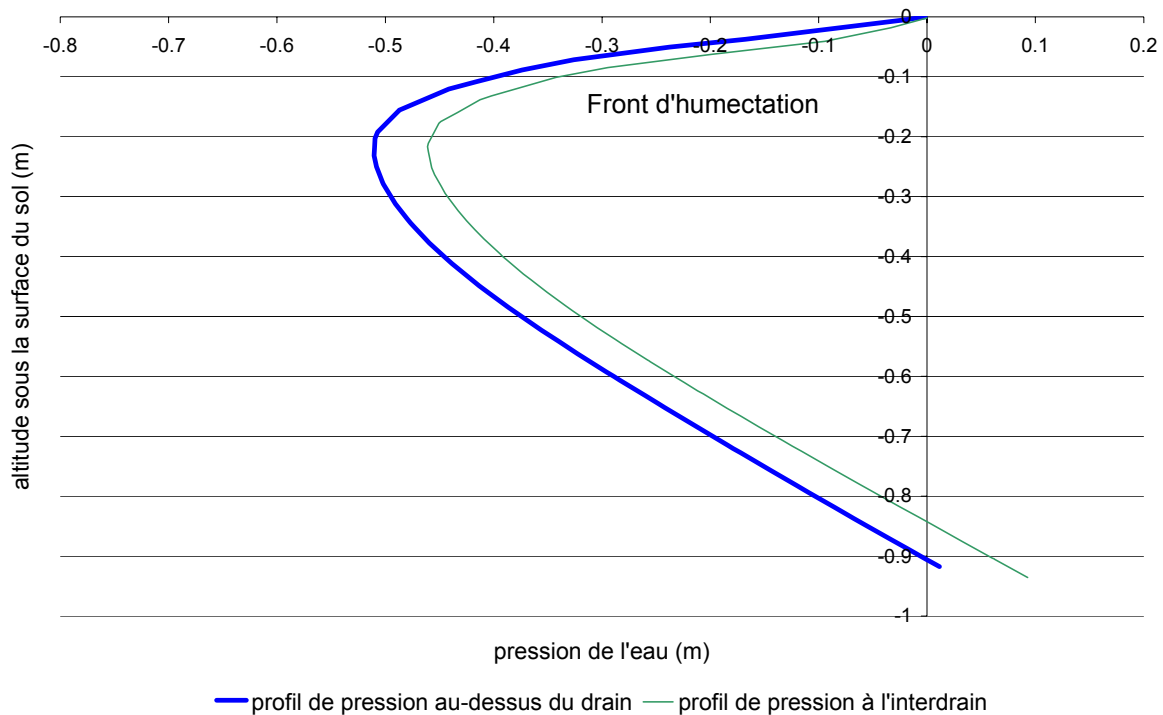


Figure 4.22. Profils verticaux de pression au-dessus du drain et à l'interdrain calculés lors de l'épisode de ruissellement de la pluie 6.

L'ordre de grandeur de la conductivité hydraulique utilisé pour prendre en compte la croûte ne peut être validé par la comparaison des intensités de ruissellement calculées et observées. Rappelons en effet que le volume ruisselé simulé est rapporté à la longueur drain interdrain alors que la mesure du ruissellement concerne seulement l'interdrain, et d'autre part, les très faibles volumes ruisselés mesurés laissent à penser que seule une partie de la placette a ruisselé, or ce volume est ramené à l'ensemble de la placette...

Il faut néanmoins retenir que la baisse de conductivité hydraulique en surface augmente le ruissellement sans modifier notablement la qualité des simulations de pressions (-0,003 de coefficient de Nash moyen).

4.2.2.3 Conclusion sur les simulations du comportement de la parcelle expérimentale drainée

Pour une géométrie simplifiée du profil de sol (sol homogène et drain posé sur un substratum imperméable), une courbe de rétention en eau du sol mesurée sur échantillons et une conductivité à saturation estimée grâce au modèle de zone saturée SIDRA, les fluctuations des pressions de l'eau dans le profil lors des différents épisodes pluvieux sont simulées de façon réaliste par le code HYDRUS 2D. Cependant, en période de nappe basse, les pressions de la zone non saturée calculées sont sous-estimées : le choix de la courbe de rétention est sans doute en cause.

Les épisodes de ruissellement observés et simulés ne coïncident pas pour toutes les pluies. En pluie 3, des ruissellements de type hortonien et, dans une moindre mesure, sur surface saturée, sont simulés et non observés alors qu'en pluie 6, c'est le contraire. L'argument expliquant cette différence, à savoir l'évolution des propriétés hydrodynamiques des premiers centimètres du sol, a été confirmé par les nouvelles simulations. Ainsi, la prise en compte de l'horizon déchaumé, fortement poreux et conducteur, limite une partie du ruissellement simulé mais non observé en début d'hiver. Par la suite, les épisodes de ruissellement pendant l'affleurement de la nappe créent une croûte sédimentaire de battance qui doit être prise en compte pour simuler les épisodes de ruissellement de fin d'hiver (pluie 4). **Ces résultats confirment que les propriétés hydrodynamiques du sol en surface influent sur la genèse du ruissellement, en particulier pour simuler ou non les épisodes de type hortonien.** Un horizon de surface plus poreux que le sol en place peut également limiter les épisodes de ruissellement de faible intensité sur surface saturée. La qualité de la simulation de la hauteur de nappe n'est pas notablement modifiée par ce changement de propriétés de surface, sans doute en raison des faibles intensités de ruissellement considérées.

Cependant, ces résultats s'appuient uniquement sur les données de l'année 2003-2004, pendant laquelle peu d'épisodes de ruissellement de type hortonien ont été observés et les quantités ruisselées sont très faibles. La présence de la croûte sédimentaire de battance n'est donc pas prépondérante dans ces conditions et ce sont essentiellement les fluctuations de nappe qui contrôlent la production du ruissellement. Le dispositif expérimental a été remis en place sur le même site du bassin de Mélarchez au cours de l'hiver 2004-2005. Malheureusement, la pluviométrie (170 mm entre novembre et mars) n'a pas été suffisante pour créer une nappe superficielle permanente entre les épisodes pluvieux. Les résultats de ces expérimentations, non présentés ici, n'ont donc pas confirmé cette hiérarchie entre les mécanismes de genèse en jeu.

Pour élargir la gamme des forçages pluviométriques, la modélisation établie lors de la saison de drainage 2003-2004 a été utilisée pour des simulations exploratoires (c'est-à-dire sans évaluations par confrontation à des données expérimentales).

Dans un premier temps, les données pluviométriques d'une année fortement pluvieuse (2000-2001) ont été utilisées afin d'analyser le comportement du système et la fréquence d'apparition du ruissellement.

Ensuite, la géométrie du système modélisé et les paramètres hydrodynamiques sont repris pour l'étude spécifique des processus de déclenchement du ruissellement lié à la montée de la nappe sur parcelle drainée. L'analyse porte sur :

- les relations intensités / durées / fréquences des pluies nécessaires à l'affleurement de la nappe à partir de différentes conditions initiales ;
- la validité d'une approche analytique simplificatrice prenant en compte l'effet de remplissage de la zone non saturée et l'évacuation d'une partie de l'eau par le drainage ;
- les conditions d'écoulements lors des affleurements importants : quelle est la capacité d'infiltration de la zone saturée ? du système dans son ensemble ?

4.3 Simulations exploratoires

4.3.1 Simulations utilisant les données pluviométriques de 2000-2001

4.3.1.1 Objectifs et méthodologie

La Figure 4.23 présente le cumul des précipitations mesurées sur le bassin versant de l'Orgeval sur lequel se trouve le site de Mélarchez, entre novembre et mars de 1963 à 2005 (moyenne et écart-type des 6 pluviomètres du bassin). La période concernée est en général incluse dans la saison de drainage intense (pour les saisons sèches, comme l'année 2004-2005, la saison de drainage peut ne pas être définie). Le cumul de précipitation de l'hiver 2003-2004 est inférieur à la moyenne saisonnière (244 mm pour une moyenne de 278 mm sur la période disponible). A l'inverse, l'année 2000-2001 présente le maximum de cumul de précipitations (458 mm). Pour cette raison, cette année a été choisie pour simuler, avec le code HYDRUS 2D, les fluctuations de la nappe à partir de la modélisation mise en place et évaluée sur les données 2003-2004. Le sol est supposé garder les mêmes propriétés d'une année sur l'autre.

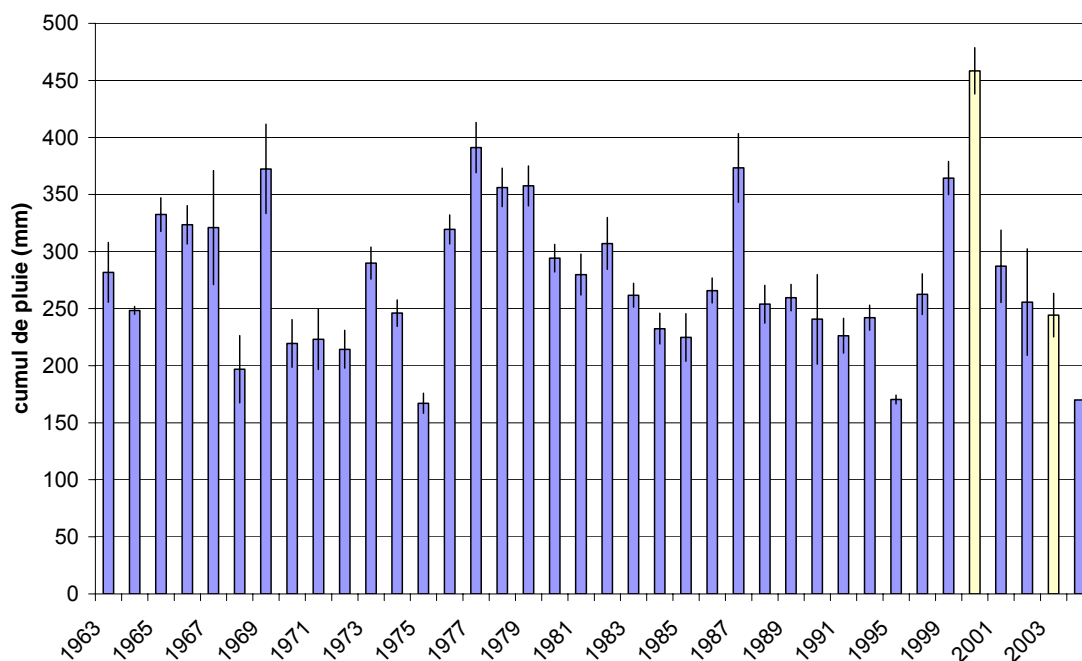


Figure 4.23. Cumul des précipitations entre novembre et mars pour les années hydrologiques disponibles depuis 1963 ; moyenne et écart type des données des 6 pluviomètres suivis sur le bassin versant de l'Orgeval (l'année xx représente l'année hydrologique xx et xx+1 ; les années retenues apparaissent en clair).

Les intensités horaires des pluies de l'hiver 2000-2001 ne présentent pas de valeur particulièrement forte : maximum à 5,3 mm/h (Figure 4.24a). Concernant leur distribution (Figure 4.24b), la classe d'intensité horaire comprise entre 1 et 2 mm est légèrement plus représentée par

rapport aux hivers de la période 1994-2004, contrairement à la classe 0-1 mm. Ce sont donc plutôt les effets de la fréquence et de la durée des pluies qui seront étudiés, et non l'effet des fortes intensités.

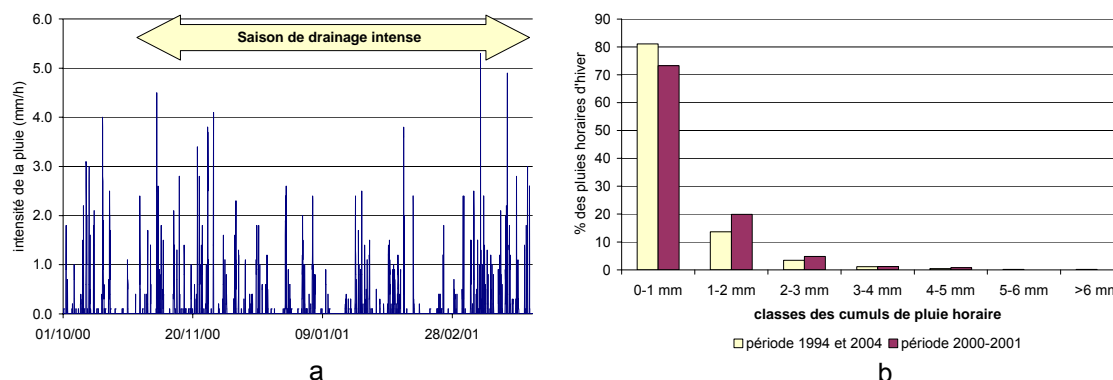


Figure 4.24 a. Intensité de pluie mesurée sur le bassin versant de Mélarchez pendant l'année 2000-2001 ; b. Répartition des intensités de pluies horaires pendant l'hiver 2000-2001 comparée à celle des intensités horaires des hivers depuis 1994.

L'objectif est donc d'étudier les mécanismes déclenchant le ruissellement dans des conditions de pluies fréquentes d'intensité moyenne. Dans ces conditions, nous nous intéresserons également à l'impact sur les épisodes de ruissellement de la présence d'une croûte de battance, modélisée comme précédemment. En effet, la parcelle observée ayant été semée en blé lors de l'hiver 2000-2001, la surface du sol est donc restée peu couverte jusqu'à la reprise de la croissance de la plante au printemps.

Les simulations concernent uniquement cette période de drainage intense durant laquelle la nappe fluctue dans l'horizon superficiel. La saison de drainage intense 2000-2001 débute lorsque le coefficient de restitution des pluies (rapport entre cumul de la lame d'eau écoulee en sortie drain sur le cumul des pluies) devient positif et constant dans le temps (Lesaffre, 1988). La Figure 4.25 indique que, pour le bassin versant de Mélarchez drainé à 90 %, ceci se produit après environ 100 mm de pluie tombés après le début de la saison hydrologique⁷, soit le 30 octobre 2000. Notons que la fin de la saison de drainage n'est pas représentée graphiquement car les données de débit sont manquantes après la fin de février 2001. Nous avons néanmoins choisi de mener les simulations jusqu'au 31 mars.

⁷ l'évapotranspiration devient inférieure aux précipitations ; classiquement, la saison hydrologique débute autour du 1^{er} octobre.

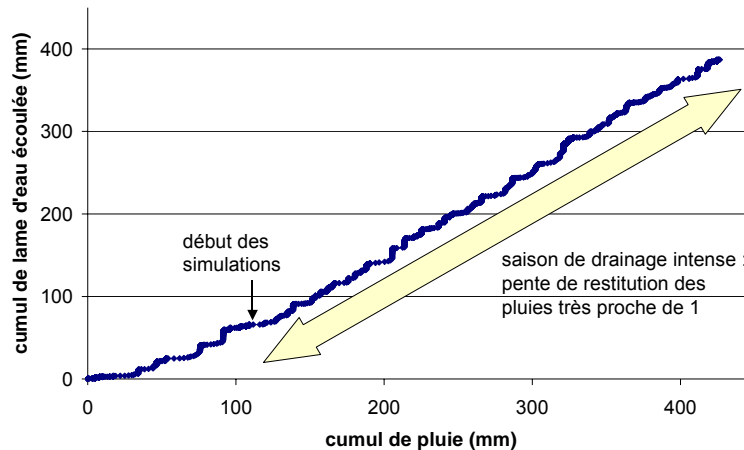


Figure 4.25. Cumul de lame d'eau écoulée à l'exutoire en fonction du cumul de pluie sur le bassin versant de Mélarchez depuis le 1^{er} octobre 2000 et représentation de la saison de drainage intense 2000-2001.

On remarque que le coefficient de restitution des pluies est proche de 1 (Figure 4.25), ce qui indique que les infiltrations profondes sont relativement faibles à l'échelle du bassin versant : l'eau tombée en hiver est presque entièrement évacuée par le réseau de drainage, ce qui **confirme la validité de notre hypothèse de description du système avec le drain sur une couche imperméable**. Toutefois, des études à plus long terme sur l'hydrologie de ce bassin (Mejdoub, 2003) montrent que la nappe régionale située dans une couche calcaire sous les limons (calcaires de Brie⁸) participe à l'écoulement en sortie de bassin et peut en partie compenser des éventuelles infiltrations profondes.

En début de saison de drainage intense, la condition initiale utilisée pour la modélisation est obtenue en laissant le système se vidanger jusqu'à une profondeur de nappe de 80 cm à l'interdrain afin de représenter une position de nappe basse après une réhumectation du profil. L'erreur commise par une éventuelle surestimation de la teneur en eau initiale du profil et de la hauteur de nappe s'atténue dès les premières pluies après lesquelles le système va se réinitialiser.

4.3.1.2 Résultats

4.3.1.2.1 *Simulations avec un sol homogène*

La Figure 4.26 et la Figure 4.27 présentent les résultats de la simulation des fluctuations de la nappe avec respectivement le pluviogramme de l'année 2000-2001 et le ruissellement.

⁸ datant du Stampien inférieur, soit entre -29.3 et -35.4 Millions d'années (période Oligocène).

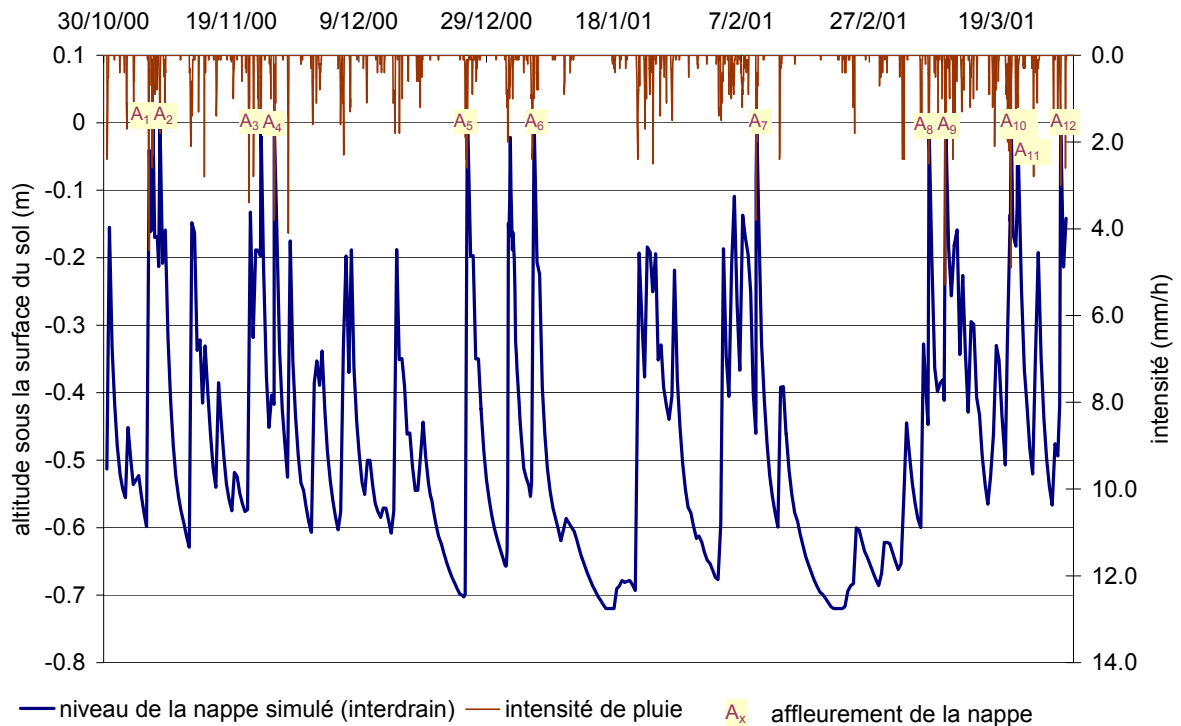


Figure 4.26. Précipitations et niveau de la nappe à l'interdrain obtenu par simulation durant l'année 2000-2001. Les épisodes d'affleurement de la nappe sont reportés.

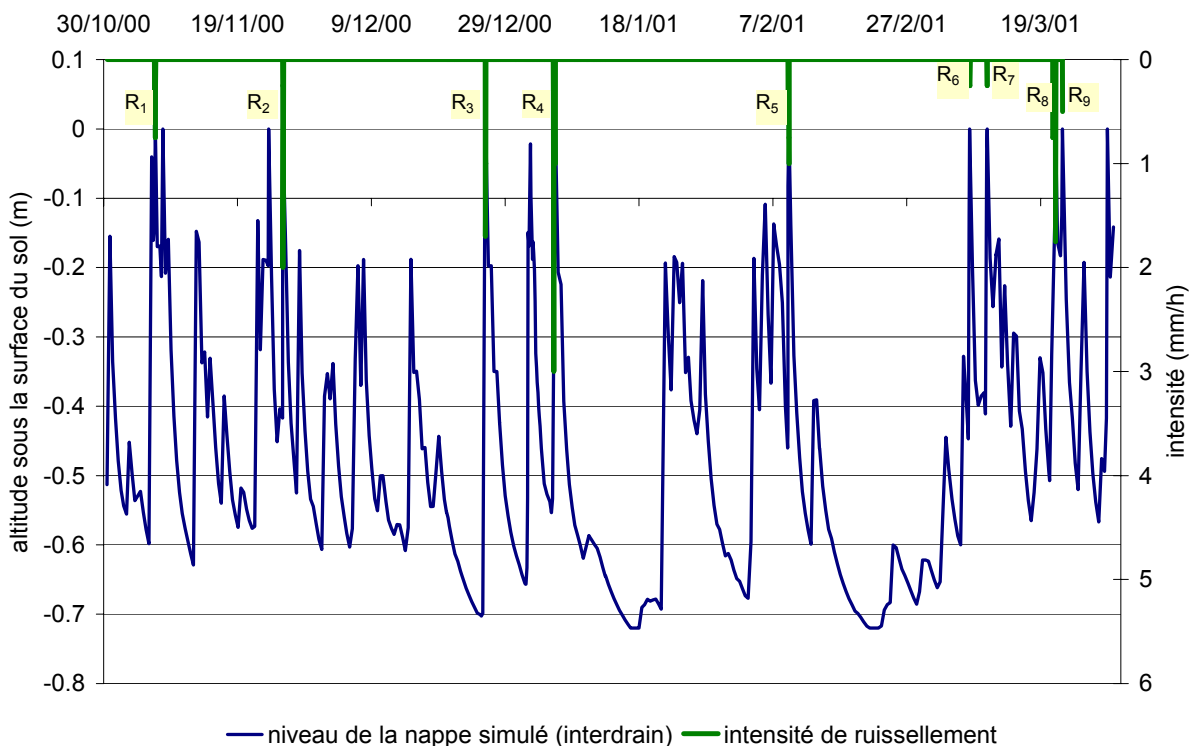


Figure 4.27. Niveau de la nappe à l'interdrain et intensité du ruissellement simulés durant l'hiver 2000-2001. Les numéros des épisodes de ruissellement sont reportés.

Neuf épisodes de ruissellement ont été détectés lors de cet hiver (Figure 4.27) ils correspondent tous à des affleurements de la nappe à l'interdrain (Figure 4.26). A l'inverse, trois

périodes d’affleurement de la nappe n’ont pas été accompagnées de ruissellement : deux en début d’hiver, notées A_2 et A_3 et la dernière en fin de période de simulation A_{12} .

La Figure 4.28 présente le détail de la partition entre infiltration et ruissellement lors des neuf épisodes ayant engendré du ruissellement. La profondeur initiale de la nappe à l’interdrain (correspondant à l’inverse de l’altitude du toit de la nappe par rapport à la surface du sol) est également reportée sur le graphique, comme indicateur de la capacité de stockage de la zone non saturée. Ainsi, lorsque la nappe est peu profonde (épisodes R_1 et R_9), une faible quantité de pluie est suffisante pour entraîner un affleurement de la nappe et générer du ruissellement. A l’inverse, pour les épisodes R_3 et R_4 , une quantité d’eau importante est nécessaire pour engendrer du ruissellement car la nappe est initialement basse.

On observe que le ruissellement se produit principalement lors des pluies d’intensité supérieure à 1 mm/h (exception faite pour la dernière heure de l’épisode R_6). Il se déclenche donc lorsque :

- la nappe affleure la surface du sol ;
- l’intensité horaire de pluie est supérieure à un seuil (ici environ 1 mm/h).

L’existence de ce seuil traduit le fait que la pluie continue à s’infiltrer en période d’affleurement de la nappe : **le sol garde une capacité d’infiltration non nulle, même au niveau de la zone saturée**. Lorsque l’intensité de pluie est inférieure à cette capacité d’infiltration, le niveau de nappe baisse ; lorsqu’elle est du même ordre de grandeur, on se trouve dans le cas de l’affleurement de nappe sans ruissellement.

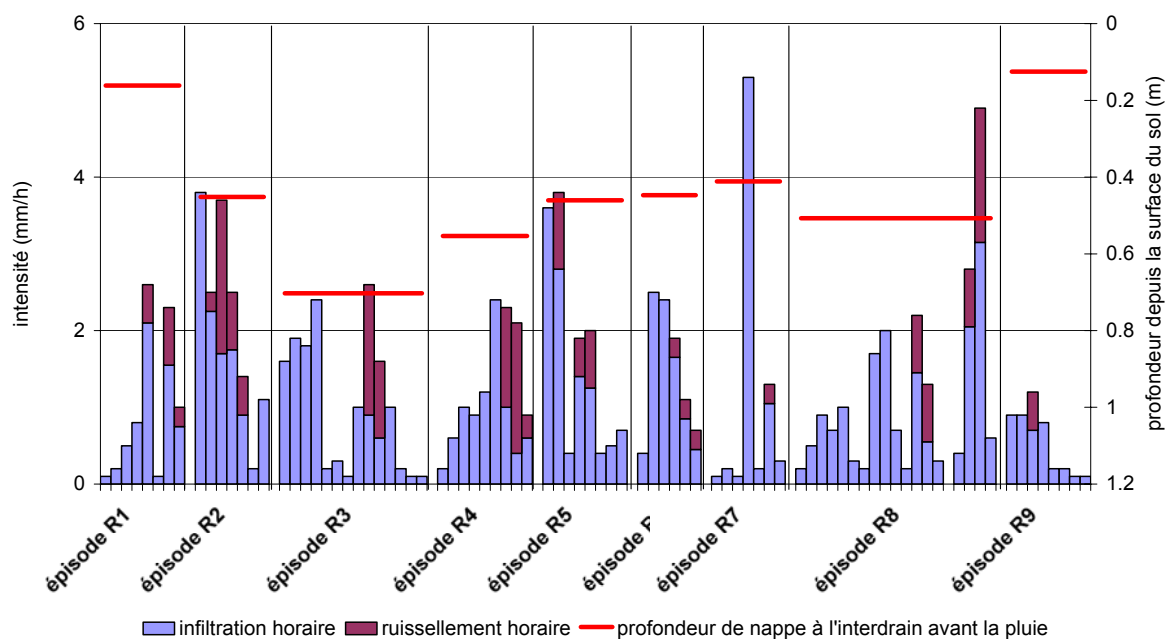


Figure 4.28. Intensités d’eau infiltrée et ruisselée lors des épisodes pluvieux de 2000-2001 ayant occasionné du ruissellement dans la simulation ; la profondeur de la nappe à l’interdrain avant la pluie est indiquée par les traits horizontaux.

En conclusion, même durant une année où les pluies hivernales sont fréquentes, les épisodes d'affleurement de nappe provoquant du ruissellement restent relativement limités (9 épisodes de ruissellement dont la durée maximale est de 4 heures). Le taux de ruissellement horaire à l'échelle du profil drain / interdrain est en moyenne de 37 %, (écart-type de 18%, maximum 80 % sur les 23 heures de ruissellement simulées) ; rappelons que ce calcul du taux de ruissellement sur-estime le taux de ruissellement réellement mesurable à l'échelle du profil drain / interdrain car il ne tient pas compte des réinfiltrations possibles au-dessus du drain. A l'échelle de l'événement pluvieux, le taux de ruissellement, calculé comme le rapport entre le cumul d'eau ruisselée et précipitée, est encore plus faible qu'au pas de temps horaire (moyenne 16 % écart-type 8 % et maximum 28 %).

Les deux points soulevés lors de ces simulations, à savoir la relation entre la montée de nappe, sa profondeur initiale et les caractéristiques de la pluie, ainsi que les conditions d'infiltration lors des phases d'affleurement, seront développés respectivement dans les paragraphes 4.3.2, 4.3.3 et le paragraphe 4.3.4.

De plus, à travers les épisodes de ruissellement des années étudiées, il est déjà possible de poser quelques jalons pour préparer l'étude du premier point, c'est l'objet de paragraphe suivant.

4.3.1.2.2 *Dynamique de montée de la nappe drainée : notion de porosité de drainage apparente du système*

D'après les résultats de la modélisation du système pour les conditions de l'année 2000-2001, deux facteurs principaux influant sur la dynamique de montée de la nappe jusqu'à l'affleurement peuvent être distingués :

- la profondeur de la nappe à l'interdrain avant l'épisode pluvieux, dont dépend la capacité de stockage de la zone non saturée, elle-même sous la dépendance de son état hydrique ;
- l'intensité et la durée de la pluie qui contrôlent la vitesse et le temps de montée de la nappe et sont donc en compétition avec le drainage qui, lui, abaisse son niveau.

Le rapport entre le cumul d'eau infiltrée nécessaire pour induire un affleurement à l'interdrain et la profondeur de nappe initiale à l'interdrain est un indicateur de la capacité de stockage du système par unité de profondeur de sol : il peut être considéré comme une porosité de drainage moyenne du profil à l'interdrain. Cependant, cette porosité est conceptuelle (nous l'appellerons « porosité de drainage apparente », notée μ_{app}) car elle inclut la dynamique de rabattement de la nappe : l'eau infiltrée contribue non seulement à remplir la porosité disponible au-dessus de la nappe, mais elle est aussi en partie évacuée par le drainage. Cette porosité de drainage apparente s'écrit donc :

$$\mu_{app} = \frac{Q_{inf}}{H_{zns}} \quad [31]$$

avec Q_{inf} le cumul d'eau avant affleurement et H_{zns} l'épaisseur de la zone non saturée, ou profondeur initiale de la nappe.

