



HAL
open science

Experimental study of solute transport in an artificially drained shallow water-table

Thais Paris Anguela

► **To cite this version:**

Thais Paris Anguela. Experimental study of solute transport in an artificially drained shallow water-table. Life Sciences [q-bio]. ENGREF (AgroParisTech), 2004. English. NNT : 2004ENGR0017 . pastel-00001043

HAL Id: pastel-00001043

<https://pastel.hal.science/pastel-00001043>

Submitted on 22 Feb 2005

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.



ECOLE NATIONALE DU GENIE RURAL DES EAUX ET DES FORETS

N° attribué par la bibliothèque
/ / / / / / / / / / / / / / / /

T H E S E

pour obtenir le grade de

Docteur de l'ENGREF

Spécialité : Sciences de l'Eau

présentée et soutenue publiquement par

Thais PARIS ANGUELA

Le 17 décembre 2004

à l'Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts

Centre de : Paris

ETUDE DU TRANSFERT D'EAU ET DE SOLUTES DANS UN SOL A NAPPE SUPERFICIELLE DRAINEE ARTIFICIELLEMENT

devant le jury suivant :

Dr. D. Zimmer	Directeur de Thèse
Prof. G. De Marsily	Président
Dr. L. Di Pietro	Rapporteur
Prof. M. Vanclooster	Rapporteur
M. G. Degoutte	Examineur
Dr. C. Kao	Examineur
Dr. E. Ledoux	Examineur

A la memòria de la meva àvia



Gustav Klimt – The Tree of Life

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES	v
LISTE DES TABLEAUX	xiii
REMERCIEMENTS	xv
RESUME	xvii
INTRODUCTION GENERALE	1
Objectifs scientifiques du travail de thèse.....	4
Structure du mémoire.....	7
CHAPITRE I : ANALYSE THEORIQUE ET MODELISATION	9
I.1. Notions concernant le milieu poreux	9
<i>I.1.1. Masse volumique sèche</i> :	10
<i>I.1.2. La porosité</i> :.....	10
<i>I.1.3. La teneur en eau volumique</i> :.....	10
<i>I.1.4. Le potentiel de pression</i> :	10
<i>I.1.5. La loi de Darcy</i> :	11
<i>I.1.6. La conductivité hydraulique</i> :	11
<i>I.1.7. Relations $q(h)$ et $K(h)$</i> :	12
I.1.7.a. Relation teneur en eau / potentiel de pression :	12
I.1.7.b. Relation conductivité / potentiel de pression :	13
<i>I.1.8. Modèle d'écoulement monophasique saturé/non saturé</i> :	14
I.2. Le transport de solutés en milieu poreux :	15
<i>I.2.1. La convection</i> :	16
<i>I.2.2. La dispersion hydrodynamique</i> :	16
I.2.2.a. La diffusion moléculaire :	16
I.2.2.b. La dispersion mécanique :	17
I.2.2.c. La dispersivité longitudinale, étude bibliographique :	18

I.2.3. L'équation de convection-dispersion classique, CDE :	21
I.3. Modélisation	22
I.3.1. Principes de modélisation :	22
I.3.2. Le code HYDRUS-2D :	23
I.3.2.a. Utilisation du code HYDRUS-2D dans la littérature :	24
I.3.2.b. Caractéristiques générales du code HYDRUS-2D :	25
I.3.2.b.1. Méthode de résolution :	25
I.3.2.b.2. Conditions initiales et aux limites :	25
I.3.2.b.3. Les paramètres requis :	26
I.3.2.b.4. La résolution inverse :	27
I.4. Conclusion	28
CHAPITRE II : DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX	29
II.1. La colonne de sol	30
II.1.1. Matériel et mesures :	30
II.1.2. Synthèse des expériences réalisées sur colonne de sol :	31
II.2. Le modèle physique MASHYNS	33
II.2.1. Mesures physiques dans le sol :.....	34
II.2.1.a. Mesure du potentiel de pression	35
II.2.1.b. Mesure du soluté dans le sol	35
II.2.2. Le système d'alimentation en eau	40
II.2.3. Mesure des débits en sortie du système	41
II.2.4. Synthèse des expériences réalisées sur MASHYNS	41
II.3. Description du sol	43
II.3.1. Granulométrie, densité apparente sèche, porosité totale, teneur en eau volumique :.....	43
II.3.2. Paramètres hydrodynamiques :	44
II.4. Traceurs	47
II.4.1. L'exclusion anionique :	48
II.4.2. Type et durée du traçage :	49
II.4.3. Analyses de la solution :	50
II.4.4. La courbe d'élution :	50
II.5. Protocoles expérimentaux	51
II.5.1. Expériences monodimensionnelles :	51
II.5.1.a. Colonne de sol, expérience B :	51
II.5.1.b. Maquette MASHYNS, expérience H :	52

II.5.2. Expériences bidimensionnelles, K et L :	54
II.6. Conclusion	56
CHAPITRE III : EXPERIENCES MONODIMENSIONNELLES	59
III.1. Expérience monodimensionnelle sur colonne de sol (B)	60
III.1.1. Résultats de l'expérience 1D sur colonne de sol :	61
III.1.2. Synthèse de l'expérience 1D sur colonne de sol :	64
III.1.3. Détermination des paramètres de transport par résolution inverse : ...	64
III.1.3.a. Géométrie du domaine et conditions aux limites :	64
III.1.3.b. Paramètres estimés :	65
III.1.3.c. Synthèse de la résolution inverse :	67
III.2. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS (H)	69
III.2.1. Résultats de l'expérience 1D sur modèle physique MASHYNS :	70
III.2.2. Synthèse de l'expérience 1D sur modèle physique MASHYNS :	82
III.2.3. Détermination des paramètres de transport par résolution inverse : ..	83
III.2.3.a. Géométrie du domaine et conditions aux limites :	84
III.2.3.b. Paramètres estimés :	84
III.2.3.c. Synthèse de la résolution inverse :	88
III.3. Conclusion générale sur les expériences monodimensionnelles	88
CHAPITRE IV : ETUDE AU LABORATOIRE DES SYSTEMES DRAINES	91
IV.1. Rappel du protocole expérimental	92
IV.2. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol », SR	94
IV.2.1. Résultats de l'expérience SR :	94
IV.2.2. Synthèse de l'expérience SR :	103
IV.3. Expérience « soluté apporté en surface », SS	106
IV.3.1. Résultats de l'expérience SS :	106
IV.3.2. Synthèse de l'expérience SS :	113
IV.4. Conclusion sur les expériences en sol drainé	115
CHAPITRE V : MODELISATION DES TRANSFERTS D'EAU ET DE SOLUTE DANS LES SYSTEMES DRAINES	119
V.1. Choix du domaine à modéliser, Maillage, conditions initiales et aux limites.....	122
V.2. Modélisation du transfert d'eau et solutés	125
V.2.1. Equipotentiels de la charge hydraulique :	125

<i>V.2.2. Analyse des vitesses</i> :	126
<i>V.2.3. Trajectoires des particules</i> :	131
<i>V.2.4. Lessivage du soluté dans le sol</i> :	132
<i>V.2.5. Courbes d'éluion au drain</i> :	137
<i>V.2.6. Etude de sensibilité</i> :	138
V.2.6.1. Effet de différents paramètres :	138
V.2.6.2. Hétérogénéité de l'apport de traceur en surface du sol :	139
V.2.6.3. Effet de la position de la surface libre de la nappe :	141
V.3. Synthèse de la modélisation :	144
CHAPITRE VI. CONCLUSION ET PERSPECTIVES GENERALES	145
BIBLIOGRAPHIE	151
ANNEXES	159

LISTE DES FIGURES

Introduction

Figure 1. Schéma d'un système drainant composé d'un sol drainé par un tuyau enterré.....	5
Figure 2. Schéma regroupant l'organisation scientifique du travail de thèse.....	6

Chapitre I

Figure I-1. Effet du facteur de retard et de la dispersivité sur les courbes d'éluion.....	22
Figure I-2. Conditions aux limites pour l'apport de soluté.....	26

Chapitre II

Figure II-1. Schéma de la colonne de sol. Localisation des tensiomètres et des sondes de conductivité.....	30
Figure II-2. Schéma de la maquette MaSHyNS. Localisation des tensiomètres, exutoires (1D) et drains (2D).	34
Figure II-3. Photo de la sonde de conductivité électrique type Wenner (a = 5 mm).....	37
Figure II-4. Exemple de la réponse des sondes de conductivité électrique en milieu non saturé. Expérience « F » sur colonne de sol, débit infiltré de 1,03 cm.h-1.....	39
Figure II-5. Schéma de la maquette MASHYNS. Localisation des sondes de conductivité et centrale d'acquisition.	40
Figure II-6. Courbe granulométrique du sol de la colonne et de la maquette MASHYNS.....	43
Figure II-7. Courbe de rétention moyenne avec son écart type déterminée sur 16 échantillons de sol de MASHYNS et calage de la courbe de rétention hydrique avec le modèle MvG, d'après l'ajustement réalisée par Paris (2001).....	45
Figure II-8. Courbe de conductivité hydraulique obtenue par les paramètres hydrodynamiques d'après par Paris (2001).	47

Figure II-9. Comparaison de la durée du créneau sur la forme des courbes d'élution de la conductivité électrique en sortie du système. Expérience D (créneau long, $t=15,2h=0,97$ volume de pores) et expérience E (créneau court, $t=3,7h= 0,23$ volume de pores).	49
Figure II-10. Détail de la sortie de la colonne de sol.	52
Figure II-11. Schéma du dispositif expérimental sur MaSHyNS : 45 tensiomètres, 16 sondes et les 4 sorties. Expérience écoulement vertical monodimensionnel.....	53
Figure II-12. Expérience en écoulement monodimensionnel sur modèle physique MASHYNS. Dispositif de mesure à l'exutoire des 7 chambres. Sur la photo A, nous observons les 4 augets basculeurs, nous permettant de réaliser la mesure du débit. Sur la photo B, nous observons le détail du système 4 aiguilles, nous permettant de mesurer la conductivité électrique de la solution en sortie de l'auget.....	53
Figure II-13. Configuration de MaSHyNS pour les expériences en écoulement bi dimensionnel. Sondes de conductivité électrique, tensiomètres et exemple de position de la surface libre de la nappe dans le système drainé (en tiret).....	54
Figure II-14. Expériences en écoulement bidimensionnel sur modèle physique MASHYNS. Schéma du dispositif expérimental à la sortie du drain.....	55

Chapitre III

Figure III-1. Schéma des deux dispositifs expérimentaux utilisés lors des expériences monodimensionnelles.....	59
Figure III-2. Expérience sur colonne de sol. Gradients hydrauliques mesurés entre les trois tensiomètres.....	61
Figure III-3. Expérience sur colonne de sol. Représentation du créneau, courbe d'élution de $18O$, du Cl^- et de la conductivité électrique, en sortie du système. Sur l'axe de droite on trouve le débit mesuré en sortie, q ($cm.h^{-1}$), le tout en fonction du volume de pores écoulé (-).....	62
Figure III-4. Expérience monodimensionnelle sur colonne de sol. Optimisation par résolution inverse avec le code Hydrus-2D, pour le traceur isotopique et chimique.....	67
Figure III-5. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Potentiel de pression moyen et écart type sur tout le profil de sol, 30 h après l'injection du traceur.....	71
Figure III-6. Courbe de rétention moyenne avec son écart type déterminée sur 16 échantillons de sol de MASHYNS et courbes de rétention mesurées sur deux échantillons de surface.....	72

Figure III-7. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Débit individuel (cm.h-1) mesuré par les augets basculeurs à chaque sortie et débit global en fonction du temps cumulé depuis l'injection du traceur (h).....	73
Figure III-8. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Potentiel de pression, h, en cm, à 1 volume de pores (34 h depuis l'injection du traceur). Les croix représentent les tensiomètres.....	73
Figure III-9. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Comparaison du profil de pressions théorique calculé et mesuré. En ordonnée la hauteur par rapport au fond de la cuve. En abscisse le potentiel de pression, les deux en cm.....	74
Figure III-10. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Courbes d'élution pour l'oxygène 18, sorties I, II, III et IV ainsi que le créneau en fonction du volume de pores.....	75
Figure III-11. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Courbes d'élution pour le chlorure, sorties I, II, III et IV et conductivité électrique globale en fonction du volume de pores.....	76
Figure III-12. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Courbes d'élution : oxygène 18, chlorure et conductivité pour la Sortie II.....	77
Figure III-13. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Profil situé à une distance horizontale de 171 cm. Les sondes sont situées à 80, 60, 30 et 20 cm de hauteur par rapport à la base du sol. Courbe de conductivité globale mesurée en Sortie (y=0 cm)	78
Figure III-14-A. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Répartition spatiale à 80 cm de hauteur. En abscisses le volume de pores et en ordonnées la conductivité électrique en $\mu\text{S.cm}^{-1}$	79
Figure III-14-B. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Répartition spatiale à 60 cm de hauteur. En abscisse le volume de pores et en ordonnée la conductivité électrique en $\mu\text{S.cm}^{-1}$	80
Figure III-14-C. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Répartition spatiale à 40 et 30 cm de hauteur. En abscisse le volume de pores et en ordonnée la conductivité électrique en $\mu\text{S.cm}^{-1}$	80
Figure III-14-D. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Répartition spatiale à 20 cm de hauteur. En abscisse le volume de pores et en ordonnée la conductivité électrique en $\mu\text{S.cm}^{-1}$	81

Figure III-15. Lessivage du soluté (KCl) dans le sol par des sondes de conductivité électrique pour l'expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS à 0,65 volume de pores. Valeurs en $\mu\text{S.cm}^{-1}$	82
Figure III-16. Expérience mono dimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Conditions aux limites du système modélisé.....	84
Figure III-17. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Comparaison des valeurs mesurées de la concentration en chlorure à la Sortie II et des conductivités électriques des sondes, et les respectives valeurs simulées.....	86
Figure III-18. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Comparaison des valeurs du potentiel de pression mesurées et simulées pour la simulation utilisant le débit global.....	87
Figure III-19. Comparaison des courbes d'élution du chlorure obtenues en Sortie du système pour l'expérience sur colonne de sol et sur modèle physique MASHYNS (Sortie Globale) en écoulement monodimensionnel.....	89

Chapitre IV

Figure IV-1. Configuration de MASHYNS pour les expériences bidimensionnelles. Sondes de conductivité électrique (carrés), tensiomètres (losanges) et drain. Exemple de position de la surface libre de la nappe (tirets bleus) dans le système drainé.....	93
Figure IV-2. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Débit mesuré à l'entrée et à la sortie (drain) du système au cours de l'expérience.....	94
Figure IV-3. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Carte d'équipotentiels (charge hydraulique), $t=45$ h (1 volume de pores). Les croix représentent les tensiomètres. En tiret : hauteur de la nappe.....	95
Figure IV-4. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Influence de la lame d'eau en surface du sol. Potentiel de pression mesurée à $t=45$ h (1 volume de pores) pour les cinq profils tensiométriques.....	96
Figure IV-5. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Flux de chlorure instantané (-) et cumulé (%) au drain en fonction du volume de pores ($t=45$ h).....	97
Figure IV-6. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Courbes d'élution au drain du chlorure (mg.l^{-1}) et conductivité électrique ($\mu\text{S.cm}^{-1}$) en fonction du volume de pores (-).....	98

Figure IV-7. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Courbes de lessivage mesurées par les sondes de conductivité électrique ($\mu\text{S.cm}^{-1}$) dans le sol à l'abscisse $x= 126$ cm à 4 hauteurs, en fonction du volume de pores.....	99
Figure IV-8. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Courbes de lessivage de conductivité électrique ($\mu\text{S.cm}^{-1}$) dans le sol à la hauteur $y= 40$ cm pour 5 abscisses différentes, en fonction du volume de pores.....	100
Figure IV-9. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Evolution de la conductivité électrique ($\mu\text{S.cm}^{-1}$) de la solution du sol (mesuré grâce à des sondes de conductivité) à 0,44 volume de pores.....	101
Figure IV-10. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Evolution de la conductivité électrique ($\mu\text{S.cm}^{-1}$) de la solution du sol (mesuré grâce à des sondes de conductivité) à 1 volume de pores.....	101
Figure IV-11. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Vitesses verticale, V_y , et horizontale, V_x , (cm.h^{-1}) à proximité de l'interdrain.....	102
Figure IV-12. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Vitesses verticale, V_y , et horizontale, V_x , (cm.h^{-1}) à proximité du drain.....	102
Figure IV-13. Comparaison des courbes d'élution du chlorure (-) au drain. Cas d'un écoulement monodimensionnel (expérience sur modèle physique, Sortie II) et expérience bidimensionnelle (SR) en fonction du volume de pores.....	104
Figure IV-14. Comparaison du flux de chlorure cumulé exporté dans le cas d'un écoulement monodimensionnel (expérience sur modèle physique, sortie II) et bidimensionnel (expérience SR) en fonction du volume de pores.....	105
Figure IV-15. Expérience « soluté apporté en surface ». Equipotentielles de la charge hydraulique (cm) et hauteur de nappe, mesurées à 1 volume de pores ($t=56$ h). La surface libre de la nappe est représentée par un tiret. Les croix représentent la localisation des tensiomètres.....	106
Figure IV-16. Expérience « soluté apporté en surface ». Créneau injecté et courbe d'élution du chlorure mesuré au drain en fonction du temps cumulé depuis l'injection du traceur en surface du sol.....	107
Figure IV-17. Expérience « soluté apporté en surface ». Flux de chlorure instantané et cumulé adimensionnels en fonction du volume de pores.....	108
Figure IV-18. Expérience « soluté apporté en surface ». Courbes de conductivité électrique dans le sol à l'abscisse 171 cm, à proximité du drain, pour différentes hauteurs en fonction du volume de pores. ZNS= zone non saturée et ZS= zone saturée.....	109

Figure IV-19. Expérience « soluté apporté en surface ». Courbes de conductivité électrique dans le sol à l'abscisse 101 cm, au milieu du sol, pour différentes hauteurs en fonction du volume de pores. ZNS= zone non saturée et ZS= zone saturée.....	110
Figure IV-20. Expérience « soluté apporté en surface ». Courbes de conductivité électrique dans le sol à l'abscisse 35 cm, proche de l'interdrain, pour différentes hauteurs en fonction du volume de pores. ZNS= zone non saturée et ZS= zone saturée.....	111
Figure IV-21. Expérience « soluté apporté en surface ». Courbes de conductivité électrique dans le sol à la hauteur de 60 cm, pour différentes abscisses, en fonction du volume de pores.	111
Figure IV-22. Expérience « soluté apporté en surface ». Cartographie du lessivage de soluté dans le sol à 0,6 volume de pores. Premier pic observé sur la courbe d'élution au drain.....	112
Figure IV-23. Expérience « soluté apporté en surface ». Cartographie du lessivage de soluté dans le sol à 1 volume de pores. Début du palier de concentrations constantes.....	112
Figure IV-24. Comparaison des courbes d'élution du chlorure obtenues en sortie de système dans un sol drainé (expérience 2D, soluté apporté en surface) et sol non-drainé (expérience 1D, sortie II). Résultats en fonction du chlorure adimensionnel et le volume de pores (-).....	114
Figure IV-25. Comparaison des courbes du flux instantané de chlorure des expériences soluté résidant et soluté apporté en surface en fonction du volume de pores.....	117

Chapitre V

Figure V-1. Géométrie et conditions aux limites du système d'étude. Détail du drain avec les 4 crépines représentant la limite de suintement.....	122
Figure V-2. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Comparaison des équipotentiels (cm) de charge hydraulique et hauteur de nappe, mesurées et simulées, à 1 volume de pores. En noir valeurs mesurées, en bleu valeurs simulées. Les croix représentent les tensiomètres.....	125
Figure V-3. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Norme de la vitesse de pores (cm.h-1) et hauteur de nappe simulée (tiret), à 1 volume de pores.....	126

Figure V-4. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Rapport de vitesses horizontale (q_x) et verticale (q_y), à un volume de pores.....	127
Figure V-5. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Composantes horizontales (q_x) et verticales (q_y) de la vitesse à différentes abscisses horizontales. Tiret noir : hauteur de la surface libre de la nappe. Tiret rouge : débit infiltré (q_{inf}). Les échelles de l'axe vitesse varient selon les graphiques.....	129
Figure V-6. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Comparaison des trajectoires des particules (vert) injectées en surface du sol à différentes distances du drain avec le rapport de vitesses, q_x/q_y (bleu clair) et la carte d'équipotentiels simulée à un volume de pores. Tiret : hauteur de nappe simulée.....	131
Figure V-7. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Isochrones du temps de résidence (h) du soluté dans le massif de sol. Tiret : hauteur de la nappe modélisée.....	132
Figure V-8. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Comparaison des valeurs mesurées par les sondes de conductivité électrique insérées dans le sol et les valeurs simulées, pour trois profils situés à différentes abscisses (35, 101 et 171 cm) et pour différentes hauteurs (80, 60, 40 et 20 cm) par rapport au fond de la cuve. ZNS= zone non-saturée.	133
Figure V-9. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Comparaison entre les valeurs mesurées par les sondes de conductivité au profil 101 cm à la hauteur de 80 et 20 cm et les valeurs simulées sur le même profil à ± 5 cm de la hauteur simulée.....	135
Figure V-10. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Valeurs simulées aux nœuds à différentes abscisses horizontales pour la cote $y=80$ cm (zone non saturée) et $y=20$ cm (nappe)	135
Figure V-11. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Comparaison du lessivage de soluté par les sondes de conductivité mesuré et simulé en adimensionnel. Croix : points utilisés pour réaliser l'interpolation par triangulation des données mesurées et simulées. Tiret : hauteur de nappe.....	136
Figure V-12. Modélisation des expériences sur sol drainé. Comparaison des flux instantanés adimensionnels de chlorure au drain, mesurés et simulés, pour les expériences SR et SS. Le flux adimensionnel pour l'expérience SR à été réalisé par rapport à la valeur maximale de la solution injectée. Pour l'expérience SS, il a été réalisé par rapport à la valeur maximale mesurée en sortie du drain.....	137

Figure V-13. Etude de sensibilité. Test de sensibilité de différents paramètres sur la courbe d'élution au drain. A= anisotropie, dL= dispersivité longitudinale.....139

Figure V-14. Etude de sensibilité. Effet de l'hétérogénéité de l'apport du soluté en surface du sol.....140

Figure V-15. Etude de sensibilité. Courbes de lessivage au drain pour un système drainé à grande échelle. Nappe haute, intermédiaire et nappe basse.....141

Figure V-16. Etude de sensibilité. Comparaison de l'effet de la hauteur de nappe à l'interdrain. Isochrones (h) du temps de résidence du soluté dans le sol pour un sol à nappe intermédiaire (noir) et un sol à nappe basse (rouge).....142

Figure V-17. Etude de sensibilité. Trajectoires des particules appliquées en surface du sol pour deux cas d'étude : nappe haute et nappe basse.143

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre II

Tableau II-1. Résumé de toutes les expériences réalisées sur colonne sol au laboratoire en régime quasi-permanent.....	33
Tableau II-2. Résumé des expériences réalisées sur le modèle physique de laboratoire MASHYNS en régime d'écoulement monodimensionnel.....	42
Tableau II-3. Résumé des expériences réalisées sur le modèle physique de laboratoire MASHYNS en régime d'écoulement bidimensionnel.....	42
Tableau II-4. Paramètres du calage de la courbe de rétention hydrique et de la courbe de conductivité hydraulique selon la loi de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980), dans une gamme de potentiel de pression entre 0 et -70 cm, d'après Paris (2001).....	45
Tableau II-5. Résumé des valeurs physiques mesurées et calées pour la colonne de sol et le modèle physique MASHYNS.....	57

Chapitre III

Tableau III-1. Valeurs caractéristiques de l'expérience monodimensionnelle sur colonne de sol.....	61
Tableau III-2. Rappel des paramètres hydrodynamiques utilisés pour la résolution inverse de l'expérience sur colonne de sol.....	65
Tableau III-3. Expérience monodimensionnelle sur colonne de sol. Paramètres hydrodispersifs optimisés (λ_L , λ_T , K_d) par résolution inverse avec le code numérique HYDRUS-2D (<i>v.i.</i> =Valeurs initiales, <i>v.f.</i> =valeurs finales) et R calculé à partir de K_d	66
Tableau III-4. Valeurs caractéristiques de l'expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS.....	70
Tableau III-5. Comparaison de la granulométrie en surface et dans le sol.....	71
Tableau III-6. Calcul des surfaces correspondant à chaque sortie.....	72
Tableau III-7. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Synthèse du bilan de masse du chlorure, Sortie sur entrée en pourcentage (%)....	76

Tableau III-8. Rappel des paramètres hydrodynamiques utilisés pour la résolution inverse de l'expérience sur modèle physique MASHYNS..... 85

Tableau III-9. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Paramètres hydrodispersifs optimisés par résolution inverse avec le code numérique HYDRUS-2D (v.i.=valeurs initiales, v.f.=valeurs finales)..... 85

Tableau III-10. Rappel des paramètres hydrodynamiques et de transport du modèle physique MASHYNS..... 89

Chapitre V

Tableau V-1. Paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs retenus pour la modélisation des expériences bidimensionnelles, d'après les résultats du Chapitre II et III..... 124

Tableau V-2. Récapitulatif des données utilisées lors de la modélisation des systèmes à différentes échelles. * HN ID correspond à la hauteur de nappe à l'interdrain ; **HN D correspond à la hauteur de nappe au-dessus du drain..... 141

REMERCIEMENTS

Ce travail de thèse a été réalisé au sein de l'Unité de Recherche « Ouvrages pour le Drainage et l'Étanchéité » du Cemagref à Antony. Il a été réalisé après trois années de recherches menées grâce aux collaborations avec l'IFR EGER (Grignon-Paris), avec une bourse allouée par ARMINES et géré par EGIDE.