La zone non saturée à l'interdrain peut être considérée comme un réservoir qui se remplit avec la pluie infiltrée et qui bénéficie d'une certaine capacité d'évacuation due au drainage. La taille initiale du réservoir est la profondeur de la nappe avant la pluie. **La porosité de drainage apparente correspond au taux de remplissage moyen de la zone non saturée à l'interdrain à l'échelle de l'épisode pluvieux** : pour 1 mm tombé, le réservoir se remplit de μ_{app} mm. Elle peut être estimée pour tous les épisodes pluvieux provoquant un affleurement de la nappe et permet de comprendre les conditions de remplissage du système.

Le Tableau 4.7 présente, pour chaque épisode d'affleurement de la nappe, sa profondeur initiale, la quantité d'eau infiltrée avant affleurement et les valeurs calculées de la porosité de drainage apparente. Les épisodes de ruissellement observés pendant l'hiver 2003-2004 ont été ajoutés.

Tableau 4.7. Calcul de la porosité de drainage apparente pour les épisodes pluvieux conduisant à l'affleurement de la nappe avec et sans ruissellement.

	profondeur initiale de la nappe ou H_{zns} (m)	infiltration nécessaire avant affleurement (mm) ou Q_{inf}	durée de pluie avant affleurement (h)	porosité drainage apparente (-), μ_{app}
Affleurement avec ruissellement (année 2000-2001, Figure 4.27)				
épisode R_1	0,16	3,7	5	0,023
épisode R_2	0,45	6,05	2	0,013
épisode R_3	0,70	8,1	9	0,012
épisode R_4	0,66	4,9	6	0,007
épisode R_5	0,46	6,4	2	0,014
épisode R_6	0,45	6,95	4	0,016
épisode R_7	0,41	6,95	6	0,017
épisode R_8	0,51	7,65	12	0,015
épisode R_9	0,12	2,5	3	0,020
Affleurement avec ruissellement (année 2003-2004)				
épisode 1 (pluie 4)	0,39	6,3	3	0,016
épisode 2 (pluie 4)	0,39	6,5	4	0,017
épisode 3 (pluie 5)	0,69	9,0	8	0,013
Affleurement sans ruissellement (année 2000-2001, Figure 4.26)				
épisode A_2	0,21	4,2	5	0,020
épisode A_3	0,20	2,6	2	0,013
épisode A_{12}	0,42	5,7	4	0,014

Les résultats montrent que la porosité de drainage apparente, telle que définie par l'équation [31], présente une certaine variabilité (coefficient de variation 25 %) qui peut être reliée à :

- la profondeur initiale de nappe qui a deux effets antagonistes : (i) le débit drainé augmente lorsque la profondeur diminue, (en régime permanent, le débit drainé est proportionnel au carré de la hauteur de la nappe à l'interdrain, d'après la formule de Hooghoudt, équation [27] de la partie 4.1.3.3), la porosité de drainage apparente est donc

plus forte, (ii) la porosité disponible (teneur en air du sol) diminue avec la profondeur de nappe : à l'équilibre, la teneur en eau de la zone non saturée diminue progressivement à mesure qu'on s'éloigne de la nappe ; or, avant la pluie, le champ de pression est supposé proche de l'équilibre hydrostatique ; par conséquent, la teneur en eau moyenne du profil, donc la porosité disponible, dépend de l'épaisseur de la zone non saturée considérée et de la courbe de rétention du sol (Skaggs and Tang, 1976; Nachabe, 2002) ;

- la durée moyenne de l'épisode pluvieux qui intègre aussi l'effet de la dynamique de rabattement de la nappe : pour une profondeur initiale de nappe donnée, plus la pluie est longue, plus la quantité d'eau drainée est importante, donc plus la porosité de drainage apparente est importante.

La Figure 4.29 propose une représentation graphique de l'influence de la profondeur de la nappe sur la porosité de drainage apparente ainsi que de l'effet de la durée de la pluie.

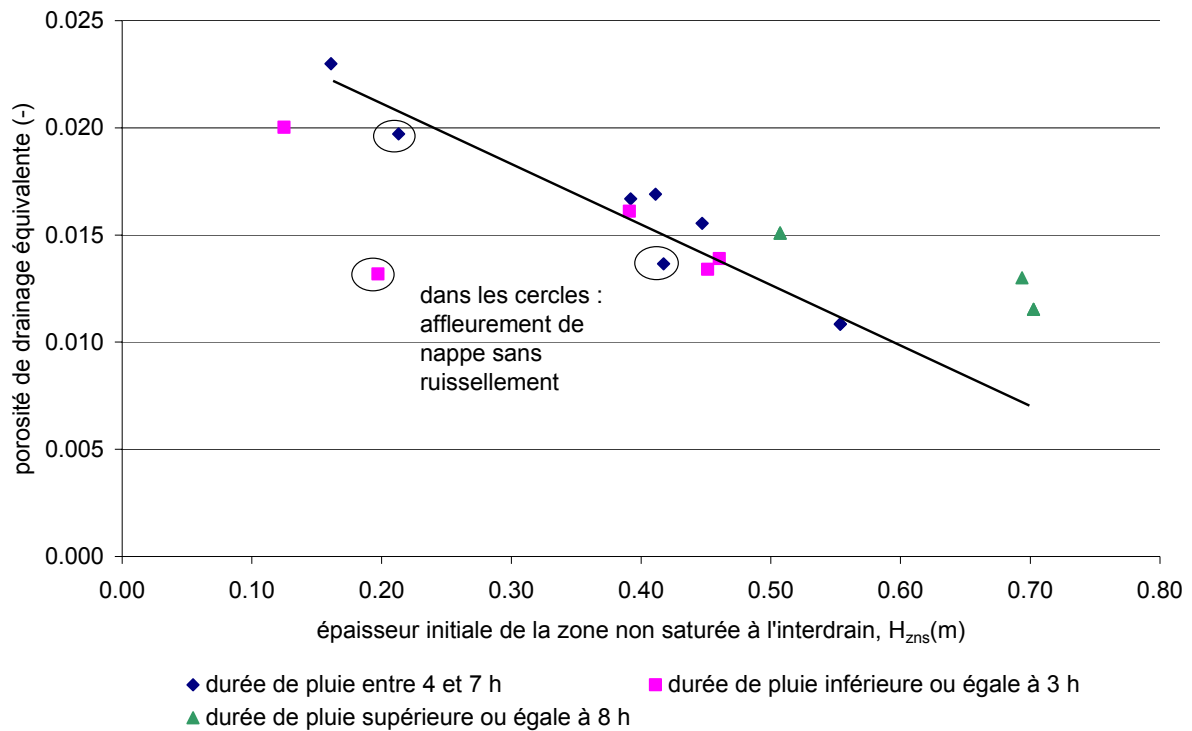


Figure 4.29. Relation entre porosité de drainage apparente et profondeur initiale de la nappe pour les épisodes pluvieux ayant conduit à un affleurement de la nappe ; ces épisodes sont classés suivant leur durée. ; les épisodes sans ruissellement sont entourés. La tendance linéaire est représentée pour les durées entre 4 et 7 h.

On constate que la porosité de drainage apparente μ_{app} diminue lorsque la profondeur initiale de nappe augmente. Des deux effets antagonistes de la profondeur de nappe cités, c'est donc l'accroissement du débit drainé lorsque le niveau de nappe augmente qui semble prépondérant par rapport à la baisse de la teneur en air du sol (capacité de stockage). Si on reprend la

conceptualisation du réservoir, ce résultat signifie que plus le réservoir est petit, plus il faut d'eau pour remplir une unité de hauteur. Ce résultat est fortement dépendant des propriétés hydrodynamiques du sol (conductivité à saturation qui contrôle la vitesse de drainage et courbe de rétention dans la gamme de pression explorée dont dépend l'état hydrique de la zone non saturée). Cette approche sera développée analytiquement dans la partie 4.3.3.

La Figure 4.29 illustre aussi l'influence de la durée de la pluie sur la porosité de drainage apparente. Les épisodes pluvieux sont regroupés en trois classes arbitraires de durée de pluie pour distinguer l'effet de la durée de pluie. Pour une même profondeur initiale de nappe, on constate que μ_{app} augmente avec la durée de pluie. En effet, la quantité d'eau drainée est plus importante si la pluie dure plus longtemps.

Enfin, les épisodes d'affleurement de nappe sans ruissellement, identifiés sur la Figure 4.29, présentent une porosité de drainage apparente qui semble inférieure à la tendance obtenue avec les autres données. Cela peut s'expliquer par le fait que, puisque la quantité d'eau tombée n'est pas suffisante pour atteindre le seuil de ruissellement, la lame d'eau servant pour le calcul de la porosité de drainage est sous-estimée par rapport aux autres épisodes pluvieux.

Les simulations réalisées avec les pluies de l'hiver 2000-2001 apportent ainsi des éléments de compréhension sur la dynamique de montée de la nappe pour un sol supposé homogène verticalement. Cependant, comme observé in situ lors des expérimentations de 2003-2004, l'horizon de surface est sensible aux épisodes de pluie et de ruissellement qui génèrent une croûte de battance, créant ainsi de nouvelles conditions de genèse de ruissellement. L'effet de la présence d'une telle croûte est donc testé dans le paragraphe suivant.

4.3.1.2.3 Impact de la présence d'une croûte de battance après les deux premiers épisodes de ruissellement

Conformément aux observations de l'hiver 2003-2004 (Augeard et al., 2005b partie 4.1), nous ferons l'hypothèse que les premiers épisodes de ruissellement entraînent la formation d'une croûte de battance sédimentaire et que cette croûte peut modifier les conditions de genèse du ruissellement. De ce fait, dans la modélisation, les deux premiers épisodes de ruissellement de l'hiver 2000-2001 sont supposés conduire à la formation d'une croûte sédimentaire. La quantité d'eau ruisselée (5 mm pour ces deux épisodes selon la simulation) est légèrement inférieure à celle qui a conduit à la croûte sédimentaire de l'hiver 2003-2004 (11 mm en simulation). Le devenir des pluies ultérieures à ces deux premiers épisodes de ruissellement de 2000-2001 a donc été simulé en diminuant de moitié la conductivité hydraulique des trois premiers centimètres de sol, reprenant ainsi les caractéristiques de la croûte de battance utilisées en 2003-2004. La partition entre infiltration et ruissellement est calculée et analysée au pas de temps horaire.

Les pluies engendrant du ruissellement lors de ces simulations sont les mêmes que celles identifiées en l'absence de croûte. La Figure 4.30 présente la partition entre infiltration et ruissellement

en présence d'une croûte comparée à celle sur sol homogène au cours des mêmes neuf épisodes précédemment (Figure 4.28).

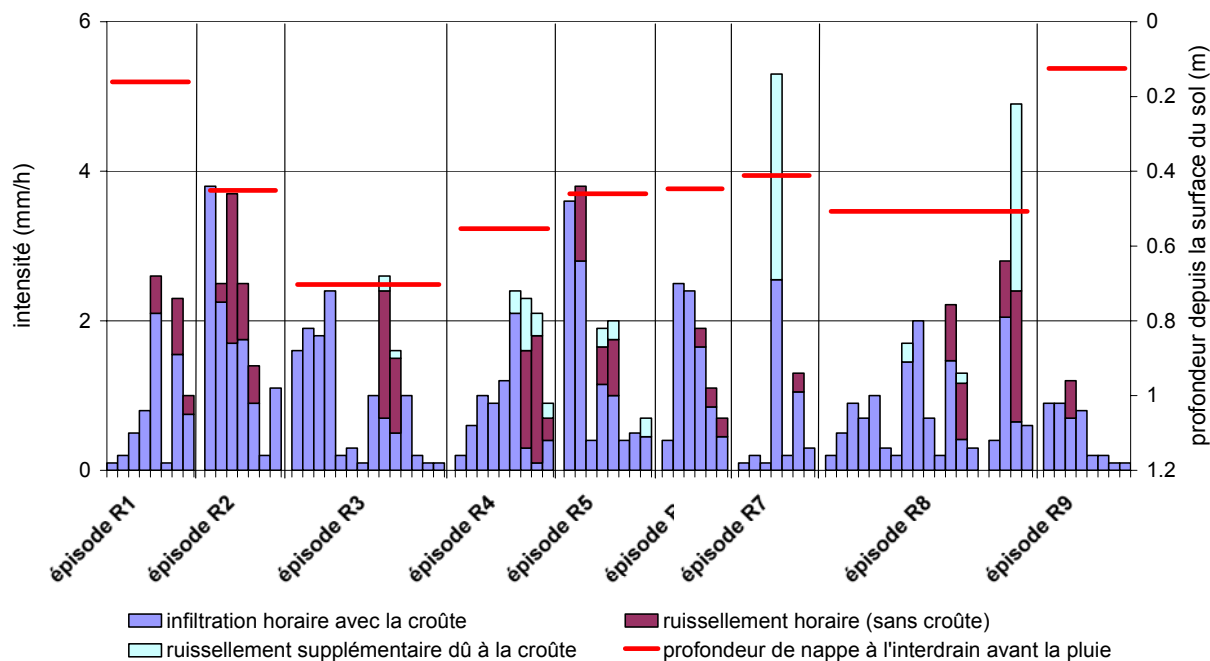


Figure 4.30. Intensités d'eau infiltrée et ruisselée lors des épisodes pluvieux de 2000-2001 ayant occasionné du ruissellement par simulation avec un sol encroûté comparé à un profil de sol homogène ; la profondeur de la nappe à l'interdrain avant la pluie est indiquée par les traits horizontaux.

On constate que :

- l'intensité de ruissellement en présence de croûte est parfois supérieure à celle du cas « sol homogène », mais pas systématiquement ;
- du ruissellement apparaît en présence de la croûte à des moments où il n'était pas simulé avec un sol homogène ;
- l'impact de la présence de la croûte de battance est très marqué pour des fortes intensités horaires de pluie comme lors des épisodes R₇ et R₈ (les plus fortes de toute la saison de drainage 2000-2001) ;

La simulation n'a fait apparaître aucun nouvel épisode de ruissellement en dehors des périodes déjà étudiées pour le sol homogène, en particulier, aucun épisode de ruissellement de type hortonien. Ceci peut s'expliquer par les faibles intensités de pluie en dehors des épisodes pluvieux étudiés (maximum 3 mm/h) et reste sans doute dépendant de la conductivité hydraulique de la croûte.

A travers ces simulations, nous constatons que **l'affleurement de nappe est le mécanisme de genèse du ruissellement prédominant lors de l'hiver 2000-2001, même en prenant en compte la présence d'une croûte de battance.**

De ce fait, la suite de notre travail se focalisera sur l'étude de ce phénomène, à travers d'abord les conditions menant à l'affleurement, puis la description des écoulements lors de l'affleurement. On supposera donc le sol ne présente pas de croûte de battance.

Les simulations de l'hiver 2000-2001 ont permis de dégager trois facteurs influant sur l'affleurement de la nappe : la profondeur initiale de la nappe, la durée et l'intensité de la pluie. La partie suivante propose une analyse approfondie de l'influence de ces deux derniers facteurs pour différentes profondeurs initiales de la nappe. En particulier, l'intensité et la durée d'une pluie peuvent être associées à une période de retour de l'événement, ce qui permet d'étudier les probabilités d'apparition du ruissellement par affleurement de la nappe.

4.3.2 Genèse du ruissellement par affleurement de nappe et période de retour des pluies.

4.3.2.1 Objectifs et méthodologie :

L'objectif de cette partie est de répondre à la question suivante : pour une profondeur initiale de nappe donnée, quelles sont les caractéristiques des pluies en termes d'intensité / durée / fréquence provoquant l'affleurement de la nappe dans un système drainé artificiellement ?

A priori, la période de retour des pluies induisant un affleurement augmente avec la profondeur initiale de la nappe : si la nappe est à faible profondeur, une pluie de période de retour courante suffit à provoquer l'affleurement de la nappe. Cependant, comme nous l'avons souligné dans le paragraphe précédent, la durée de la pluie est aussi à prendre en compte car le rabattement de nappe par le drainage intervient davantage lors des longues pluies. En conséquence, la période de retour de la pluie nécessaire à l'affleurement d'une nappe depuis une profondeur donnée est vraisemblablement plus forte pour des longues pluies que pour des pluies courtes.

La première étape de ce travail porte sur une analyse statistique des pluies horaires disponibles sur le bassin, en vue de déterminer les courbes intensités / durées / fréquences (IDF) pour les périodes de retour courtes (inférieures à l'année).

Les épisodes de pluie ayant entraîné un affleurement de la nappe lors des années 2000-2001 et 2003-2004 sont alors décrits en termes de période de retour en considérant l'intensité moyenne des pluies. Ces périodes de retour sont comparées aux profondeurs initiales de la nappe pour chaque épisode.

Enfin, dans une dernière partie, afin de s'affranchir de l'effet de la variabilité des pluies naturelles, de nouvelles simulations sont conduites avec le même système que précédemment, mais en imposant des pluies d'intensité constante. Ces simulations permettent de déterminer, pour une profondeur de nappe et une intensité de pluie données, la durée de pluie nécessaire pour provoquer

l'affleurement de la nappe. Les courbes reliant intensité et durée des pluies conduisant à l'affleurement ainsi obtenues sont alors comparées aux courbes IDF.

4.3.2.2 Résultats

4.3.2.2.1 *Analyse fréquentielle des pluies*

La pluviométrie horaire mesurée à proximité du site de Mélarchez (500 m) est disponible depuis 1972 et permet une étude fréquentielle sur des périodes de retour courtes en saison hivernale (novembre-mars).

Pour une durée donnée, la probabilité de non dépassement d'une intensité est estimée à partir de la distribution cumulée empirique des intensités maximales de pluie. Les étapes de l'analyse fréquentielle de la pluie sont détaillées dans l'annexe 4. La loi exponentielle a été choisie pour modéliser la distribution des intensités (cité dans Cosandey and Robinson, 2000). Cette loi nécessite de caler 2 paramètres pour chaque durée considérée et permet d'obtenir des courbes d'intensité / durée / fréquence (IDF).

Ces courbes ont été déterminées pour des périodes de retour de 50 jours maximum, ce qui est suffisant pour notre étude, et des durées de pluie inférieures à 8 h car, au-delà, les données sont insuffisantes pour faire correctement une étude statistique, les pluies aussi longues étant plus rares. La courbe de période de retour annuelle est obtenue avec la formule de Montana de la station de Météo France la plus proche (La Ferté Gaucher à 10 km environ) qui prend en compte un plus grand nombre d'années. Elle est calculée sur la période du 1^{er} octobre au 31 mai, soit une période un peu plus longue que la nôtre (CTGREF and Météorologie, 1979).

4.3.2.2.2 *Etudes des épisodes d'affleurement de nappe lors des hivers 2000-2001 et 2003-2004*

Les épisodes pluvieux ayant entraîné un affleurement de la nappe lors des hivers étudiés ont été analysés en termes de période de retour. Les données de cumul d'infiltration et de durée de pluie avant ruissellement, sont ajoutées dans le graphique des courbes IDF sous forme de croix (Figure 4.31).

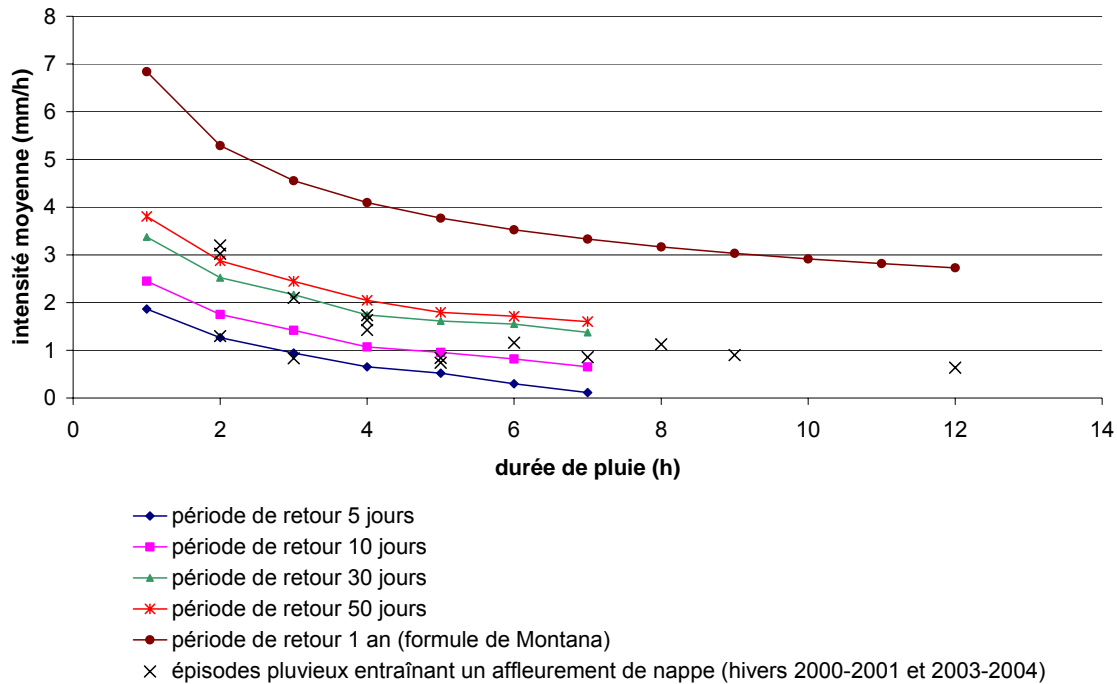


Figure 4.31. Courbes intensité / durée / fréquence obtenues à partir des données horaires hivernales de 1972 à 2004 sur la station météorologique à 500 m du site expérimental ; pour la période de retour annuelle la courbe est issue de la formule de Montana fournie par Météo France (station de La Ferté-Gaucher) ; les épisodes pluvieux ayant conduit à l’affleurement de la nappe pendant les hivers 2000-2001 et 2003-2004 sont indiqués par des croix.

Les périodes de retour des épisodes pluvieux étudiés sont toutes inférieures à l’année.

Les affleurements de nappe ne sont donc pas expliqués par le caractère exceptionnel des pluies mais par une conjonction de l’occurrence de ces pluies avec des conditions initiales défavorables en termes de profondeur de nappe. Ces conditions initiales dépendent du temps d’attente entre les pluies et de la vitesse de rabattement de nappe.

Les périodes de retour sont comparées aux hauteurs initiales de nappe sur la Figure 4.32. La période de retour de l’épisode de durée de pluie 8 h a été extrapolée à partir de la Figure 4.31 ; elle est supposée égale à 30 jours.

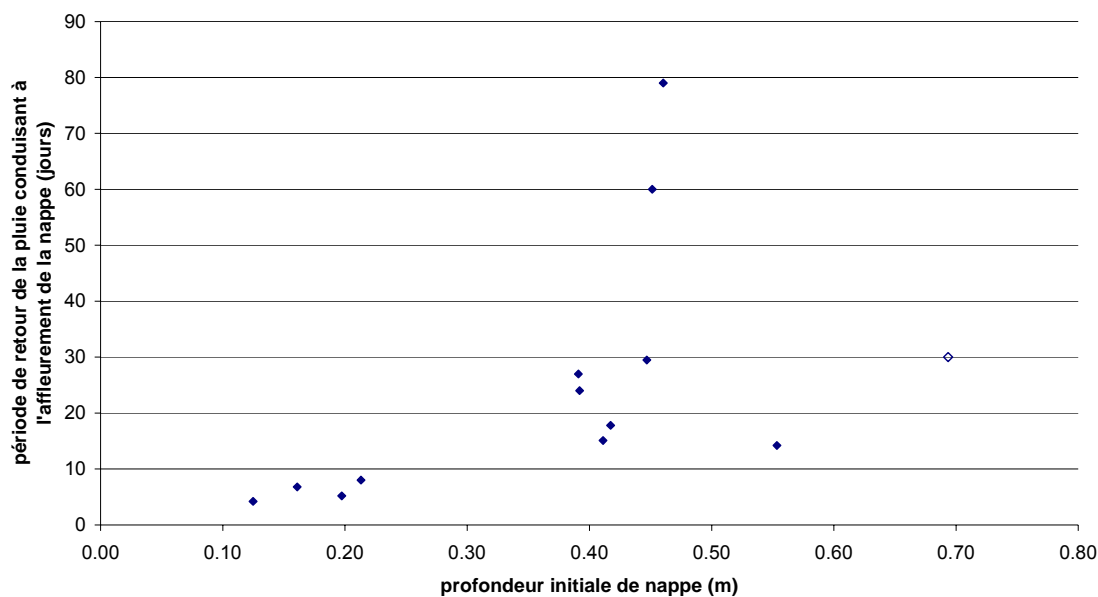


Figure 4.32. Période de retour des épisodes pluvieux entraînant un affleurement de la nappe suivant la profondeur initiale de la nappe ; le carré non plein à droite représente l'épisode de durée 8 h dont la période de retour a été extrapolée à 30 jours

La tendance observée sur la Figure 4.32 est une augmentation de la période de retour des pluies avec la profondeur de nappe, mais la dispersion des points est forte.

Cette dispersion peut être liée à la **variabilité des intensités horaires** des pluies considérées : par exemple pour l'épisode R_4 (voir Figure 4.28 le hyétogramme horaire), la première heure de pluie est de faible intensité et la dernière heure avant ruissellement de forte intensité ; c'est sans doute cette dernière heure qui a contribué largement à la montée de la nappe. Or, le calcul proposé considère une intensité moyenne sur toute la pluie ; avec une telle répartition, le rôle du rabattement de la nappe de l'épisode R_4 aurait été plus important, la montée de nappe n'aurait pas été aussi rapide. L'épisode pluvieux d'intensité constante et équivalent en termes de temps de montée de nappe est sans doute d'intensité plus importante. La période de retour (14 jours pour une profondeur initiale de nappe de 55 cm) est donc ici sous-estimée.

La dispersion des points est aussi due aux différences entre les **durées de pluies** : les périodes de retour longues (60 et 79 jours correspondant à R_2 et R_5) concernent les épisodes de pluie courts (2 h, voir Tableau 4.7). Les durées de pluie longues n'ont pas pu être analysées en termes de période de retour, mais il est probable que l'effet du rabattement de la nappe implique des périodes de retour élevées à mesure que la durée de pluie augmente.

Afin d'étudier spécifiquement les relations entre profondeur initiale de la nappe et intensité / durée / fréquence des pluies conduisant à l'affleurement de la nappe, nous avons repris la modélisation du profil de sol entre le drain et l'interdrain, en fixant à la fois les conditions initiales et les intensités de pluie. Cette approche permet de s'affranchir de la variabilité naturelle de l'intensité de pluie.

4.3.2.2.3 Etude de l'affleurement de la nappe avec des intensités de pluies constantes

Cette étude a été menée sur le même système que celui utilisé pour les précédentes simulations, avec l'hypothèse du sol homogène.

Quatre profondeurs initiales de nappe ont été testées (15, 35, 55 et 75 cm). La condition hydrique initiale de la zone non saturée est obtenue par vidange du système initialement entièrement saturé jusqu'à la profondeur de nappe choisie ; cette condition est représentative de l'état de la zone non saturée après une saturation complète du profil, on notera que les profils verticaux de pressions obtenus sont très proches de l'hydrostatique. Nous avons vérifié que cette hypothèse était conforme aux simulations avec les pluies naturelles, en analysant les profils de pression à l'interdrain simulés avant les épisodes pluvieux : les pressions augmentent avec la profondeur linéairement (coefficient de détermination R^2 supérieur à 0.9996) et la pente est très proche de -1 (moyenne -1,030 écart-type 0,007).

La gamme des intensités de pluie imposées au système a été déterminée à partir de la relation d'Hooghoudt (Van der Ploeg et al., 1999) afin d'obtenir un affleurement de la nappe : en régime permanent sous une infiltration constante, la hauteur de nappe à l'interdrain H (la référence étant le niveau du drain) peut être calculée assez simplement en utilisant la relation suivante :

$$Q=KH^2/L^2 \quad [32]$$

avec Q le débit drainé (égal à la pluie en régime permanent), K la conductivité hydraulique horizontale du milieu et L le demi-écartement des drains.

Les intensités choisies conduisent à un régime permanent pour lequel la hauteur attendue de nappe dépasse la surface du sol. **Nous avons par ailleurs vérifié que, si la nappe n'est pas affleurante en régime permanent, aucun ruissellement n'est généré.** Les intensités utilisées sont reportées dans le Tableau 4.8. Elles correspondent à des rapports Q/K inférieurs à 0,3 (ce rapport est souvent utilisé pour caractériser des comportements de sol (Kao et al., 2001; Beaugendre et al., 2004)) et se situent dans les gammes des intensités observées sur le terrain.

Tableau 4.8. Intensités de pluie testées ; la hauteur de nappe attendue correspond à la hauteur de nappe à l'interdrain atteinte en régime permanent si le drain était plus profond.

pluie (q) mm/h	rapport Q/K	Hauteur de la nappe à l'interdrain attendue à l'équilibre (m)
0,6	0,0625	1
0,864	0,09	1,2
1,176	0,1225	1,4
1,536	0,16	1,6
1,944	0,2025	1,8
2,4	0,25	2
3	0,32	2,25

Pour une profondeur initiale de la nappe et une intensité données, la simulation permet de connaître la durée de pluie nécessaire à l'affleurement. Il est donc possible de définir les courbes

intensités / durées de ces pluies suivant les profondeurs initiales de la nappe. La Figure 4.33 présente ces résultats en les comparant aux courbes intensités / durées / fréquences calculées précédemment.

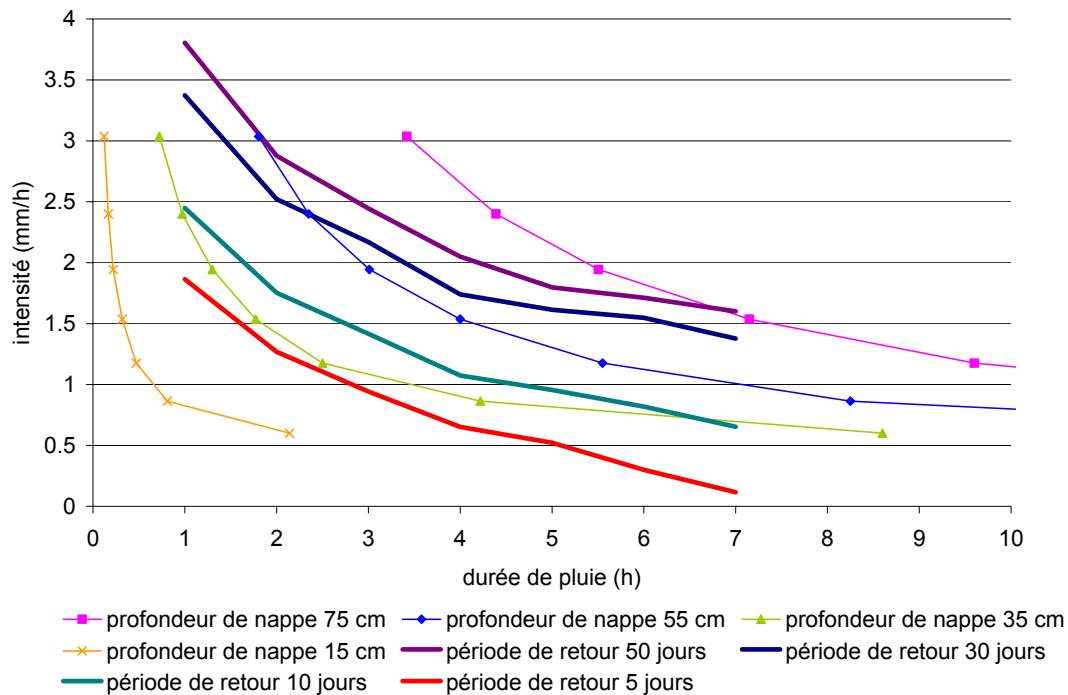


Figure 4.33. Intensité et durée nécessaires à l'affleurement de la nappe pour différentes profondeurs initiales de nappe ; comparaison avec les courbes d'intensité / durée / fréquence des pluies du site.

La forme des courbes intensités / durées de pluie qui entraînent l'affleurement de la nappe est plus convexe que celle des courbes IDF. En conséquence, **pour une profondeur initiale de nappe donnée, la période de retour des pluies engendrant un affleurement de nappe dépend de la durée de la pluie considérée et il existe une intensité et une durée (soit un point sur la courbe) de période de retour minimale.** Par exemple, la période de retour minimale pour une profondeur initiale de 35 cm est d'environ 6 jours, et correspond à une pluie d'intensité entre 1,2 et 1,5 mm/h et une durée entre 2 et 3 h. Pour des intensités plus fortes (et donc des durées plus courtes), la période de retour augmente avec l'intensité de pluie. De même, pour les intensités inférieures à ce seuil (donc des durées plus longues), la période de retour augmente lorsque l'intensité augmente. Ce dernier point peut être lié au rôle joué par le rabattement de nappe.

Ce résultat explique une partie de la variabilité des périodes de retour fonction de la profondeur de nappe observée à la Figure 4.32. Ainsi, les épisodes pluvieux dont la fréquence est plus rare que les autres (60 et 79 jours) sont de courte durée (2 h).

Pour mieux définir cette période de retour seuil pour les différentes profondeurs de nappe, l'idéal serait d'avoir une expression analytique pour les deux familles de courbe. Les courbes IDF s'expriment en général avec la formule proposée par Montana dont les coefficients sont calculés en annexe. Il reste alors à exprimer les courbes reliant durée et intensité des pluies entraînant l'affleurement de la nappe. C'est l'objet du paragraphe suivant.

4.3.3 Zone non saturée et montée de la nappe : vers une expression analytique de la durée d'une pluie d'intensité donnée avant affleurement de la nappe

4.3.3.1 Objectif et méthodologie

L'objectif de cette partie est d'établir une expression analytique du temps de pluie nécessaire à l'affleurement de la nappe en fonction de l'intensité de la pluie et de la profondeur initiale de la nappe.

A cet effet, une approche simplificatrice est proposée ; elle s'appuie sur la formulation des modèles d'écoulements en milieu drainé saturé avec une porosité de drainage dépendant de la hauteur initiale de nappe. Les résultats analytiques ainsi obtenus sont comparés aux résultats numériques du logiciel Hydrus 2D.

La colonne de sol située à l'interdrain est représentée par un réservoir dont le débit entrant est la pluie d'intensité R , le débit sortant est KH^2/L^2 , avec H la hauteur de la nappe au-dessus de l'altitude des drains, K la conductivité hydraulique et L le demi-écartement des drains. La zone saturée est donc supposée se comporter comme lors d'une succession de régime permanent car la formulation d'Hooghout est utilisée. Cette hypothèse est discutée dans les travaux de Bouarfa et Zimmer (2000) qui montrent qu'elle reste valable lorsque la forme de la nappe demeure elliptique au cours de l'événement pluvieux.

Les variations de la hauteur de nappe s'écrivent alors :

$$\mu \frac{dH}{dt} = R - \frac{KH^2}{L^2} \quad \text{à } t = 0 ; H = H_0 \quad [33]$$

où μ est la porosité de drainage.

Pour faciliter la résolution, nous réécrivons l'équation [33] :

$$\frac{dH}{dt} = C_1 - C_2 H^2 \quad \text{à } t = 0 ; H = H_0 \quad [34]$$

$$\text{avec } C_1 = \frac{R}{\mu} \quad \text{et} \quad C_2 = \frac{K}{\mu L^2}$$

Dans cette étude, le remplissage total de la zone non saturée à l'interdrain doit être atteint. Nous avons donc défini **une porosité de drainage moyenne qui prend en compte toute la zone non saturée à remplir.**

Ainsi pour une nappe initialement située à une hauteur H_0 au-dessus de l'altitude des drains, la surface sur sol étant en H_{\max} , la porosité de drainage moyenne va s'écrire :

$$\mu = \frac{\int_{H_0}^{H_{\max}} [\theta_s - \theta(z)] dz}{H_{\max} - H_0} \quad [35]$$

Le numérateur correspond au volume d'air par unité de surface disponible initialement dans toute la zone non saturée (exprimé en m). La teneur en eau initiale se calcule à partir des propriétés hydrodynamiques du sol en considérant des conditions initiales hydrostatiques.

En adoptant cette porosité de drainage moyenne, l'équation [34] se résout analytiquement et la hauteur de nappe à l'interdrain devient :

$$H(t) = \sqrt{\frac{C_1}{C_2}} \operatorname{th} \left[\sqrt{C_1 C_2} t + \operatorname{Argth} \left(\sqrt{\frac{C_2}{C_1}} H_0 \right) \right] \quad [36]$$

où th est la tangente hyperbolique et Argth sa réciproque (définie sur]-1 ; 1[)

La durée d de pluie pour laquelle la nappe atteint la surface du sol (située à une hauteur H_{\max}) s'écrit :

$$d = \frac{1}{\sqrt{C_1 C_2}} \left[\operatorname{Argth} \left(\sqrt{\frac{C_2}{C_1}} H_{\max} \right) - \operatorname{Argth} \left(\sqrt{\frac{C_2}{C_1}} H_0 \right) \right] \quad [37]$$

Le rapport C_2/C_1 ne dépend pas de la porosité de drainage, qui intervient seulement dans le produit $C_1 C_2$. **La durée de la pluie est directement proportionnelle à la porosité de drainage choisie.** La relation entre la durée de pluie et son intensité est moins simple à exprimer car l'intensité, proportionnelle au coefficient C_1 , se retrouve non seulement dans le dénominateur mais aussi en argument des fonctions Argth.

Les simulations utilisées pour valider cette approche analytique reprennent les conditions initiales et aux limites de la partie précédente. Les intensités des pluies s'échelonnent de 0,6 à 3 mm/h et quatre profondeurs initiales de nappe (de 15 à 75 cm) obtenues après drainage du profil de sol jusqu'à la profondeur souhaitée sont testées. Les porosités de drainage calculées pour les différentes conditions initiales sont présentées dans le Tableau 4.9.

Tableau 4.9. Porosité de drainage moyenne utilisée pour les différentes conditions initiales de hauteur de nappe.

Profondeur de nappe initiale (m)	porosité de drainage moyenne
0,75	0,013
0,55	0,010
0,35	0,006
0,15	0,002

Les porosités de drainage obtenues par ce calcul sont largement inférieures aux porosités de drainage apparentes estimées à partir des pluies de 2000-2001 (partie 4.3.1.2.2) : ces dernières prenaient en effet en compte le rabattement de la nappe au cours de l'épisode pluvieux, ce qui augmente leur valeur.

4.3.3.2 Résultats

Les relations intensités / durées de pluie obtenues par les calculs analytique et numérique avant l'affleurement sont reportées sur la Figure 4.34 pour les différentes profondeurs initiales de nappe.

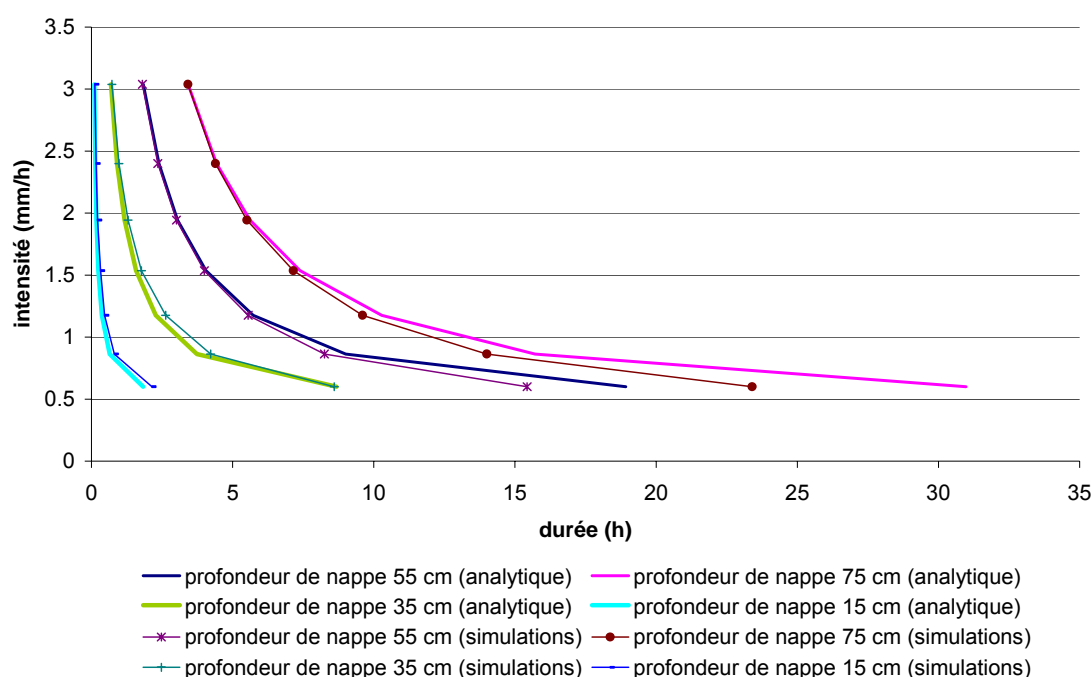


Figure 4.34. Approche analytique et approche par simulations des durées et intensités de pluie nécessaires à l'affleurement de la nappe pour des profondeurs initiales de nappe de 15, 35, 55 et 75 cm.

L'approche analytique permet de retrouver les temps d'affleurement lorsque ceux-ci ne sont pas trop élevés (la racine de la moyenne des erreurs quadratiques est de 0,26 h pour des durées inférieures à 10 h, et 1,6 h si toutes les durées sont considérées). En proportion, l'erreur de l'approche analytique sur cette durée est comprise entre 0,3 et 32 % de la valeur issue de la simulation (moyenne 10%). L'expression analytique entraîne une surestimation des temps d'affleurement dans le cas des nappes initialement basses et une sous-estimation pour les nappes initialement hautes.

Les résultats relatifs aux pluies de durée effective supérieure à 10 h sont sans doute peu réalistes par rapport aux pluies naturelles. D'une part, d'après nos données pluviométriques, les pluies d'une telle durée sont assez rares sur le site d'étude et d'autre part, la variabilité de l'intensité peut d'autant plus affecter la dynamique de la nappe pour des épisodes de pluie longs.

Cette approche analytique peut être utilisée pour quantifier les périodes de retour minimales des intensités et durées de pluie nécessaires pour l'affleurement de la nappe à une profondeur initiale donnée. En utilisant les formules de Montana pour construire les courbes IDF (calcul des coefficients en annexe 4) et l'équation [37] pour les courbes intensités / durées des pluies d'affleurement de nappe, on peut ajuster graphiquement la courbe IDF tangente à la courbe d'affleurement d'une profondeur de nappe donnée.

Ainsi, pour une profondeur de nappe initiale à 35 cm, la période de retour minimale est de 6 jours et correspond à une intensité de 1,2 mm/h pendant 2,2 h ; pour une profondeur de 55 cm, la période de retour minimale est de 14 jours et correspond à une pluie d'intensité 0,75 mm/h pendant 11 h. Au-delà de cette durée, l'approximation des courbes des pluies d'affleurement de nappe présente de fortes erreurs ; de plus, les courbes IDF ont été calées sur des données allant jusqu'à 7 h, l'extrapolation ne doit pas considérer des durées trop supérieures. De même, pour la profondeur de nappe initiale à 15 cm, la période de retour minimale est trop petite pour être calculée par la technique utilisée : des données sur les intensités de pluie à pas de temps inférieur à l'heure seraient nécessaires pour évaluer les temps de retour de ces intensités et durées.

Outre l'intérêt de ce calcul des périodes de retour, l'approche analytique de la durée d'affleurement de nappe permet de **transformer un problème à deux dimensions (écoulement de la nappe drainée) en un problème unidimensionnel** et de réduire le nombre de paramètres en jeu, ceci avec une perte limitée d'information sur la durée de pluie avant affleurement de la nappe. **Dans l'objectif de changement d'échelle (parcelle, groupe de parcelle), l'utilisation d'une telle approche peut permettre de détecter les possibilités d'affleurement de la nappe** lors d'un épisode pluvieux. Evidemment, la connaissance des conditions initiales du système est primordiale. Les modèles saturés de type SIDRA, assez simple d'application, pourraient alors être utilisés pour fournir une évaluation du niveau de la nappe avant la pluie.

En complément de cette étude des mécanismes de montée de nappe, la dernière partie de ce chapitre s'attache à décrire les écoulements de l'eau dans le profil de sol drainé en période d'affleurement de la nappe. En effet, les simulations des hivers 2000-2001 et 2003-2004 ont montré que même pendant les périodes d'affleurement de la nappe, une partie de l'eau continuait à s'infiltrer. Il s'agit donc de caractériser cette capacité d'infiltration à partir de nouvelles simulations.

4.3.4 Ecoulements en conditions d'affleurement

4.3.4.1 Objectif et méthodologie

L'objectif principal de cette partie est de décrire les écoulements lors des périodes d'affleurement de nappe pendant lesquelles la pluie continue à tomber. Quelle est alors l'évolution de la surface ruisselante ? Quelle est la part d'eau infiltrée, la part d'eau ruisselée ?

Cette question est essentielle dans la perspective d'une étude à plus grande échelle. Par exemple, à l'échelle de la parcelle agricole drainée, les surfaces ruisselantes vont se répartir en

bandes parallèles, qui correspondent aux différentes zones d'interdrain, et qui, en général, ne sont pas orientées dans la direction de la plus grande pente. Le ruissellement généré est donc susceptible de se ré-infiltrer entre ces bandes ruisselantes au cours de son transfert ; il existe vraisemblablement un seuil à partir duquel cette ré-infiltration n'est plus totale, les différentes bandes ruisselantes vont alors être connectées et le ruissellement va se généraliser à l'ensemble de la parcelle. La définition de ce seuil nécessite une description du couplage entre transfert d'eau en surface et dans le sol, couplage qui n'est pas abordé dans le cadre de cette thèse. Toutefois, l'étude fine de la répartition entre infiltration et ruissellement sur les bandes ruisselantes constitue un préliminaire très utile pour définir des ordres de grandeur d'infiltrabilité de chaque zone et comprendre la dynamique du comportement de ce type de système.

Certains travaux ont cherché à mieux caractériser les écoulements dans les versants à proximité du réseau hydrographique, lorsque la nappe superficielle peut affleurer à la surface du sol (Ogden and Watts, 2000; Beaugendre et al., 2004). Nous verrons en quoi certaines similitudes de comportement peuvent être identifiées même si le ruissellement sur surface saturée des parcelles drainées diffère de celui de ces zones ripariennes en termes d'infiltrabilité du sol.

Les simulations servant de support à cette étude sont les mêmes que celles exposées dans la partie précédente : les intensités des pluies conduisent à un affleurement de la nappe en régime permanent tout en restant dans les ordres de grandeurs observés sur le terrain. A la différence de la partie précédente, l'attention est maintenant focalisée sur les écoulements après le début de l'affleurement, jusqu'à l'établissement du régime permanent.

Dans un premier temps, notre attention se porte sur l'analyse des écoulements en régime permanent sous différentes intensités de pluie. Ensuite, le régime transitoire, en particulier le moment entre l'affleurement et l'établissement du régime permanent, est étudié.

4.3.4.2 Résultats

4.3.4.2.1 *Le régime permanent*

Deux variables clefs qui contrôlent le ruissellement sur surface saturée sont analysées dans cette partie (Figure 4.35) :

- la longueur saturée, $L_s(RP)$;
- la partition entre le flux d'infiltration $Q_i(RP)$ et de ruissellement $Q_r(RP)$ moyens sur cette surface saturée.

A ces variables est également associée la hauteur de la nappe au-dessus du drain H_{drain} , comme indicateur de la forme du toit de la nappe.

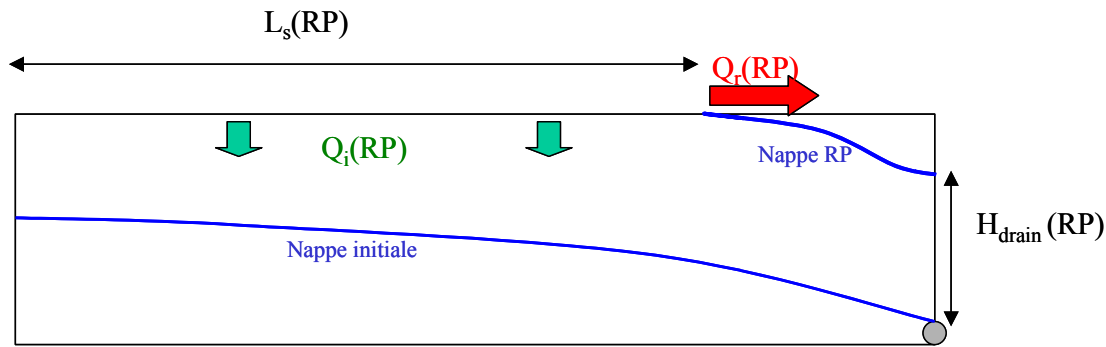


Figure 4.35. Illustration des variables utilisées: la longueur saturée en régime permanent $L_s(RP)$, le ruissellement de cette longueur saturée $Q_r(RP)$ et l'infiltration associée $Q_i(RP)$, ainsi que la hauteur de nappe au-dessus du drain $H_{drain}(RP)$.

Ces caractéristiques obtenues pour les différents régimes permanents testés sont présentées dans le Tableau 4.10. On constate que la gamme des intensités de pluie utilisées permet de simuler des longueurs d'affleurement qui couvrent un large éventail de l'espace entre le drain et l'interdrain (entre 8 et 90 % du demi-écartement de $L=4$ m).

Tableau 4.10. Valeurs des caractéristiques de l'affleurement de la nappe en régime permanent pour les pluies testées.

pluie (mm/h)	$L_s(RP)$ (m)	$L_s(RP)/L$	Q_i (mm/h)	Q_r (mm/h)	% ruissellement	$H_{drain}(RP)$
0,51	0,32	0,08	0,41	0,10	19,94	0,37
0,60	0,86	0,22	0,33	0,27	45,45	0,41
0,86	1,60	0,40	0,26	0,60	69,76	0,51
1,18	2,11	0,53	0,25	0,92	78,34	0,61
1,54	2,58	0,65	0,31	1,22	79,74	0,69
1,94	2,86	0,72	0,33	1,62	83,26	0,77
2,40	3,18	0,80	0,42	1,98	82,51	0,84
3,04	3,59	0,90	0,61	2,43	79,90	0,91

Lorsque le profil de sol est entièrement saturé, l'équation de Richards se simplifie et devient l'équation de Darcy dans tout le domaine. Il existe alors une solution analytique au système étudié (Kirkham, 1957) obtenue grâce à l'introduction d'un potentiel complexe, dont la partie réelle représente le potentiel des vitesses (dont dérive la vitesse et qui reste constant sur une équipotentielle) et la partie imaginaire, la fonction de courant (constante sur une ligne de courant) (De Marsily, 2004). Pour un drain de rayon r_d , posé sur imperméable à une profondeur H_{max} , et de demi-écartement L , le débit en régime permanent transitant par le profil entièrement saturé s'écrit :

$$Q_i = \frac{4\pi(H_{max} - r_d)}{2L_s C_3} \quad \text{avec } L_s = L \quad [38]$$

avec

$$C_3 = 2 \ln \left[\frac{\tan\left(\frac{\pi(2H_{\max} - r_d)}{4H_{\max}}\right)}{\tan\left(\frac{\pi r_d}{4H_{\max}}\right)} \right] + 2 \sum_{m=1}^{\infty} \ln \left[\frac{\cosh\left(\frac{\pi m L}{H_{\max}}\right) + \cos\left(\frac{\pi r_d}{2H_{\max}}\right)}{\cosh\left(\frac{\pi m L}{H_{\max}}\right) - \cos\left(\frac{\pi r_d}{2H_{\max}}\right)} * \frac{\cosh\left(\frac{\pi m L}{H_{\max}}\right) - \cos\left(\frac{\pi(2H_{\max} - r_d)}{2H_{\max}}\right)}{\cosh\left(\frac{\pi m L}{H_{\max}}\right) + \cos\left(\frac{\pi(2H_{\max} - r_d)}{2H_{\max}}\right)} \right] \quad [39]$$

où cosh est le cosinus hyperbolique.

Cette solution détermine une valeur limite de $Q_i(\text{RP})$ pour $L_s=L$ permettant d'étudier l'évolution de l'infiltration de la zone saturée en fonction de la longueur saturée. La comparaison des données issues des simulations numériques d'HYDRUS 2 avec la solution proposée par Kirkham (1957) ($H_{\max} = 0.93 \text{ m}$ et $r_d = 1 \text{ cm}$) est présentée sur la Figure 4.36.

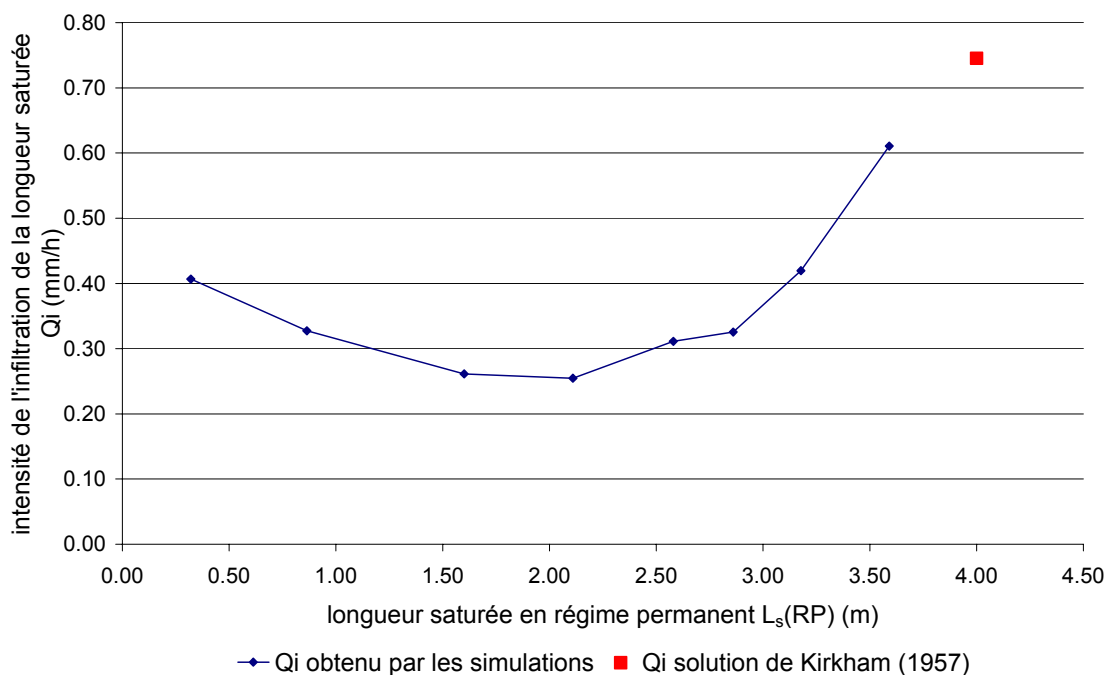


Figure 4.36. Intensité moyenne de l'infiltration sur la longueur saturée en régime permanent pour les différents régimes permanents testés avec les simulations et comparaison avec la solution analytique de Kirkham (1957).

Cette figure montre que l'infiltrabilité moyenne de la surface saturée présente un minimum pour une longueur de 2 m environ et qu'elle est maximale lorsque toute la longueur est saturée. L'augmentation de l'infiltration moyenne observée pour des longueurs saturées importantes est vraisemblablement due à une plus grande proximité avec le drain. La baisse de cette infiltration pour les faibles longueurs saturées s'explique quant à elle par la répartition hétérogène de l'infiltration dans la longueur saturée.

En effet, comme le soulignent Kirkham (1957) et Kao (2002), l'infiltration à la surface de ce type de système s'effectue principalement dans la partie de la longueur saturée proche du drain : Kirkham (1957) montre que 95 % des écoulements d'un système drainant totalement saturé s'infiltrent dans le premier quart de la longueur du profil au-dessus du drain. Kao (2002) étudie le

fonctionnement d'une nappe superficielle à proximité du réseau hydrographique et remarque que lors des périodes d'affleurement, l'infiltration dans la zone saturée en régime permanent, qui ne représente que 16 % du débit total infiltré, s'effectue dans le premier tiers de la longueur saturée (de longueur totale 9 m).

Cette hétérogénéité de l'infiltration en surface le long de la longueur saturée L_s se retrouve dans nos simulations. La Figure 4.37 présente l'infiltration calculée entre deux nœuds voisins en surface (espacement 5 cm), et rapportée à l'intensité de pluie correspondante. Pour les faibles intensités de pluie, toute la longueur saturée garde une forte infiltrabilité (>75 % de l'intensité de pluie pour l'intensité de pluie minimale testée). Il est donc possible d'expliquer la baisse de l'infiltration moyenne de la zone saturée observée sur la Figure 4.36 : pour des faibles longueurs d'affleurement, la moyenne de l'infiltration est calculée sur des zones de forte infiltrabilité de la longueur saturée. L'infiltration moyenne se stabilise lorsque la longueur saturée contient toute la zone de forte infiltration, qui serait dans notre cas de longueur de 2 m environ (Figure 4.36 et Figure 4.37).

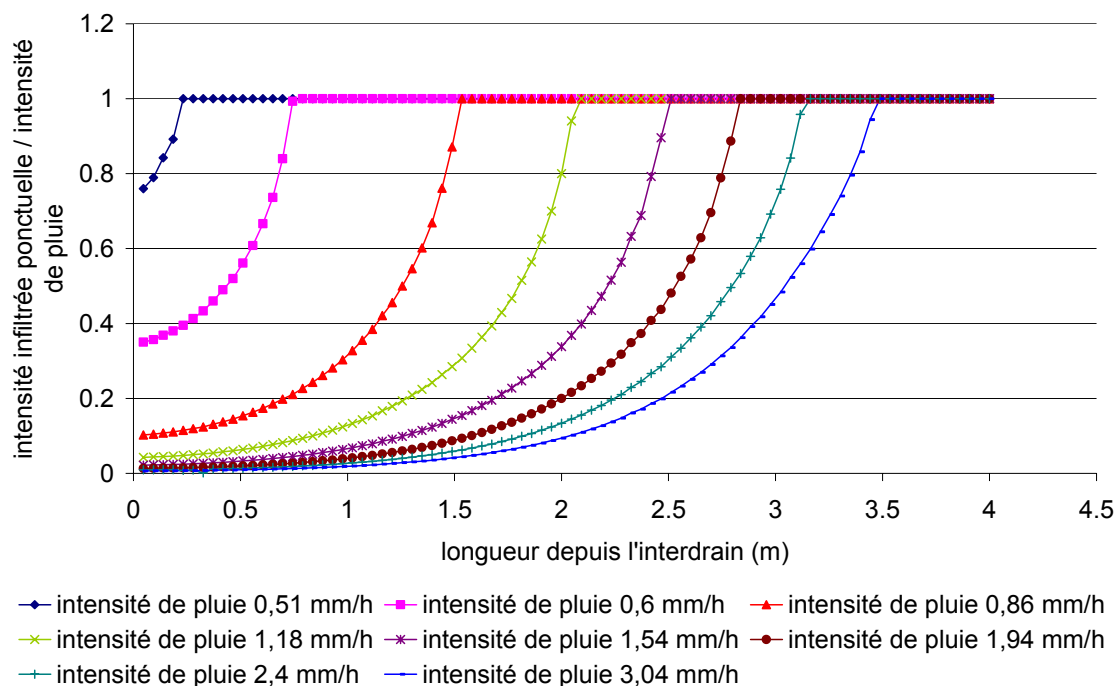


Figure 4.37. Infiltration le long du profil entre interdrain et drain en régime permanent rapportée à l'intensité de pluie testée.

L'évolution de l'infiltration moyenne de la zone d'affleurement permet également d'expliquer les variations du taux de ruissellement présenté Tableau 4.10. En effet, le pourcentage de ruissellement augmente très fortement avec la surface saturée (jusqu'à 83 % de la pluie) puis diminue légèrement lorsque la surface saturée bénéficie de l'infiltration plus forte liée à la proximité du drain.