J'exprime ma gratitude à Cyril Kao et Julien Tournebize, mes encadrants au Cemagref qui n'ont pas hésité à faire confiance à une étudiante catalane, malgré toutes les difficultés supplémentaires inhérentes. Je tiens à les remercier pour leur patience à mon égard durant les étapes de cette thèse, pour leurs conseils et leur soutien permanent.

J'ai eu l'honneur d'avoir comme directeur de thèse Daniel Zimmer. Je lui suis très reconnaissante d'avoir partagé avec moi sa grande expérience.

Je remercie également Marnik Vanclooster et Liliana Di Pietro d'avoir accepté de rapporter ce travail ainsi que Ghislain de Marsily, Emmanuel Ledoux, Gérard Dégoutte et Cyril Kao d'avoir fait partie du Jury.

Durant la thèse, un Comité de Pilotage s'est réuni régulièrement afin de valider les principales orientations du travail. Ces mises au point m'ont en particulier poussé à formaliser les résultats obtenus, ce qui fut très utile. Merci donc à : Jean Paul Gaudet, Thierry Bariac, Gérard Dégoutte, Marc Benedetti et François Lehmann.

Ma reconnaissance va aussi à Claude Millier, Directeur Scientifique de l'ENGREF, Gérard Dégoutte et à Françoise Mary qui ont toujours facilité le bon déroulement de cette thèse.

Cette thèse, qui a un important volet expérimental, n'aurait pas pu voir le jour sans un fort appui technique. J'exprime toute ma reconnaissance à Cédric Chaumont, Assistant Ingénieur au Cemagref d'Antony, pour son aide technique précieuse, pour sa disponibilité permanente, son expérience, ses conseils.

Je remercie également tous ceux qui ont accepté de passer des « nuits blanches » au Cemagref : Cédric, Julien, Bénédicte, Cyril, Vassilia et ceux qui ont assuré la permanence pendant la journée.

Je remercie Christian Duquennoi, ancien responsable de l'Unité « Ouvrages pour le Drainage et l'Étanchéité » de m'avoir accueilli. Ainsi qu'Elisabeth Marchal pour son

aide précieuse dans toutes les tâches administratives. Je remercie Agnès Dao et le service documentation. Un grand merci à Bernard, Yves, Nathalie pour leur gentillesse et conseils fournis. Enfin, j'ai bénéficié des conseils techniques de Sylvain Moreau et Jean Michel Bouyé, qu'ils en soient aussi remerciés. Mes pensées vont également à tous les stagiaires et amis de bureau qui m'ont apporté leur aide dans les différentes parties de cette thèse.

J'exprime toute mon amitié aux collègues du Tai Chi Chuan pour tous ces bons moments passés ensemble.

Je remercie à Hirozumi Watanabe de m'avoir accueilli à Tokyo University of Agriculture and Technology (TUAT) dans le cadre du programme Sakura. Ainsi que des discussions scientifiques avec M. Inoue.

Je profite pour remercier tous les amis avec lesquels j'ai partagé des merveilleux moments tout au long de ces trois années (les deux étages mélangés) : François, Julien, Bénédicte, Charles, Rémy, Thibault, Stéphane. Et en dehors du « travail » : Frede, Nicolas, Nuria, Monica, Anna, Sandra, Nathalie, Elisa. Je leur dis un grand merci pour les moments passés ensemble et aussi pour leur soutien durant tous les moments difficiles. Ainsi je remercie tous les amis de la Cité Internationale Universitaire. Mes sincères félicitations à tous ceux qui se sont mariés cette année ! Un petonàs molt fort per la Gemma, l'Irma, la Myriam i el Raül.

Je ne pourrais pas terminer ces remerciements sans une énorme pensée pour ma grande famille « catalano-française ». Vull donar les gràcies de tot cor a la millor mare del món, per encoratjar-me en tot moment, pel teu amor i la teva confiança. Sense tu, no haguès arribat fins aquí. Jaume, des d'aquí t'envio una forta abraçada. Per ultim, vull agrair l'Elisenda pel contacte diari mantingut durant tots aquests anys, pels seus consells i per la seva paciència a l'hora d'aguantar la seva germaneta.

Je tiens à remercier tout spécialement MT pour ton soutien, ta patience et ta compréhension si importants pour moi. Merci pour tout ce que nous partageons ensemble.

Thais Paris Anguela
Paris, Octobre 2004

RESUME

La compréhension des mécanismes de transport de solutés dans un milieu poreux variablement saturé tel que les sols à nappe drainée par tuyaux enterrés, est essentielle afin de répondre aux interrogations concernant l'impact de ces systèmes sur la qualité des eaux de surface.

L'approche choisie repose sur des expériences de traçage réalisées en régime permanent sur modèle physique de sol au laboratoire, permettant un contrôle des conditions initiales et aux limites. La première partie de la thèse est dédiée aux études monodimensionnelles, afin de caractériser la zone non saturée du sol. Nous avons utilisé une colonne de sol ($1 \times 0,15 \text{ m}^2$) et un modèle physique de grande taille ($1 \times 2 \times 0,5 \text{ m}^3$), remplis tous deux d'un sol sablo-limoneux. Les traceurs utilisés sont le H_2^{18}O et le Cl^- . La deuxième partie du travail traite le cas des écoulements bidimensionnels, réalisées uniquement sur le modèle physique. Deux scénarios ont été choisis : un soluté apporté en surface et un soluté résidant dans le sol. Seul le Cl^- a alors été utilisé comme traceur. Le transport de solutés a été étudié par un suivi *in situ* (sondes de conductivité électrique) ainsi qu'à l'exutoire du système.

L'analyse des courbes d'élution obtenues pour les études monodimensionnelles a permis l'identification des mécanismes de transport et le calcul des paramètres de transport pertinents (par résolution inverse). Pour les expériences bidimensionnelles, il a été observé une hétérogénéité des champs de vitesses, avec une zone proche du drain où le lessivage est rapide et une zone proche de l'interdrain où le soluté progresse à faible vitesse. Dans le cas du soluté résidant dans le sol, les courbes d'élution (concentration et conductivité électrique) au drain montrent un palier stable puis une diminution de forme « exponentielle » jusqu'à atteindre les concentrations du niveau de base. La migration du soluté dans le cas d'un pulse apporté en surface du sol est singulier. La courbe d'élution en sortie du drain présente deux modes : (i) un premier mode sous forme d'un pic, (ii) et le deuxième sous forme d'un palier constant de concentration. Ces résultats expérimentaux ont été confrontés à la modélisation mécaniste (code HYDRUS-2D), utilisant les paramètres de transport obtenus dans les études monodimensionnelles. L'utilisation d'une deuxième méthode, le suivi de particules (approche lagrangienne), nous a permis d'obtenir le cheminement de l'eau et le temps de transfert des particules dans le sol.

Mots clés : modèle physique de laboratoire, nappe superficielle drainée, traçage, résolution inverse, modélisation, zone non saturée.

INTRODUCTION GENERALE

De toute l'**eau** présente sur terre, seulement 2,6 % est de l'eau douce. Sur ce pourcentage environ 2 % sont bloqués dans les calottes glacières et les glaciers. Le reste de l'eau douce se trouve dans le sol (0,586 %) ou est accessible directement : lacs, rivières, fleuves, etc. (0,014 %). Ainsi, moins de 1 % de l'approvisionnement en eau douce sur terre peut être utilisé comme eau potable.

L'union européenne s'est intéressée dès le milieu des années 1970 au domaine de l'eau. Industrielles, agricoles, domestiques, les **pollutions** n'ont cessé de dégrader la qualité de l'eau en Europe. Ces atteintes entraînent de graves déséquilibres environnementaux au sein des écosystèmes et constituent une menace directe pour la santé des populations.

Les pollutions d'origine agricole sont majoritairement dues à l'application de fertilisants et de pesticides en surface du sol, qui sont soit ruisselés soit infiltrés dans le sol. Une fois infiltrés, ils se trouvent dans la **zone non saturée** et migrent vers les **nappes**.

La présence d'une nappe dans le sol a des répercussions importantes sur son évolution et son fonctionnement, sur les processus d'infiltration et de ruissellement et sur les conditions physico-chimiques régnant au sein de ce sol (Zimmer, 2001). En général, les **nappes superficielles** sont définies comme des nappes libres dont l'aquifère peut être une formation géologique ou un sol, et dont la surface libre est proche de la surface du sol (quelques cm à dizaines de cm) pendant au moins une période de l'année. La zone non saturée au-dessus des nappes superficielles est ainsi proche de la saturation.

Les systèmes de sol présentant une nappe superficielle peuvent être drainés, soit naturellement (ruisseau, fossé), soit artificiellement (drainage agricole souterrain). Ces systèmes sont des **interfaces** entre les milieux terrestres et aquatiques. Pour

certaines (zones humides alluviales) ils ont le potentiel de réguler les flux d'énergie et éléments nutritifs et ainsi de jouer un rôle d'épuration et de stockage des polluants (Gregory *et al.*, 1991 ; Naiman et Decamps, 1997). Pour d'autres (parcelles drainées artificiellement), ils sont suspectés d'aggraver les pollutions des eaux de surface (Arlot, 1999).

La **zone non saturée** (ZNS), joue un rôle très important dans les systèmes drainants, car c'est dans cette interface que les échanges d'eau, polluants et microorganismes vers la nappe ou vers l'atmosphère se produisent.

Dans la théorie classique du drainage, les écoulements sont supposés verticaux dans la ZNS et horizontaux dans la nappe (Stamm *et al.*, 2002). Or de nombreux auteurs (Vauclin *et al.*, 1979 ; Clement *et al.*, 1996 ; Romano *et al.*, 1999 ; Kao *et al.*, 2001 ; Silliman *et al.*, 2002) soulignent l'existence d'une part significative de l'infiltration qui s'écoule horizontalement dans la ZNS des systèmes drainants.

Dès lors, comprendre l'influence du fonctionnement hydrodynamique de la zone non saturée est capital afin d'étudier le lessivage de solutés. Quelle est la part d'écoulement horizontal dans la ZNS ? Dans quelle mesure la distance horizontale au drain affecte-t-elle l'écoulement dans la ZNS ?

De nombreuses **études de traçage** *in situ* ont été réalisées dans les systèmes drainants afin d'y étudier le transfert d'eau et le transport de solutés (Baker et Johnson, 1981 ; Richard et Steenhuis, 1988 ; Everts et Kanwar, 1990 ; Magesan *et al.*, 1994 ; Mohanty *et al.*, 1998 ; Arlot, 1999 ; Kladviko *et al.*, 1999 ; Baird et Gaffney, 2000 ; Kung *et al.*, 2000a ; Kung *et al.*, 2000b ; Pang *et al.*, 2000 ; Jaynes *et al.*, 2001 ; Zehe et Fluhler, 2001 ; Stamm *et al.*, 2002 ; Abbasi *et al.*, 2003 ; Gerke et Kohne, 2004).

Certaines de ces études ont mis en évidence la double influence des systèmes drainants sur les entraînements de solutés : le drainage participe à la fois à une accélération du transfert de solutés vers les eaux superficielles à proximité de l'exutoire, et à un stockage d'une partie du soluté dans la nappe dans les zones éloignées de l'exutoire.

La majorité de ces études attribue à des transferts préférentiels les écoulements rapides observés. Le concept de transfert préférentiel est utilisé afin de décrire les phénomènes de transport qui se traduisent par une apparition rapide du soluté au drain (quelques minutes ou heures après l'application du soluté en surface du sol en très fortes concentrations) et/ou par l'obtention des courbes d'éluion

irrégulières, asymétriques, présentant une longue queue de tarissement, double pic...

De ces études, quelques questions émergent : quelle est la nature exacte de ces transferts ? Quel est l'impact de ces transferts sur la qualité des eaux de surface ? Quel est le temps de résidence exact du soluté dans le sol ? Quelle quantité d'eau est nécessaire afin de lessiver les solutés présents dans le sol ?

Les études réalisées sur les systèmes drainants au laboratoire peuvent s'organiser selon deux groupes. Premièrement, nous trouvons des expériences de traçage conduites en colonnes de laboratoire monodimensionnelles partiellement saturées sur des sols présentant une nappe superficielle (Sanchez, 1995 ; Brown *et al.*, 1998). Elles ont pour objectif de tester les conséquences de différentes pratiques de contrôle de la hauteur de nappe et d'irrigation souterraine. La nappe est fixée par contrôle aval et il n'y a pas de circulations d'eau dans la nappe. Les études de transferts portent alors essentiellement sur la zone non saturée.

Plus récemment, les expériences sont réalisées dans des systèmes de taille métrique au laboratoire. En général, ces études visent à mieux comprendre les processus de transfert d'eau et solutés dans les milieux poreux (Oostrom *et al.*, 1992 ; Bragan *et al.*, 1997 ; Pandey *et al.*, 1997 ; Silliman *et al.*, 2002 ; Schmalz *et al.*, 2003 ; Danquigny *et al.*, 2004). Dans ces études, aucune ne s'intéresse à la compréhension couplée des mécanismes de transfert d'eau et transport de solutés (non réactifs) dans un système à nappe superficielle drainée. Seuls Simpson *et al.* (2003) s'intéressent à l'étude du transfert d'eau et de solutés à proximité d'une surface de suintement (« seepage face ») sur un modèle physique de laboratoire radial (de 100 cm de long) rempli d'un sol sableux. Ils montrent que le transport de solutés est fortement influencé par les caractéristiques de l'écoulement autour de la surface de suintement. Une de leurs conclusions porte sur les erreurs de prédiction du temps de résidence du soluté lors de l'utilisation du modèle monodimensionnel simplifié de Dupuit (Bear, 1972).

L'étude bibliographique menée a montré que les résultats des études au terrain sont souvent soumis à trop de variabilités (imprécision sur les conditions initiales et aux limites) ce qui rend difficile l'étude des processus physiques observés. Au laboratoire, hormis les travaux réalisés par Arlot (1999) dans des petites cuves de sol, il n'existe pas à notre connaissance de travaux visant l'étude couplée de l'hydraulique et du transport de solutés dans un système drainant.

Dans ce contexte, la démarche adoptée au cours de ce travail est de réaliser des études expérimentales au laboratoire sur un modèle physique de sol original de taille métrique (MASHYNS : Maquette de Simulation Hydraulique des Nappes Superficielles, Kao (2002), § Chapitre II pour une description détaillée du matériel). Ce dispositif nous permettra un découplage des phénomènes impliqués dans le transport de solutés dans les sols drainés. Son utilisation permettra d'identifier les mécanismes de transport par comparaison au comportement d'un traceur de l'eau.

De plus, nous allons transcrire cette connaissance dans une modélisation. Toute simulation d'un processus naturel est basée sur un certain nombre de simplifications et d'approximations. Le problème est de savoir si les hypothèses qui sont à la base de la modélisation retenue, ne trahissent pas la réalité physique, auquel cas il faut améliorer la représentation mathématique pour la rendre plus représentative des phénomènes réels. Dans ce travail, le but essentiel de la modélisation numérique est d'améliorer la compréhension des mécanismes observés dans les études de traçage au laboratoire.

OBJECTIFS SCIENTIFIQUES DU TRAVAIL DE THESE

Le travail présenté dans ce mémoire poursuit deux principaux objectifs.

D'une part, il s'agit de préciser les schémas d'écoulement de l'eau et du transport de solutés dans un système drainé. La configuration choisie est celle d'un sol drainé par un tuyau enterré (Figure 1). Pour cela, des expériences sur le modèle physique MASHYNS au laboratoire seront réalisées. Nous nous focaliserons sur l'étude de l'interface zone non saturée / zone saturée (nappe) : direction des écoulements, variations du flux et temps de résidence du soluté dans le sol par rapport à la distance horizontale à l'exutoire.

D'autre part nous examinerons l'intérêt et la validité d'une modélisation déterministe (équation de convection-dispersion) des processus observés expérimentalement.

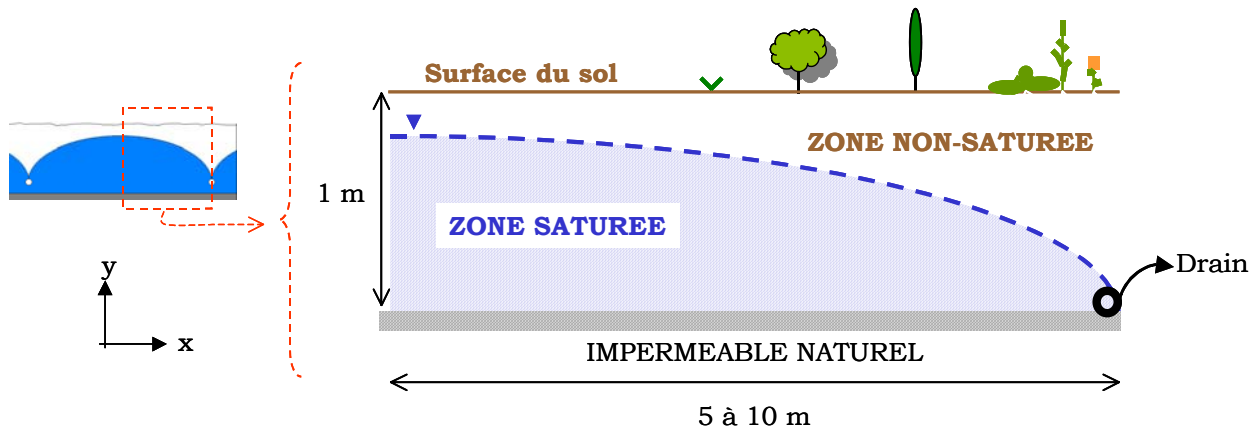
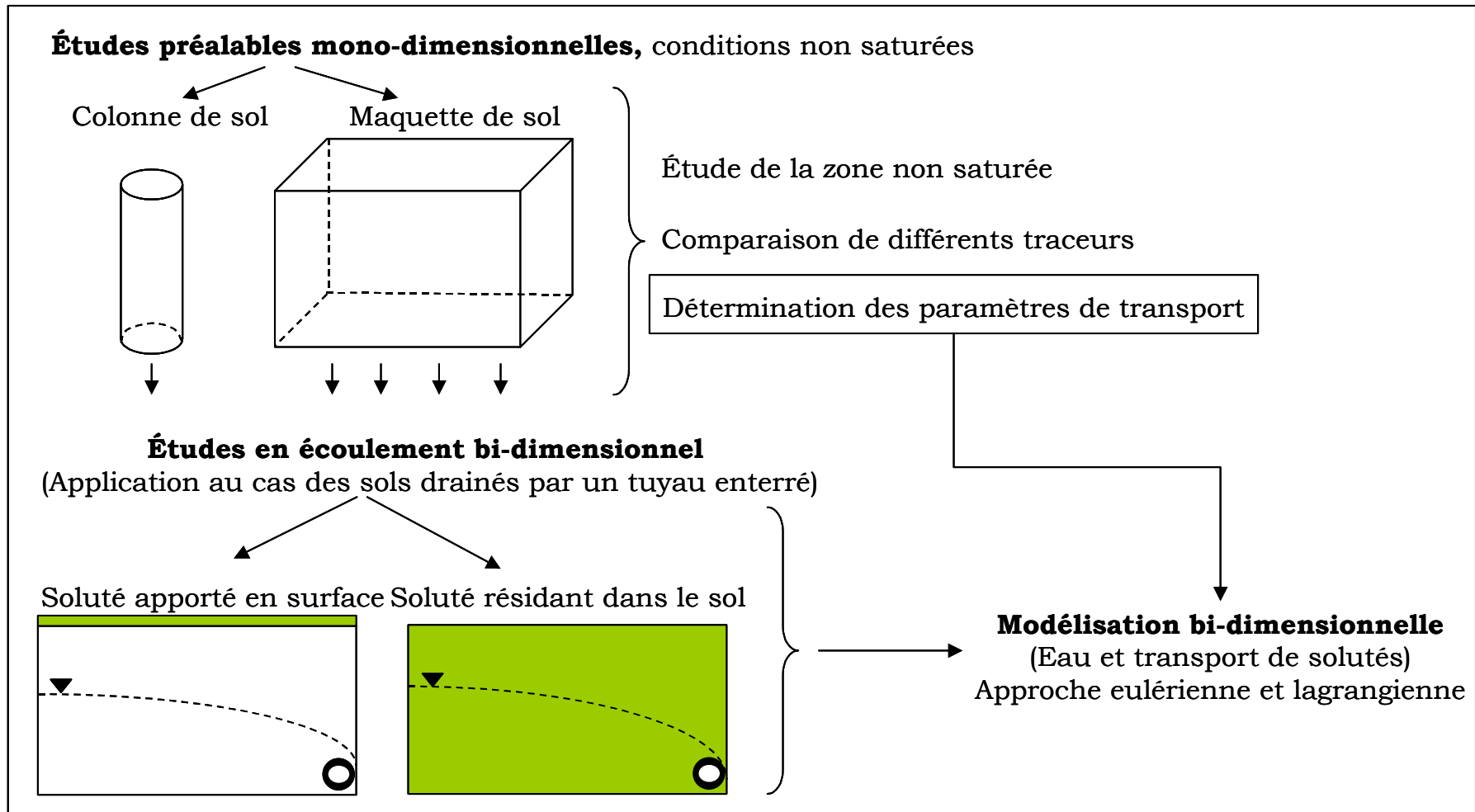


Figure 1. Schéma d'un système drainant composé d'un sol drainé par un tuyau enterré.

De façon plus détaillée ces axes se déclinent en différents objectifs scientifiques :

- (a) Etude du rôle hydrodynamique d'un système à nappe superficielle drainé par un tuyau enterré sur le transfert de solutés. Ceci a été réalisé par l'analyse d'expérimentations de traçage au chlorure réalisées dans deux cas complémentaires :
 - i. soluté résidant initialement uniformément dans le sol
 - ii. soluté apporté en pulse en surface du sol.
- (b) Etude détaillée de la zone non saturée : mise en évidence expérimentale des transferts de solutés verticaux et horizontaux dans cette zone.
- (c) Vérifier si une modélisation déterministe des transferts d'eau et solutés dans un système drainé est possible. Pour cela, des études de caractérisation des paramètres de transport sur une colonne de sol ainsi que sur le modèle physique ont été réalisées en une dimension en milieu non saturé.
- (d) Modélisation déterministe des expériences sur sol drainé en utilisant les paramètres hydrodispersifs déterminés sur les expériences monodimensionnelles.
- (e) Utilisation d'une méthode suivi de particules (méthode lagrangienne) d'après les données obtenues sur la modélisation déterministe. Ceci nous a permis de décrire le cheminement de l'eau et de déterminer les temps de résidence du soluté dans le sol.

Dans la Figure 2, nous proposons un schéma regroupant l'organisation scientifique du travail de thèse.



Compréhension des mécanismes de transfert de solutés en sols à nappe superficielle drainée

Figure 2. Schéma regroupant l'organisation scientifique du travail de thèse.

STRUCTURE DU MEMOIRE

Le travail se divise en trois grands axes de travail : la partie expérimentale monodimensionnelle puis bidimensionnelle et enfin la paramétrisation et modélisation des processus observés au laboratoire. Le mémoire est structuré sous forme de six chapitres.

Dans le premier chapitre, nous rappelons succinctement les notions classiques en hydrodynamique, les théories d'écoulement d'eau et la théorie sur le transfert de solutés, ainsi que la démarche de modélisation retenue.

Au cours du deuxième chapitre, nous présentons ensuite le matériel et les méthodes utilisés expérimentalement : description du sol, des propriétés hydrodynamiques, les traceurs, les dispositifs expérimentaux et outils d'analyse utilisés.

Le troisième chapitre est dédié à la description et à la compréhension des expériences réalisées en écoulement monodimensionnel sur une colonne de sol et sur le modèle physique MASHYNS. Le transport de soluté dans un sol variablement saturé y est étudié. Les paramètres hydrodispersifs du sol sont caractérisés au moyen de la résolution inverse.