Pour compléter cette étude en régime permanent, nous nous sommes intéressés à l'évolution de la hauteur de nappe au-dessus du drain en fonction de l'intensité de pluie et de la longueur saturée. Les résultats sont présentés sur la Figure 4.38. Notons que, dans notre cas, la présence

d'une nappe au-dessus du drain ne signifie pas que le drain est en charge au sens classiquement utilisé en hydraulique (pression positive de l'eau dans le drain, qui s'écoule à section pleine). En effet, la condition à la limite autour du drain reste une condition de pression nulle durant toute la simulation. Hammani (2002) montre que cette hauteur de nappe dépend de la géométrie du système et en particulier du rayon du drain, ce qui n'est pas spécifiquement étudié ici.

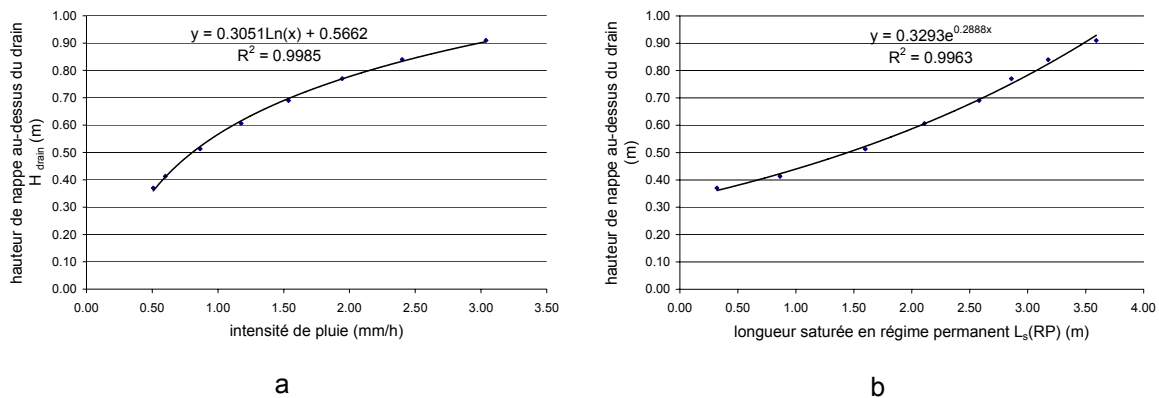


Figure 4.38. Hauteur de nappe au-dessus du drain lors des périodes d'affleurement en régime permanent en fonction de (a) l'intensité de pluie et (b) la longueur saturée avec les courbes de tendance ajustées (R^2 est le coefficient de détermination).

Ces résultats montrent que l'augmentation de la hauteur de nappe au-dessus du drain avec l'intensité de pluie serait de type logarithmique, et de type exponentiel avec la longueur saturée. Cette tendance n'a pas été confirmée par les approches analytiques proposées par la littérature (Hammani, 2002; Zimmer, 2002) ; en effet, celles-ci sont développées sans considérer d'affleurement de la nappe. La hauteur de nappe au-dessus du drain calculée analytiquement en fonction de l'intensité de pluie augmente plus vite que celle obtenue par les simulations, présentée Figure 4.38a. En effet, dans notre cas, seule une partie de l'eau de pluie s'infiltré et doit être évacuée par le drainage. Il serait intéressant de développer de nouvelles approches analytiques pour comprendre si les tendances observées sur la Figure 4.38 peuvent se retrouver par calculs analytiques, et donc être reliées aux paramètres du modèle (géométrie et propriétés du sol).

En conclusion, l'étude de l'affleurement de la nappe en régime permanent permet de quantifier les flux infiltrés et ruisselés entre drain et interdrain. **Dans la zone d'affleurement de la nappe, l'essentiel de l'infiltration se produit dans les premiers mètres de l'affleurement, au plus proche du drain.** Le ruissellement augmente rapidement avec la longueur saturée, il est compris entre 75 et 85 % de la pluie lorsque la longueur saturée dépasse 1 m depuis l'interdrain.

Cette approche en régime permanent peut être appliquée dans des cas concrets si l'intensité de pluie reste stable pendant la durée d'obtention du régime permanent. Une solution pour aborder la succession de régimes transitoires liés à la variabilité naturelle de la pluie consiste alors à comprendre les grands principes régissant la dynamique du système après affleurement de la nappe, c'est l'objet de la partie suivante.

4.3.4.2.2 De l'affleurement de la nappe au régime permanent

Pour juger de l'applicabilité des résultats obtenus en régime permanent, la première variable à considérer est la durée de pluie nécessaire entre le moment d'affleurement et l'établissement du régime permanent (Figure 4.39). Cette variable a été calculée à partir des simulations d'HYDRUS 2D pour plusieurs profondeurs initiales de nappe afin de prendre en compte d'éventuelles différences dans l'état hydrique de la zone non saturée au moment de l'affleurement. Les résultats complètent ceux de la partie 4.3.2 concernant les durées de pluie avant affleurement.

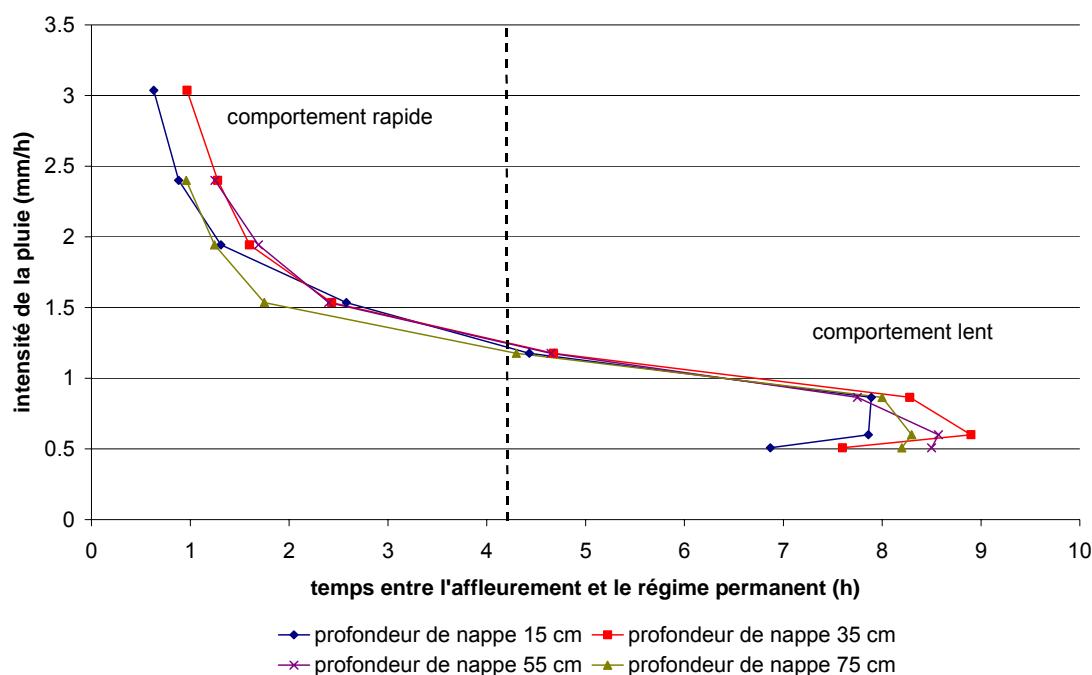


Figure 4.39. Durée de pluie nécessaire pour l'établissement du régime permanent après affleurement suivant l'intensité de pluie et pour les différentes profondeurs initiales de nappe.

On ne distingue pas de tendance liée à la profondeur initiale de la nappe dans la dispersion des temps entre affleurement et régime permanent. L'effet de la condition initiale semble s'estomper après l'affleurement de la nappe.

Pour toutes les profondeurs initiales de nappe testées, le comportement après l'affleurement de la nappe est fortement dépendant de l'intensité de la pluie. La durée de pluie pour obtenir le régime permanent diminue lorsque l'intensité de la pluie augmente, et cette diminution présente un point d'inflexion autour de l'intensité 1,5 mm/h environ. Deux tendances se dégagent : pour les intensités inférieures à ce seuil, la durée pour obtenir le régime permanent semble se stabiliser à une valeur entre 7 et 9 h ; pour les intensités supérieures au seuil, la durée de pluie diminue rapidement vers des durées inférieures à 2 h. Ces cas seront nommés respectivement « comportement lent » et « comportement rapide » en relation avec la vitesse de propagation de la surface saturée. Pour comprendre l'origine de cette différence de comportement, deux cas représentatifs de ces tendances

ont été choisis : l'intensité maximale (3 mm/h) et l'intensité de 0,86 mm/h. Nous n'avons pas choisi l'intensité minimale pour laquelle la longueur d'affleurement en régime permanent est petite, car il est alors plus difficile d'observer les mécanismes de propagation de cette longueur saturée.

Pour chacune des intensités étudiées, les variables définies dans le paragraphe précédent, débit moyen ruisselé Q_r , longueur saturée, L_s , et hauteur de nappe au-dessus du drain H_{drain} sont maintenant analysées dans le temps. Les différents régimes transitoires ont été comparés en rendant deux de ces variables adimensionnelles. On définit alors :

- la longueur saturée adimensionnelle L_{sad} , définie comme le rapport de la longueur saturée L_s au temps t sur la longueur saturée en régime permanent $L_s(\text{RP})$,

$$L_{\text{sad}}(t) = \frac{L_s(t)}{L_s(\text{RP})} \quad [40]$$

- la hauteur de nappe au-dessus du drain adimensionnelle H_{dad} , définie par la relation :

$$H_{\text{dad}}(t) = \frac{H_{\text{drain}}(t) - H_{\text{drain}}(t_{\text{affl}})}{H_{\text{drain}}(\text{RP}) - H_{\text{drain}}(t_{\text{affl}})} \quad [41]$$

avec H_{drain} la hauteur de nappe au drain, t_{affl} , le temps à l'affleurement de la nappe à l'interdrain et RP le régime permanent,

Ces variables sont analysées en fonction d'un temps adimensionnel défini par :

$$t_{\text{ad}} = \frac{t - t_{\text{affl}}}{t_{\text{RP}} - t_{\text{affl}}} \quad [42]$$

où t_{RP} est le temps de début du régime permanent et t_{affl} le temps d'affleurement.

La Figure 4.40 propose un schéma représentant l'ensemble des variables étudiées.

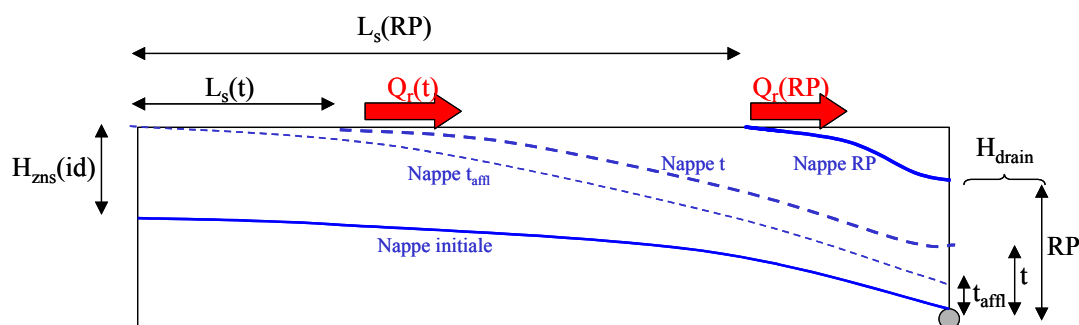


Figure 4.40. Illustration des variables utilisées dans cette partie ; la profondeur initiale de la nappe à l'interdrain est notée $H_{\text{zns}}(\text{id})$; la longueur saturée L_s , le ruissellement de cette longueur saturée Q_r , et la hauteur de nappe au-dessus du drain H_{drain} sont représentés à différents temps.

La dynamique d'évolution du débit moyen ruisselé $Q_r(t)$ en fonction de la longueur saturée $L_s(t)$ est présentée sur la Figure 4.41 pour les deux intensités caractéristiques des comportements lent

et rapide. Le débit obtenu en régime permanent a été ajouté pour rappeler les valeurs obtenues pour les autres intensités de pluie.

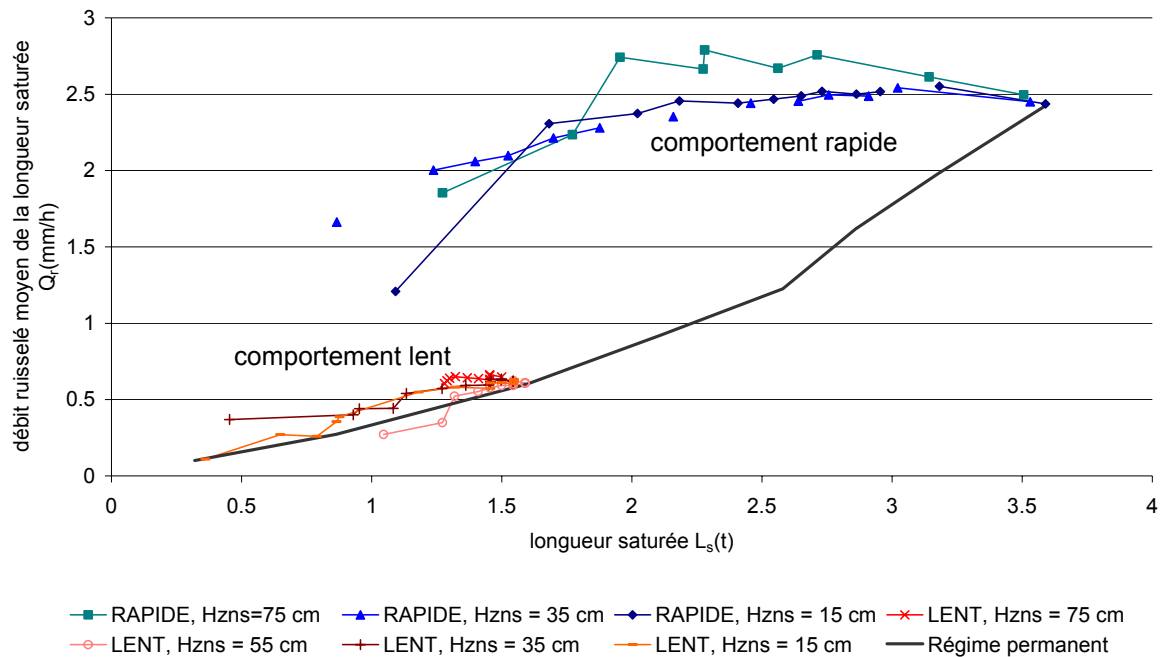


Figure 4.41. Evolution du débit moyen ruisselé sur la longueur saturée en fonction de la longueur saturée pour les comportements rapide et lent en régime transitoire et pour le cas du régime permanent.

La Figure 4.41 indique que, pour les deux comportements testés, le débit ruisselé devient rapidement proche de sa valeur maximale du régime permanent, même lorsque la longueur saturée n'est pas à son maximum. Ce résultat se retrouve pour toutes les profondeurs initiales de nappe considérées, malgré une certaine variabilité liée aussi à des problèmes de convergence numérique (le comportement rapide avec une profondeur initiale de 55 cm n'a d'ailleurs pas pu être simulé)

La valeur du débit moyen ruisselé en régime permanent serait donc un bon indicateur pour estimer le ruissellement en régime transitoire. Néanmoins, ce débit transitoire est plus faible que celui du régime permanent pour les longueurs saturées inférieures à 1 m environ ; se pose alors la question de la dynamique d'évolution de la longueur saturée, qui nous informera sur les phases pendant lesquelles le débit du régime permanent n'est pas valable.

La Figure 4.42 présente l'évolution des variables L_{sad} et H_{dad} en fonction du temps adimensionnel t_{ad} pour les comportements rapide et lent.

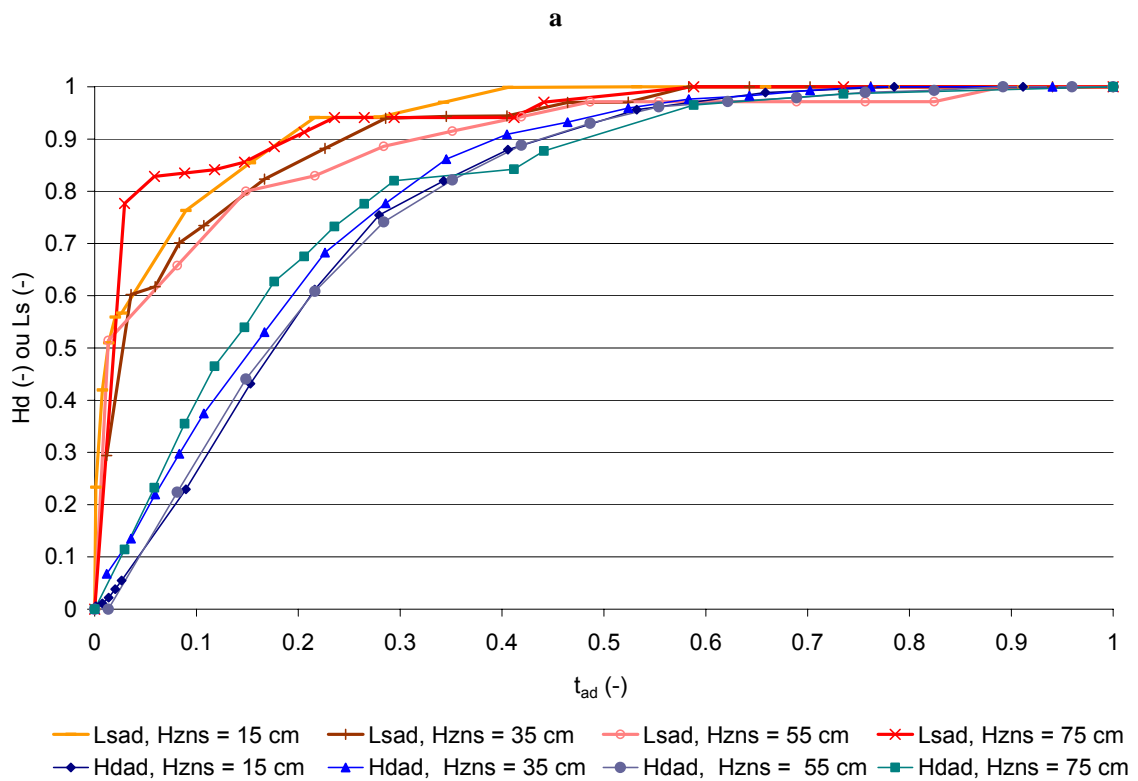
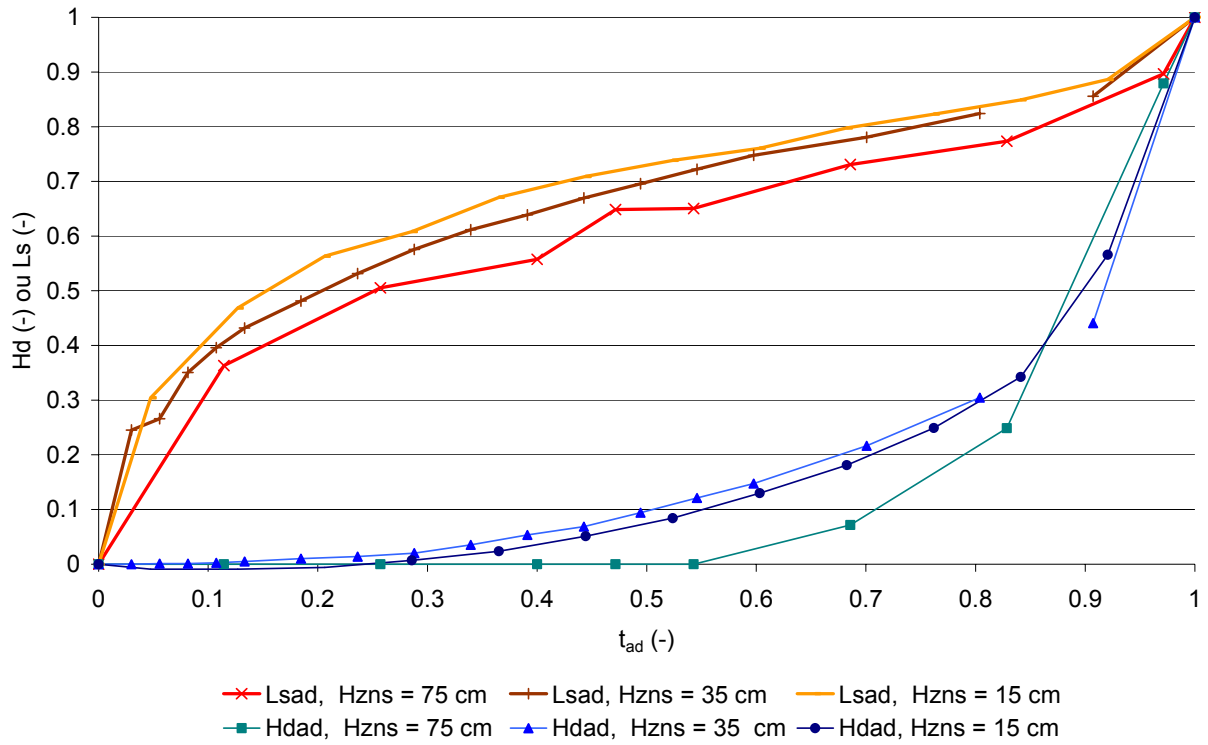


Figure 4.42. Hauteur adimensionnelle de nappe au-dessus du drain (H_{sad}) et longueur adimensionnelle de la surface saturée (L_{sad}) entre le temps d'affleurement de la nappe à l'interdrain et le régime permanent pour les intensités correspondant à un comportement rapide (a) et lent (b) et pour les différentes profondeurs initiales de nappe à l'interdrain ($H_{zns}(id)$)

On constate tout d'abord que la longueur saturée augmente très rapidement après l'affleurement de la nappe. Cette augmentation semble plus forte pour les comportements lents car le temps a été adimensionnalisé. En temps réel, 60 % de la longueur saturée en régime permanent est atteinte moins de 30 min après l'affleurement pour toutes les conditions testées. La phase pour laquelle le débit ruisselé est inférieur au débit en régime permanent est donc très courte. **Le débit en régime permanent est donc un bon indicateur utilisable en régime transitoire.**

La Figure 4.42 met également en évidence certaines différences entre les comportements lent et rapide :

- dans le cas du comportement rapide, l'augmentation de la longueur saturée est forte en début et fin de la durée considérée ; la nappe au-dessus du drain monte tardivement ;
- dans le cas du comportement lent, la longueur saturée et la hauteur de nappe au-dessus du drain augmentent de façon similaire ; l'augmentation de la longueur saturée est très marquée juste après l'affleurement.

Ces différences de comportement sont observées quelles que soient les profondeurs initiales de nappe testées. L'analyse de la géométrie de la nappe lors de sa montée informe sur la nature de chacun des comportements, ainsi que l'illustre la Figure 4.43.

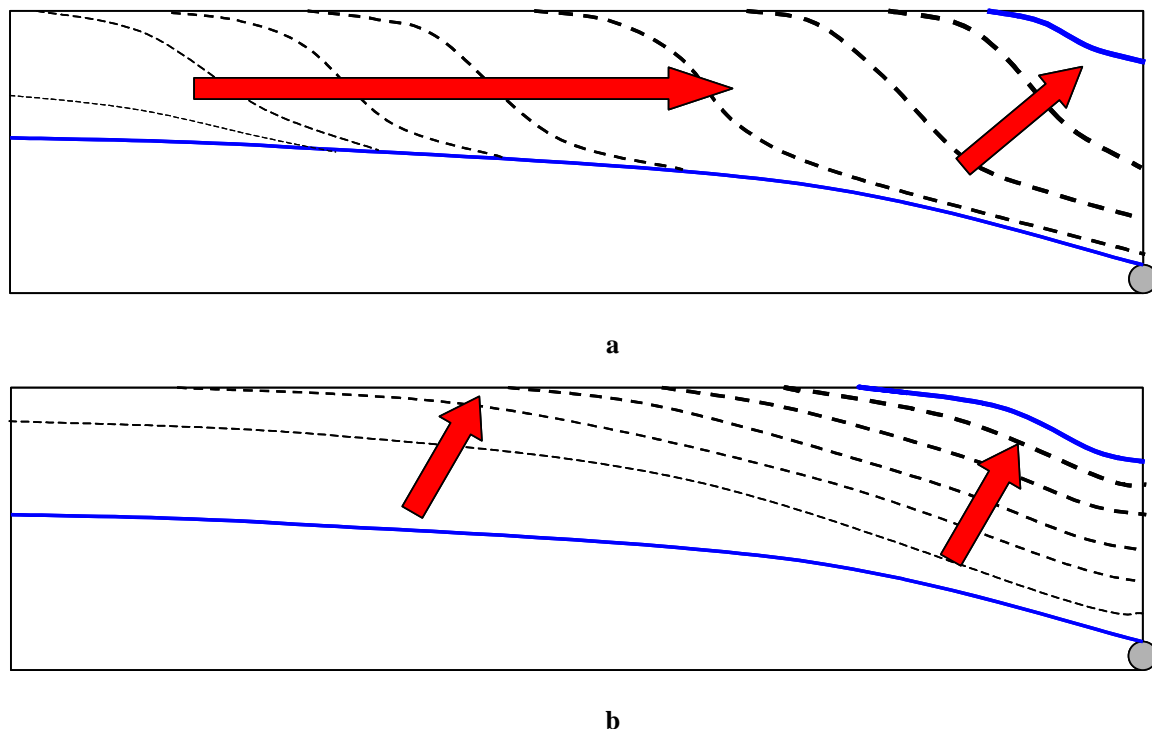


Figure 4.43. Représentation schématique de la montée de la nappe pour des intensités de pluie correspondant à un comportement rapide (a) et lent (b) ; les flèches indiquent de sens de l'évolution de la surface libre de la nappe dans le temps.

Dans le cas du comportement rapide (Figure 4.43a), la montée de la nappe concerne d'abord l'interdrain. L'affleurement qui en découle se propage alors vers le drain et entraîne une montée de la nappe au-dessus du drain. Dans le cas du comportement lent (Figure 4.43b), la montée de nappe touche l'ensemble du profil entre le drain et l'interdrain ; cette montée est régulière jusqu'à l'établissement du régime permanent. La forme de la nappe reste constante au cours de la montée.

Etudiant un système drainé similaire au nôtre, Perrochet et Musy (1992) s'appuient sur l'hypothèse d'une forme de nappe constante et celle de Dupuit Forchheimer (écoulements horizontaux, recharge de la nappe égale à la pluie) pour proposer une formulation analytique de la longueur saturée en fonction du temps sous une recharge constante. Nos résultats indiquent que cette approche ne peut être valable dans le cas des comportements rapides définis ici, la forme de la nappe n'étant pas constante. De plus, cette approche ne permet pas de prendre en compte les écoulements radiaux autour du drain induits notamment par la montée de la nappe au-dessus du drain, qui reste à pression nulle.

Nos résultats peuvent être rapprochés de ceux de Lesaffre (1988), en partie présentés dans la revue bibliographique de ce mémoire (chapitre 1). Cet auteur observe l'existence d'un débit drainé limite ; cette limitation vient du fait que lors des fortes pluies, une partie de l'eau est évacuée par ruissellement et ne parvient pas au drain. Rappelons que deux explications sont alors proposées : « les facteurs pédo-climatiques offrent un certain débit au réseau » ou « le réseau de drainage offre ses capacités de transport » . En rapprochant ces deux hypothèses des dynamiques observées dans notre travail, on peut établir que :

- le comportement rapide correspond à une limitation liée aux facteurs pédo-climatiques : à l'interdrain, les propriétés hydrodynamiques ne permettent pas au sol d'évacuer l'eau latéralement ; la nappe se déforme pour la stocker et augmenter les gradients de charge,
- le comportement lent correspond à une limitation liée au réseau de drainage, c'est la géométrie du système qui limite le débit de drainage, (écartement, profondeur et diamètre des drains, profondeur de l'imperméable).

Rappelons que dans les travaux de Lesaffre (1988), le deuxième cas incluait aussi la mise en charge du tuyau de drainage due à une limitation des écoulements à l'aval, ce cas n'étant pas pris en compte dans le cadre de notre travail.

La dynamique d'affleurement de la nappe est, bien sûr, fortement corrélée aux propriétés hydrodynamiques du sol et à la géométrie du système. Dans leurs simulations exploratoires utilisant l'équation de Richards, Beaugendre et al. (2004) s'intéressent à l'évolution de la surface saturée d'un profil de sol en fond de vallée soumis à une pluie en fonction du type de sols. Ils retrouvent la discrimination de dynamique mise en évidence dans la Figure 4.42 en changeant les propriétés hydrodynamiques du sol et en gardant la même intensité de pluie. De même, à partir de simulations sur un profil de fond de vallée comparable à Beaugendre et al. (2004), Ogden et Watts (2000) extraient un paramètre adimensionnel tenant compte de la géométrie du profil (pente, profondeur de

sol...) des propriétés du sol (perméabilité) et de l'intensité de pluie. Ce paramètre permet de distinguer des classes de comportement de la longueur saturée dans le temps. Il n'est pas applicable directement dans notre cas de figure, mais une réflexion de ce type adaptée à notre problème permettrait de mieux appréhender le rôle de chacun des facteurs influant sur la dynamique de montée de nappe : profondeur du drainage, écartement, conductivité à saturation, intensité de la pluie, taille du drain...

4.4 Conclusion du chapitre 4

L'objectif de cette partie était de déterminer en conditions naturelles le mécanisme prépondérant de genèse du ruissellement. Un suivi expérimental des conditions d'infiltration sur une parcelle drainée du site de Mélarchez (77), durant la saison de drainage intense 2003-2004, nous a permis de confirmer que le ruissellement était fortement limité par la présence du drainage. Les premiers épisodes de ruissellement sont liés à l'affleurement de la nappe à l'interdrain. Une croûte de battance de type sédimentaire se forme suite à ces écoulements de surface, et se développe d'autant plus si le système de drainage est peu efficace (installation ancienne, problème de dimensionnement ou de colmatage). Cette croûte est à l'origine du dernier épisode de ruissellement observé en fin d'hiver.

Les transferts d'eau dans le sol observés in situ en 2003-2004 ont été simulés en utilisant le code HYDRUS 2D, résolvant l'équation de Richards en deux dimensions. La courbe de rétention du sol a été obtenue en ajustant l'expression de Mualem-van Genuchten (1981) à des mesures sur échantillons. La conductivité hydraulique à saturation équivalente est, quant à elle, estimée en utilisant un modèle d'écoulement dans la zone saturée fondé sur l'équation de Boussinesq. Cette paramétrisation du code HYDRUS 2D permet de reproduire correctement les fluctuations des pressions mesurées. Toutefois, la prise en compte de l'évolution des propriétés hydrodynamiques de l'horizon travaillé (fortement poreux en début d'hiver puis encroûté en fin d'hiver) est nécessaire pour simuler les épisodes de ruissellement observés. En effet, la modélisation montre que le travail du sol réduit fortement le ruissellement en début d'hiver ; cet effet s'estompe au fur et à mesure de l'effondrement de cet horizon lié aux fluctuations de la nappe. De plus, la représentation de la croûte de battance par une couche homogène de conductivité hydraulique en surface égale à 50 % de celle du sol en place, permet de simuler le dernier épisode de ruissellement observé. Toutefois, à part ce dernier épisode, l'affleurement de la nappe reste le mécanisme de genèse du ruissellement prédominant observé lors de l'hiver 2003-2004.

Ce résultat a été confirmé par les simulations numériques utilisant les données pluviométriques d'un hiver fortement pluvieux (2000-2001) comme variable de forçage du modèle. Les résultats montrent que la présence d'une croûte de battance augmente les quantités ruisselées, mais n'est pas à l'origine de nouveaux épisodes de ruissellement par rapport à une situation sans croûte.

Ces simulations mettent aussi en évidence le rôle de la profondeur initiale de la nappe et de la durée de la pluie, qui interviennent dans la dynamique de remplissage de la zone non saturée conduisant à l'affleurement.

Ces deux facteurs, les caractéristiques des pluies et la profondeur initiale de la nappe, ont alors fait l'objet d'une analyse fine, en utilisant là encore la modélisation.

Dans un premier temps, nous avons cherché à connaître les ordres de grandeur des périodes de retour des pluies qui conduisent à l'affleurement d'une nappe à une profondeur initiale donnée. Il s'avère que la relation entre période de retour et profondeur initiale de nappe n'est pas univoque.

Dans un deuxième temps, nous avons établi une expression analytique reliant profondeur initiale de la nappe, durée et intensité de la pluie avant affleurement. Les résultats obtenus avec cette relation concordent avec ceux des simulations numériques. Les principaux facteurs conduisant à l'affleurement de nappe sont donc pris en compte par cette approche analytique.

La dernière partie de ce chapitre est consacrée à l'étude par modélisation des écoulements en condition d'affleurement. L'approche en régime permanent met en évidence une hétérogénéité de l'infiltration dans la zone d'affleurement. La vitesse d'infiltration de la surface saturée est maximale à proximité du drain. Le ruissellement moyen sur toute la zone saturée augmente fortement avec la surface concernée et atteint un seuil de 80 % de la pluie environ. Nous avons également montré que la valeur du débit moyen ruisselé en régime permanent était un bon indicateur pour estimer le ruissellement en régime transitoire. Enfin, l'analyse du régime transitoire indique que deux dynamiques de fonctionnement peuvent être distinguées, suivant l'intensité de pluie considérée. Pour les fortes intensités, la montée de la nappe concerne d'abord l'interdrain et le régime permanent est atteint rapidement (comportement rapide), alors que dans le cas du comportement lent, la montée de la nappe concerne simultanément toute la longueur entre drain et interdrain. Cette distinction rappelle certains résultats concernant d'autres systèmes drainants, comme l'hydrologie de versant ou de zone de fond de vallée.

5 Conclusion générale

L'objectif de cette thèse est d'étudier les principaux mécanismes de genèse du ruissellement hivernal sur les parcelles agricoles drainées dont le sol est sensible à la battance.

Le ruissellement sur les parcelles agricoles est en effet reconnu pour avoir des effets négatifs sur l'environnement, tant pour sa contribution aux crues, que pour sa capacité à transporter vers les cours d'eau des polluants d'origine agricole, produits phytosanitaires ou fertilisants, ou des matières en suspension issues de l'érosion. La question opérationnelle sous-jacente à cette étude peut se poser en ces termes : pour limiter le ruissellement sur un bassin versant drainé, faut-il modifier le travail ou la couverture du sol (effet de l'état de surface sur la genèse du ruissellement ?) ou est-il préférable d'agir sur l'aménagement hydro-agricole (améliorer l'évacuation des eaux de drainage, renouveler les installations ou au contraire limiter les sorties d'eau en contrôlant les conditions aval ?) ?

La question scientifique centrale concerne l'interaction entre les effets de la modification de la structure du sol agricole au cours de l'hiver (effondrement, battance) d'une part, et de la présence d'une nappe à proximité de la surface d'autre part, sur l'apparition du ruissellement. Trois axes de recherche, déclinés ici en trois questions, ont été définis pour analyser cette interaction :

- quelles sont les modifications de la structure du sol en surface dans le contexte étudié et de quelle manière sont-elles influencées par la présence de la nappe ?
- quel est l'effet des modifications de la structure du sol en surface sur la genèse du ruissellement ?
- comment cet effet se combine-t-il avec le ruissellement sur surface saturée engendré par l'affleurement éventuel de la nappe et comment mieux décrire les conditions conduisant à cet affleurement ?

Un premier dispositif expérimental nous a permis de reproduire les modifications de la structure de l'horizon travaillé dues à la pluie, en conditions hydriques proches de celles d'une parcelle drainée, en soumettant un massif de sol contenant une nappe à des pluies simulées (chapitre 2). Les profils de masse volumique des échantillons prélevés en fin de pluie (mesure par radiographie aux rayons X) révèlent la présence d'une croûte de battance et d'un effondrement de l'horizon sous cette croûte. Les modélisations du profil de masse volumique et de son évolution temporelle proposées respectivement par Bresson et al. (2004) et Assouline et Mualem (1997) reproduisent les profils mesurés. Dans la condition initiale la plus humide, représentant une situation à l'interdrain, l'effondrement et le changement de masse volumique lié à la croûte semblent plus marqués que dans l'autre condition initiale considérée. Cette différence est en adéquation avec les hypothèses du modèle utilisé concernant l'influence de la pression de l'eau initiale sur la formation de la stabilité des agrégats.

L'influence de la croûte de battance sur les conditions de genèse du ruissellement a ensuite été analysée spécifiquement (chapitre 3), car cette dernière est reconnue pour limiter l'infiltrabilité de la surface du sol. Un deuxième dispositif expérimental, constitué d'un massif de sol moins épais que précédemment pour mieux contrôler les conditions aux limites et préalablement tassé afin d'éviter l'effondrement sous-jacent, a été soumis à des pluies simulées en laboratoire. A partir de ces données expérimentales, les propriétés hydrodynamiques de la croûte de battance, reliées à la masse volumique d'après le modèle d'Assouline et Mualem (1997), ont été estimées par résolution inverse de l'équation de Richards (code développé au cours de la thèse). Les profils de masse volumique déduits de ce calage sont comparables aux profils mesurés par radiographie aux rayons X. Par ailleurs, les résultats confirment que la conductivité hydraulique à saturation en surface est fortement réduite par la présence de la croûte de battance ; il n'a cependant pas été possible d'établir des différences significatives entre les deux situations hydriques considérées, représentant l'interdrain et la zone au-dessus du drain. Sur le plan méthodologique, les résultats sur les calculs d'incertitudes liées au calage des paramètres du modèle soulignent l'importance du choix du protocole expérimental (type de mesures à effectuer, conditions à la limite et conditions initiales du système) qui doit apporter suffisamment d'informations pour estimer précisément les paramètres par méthode inverse. Dans notre cas, il semble que le modèle soit sur-paramétré par rapport aux données expérimentales utilisées.

Enfin, l'étude combinée de l'affleurement de la nappe drainée et de la croûte de battance (chapitre 4) a été abordée grâce au suivi expérimental d'une parcelle drainée du bassin versant de Mélarchez (77) couplé à une modélisation des écoulements de l'eau dans le sol entre le drain et l'interdrain (logiciel HYDRUS 2D). Les observations de terrain durant la saison de drainage intense 2003-2004 indiquent que le ruissellement est limité en raison de la présence du drainage. Les premiers épisodes sont liés à l'affleurement de la nappe à l'interdrain et créent une croûte de battance de type sédimentaire, qui est elle-même à l'origine du dernier épisode observé en fin d'hiver. La modélisation des écoulements observés met également en évidence que le travail du sol avant l'hiver (ici déchaumage) permet de limiter le ruissellement essentiellement pendant les premières pluies d'hiver (par la suite, la structure de l'horizon travaillé s'effondre). Par ailleurs, les simulations numériques utilisant les données pluviométriques d'un hiver fortement pluvieux (2000-2001) confirment que l'affleurement de la nappe reste le facteur prédominant à l'origine du ruissellement, la croûte de battance augmentant légèrement les quantités ruisselées, mais pas le nombre d'épisodes ruisselants. De ce fait, la suite de l'analyse s'est focalisée sur la dynamique de l'affleurement de la nappe, à partir de résultats de modélisation.

Tout d'abord, pour différentes profondeurs initiales de la nappe, les pluies conduisant à un affleurement ont été caractérisées en termes d'intensité / durée / fréquence. Les périodes de retour de ces pluies sont en général inférieures à l'année, et la relation entre profondeur initiale de nappe et période de retour de la pluie conduisant à l'affleurement n'est cependant pas univoque. Par la suite, une expression analytique, reliant profondeur initiale de la nappe, durée et intensité de la pluie avant

affleurement, a été établie et vérifiée par comparaison aux simulations numériques. Les principaux facteurs contrôlant la dynamique de montée de la nappe semblent correctement pris en compte par cette approche, qui permet de détecter le début des épisodes d'affleurement. Enfin, la dernière partie concerne les écoulements en période d'affleurement. Le ruissellement moyen sur toute la zone saturée en régime permanent augmente fortement avec la surface concernée et atteint un seuil de 80 % de la pluie environ. La valeur de ce débit ruisselé en régime permanent constitue un bon indicateur pour estimer le ruissellement en régime transitoire.

Seule la saison hivernale a été abordée dans ce travail. Lors des autres périodes de l'année, les déterminants du ruissellement sont comparables à ceux des parcelles non drainées puisque la nappe superficielle est absente, la part de l'évaporation et des prélèvements racinaires de l'eau précipitée étant bien plus forte qu'en hiver. Les méthodologies classiques utilisées pour estimer les débits et les chemins du ruissellement peuvent être appliquées, en particulier l'approche reliant observations des états de surface et capacité d'infiltration du sol dans des modèles comme STREAM (Cerdan et al., 2001).

Nos résultats constituent une première étape pour l'étude du ruissellement hivernal à l'échelle de la parcelle ou du groupe de parcelles. En considérant le mécanisme de ruissellement par affleurement de nappe comme prépondérant sur ce type de système, on peut évaluer la distribution spatiale de la capacité d'infiltration du sol lors des phases d'affleurement générant du ruissellement (« bandes ruisselantes » correspondant aux zones actives à l'interdrain). Une approche couplant les transferts d'eau en surface et dans le sol en régime permanent pourrait alors permettre de connaître le seuil d'intensité de pluie à partir duquel la ré-infiltration du ruissellement entre les « bandes » n'est plus complète ; au-delà de cette intensité, le ruissellement se généralise à l'ensemble de la parcelle. Les transferts d'eau en surface étant en partie contrôlés par la topographie locale et le travail du sol (orientation du microrelief qui en résulte), les indicateurs utilisés pour observer les états de surface dans ce mémoire pourraient être adaptés pour évaluer l'évolution spatio-temporelle de ces facteurs.

Cette approche permettrait de spécifier des gammes de comportements hydrologiques des parcelles drainées, et d'inclure ces systèmes dans des modèles à base physique distribués, afin de mieux comprendre le rôle de cet aménagement sur la genèse des crues, complétant ainsi les études des écoulements dans le réseau de drainage enterré et les fossés d'assainissement (Nédélec, 2005). La parcelle drainée serait ainsi représentée par une maille dans laquelle l'eau précipitée peut ruisseler, être évacuée par le drainage ou s'infiltrer en profondeur, dans des proportions dépendant des gammes de comportement. De même, ces résultats pourraient être intégrés dans des modèles spécifiques au ruissellement, comme STREAM, pour tenir compte du ruissellement par affleurement de la nappe en hiver et élargir ainsi les contextes d'application possible de ce modèle.

Un deuxième objectif, plus opérationnel, est également envisageable. Les résultats présentés ici pourraient constituer la base d'une réflexion sur le risque de ruissellement. L'évolution temporelle de cet aléa est en effet spécifique à chacun des deux mécanismes de genèse étudiés.

Le ruissellement lié à l'affleurement de la nappe intervient essentiellement en hiver et nous avons montré comment définir la période de retour de la pluie induisant du ruissellement pour une profondeur initiale de nappe et une intensité de pluie données. Il serait alors intéressant de suivre l'évolution temporelle de la probabilité d'apparition du ruissellement en fonction de la hauteur de nappe. Après un épisode pluvieux, le rabattement de la nappe peut être calculé suivant le dimensionnement des drains et les propriétés hydrodynamiques du sol (formule de tarissement non influencé, voir Lesaffre, 1988), il est donc possible d'évaluer la diminution progressive, après un épisode pluvieux, de la probabilité d'apparition du ruissellement associé à l'affleurement de la nappe.

Le risque de ruissellement lié à l'état de la structure du sol en surface dépend à la fois du dernier travail du sol, des pluies et des épisodes de ruissellement précédents et de l'absence de végétation. La probabilité d'apparition du ruissellement aurait plutôt tendance à augmenter au cours de l'hiver, et sa quantification, par exemple en termes de périodes de retour des pluies, peut faire l'objet de développements s'appuyant sur les résultats présentés dans ce mémoire. En croisant la courbe d'évolution temporelle de cette probabilité avec celle du ruissellement lié à l'affleurement de la nappe, il sera alors possible de quantifier plus précisément l'influence respective des deux mécanismes.

Notons cependant que, concernant la qualité de l'eau, le risque de ruissellement doit être croisé avec celui lié au lessivage des polluants par les eaux de drainage, qui constituent la part majoritaire des écoulements dans ces systèmes et contribuent fortement à l'exportation de certains produits (Skaggs et al., 1994; Ritter et al., 1995; Shirmohammadi et al., 1995; Arlot, 1999). Les aménagements correctifs envisagés pour limiter la dégradation de la qualité des eaux d'un bassin versant drainé doivent prendre en compte ces deux types d'écoulement. Il semble par exemple plus judicieux de prévoir des aménagements au niveau des fossés d'assainissement, en aval des collecteurs de drainage (mare ou zone humide tampon) qu'un dispositif axé uniquement sur le ruissellement (type bandes enherbées). Cependant, les installations du réseau de drainage étant parfois anciennes et altérées, les fréquents affleurements de nappe et le développement associé d'une croûte de battance de type sédimentaire peuvent augmenter l'importance relative du ruissellement. La question du renouvellement des réseaux de drainage, qui va nécessairement se poser dans les années à venir, devra donc être considérée sur le plan économique, agronomique mais également environnemental.

References

- Aboujaoudé, A., Belleudy, P. and Vauclin, M., 1991. A numerical study of infiltration through crusted soils : flat and other surface configurations. *Soil Technol.*, 4: 1-18.
- Ahuja, L.R., 1973. A numerical and similarity analysis of infiltration into crusted soil. *Water Resour. Res.*, 9(4): 987-994.
- Ahuja, L.R., 1983. Modeling infiltration into crusted soils by the Green et Ampt approach. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47: 412-418.
- Ahuja, L.R., Fielder, F., Dunn, G.H., Benjamin, J.G. and Garrison, A., 1998. Changes in soil water retention curves due to tillage and natural reconsolidation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62: 1228-1233.
- Ambroise, B., 1998. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1- Processus et facteurs. *Rev. Sci. l'Eau*, 4: 471-495.
- Ambroise, B., Beven, K. and Freer, J., 1996. Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrological similarity. *Water Resour. Res.*, 32(7): 2135-2145.
- Amezketta, E., 1999. Soil aggregate stability: A review. *J. Sustain. Agricul.*, 14(2-3): 83-151.
- Amezketta, E., Singer, M.J. and Le Bissonnais, Y., 1996. Testing a new procedure for measuring water-stable aggregation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60(3): 888-894.
- Arlot, M.P., 1999. Nitrates dans les eaux. Drainage acteur, drainage témoin ?, Thèse de doctorat, Paris VI, 446 p.
- Assouline, S., 2004. Rainfall-induced soil surface sealing: a critical review of observations, conceptual models, and solutions. *Vadose Zone J.*, 3: 570-591.
- Assouline, S., 2006. Modeling the relationship between soil bulk density and water retention curve. accepted in *Vadose Zone J.*
- Assouline, S. and Mualem, Y., 1997. Modeling the dynamics of seal formation and its effect on infiltration as related to soil and rainfall characteristics. *Water Resour. Res.*, 33(7): 1527-1536.
- Assouline, S. and Mualem, Y., 2000. Modeling the dynamics of soil seal formation: Analysis of the effect of soil and rainfall properties. *Water Resour. Res.*, 36(8): 2341-2349.
- Assouline, S. and Mualem, Y., 2001. Soil seal formation and its effect on infiltration: Uniform versus nonuniform seal approximation. *Water Resources Research*, 37(2): 297-305.
- Assouline, S., Tavares-Filho, J. and Tessier, D., 1997. Effect of compaction on soil physical and hydraulic properties: experimental results and modeling. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61: 390-398.

- Assouline, S., Tessier, D. and Bruand, A., 1998. A conceptual model of the soil water retention curve. *Water Resour. Res.*, 34: 223-231.
- Augeard, B., Assouline, S., Fonty, A., Kao, C. and Vauclin, M., 2006. Hydraulic properties of rainfall-induced soil surface seals: Estimation from infiltration experiments and comparison with X-ray bulk density measurements. To be submitted.
- Augeard, B., Bresson, L.M., Assouline, S., Gascuel, C., Kao, C. and Vauclin, M., 2005a. Dynamics of seedbed bulk density: role of rainfall and water table depth. submitted to *Soil Sc. Soc. Am. J.*
- Augeard, B., Kao, C., Chaumont, C. and Vauclin, M., 2005b. Mechanisms of surface runoff genesis on a subsurface drained soil affected by surface crusting: A field investigation. *Phys. Chem. Earth, Parts A/B/C*, 30(8-10): 598-610.
- Augeard, B., Kao, C., Ledun, J., Chaumont, C. and Nédélec, Y., 2005c. Le ruissellement sur parcelles drainées : identification des mécanismes de genèse. *Ingénieries - EAT*, 43: 3-18.
- Auzet, A.V., 1987. L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture : aspects agronomiques, Min. Env., Min. Agri., CEREG-URA 95 CNRS.
- Auzet, A.V., 2000. Ruissellement, érosion et conditions de surface des sols à l'échelle de versants et petits bassins versants. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches., Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.
- Auzet, A.V., Boiffin, J. and Ludwig, B., 1995. Concentrated flow erosion in cultivated catchments: Influence of soil surface state. *Earth Surf. Proc. Landforms*, 20(8): 759-767.
- Auzet, A.-V., Poesen, J. and Valentin, C., 2002. Soil patterns as a key controlling factor of soil erosion by water. *Catena*, 46(2-3): 85-87.
- Baker, B.J., Fausey, N.R. and Islam, K.R., 2004. Comparison of soil physical properties under two different water table management regimes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 68: 1973-1981.
- Ball, B.C., Campbell, D.J. and Hunter, E.A., 2000. Soil compactibility in relation to physical and organic properties at 156 sites in UK. *Soil Tillage Res.*, 57(1-2): 83-91.
- Bartoli, F., Burtin, G., Royer, J.J., Gury, M., Gomendy, V., Philippy, R., Leviandier, T. and Gafrej, R., 1995. Spatial variability of topsoil characteristics within one silty soil type - Effects on clay migration. *Geoderma*, 68(4): 279-300.
- Bastos de Vasconcellos, C.A. and Amorim, J.C.C., 2001. Numerical simulation of unsaturated flow in porous media using a mass-conservative model. XVI brazilian congress of mechanical engineering (COBEM), 8: 139-148.
- Bates, D.M. and Watts, D.G., 1988. *Nonlinear regression analysis and its applications*. Wiley.
- Baumhardt, R.L., Römkens, M.J.D., Whisler, F.D. and Parlange, J.-Y., 1990. Modeling infiltration into a sealing soil. *Water Resour. Res.*, 26(10): 2497-2505.
- Beaugendre, H., Ern, A., Carlier, J.P., Ginzburg, I. and Kao, C., 2004. Finite element modeling of variably saturated flows in hillslopes with shallow water table, *Proceedings of the International*

- Conference, " Computational Methods in Water Resources ". June 2004, Chapel Hill, NC, USA. 12p (Ed. Elsevier).
- Belfort, B. and Lehmann, F., 2004. Modelisation of 1 D water movement in unsaturated porous media: estimation of equivalent conductivity. EGU General Assembly 2004.
- Betson, R.P., 1964. What is watershed runoff ? J. Geophys. Res., 69(8): 1541-1552.
- Blöschl, G., 2001. Scaling in hydrology. Hydrol. Process., 15: 709-711.
- Boiffin, J., 1976. Histoire hydrique et stabilité structurale de la terre. Ann. Agron., 27(4): 447-463.
- Boiffin, J., 1984. La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies, Thèse de l'INA Paris-Grignon, France, 320 pp.
- Boiffin, J., Hubert, B. and Durand, N., 2004. Agriculture et développement durable, enjeux et questions de recherche. INRA, édition.
- Bonell, M., 1993. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. J. Hydrol., 150(2-4): 217-275.
- Bosh, D.D. and Onstad, C.A., 1988. Surface seal hydraulic conductivity as affected by rainfall. Trans. ASAE, 31(4): 1120-1127.
- Bouarfa, S. and Zimmer, D., 2000. Water-table shapes and drain flow rates in shallow drainage systems. J. Hydrol., 235(3-4): 264-275.
- Bouwer, H., 1959. Theoretical aspects of flow above the water table in tile drainage of shallow homogeneous soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc.: 260-263.
- Bresler, E. and Kemper, D., 1970. Soil water evaporation as affected by wetting methods and crust formation. Soil Sci. Soc. Am. J., 34: 3-8.
- Bresson, L.M. and Boiffin, J., 1990. Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. Geoderma, 47(3-4): 301-325.
- Bresson, L.M. and Cadot, L., 1992. Illuviation and structural crust formation on loamy temperate soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 56: 1565-1570.
- Bresson, L.M. and Moran, C.J., 1995. Structural change induced by wetting and drying in seedbeds on a hardsetting soil with contrasting aggregate size distribution. Eur. J. Soil Sci., 46: 205-214.
- Bresson, L.M. and Moran, C.J., 1998. High-resolution bulk density images, using calibrated X-ray radiography of impregnated soil slices. Soil Sci. Soc. Am. J., 62(2): 299-305.
- Bresson, L.M. and Moran, C.J., 2003. Role of compaction versus aggregate disruption on slumping and shrinking of repacked hardsetting seedbeds. Soil Sci., 168(8): 585-594.
- Bresson, L.M., Moran, C.J. and Assouline, S., 2004. Use of bulk density profiles from X-radiography to examine structural crust models. Soil Sci. Soc. Am. J., 68(4): 1169-1176.

- Bresson, L.M. and Valentin, L.-M., 1994. Soil surface crust formation: contribution of micromorphology. In: G.S. Humphreys (Editor), *Soil microporphylogy: studies in management and genesis*. Developments in Soil Science 22. Elsevier, Amsterdam, pp. 737-762.
- Broadbridge, P. and White, I., 1988. Constant rate rainfall infiltration : a versatile nonlinear model 1. analytic solution. *Water Resour. Res.*, 24(1): 145-154.
- Bronick, C.J. and Lal, R., 2005. Soil structure and management: a review. *Geoderma*, 124(1-2): 3-22.
- Brooks, R.H. and Corey, A.T., 1964. *Hydraulics properties of porous media*, Hydrol. Pap. Colorado State Univ., Fort Collins, pp. 27.
- Cappus, P., 1960. *Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits*. La Houille Blanche, A: 493-520.
- Carsel, R.F. and Parrish, R.S., 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.*, 24(5): 755-769.
- Celia, M., Bouloutas, E. and Zarba, R., 1990. A general mass conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resour. Res.*, 26(7): 1483-1496.
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Govers, G., Lecomte, V., van Oost, K., Couturier, A., King, C. and Dubreuil, N., 2004. Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. *J. Hydrol.*, 299(1-2): 4-14.
- Cerdan, O., Souchere, V., Lecomte, V., Couturier, A. and Le Bissonnais, Y., 2001. Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff model: Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultural Management. *Catena*, 46(2-3): 189-205.
- Chahinian, N., 2004. *Paramétrisation multi-critère et multi-échelle d'un modèle hydrologique spatialisé de crue en milieu agricole*, Thèse de l'Univ. Montpellier II, 258 pp.
- Chen, Y., Tarchitzky, J., Brouwer, J., Morin, J. and Banin, A., 1980. Scanning electron microscope observations on soil crusts and their formation. *Soil Sci.*, 130: 49-55.
- Chiang, S.C., Radcliffe, D.E. and Miller, W.P., 1993. Hydraulic properties of surface seals in Georgia soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57: 1418-1426.
- Commission_européenne, 2000. Directive 2000/60/CE établissant un cadre pour une politique communautaire dans le domaine de l'eau. Journal officiel n° L327 du 22.12.2000.
- Corradini, C., Melone, F. and Smith, R.E., 2000. Modeling local infiltration for a two-layered soil under complex rainfall patterns. *J. Hydrol.*, 237(1-2): 58-73.
- Cosandey, C. and Robinson, M., 2000. *Hydrologie continentale*. Armand Colin, Paris.
- Cros-Cayot, S., 1996. *Distribution spatiale des transferts de surface à l'échelle du versant. Contexte armoricain*, Thèse de doctorat de l'ENSAR, 218 p.
- Cruse, R.M. and Larson, W.E., 1977. Effect of soil strength on soil detachment due to raindrop impact. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41: 777-781.

- CTGREF and Météorologie, D.d.I., 1979. Analyse des pluies de 1 à 10 jours sur 300 postes métropolitains, Paris.
- Darboux, F., 1999. Modélisations numérique et expérimentale du ruissellement, effet de la rugosité sur les distances de transfert, Thèse de Géosciences Rennes, 170 pp.
- De Marsily, G., 2004. Cours d'hydrogéologie.
- Defossez, P. and Richard, G., 2002. Models of soil compaction due to traffic and their evaluation. *Soil Tillage Res.*, 67(1): 41-64.
- Demarty, J., Otle, C., Braud, I., Olioso, A., Frangi, J.P., Bastidas, L.A. and Gupta, H.V., 2004. Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a SVAT model. *J. Hydrol.*, 287(1-4): 214-236.
- Dexter, A.R., 1988. Advances in characterization of soil structure. *Soil Tillage Res.*, 11(3-4): 199-238.
- Diekkruger, B. and Bork, H.R., 1994. Temporal variability of soil surface crust conductivity. *Soil Technol.*, 7(1): 1-18.
- Duan, Q.Y., Sorooshian, S. and Gupta, V., 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resour. Res.*, 28(4): 1015-1031.
- Dunne, T. and Black, R.D., 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England Watershed. *Water Resour. Res.*, 7: 1160-1172.
- Eching, S.O. and Hopmans, J.W., 1993. Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(5): 1167-1175.
- Edwards, W.M. and Larson, W.E., 1969. Infiltration of water into soils as influenced by surface seal development. *Trans. ASEA*, 12(4): 463-470.
- El-Gammal, H., Abdel-Dayem, S. and Dierickx, W., 1995. The effect of standing water above drains on the water table height midway between drains. *Irr. Drain. Systems*, 9: 59-72.
- Enright, P. and Madramootoo, C.A., 1994. Hydrologic response of surface and subsurface drained agricultural fields. *Canadian Agricultural Engineering*, 36(1): 15-24.
- Falayi, O. and Bouma, J., 1975. Relationships between the hydraulic conductance of surface crusts and soil management in a typic hapludalf. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39: 957-963.
- Farell, D.A. and Larson, W.E., 1972. Dynamics of the soil-water system during rainstorm. *Soil Sci.*, 113(2): 88-95.
- Fies, J.C. and Panini, T., 1995. Infiltrabilité et caractéristiques physiques de croûtes formées sur massifs d'agrégats initialement secs ou humides soumis à des pluies simulées. *Agron.*, 15: 205-220.
- Fies, J.C. and Stengel, P., 1981. Textural porosity of natural soils I. Method of measurements. *Agron.*, 1: 651-658.