Le quatrième chapitre porte sur le volet d'étude expérimentale des systèmes drainés. Deux expériences réalisées y sont décrites et analysées : cas d'un soluté appliqué en surface du sol sous forme de pulse et le cas d'un soluté réparti initialement uniformément dans le sol, les deux en régime d'écoulement permanent. Ceci nous conduira à effectuer une comparaison entre les fonctionnements en terme de lessivage des systèmes mono et bidimensionnels : lame d'eau nécessaire pour lessiver le soluté, influence de la zone non saturée et son influence sur les écoulements vers la nappe.

La cinquième partie traite de la modélisation des systèmes drainés. Nous avons choisi d'utiliser le modèle déterministe de convection-dispersion résolu par le code de calcul HYDRUS-2D pour les représenter. Nous réalisons aussi une étude avec une méthode « particle tracking », nous permettant d'estimer le parcours du soluté, se basant les variables calculées par le code numérique HYDRUS-2D.

Enfin, dans le sixième chapitre, nous apportons les conclusions générales du travail de thèse ainsi que ses perspectives.

CHAPITRE I :

ANALYSE THEORIQUE ET

MODELISATION

L'objectif de ce chapitre est de rappeler les bases théoriques de l'écoulement d'eau et du transport de solutés dans les milieux poreux variablement saturés, ainsi que de présenter le code numérique retenu pour modéliser le transfert d'eau et des solutés.

I.1. NOTIONS CONCERNANT LE MILIEU POREUX

Le milieu poreux est l'ensemble de grains solides ou d'agrégats autour desquels existent des espaces vides appelés pores, qui peuvent être interconnectés ou non.

Lorsque nous abordons l'étude expérimentale et la modélisation des transferts dans un milieu poreux, il faut définir l'échelle de travail : micro, macro ou mégascopique, correspondant chacune au pore, laboratoire et terrain (Vauclin, 1994).

Nous allons travailler à l'échelle macroscopique (du cm^3 au m^3). A cette échelle, les phénomènes sont décrits par des équations dont les variables et les paramètres sont représentatifs de grandeurs moyennes au sein du continuum de milieu poreux. Afin de pouvoir considérer le milieu poreux comme un continuum, nous utilisons l'approche du Volume Élémentaire Représentatif (VER), qui consiste à affecter à un point mathématique de l'espace la valeur moyenne des propriétés d'un volume de sol (de Marsily, 1980).

I.1.1. Masse volumique sèche :

La masse volumique sèche, ρ_d , est définie comme le rapport entre la masse des solides et volume total de sol.

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_t} \text{ [ML}^{-3}\text{]}$$

où M_s est la masse de la phase solide [M] et V_t le volume total apparent [L³].

Elle est en général de l'ordre de 1,4 à 1,7 g.cm⁻³ pour les sols sableux et de 1 à 1,5 g.cm⁻³ pour les sols argileux.

I.1.2. La porosité :

La porosité, ε , constitue un indice du volume relatif des vides dans le sol et est définie comme le rapport du volume des vides au volume total de sol.

$$\varepsilon = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \text{ [-]}$$

où ρ_s représente la masse volumique des solides.

I.1.3. La teneur en eau volumique :

Dans les milieux non saturés, nous définissons la teneur en eau volumique à l'échelle d'un VER,

$$\theta = \frac{\text{volume d'eau contenu dans un VER}}{\text{volume total du VER}} \text{ [-]}$$

La teneur en eau d'un sol varie entre une valeur minimale (la teneur en eau résiduelle, θ_r [-]), et une valeur maximale (la teneur en eau à saturation, θ_s [-]). Cette dernière est en principe égale à la porosité, toutefois, dans les conditions naturelles, un sol ne parvient jamais à la saturation totale, car il reste toujours de l'air piégé (Musy et Soutter, 1991).

I.1.4. Le potentiel de pression :

Dans le milieu poreux, à chaque teneur en eau, correspond une répartition des phases air et eau à l'intérieur du VER (de Marsily, 1980). La phase d'eau étant continue, les pressions s'y égalisent à une cote donnée et il en résulte un potentiel de pression (h) unique :

$$h = \frac{P_{eau}}{\rho g} \quad [L] \quad \text{Eq. I-1}$$

où P_{eau} est la pression de l'eau dans le sol [$ML^{-1}T^{-2}$], ρ est la masse volumique de l'eau [ML^{-3}], g est l'accélération de la pesanteur [LT^{-2}].

Nous pouvons distinguer deux domaines du potentiel de pression. Par définition, la pression est nulle, c.-à-d. égale à la pression atmosphérique, au toit de la nappe (surface libre). Dans la zone saturée, la pression est positive, et dans la zone non saturée négative (par convention).

Le potentiel total est décrit par la notion de charge hydraulique, H , et ses composantes sont le potentiel de pression (h) et charge de gravité (z), [L].

$$H = h + z \quad [L] \quad \text{Eq. I-2}$$

I.1.5. La loi de Darcy :

La loi de Darcy indique que l'écoulement d'un liquide (débit) à travers un milieu poreux se fait dans la direction de la force motrice : le gradient de charge hydraulique agissant sur le liquide. Le débit dépend aussi d'une caractéristique fondamentale du sol : la conductivité hydraulique.

A l'échelle macroscopique, la loi de Darcy peut être généralisée aux milieux variablement saturés, en considérant que la conductivité hydraulique est fonction du potentiel de pression :

$$\vec{q} = -\bar{K}(h) \cdot \vec{\nabla}(H) \quad \text{Eq. I-3}$$

où \vec{q} est la vitesse de Darcy [LT^{-1}], \bar{K} est le tenseur de conductivité hydraulique [LT^{-1}], H est la charge hydraulique [L].

I.1.6. La conductivité hydraulique :

La conductivité hydraulique, K_s [LT^{-1}], selon la loi de Darcy, est l'aptitude du milieu poreux à transmettre l'eau qu'il contient pour une teneur en eau donnée. La diminution de la teneur en eau entraîne une diminution rapide de la conductivité hydraulique. En milieu saturé, la conductivité hydraulique est uniforme (dans le cas d'un sol donné et pour une direction d'écoulement donnée) et égale à sa valeur maximale, la conductivité hydraulique à saturation (K_s).

I.1.7. Relations $\theta(h)$ et $K(h)$:

Le fonctionnement hydrodynamique d'un sol est contrôlé par deux caractéristiques macroscopiques dépendant à la fois de sa texture et de sa structure :

- (i) La courbe de rétention hydrique, qui relie la teneur en eau volumique (θ) au potentiel de pression (h), et qui exprime la capacité du sol à retenir l'eau à un état énergétique donné.
- (ii) La courbe de conductivité hydraulique, qui exprime la capacité du sol à transmettre l'eau en fonction de son état de saturation mesuré par h ou θ .

Ces deux relations peuvent être déterminées expérimentalement : au champ ou au laboratoire. Klute (1986) et Klute et Dirksen (1986), présentent une revue des principales méthodes de mesure existantes.

I.1.7.a. Relation teneur en eau / potentiel de pression :

Dans la zone non saturée du sol, la teneur en eau et le potentiel de pression varient de manière concomitante. La relation existant entre ces deux paramètres constitue dès lors un élément essentiel de la description de l'état hydrique du milieu poreux non saturé. Cette relation exprime les variations d'intensité des forces de capillarité en fonction de la teneur en eau. Graphiquement, cette relation $\theta(h)$ est représentée par une courbe, dénommée courbe caractéristique d'humidité du sol ou courbe de rétention hydrique (Musy et Soutter, 1991).

Nous pouvons définir deux types de modèles nous permettant de paramétrer $\theta(h)$: ceux à fondement mathématique et ceux à fondement physique. Les modèles physiques (Arya et Paris, 1981 ; Assouline *et al.*, 1998) utilisent directement certaines caractéristiques physiques du sol (granulométrie, densité, etc.) pour estimer les propriétés hydrodynamiques.

Plusieurs auteurs (Brooks et Corey, 1964 ; Campbell, 1974 ; van Genuchten, 1980) ont proposé des expressions mathématiques de la courbe de rétention en eau, $\theta(h)$. Les modèles mathématiques doivent être suffisamment souples pour s'adapter à la texture et à la structure des différentes sortes de sols.

L'expression du modèle de van Genuchten (1980) pour la courbe de rétention $h(\theta)$ est :

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(1 + |\alpha h|^{1/(1-m)} \right)^{-m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad \text{Eq. I-4}$$

où θ_r est la teneur en eau résiduelle [L^3L^{-3}], θ_s est la teneur en eau à saturation [L^3L^{-3}], h est le potentiel de pression [L], α est un paramètre empirique [L^{-1}], n est un paramètre empirique (supérieur à 1) [-], $m = 1 - (1/n)$, est un paramètre empirique [-].

La forme analytique du modèle de van Genuchten (1980) permet de mieux rendre compte de l'existence du point d'inflexion sur les courbes $\theta(h)$ et des changements de pente autour de celui-ci (Bastet *et al.*, 1998).

I.1.7.b. Relation conductivité / potentiel de pression :

La courbe de conductivité hydraulique, $K(h)$, peut se déduire de formules empiriques telle que celle de Gardner (1956) ou théoriquement par celle de Mualem (1976), modifiée par van Genuchten (1980), MvG.

Dans le modèle MvG, nous pouvons prédire la conductivité hydraulique en ayant la connaissance de la courbe de rétention hydrique et de la conductivité hydraulique à saturation. Les auteurs obtiennent ainsi une formule continue :

$$K(h) = \begin{cases} K_s \cdot Se^l \cdot \left(1 - \left(1 - Se^{1/m} \right)^m \right)^2 & h < 0 \\ K_s & h \geq 0 \end{cases} \quad \text{Eq. I-5}$$

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

où K_s est la conductivité à saturation [LT^{-1}], Se est la saturation effective [-], l est le coefficient de connexion des pores [-], égal à 0,5 (valeur proposée par Mualem, 1976).

Ce modèle est très sensible à des petits changements de la courbe $\theta(h)$ à proximité de la saturation, surtout quand le paramètre n est proche de 1 (Vogel *et al.*, 2001). Des petites variations sur la courbe $\theta(h)$ peuvent aboutir à des courbes $K(h)$ très différentes quand nous incorporons le paramètre n dans le modèle MvG.

I.1.8. Modèle d'écoulement monophasique saturé/non saturé :

L'équation de Richards (1931) décrit les transferts d'eau dans un milieu poreux variablement saturé. Elle découle de la combinaison de la loi de Darcy généralisée (Eq. I-3) avec l'équation de continuité :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{q} \quad \text{Eq. I-6}$$

En combinant la loi expérimentale de Darcy et l'équation de continuité sous l'hypothèse d'un fluide incompressible de masse volumique et de viscosité dynamique constante, on obtient l'équation de **Richards** dans un milieu mono, bi et tridimensionnel et variablement saturé :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} \left[-\overline{\overline{K}}(h) \cdot \overrightarrow{\text{grad}}(H(x, y, z, t)) \right] \quad \text{Eq. I-7}$$

où θ est la teneur en eau volumique [L^3L^{-3}], $H(x, y, z, t)$ est la charge hydraulique totale ($h+z$) avec h le potentiel de pression [L], $\overline{\overline{K}}(h)$ est le tenseur de conductivité [LT^{-1}] et t le temps [T].

Sa résolution nécessite la connaissance de deux fonctions décrivant les propriétés hydrodynamiques du sol (la courbe de rétention hydrique, $h(\theta)$, et la courbe de conductivité hydraulique, $K(h)$).

L'équation de Richards est une équation non-linéaire dont la résolution nécessite en général des moyens numériques (par exemple le code numérique HYDRUS-2D, Simunek *et al.*, 1996).

Elle permet de déterminer les champs de potentiels (charge hydraulique totale) et la répartition de la teneur en eau dans le sol, la position de la nappe étant déterminée comme étant la zone où la pression de l'eau est supérieure à la pression atmosphérique.

La résolution de l'équation est néanmoins très sensible à la détermination des relations décrivant les paramètres hydrodynamiques, en particulier au voisinage de la saturation (Vogel *et al.*, 2001).

I.2. LE TRANSPORT DE SOLUTES EN MILIEU POREUX :

Les processus de transport dans les sols, ont lieu principalement dans la phase liquide, par le réseau poreux partiellement rempli d'eau. En effet, quand les solutés¹ entrent dans le sol, la plupart d'entre eux sont transportés par l'eau avec un mouvement convectif. Cependant, le transport peut également être affecté par d'autres processus de natures chimique, biologique et physique.

Dans cette étude, nous nous concentrons sur le transport de solutés non-réactifs dans un système composé d'une seule phase liquide (c.-à-d. l'eau du sol).

Nous pouvons trouver dans Jury et Flühler (1992), Vauclin (1994), Feyen *et al.* (1998), des synthèses sur les divers modèles existants dans le domaine du transport de solutés dans les milieux poreux. Ces modèles peuvent être regroupés selon quatre mécanismes basés sur des lois physiques (van Dam *et al.*, 2004) :

- 1) « Stochastic-convective model » (SCM). Le volume de sol est considéré comme des « tubes » d'écoulement indépendants les uns des autres. Les vitesses dans les tubes sont réparties selon une fonction considérée souvent comme log-normale (Jury et Roth, 1990).
- 2) « Convection-dispersion equation » (CDE). Suppose un flux uniforme où le soluté se propage par un flux dispersif analogue à la diffusion, obéissant à la loi de Fick.
- 3) « Fractional advection-dispersion equation » (FADE). Ce modèle est intermédiaire entre SCM et CDE. Son développement est lié à la non adéquation de la CDE à représenter le transport de solutés à l'échelle du terrain.
- 4) « Continuous-time random walk » (CTRW), (Berkowitz *et al.*, 2000). Décrit le mouvement du soluté par un déplacement aléatoire dans le temps.

Parmi ces modèles, nous avons choisi, dans ce qui suit, d'utiliser le modèle mécaniste déterministe de convection-dispersion. Parce que c'est un des modèles les plus utilisés. Et parce qu'il s'appuie sur une description déterministe des processus modélisés et qu'il requiert la détermination des valeurs de paramètres ou des conditions initiales. Il est dit mécaniste car il est fondé sur des équations provenant des lois de la physique.

¹ Un soluté est considéré comme substance chimique qui se dissout dans la phase liquide de l'eau (Musy, A. et Soutter, M., 1991. Physique du sol. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, 335 pp).

Dans l'équation de convection-dispersion, les principaux mécanismes de transport pour un soluté non-réactif sont la convection et la dispersion hydrodynamique qui englobe la diffusion moléculaire et la dispersion mécanique.

I.2.1. La convection :

La convection représente l'entraînement des éléments en solution dans le mouvement du fluide qui se déplace. Le soluté est transporté par le mouvement général de l'eau, à la vitesse \vec{q} définie par la loi de Darcy.

Le principe de conservation de la masse permet d'écrire :

$$-\nabla \cdot (C \cdot \vec{q}) = \frac{\partial}{\partial t} (C \cdot \theta) \quad \text{Eq. I-8}$$

où C est la concentration [ML⁻³], \vec{q} la vitesse de Darcy [LT⁻¹], θ la teneur en eau volumique du sol [L³L⁻³].

I.2.2. La dispersion hydrodynamique :

La notion de dispersion hydrodynamique a été introduite par Bear (1972). La dispersion hydrodynamique est un phénomène par lequel une substance migre dans le sol. En se déplaçant, l'espèce chimique se dilue (effet du mélange) et s'étale pour occuper un volume plus grand avec une concentration corrélativement décroissante (effet de dilution).

Cette propagation est provoquée, d'une part, par le déplacement des molécules sous l'effet de la diffusion moléculaire et, d'autre part, par la dispersion cinématique.

La dispersion hydrodynamique est fonction de la nature du sol et des caractéristiques du transport de soluté.

I.2.2.a. La diffusion moléculaire :

Phénomène physico-chimique qui tend à rendre homogène la distribution spatiale du soluté jusqu'à une concentration uniforme par diffusion vers la zone moins concentrée (dans un hypothétique cas où le fluide serait au repos). Son influence ne devient importante que dans les cas d'écoulements lents (<10⁻⁷ cm.h⁻¹) :

$$\frac{\partial}{\partial t} (C \cdot \theta) = \nabla \cdot (D_0 \cdot \vec{\nabla} (C)) \quad \text{Eq. I-9}$$

où D_0 est le coefficient de diffusion moléculaire [L^2T^{-1}], C est la concentration [ML^{-3}].

I.2.2.b. La dispersion mécanique :

Parallèlement au transport général des molécules en solution par convection, se rajoute un phénomène de dispersion du soluté dans l'eau. Cette dispersion est due à l'hétérogénéité de la distribution des vitesses dans un milieu poreux, elle-même soumise à trois phénomènes : (i) le profil de vitesse dans un capillaire est parabolique (donc la vitesse est plus rapide pour les molécules situées au centre des pores), (ii) la dimension des pores est variable (donc la vitesse est plus rapide pour les molécules transportées par les grands pores), (iii) les lignes de courant varient par rapport à la direction principale de l'écoulement (donc plus rapide pour les molécules qui s'éloignent le moins de cette direction principale).

$$j_D = -\overline{D_{ij}} \cdot \theta \cdot \vec{\nabla}(C) \quad \text{Eq. I-10}$$

où j_D est le flux dispersif [$MT^{-1}L^{-2}$], C est la concentration [ML^{-3}], $\overline{D_{ij}}$ est le tenseur de dispersion [L^2T^{-1}] (c'est un tenseur symétrique de deuxième ordre, et ses directions principales sont la direction du vecteur vitesse d'écoulement, les deux autres directions sont perpendiculaires à la première et entre elles).

Pour des vitesses d'écoulement inférieures à 10^{-7} cm.h⁻¹, la diffusion moléculaire joue le rôle principal dans la dispersion du soluté. Pour des vitesses élevées, le phénomène de dispersion cinématique est prédominant. Dans notre cas d'étude, les vitesses sont supérieures à ce seuil. Nous négligerons par la suite la diffusion moléculaire.

Le tenseur de dispersion est défini pour un milieu isotrope par (Bear, 1972) :

$$\theta \overline{D_{ij}} = \lambda_T \cdot |q| \cdot \delta_{ij} + (\lambda_L - \lambda_T) \frac{q_i q_j}{|q|} \quad \text{Eq. I-11}$$

où λ_L et λ_T sont respectivement la dispersivité longitudinale et transversale [L], q es le flux d'eau [LT^{-1}], δ_{ij} est la fonction delta Kronecker égale à 1 si $i=j$, sinon 0.

La dispersivité transversale est beaucoup plus petite que la dispersivité longitudinale, d'environ un à deux ordres de grandeur (Bear,1972). Elle est généralement prise une valeur fixe à 1/10 de la valeur de la dispersivité longitudinale (Domenico et Schwartz, 1990).

1.2.2.c. La dispersivité longitudinale, étude bibliographique :

La dispersivité n'est pas un paramètre directement mesurable. Elle peut être obtenue à partir de calages sur les courbes d'élution utilisant des solutions analytiques, des moyens numériques (résolution inverse) ou la méthode des moments.

La dispersion hydrodynamique, D , dans des conditions de flux monodimensionnel, devient (Saffman, 1959) :

$$D = \lambda \cdot v \quad \text{Eq. I-12}$$

où λ est la dispersivité [L], v est la vitesse de pores [LT^{-1}], ($v=q/\theta$, avec q la vitesse de Darcy [LT^{-1}] et θ la teneur en eau [L^3L^{-3}]).

Cette relation linéaire entre D et v , est justifiée par l'hypothèse que la géométrie de l'eau remplissant les pores reste constante avec la vitesse des pores.

Bear (1972) considère la dispersivité comme une valeur caractéristique du milieu et de la taille de l'échantillon. D'après cet auteur, l'utilisation d'une valeur unique de dispersivité pour l'ensemble du milieu poreux est suffisante afin de caractériser les processus de transport de solutés.

Les travaux réalisés au laboratoire sont centrés sur deux thématiques particulières : étudier la relation entre la dispersivité et la teneur en eau et entre la dispersivité et l'échelle de travail. La confirmation de ces relations limiterait les contraintes d'application de l'équation de convection-dispersion pour l'étude du transport de solutés. Dans ce qui suit, nous présentons une synthèse des études réalisées à ce propos.

Récemment, beaucoup d'auteurs ont cherché à trouver des modèles théoriques permettant de calculer la relation entre D et v pour les sols non saturés au laboratoire (Haga *et al.*, 1999 ; Padilla *et al.*, 1999 ; Sato *et al.*, 2000 ; Nützmann *et al.*, 2002 ; Toride *et al.*, 2003 ; Sato *et al.*, 2003). Néanmoins, ces relations ont été trouvées dans des conditions de forte non-saturation. Dans notre cas d'étude, nous sommes dans des conditions où la teneur en eau reste très proche de la saturation. Nous pouvons a priori considérer que la dispersivité dans notre cas est faiblement dépendante de la teneur en eau.

Un deuxième axe d'études au laboratoire vise à étudier l'effet d'échelle, c.-à-d. voir si la dispersivité augmente avec la distance parcourue. Wierenga et Van Genuchten (1989) et Pang et Hunt (2001), ont conclu que la dispersivité en milieu non saturé dépend de la distance parcourue. *A contrario*, Khan et Jury (1990) et Porro *et al.* (1993), n'ont pas trouvé de relation claire entre la dispersivité et l'échelle de mesure de celle-ci. De ces études réalisées au laboratoire, nous pouvons retenir que les valeurs de dispersivité longitudinale trouvées pour un sol sablo-limoneux en conditions non saturées varient entre 1 et 5 cm.

Des travaux réalisés en écoulement bidimensionnel Burns (1996) et Roth et Hammel (1996) ont trouvé que la dispersivité n'est pas une constante du milieu poreux, c.-à-d. qu'elle augmente avec la distance parcourue.

D'autres études réalisées en écoulement bidimensionnel sur des systèmes drainants utilisent des valeurs de dispersivité trouvées dans la littérature afin de modéliser les expériences réalisées au terrain. Mohanty *et al.* (1998) ont pris 5 et 1 cm pour la dispersivité longitudinale et transversale respectivement. Ces valeurs ont permis de bien modéliser les expériences réalisées. Larsson *et al.* (1999) ont utilisé une valeur de dispersivité longitudinale égale à 1 cm. de Vos *et al.* (2000) ont pris une valeur de 10 cm pour la dispersivité longitudinale et 1 cm pour la transversale. Kohler *et al.* (2001) ont pris une valeur de dispersivité égale à 10 cm. Gerke et Kohne (2004) ont utilisé une dispersivité de 4 cm, déterminée sur des expériences en régime transitoire sur colonne de sol.

En conclusion, une valeur de dispersivité longitudinale comprise entre 1 et 10 cm semble bien représenter les données obtenues sur le terrain sur des systèmes drainants pour différents types de sol.

Radcliffe *et al.* (1996) ont déterminé les paramètres hydrodispersifs dans la zone non saturée sur deux sites expérimentaux (12,5 x 30,5 m²). Ils ont trouvé une dispersivité de 5,3 et 3,4 cm pour chaque site. La dispersivité globale du système a été estimée à 23,7 et 19,5 cm pour les deux sites d'étude. Ils ont conclu que la dispersion est contrôlée par le flux de la nappe (écoulement horizontal). Gupte *et al.* (1996), ont utilisé une quarantaine de colonnes de sol (15 cm diamètre et 33-64 cm de long), extraites du site d'étude précédent. L'objectif de cette étude était de trouver la relation entre les paramètres locaux de transport mesurés dans les colonnes et de les comparer aux résultats obtenus sur le terrain. L'optimisation des

paramètres a été réalisée grâce au code CXTFIT (Toride *et al.*, 1995). La valeur de dispersivité moyenne trouvée est de 6,6 cm, qui est une valeur proche de celles trouvées sur le terrain (5,3 et 3,4 cm).

Pang *et al.* (2000), ont utilisé des valeurs de dispersivité longitudinale calibrées manuellement avec le code HYDRUS-2D, sur une expérience de traçage au bromure réalisée au terrain sur deux types de sol (marno-limoneux et sablo-limoneux fin). Ils ont trouvé une valeur de 50 et 5 cm respectivement. Les différences entre les deux valeurs de dispersivités sont attribuées à une plus grande hétérogénéité du sol marno-limoneux. La valeur de la dispersivité transversale a été prise 1/10 de la valeur de dispersivité longitudinale.

Jaynes *et al.* (2001) ont étudié le caractère préférentiel du transport de plusieurs solutés dans un sol drainé limoneux sur le terrain. Ils ont utilisé une dispersivité longitudinale égale à 15 cm (trouvé par Rice *et al.* (1986) d'après une étude terrain sur un sol hétérogène sablo limoneux réalisée en conditions monodimensionnelles).

Abbasi *et al.* (2003) ont estimé les paramètres hydrauliques et de transport, avec un code numérique (Hydrus-2D) par résolution inverse, de plusieurs sites en régime transitoire. Ils ont trouvé que la dispersivité longitudinale variait de 2,6 à 32,8 cm.

Des études réalisées dans un milieu poreux en écoulement bidimensionnel, nous pouvons conclure qu'il existe une grande variété de valeurs de dispersivité longitudinale utilisées (entre 1 et 30 cm). En effet, ces valeurs sont obtenues pour différents types de sol, tailles de système considéré et diverses approches sont utilisées pour les déterminer.