- Fohrer, N., Berkenhagen, J., Hecker, J.M. and Rudolph, A., 1999. Changing soil and surface conditions during rainfall - Single rainstorm/subsequent rainstorms. *Catena*, 37(3-4): 355-375.
- Fox, D.M., Bryan, R.B. and Fox, C.A., 2004. Changes in pores characteristics with depth for structural crusts. *Geoderma*, 120: 109-120.
- Fox, D.M., Le Bissonnais, Y. and Quetin, P., 1998. The implications of spatial variability in surface seal hydraulic resistance for infiltration in a mound and depression microtopography. *Catena*, 32(2): 101-114.
- Friedel, M.J., 2005. Coupled inverse modeling of vadose zone water, heat, and solute transport: calibration constraints, parameter nonuniqueness, and predictive uncertainty. *J. Hydrol.*, 312(1-4): 148-175.
- Gasto, J.M., Grifoll, J. and Cohen, Y., 2002. Estimation of internodal permeabilities for numerical simulation of unsaturated flows. *Water Resources Research*, 38(12): 621-6210.
- Ghezzehei, T.A. and Or, D., 2003. Pore-space dynamics in a soil aggregate bed under a static external load. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67: 12-19.
- Gimenez, D., Dirksen, C., Miedema, R., Eppink, L. and Schoonderbeek, D., 1992. Surface sealing and hydraulic conductances under varying- intensity rains. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56(1): 234-242.
- Gomendy, V., 1996. Variabilités spatiale et temporelle des propriétés structurales et hydriques des horizons de surface de la couverture limoneuse du bassin versant de l'Orgeval (Brie). Thèse de l'Université Henri Poincaré, Nancy, 229 pp.
- Govers, G., Takken, I. and Helming, K., 2000. Soil roughness and overland flow. *Agron.*, 20: 131-146.
- Green, W.H. and Ampt, G.A., 1911. Studies on soil physics: 1. *J. Agr. Sci.*, 4: 1-24.
- Guérif, J., 1982. Compactage d'un massif d'agrégats : effet de la teneur en eau et de la pression appliquée. *Agron.*, 2(3): 287-294.
- Guérif, J., 1988. Résistance en traction des agrégats terreux : influence de la texture, de la matière organique et de la teneur en eau. *Agron.*, 8(5): 379-386.
- Gusli, S., Cass, A., MacLeod, D.A. and Blackwell, P.S., 1994. Structural collapse and strength of some Australian soils in relation to hardsetting. *Eur. J. Soil Sci.*, 45: 15-21.
- Gysi, M., 2001. Compaction of a eutric cambisol under heavy wheel traffic in Switzerland: field data and a critical state soil mechanics model approach. *Soil Tillage Res.*, 61: 133-142.
- Hammani, A., 2002. Modélisation couplée du drainage souterrain et du drainage de surface : application à la conception du drainage agricole dans le périmètre irrigué du Gharb (Maroc), Thèse de l'Engref, Paris et de l'IAV Hassan II, Maroc, 245 pp.
- Haverkamp, R., Ross, P.J., Smettem, K.R.J. and Parlange, J.Y., 1994. 3-Dimensional Analysis of Infiltration from the Disc Infiltrometer .2. Physically-Based Infiltration Equation. *Water Resour. Res.*, 30(11): 2931-2935.

- Haverkamp, R., Vauclin, M., Touma, J., Wierenga, P.J. and Vachaud, G., 1977. A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41: 285-294.
- Heddadj, D. and Gascuel-Oudou, C., 1999. Topographic and seasonal variations of unsaturated hydraulic conductivity as measured by tension disc infiltrometers at the field scale. *Eur. J. Soil Sci.*, 50(2): 275-283.
- Hill, M.C., 1998. Methods and guidelines for effective model calibration. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigation Report 98-4005. Available at: <http://water.usgs.gov/software/ucode.html> [28 nov 2005], Denver, Colorado.
- Hillel, D., 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press, New-York, 413 pp.
- Hillel, D. and Gardner, W.R., 1969. Steady infiltration into crust-topped profiles. *Soil Sci.*, 108(2): 137-142.
- Hillel, D. and Gardner, W.R., 1970. Transient infiltration into crust-topped profiles. *Soil Sci.*, 109(2): 69-76.
- Hooghoudt, S.B., 1952. Tile drainage and subirrigation. *Soil Sci.*, 74(35-48 cité dans Hundal, 1976).
- Hoover, J.R. and Jarrett, A.R., 1989. Field evaluation of shallow subsurface drains to vent soil air improve infiltration and reduce runoff. *Trans. ASAE*, 32(4): 1358-1364.
- Hopmans, J.W., Simunek, J., Romano, N. and Durner, W., 2002. Water retention and storage: inverse methods. In: J.H. Dane, Topp, G.C. (Eds) (Editor), *Methods of Soil Analysis, Part 4. Physical methods*, Soil Science Society of American Book series, vol. 5, Madison, WI, pp.963-1004.
- Horn, R., Way, T. and Rostek, J., 2003. Effect of repeated tractor wheeling on stress/strain properties and consequences on physical properties in structured arable soils. *Soil Tillage Res.*, 73(1-2): 101-106.
- Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Union*, 14: 446-460.
- Huang, C., Gascuel-Oudou, C. and Cros-Cayot, S., 2001. Hillslope topographic and hydrologic effects on overland flow and erosion. *Catena*, 46: 177-188.
- Huang, K., Mohanty, B.P. and van Genuchten, M.T., 1996. A new convergence criterion for the modified Picard iteration method to solve the variably saturated flow equation. *J. Hydrol.*, 178: 69-91.
- Hundal, S.S., Schwab, G.O. and Taylor, G.S., 1976. Drainage system effects on physical properties of a lakebed clay soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40: 300-305.
- Issa, O.M., Cousin, I., Le Bissonnais, Y. and Quetin, P., 2004. Dynamic evolution of the unsaturated hydraulic conductivity of a developing crust. *Earth Surf. Process. Landforms*, 29(9): 1131-1142.
- Istok, J.D. and Kling, G.F., 1983. Effect of subsurface drainage on runoff and sediment yield from an agricultural watershed in western Oregon, USA. *J. Hydrol.*, 65: 279-291.

- Jin, C.X. and Sands, G.R., 2003. The long-term field-scale hydrology of subsurface drainage systems in a cold climate. *Trans. ASAE*, 46(4): 1011-1021.
- Joel, A., Messing, I., Seguel, O. and Casanova, M., 2002. Measurement of surface water runoff from plots of two different sizes. *Hydrol. Process.*, 16: 1467-1478.
- Jordan, J.P., 1994. Spatial and temporal variability of stormflow generation processes on a Swiss catchment. *J. Hydrol.*, 153: 357-382.
- Kamphorst, E.C., Jetten, V., Guérif, J., Pitkänen, J., Iversen, B.V., Douglas, J.T. and Paz, A., 2000. Predicting depressional storage from soil surface roughness. *Soil Sc. Soc. Am. J.*, 64(5): 1749-1758.
- Kao, C., 2002. Fonctionnement hydraulique des nappes superficielles de fonds de vallées en interaction avec le réseau hydrographique, Thèse de l'ENGREF. 267 p.
- Kao, C., Bouarfa, S. and Zimmer, D., 2001. Steady state analysis of unsaturated flow above a shallow water-table aquifer drained by ditches. *J. Hydrol.*, 250(1-4): 122-133.
- Kao, C., Nedelec, Y. and Zimmer, D., 1998. Surface runoff mechanisms and modeling in subsurface drained fields. In L.C.Brown (Ed), 7th International Drainage Symp. "Drainage in the 21st century : food production and the environment." ASAE, Orlando, Florida USA. Proc. :, pp. 258-266.
- Kelleners, T.J., Soppe, R.W.O., Ayars, J.E., Simunek, J. and Skaggs, T.H., 2005. Inverse analysis of upward water flow in a groundwater table lysimeter. *Vadose Zone J.*, 4(3): 558-572.
- Kim, S., Delleur, J.W., Mitchell, J.K., Engel, B.E. and Walker, S.E., 1999. Simulation of runoff in agricultural watersheds with tile drains using an extended TOPMODEL. *Trans. ASAE*, 42(3): 639-650.
- Kirkham, D., 1957. Theory of land drainage, Drainage of agricultural lands. Agronomy monograph N°7, America Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- Klute, A. and Dirksen, C., 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity : laboratory methods, Method of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods. Second edition. A. Klute (ed). ASA Inc., SSSA Inc., Madison, Wisconsin, USA, pp. 687-734.
- Kool, J.B. and Parker, J.C., 1988. Analysis of the inverse problem for transient unsaturated flow. *Water Resour. Res.*, 24(6): 817-830.
- Kuczera, G. and Parent, E., 1998. Monte Carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models: the Metropolis algorithm. *J. Hydrol.*, 211(1-4): 69-85.
- Kutilek, M., 2003. Time-dependent hydraulic resistance of the soil crust: Henry's law. *J. Hydrol.*, 272(1-4): 72-78.
- Kwaad, F.J.P.M. and Mùcher, H.J., 1994. Degradation of soil structure by welding - a micromorphological study. *Catena*, 23: 253-268.
- Laliberte, G.E., Corey, A.T. and Brooks, R.H., 1966. Properties of unsaturated porous media. Hydro. Pap. 17, Colorado State Univ., Fort Collins, cité dans Mualem and Assouline (1989).

- Lamande, M., Hallaire, V., Curmi, P., Peres, G. and Cluzeau, D., 2003. Changes of pore morphology, infiltration and earthworm community in a loamy soil under different agricultural managements. *Catena*, 54(3): 637-649.
- Le Bissonnais, Y., 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. *Eur. J. Soil Sci.*, 47(4): 425-437.
- Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Chaplot, V., Fox, D., King, D. and Daroussin, J., 1998. Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m² to small catchments. *Soil Tillage Res.*, 46(1-2): 69-80.
- Le Bissonnais, Y., Cerdan, O., Lecomte, V., Benkhadra, H., Souchere, V. and Martin, P., 2005a. Variability of soil surface characteristics influencing runoff and interrill erosion. *Catena*, 62(2-3): 111-124.
- Le Bissonnais, Y., Cros-Cayot, S. and Gascuel-Oudou, C., 2002a. Topographic dependence of aggregate stability, overland flow and sediment transport. *Agron.*, 22(5): 489-501.
- Le Bissonnais, Y. et al., 2005b. Pan-European soil crusting and erodibility assessment from the European Soil Geographical Database using pedotransfert rules. *Adv. Environ. Monitor. Model.*, 2(1): 1-15.
- Le Bissonnais, Y. and Singer, M.J., 1992. Crusting, runoff, and erosion response to soil-water content and successive rainfalls. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56(6): 1898-1903.
- Le Bissonnais, Y., Thorette, J., Bardet, C. and Daroussin, J., 2002b. L'érosion hydrique des sols en France, Rapport INRA IFEN, 106 pp, Orléans.
- Ledun, J., 2004. Le déterminisme du ruissellement dans le bassin versant de Mélarchez, Rapport de stage de fin d'étude. DAA Agronomie et Environnement, INA-PG.
- Legout, C., Leguedois, S. and Le Bissonnais, Y., 2005. Aggregate breakdown dynamics under rainfall compared to aggregate stability measurements. *Eur. J. Soil Sci.*, 56(2): 225-237.
- Leguedois, S., 2003. Mécanismes de l'érosion diffuse des sols. Modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés., Thèse de l'Université d'Orléans, France, 156 pp.
- Lehmann, F. and Ackerer, P., 1997. Determining soil hydraulic properties by inverse method in one-dimensional unsaturated flow. *J. Environ. Qual.*, 26(1): 76-81.
- Leij, F.J., Ghezzehei, T.A. and Or, D., 2002. Modeling the dynamics of the soil pore-size distribution. *Soil Tillage Res.*, 64(1-2): 61-78.
- Lennoz-Gratin, C., 1991. Hydraulique à l'interface sol-drain. Application à la prévision du risque de colmatage minéral des drains agricoles., Cemagref, Montpellier, 316 pp.
- Leonard, J., 2000. Interaction entre le ruissellement et les macropores créés par les termites dans le cas d'un sol encroûté au Sahel, Thèse de l'Université de Paris VI, 180 pp.
- Leonard, J. and Andrieux, P., 1998. Infiltration characteristics of soils in Mediterranean vineyards in southern France. *Catena*, 32(3-4): 209-223.

- Lesaffre, B., 1988. Fonctionnement hydrologique et hydraulique du drainage souterrain des sols temporairement engorgés, Thèse de l'Université Paris VI, 334 pp.
- Lesaffre, B. and Zimmer, D., 1988. Subsurface drainage peak flows in shallow soil. *J. Irr. Drain. Eng.*, 114(3): 387-406.
- Lorre, E. and Papy, F., 1991. Modélisation des conditions d'intervention culturale ; essai dans le cas du drainage des sols à nappe perchée temporaire. In: I. Actes du colloque franco-polonais sur le drainage (Editor), Drainage des sols lourds, La Rochelle, 16-20 déc, 137-156.
- Lowery, B., Kling, G.F. and Vomocil, J.A., 1982. Overland flow from sloping land : effects of perched water tables and subsurface drains. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46: 93-99.
- Luxmoore, R.J., 1981. Micro-, meso-, and macroporosity of soil (comments). *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45: 671-672.
- Madramootoo, C.A., 1999. Planning and design of drainage systems. In: J. van Shilgaarde (Editor), *Agr. Drain. Madison, Wisconsin, USA*.
- Madsen, H., 2000. Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *J. Hydrol.*, 235(3-4): 276-288.
- Malet, J.P., Auzet, A.V., Maquaire, O., Ambroise, B., Descroix, L., Esteves, M., Vandervaere, J.P. and Truchet, E., 2003. Soil surface characteristics influence on infiltration in black marls: Application to the Super-Sauze earthflow (southern Alps, France). *Earth Surf. Proc. Landforms*, 28(5): 547-564.
- Mapa, R.B., Green, R.E. and Santo, L., 1986. Temporal variability of soil hydraulic properties with wetting and drying subsequent to tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50: 1133-1138.
- Marquardt, D.W., 1963. A algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters *SIAM. J. Appl. Math.*, 11: 431-441.
- Martin, P., 1997. Pratiques culturales, ruissellement et érosion diffuse sur les plateaux limoneux du Nord Ouest de l'Europe., Thèse INA P-G, 184 p.
- McIntyre, 1958a. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Sci.*, 85(4): 185-189.
- McIntyre, 1958b. Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impact. *Soil Sci.*, 85(5): 261-266.
- Mein, R.G. and Brown, B.M., 1978. Sensitivity of optimized parameters in watershed models. *Water Resour. Res.*, 14(2): 299-303.
- Mejdoub, S., 2003. Etude des processus de transferts de crues à l'échelle d'un bassin versant drainé par tuyaux enterrés, Rapport de DEA Biosphère continentale fonctionnement physique chimique et biologique, INAPG, Université Pierre et Marie Curie, Ecole Normale Supérieure.
- Mérot, P., 1988. Les zones de sources à surface variable et la question de leur localisation. *Hydrol. Cont.*, 3: 105-115.

- Minasny, B. and Field, D.J., 2005. Estimating soil hydraulic properties and their uncertainty: the use of stochastic simulation in the inverse modelling of the evaporation method. *Geoderma*, 126(3-4): 277-290.
- Mitchell, J.K., 1993. *Fundamentals of soil behaviour*, second edition. John Wiley & Sons, Inc., New-York.
- Monnier, G., Stengel, P. and Fies, J.C., 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Ann. agron.*, 24(5): 533-545.
- Montgomery, D.R. and Dietrich, W.E., 1995. Hydrologic processes in a low-gradient source area. *Water Resour. Res.*, 31(1): 1-10.
- Moore, I.D., 1981. Effect of surface sealing on infiltration. *Trans. ASAE*, 24: 1546-1552.
- Moran, C.J. and McBratney, A.B., 1992. Acquisition and analysis of 3-component digital images of soil pore structure .1. Method. *J. Soil Sci.*, 43(3): 541-549.
- Morin, J. and Benyamini, Y., 1977. Rainfall infiltration into bare soil. *Water Resour. Res.*, 13(5): 813-817.
- Morin, J., Benyamini, Y. and Michaeli, A., 1981. The effect of raindrop impact on the dynamics of soil surface crusting and water movement in the profile. *J. Hydrol.*, 52: 321-335.
- Mualem, Y., 1976. A new model predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 25: 513-522.
- Mualem, Y., 1986. Hydraulic conductivity of unsaturated soils, predictions and formulas, *Method of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods. Second edition.* A. Klute (ed). ASA Inc., SSSA Inc., Madison, Wisconsin, USA, pp. 799-823.
- Mualem, Y. and Assouline, S., 1989. Modeling soil seal as a nonuniform layer. *Water Resour. Res.*, 25(10): 2101-2108.
- Mualem, Y., Assouline, S. and Eltahan, D., 1993. Effect of Rainfall-Induced Soil Seals on Soil-Water Regime - Wetting Processes. *Water Resour. Res.*, 29(6): 1651-1659.
- Mullins, C.E., Blackwell, P.S. and Tisdall, J.M., 1992. Strength development during drying of a cultivated, flood-irrigated hardsetting soil. I. Comparison with a structurally stable soil. *Soil Tillage Res.*, 25(2-3): 113-128.
- Mullins, C.E., MacLeod, D.A., Northcote, K.H., Tisdall, J.M. and Young, Y.M., 1990. Hardsetting soils: behavior, occurrence and management. *Adv. Soil sci.*, 11: 37-108.
- Mullins, C.E. and Panayiotopoulos, K.P., 1984. The strength of unsaturated mixtures of sand and kaolin and the concept of effective stress. *J. Soil Sci.*, 35: 459-468.
- Nachabe, M.H., 2002. Analytical expressions for transient specific yield and shallow water table drainage. *Water Resour. Res.*, 38(10): 111-117.

- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. *J. Hydrol.*, 10(3): 282-290.
- Ndiaye, B., Esteves, M., Vandervaere, J.-P., Lapetite, J.-M. and Vauclin, M., 2005. Effect of rainfall and tillage direction on the evolution of surface crusts, soil hydraulic properties and runoff generation for a sandy loam soil. *J. Hydrol.*, 307(1-4): 294-311.
- Nearing, M.A. and Bradford, J.M., 1985. Single waterdrop splash detachment and mechanical properties of soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49: 547-552.
- Nédélec, Y., 2005. Interaction en crue entre drainage souterrain et assainissement agricole, Thèse de l'ENGREF, Paris, 230 pp.
- Nédélec, Y., Kao, C. and Chaumont, C., 2004. Réduction des transferts de crues dans les bassins versants agricoles fortement drainés : état des connaissances et des recherches. *Ingénieries - EAT*, 37: 3-21.
- Nishimura, T., Nakano, M. and Miyazaki, T., 1993. Properties of surface crusts of an andisol and their effects on soil-hydrological processes. *Catena supplément 24*: 17-28.
- Oberlin, G., 1991. Influence du drainage et de l'assainissement rural sur l'hydrologie. *Cemagref - Informations techniques*, 285(45-55).
- Ogden, F.L. and Watts, B.A., 2000. Saturated area formation on nonconvergent hillslope topography with shallow soils: A numerical investigation. *Water Resour. Res.*, 36(7): 1795-1804.
- Onofiok, O. and Singer, M.J., 1984. Scanning electron microscope studies of surface crusts formed by simulated rainfall. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48(5): 1137-1143.
- Onstad, C.A., Wolfe, M.L., Larson, C.L. and Slack, D.C., 1984. Tilled soil subsidence during repeated wetting. *Trans. ASAE*: 733-736.
- Or, D. and Ghezzehei, T.A., 2002a. Modeling post-tillage soil structural dynamics: a review. *Soil Tillage Res.*, 64: 41-59.
- Or, D. and Ghezzehei, T.A., 2002b. Modeling post-tillage soil structural dynamics: a review. *Soil Tillage Res.*, 64(1-2): 41-59.
- O'Sullivan, M.F. and Simota, C., 1995. Modelling the environmental impacts of soil compaction: a review. *Soil Tillage Res.*, 35(1-2): 69-84.
- Panabokke, C.R. and Quirk, J.P., 1956. Effect of initial water content on stability of soil aggregates in water. *Soil Sci.*, 83: 185-195.
- Paris, T., 2004. Etude du transfert d'eau et de solutés dans un sol à nappe superficielle drainée artificiellement, 180 p pp.
- Penel, M. and Papy, F., 1991. Etude de l'interaction entre drainage et état structural de la couche labourée sur l'évolution des profils hydriques d'un sol au printemps, *Etudes du Cemagref, Hydraulique Agricole n°10*, pp. 191-207.

- Perrin, C., Michel, C. and Andreassian, V., 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *J. Hydrol.*, 242(3-4): 275-301.
- Perrochet, P. and Musy, A., 1992. A simple formula to calculate the width of hydrological buffer zones between drained agriculture plots and nature reserve areas. *Irr. Drain. Systems*, 6: 69-81.
- Philip, J.R., 1957. The theory of infiltration : 1.The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.*, 84: 345-357.
- Philip, J.R., 1998. Infiltration into crusted soils. *Water Resour. Res.*, 34(8): 1919-1927.
- Planchon, O. and Darboux, F., 2002. A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models. *Catena*, 46(2-3): 159-176.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S. and Vetterling, W.T., 1989. *Numerical recipes*, Cambridge University Press, New-York.
- Raats, P.A.C. and Gardner, W.R., 1974. Movement of water in the unsaturated zone near a water table. In: J. Van Schilfgaarde (Editor), *Drainage for agriculture*, Agronomy series 17. Am. Soc. Agron. Madison, WI, pp. 311-357.
- Refes, M., 1997. Le ruissellement à l'échelle de la parcelle agricole : influence de l'état de surface et de l'état hydrique. *Parcelles drainées et non drainées, site expérimental de La Jaillièrè.*, DEA HHGG, Univ. Paris VI, ENSMP, ENGREF.
- Reichert, J.M. and Norton, L.D., 1995. Surface seal micromorphology as affected by fluidized bed combustion bottom-ash. *Soil Technol.*, 7(4): 303-317.
- Richard, G., Cousin, I., Sillon, J.F., Bruand, A. and Guerif, J., 2001. Effect of compaction on the porosity of a silty soil: influence on unsaturated hydraulic properties. *Eur. J. Soil Sci.*, 52(1): 49-58.
- Ritter, W.F., Rudra, R.P., Milburn, P.H. and Prasher, S., 1995. Drainage and Water-Quality in Northern United-States and Eastern Canada. *J. Irr. Drain. Eng.-Asce*, 121(4): 296-301.
- Robinson, M. and Rycroft, D.W., 1999. The impact of drainage on streamflow. In: J. van Shilfgaarde (Editor), *Agricultural drainage*. Madison, Wisconsin, USA.
- Roger-Estrade, J., Hallaire, V., Boizard, H., Cluzeau, D., Défossey, P., Pérès, G. and Richard, G., 2005. Dégénération et régénération de la structure des sols cultivés. In: Dunod (Editor), *Sols et environnement*, Paris.
- Roger-Estrade, J., Richard, G., Caneill, J., Boizard, H., Coquet, Y., Defossez, P. and Manichon, H., 2004. Morphological characterisation of soil structure in tilled fields: from a diagnosis method to the modelling of structural changes over time. *Soil Tillage Res.*, 79(1): 33-49.
- Roque, J., 2003. *Référentiel régional pédologique de l'île de France à 1/250000*. INRA, Orléans, France.
- Ross, P.J., 1990. Efficient numerical method for infiltration using Richards'equation. *Water Resour. Res.*, 26(2): 279-290.

- Roth, C.H., 1997. Bulk density of surface crusts: depth functions and relationships to texture. *Catena*, 29(3-4): 223-237.
- Roulier, S., 1999. Caractérisation hydro-dispersive in situ de sols non saturés par infiltration d'eau et de soluté. Cas de sols structurés et de sols hétérogènes, Thèse de l'Univ. J. Fourier Grenoble I, 267 pp.
- Roulier, S., Angulo-Jaramillo, R., Bresson, L.M., Auzet, A.V., Gaudet, J.P. and Bariac, T., 2002. Water transfer and mobile water content measurement in a cultivated crusted soil. *Soil Sci.*, 167(3): 201-210.
- Rousseva, S., Torri, D. and Pagliai, M., 2002. Effect of rain on the macroporosity at the soil surface. *Eur. J. Soil Sci.*, 53: 83-94.
- Scott, H.D., Mauromoustakos, I.P., Handayani, I.P. and Miller, D.M., 1994. Temporal variability of selected properties of loessial soil as affected by cropping. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58: 1531-1538.
- Sebillotte, M., 1968. stabilité structurale et bilan hydrique du sol, influence du climat et de la culture. *Ann. Agron.*, 19(4): 403-414.
- Shainberg, I., Levy, G.J., Rengasamy, P. and Frenkel, H., 1992. Aggregate stability and seal formation as affected by drops'impact energy and soil amendments. *Soil Sci.*, 154(2): 113-119.
- Sharma, P.P., Gantzer, C.J. and Blake, G.R., 1981. Hydraulic gradients across simulated rain-formed soil surface seals. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45: 1031-1034.
- Shirmohammadi, A. and Skaggs, R.W., 1984. Effect of soil surface conditions on infiltration for shallow water table soils. *Trans. ASAE*: 1780-1787.
- Shirmohammadi, A., Wenberg, R.D. and Ritter, W.F., 1995. Effect of Agricultural Drainage on Water-Quality in Mid-Atlantic States. *J. Irr. Drain. Eng.-Asce*, 121(4): 302-306.
- Sillon, J.F., 1999. Etude expérimentale et modélisation des effets de la structure de la couche labourée sur le régime hydrique du sol nu en phase de dessèchement : application à la prévision des jours disponibles, Thèse de l'INA PG, 223 pp.
- Simpson, M.J. and Clement, T.P., 2003. Comparison of finite difference and finite element solutions to the variably saturated flow equation. *J. Hydrol.*, 270(1-2): 49-64.
- Simunek, J., Angulo-Jaramillo, R., Schaap, M.G., Vandervaere, J.-P. and van Genuchten, M.T., 1998a. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension-disc infiltrometer data. *Geoderma*, 86(1-2): 61-81.
- Simunek, J., Sejna, M. and Van Genuchten, M.T., 1999. Hydrus-2D software packaging for simulating two dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably saturated media, version 2.0., IGWMC-TPS 70 International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, CO.
- Simunek, J., van Genuchten, M.T., Gribb, M.M. and Hopmans, J.W., 1998b. Parameter estimation of unsaturated soil hydraulic properties from transient flow processes. *Soil Tillage Res.*, 47(1-2): 27-36.

- Skaags, R.W. and van Shilgaarde, J., 1999. Agricultural drainage. Madison, Wisconsin, USA.
- Skaggs, R.W., 1978. A water management model for shallow water table soils. Report no. 134, North Carolina State Univ. Water resour. res. inst., Raleigh, N.C.
- Skaggs, R.W., Brevé, M.A. and Gilliam, J.W., 1994. Hydrology and water quality impacts of agricultural drainage. *Critical Reviews Environ. Sci. Technol.*, 24(1): 1-32.
- Skaggs, R.W., Nassehzadeh-Tabrizi, A. and Foster, G.R., 1982. Subsurface drainage effects on erosion. *J. Soil Water Cons.*, 37: 167-172.
- Skaggs, R.W. and Tang, Y.K., 1976. Saturated and unsaturated flow to parallel drains. *J. Irr. Drain. Div.*: 221-238.
- Smith, R.E. and Hebbert, R.H., 1983. Mathematical simulation of interdependent surface and subsurface hydrologic processes. *Water Resour. Res.*, 19(4): 987-1001.
- Smith, R.E. and Woolhiser, D.A., 1971. Overland flow on an infiltrating surface. *Water Resour. Res.*, 7(4): 899-913.
- Stengel, P., 1990. Caractérisation de l'état structural du sol. Objectifs et méthodes, La structure du sol et son évolution : conséquences agronomiques, maîtrise par l'agriculteur. Les colloques de l'INRA 53. J. Boiffin et A. Marin-Lafleche eds, INRA, Paris, pp. 15-36.
- Tackett, J.L. and Pearson, R.W., 1965. Some characteristics of soil crusts formed by simulated rainfall. *Soil Sci.*, 99: 407-413.
- Tarchitzky, J., Banin, A., Morin, J. and Chen, Y., 1984. Nature, formation and effects of soil crusts formed by water drop impact. *Geoderma*, 33(2): 135-155.
- Tebrugge, F. and During, R.-A., 1999. Reducing tillage intensity -- a review of results from a long-term study in Germany. *Soil Tillage Res.*, 53(1): 15-28.
- Toorman, A.F., Wierenga, P.J. and Hills, R.G., 1992. Parameter estimation of hydraulic properties from one-step outflow data. *Water Resour. Res.*, 28(11): 3021-3028.
- Trojan, M.D. and Linden, D.R., 1998. Macroporosity and hydraulic properties of earthworm-affected soils as influenced by tillage and residue management. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62: 1687-1692.
- Truman, C. and Bradford, J.M., 1990. Effect of antecedent soil moisture on splash detachment under simulated rainfall. *Soil Sci.*, 150(5): 787-798.
- Utomo, W.H. and Dexter, A.R., 1982. Changes in soil aggregate water stability induced by wetting and drying cycles in non-saturated soil. *J. Soil Sci.*, 33: 623-637.
- Van Dam, J.C., Stricker, J.N.M. and Droogers, P., 1994. Inverse method to determine soil hydraulic functions from multistep outflow experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58: 647-652.
- Van de Giesen, N.C., Stomph, T.J. and de Ridder, N., 2000. Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall-runoff dynamics in a West African catena landscape. *Hydrol. Process.*, 14: 165-175.

- Van der Ploeg, R.R., Horton, R. and Kirkham, D., 1999. Steady flow to drains and wells. In: J. van Shilgaarde (Editor), *Agricultural drainage*. Madison, Wisconsin, USA.
- van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 892-898.
- Vandervaere, J.-P., Peugeot, C., Vauclin, M., Jaramillo, R.A. and Lebel, T., 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *J. Hydrol.*, 188-189(1-4): 203-223.
- Vandervaere, J.P., Vauclin, M., Haverkamp, R., Peugeot, C., Thony, J.L. and Gilfedder, M., 1998. Prediction of crust-induced surface runoff with disc infiltrometer data. *Soil Sci.*, 163(1): 9-21.
- Vauclin, M., 1975. Etude expérimentale et numérique du drainage de nappes à surface libre. Influence de la zone non saturée., Doctorat d'Etat de l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 197 pp.
- Vrugt, J.A., Bouten, W. and Weerts, A.H., 2001. Information content of data for identifying soil hydraulic parameters from outflow experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65(1): 19-27.
- Wakindiki, I.I.C. and Ben-Hur, M., 2002. Soil mineralogy and texture effects on crust micromorphology, infiltration and erosion. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 66: 897-905.
- Wang, Q.J., 1991. The genetic algorithm and its application to calibrating conceptual rainfall-runoff models. *Water Resour. Res.*, 27(9): 2467-2471.
- Watson, K.K., Sardana, V.A., Sander, G.C. and Hogarth, W.L., 1997. Comparison of analytical and numerical results for nonhysteretic redistribution in a vertical bounded soil profile. *J. Hydrol.*, 198(1-4): 335-345.
- Watts, C.W., Dexter, A.R., Dumitru, E. and Arvidsson, J., 1996. An assessment of the vulnerability of soil structure to destabilisation during tillage. Part I. A laboratory test. *Soil Tillage Res.*, 37(2-3): 161-174.
- Wildenschild, D., Hopmans, J.W., Rivers, M.L. and Kent, A.J.R., 2005. Quantitative analysis of flow processes in a sand using synchrotron-based X-ray microtomography. *Vadose Zone Journal*, 4(1): 112-126.
- Yapo, P.O., Gupta, H.V. and Sorooshian, S., 1998. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *J. Hydrol.*, 204(1-4): 83-97.
- Youngs, E.G., 1999. Non-steady flow to drains. In: J. van Shilgaarde (Editor), *Agricultural drainage*. Madison, Wisconsin, USA.
- Zhang, X.X., Bengough, A.G., Crawford, J.W. and Young, I.M., 2002. Efficient methods for solving water flow in variably saturated soils under prescribed flux infiltration. *J. Hydrol.*, 260(1-4): 75-87.
- Zhang, Z.F., Ward, A.L. and Gee, G.W., 2003. Estimating soil hydraulic parameters of a field drainage experiment using inverse techniques. *Vadose Zone J.*, 2: 201-211.

- Zhu, J.T. and Mohanty, B.P., 2002. Analytical solutions for steady state vertical infiltration. *Water Resour. Res.*, 38(8): art. no.-1145.
- Zimmer, D., 1988. Transfert hydriques en sols drainés par tuyaux enterrés, Thèse de l'Université Paris VI, 326 pp.
- Zimmer, D., 2000. Drainage in Western Europe. In: ICID (Editor), Proc. of 8th ICID Int. Drain. Workshop, New-Dehli (India).
- Zimmer, D., 2002. Hydrologie de surface des zones à nappes superficielles. Habilitation à diriger les recherches, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Zou, Z.Y., Young, M.H., Li, Z. and Wierenga, P.J., 2001. Estimation of depth averaged unsaturated soil hydraulic properties from infiltration experiments. *J. Hydrol.*, 242(1-2): 26-42.

Annexe 1 : Transferts d'eau dans le sol : l'équation de Richards et sa résolution par le code utilisé dans le chapitre 3.

Dans cette annexe sont présentées les variables communément employées dans l'étude des transferts d'eau dans le sol et les différents concepts qui permettent de définir l'équation de Richards. Cette équation est appliquée dans le travail de thèse pour décrire les écoulements dans le massif de sol soumis à des simulations de pluie (chapitre 3) ainsi que les écoulements dans le sol drainé (chapitre 4). Le code développé pour répondre aux objectifs du chapitre 3 est également décrit.

L'équation de Richards

L'eau présente dans le sol est soumise à deux grands types de forces : la force de gravité et les forces de rétention de l'eau dans le sol. **Pour chacune de ces forces sont définis les potentiels dont elles dérivent : potentiel gravitaire et potentiel matriciel** (ou pression capillaire de l'eau). En physique du sol, il est commun d'exprimer ces potentiels p [M.L.T⁻²] en hauteur d'eau équivalente h en utilisant l'égalité

$$h = p / \rho_w g \quad \text{Équation A1}$$

où ρ_w [M.L⁻³] est la masse volumique de l'eau et g [L.T⁻²] la gravité

Le **potentiel gravitaire** correspond à l'altitude z [L] exprimée en fonction d'une référence (souvent la surface du sol)

$$h_g = z \quad \text{Équation A2}$$

Le **potentiel hydrique total**, H [L], résulte de la somme du potentiel de gravité et du potentiel de succion matricielle.

$$H = h + z \quad \text{Équation A3}$$

La circulation de l'eau dans le sol est contrôlée par les différences d'états énergétiques de l'eau. Or, l'énergie cinétique de l'eau est en général négligeable devant l'énergie potentielle, ou potentiel hydrique total, H , appelée aussi charge hydraulique. La circulation de l'eau dépend donc essentiellement du gradient de charge hydraulique, l'eau se déplaçant dans le sens des potentiels décroissants. Le coefficient de proportionnalité appelé **conductivité hydraulique** K [L.T⁻¹] ou coefficient de perméabilité traduit la résistance à l'écoulement exercée par le réseau de pores et dépend du degré de saturation en eau (part de la porosité qui participe à l'écoulement). Pour un sol anisotrope, la conductivité dépend aussi de la direction d'écoulement des flux.

Le débit par unité de surface q [L.T⁻¹] est donc proportionnel au gradient de charge hydraulique suivant la **loi de Darcy généralisée** : (ici le sol est considéré comme isotrope)

$$\vec{q} = -K(\theta) \cdot \overrightarrow{\text{grad}} H \quad \text{Équation A4}$$

L'équation de conservation de la masse d'eau, considérée comme incompressible, dans la matrice de sol supposée rigide, s'écrit :

$$\operatorname{div} \vec{q} = -\partial\theta/\partial t$$

Équation A5

Elle se combine avec l'équation de Darcy généralisée pour donner l'équation des écoulements en milieu non saturé, l'équation de Richards :

$$\operatorname{div} \left[K(\theta) \cdot \overrightarrow{\operatorname{grad} H} \right] = \partial\theta/\partial t$$

Équation A6

La résolution de cette équation nécessite de caractériser les propriétés hydrodynamiques du sol, c'est-à-dire des relations entre h , θ , et K . La qualité de la modélisation des transferts en zone non saturée dépend essentiellement du choix de ces relations. Des mesures sur un grand nombre d'échantillons de différents sols ont permis de retenir des familles de courbes formalisant ces relations (Raats and Gardner, 1974; Mualem, 1986). Deux formalismes de propriétés hydrodynamiques seront principalement utilisés dans le cadre de ce travail ; celui de Brooks et Corey (1964) et de Van Genuchten (1980) pour la courbe de rétention $\theta(h)$ et les courbes $K(\theta)$ associées selon la théorie de Mualem (1976).

Suivant le formalisme choisi et les conditions aux limites, il est alors possible de développer des solutions analytiques à l'équation de Richards en régime permanent, (Zhu and Mohanty, 2002) ou en régime transitoire (Philip, 1957; Broadbridge and White, 1988; Watson et al., 1997). En dehors de ces cas particuliers, l'équation de Richards nécessite des méthodes de résolution numériques.

Code numérique résolvant l'équation de Richards en 1D utilisé dans le chapitre 3.

La formation d'une croûte de battance se traduit par une évolution temporelle des propriétés hydrodynamiques lors d'une pluie. Cette option n'étant généralement pas prévue dans les modèles classiques de résolution de l'équation de Richards disponibles, nous avons décidé de développer un code numérique spécifique, ce qui permet d'avoir une grande liberté dans le choix des paramètres, des conditions initiales et des conditions à la limite.

L'évolution temporelle des paramètres hydrodynamiques nécessiterait formellement de modifier l'équation de Richards en introduisant les dérivées temporelles des paramètres relatifs à la description de la teneur en eau (notamment la teneur en eau à saturation et la teneur en eau résiduelle). Cette modification de l'équation de Richards n'est pas prise en compte.

Plusieurs techniques de résolution de l'équation de Richards ont été proposées dans la littérature et comparées : méthode des différences finies, des éléments finis, transformation de Kirschhoff... (e.g. Haverkamp et al., 1977; Celia et al., 1990; Ross, 1990; Zhang et al., 2002; Simpson and Clement, 2003). La méthode des différences finies, tout en restant simple à mettre en œuvre, se révèle assez robuste pour la modélisation des écoulements en une dimension (Simpson and Clement,

2003). Suivant le méthode des itérations de Picard modifiées (Celia et al., 1990), l'équation est discrétisée sous sa forme mixte et s'écrit au temps $t+\Delta t$, au nœud i :

$$\frac{\theta_i^{t+\Delta t} + \theta_i^t}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_i} (K_{i-1/2}^{t+\Delta t} \frac{h_{i-1}^{t+\Delta t} - h_i^{t+\Delta t}}{\Delta z_{i-1/2}} - K_{i+1/2}^{t+\Delta t} \frac{h_i^{t+\Delta t} - h_{i+1}^{t+\Delta t}}{\Delta z_{i+1/2}}) + \frac{1}{\Delta z_i} (K_{i-1/2}^{t+\Delta t} - K_{i+1/2}^{t+\Delta t}) \quad \text{Équation A7}$$

La valeur $\Delta z_{i\pm 1/2}$ est l'épaisseur de la maille entre le nœud i et $i\pm 1$. Δz_i est la moyenne arithmétique entre $\Delta z_{i-1/2}$ et $\Delta z_{i+1/2}$. $K_{i\pm 1/2}$ est la conductivité hydraulique effective entre les nœuds i et $i\pm 1$, calculée avec la moyenne arithmétique de chacune des conductivités. D'autres formulations de la conductivité effective entre les nœuds ont été proposées dans la littérature (par exemple Bastos de Vasconcellos and Amorim, 2001; Gasto et al., 2002; Belfort and Lehmann, 2004) ; ces travaux montrent lorsque le maillage est fin, la moyenne arithmétique donne des résultats satisfaisants (Bastos de Vasconcellos and Amorim, 2001).

Les valeurs de θ et de K au temps $t+\Delta t$ sont évaluées par une procédure itérative car elles dépendent de la solution de l'équation. L'originalité de la méthode des itérations de Picard modifiées réside dans le fait de conserver la forme mixte de l'équation en exprimant le terme inconnu de teneur en eau au temps $t+\Delta t$ à l'itération $p+1$ en fonction de la pression au temps $t+\Delta t$ à l'itération $p+1$ par un développement de Taylor au premier ordre.

$$\theta_i^{t+\Delta t, p+1} \approx \theta_i^{t+\Delta t, p} + C_i^{t+\Delta t, p} (h_i^{t+\Delta t, p+1} - h_i^{t+\Delta t, p}) \quad \text{Équation A8}$$

avec $C=d\theta/dh$ la capacité capillaire.

En substituant ce développement dans l'équation A7 et en regroupant les inconnues de pressions dans le membre de gauche, on obtient l'équation suivante :

$$\begin{aligned} -\frac{K_{i-1/2}^{t+\Delta t, p}}{\Delta z_i \Delta z_{i-1/2}} h_{i-1}^{t+\Delta t, p+1} + \left(\frac{C_i^{t+\Delta t, p}}{\Delta t} + \frac{K_{i-1/2}^{t+\Delta t, p}}{\Delta z_i \Delta z_{i-1/2}} + \frac{K_{i+1/2}^{t+\Delta t, p}}{\Delta z_i \Delta z_{i+1/2}} \right) h_i^{t+\Delta t, p+1} - \frac{K_{i+1/2}^{t+\Delta t, p}}{\Delta z_i \Delta z_{i+1/2}} h_{i+1}^{t+\Delta t, p+1} \\ = \frac{C_i^{t+\Delta t, p} h_i^{t+\Delta t, p} - (\theta_i^{t+\Delta t, p} - \theta_i^t)}{\Delta t} + \frac{K_{i-1/2}^{t+\Delta t, p} - K_{i+1/2}^{t+\Delta t, p}}{\Delta z_i} \quad \text{Équation A9} \end{aligned}$$

qui s'écrit plus simplement

$$M_i h_{i-1}^{t+\Delta t, p+1} + N_i h_i^{t+\Delta t, p+1} + O_i h_{i+1}^{t+\Delta t, p+1} = P_i \quad \text{Équation A10}$$

où M_i , N_i , O_i représentent les facteurs de chacune des pressions et sont explicités dans l'équation A9.

L'équation A10 doit être résolue pour tous les nœuds. Le système d'équation s'écrit sous la forme d'une matrice tridiagonale et se résout par la technique du pivot de Gauss.

Les conditions à la limite supérieure ou inférieure peut être de type pression imposée h_{imp} ou flux imposé Q_{imp} (en général égal à la pluie).

Pour les conditions de pression imposée, l'équation A10 associée au nœud extrême (ici le nœud 2 car la pression au nœud 1 est connue) devient :

$$N_2 h_2^{t+\Delta t, p+1} + O_3 h_3^{t+\Delta t, p+1} = P_2 - M_1 h_{imp} \quad \text{Équation A11}$$

Pour les conditions de flux imposé, l'équation A9 (qui correspond alors au nœud 1) s'écrit :

$$\left(\frac{C_i^{t+\Delta t,p}}{\Delta t} + \frac{K_{3/2}^{t+\Delta t,p}}{\Delta z_1 \Delta z_{3/2}}\right) h_1^{t+\Delta t,p+1} - \frac{K_{3/2}^{t+\Delta t,p}}{\Delta z_1 \Delta z_{3/2}} h_2^{t+\Delta t,p+1} = \frac{C_1^{t+\Delta t,p} h_1^{t+\Delta t,p} - (\theta_1^{t+\Delta t,p} - \theta_1^t)}{\Delta t} + \frac{K_{3/2}^{t+\Delta t,p}}{\Delta z_1} + \frac{Q_{imp}}{\Delta z_1}$$

Équation A12

En limite supérieure, la condition à la limite peut varier au cours des itérations. Ainsi, le programme passe en condition de pression nulle imposée lorsque la pression en surface devient positive. Par la suite, il est possible de revenir à une condition de débit imposé lorsque le débit passant à travers la première maille est inférieur à ce débit imposé.

La modification des paramètres liés à la formation de la croûte de battance est prise en compte à chaque pas de temps de calcul. Au sein d'un même pas de temps, les itérations permettent de converger vers la solution. La Figure A1 présente les entrées et les sorties du modèle, les principales étapes de calcul, ainsi que les seuils utilisés pour franchir ces étapes. Différentes validations de ce code ont été effectuées par comparaison aux solutions analytiques proposées par Philip (1957), Broadbridge et White (1988) et Zhu and Mohanty (2002).

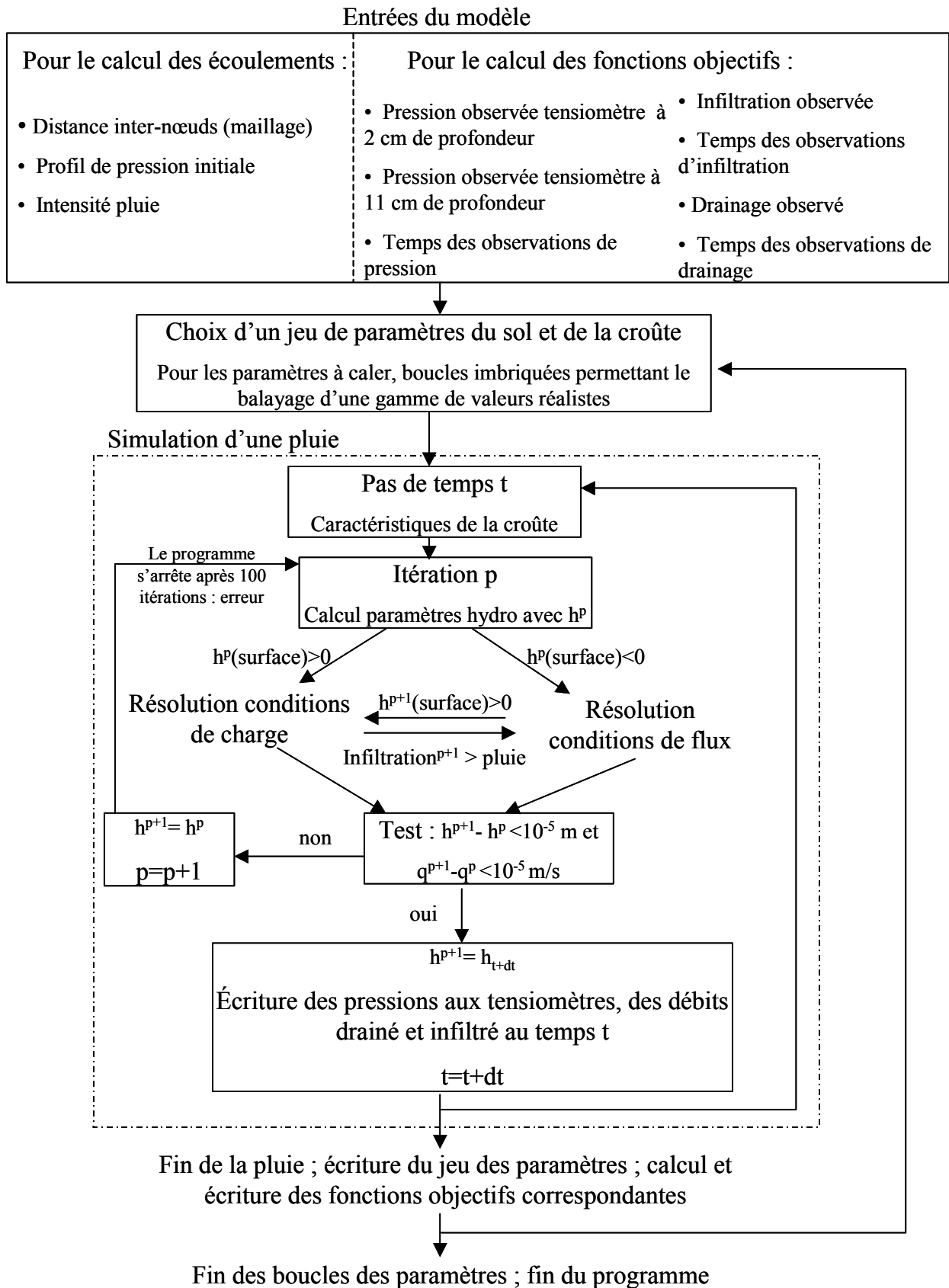


Figure A1. Schéma de fonctionnement du modèle numérique utilisé.

Annexe 2 : mesures de masse volumique aux rayons X

Cette annexe présente les principes de la mesure de masse volumique par radiographie aux rayons X. Cette technique est utilisée dans les chapitres 2 et 3 du mémoire. L'article de Bresson et Moran (1998) décrit plus en détail le protocole et les étapes des différents calculs.

Radiographie

Les échantillons de sol non perturbés (8x5x5 cm) sont prélevés après ressuyage du sol en fin de simulation de pluie. Ce prélèvement est délicat car il doit induire un minimum de perturbation dans la structure du sol. Les échantillons sont ensuite séchés à l'air libre puis en étuve à 40 °C, avant d'être imprégnés de résine qui polymérise et permet de les découper en 3 plaquettes d'épaisseur 5 mm (Figure A2). (pour l'expérience du chapitre 3, certaines ont été découpées plus finement, à 2 mm, pour obtenir 4 plaquettes par échantillon).

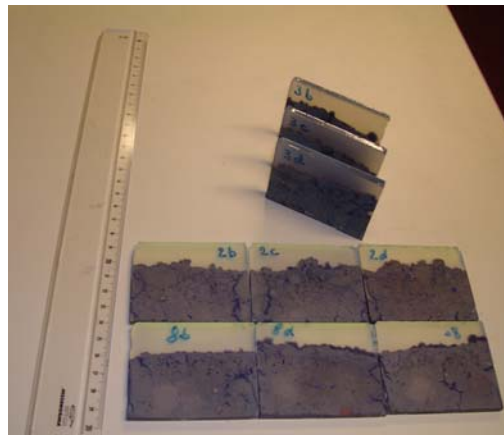


Figure A2. Plaquettes issues de 3 échantillons.

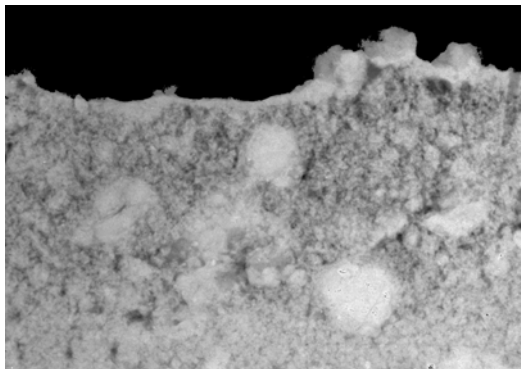
Ces plaquettes, posées sur du papier photo, sont soumises aux rayons X. La radiographie est effectuée dans une sorte de cheminée isolée par du plomb pour éviter toute contamination. Le temps d'exposition aux rayons X dépend notamment de l'épaisseur de la plaquette et du papier photo utilisé, est compris entre 20 s et 45 s. Le papier photo est d'autant moins impressionné que la quantité de sol traversé est importante. La photo ainsi obtenue est numérisée et les niveaux de gris sont corrélés avec la masse volumique du sol.

Relation entre les niveaux de gris de la photo et la masse volumique de la plaquette

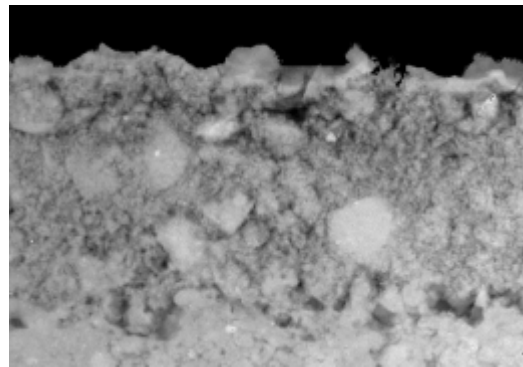
La relation entre masse volumique du sol et niveaux de gris est obtenue en utilisant des lames de verre d'épaisseur différente comme étalon. La procédure de calibrage comporte trois étapes :

- caractérisation de la relation entre les niveaux de gris de l'image et l'épaisseur de verre ;
- estimation du rapport entre le coefficient d'atténuation du verre et ceux de la résine et du sol en utilisant une brique de sol compactée de densité et d'épaisseur connues ;
- correction de l'hétérogénéité du champ de radiation des rayons estimée grâce à une radiographie ne contenant pas de plaquette.

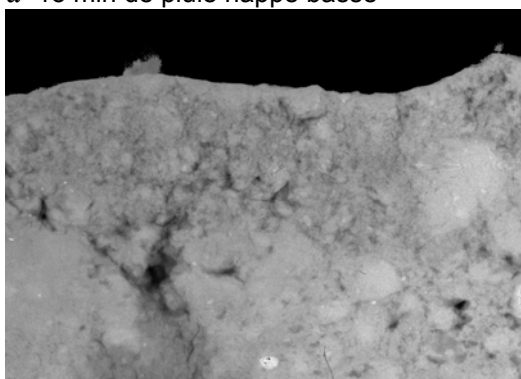
Après calcul, chaque pixel de l'image corrigée a un niveau de gris (compris entre 0 et 255) égal à 100 fois la masse volumique, exprimée en g/cm^3 , en ce point (voir Figure A3).



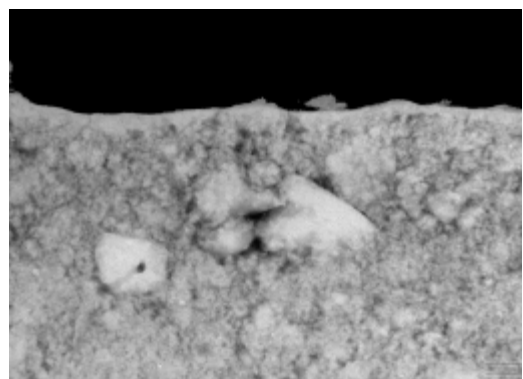
a- 15 min de pluie nappe basse



b- 40 min de pluie, nappe haute



c- 15 min de pluie, nappe haute



d- 40 min de pluie, nappe haute

Figure A3. Profils de sols obtenus par radiographie aux rayons X dans les différentes conditions de l'expérience du chapitre 2. Les couleurs claires indiquent que la masse volumique est élevée.

Calcul du profil de masse volumique

Pour obtenir les courbes de masse volumique suivant la profondeur, les valeurs ponctuelles doivent être moyennées le long de lignes parallèles à la surface. Comme expliqué dans les chapitres 2 et 3, le découpage utilisé provient du logiciel Visilog® (Noesis, Les Ulys, France). Un exemple de ce découpage est présenté sur la Figure A4. Il permet d'aplanir progressivement les lignes de pixels à mesurer à mesure que la profondeur augmente.

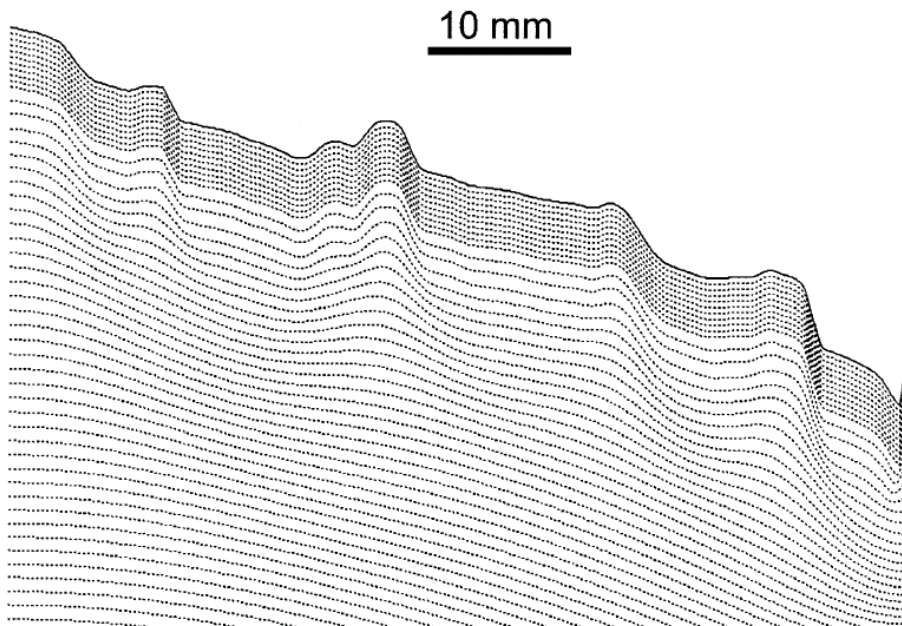


Figure A4. Représentation des lignes utilisées pour calculer les moyennes de masse volumique associée à chaque pixel, extrait de Bresson et Moran (1998).

Annexe 3 : Comparaison entre données simulées et mesurées lors des expériences de formation d'une croûte de battance sur petits bacs (chapitre 3)

Cette annexe présente l'ensemble des graphiques de comparaison entre les mesures et les simulations présentées dans la partie 3.2. Le jeu optimal de paramètres ainsi que les critères de Nash associés aux simulations sont rappelés pour chaque expérience.

Rappel sur les calculs d'incertitudes associées aux mesures

Tensiométrie :

Les valeurs utilisées pour le calage des paramètres correspondent en général à la moyenne des 2 tensiomètres situés à la même profondeur.

L'incertitude associée à cette valeur est une combinaison de l'incertitude associée à la mesure d'un tensiomètre (1 cm) et de l'incertitude associée à la variabilité entre les deux tensiomètres. Cette dernière est évaluée par la moyenne de la valeur absolue des différences entre ces tensiomètres.

Pour les expériences Méla 30 / pluie2, PDC 30 / pluie 1 et pluie 3, la mesure d'un seul tensiomètre à 11 cm de profondeur a été utilisée pour le calage, le second tensiomètre présentant manifestement des valeurs aberrantes. L'incertitude est donc de 1 cm.

Débit drainé :

L'incertitude est une combinaison de l'incertitude de la mesure de l'auget basculeur et de l'incertitude liée à la collecte et à l'acheminement de l'eau vers l'auget. Cette dernière est estimée égale à l'écart-type des mesures en régime permanent. Elle est souvent prépondérante sur l'autre.

Débit infiltré :

L'incertitude est une combinaison de, l'incertitude associée à la mesure de la pluie, l'incertitude de la mesure du ruissellement par l'auget basculeur et de l'incertitude associée à la collecte et le transfert du ruissellement. La première est estimée par l'écart-type des mesures

Les incertitudes sur les débits ne tiennent pas compte des décalages temporels éventuels entre le moment où l'eau entre dans le peigne de collecte de ruissellement et le moment où elle arrive dans l'auget basculeur. Ce temps peut être long pour les premiers écoulements qui doivent humecter progressivement les matériaux le long du trajet où ont pu se déposer des sédiments.

Expérience PDC 30 : Sol du Pays de Caux, pression imposée en surface –30 cm de hauteur d'eau

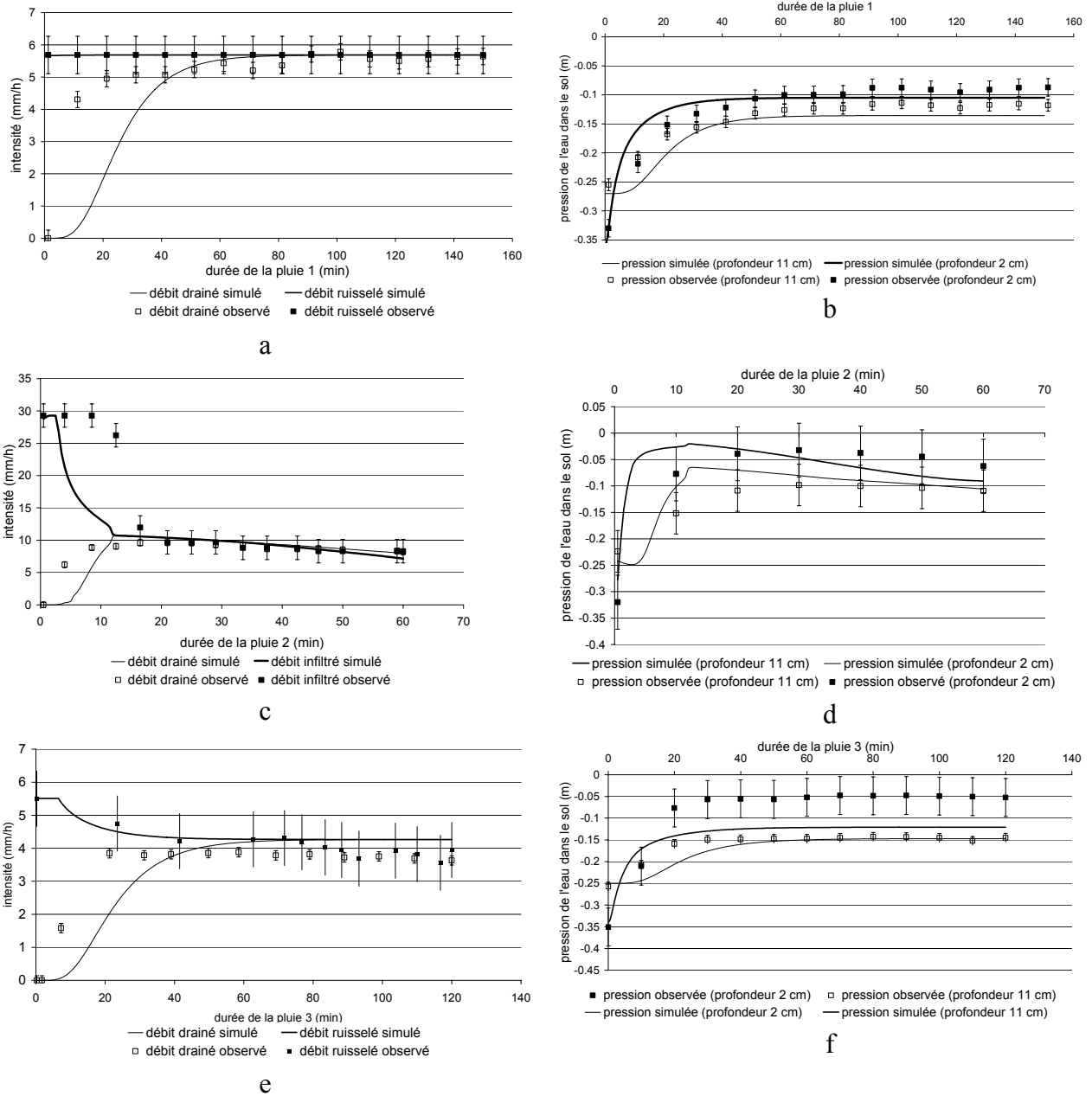


Figure A 5. Débits (b, d, f) pressions (a, c, e) simulés et mesurés pour les pluies 1 (a, b), 2 (c,d) et 3 (e, f) de l'expérience PDC 30.