Dans notre cas d'étude, et d'après l'étude bibliographique réalisée, nous avons choisi de déterminer la dispersivité longitudinale au laboratoire en réalisant des expériences en conditions non saturées et en régime d'écoulement monodimensionnel. Ensuite, nous appliquerons ces valeurs afin de modéliser les expériences en écoulement bidimensionnel.

I.2.3. L'équation de convection-dispersion classique, CDE :

Si on considère que le flux total de soluté est composé de flux dispersif et convectif, le transport peut être décrit par l'équation classique de convection-dispersion, sans terme puits source :

$$R \frac{\partial \theta C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\theta \overline{D_{ij}} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) - q_i \frac{\partial C}{\partial x_i} \quad \text{Eq. I-13}$$

où C es la concentration en soluté dans la phase liquide [ML⁻³], $\overline{D_{ij}}$ est le tenseur du coefficient de dispersion [L²T⁻¹], et q_i est le component du flux d'eau [LT⁻¹], R est le facteur de retard [-].

La résolution de l'équation de convection-dispersion nécessite la connaissance préalable de la vitesse de Darcy (q), de la dispersion hydrodynamique (donc de la dispersivité) et du facteur de retard. La vitesse de Darcy est connue par la résolution préalable de l'équation de Richards. Le facteur de retard (R) n'intervient que pour les solutés réactifs, pour les non réactifs (traceur idéal), R=1 (Figure I-1). Cette variable correspond à la vitesse de l'eau divisée par la vitesse du traceur. Pour les ions chargés négativement comme le chlorure ou bromure, R<1 (Wierenga, 1995).

$$R = 1 + \frac{\rho_d \cdot k_d}{\theta} \quad \text{Eq. I-14}$$

où ρ_d est la masse volumique [ML⁻³], k_d est une constante empirique [M⁻¹L³] et θ la teneur en eau volumique [L³L⁻³].

Le seul paramètre de cette équation à déterminer, pour un soluté non réactif (R=1), est alors la dispersivité. La valeur de la dispersivité affecte la forme de la courbe d'élution, mais pas la localisation du pic de concentration, Figure I-1 (Wierenga, 1995).

Plusieurs solutions analytiques en régime permanent de l'équation (I-13) existent. Elles sont basées sur différents jeux de conditions initiales et aux limites (van Genuchten et Alves, 1982 ; Toride *et al.*, 1995). Le choix des conditions aux limites doit traduire au mieux les processus physiques qui se déroulent aux limites du système expérimental.

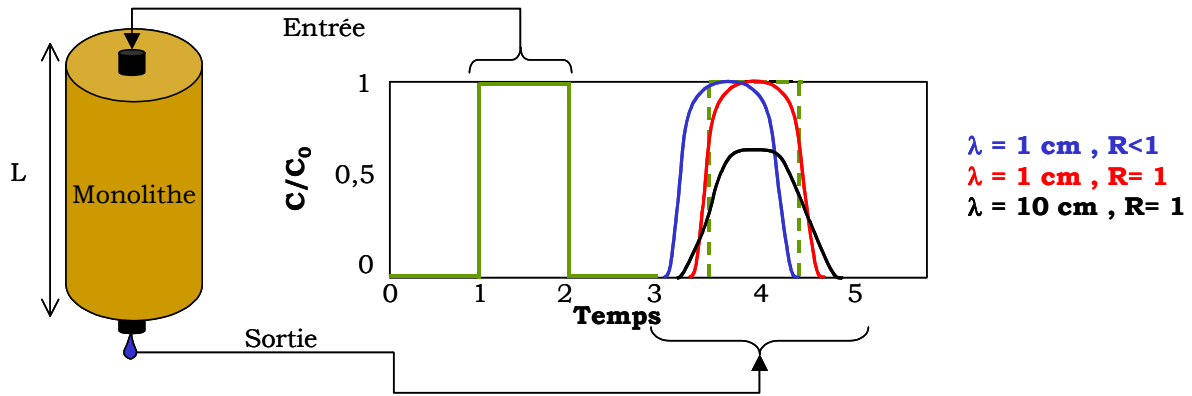


Figure I-1. Effet du facteur de retard et de la dispersivité sur les courbes d'élution.

Afin de décrire certains mécanismes ne pouvant pas être correctement décrits par l'équation de convection-dispersion (CDE), une deuxième équation fondée sur les bases de CDE a été construite : l'équation de convection dispersion à deux régions (MIM). Elle assume que la région liquide peut être divisée dans une partie mobile et une autre immobile ou stagnante. Dans la région mobile, le transport de solutés se produit par convection-dispersion, l'échange entre les deux régions est fait par un coefficient de diffusion (Coats et Smith, 1964 ; Gaudet *et al.*, 1977). Le nombre de paramètres à déterminer pour cette équation est plus élevé que pour CDE : dispersivité, facteur de retard, partition entre l'eau mobile et immobile et coefficient de diffusion entre les deux régions.

I.3. MODELISATION

I.3.1. Principes de modélisation :

Afin d'étudier le mouvement d'une particule dans un fluide, deux approches sont possibles : la méthode eulérienne et la méthode lagrangienne.

Si nous étudions l'évolution de différents paramètres (vitesse, pression, teneur en eau, température...) sur un point de l'espace, nous choisissons alors les coordonnées eulériennes. A chaque instant des particules différentes passent par le point considéré, et on étudie en ce point les variations temporelles des paramètres souhaités. Dans cette description on étudie le changement des grandeurs en un point fixe de l'espace, $r=(x,y,z)$. Toutes les grandeurs relatives à la particule (vitesse, pression, température, ...) sont données en fonction du vecteur lieu actuel (r) et du temps t (par exemple pour la vitesse : $v = v(r,t)$). L'équation de transport est

discrétisée par une méthode de différences finies ou d'éléments finis, utilisant un maillage fixe (Leij *et al.*, 1999c).

Si nous suivons la particule le long de sa trajectoire, nous utilisons alors les coordonnées lagrangiennes. Dans cette description, nous suivons la particule dans un fluide. Son mouvement est repéré par rapport à sa position initiale $r_0 = (x_0, y_0, z_0)$ et au temps. L'image de cet écoulement est complète lorsque nous connaissons le vecteur lieu (ou vecteur position) de la particule, $r = r(r_0, t)$. En règle générale, cette intégration est difficile à effectuer. Pourtant, dans le plus grand nombre de cas, il n'est pas nécessaire d'obtenir les trajectoires et les positions relatives des particules le long des trajectoires par rapport au temps. Pour cette raison, la méthode d'Euler est souvent plus adéquate.

Néanmoins, nous nous intéressons à ces deux approches, car elles vont nous apporter des informations différentes et complémentaires à la compréhension des mécanismes de transport de solutés. La méthode lagrangienne utilisée sera présentée au Chapitre V.

La modélisation mécaniste (dont fait partie l'équation de convection-dispersion, § I.2.3) permet d'accéder aux variables d'état (humidité, potentiel matriciel, concentration) et aux variables du transfert de masse (lessivage).

L'étude du transport de solutés dans un sol avec une nappe drainée se fait dans la partie saturée et non saturée. Pour cela, nous avons besoin d'un modèle intégrant ces deux parties. Ainsi, il nous fallait impérativement utiliser un code numérique résolvant les équations des modèles d'écoulement (Richards) et transport de solutés (CDE) en deux dimensions.

I.3.2. Le code HYDRUS-2D :

HYDRUS-2D (Simunek *et al.*, 1996), est une interface du code SWMS-2D (Simunek *et al.*, 1994), qui permet de simuler des écoulements bidimensionnels de l'eau et le transport de solutés dans un milieu poreux incompressible et variablement saturé, en régime permanent ou transitoire, pour un système de dimensions métriques et pour divers pas de temps.

Il résout l'équation de Richards (§ I.1.8) sous sa forme mixte, et fournit en sortie, pour chaque nœud du maillage, les valeurs de pression, de teneur en eau, et les composantes verticales et horizontales du vecteur vitesse. Le code permet d'utiliser le modèle de Mualem – van Genuchten (1980), MvG, ou le modèle de Brooks et

Corey (1964) pour paramétrer la courbe de rétention hydrique et la courbe de conductivité hydraulique.

Le code résout l'équation de convection-dispersion pour le transport de solutés. Les équations aux dérivées partielles sont résolues en utilisant un schéma numérique aux éléments finis. Les pas de temps sont adaptés à chaque itération en fonction du critère « nombre de courant » < 1 .

Hydrus-2D peut réaliser la résolution inverse des propriétés hydrauliques et/ou les paramètres de transport et il peut rendre compte de la complexité des phénomènes de transport, dans le cas du régime permanent et transitoire, en une et deux dimensions de l'espace.

I.3.2.a. Utilisation du code HYDRUS-2D dans la littérature :

Ce code est largement utilisé dans beaucoup d'études au laboratoire et sur le terrain, en une et deux dimensions. Nous allons citer quelques exemples.

Stamm *et al.* (2002) ont utilisé le code afin de modéliser les flux d'eau sur des sols drainés. D'autres auteurs ont utilisé ce logiciel afin de modéliser le transfert d'eau et le transport de solutés avec les résultats d'expériences de traçage sur sols drainés au terrain (Bragan *et al.*, 1997 ; Gribb et Sewell, 1998 ; de Vos *et al.*, 2000 ; Pang *et al.*, 2000 ; Abbaspour *et al.*, 2001 ; de Vos *et al.*, 2002 ; Abbasi *et al.*, 2004 ; Gerke et Kohne, 2004). De ces articles, tous sauf celui de Gerke et Kohne (2004), montrent que la dynamique de l'eau et du transport de solutés dans un sol drainé est bien reproduite par le code HYDRUS-2D.

Parker *et al.* (1985) ; van Dam *et al.* (1992) ; Eching et Hopmans (1993) ; Ventrella *et al.* (2000), ont utilisé ce logiciel afin d'optimiser les paramètres hydrodynamiques du sol.

Mishra et Parker (1989), Inoue *et al.* (2000), Jacques *et al.* (2002), ont réalisé l'optimisation des paramètres hydrodynamiques du sol et des paramètres de transport de solutés en une dimension. Pour le même type d'étude mais en deux dimensions nous trouvons : Abbasi *et al.* (2003) ; Abbasi *et al.* (2004).

I.3.2.b. Caractéristiques générales du code HYDRUS-2D :

I.3.2.b.1. Méthode de résolution :

La méthode numérique de résolution choisie est celle des éléments finis par l'approximation de Galerkin. L'espace est discrétisé en éléments finis, par un maillage triangulaire. La résolution numérique s'effectue aux nœuds du maillage (et non au centre des cellules comme pour les différences finies). Le maillage est généré par un programme générateur de maillage. Pour plus de détails sur la discrétisation spatiale et temporelle, voir Simunek *et al.* (1996).

Pour toutes les régions définies par l'utilisateur, à tous les pas de temps préalablement sélectionnés par l'utilisateur, HYDRUS-2D calcule un bilan de masse pour estimer les pertes dues aux approximations sur les différentes variables au cours du calcul. Il évalue ainsi la précision du calcul.

I.3.2.b.2. Conditions initiales et aux limites :

Les données d'entrée à fournir au modèle sont la durée de la simulation, les unités de longueur et de temps choisies.

Les conditions initiales doivent être spécifiées sur tous les points du domaine. Ces conditions peuvent être exprimées en charge de pression, en teneur en eau ou concentration.

Le code permet aussi de prendre en compte une éventuelle anisotropie et hétérogénéité du milieu.

Pour la résolution hydraulique, les conditions aux limites sont diverses. Nous pouvons choisir entre flux nul, flux constant non nul, flux variable, pression d'eau constante, pression d'eau variable et surface de suintement.

Le suintement est géré de la façon suivante : pour chaque nœud de la frontière définie comme surface de suintement, le code lui affecte une pression nulle s'il se trouve dans la zone saturée, une condition de flux nul s'il est situé dans la zone non saturée.

Les conditions variables (flux d'eau ou pression), sont rentrées dans un tableau nommé « conditions atmosphériques ».

Pour le soluté, nous avons trois types de conditions (Figure I-2) :

- 1^{er} type, condition de concentration ou de Dirichlet : cette condition exprime que lors d'une injection de soluté en surface du sol, celle ci est soumise immédiatement et de façon constante à une concentration C_0 . Néanmoins cette condition n'est pas généralement conservateur de la masse.
- 2^{ème} type ou condition de Neumann : elle impose un gradient de concentration aux nœuds de la frontière prédéfinis.
- 3^{ème} type, condition de Cauchy ou de flux : à l'entrée du système étudié, exprime la continuité du flux de solution et de concentration de part et d'autre de la limite supérieure, soit : la solution subit immédiatement un mélange avec la solution initialement présente dans le sol, ce qui est contradictoire avec $C=C_0$ (condition de concentration). On peut alors écrire que pendant le créneau, le flux entrant de solutés est égal au flux sortant du système d'alimentation en eau. Quand le flux d'eau est zéro ou dirigé hors la région, cette condition devient automatiquement une condition de Neumann.

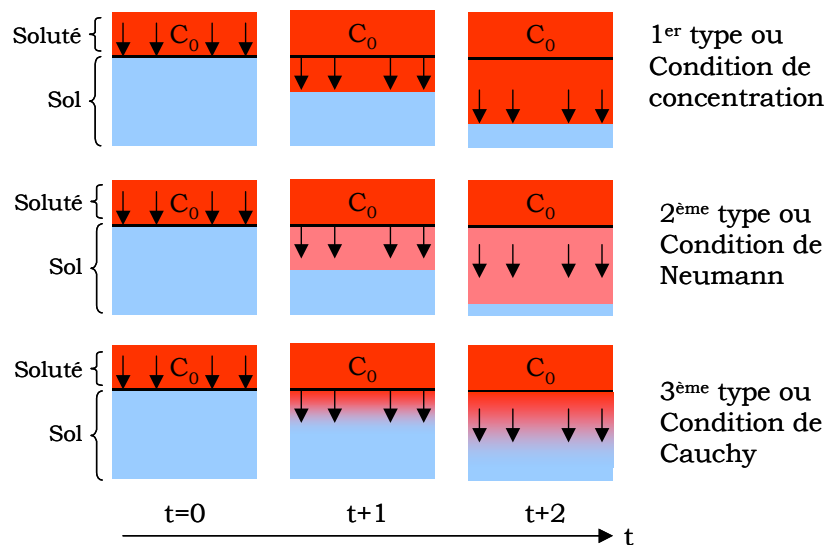


Figure I-2. Conditions aux limites pour l'apport de soluté.

1.3.2.b.3. Les paramètres requis :

Nous avons retenu les expressions de MvG qui utilisent 5 paramètres : teneur en eau résiduelle θ_r , teneur en eau à saturation θ_s , perméabilité à saturation K_s , et deux paramètres α et n .

Les paramètres hydrodispersifs du sol nécessaires dans notre cas sont : la dispersivité (longitudinale et transversale), le facteur de retard, la densité apparente sèche du sol.

1.3.2.b.4. La résolution inverse :

Le code numérique retenu (HYDRUS-2D), permet aussi de réaliser la résolution inverse. Il utilise l'algorithme de Levenberg-Marquardt (Marquardt, 1963) comme fonction objectif pour l'optimisation des paramètres.

Nous distinguons les notions de calage de modèle (model fitting) et calage de courbe (curve fitting). Quand nous calons des points expérimentaux sur la courbe de rétention hydrique, nous faisons du calage de courbe car l'équation est de nature empirique. Alors que le calage de points expérimentaux sur la courbe d'élution avec l'équation de convection-dispersion correspond à un calage de modèle, la relation est bien définie et seuls les paramètres sont inconnus. Ainsi, les paramètres obtenus par calage de modèle peuvent être extrapolés au-delà de la gamme de mesure où ils ont été obtenus (Simunek et Hopmans, 2002a).

Dans l'application de la résolution inverse, nous pouvons rencontrer trois problèmes principaux :

- Unicité : la solution est non unique quand le critère de minimisation est non convexe, c.-à-d. que le minimum se produit pour une large gamme de valeurs,
- Non-indépendance des paramètres : quand plusieurs combinaisons de paramètres mènent à la même solution,
- Stabilité : nous obtenons une solution stable quand les paramètres optimisés sont peu sensibles aux erreurs de mesure, c.-à-d. les petites erreurs dans la réactivité du système ne doivent pas avoir comme conséquence de grands changements des paramètres optimisés.

Il est souvent recommandé de réaliser plusieurs résolutions inverses avec différents paramètres initiaux afin de choisir les valeurs des paramètres qui réduisent au minimum la fonction objectif (Simunek *et al.*, 2002b).

I.4. CONCLUSION

Dans ce chapitre, nous avons présenté les concepts théoriques d'écoulement d'eau et de transport de solutés dans un milieu poreux variablement saturé.

Dans le cadre de la thèse, il a été choisi de réaliser des expériences de traçage sur un sol drainé par un tuyau enterré au laboratoire (§ Chapitre IV). L'objectif, est d'étudier le schéma d'eau et le lessivage de solutés au moyen de l'outil modélisation. Pour cela, nous avons choisi le code numérique (HYDRUS-2D) qui résout l'équation de Richards pour modéliser le transfert d'eau et l'équation de convection-dispersion pour modéliser le transport de solutés.

Afin de résoudre l'équation de Richards, le modèle Mualem - Van Genuchten (1980) a été choisi car c'est celui qui rend le mieux compte de la non-linéarité des propriétés hydrodynamiques parmi tous les modèles exposés. Aussi c'est une des lois les plus utilisées (Eching et Hopmans, 1993 ; Vogel *et al.*, 2001) et des plus souples. Les paramètres hydrodynamiques du sol sont déterminés expérimentalement pour le sol utilisé (§ Chapitre II).

Afin d'étudier le transport de solutés par l'équation de convection-dispersion, la dispersivité doit être connue. D'après l'étude bibliographique, il existe une large gamme de valeurs possibles pour des systèmes drainants (de 1 à 30 cm). Pour cela, il a été décidé de la déterminer expérimentalement en milieu non saturé, dans une gamme à proximité de la saturation et en écoulement monodimensionnel pour deux outils expérimentaux de différente taille (§ Chapitre III).

Dans le chapitre suivant, nous allons présenter le matériel et les méthodes utilisés afin de réaliser les expériences au laboratoire.

CHAPITRE II :

DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX

Dans ce chapitre, nous décrivons le matériel et les méthodes utilisées pour les expériences réalisées dans un sol variablement saturé au laboratoire sur :

- (i) Colonne de sol de 100 cm de haut et 15 cm de diamètre,
- (ii) Modèle physique MASHYNS (Maquette de Simulation Hydraulique des Nappes Superficielles) qui a été développé et mis au point par Kao (2002), de 100 cm de haut, 200 cm de long et 50 cm de large.

Nous rappelons que l'objectif principal de la thèse est de comprendre les mécanismes de transfert d'eau et solutés dans un sol variablement saturé, en écoulement bidimensionnel et en présence d'une nappe superficielle drainée.

Le deuxième objectif est de transcrire la connaissance acquise par l'expérience, dans une modélisation, au moyen de l'équation déterministe de convection-dispersion et d'analyser les conditions de validité de cette équation.

Afin d'atteindre le premier objectif, nous avons réalisé des expériences sur un modèle physique de sol (§ Chapitre IV). Ce dispositif original est équipé de tensiomètres nous permettant de connaître les schémas de circulation d'eau dans le sol (§ II.2.1.a). Le lessivage de solutés dans le massif de sol sera étudié au moyen des sondes de mesure de la conductivité électrique insérées dans le sol (développées et construites dans le cadre de la thèse, § II.2.1.b, Paris *et al.*, 2003). D'autres variables ont été aussi mesurées dans la solution à la sortie du système : pH , conductivité électrique, analyses et mesure du débit sortant par pesée.

La transcription des résultats obtenus expérimentalement dans la modélisation, nécessite la connaissance préalable des paramètres de transport. Pour cela, nous avons choisi de les déterminer dans des conditions d'expérimentation différentes.

Nous avons donc réalisé des expériences en écoulement monodimensionnel et en conditions non saturées sur colonne de sol et sur le modèle physique MASHYNS (§ Chapitre III).

Le fait de travailler sur deux dispositifs expérimentaux de géométries différentes nous permettra de comparer des résultats à la même échelle verticale mais à une échelle horizontale différente.

De plus, les expérimentations réalisées sur la colonne de sol nous ont permis de tester et mettre au point différents outils de mesure, utilisés par la suite dans les expériences sur MASHYNS.

II.1. LA COLONNE DE SOL

II.1.1. Matériel et mesures :

La colonne est constituée d'un tube en PVC glass (100 cm de longueur et 15,2 cm de diamètre). La base de la colonne est composée d'un géotextile fin et d'une grille et fermée par un bouchon. L'ouverture de celui-ci met la colonne en contact avec l'air libre, donc à la pression atmosphérique (condition à la limite inférieure de type suintement, $h=0$).

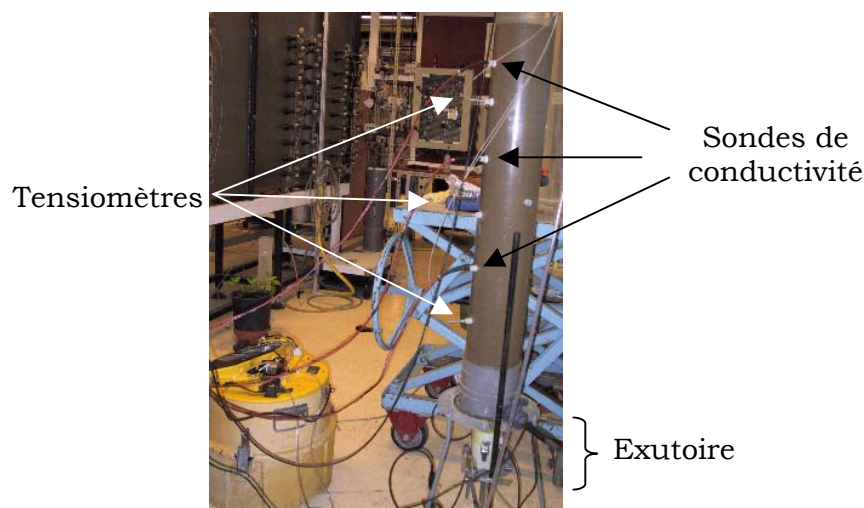


Figure II-1. Schéma de la colonne de sol. Localisation des tensiomètres et des sondes de conductivité.

Trois tensiomètres (Figure II-1) sont situés à différentes profondeurs sur une même verticale (20, 50 et 80 cm par rapport au fond de la colonne) et permettent de mesurer le potentiel de pression, et donc de charge hydraulique. Les tensiomètres

sont constitués d'une céramique poreuse de 23 mm de longueur et 8 mm de diamètre (OBJECTIF K®). Les capteurs de pression utilisés sont de type « Soil Moisture ® » pour une gamme de 0 à 500 hPa.

Nous disposons également de trois sondes de conductivité (§ II.2.1.b, pour une description détaillée) situées à 90, 65 et 35 cm par rapport à la base. Elles permettent de mesurer la conductivité électrique apparente du sol, et donc de suivre le transport du traceur dans le massif.

II.1.2. Synthèse des expériences réalisées sur colonne de sol :

Les expériences réalisées dans le cadre de cette thèse sur colonne de sol ont commencé en mai 2002. Nous avons réalisé au total six expériences en conditions non saturées, résumées dans le Tableau II-1. Les principaux objectifs et matériaux utilisés sont exposés ci-dessous pour chaque expérience. De ces expériences, seulement celle notée B sera présentée en détail dans le travail de thèse (§ II.5.1.a et Chapitre III).

En mai 2002, la première expérience en régime permanent, notée A, a été réalisée. Nous avons utilisé de l'eau distillée avec un traceur (KCl) injecté en échelon. Elle nous a permis de tester la méthode de prélèvement de la solution de sol par des bougies poreuses et d'étudier la courbe d'élution en réponse à un échelon. Les tests avec les bougies poreuses, nous ont permis d'analyser les avantages et inconvénients de la méthode. Nous avons conclu que cette technique n'était pas adaptée à notre étude expérimentale (dynamique de prélèvement lente et forte succion appliqué au milieu). Cette expérience est la seule à ne pas présenter un suivi tensiométrique.

Cette expérience nous a par ailleurs permis de tester l'utilisation d'une injection en échelon. Nous avons conclu que nous utiliserons par la suite une injection en créneau, nous permettant d'avoir la montée et la descente des courbes d'élution, vérifier la restitution complète du traceur en sortie du sol...

En juillet 2002, nous avons réalisé un traçage couplé (expérience B). De l'eau distillée, un traceur chimique (KCl) et isotopique (^{18}O) ont été utilisés. L'expérience a été réalisée en conditions non saturées et en régime quasi-permanent. La durée d'injection des traceurs a été calée sur une lame d'eau correspondant à 1 volume de pores. Le détail du protocole expérimental est exposé dans II.5.1.a. Les résultats sont présentés au Chapitre III.

En août 2002, nous avons réalisé une troisième expérience, notée C, dans les mêmes conditions que l'expérience B, mais sans utiliser un traceur isotopique. Nous avons constaté une diminution sensible du débit tout au long de l'expérience, et nous avons décidé de détruire le sol. Nous avons prélevé 5 échantillons afin de réaliser des analyses du sol (conductivité hydraulique à saturation, densité apparente sèche, teneur en eau à saturation) le détail est en Annexe II-1. Les résultats ont montré une conductivité hydraulique à saturation à la base du sol 10 fois inférieure à celle mesurée en surface. Nous avons attribué ce phénomène à l'utilisation de l'eau distillée qui a provoqué une déstructuration du sol. Nous avons alors décidé d'utiliser de l'eau du réseau. Après le prélèvement des échantillons, nous avons vidé la colonne de sol et nous l'avons remplie à nouveau avec le même type de sol.

En novembre 2002, nous avons réalisé la quatrième expérience, notée D, avec la nouvelle colonne. Nous avons utilisé un traceur chimique différent, le CaCl_2 , avec de l'eau du réseau. Les changements du type de traceur et de l'eau apportée ont été réalisés afin de minimiser les échanges cationiques observés lors des expériences de traçage précédentes, et limiter ainsi les modifications des propriétés du sol induites. La durée d'injection du traceur a été de 1 volume de pores. L'expérience D a été la première à utiliser les trois sondes de conductivité électrique insérées dans le sol (§ la méthode est décrite dans II.2.1.b). Elle a été réalisée en régime permanent et en conditions non saturées.

Par la suite, nous avons réalisé une expérience, notée E, dans des conditions très proches de la précédente mais en utilisant un créneau de plus courte durée. Le but était de voir si la durée du créneau appliqué influence la détermination des paramètres de transport, par comparaison à l'expérience D.

Finalement, en décembre 2002, nous avons réalisé la dernière expérience sur la colonne de sol, notée F. Pour cela, nous avons utilisé le même traceur et mesures dans le sol décrites auparavant (tensiomètres et sondes de conductivité). Elle a été réalisée en conditions de non-saturation plus importantes, afin de tester la mesure réalisée par les sondes de conductivité (potentiel de pression de -60 cm en surface du sol). La mesure réalisée par les sondes a été validée, le signal obtenu étant sans oscillations.

Tableau II-1. Résumé de toutes les expériences réalisées sur colonne sol au laboratoire en régime quasi-permanent.

Notation	Colonne 1			Colonne 2		
	A	B	C	D	E	F
Date de réalisation	29/05/02	09/07/02	28/08/02	18/11/02	22/11/02	03/12/02
Type d'injection	Echelon	Créneau	Créneau	Créneau	Créneau	Créneau
Traceur utilisé	KCl	KCl + ¹⁸ O	KCl	CaCl ₂	CaCl ₂	CaCl ₂
Variables suivies*	A, BP, C	A, C,T	C, T	A, C, SC,T	A, SC, T	A, C, SC, T
Type d'eau utilisée	Distillée	Distillée	Distillée	Réseau	Réseau	Réseau
Durée du pulse (h)	« infinie »	11,45	13	15,2	3,7	43
Débit moyen (cm.h ⁻¹)	3,08	2,77	1,42	2,68	2,49	1,03

* A= analyses en sortie du système, BP= bougies poreuses, C= suivi de la conductivité électrique et du *pH* de la solution en sortie, SC= suivi de la conductivité électrique dans le sol au moyen des sondes de conductivité, T= tensiomètres.

II.2. LE MODELE PHYSIQUE MASHYNS

Le modèle physique est constitué d'une cuve en inox et plexiglass de 2 m de long, 1,3 m de haut et 0,5 m de large (Figure II-2).

Le système est délimité par quatre parois étanches (dont certaines amovibles). Le fond de la cuve est constitué de sept chambres indépendantes, qui ont permis d'instaurer un régime monodimensionnel. Deux drains agricoles (\varnothing 44/50 mm) sont placés horizontalement aux angles inférieurs de la cuve. Ils sont enrobés de géotextile et présentent des crépines placées 4 par 4 pour chaque section le long des génératrices du drain. Ils ont été neutralisés (tous les deux) lors des essais en une dimension (remplis avec le même type de sol). Un seul a été neutralisé pour les expériences sur les systèmes drainés. La surface du sol est à l'air libre.

Le pilotage du système et la gestion des cartes d'acquisition sont centralisés sur un PC dédié, et un programme informatique spécifique («PIMH», Pilotage Informatisé de la Maquette Hydraulique) a été mis au point en Visual Basic (Tang, 1999). Les procédures de vérification de l'instrumentation (purge des tensiomètres, calibration du capteur de pression...) et de gestion électronique et informatique du système sont consignées dans un « Guide de Maintenance », régulièrement évalué et complété (Kao, 2002).

Une centrale d'acquisition (CR10X) reliée au PC central, assure les mesures de conductivité électrique apparente, de température, de débit par les augets basculeurs et permet le pilotage du préleveur automatique et de la recharge pluviométrique.

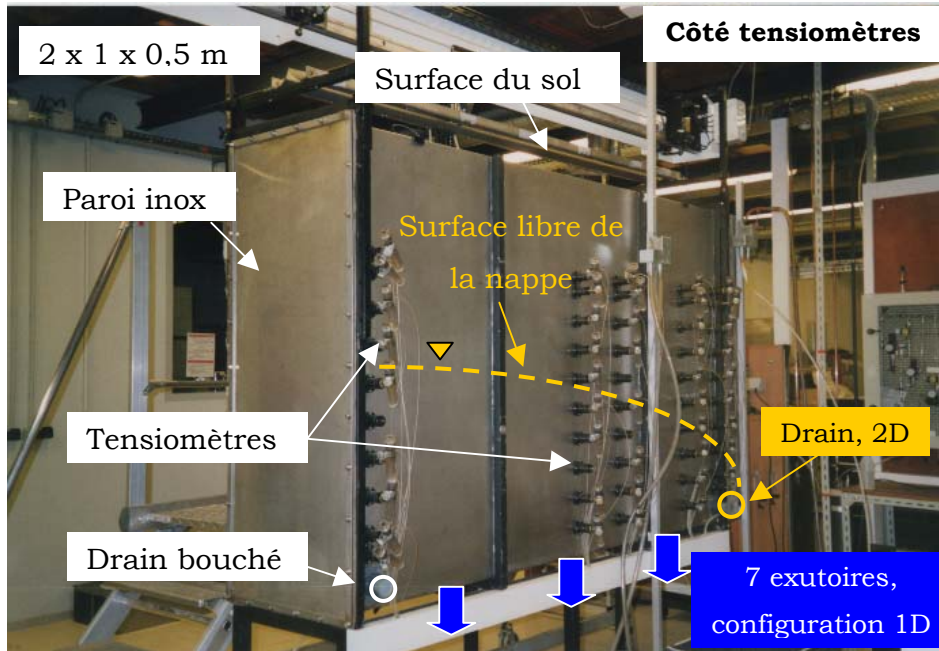


Figure II-2. Schéma de la maquette MaSHyNS. Localisation des tensiomètres, exutoires (1D) et drains (2D).

II.2.1. Mesures physiques dans le sol :

Nous présentons en détail les mesures physiques réalisées lors des expériences dans le sol du modèle physique MASHYNS.

II.2.1.a. Mesure du potentiel de pression

Nous disposons de 48 voies de mesure de pression d'eau. 46 sont reliées à des tensiomètres disposés horizontalement dans le sol, et 2 sont reliées à des voies dites « de référence ». Les 46 tensiomètres du sol sont disposés selon cinq profils verticaux. Sur une verticale, les tensiomètres sont placés pour la plupart tous les 10 cm. Un commutateur hydraulique (Scanivalve ®) permet de mesurer la pression d'eau sur plusieurs voies différentes, avec un seul capteur de pression (PDCR23 ± 350 mbar, Scanivalve Corp. ®) (Kao, 2002).

L'utilisation d'un seul capteur pour toutes les voies tensiométriques permet d'avoir une incertitude de mesure unique pour tous les tensiomètres, et évite de devoir

manipuler un parc de capteurs trop important. Les voies de référence sont des voies pour lesquelles la pression d'eau et la cote (donc la charge) sont parfaitement déterminées. Elles servent à calibrer les mesures effectuées au niveau des tensiomètres. Le principe de correction fait l'hypothèse (régulièrement vérifiée) d'une réponse linéaire du capteur, sachant que les charges mesurées au niveau des voies de référence (-50 cm et +150 cm, la référence 0 étant le fond de la maquette) encadrent les charges mesurées au niveau des tensiomètres.

La pression est exprimée en hauteur de colonne d'eau par rapport au fond de la cuve. L'incertitude sur les mesures tensiométriques est de l'ordre de 0,9 cm de colonne d'eau avec un coefficient d'élargissement d'ordre 2 (Kao, 2002).

II.2.1.b. Mesure du soluté dans le sol

Nous avons réalisé une recherche bibliographique sur les méthodes existantes afin d'étudier le lessivage du soluté dans le sol. Nous avons trouvé deux grands groupes (Rhoades et Oster, 1986) :

- (1) des méthodes directes (extraction de l'eau du sol ; prélèvement du sol et extraction de son eau au laboratoire)
- (2) des méthodes indirectes (mesure de la conductivité électrique apparente du sol par des méthodes géophysiques).

Nous avons investigué expérimentalement deux méthodes très différentes : celle de l'extraction de la solution du sol par des bougies poreuses et celle de la mesure de la conductivité électrique *in situ*.

La méthode d'extraction de la solution du sol par des bougies poreuses est une méthode largement utilisée depuis des décennies (Briggs et Calls, 1904 ; Wagner, 1962). Nous trouvons différentes synthèses bibliographiques dans : Cheverry (1983) ; Litaor (1988) ; Grossmann et Udluft (1991) et Bouarfa *et al.* (1993).

Le principe de la méthode est que la bougie (céramique poreuse) est reliée à une canne obturée par un bouchon qui laisse passer un capillaire relié à une pompe à vide par lequel on applique une dépression à la bougie. L'application de cette dépression à l'intérieur de la canne crée une différence de potentiel entre l'intérieur de la bougie et la solution du sol, provoquant l'extraction de la solution du sol.

Deux types de problèmes méthodologiques se posent à l'utilisation de la bougie poreuse comme échantillonneur du sol. Le premier est d'ordre physique : la succion, exercée par la bougie, produit un assèchement autour d'elle, en créant un état non stable. Cette variation de l'état hydrique du sol autour de la bougie rend

difficile la modélisation des phénomènes physiques de prélèvement par bougie poreuse. Ainsi, nous pouvons nous intéresser sur l'origine de l'eau prélevée : eau mobile ? eau liée au sol ? Les écoulements sont-ils modifiés lors du prélèvement ?

Le second problème est d'ordre chimique : la céramique de la bougie constitue un filtre plus ou moins sélectif pour les ions de la solution prélevée par suite de phénomènes d'adsorption, de désorption et d'effet d'écran. L'importance des processus chimiques dépend du matériel constituant la bougie. Les matériaux les plus utilisés sont la céramique et le téflon (PTFE), mais il en existe aussi en polyéthylène et en verre.

Les propriétés intrinsèques de la bougie (porosité, conductivité) ainsi que les paramètres physiques de prélèvement (dépression appliquée aux bougies, durée du prélèvement) peuvent aussi influencer la composition chimique de l'eau échantillonnée.

Pour ces différentes raisons et après quelques tests expérimentaux (expérience sur colonne de sol A, voir II.1.2 et Tableau II-1), nous avons décidé de ne pas utiliser de tels systèmes car ils ne sont pas adaptés à nos conditions d'expérience : conditions variablement saturées et passage « rapide » du traceur par rapport à la dynamique de prélèvement.

Le deuxième groupe de méthodes consiste à mesurer la conductivité électrique apparente du sol, EC_{ap} . Il existe plusieurs méthodes (Rhoades et Oster, 1986) : (i) la sonde de conductivité à quatre électrodes (Rhoades et Ingvalson, 1971 ; Rhoades, 1976) ; (ii) la sonde à induction électromagnétique ; (iii) la sonde TDR (Time-Domain Reflectometry).

De ces trois méthodes, les deux dernières ne sont pas adaptées à notre système expérimental, les parois de la cuve sont en inox et produisent des interférences de mesure. De plus, nous devons trouver un outil adapté aux traversées de paroi préexistantes (de 8 mm de diamètre) sur le modèle physique de sol MASHYNS.

Nous avons donc retenu la méthode à quatre électrodes pour les avantages suivants : c'est une méthode non destructive dont le principe général est bien connu, la mesure est faite sur un petit volume de sol (quelques cm^3) et perturbe très peu les écoulements dans le sol.

La sonde de conductivité ou "four-electrode conductivity probe" est une méthode de mesure très utilisée pour l'étude du transport de solutés dans le sol (Huang *et al.*, 1995 ; Inoue *et al.*, 2000 ; Bristow *et al.*, 2001 ; Nützmann *et al.*, 2002 ; Toride *et al.*, 2003).

Les sondes ont été développées et élaborées au sein de l'unité de recherche DEAN du Cemagref d'Antony (Paris *et al.*, 2003). Chaque sonde présente quatre électrodes équidistantes sur un même axe. Elle est constituée d'un tube en plexiglas de 8 mm de diamètre. Quatre gorges de 1 mm de largeur et de 1 mm de profondeur ont été alaisées dans le plexiglas pour y couler de l'étain raccordé à 1 fil électrique à l'intérieur du tube. Les bagues sont séparées entre elles d'une distance a (5 mm) par le plexiglas non conducteur (Figure II-3). La distance entre les deux électrodes externes est alors de 15 mm. Cette géométrie a été choisie afin d'insérer les sondes dans les passages « presse-étoupe » existants dans la maquette sans avoir de contact électrique avec la paroi inox.

La température est mesurée au moyen d'un thermocouple installé à l'intérieur du tube. Celui-ci permet de faire une correction en température pour normer les conductivités électriques à 25°C. Les sondes sont connectées à une centrale de mesure CR10X (Campbell Scientific Inc, Logan, Utah).



Figure II-3. Photo de la sonde de conductivité électrique type Wenner ($a = 5$ mm).

Le principe de mesure de la configuration présentée ci-dessus consiste à appliquer un courant (I) entre les 2 électrodes extérieures et de mesurer la différence de tension (ΔV) entre les deux électrodes intérieures d'une part, et de mesurer la tension aux bornes d'une résistance de référence placée en parallèle d'autre part (Wenner, 1916). La conductivité électrique apparente du sol (EC_{ap} , $S.m^{-1}$) est estimée par la relation :

$$EC_{ap} = \frac{k \cdot f}{R_s} \quad \text{Eq. II-1}$$

où f est un facteur de correction de température de 25°C [-], k est une constante empirique (m) et R_s est la résistance (ohm) mesurée dans le sol $= (\Delta V / I)$.

L'étalonnage des sondes a été préalablement réalisé dans des solutions salines. Des relations linéaires ont été obtenues pour toutes les gammes de concentration testées. Une relation linéaire théorique établie par Rhoades et Oster (1986) a été utilisée afin de relier la mesure de EC_{ap} à la conductivité électrique de l'eau du sol, EC_w :

$$EC_{ap} = \theta_w \cdot \tau \cdot EC_w + EC_s \quad \text{Eq. II-2}$$

où θ_w est la teneur en eau volumique du sol [-], τ est un facteur de transmission lié à la tortuosité du milieu poreux (≤ 1) [-], EC_w est la conductivité électrique de l'eau du sol en $S.m^{-1}$ et EC_s est la conductivité électrique apparente de la phase solide (due aux cations échangeables adsorbés aux minéraux argileux) en $S.m^{-1}$.

Comme le montre l'équation II-2, la mesure de la conductivité électrique peut être affectée par la teneur en eau. Pour minimiser cette influence, nous avons choisi de réaliser le calibrage des sondes *in situ* et donc à la teneur en eau des expériences de traçage (Rhoades et Oster, 1986).

τ et EC_s étant caractéristiques du milieu poreux, ils sont déterminés par calibrage *in situ* lors de l'expérience (en régime permanent de concentration du traceur). Des séries de données à deux conductivités électriques différentes nous ont permis de déterminer la pente ($= \tau \cdot \theta_w$) et l'ordonnée à l'origine ($= EC_s$) de la relation II-2 pour chaque sonde.

La géométrie particulière du système ne permet pas de déterminer simplement le volume de la mesure. Nous savons que pour la configuration Wenner, la profondeur d'investigation de la mesure est égale à la séparation entre les électrodes externes, $3a$ (Rhoades *et al.*, 1990). Le volume de mesure a tout d'abord été estimé qualitativement par différents essais dans des volumes de solution saline et des proximités de parois variables. Nous avons identifié un bruitage du signal lorsque la paroi du bêcher utilisé est à 3 cm de la sonde.

Dans la littérature, ces sondes ont été souvent utilisées dans des milieux poreux sableux ne contenant pas d'argile (Inoue *et al.*, 2000 ; Silliman, 2001 ; Toride *et al.*, 2003), afin d'éviter des échanges cationiques qui font varier la mesure de la conductivité électrique. Notre sol présente 14 % d'argile (§ II.3.1). Malgré ce constat, pouvons nous supposer que la mesure de conductivité dans le sol est un bon indicateur du passage du soluté ?

Nous rappelons que les sondes ont fait l'objet d'une étude préalable sur colonne de sol (expériences D, E et F, voir II.1.2 et Tableau II-1), en conditions non saturées et pour différents débits d'entrée imposés, et sur modèle physique MASHYNS (expérience G, voir Tableau II-2).

Dans tous les cas testés, les sondes ont présenté un signal stable et sans oscillations, montrant le passage du traceur dans le sol (Figure II-4).

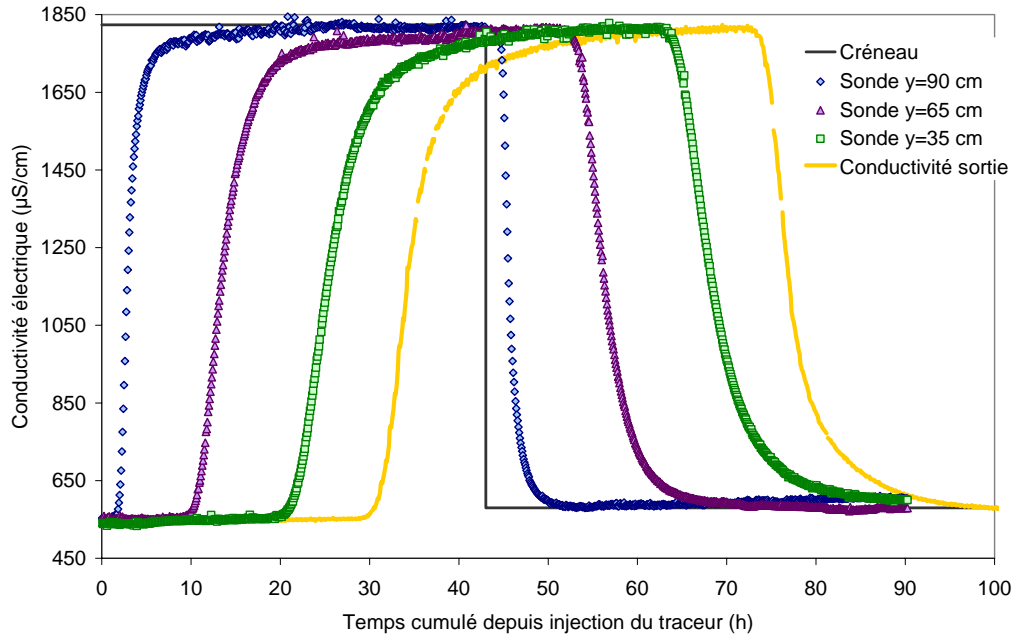


Figure II-4. Exemple de la réponse des sondes de conductivité électrique en milieu non saturé. Expérience « F » sur colonne de sol, débit infiltré de $1,03 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$.

Dans la Figure II-5, nous présentons l'emplacement des vingt-six sondes de conductivité situées sur la paroi en face des tensiomètres. Elles ont été installées en deux temps : un premier lot de 16 sondes a été installé en février 2003 et un deuxième lot de 10 sondes, installé en juillet 2003. Toutes les sondes sont raccordées à une centrale d'acquisition (CR10X) qui est contrôlé par un PC.

La sonde de conductivité est un outil de mesure de faible coût, nous permettant de mesurer rapidement la conductivité électrique dans le sol. De plus, la mesure est reproductible et le signal stable pour différentes gammes de teneur en eaux testées (0,39 à 0,43). Cependant, un étalonnage *in situ* est conseillé afin d'obtenir des mesures représentatives du milieu étudié.

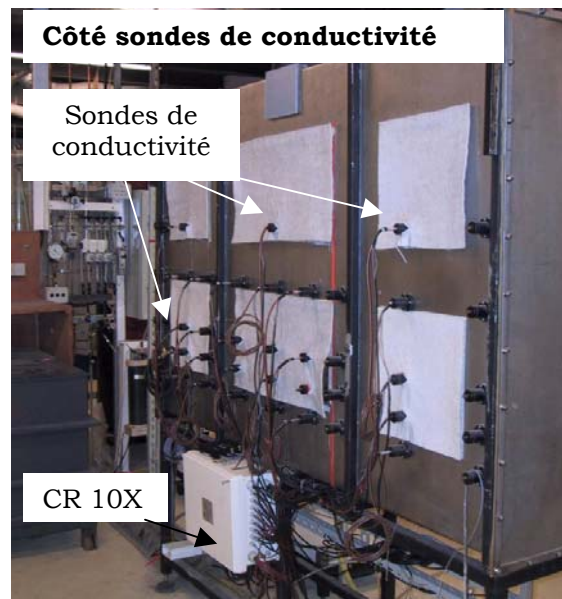


Figure II-5. Schéma de la maquette MASHYNS. Localisation des sondes de conductivité et centrale d'acquisition.

II.2.2. Le système d'alimentation en eau

Le débit d'entrée est apporté grâce à un réservoir goutte à goutte formé par des parois en PVC, développé et testé au Cemagref. Les dimensions du réservoir sont de 190 cm de longueur, 45 cm de largeur et de 2,5 cm d'épaisseur interne. La paroi inférieure présente un maillage d'orifices (5*5 cm²) avec des bouchons auto-cicatrisants (7 mm de diamètre) qui nous permettent d'y insérer des aiguilles hypodermiques (296 en total, 8 unités par largeur et 37 unités par longueur). Le réservoir a une capacité de 15 l d'eau.

Le débit du réservoir est contrôlé par une pompe péristaltique de précision de ± 1 %. Des essais d'homogénéité ont été réalisés et ils ont montré que la pluie apportée par le réservoir est uniforme sur toute sa surface quelques minutes après la mise en route de la pompe. L'écart type de la mesure du débit apporté par les aiguilles est de $8 \cdot 10^{-2}$ l.h⁻¹. L'inconvénient de ce système est le volume mort d'eau ou de traceur nécessaire à son utilisation, et l'amorçage (vérification que toutes les aiguilles débitent). Pour cela, nous avons été amenés à construire deux réservoirs identiques : un contenant la solution de traçage, l'autre, de l'eau du réseau.

II.2.3. Mesure des débits en sortie du système

Les débits d'entrée et de sortie sont mesurés par des pesées faites à intervalle régulier (10 s entre chaque mesure). Pour cela, nous avons utilisé deux balances Mettler Toledo ID1 de portée 60 Kg avec une incertitude sur la pesée de 2 g.

II.2.4. Synthèse des expériences réalisées sur MASHYNS

La maquette de sol a été construite en 1998. Elle a été utilisée lors de la thèse de Kao (2002) afin de mettre en évidence expérimentalement, la relation entre débit et hauteur de suintement. La configuration utilisée lors de cette thèse a été celle d'un sol présentant une nappe drainée par un fossé (exutoire) rempli ou vide. L'eau utilisée au cours de ces expériences a toujours été celle du réseau d'eau potable. Il n'y a jamais eu de traçage auparavant.

Les expériences réalisées dans le cadre de cette thèse sur le modèle physique MASHYNS ont commencé en mars 2003. Nous avons réalisé au total six expériences, résumées sur le Tableau II-2 et Tableau II-3. Les principaux objectifs de chaque expérience sont exposés ci-dessous. Dans le travail de thèse, nous détaillerons seulement l'expérience G, K et L.

Les expériences G et H ont été réalisées en conditions d'écoulement monodimensionnel. L'expérience G était une expérience test, afin de vérifier le fonctionnement des sondes de conductivité dans le sol. Une fois que le bon fonctionnement des sondes a été vérifié, nous avons réalisé l'expérience H, avec un traceur chimique (KCl) et un traceur isotopique (^{18}O). Le protocole expérimental de cette expérience est présenté dans II.5.1.b. Les résultats sont détaillés dans le Chapitre III.

Les expériences de I à L ont été réalisées en régime d'écoulement bidimensionnel, en utilisant le drain comme exutoire.