Paramètres calés :

θ_s	θ_r	$h_a(m)$	$K_s(m/s)$	λ	$K_{sm}(m/s)$	$\beta (kg\ m^{-3}\ s^{-1})$	$\Delta\rho_{max}(kg/m^3)$	$d_c(m)$	$c(m^3/kg)$	$\rho_i(kg/m^3)$
0,38	0,02	-0,09	$2 \cdot 10^{-6}$	0,06	$5 \cdot 10^{-8}$	0,25	350	0,014	$1,5 \cdot 10^{-4}$	1225

Coefficient de Nash pour chaque pluie et chaque fonction objectif

	Pression 2 cm	Pression 11 cm	Infiltration	Drainage	Moyenne
pluie 1	0,91	0,61	-	-0,17	0,45
pluie2	0,86	0,65	0,51	0,41	0,61
pluie 3	-1,33	0,28	0,51	0,71	0,05

Expérience PDC 70 : Sol du Pays de Caux, pression imposée en surface -70 cm de hauteur d'eau

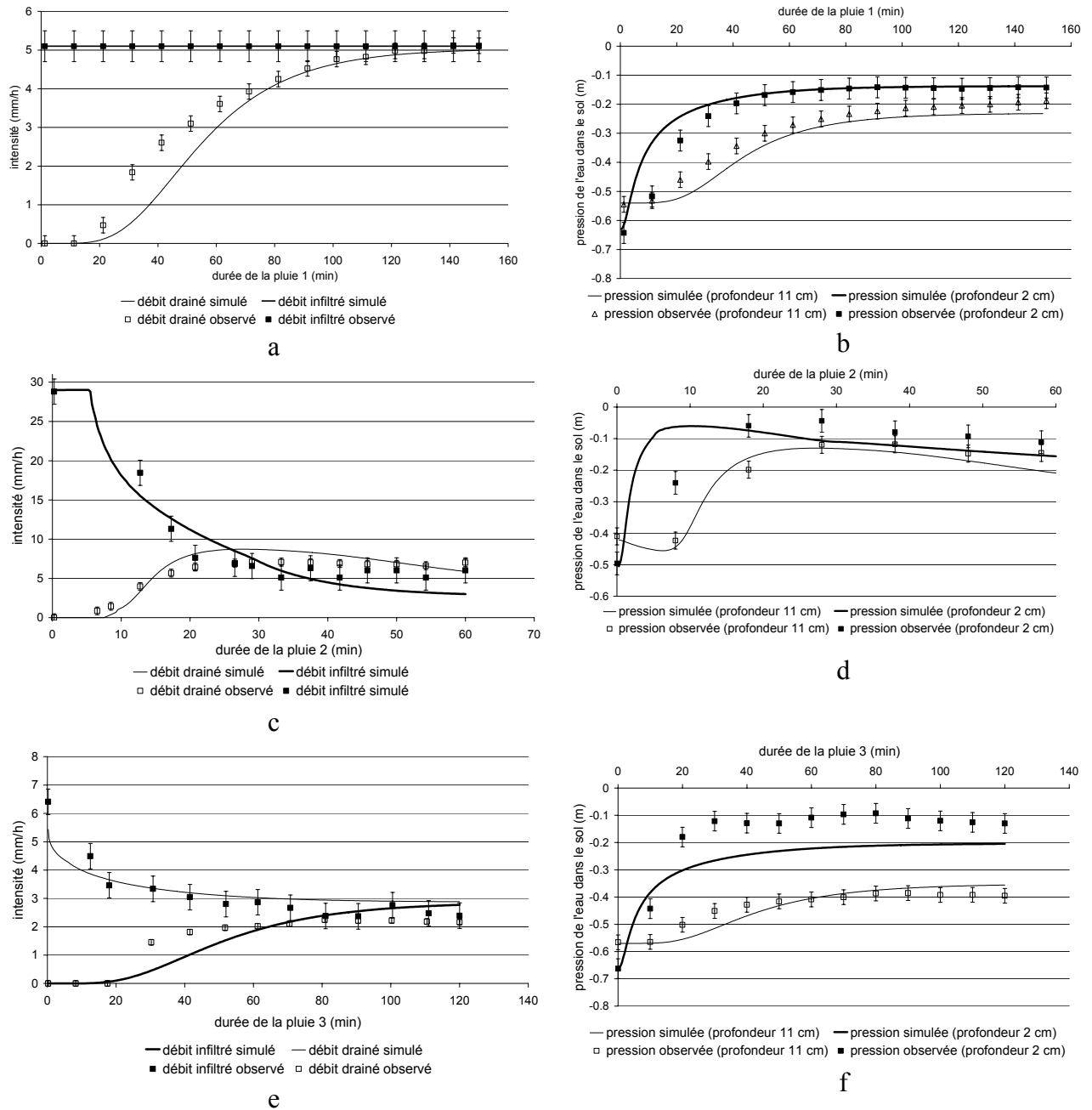


Figure A 6. Débits (b, d, f) pressions (a, c, e) simulés et mesurés pour les pluies 1 (a, b), 2 (c,d) et 3 (e, f) de l'expérience PDC 70.

Paramètres calés :

θ_s	θ_r	$h_a(m)$	$K_s(m/s)$	λ	$K_{sm}(m/s)$	$\beta (kg\ m^{-3}\ s^{-1})$	$\Delta\rho_{max}(kg/m^3)$	$d_c(m)$	$c (m^3/kg)$	$\rho_i(kg/m^3)$
0,41	0,02	-0,11	$2\ 10^{-6}$	0,09	$2\ 10^{-8}$	0,5	400	0,013	$2,17\ 10^{-4}$	1325

Coefficient de Nash pour chaque pluie et chaque fonction objectif :

	Pression 2 cm	Pression 11 cm	Infiltration	Drainage	Moyenne
pluie 1	0,91	0,89	-	0,91	0,90
pluie 2	0,89	0,91	0,89	0,83	0,88
pluie 3	-0,33	0,60	0,46	0,71	0,36

Expérience Méla 30 : Sol de Mélarchez, pression imposée en surface –30 cm de hauteur d'eau

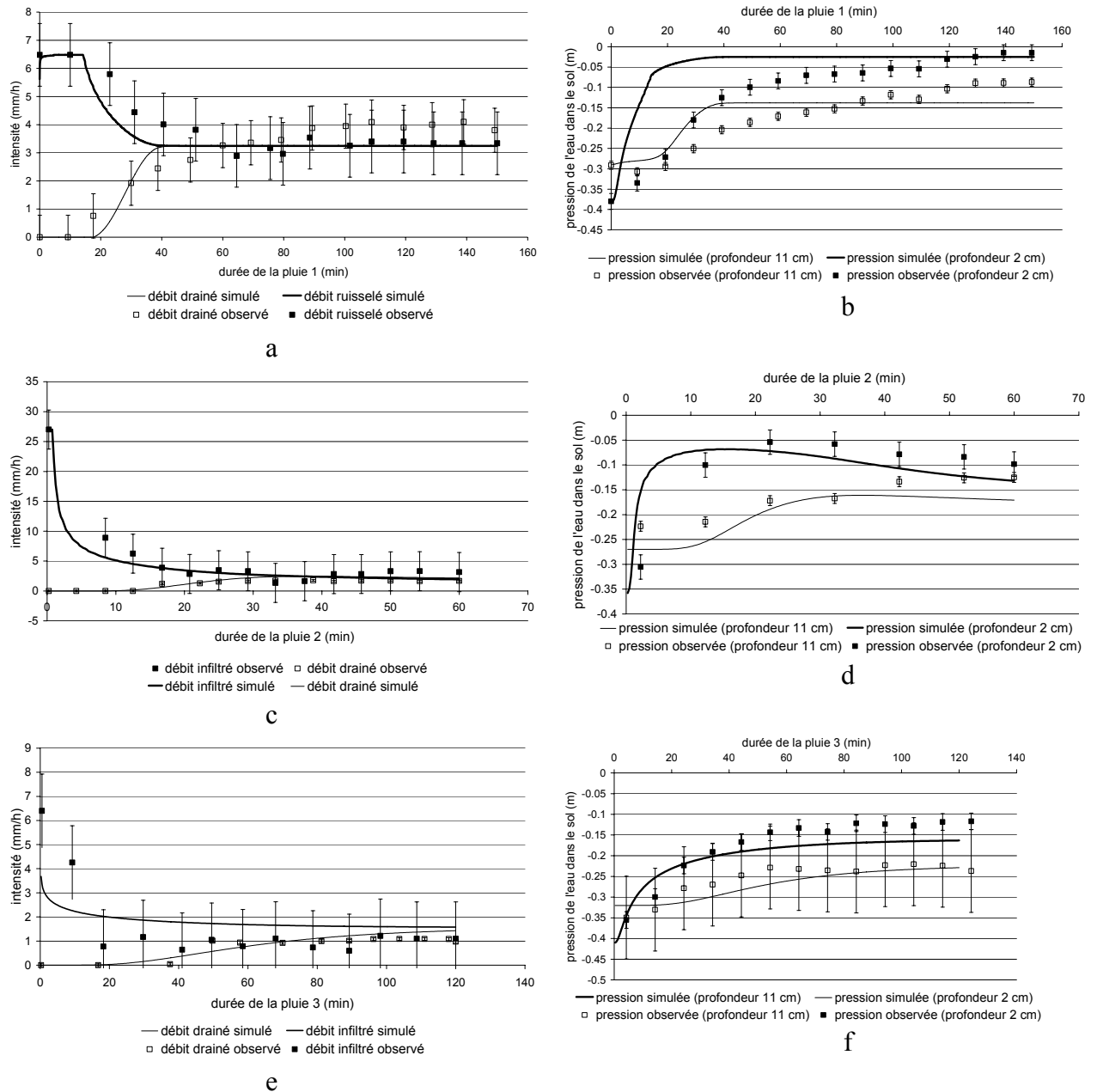


Figure A 7. Débits (b, d, f) pressions (a, c, e) simulés et mesurés pour les pluies 1 (a, b), 2 (c,d) et 3 (e, f) de l'expérience Méla 30.

Paramètres calés :

θ_s	θ_r	$h_a(m)$	$K_s(m/s)$	λ	$K_{sm}(m/s)$	$\beta (kg\ m^{-3}\ s^{-1})$	$\Delta\rho_{max}(kg/m^3)$	$d_c(m)$	$c (m^3/kg)$	$\rho_l(kg/m^3)$
0,37	0,02	-0,15	$4\ 10^{-7}$	0,08	$3\ 10^{-8}$	0,3	450	0,014	$9,78\ 10^{-5}$	1025

Coefficient de Nash pour chaque pluie et chaque fonction objectif :

	Pression 2 cm	Pression 11 cm	Infiltration	Drainage	Moyenne
pluie 1	0,34	0,71	0,80	0,83	0,67
pluie2	0,39	0,14	0,62	0,54	0,42
pluie 3	0,76	0,67	0,42	0,63	0,62

Expérience Méla 70 : Sol de Mélarchez, pression imposée en surface -70 cm de hauteur d'eau

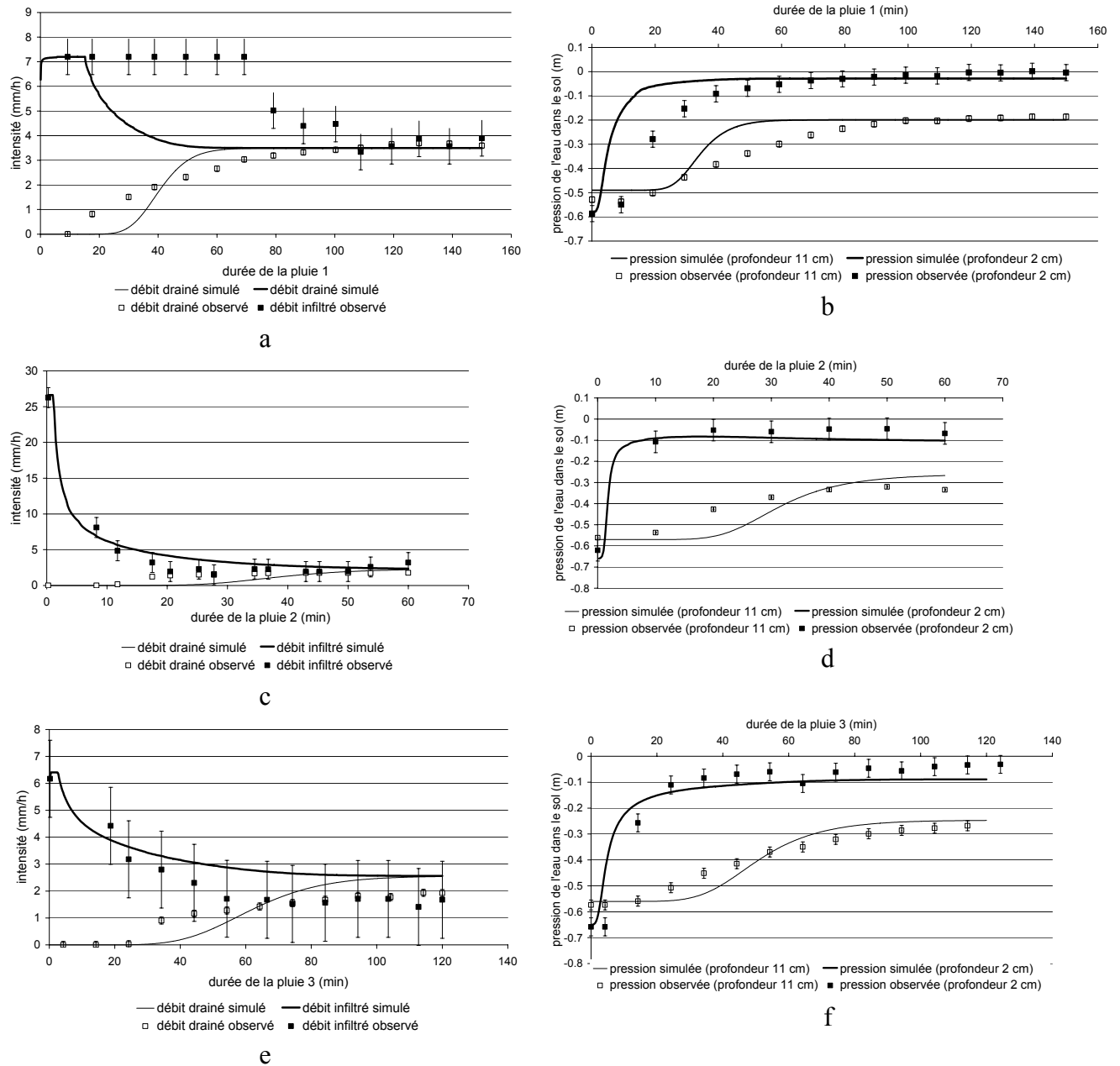


Figure A 8. Débits (b, d, f) pressions (a, c, e) simulés et mesurés pour les pluies 1 (a, b), 2 (c,d) et 3 (e, f) de l'expérience Méla 70.

Paramètres calés :

θ_s	θ_r	$h_a(m)$	$K_s(m/s)$	λ	$K_{sm}(m/s)$	$\beta (kg\ m^{-3}\ s^{-1})$	$\Delta\rho_{max}(kg/m^3)$	$d_c(m)$	$c (m^3/kg)$	$\rho_i(kg/m^3)$
0,37	0,02	-0,12	$4\ 10^{-7}$	0,07	$2\ 10^{-7}$	0,3	300	0,010	$1,75\ 10^{-4}$	1100

Coefficient de Nash pour chaque pluie et chaque fonction objectif :

	Pression 2 cm	Pression 11 cm	Infiltration	Drainage	Moyenne
pluie 1	0,60	0,82	-0,19	0,85	0,52
pluie2	0,10	0,75	0,87	0,85	0,64
pluie 3	0,80	0,88	0,59	0,46	0,68

Annexe 5 :

Analyse fréquentielle des pluies horaires du bassin versant de Mélarchez

Cette annexe s'appuie en partie sur le chapitre 3 du Cours "Hydrologie générale" du Prof. A.Musy (cours disponible sur internet <http://hydram.epfl.ch/e-drologie/chapitres/chapitre3/main.html>)

L'objectif de l'analyse fréquentielle est de quantifier les périodes de retour des pluies d'une région donnée. Dans le cadre de notre étude, cette analyse est appliquée aux précipitations autour du site expérimental de Mélarchez (77) et les résultats obtenus sont utilisés pour caractériser les épisodes pluvieux conduisant à l'apparition du ruissellement.

Les précipitations sont décrites à la fois par la hauteur d'eau tombée et la durée de l'épisode pluvieux. La première étape de l'analyse fréquentielle consiste à déterminer pour une durée de pluie donnée, la probabilité qu'une intensité i soit inférieure ou égale à une valeur x_i (i.e. la valeur x_i n'est pas dépassée). En supposant que i est une variable aléatoire, cette probabilité s'écrit :

$$F(x_i) = P(i \leq x_i) \quad \text{Equation [A13]}$$

Cette probabilité est aussi appelée fréquence de non-dépassement ou probabilité de non-dépassement. Son complément à l'unité $1 - F(x_i)$ correspond à la probabilité de dépassement, fréquence de dépassement ou encore fréquence d'apparition.

On définit alors **le temps de retour** T d'un événement comme étant l'inverse de la fréquence d'apparition de l'événement. Soit :

$$T = \frac{1}{1 - F(x)} \quad \text{Equation [A14]}$$

Ainsi, l'intensité d'une pluie de temps de retour T est l'intensité qui sera dépassée en moyenne toutes les T années (ou jours, suivant le pas de temps choisi). Pour une même fréquence d'apparition - donc un même temps de retour - l'intensité d'une pluie est d'autant plus forte que sa durée est courte. Les relations entre les intensités, la durée et la fréquence d'apparition des pluies sont représentées selon des courbes caractéristiques, appelées **courbes intensités/durées/fréquences**. La fréquence est en fait exprimée par la notion de temps de retour.

Construction des courbes intensité/durée/fréquence du bassin versant de Mélarchez

Notre étude se focalise sur les pluies tombées pendant la saison hivernale. La période retenue s'étale du 1^{er} novembre au 31 mars afin de contenir, en moyenne, les saisons de drainage

intense. Les données pluviométriques horaires (pas de temps minimal disponible) du pluviomètre situé à proximité du site ont donc été rassemblées, les premières mesures datant de 1972.

La fonction de distribution empirique $F_{\text{emp}}(x)$ (Eq. [A13]) des données horaires se construit assez simplement : pour chaque intensité x_i fixée, $F_{\text{emp}}(x_i)$ correspond au rapport entre le nombre d'heures où l'intensité est inférieure à x_i et le nombre total d'heures observées.

La fonction de distribution des pluies de durées supérieures à l'horaire nécessite une attention particulière. Les intensités moyennes des pluies, calculées toutes les heures (moyenne glissante ou moyenne mobile), sont nulles si une des intensités horaires utilisées pour le calcul est nulle. De plus, un même événement ne doit pas être comptabilisé plusieurs fois.

Ainsi, pour une durée de 10 h, la technique consiste à chercher l'intensité maximale de la série des moyennes mobiles de pluies de 10 h de durée effective, noter cette intensité maximale, supprimer les 10 données horaires ayant servi pour le calcul et refaire le même travail sur cette série tronquée jusqu'à suppression de toutes les données. **La fonction de distribution porte donc sur les intensités maximales des pluies d'une durée donnée.**

Notons que l'utilisation de moyenne mobile diffère de celle de données moyennées à pas de temps régulier. Ainsi, les données journalières de pluie mesurée à une même heure de la journée seraient en moyenne inférieures de 14 % aux données obtenues avec une moyenne glissante (Sevruck et Geiger, cité dans Cosandey et Robinson, 2000).

Une fois ces fonctions de distribution empirique obtenues pour différentes durées de pluie, un modèle statistique judicieusement choisi doit y être ajusté. L'objectif de cet ajustement est de connaître par extrapolation les intensités de pluie correspondantes à des périodes de retour fixées pour les durées de pluie étudiées. Parmi les lois plus souvent usitées, citons la loi de Gumbel (double exponentielle), la loi log-normale (simple exponentielle).

Loi de Gumbel

$$F(x) = \exp\left(-\exp\left(-\frac{x-a}{b}\right)\right)$$

Loi log-normale

$$F(x) = 1 - \exp\left(-\frac{x-a}{b}\right)$$

ou a et b sont 2 paramètres à caler pour chaque durée de pluie. L'ajustement de a et b est obtenu en minimisant les erreurs quadratiques par une régression non linéaire.

Les deux approches ont été comparées. La loi log normale est celle qui présente le meilleur ajustement (erreurs quadratiques minimales entre cette loi et la fonction de distribution empirique).

Cependant pour les durées supérieures à 5 h, les écarts entre cette loi et la distribution empirique augmentent, notamment pour les périodes de retour longues.

En utilisant la loi log-normale, il est possible de déterminer les points servant à tracer les courbes intensités/durées/fréquences. Différentes formulations analytiques ont été proposées pour représenter ces courbes ainsi obtenues et pouvoir les manipuler plus aisément. Une des plus utilisées est la formule de Montana qui s'écrit pour une période de retour T donnée :

$$i = \frac{A}{d^B}$$

Avec i l'intensité de pluie, d , la durée, A et B des paramètres à caler

Les paramètres A et B dépendent de la période de retour, T . Montana propose la relation suivante :

$$A = C + D \times \ln(T)$$
$$B = 1 - \frac{1}{E + F \times \ln(T)}$$

C , D , E et F sont des paramètres à caler. Après calage des paramètres A et B pour les périodes de retour calculées sur notre échantillon, nous avons constaté que la deuxième loi empirique ne reproduisait pas l'évolution du paramètre B avec la période de retour. Aussi, nous avons utilisé une autre formulation de la relation entre B et T :

$$B = \frac{E}{T} + F$$

Les paramètres calculés pour des périodes de retour en jours sont :

$$C = 0,96$$

$$D = 0,89$$

$$E = 2,48$$

$$F = 0,44$$

Notons que ces coefficients sont définis seulement pour les gammes de durées, d'intensités et de périodes de retour proches de celles couvertes par l'échantillon ayant servi pour leurs calculs.

La différence entre ces courbes analytiques d'intensités/durées/fréquences et les points déterminés par la loi log-normale de la distribution empirique des intensités est représentée sur la Figure A9.

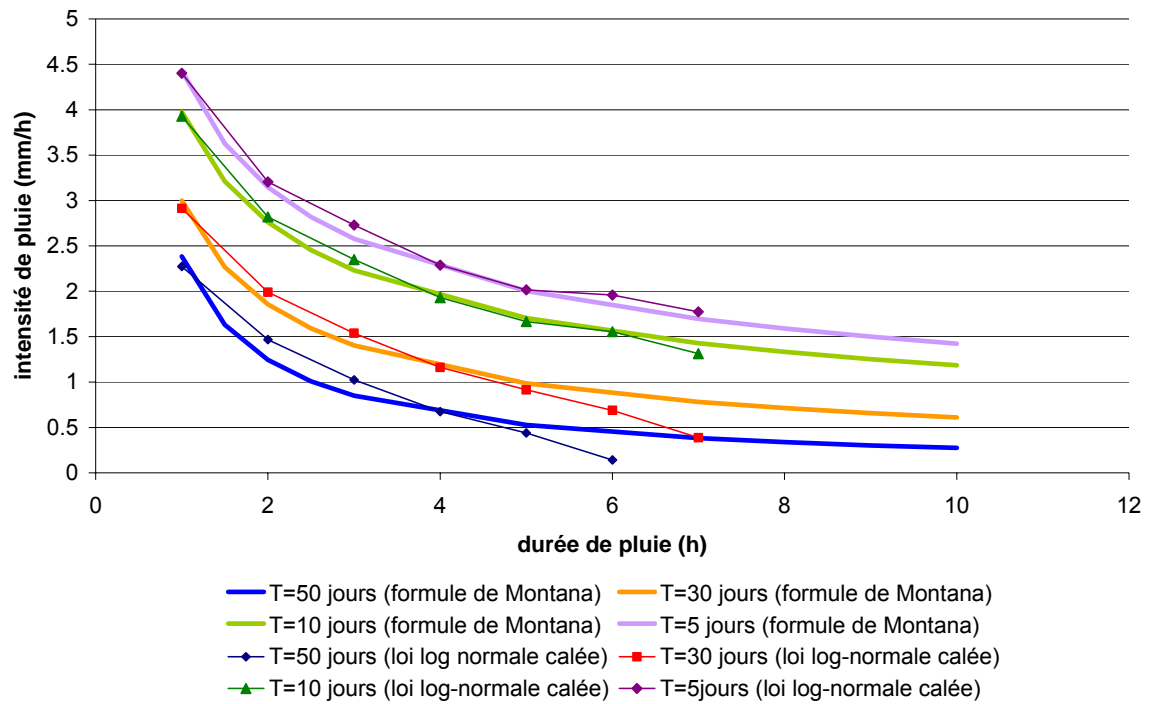


Figure A9. Courbes intensité/durée/fréquence calculées avec la loi log-normale calée sur la distribution empirique des intensités (points) et la formule de Montana calée sur ces points (traits continus). Données de pluie du bassin de Mélarchez entre 1972 et 2001.

Mécanismes de genèse du ruissellement sur sol agricole drainé sensible à la battance. Etudes expérimentales et modélisation.

Résumé

L'objectif de cette thèse est de décrire et de hiérarchiser les processus à l'origine du ruissellement sur les parcelles artificiellement drainées, en prenant en compte non seulement les fluctuations de la nappe superficielle, mais aussi la dégradation éventuelle de la structure du sol en surface. A cet effet, trois axes complémentaires de recherche ont été développés.

Le premier axe est consacré à l'étude de l'évolution de la structure de l'horizon travaillé du sol au cours d'une pluie en présence de nappe superficielle, grâce à des simulations de pluie en laboratoire. Les profils de masse volumique mesurés par radiographie aux rayons X indiquent que l'effondrement et le changement de masse volumique lié à la croûte de battance sont plus marqués en conditions initiales très humides. Le modèle proposé d'évolution de la masse volumique avec la profondeur et au cours de la pluie, reproduit correctement cet effet.

Le deuxième axe a pour objectif de déterminer les propriétés hydrodynamiques de la croûte de battance à partir de données issues de nouvelles simulations de pluie associées à un modèle s'appuyant sur la distribution de la masse volumique du sol avec la profondeur. Les paramètres de ce modèle, estimés par méthode inverse, sont comparables aux mesures de masse volumique effectuées par rayons X, et permettent de correctement reproduire le comportement hydraulique du système, confirmant la forte baisse de la conductivité hydraulique en surface due à la croûte de battance.

Enfin, le troisième axe s'appuie sur le suivi expérimental d'une parcelle agricole drainée du bassin versant de Mélarchez (Seine et Marne) associé à une modélisation (logiciel HYDRUS 2D). Les observations durant l'hiver 2003-2004 confirment que le ruissellement est globalement limité en raison de la présence du drainage. L'affleurement de la nappe reste le facteur prédominant à l'origine du ruissellement, même si la croûte de battance, créée notamment par ce premier type de ruissellement, est susceptible d'augmenter les quantités ruisselées. La modélisation permet d'étudier le comportement du système sous d'autres conditions pluviométriques. En particulier, les périodes de retour des pluies conduisant à l'affleurement de la nappe et les conditions d'écoulement lors de ces affleurements sont analysées.

Mots clés : ruissellement, drainage, croûte de battance, zone non saturée, équation de Richards, estimation de paramètres

Abstract

This study aims at describing and organizing into a hierarchy the processes leading to surface runoff on artificially subsurface drained area, by considering not only the perched water table fluctuations, but also the possible soil surface sealing. Three complementary research issues have been developed.

First, the evolution of the tilled layer structure during rainfall in the presence of a shallow water table was observed using laboratory rainfall simulation. Bulk density profiles measured by X-ray radiography show that the increase of bulk density due to sealing and slumping are more significant in the wettest conditions. The proposed bulk density evolution model correctly reproduces this effect.

Second, seal hydraulic properties were determined from a model based on bulk density profiles using other simulated rainfall experiments. The estimation of model parameters by inverse method led to an accurate simulation of the measured flows and water pressures, and conformed to the measured bulk density profiles. Hydraulic conductivity greatly decreases at the soil surface due to sealing process.

The third issue was based on a drained field investigation in Mélarchez watershed (Seine et Marne) associated to flow modelling (Hydrus 2D). Data recorded in winter 2003-2004 show that drainage limits surface runoff amount. Saturation excess runoff is the most frequent observed process, even if soil sealing, especially due to saturation excess surface runoff, increases runoff amount. Other rainfall conditions were tested using Hydrus 2D. The condition of water table reaching soil surface was particularly analysed in terms of infiltration-runoff flows and return time of the corresponding rainfalls.

Key words : surface runoff, drainage, seal, crust, vadose zone, Richards equation, parameter estimation