Les expériences I et J ont été effectuées en régime hydraulique permanent avec du KCl comme traceur apporté en surface du sol. Elles ont rencontré divers problèmes techniques, leur exploitation est donc limitée.

Les expériences K et L ont été réalisées respectivement avec du KCl résidant initialement dans le sol et avec du KCl apporté en surface. Elles sont présentées

dans ce mémoire, voir II.5.2 pour le protocole expérimental. Les résultats sont exposés dans le Chapitre IV.

A la **fin** de la réalisation des expériences sur modèle physique MASHYNS (août 2004), nous avons prélevé 16 échantillons de sol à différentes hauteurs et longueurs et 2 en surface pour analyser différents paramètres : granulométrie, densité apparente sèche, teneur en eau à saturation et courbe de rétention. Le détail est exposé dans l'Annexe II-2.

Tableau II-2. Résumé des expériences réalisées sur le modèle physique de laboratoire MASHYNS en régime d'écoulement monodimensionnel.

Notation	G	H
Date de réalisation	11/03/03	14/04/03
Type d'injection	Créneau	Créneau
Traceur utilisé	KCl	KCl + ¹⁸ O
Type d'écoulement	1-D	1-D
Variables suivies*	A, C, SC, T	A, C, T
Durée du pulse (h)	20	34,27
Débit moyen en sortie (cm.h⁻¹)	1,7	1,15

Tableau II-3. Résumé des expériences réalisées sur le modèle physique de laboratoire MASHYNS en régime d'écoulement bidimensionnel.

Notation	I	J	K	L
Date de réalisation	29/07/03	05/08/03	08/10/03	15/10/03
Type d'injection	Créneau	Créneau	Résidant	Créneau
Traceur utilisé	KCl	KCl	KCl	KCl
Type d'écoulement	2-D	2-D	2-D	2-D
Variables suivies*	A, C, SC, T	A, C, SC, T	A, C, SC, T	A, C, SC, T
Durée du pulse (h)	8,83	8,97	-	8,9
Débit moyen en sortie (cm.h⁻¹)	0,91	0,95	0,87	0,75

* A= analyses en sortie du système, C= suivi de la conductivité électrique et du *pH* de la solution en sortie, SC= suivi de la conductivité électrique dans le sol au moyen des sondes de conductivité, T= tensiomètres.

II.3. DESCRIPTION DU SOL

Les deux types de dispositifs expérimentaux sont remplis d'un même sol sablo - limoneux, composé de 50 % de sable de Champlan et de 50 % de limon d'Orly.

II.3.1. Granulométrie, densité apparente sèche, porosité totale, teneur en eau volumique :

La courbe granulométrique du sol des deux dispositifs expérimentaux utilisés (Figure II-6) a été déterminée par le laboratoire INRA d'Arras selon la norme NFX31-07.

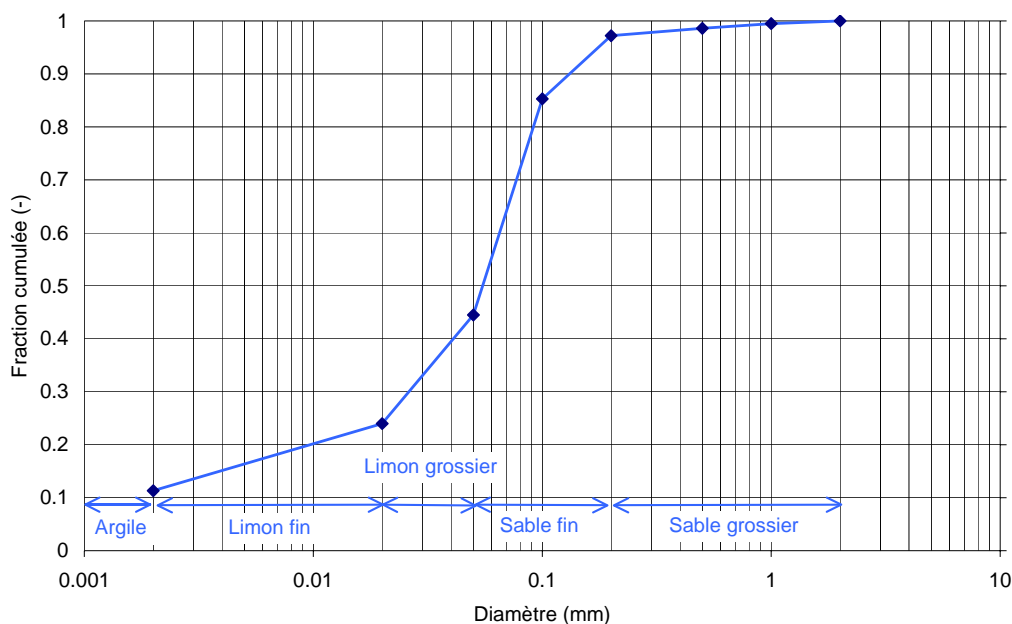


Figure II-6. Courbe granulométrique du sol de la colonne et de la maquette MASHYNS.

Des courbes granulométriques comparables ont été trouvées lors de l'analyse de 16 échantillons prélevés dans la maquette MASHYNS (§ Annexe II-2). Les valeurs moyennes de ces échantillons sont de 14 % d'argile, 14 et 25 % de limon fin et grossier, et 43 % et 4 % de sable fin et grossier, respectivement.

La densité apparente sèche du sol a été mesurée sur les 16 échantillons de sol prélevés sur la maquette MASHYNS et sur 5 échantillons prélevés sur la colonne de sol (§ Annexe II-1 et 2). La densité apparente sèche moyenne du sol de la colonne est de 1,51 g.cm⁻³ et celle de MASHYNS de 1,41 g.cm⁻³. La différence de densité des deux dispositifs peut s'expliquer par le fait que la colonne de sol a toujours subi des expériences en écoulement monodimensionnel vertical, favorisant la compaction du

sol. De plus, les deux dispositifs n'ont pas été remplis de façon strictement identique, en raison de leur différence de taille.

Si la densité des grains est de l'ordre de $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$, nous pouvons estimer que la porosité totale du sol « en grand » est de l'ordre de 43 % pour la colonne et de 47 % pour la maquette.

La teneur en eau volumique à saturation, θ_s , a été ainsi déterminée pour les 5 échantillons de la colonne et les 16 de la maquette. La valeur moyenne trouvée est de 0,42 et 0,44 pour la colonne et la maquette, respectivement. Ces valeurs sont légèrement inférieures aux porosités estimées à partir de la densité sèche apparente. Néanmoins, lorsque nous saturons un sol, il est difficile de remplir toute la porosité existante sans avoir de l'air piégé.

II.3.2. Paramètres hydrodynamiques :

La courbe de rétention hydrique, $\theta(h)$, a été déterminée expérimentalement (Paris, 2001) sur cinq échantillons de 5,5 cm de diamètre intérieur et 6 cm de hauteur, prélevés sur une deuxième colonne (réalisée en même temps que les autres deux dispositifs expérimentaux, de même taille que la colonne et remplie du même type de sol).

La méthode utilisée est celle de la plaque poreuse en phase de **drainage** (Musy et Soutter, 1991), selon la norme NF X 31-551. La gamme de succions explorée est de 0 à -150 cm de potentiel de pression, par paliers de 10 cm.

La courbe de conductivité hydraulique, a aussi été déterminée expérimentalement (Paris, 2001) par la méthode "Head Control Method" (Klute et Dirksen, 1986), sur un échantillon de 17 cm de haut et 5,7 cm de diamètre intérieur, pour la gamme de 0 à -60 cm de potentiel de pression (Figure II-8).

L'ajustement de la relation $\theta(h)$ et $K(h)$ a été réalisé (Paris, 2001) pour une gamme de potentiel de pression légèrement supérieur à la gamme de potentiel de pression explorée expérimentalement (entre 0 et -70 cm), en utilisant la loi de Mualem-van Genuchten, MvG (van Genuchten, 1980). Ce calage a aussi été testé sur la courbe de conductivité hydraulique (Figure II-8). Les résultats sont satisfaisants.

Les paramètres (α , n) de la loi MvG, ont été calés avec le code RETC¹ (van Genuchten *et al.*, 1991). Les résultats sont dans le Tableau II-4.

Tableau II-4. Paramètres du calage de la courbe de rétention hydrique et de la courbe de conductivité hydraulique selon la loi de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980), dans une gamme de potentiel de pression entre 0 et -70 cm, d'après Paris (2001).

α (cm ⁻¹)	n (-)
0,012	1,800

Nous avons aussi mesuré la relation $\theta(h)$ sur les 16 échantillons du sol prélevés de la maquette MASHYNS, avec le même protocole et gamme de succion décrits auparavant (voir dans l'Annexe II-2 les résultats). La courbe moyenne avec son écart type ainsi que la courbe calée (Tableau II-4) sont représentées dans la Figure II-7.

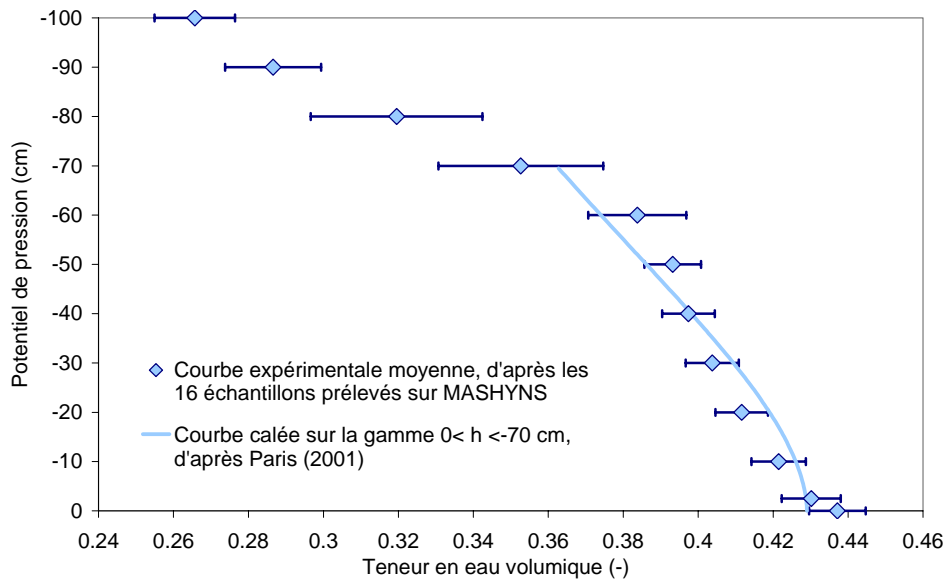


Figure II-7. Courbe de rétention moyenne avec son écart type déterminée sur 16 échantillons de sol de MASHYNS et calage de la courbe de rétention hydrique avec le modèle MvG, d'après l'ajustement réalisée par Paris (2001).

Nous constatons que la courbe calée sur des échantillons de sol par Paris (2001) se situe dans l'écart type de nos valeurs mesurées expérimentalement. La valeur de θ_s et θ_r prises pour le calage sont de 0,43 et 0,12 respectivement.

¹ Code qui sert à caler les paramètres de la courbe de rétention hydrique et de la conductivité hydraulique à partir de données expérimentales et selon les principales formulations existantes dans la littérature.

C'est ce jeu de paramètres que nous utiliserons afin de modéliser les expériences sur colonne et modèle physique, car c'est celui qui reflète le mieux tous les points expérimentaux : courbe de rétention hydrique et de conductivité hydraulique dans la gamme proche de la saturation (d'après Paris, 2001).

La conductivité à saturation verticale (K_{SV}) de la **colonne** de sol a été déterminée expérimentalement en régime permanent. La valeur moyenne trouvée est de $5,0 \pm 0,18 \text{ cm.h}^{-1}$.

La conductivité hydraulique saturée verticale (K_{SV}) a été mesurée à l'échelle de la **maquette** MASHYNS, en régime permanent, en maintenant un niveau d'eau libre constant en surface du sol préalablement saturé et en provoquant un drainage vertical monodimensionnel, grâce aux chambres en fond de cuve. La mesure des débits sortants et des profils de charge hydraulique ont permis d'estimer une conductivité K_{SV} de $4,2 \pm 1,8 \text{ cm.h}^{-1}$, (Kao, 2002).

La conductivité hydraulique horizontale saturée (K_{SH}) sur MASHYNS a été estimée à partir du gradient de charge local mesuré entre 5 et 30 cm du fossé drainant vide, lors des expériences menées en régime permanent. Différents essais ont été réalisés et ont abouti à une évaluation de K_{SH} de $8,8 \pm 1,4 \text{ cm.h}^{-1}$, (Kao, 2002).

Le sol est donc **anisotrope** ($K_{SH} > K_{SV}$). L'anisotropie est le caractère d'un milieu dont les propriétés (macroscopiques) en un point dépendent de la direction suivant laquelle on les évalue. De par leur formation, la plupart des sols sont anisotropes : leurs propriétés sont différentes selon qu'on les considère dans une direction verticale ou horizontale. Parmi les propriétés les plus sensibles à cette anisotropie la conductivité hydraulique est souvent citée (de Marsily, 1980).

Dans la Figure II-8, nous avons représenté la courbe de conductivité hydraulique estimée à partir du jeu de paramètres déterminés par Paris (2001) (Tableau II-4).

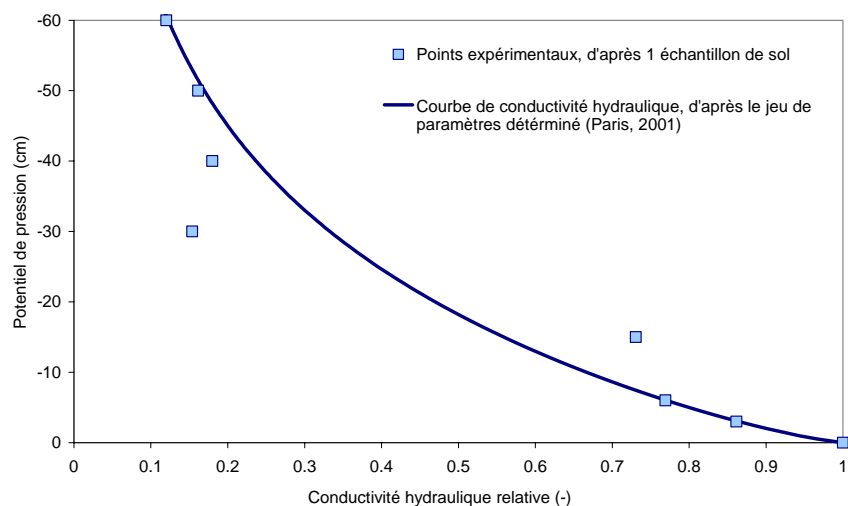


Figure II-8. Courbe de conductivité hydraulique obtenue par les paramètres hydrodynamiques d'après Paris (2001).

II.4. TRACEURS

Un traceur² de l'eau est toute molécule qui se comporte comme la molécule d'eau, c'est à dire non réactive avec la matrice solide et non dégradée.

Nous distinguons traditionnellement deux grands groupes de traceurs : les anioniques et les isotopiques. Ces derniers sont de loin les meilleurs traceurs de l'eau car ils sont représentés par la molécule d'eau elle-même. Elle peut être marquée de diverses façons : par du deutérium ($^2\text{H}_2\text{O}$), du tritium ($^3\text{H}_2\text{O}$) ou de l'oxygène 18 (H_2^{18}O). Le coût du traceur isotopique et de l'analyse est élevé. Les précautions à prendre lors des expériences sont importantes pour éviter tout fractionnement parasite (évaporation de l'isotope). Pour ces raisons, les traceurs anioniques sont souvent préférés. Cependant, dans le cadre d'une collaboration avec T. Bariac (Laboratoire de Biogéochimie des Milieux Continentaux), l'oxygène 18 a été employé afin de réaliser certains traçages.

Les traceurs anioniques les plus souvent utilisés sont le bromure (Br^-) et chlorure (Cl^-). Ils ont l'avantage d'avoir un coût peu élevé et une facilité d'utilisation et d'analyse. Néanmoins, les traceurs anioniques ne satisfont souvent pas à la

² Un traceur est une substance aisément décelable qu'on peut introduire en faible quantité dans une eau courante, de surface ou souterraine, pour matérialiser les trajectoires des particules ou mesurer des caractéristiques de l'écoulement telles que vitesse du courant, temps de parcours, dilution, etc. (Glossaire International d'Hydrologie, <http://www.cig.ensmp.fr/~hubert/glu/HINDFR.HTM>).

définition de traceur idéal car leur charge négative peut interagir avec la matrice solide du sol. Le chlorure a été choisi préférentiellement à l'ion bromure. Il est conservatif et peut être détecté par plusieurs méthodes de mesure directes (analyse chimique, mesure de la conductivité électrique de la solution à la sortie du dispositif expérimental) et indirectes (mesure de la conductivité électrique à l'intérieur du dispositif expérimental).

II.4.1. L'exclusion anionique :

Dans les sols, une différence de comportement entre les anions et les isotopes de l'eau a été souvent observée (Rice *et al.*, 1986 ; James et Rubin, 1986 ; Wierenga et Van Genuchten, 1989 ; Gvirtzman et Gorelick, 1991 ; Jacobsen *et al.*, 1992 ; Porro *et al.*, 1993a ; Schoen *et al.*, 1999 ; Magesan *et al.*, 2003).

Cette différence se traduit par l'avancement du traceur anionique par rapport au traceur isotopique, attribué au phénomène d'exclusion anionique : la vitesse de pores des anions dans les sols est plus élevée que celle des molécules neutres, en raison des phénomènes de répulsion électrostatique au voisinage des particules argileuses (chargées négativement). Les cations sont attirés, et les anions repoussés, ce qui exclut ces derniers de la fraction de l'eau en contact direct avec les particules argileuses. Ainsi, les anions sont "forcés" de circuler au centre des pores où la vitesse est plus rapide.

Dans le cas du traceur chimique (chlorure), nous prenons en compte le phénomène d'exclusion anionique par le facteur de retard, R (§ Chapitre I).

La teneur en eau correspondant à cette exclusion, notée $\theta_{\text{anionique}}$, est calculée :

$$\theta_{\text{anionique}} = \theta_s \cdot R$$

Il est évident que la teneur en eau réelle ne diminue pas, mais la teneur en eau « effective » pour les anions est inférieure à la teneur en eau réelle.

Dans le travail de thèse, nous avons décidé de réaliser sur les expériences monodimensionnelles (colonne de sol et maquette MASHYNS), un traçage couplé ^{18}O et Cl^- (sous forme de KCl), afin de définir, s'il y a lieu, le volume d'exclusion anionique puis de le quantifier. Dans les expériences bidimensionnelles, nous avons fait l'hypothèse que le sol présente la même valeur de R . Nous avons alors utilisé le chlorure comme traceur.

II.4.2. Type et durée du traçage :

L'introduction du traceur dans le milieu poreux est réalisée classiquement par une injection de type échelon ou créneau. Une injection en échelon consiste à remplacer « brusquement » au temps t_0 l'eau par une solution de concentration C_0 ou vice versa. Pour l'injection de type créneau, l'apport de traceur est limité dans le temps, il est précédé et suivi par l'injection d'une solution sans traceur.

Nous avons d'abord testé l'influence du type d'injection sur la détermination des paramètres de transport (échelon pour l'expérience A et créneau pour l'expérience B sur colonne de sol). En arrivant aux mêmes résultats, le type d'injection ne semble pas discriminant. Néanmoins, nous avons décidé de retenir l'injection du traceur créneau car elle nous permet, par exemple, de voir l'éventuelle asymétrie de la dynamique d'infiltration et lessivage du soluté dans le sol.

Ensuite, nous avons testé si la durée du créneau influençait la forme des courbes d'élution et donc, la détermination des paramètres de transport (Young et Ball, 1997). Pour cela nous avons réalisé deux expériences avec des durées de créneau différentes (expériences D et E sur colonne de sol, Figure II-9). Aucune influence sur la forme des courbes d'élution ni sur les paramètres hydrodispersifs n'a été constatée.

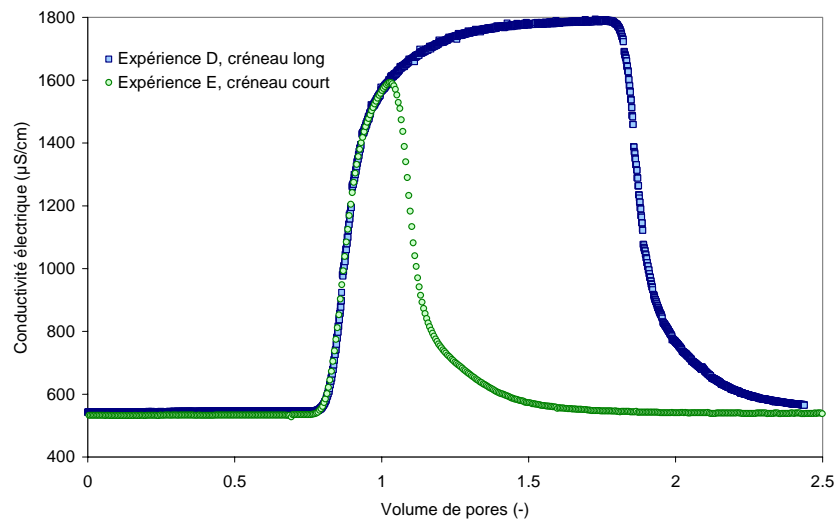


Figure II-9. Comparaison de la durée du créneau sur la forme des courbes d'élution de la conductivité électrique en sortie du système. Expérience D (créneau long, $t=15,2h=0,97$ volume de pores) et expérience E (créneau court, $t=3,7h=0,23$ volume de pores).

Nous avons donc choisi de travailler avec un volume de créneau injecté proche d'un volume de pore ($V_p = \theta * V_t$, avec V_t le volume total de sol et θ teneur en eau volumique du sol), afin d'avoir tout le sol « saturé » en traceur. L'utilisation d'un créneau d'un volume de pores nous permet par ailleurs de réaliser l'étalonnage in situ des sondes de conductivité électrique (§ II.2.1.b).

II.4.3. Analyses de la solution :

Les analyses isotopiques de l'oxygène 18 ont été réalisées grâce à la collaboration de Thierry Bariac du Laboratoire de Biogéochimie des Milieux Continentaux (UMR 162 CNRS-INRA-UPMC). La méthode est fondée sur la spectrométrie de masse. Les échantillons nécessitent une longue préparation avant l'analyse. L'incertitude sur les valeurs obtenues est de $\pm 0,15 \delta \text{ ‰}$ (T. Bariac, communication personnelle).

Une partie des analyses chimiques (ions majeurs) a été réalisée au Cemagref avec un chromatographe ionique (DIONEX DX 120). Les autres ont été réalisées au Laboratoire Géochimie et Métallogénie (UPMC) grâce à la collaboration de Marc Benedetti, de même par chromatographie ionique. L'incertitude estimée est de 2 à 3 % pour tous les ions (M. Benedetti, communication personnelle).

II.4.4. La courbe d'élution :

La mesure de la concentration en traceur dans le sol ou en sortie du système nous permet de tracer la courbe d'élution. Les courbes d'élution sont réalisées en mettant en ordonnées la concentration (mg.l^{-1}), le flux instantané ou cumulé (mg.h^{-1}), la conductivité électrique ($\mu\text{S.cm}^{-1}$) et en abscisses soit le temps cumulé (h), soit la lame drainée (cm), soit le volume de pores (-).

Les ordonnées relatives (flux, concentration ou conductivité) sont obtenues par la relation suivante :

$$\frac{C_{\text{Valeur}} - C_{\text{Min}}}{C_{\text{Max}} - C_{\text{Min}}}$$

où C_{Min} et C_{Max} sont la valeur de base (solution sans traceur) et la valeur maximale (solution de traçage), respectivement.

Les variables utilisées en abscisses sont :

- Temps écoulé depuis l'injection du traceur ou de l'injection de l'eau du réseau pour le cas d'un soluté résidant initialement dans le sol (§ Chapitre IV).

- **Lame drainée (cm)** : correspond à la quantité de lame d'eau écoulée, soit le débit ($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$) fois le temps cumulé (h).
- **Volume de pores (-)** : volume d'eau écoulé à travers le système divisé par le volume d'eau total réel du système (dans le cas non saturé, différent du volume à la teneur en eau volumique à saturation). Il nous permet de comparer les expériences réalisées à différents débits.

Afin de vérifier que nous récupérons tout le traceur injecté en entrée, en sortie du système, nous réalisons le bilan de masse. Il a été calculé en réalisant l'intégrale des courbes d'élution en fonction du volume, par comparaison de la surface sous la courbe d'élution (sortie) et la surface du créneau injecté (entrée), par la méthode intégratrice des trapèzes.

II.5. PROTOCOLES EXPERIMENTAUX

Dans cette partie, nous allons présenter les protocoles ainsi que l'instrumentation utilisés sur les expériences décrites dans le mémoire. Les détails sont toutefois présentés en rappel avant l'analyse des résultats pour les expériences monodimensionnelles dans le Chapitre III et pour les expériences bidimensionnelles dans le Chapitre IV.

II.5.1. Expériences monodimensionnelles :

II.5.1.a. Colonne de sol, expérience B :

Afin d'établir le régime hydrique souhaité avant et après l'injection des traceurs (^{18}O et Cl^-) l'alimentation en eau a été faite avec de l'eau distillée.

La mesure du débit de la solution sortant de la colonne se fait automatiquement au moyen d'un système à auget basculeur (Figure II-10). Chaque basculement correspond à 20 ml. Un étalonnage préalable a permis de conclure que ce dispositif est en accord avec le volume débité par le système. La conductivité de la solution en sortie de colonne a été mesurée grâce à un conductimètre type WTW®, modèle LF 340 avec une précision de $\pm 0,5 \%$ (Figure II-10). L'unité est le $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. L'appareil est muni d'un mécanisme de compensation automatique de la température. La lecture donne la conductivité à la température de référence de 25°C . La sonde est directement plongée dans la solution à analyser.

L'appareil a été utilisé en acquisition continue, à un pas de temps constant spécifié par l'utilisateur. Les données sont stockées dans l'appareil dans un premier temps, puis transférées vers un ordinateur. Ces mesures nous ont permis d'obtenir la courbe d'élution instantanée. Nous avons aussi prélevé manuellement des échantillons pour analyses isotopique et chimique (tous les ions). L'analyse du chlorure permettra de vérifier la mesure obtenue par le conductimètre dans la solution en sortie du système.

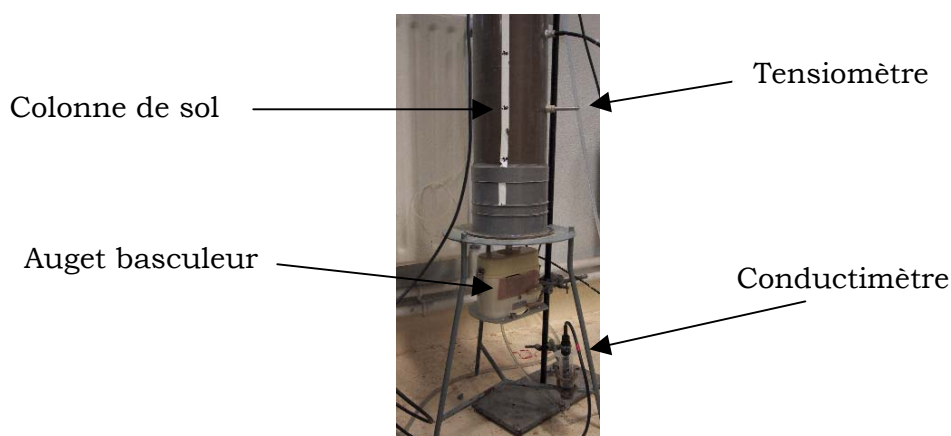


Figure II-10. Détail de la sortie de la colonne de sol.

II.5.1.b. Maquette MASHYNS, expérience H :

Le sol de la maquette est instrumenté par 46 tensiomètres (dont un défaillant) et 16 sondes de conductivité. Les sept chambres situées au fond de la cuve nous ont permis d'instaurer le régime d'écoulement vertical en une dimension. Des sept chambres de sortie, six sont regroupées deux par deux, nommés Sortie-I, Sortie-III et Sortie-IV et une sortie seule, Sortie-II (Figure II-11).

Les sorties sont instrumentées par 4 dispositifs à augets basculeurs (Figure II-12A), nous permettant la mesure instantanée du débit. En sortie de chaque dispositif, il y a un petit réservoir tampon dans lequel on mesure la conductivité électrique de la solution par un système 4 aiguilles type Wenner (Figure II-12B). Ce système est piloté en commun par la centrale CR10X. Les valeurs brutes sont transmises et stockées dans l'ordinateur central. A chaque basculement, le trop plein de ce réservoir s'évacue dans l'exutoire commun. En sortie de l'exutoire commun, nous mesurons en continu la conductivité électrique et le *pH* de la solution grâce à un appareil multiparamètre MultiLine P4 (mêmes caractéristiques d'utilisation que le conductimètre WTW LF 340 pour la sonde mesurant la conductivité). Le *pH* est

mesuré avec un pH-mètre avec une précision de $\pm 0,01$ *pH*. Avant de l'utiliser, le pH-mètre est calibré avec deux solutions étalons à *pH* 7 et 10.

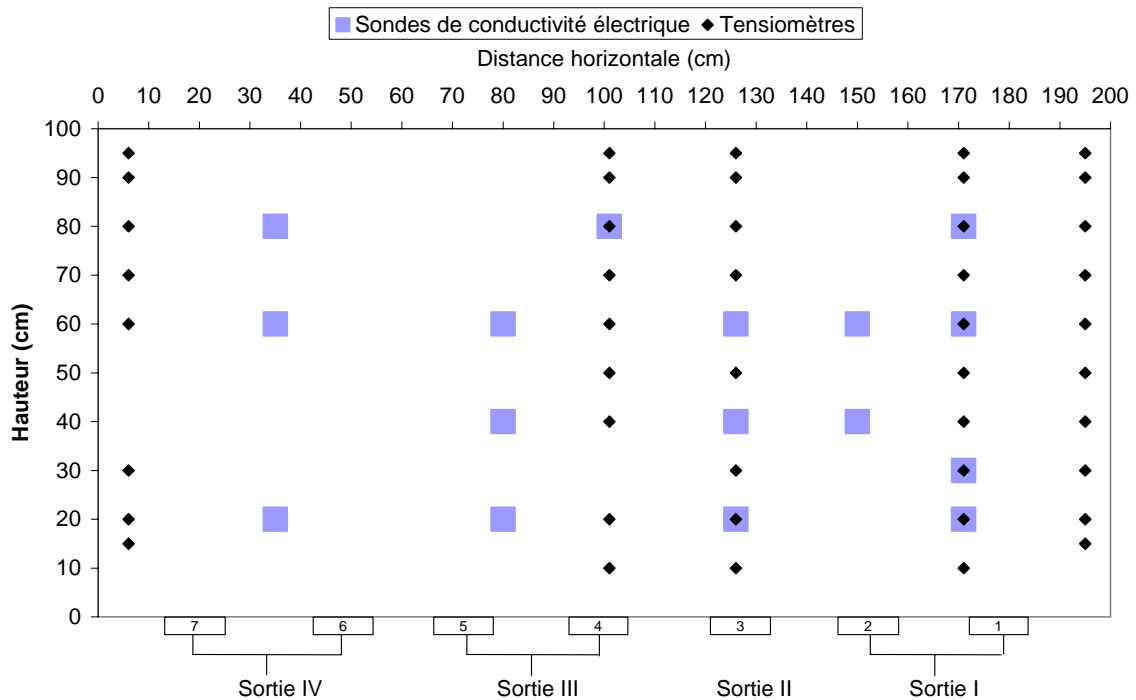


Figure II-11. Schéma du dispositif expérimental sur MaSHyNS : 45 tensiomètres, 16 sondes et les 4 sorties. Expérience écoulement vertical monodimensionnel.

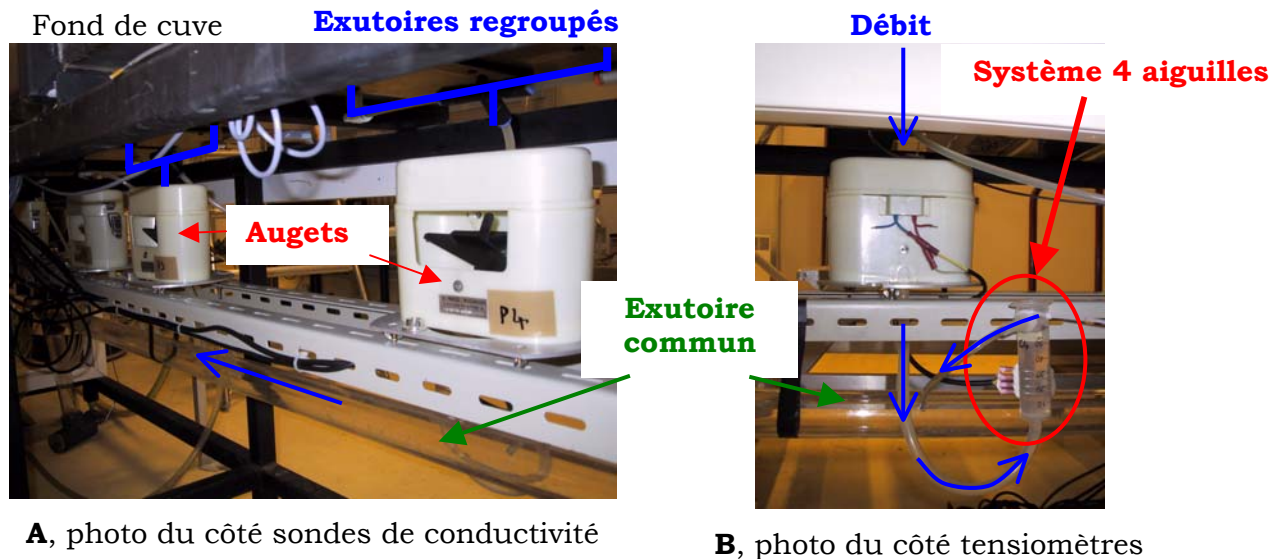


Figure II-12. Expérience en écoulement monodimensionnel sur modèle physique MASHYNS. Dispositif de mesure à l'exutoire des 7 chambres. Sur la photo A, nous observons les 4 augets basculeurs, nous permettant de réaliser la mesure du débit. Sur la photo B, nous observons le détail du système 4 aiguilles, nous permettant de mesurer la conductivité électrique de la solution en sortie de l'auget.

Nous avons eu aussi la possibilité de réaliser des pesées (grâce à une balance type Mettler Toledo ID1) afin de contrôler le débit mesuré par les augets, les mesures sont reliées au même ordinateur.

Des prélèvements manuels de la solution des 4 sorties sont effectués afin de réaliser des mesures de concentration (analyses chimique et isotopique). La fréquence de prélèvement a été adaptée selon la dynamique observée grâce à la courbe d'éluion en conductivité électrique obtenue par la sonde de conductivité du multiparamètre MultiLine P4.

II.5.2. Expériences bidimensionnelles, K et L :

Le sol est instrumenté par 45 tensiomètres et 26 sondes de conductivité. Le débit d'entrée (q_{inf}) est apportée grâce au réservoir goutte à goutte (Figure II-13).

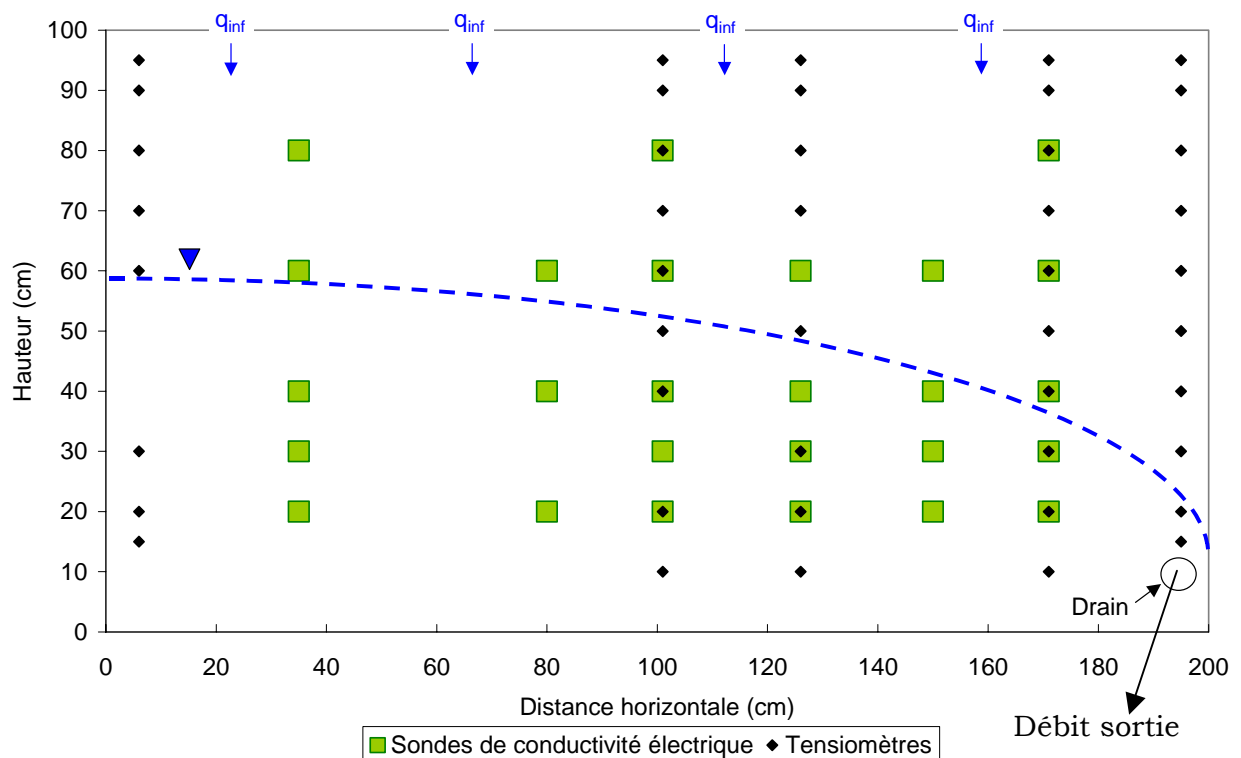


Figure II-13. Configuration de MaSHyNS pour les expériences en écoulement bi dimensionnel. Sondes de conductivité électrique, tensiomètres et exemple de position de la surface libre de la nappe dans le système drainé (en tiret).

La sortie du drain est connectée à un tube en plexiglas (Figure II-14). Dans ce tube, un appareil multiparamètre (MultiLine P4) mesure le pH et la conductivité électrique de la solution par acquisition des données en continu.

Un dispositif nous permet de réaliser des prélèvements automatiques de la solution, avec une capacité de stockage de 24 échantillons. La fréquence d'échantillonnage est optimisée en fonction de l'expérience réalisée : état initial du sol, durée du traçage...

Les débits d'entrée et de sortie sont mesurés par pesée avec deux balances Mettler Toledo ID1.

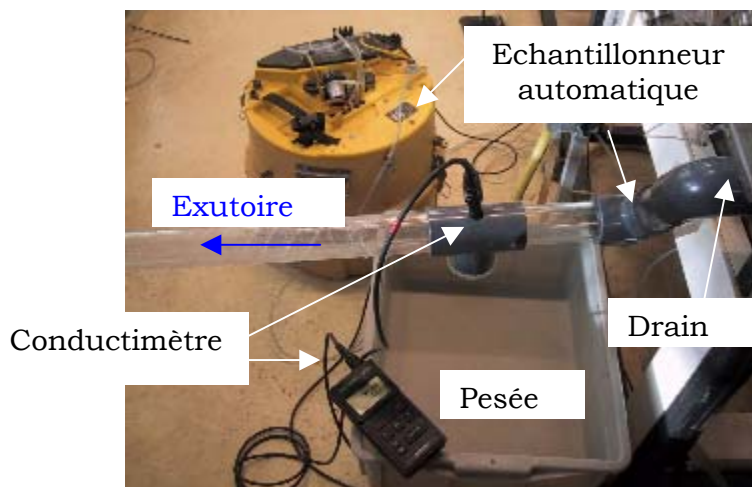


Figure II-14. Expériences en écoulement bidimensionnel sur modèle physique MASHYNS. Schéma du dispositif expérimental à la sortie du drain.

II.6. CONCLUSION

Dans ce deuxième chapitre, nous avons présenté les deux dispositifs expérimentaux utilisés dans le cadre de la thèse : la colonne de sol et le modèle physique MASHYNS.

La colonne de sol est un outil classique de laboratoire très utilisé afin d'étudier le transport de solutés. Nous y avons réalisé un total de six expériences, sous différents régimes d'infiltration et en utilisant différents traceurs (chimiques et isotopique) et outils de mesure (sondes de conductivité, bougies poreuses, auget basculeur, échantillonneur automatique,...).

Entre autres, ces expériences nous ont permis de mettre au point un protocole expérimental pertinent et de tester une instrumentation adaptée. Nous en rappelons brièvement les conclusions :

- (i) utilisation de l'eau du réseau d'eau potable préférentiellement à l'eau distillée, afin d'éviter des problèmes de déstructuration du sol
- (ii) utilisation d'une injection en créneau en préférence à une injection en échelon. Le créneau permet de recueillir des informations quantitatives (récupération du traceur)
- (iii) validation du suivi conductivité électrique de la solution en sortie du système par rapport au suivi chlorure (obtenu par analyse chimique)
- (iv) développement, test et validation des sondes de conductivité insérées dans le sol nous permettant de mesurer le passage du traceur dans le sol
- (v) réalisation de divers programmes de pilotage et acquisition des données

En terme d'analyse des processus de lessivage, nous détaillerons par la suite l'expérience réalisée sur colonne de sol notée B. Les résultats sont présentés dans le Chapitre III.

Le modèle physique MASHYNS nous a permis d'étudier à une plus grande échelle horizontale, les phénomènes de transport (mono et bidimensionnels) tout en restant dans des conditions contrôlées de laboratoire.

Dans ce mémoire, nous détaillons trois expériences de traçage. La première réalisée en régime d'écoulement monodimensionnel, notée H, décrite dans le Chapitre III. Les deux autres, notées K et L, réalisées en régime d'écoulement bidimensionnel (sol drainé par un tuyau enterré) décrites dans le Chapitre IV.

Les deux dispositifs expérimentaux sont remplis d'un sol sablo-limoneux. L'analyse *a posteriori* (après la destruction du massif de sol pendant l'été 2004) de différentes variables de ce sol (granulométrie, densité sèche apparente, teneur en eau volumique...) sur plusieurs échantillons de sol sur les deux dispositifs expérimentaux a révélé qu'il est globalement homogène.

Dans le Tableau II-5, nous résumons les valeurs moyennes des paramètres estimés (mesurés et ajustés) que nous utiliserons lors des simulations afin de modéliser les résultats expérimentaux.

Tableau II-5. Résumé des valeurs physiques mesurées et calées pour la colonne de sol et le modèle physique MASHYNS.

		Colonne	MASHYNS
Mesurés	ρ_d ($\text{g}^3.\text{cm}^{-3}$)	1,51	1,41
	ε (-)	0,43	0,47
	θ_r ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	0,12	0,12
	θ_s ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)	0,43	0,43
	K_{SV} ($\text{cm}.\text{h}^{-1}$)	5	6
	K_{SH} ($\text{cm}.\text{h}^{-1}$)	-	9,6
Ajustés	α (cm^{-1})		0,012
	n (-)		1,800
	l (-)		0,5

avec ρ_d la densité sèche apparente ($\text{g}^3.\text{cm}^{-3}$), ε , la porosité totale (-), θ_r et θ_s la teneur en eau résiduelle et à saturation ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$), K_{SV} et K_{SH} la conductivité hydraulique à saturation verticale et horizontale ($\text{cm}.\text{h}^{-1}$) respectivement et les paramètres hydrodynamiques de la loi de MvG (van Genuchten, 1980) déterminés par ajustement (α et n) et l fixe.

Dans le Chapitre III, nous présentons les expériences monodimensionnelles réalisées sur colonne de sol et modèle physique MASHYNS, ainsi que la détermination (par résolution inverse) des paramètres de transport (dispersivité et facteur de retard) de l'équation de convection-dispersion.

CHAPITRE III : EXPERIENCES MONODIMENSIONNELLES

Le transport de solutés de la surface du sol vers la nappe se réalise dans la zone non saturée du sol. Pour affiner la compréhension des mécanismes du transfert de solutés dans cette zone, nous avons réalisé des études de laboratoire sur une colonne de sol et sur le modèle physique MASHYNS.

A partir des expériences réalisées en régime d'écoulement monodimensionnel vertical, nous déterminerons les paramètres de transport de l'équation de convection-dispersion par modélisation en résolution inverse. Ces paramètres nous serviront à modéliser les expériences bidimensionnelles (décrites au Chapitre IV) avec le code numérique HYDRUS-2D (§ Chapitre V).

De plus, le fait de travailler avec deux systèmes de géométries différentes, nous permettra, par comparaison, de voir s'ils présentent les mêmes paramètres de transport (Figure III-1).

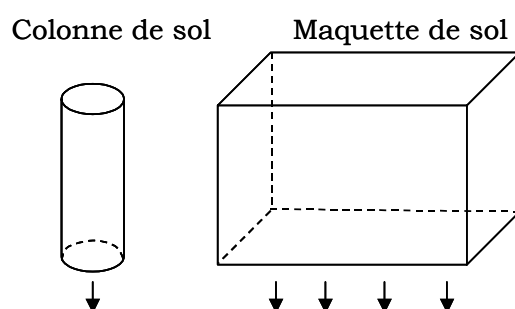


Figure III-1. Schéma des deux dispositifs expérimentaux utilisés lors des expériences monodimensionnelles.

Nous rappelons que nous présentons dans ce chapitre une analyse détaillée de deux des expériences réalisées en écoulement monodimensionnel (notées B et H, § Chapitre II) : une pour chaque dispositif expérimental utilisé. Ces expériences ont été choisies préférentiellement aux autres pour leur intérêt scientifique et expérimental.

III.1. EXPERIENCE MONODIMENSIONNELLE SUR COLONNE DE SOL (B)

Les objectifs de cette expérience sont multiples. D'une part, nous voulons observer la forme des courbes d'élution obtenues en sortie de la colonne (traceur chimique et isotopique) et les comparer afin de vérifier que les deux traceurs nous apportent la même information.

D'autre part, cette expérience nous permettra de comparer et de valider le suivi de la conductivité électrique de la solution avec la courbe d'élution de l'ion chlorure, les deux mesurées en sortie du système. Cette validation nous permettra donc de faire l'hypothèse que la conductivité électrique nous apporte la même information que le traceur (chlorure). Ensuite, nous allons déterminer les paramètres hydrodispersifs de l'équation de convection-dispersion par résolution inverse. Finalement, ces paramètres seront comparés à ceux trouvés par la même méthode pour l'expérience sur modèle physique MASHYNS.

L'expérience décrite ici correspond à celle notée B dans le Chapitre II. Nous présentons un rappel du protocole expérimental (détaillé au Chapitre II).

L'expérience a été réalisée en régime **quasi-permanent** d'écoulement monodimensionnel vertical et en conditions non saturées mais à proximité de la saturation (gamme de potentiel de pression inférieur à -70 cm).

La colonne est équipée de trois tensiomètres situés à 80, 50 et 20 cm respectivement par rapport au fond de la colonne. Nous avons réalisé un double traçage avec de l' ^{18}O (126,70 δ) et du KCl (482 mg.l^{-1}), soit une conductivité électrique de la solution de traçage de 1700 $\mu\text{S.cm}^{-1}$. L'apport en eau avant et après le traceur est réalisé avec de l'eau distillée.

Un volume de pores correspond à 42 cm de lame d'eau drainée. La durée d'injection du traceur a été donc de 0,84 volume de pores.

La solution est prélevée à la sortie du monolithe pour les mesures de conductivité électrique (conductimètre WTW®) dans un premier temps et de concentration ultérieurement : analyse chimique et analyse isotopique.

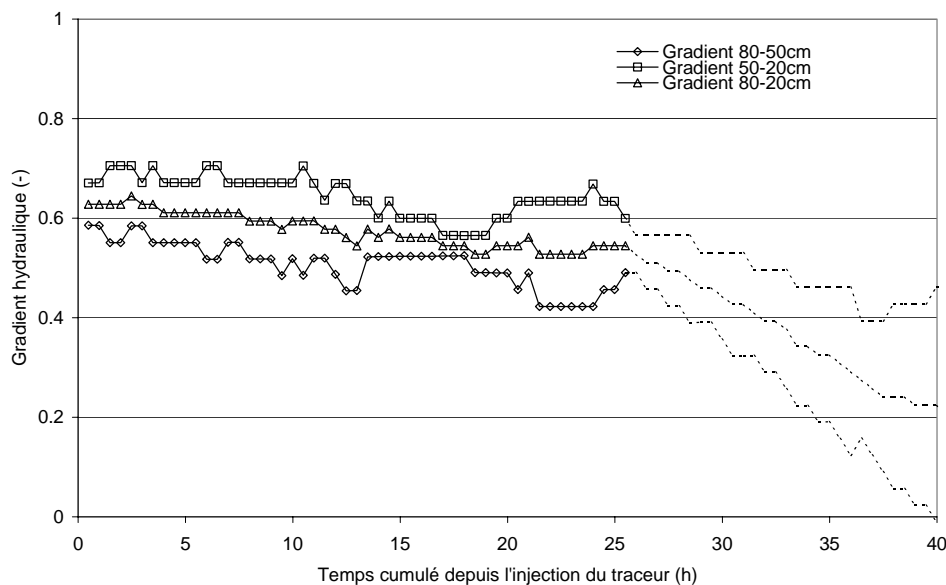
Dans le Tableau III-1, nous rappelons les valeurs caractéristiques du sol, déterminées dans le Chapitre II et celles caractéristiques de l'expérience.

Tableau III-1. Valeurs caractéristiques de l'expérience monodimensionnelle sur colonne de sol.

ρ_d (g.cm ⁻³)	1,51	
θ_s (cm ³ .cm ⁻³)	0,43	
K_s (cm.h ⁻¹)	5,0	
Durée créneau (h)	11,45	
Durée créneau (cm de lame d'eau)	35,5	
Débit moyen (cm.h ⁻¹)	2,77 ± 0,18	
Bilan de masse (-)	¹⁸O	Cl⁻
	99 %	100 %

III.1.1. Résultats de l'expérience 1D sur colonne de sol :

Nous observons que le gradient hydraulique vertical moyen (mesuré entre le tensiomètre du haut et celui du bas, Figure III-2) est proche de 0,6. Le gradient est donc inférieur à 1, indiquant que le drainage dans la colonne de sol n'est pas parfaitement vertical (cette discussion continue avec l'analyse du débit, Figure III-3). 25 h après l'injection du traceur, nous avons détecté des bulles d'air piégées dans les capillaires des tensiomètres. Les valeurs mesurées par les tensiomètres à partir de ce moment ne sont plus valables (marqués en pointillés).

**Figure III-2. Expérience sur colonne de sol. Gradients hydrauliques mesurés entre les trois tensiomètres.**

Sur la Figure III-3, nous avons représenté les courbes d'éluion obtenues (isotope, chlorure et conductivité électrique) en coordonnées adimensionnelles (§ II.4.4.), ainsi que le suivi du débit sortant (cm.h⁻¹) en fonction du volume de pores écoulé (-).

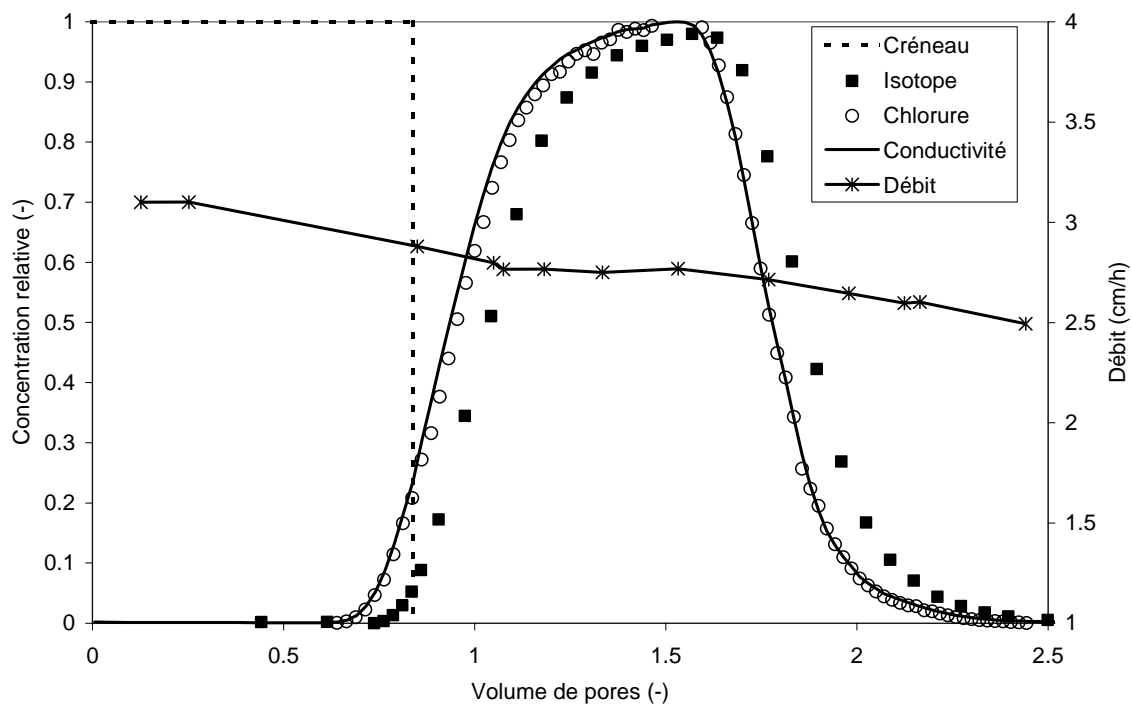


Figure III-3. Expérience sur colonne de sol. Représentation du créneau, courbe d'élution de ^{18}O , du Cl^- et de la conductivité électrique, en sortie du système. Sur l'axe de droite on trouve le débit mesuré en sortie, q ($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$), le tout en fonction du volume de pores écoulé (-).

Nous observons d'abord une diminution du débit de sortie au cours de l'expérience, nous ne sommes pas arrivés à maintenir un régime permanent. Une possible explication de la diminution du débit est le phénomène de colmatage progressif du fond du sol de la colonne sous l'effet de la migration d'éléments par l'application de l'eau distillée. Lennoz-Gratin (1991) a mis en évidence les risques élevés de colmatage minéral du sable de Champlan qui représente presque 50 % du matériau présent dans la colonne. Une deuxième raison est la formation d'une couche plus imperméable en surface du sol. La première explication nous paraît plus déterminante que la seconde. En effet, lors de la destruction de la colonne de sol à la fin des expériences, nous avons prélevé des échantillons de sol. La mesure de la conductivité hydraulique à saturation de l'échantillon situé au fond est 10 fois inférieure à la conductivité mesurée en surface.

Le suivi de la conductivité de la solution à la sortie de la colonne, le résultat des analyses isotopiques de ^{18}O et des analyses chimiques du Cl^- nous ont permis d'obtenir les courbes d'élution du traceur. Pour les deux traceurs, la courbe d'élution présente la même forme : elle est légèrement asymétrique avec une montée

qui ralentit pour arriver à la concentration relative maximale descente abrupte et enfin une faible traînée. Les dynamiques de montée et de descente sont similaires. Nous pouvons aussi observer que le Cl^- est en avance par rapport à ^{18}O , mais conservant la même forme. Nous avons attribué ce faible décalage à des phénomènes d'exclusion anionique. Ceci se traduit par une diminution du temps de séjour du soluté dans le sol. Sa modélisation sera prise en compte par un facteur de retard inférieur à 1.

Nous observons aussi que le suivi de la conductivité électrique de la solution en sortie du système et les résultats des analyses chimiques pour le chlorure se superposent. Ceci nous permet de valider le suivi par conductivité électrique, car nous obtenons les mêmes informations.

Ainsi, le système nécessite plus de 2 volume de pores afin de lessiver les traceurs. Comme nous l'indiquons dans le Tableau III-1 au moyen du bilan de masse, nous récupérons la totalité des deux traceurs injectés.

Au cours de l'essai, des mesures de pH de la solution en sortie de la colonne ont aussi été réalisées. La courbe de pH mesurée varie inversement au passage du traceur, entre 8,6 et 7,7, alors que le pH de la solution mère injectée est de 8,2. Cette diminution du pH ou acidification du milieu a été attribuée aux échanges cationiques.

En effet, l'augmentation des ions K^+ (apportés par le traceur) dans la phase liquide produit un échange au niveau des surfaces électronégatives du sol avec une libération dans la phase liquide d'autres cations (comme Ca^{2+}) et d'ions H^+ . L'effet d'échange peut atteindre 0,5 à 1 unité de pH (Baize, 2000), ce qui se reflète dans notre cas, d'une variation de pH maximale de 1 unité.

En outre, à partir des résultats des analyses chimiques des cations (§ Annexe III-1), nous observons un échange entre le K^+ (traceur injecté) et le Ca^{2+} (présent dans le sol et cation majoritaire, d'après les analyses de sol réalisées). Le potassium reste donc adsorbé dans le sol et le calcium est libéré.

Néanmoins, l'échange cationique ne semble pas affecter le transfert de chlorures dans le sol. Cet effet pourrait modifier la valeur de conductivité électrique maximale mesurée (par rapport à celle de la solution mère injectée). Ce dernier effet semble malgré tout limité car nous obtenons la même information en conductivité que pour le chlorure (Figure III-3).

III.1.2. Synthèse de l'expérience 1D sur colonne de sol :

L'expérience s'est déroulée sous la contrainte de la diminution progressive du débit sortant de la colonne. Ce phénomène a été attribué au colmatage progressif du fond du sol de la colonne.

Les deux traceurs utilisés (chimique et isotopique) présentent la même forme de courbe d'élution, les courbes sont seulement décalées. Ce décalage est expliqué par le phénomène d'exclusion anionique du chlorure, par comparaison avec l'isotope. En déterminant ce facteur de retard, nous pourrions corriger ce phénomène et donc utiliser le chlorure comme un traceur pseudo idéal.

Malgré les échanges cationiques produits dans notre sol, le suivi de la conductivité électrique de la solution en sortie de la colonne donne les mêmes informations que les analyses chimiques du chlorure pour notre cas d'expérience. Nous pourrions alors valider la mesure de la conductivité électrique comme suivi du chlorure (traceur) dans le sol.

III.1.3. Détermination des paramètres de transport par résolution inverse :

La méthode de résolution inverse utilisée a été rapidement présentée théoriquement au Chapitre I. Nous utilisons le code numérique HYDRUS-2D (Simunek *et al.*, 1996). Nous détaillons par la suite la géométrie, les conditions aux limites et la procédure suivie pour réaliser la détermination des paramètres hydrodispersifs de l'équation de convection-dispersion.

III.1.3.a. Géométrie du domaine et conditions aux limites :

Le domaine simulé est un rectangle de 100 cm de haut et 15 cm de large. Le maillage est rectangulaire de 1 cm de côté.

Les conditions aux limites sont : condition atmosphérique en surface du sol et condition de suintement à la limite inférieure du sol (le code impose sur le bord de ces surfaces une pression nulle pour la partie saturée du système et un flux nul pour les parties non-saturées). Sur le reste du domaine, nous appliquons une condition de flux nul.

Pour la condition atmosphérique, nous appliquons le débit dans le temps ainsi que la durée du créneau et la concentration de la solution mère appliquée à la surface

du sol pour la condition choisie. Nous avons utilisé celle de flux ou Cauchy (§ I.3.2.b.2).

En raison des problèmes de variation incontrôlés du débit, nous avons été amenés à utiliser le débit mesuré en sortie du système, comme donnée d'entrée du modèle, le sol étant considéré comme homogène.

La condition initiale de pression utilisée est une distribution linéaire avec la profondeur, en accord avec la condition mesurée expérimentalement.

III.1.3.b. Paramètres estimés :

Nous réalisons une simulation pour chaque traceur. La stratégie de calage est la suivante :

L'isotope est un traceur idéal (il ne présente pas de facteur de retard) et donc nous avons un seul paramètre de transport à déterminer : la dispersivité longitudinale. Les paramètres de transport sont optimisés sur les données de concentration en isotope de la courbe d'élution mesurée en sortie de la colonne (30 points).

Pour le chlorure, nous allons optimiser la dispersivité longitudinale et le facteur de retard, avec les données de concentration de la courbe d'élution du chlorure mesurées (24 points).

Le facteur de retard (R), est pris en compte dans la modélisation au moyen du paramètre empirique K_d . Quand ce paramètre est inférieur à zéro, il indique une exclusion anionique ; supérieur à zéro il indique une sorption chimique (§ Eq. I-14). Pour les deux traceurs, la valeur de dispersivité transversale n'a pas été ajustée. Nous avons pris une valeur fixe à 1/10 de la valeur de la dispersivité longitudinale, rapport couramment utilisé dans la littérature (Domenico et Schwartz, 1990). En effet, dans notre cas d'étude, ce paramètre n'a pas d'influence sur la modélisation du transfert de solutés.

Dans le Tableau III-2, nous rappelons les paramètres hydrodynamiques utilisés (§ Chapitre II, Tableau II-4).

Tableau III-2. Rappel des paramètres hydrodynamiques utilisés pour la résolution inverse de l'expérience sur colonne de sol.

θ_r (-)	θ_s (-)	α (cm ⁻¹)	n (-)	l (-)	K_s (cm.h ⁻¹)
0,12	0,43	0,012	1,800	0,5	5

Dans le Tableau III-3, nous présentons les résultats de l'optimisation des paramètres hydrodispersifs, calés sur l'équation de convection-dispersion pour les deux traceurs (isotope et chlorure), et le coefficient de détermination entre valeurs simulées et observées (r^2).

Tableau III-3. Expérience monodimensionnelle sur colonne de sol. Paramètres hydrodispersifs optimisés (λ_L , λ_T , K_d) par résolution inverse avec le code numérique HYDRUS-2D ($v.i.$ =Valeurs initiales, $v.f.$ =valeurs finales) et R calculé à partir de K_d .

	λ_L (cm)	λ_T (cm)	K_d ($g^{-1}.cm^3$)	r^2 (-)	R (-)
<i>v.i.</i>	0,65	0,06	-0,010	-	
<i>v.f.</i> ISOTOPE	0,57	fixe	-	0,991	1
<i>v.f.</i> CHLORURE	0,60	fixe	-0,017	0,994	0,94

Nous observons d'abord que l'ajustement, indiqué par le coefficient de détermination, r^2 , est bon pour les deux traceurs ($>0,990$). Cette valeur se traduit par un bon ajustement des valeurs simulées sur la montée et descente des courbes d'élution mesurées (Figure III-4).

Les valeurs de dispersivité longitudinale trouvées pour l'isotope et le chlorure sont de 0,57 et 0,60 cm, respectivement. Ces deux valeurs sont très proches. Nous considérons par la suite une valeur de dispersivité longitudinale de 0,60 cm. Ces faibles valeurs de dispersivité sont indicatrices de conditions de transport uniforme (Porro *et al.*, 1993). Elles sont du même ordre de grandeur et en cohérence avec d'autres études réalisées au laboratoire et au terrain en conditions non saturées pour des sols à texture proche (Wierenga et Van Genuchten, 1989 ; Khan et Jury, 1990 ; Inoue *et al.*, 2000).

Le facteur de retard trouvé pour le chlorure est de 0,94. La teneur en eau anionique correspondant à cette valeur pour le traceur chimique (chlorure) est de 0,40 $cm^3.cm^{-3}$.

Nous avons aussi testé différentes valeurs initiales de dispersivité et de K_d dans la résolution inverse. Nous obtenons les mêmes résultats finaux pour les deux traceurs. Ceci avec le coefficient de détermination, nous permet de valider le jeu de paramètres trouvé.

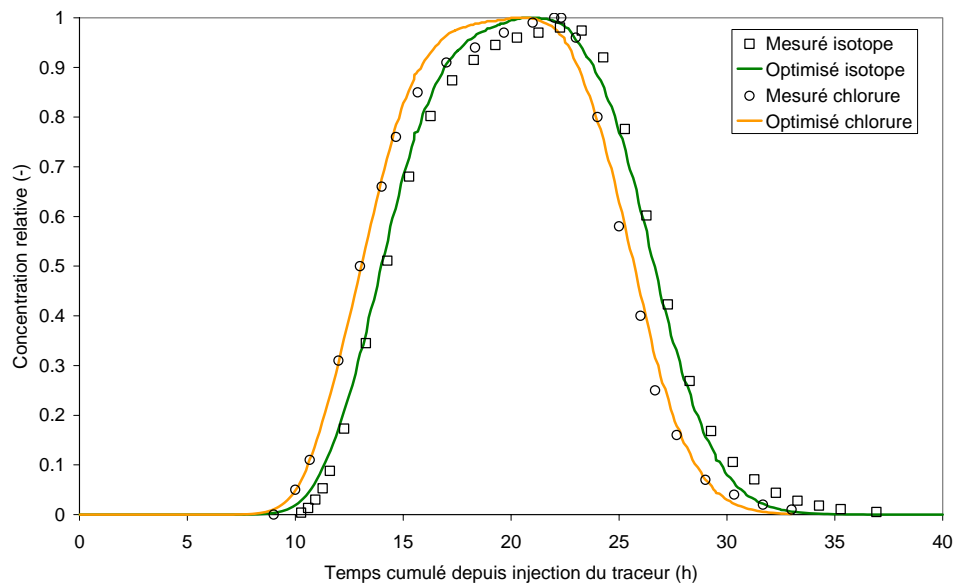


Figure III-4. Expérience monodimensionnelle sur colonne de sol. Optimisation par résolution inverse avec le code Hydrus-2D, pour le traceur isotopique et chimique.

Nous avons aussi utilisé l'équation de convection-dispersion à deux régions (I.2.3.) afin d'optimiser les paramètres de transport. Celle-ci nécessite trois paramètres supplémentaires, ce qui lui confère plus de degrés de liberté pour l'ajustement.

Cependant, nous obtenons la même forme de courbes d'élution optimisées avec l'équation de convection-dispersion et ce pour le traceur isotopique et chimique. Nous pouvons alors conclure que les résultats obtenus n'améliorent pas les résultats obtenus par l'équation de convection-dispersion classique.

Dans aucun cas nous n'arrivons à simuler le ralentissement en fin de montée de la courbe d'élution.

III.1.3.c. Synthèse de la résolution inverse :

L'expérience s'est déroulée en conditions de régime quasi permanent. Nous avons déterminé les paramètres de transport de l'équation de convection-dispersion (dispersivité longitudinale et facteur de retard) au moyen d'une résolution inverse par le code numérique HYDRUS-2D, permettant d'introduire dans le calcul la variation du débit dans le temps.

D'autre part, nous avons réalisé une deuxième résolution inverse en utilisant l'équation de convection-dispersion à deux régions. Celle-ci n'apporte pas d'améliorations par rapport à l'équation de convection-dispersion classique. De plus, elle nécessite le calage de trois paramètres supplémentaires.

L'utilisation couplée de deux traceurs, Cl^- et ^{18}O , a permis de mettre en évidence une exclusion anionique faible (6 %) dans le sol étudié. Une partie de l'eau du sol n'est donc pas concernée par le passage du chlorure, réduisant le temps de séjour du chlorure dans le sol. L'utilisation conjointe des deux traceurs est nécessaire afin de calculer la teneur en eau « utilisée » par le traceur chimique.

Néanmoins, la réduction effective de la teneur en eau pour l'ion chlorure ne produit pas de changement sur la forme de la courbe d'élution par comparaison à celle de l'isotope. La réduction de 3 % de la teneur en eau ne change pas le processus de transport dans le sol.

Nous pouvons donc conclure que l'équation de convection-dispersion classique prenant une valeur de dispersivité longitudinale de 0,60 cm pour les deux traceurs et un facteur de retard de 0,94 pour le chlorure, décrit bien le transport de solutés dans notre sol et pour l'échelle de la colonne de sol ($L=100$ cm, $\varnothing=15$ cm) et en écoulement monodimensionnel.

III.2. EXPERIENCE MONODIMENSIONNELLE SUR MODELE PHYSIQUE MASHYNS (H)

Le premier objectif de cette expérience est de déterminer les paramètres de transport de l'équation de convection-dispersion et les comparer avec ceux obtenus sur l'expérience réalisée sur colonne de sol ($L=100$ cm, $\varnothing=15$ cm). Les paramètres hydrodispersifs ainsi déterminés seront appliqués afin de modéliser les expériences réalisées dans un système drainé à écoulement bidimensionnel.

Deuxièmement, nous voulons voir si le modèle physique se comporte comme plusieurs colonnes de sol indépendantes juxtaposées. Finalement, cette expérience nous permettra par comparaison aux expériences réalisées en écoulement bidimensionnel (§ Chapitre IV) de mettre en évidence les différences d'écoulement entre un système mono et bidimensionnel : forme des courbes d'élution, volume de pores nécessaires afin de lessiver le traceur du sol.

En outre, cette expérience nous a permis une fois de plus, de comparer le comportement de différents traceurs : chimique (KCl) et isotopique (^{18}O), ainsi que différentes méthodes de suivi : analyse et suivi de la conductivité électrique de la solution en sortie du système.

Nous rappelons succinctement le matériel utilisé (présenté au Chapitre II), ainsi que le protocole expérimental.

Le modèle physique présente 45 tensiomètres et 16 sondes de conductivité, insérés dans le sol. Nous disposons de 7 sorties regroupées en 4 exutoires. La solution a été prélevée manuellement à la sortie pour des mesures de conductivité électrique et de concentration (analyse chimique et isotopique) (§ Figure II-11).

Nous avons utilisé deux traceurs : l'oxygène 18 comme traceur isotopique et le chlorure de potassium, KCl, comme traceur chimique. La concentration de la solution mère injectée est de $332,14$ mg.l⁻¹ en chlorure, de 1700 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ en conductivité électrique et de $-5,6$ δ en oxygène 18. La solution mère a été préparée avec de l'eau du réseau et stockée dans un réservoir fermé agité en permanence au cours de l'expérience.

Dans les conditions d'expérimentation, **1 volume de pores** correspond à **41 cm** de lame d'eau drainée.

Le traceur a été injecté pendant 34,3 h, soit 45 cm de lame d'eau (1,1 volume de pores). Ensuite, nous avons remis de l'eau du réseau, jusqu'à la disparition du traceur dans le sol (100 h après l'injection du traceur). La durée d'injection du traceur a été fixée afin d'avoir une concentration homogène de traceur dans le sol, ce qui permet l'étalonnage in situ des sondes de conductivité.

Dans le Tableau III-4, nous rappelons les valeurs caractéristiques du sol, déterminées dans le Chapitre II et ceux caractéristiques de l'expérience.

Tableau III-4. Valeurs caractéristiques de l'expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS.

ρ_d (g.cm ⁻³)	1,41
θ_s (cm ³ .cm ⁻³)	0,43
K_s verticale (cm.h ⁻¹)	6,0
K_s horizontale (cm.h ⁻¹)	9,6
Anisotropie, K_{SH}/K_{SV} (-)	1,6
Durée créneau (h)	34,3
Durée créneau (cm de lame d'eau)	45
Débit moyen mesuré (cm.h ⁻¹)	1,15 ± 0,19

III.2.1. Résultats de l'expérience 1D sur modèle physique MASHYNS :

En surface du sol, nous avons maintenu une lame d'eau de 2 cm, tout au long de l'expérience. Néanmoins, l'expérience est réalisée en conditions non saturées, comme l'a confirmé le suivi tensiométrique. Plusieurs facteurs peuvent expliquer ce phénomène : dégazage de l'eau qui crée des bulles d'air au sein du système, air piégé pendant la saturation, entrée d'air due à l'étanchéité incomplète des parois de la maquette, ou une couche limitante située en surface du sol qui se crée dans le temps et qui limite le débit infiltré.

Cette dernière hypothèse a été confirmée par le prélèvement d'échantillons dans les premiers cinq centimètres de la surface du sol à la fin des expériences sur MASHYNS. Ces échantillons présentent une conductivité hydraulique à saturation quatre fois plus faible que celle déterminée dans les autres horizons du sol.

Ainsi, le débit infiltré est contrôlé par cet horizon de surface de quelques centimètres de hauteur (Figure III-5).

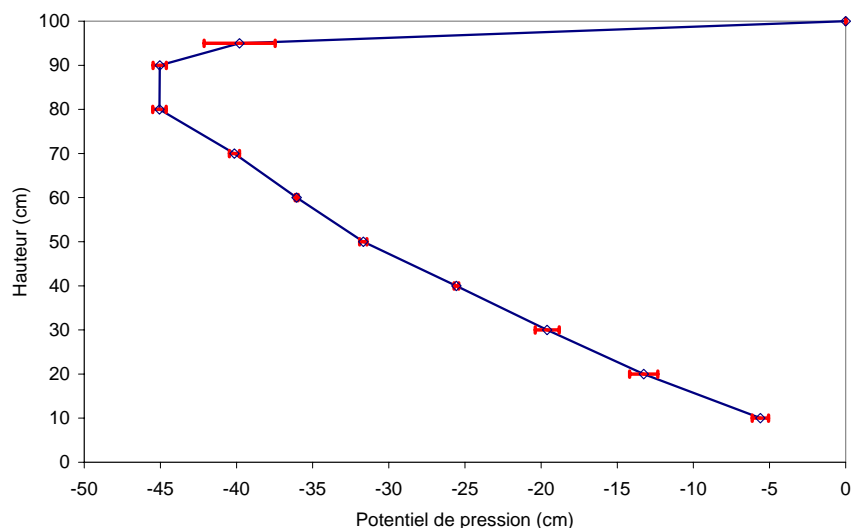


Figure III-5. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Potentiel de pression moyen et écart type sur tout le profil de sol, 30 h après l'injection du traceur.

Nous avons aussi réalisé l'analyse de la granulométrie de la couche en surface du sol (analyse réalisé par J.P. Gaudet, LTHE), et nous l'avons comparé aux résultats obtenus dans le sol (§ Figure II-6 et Annexe II-2.).

Les résultats sont exposés dans le Tableau III-5, ils nous révèlent qu'il n'y a presque pas de fraction d'éléments fins en surface du sol, ceux-ci ayant probablement été lessivés progressivement au cours des expériences précédentes. De plus, la courbe de rétention hydrique mesurée sur deux échantillons de surface montre que l'allure de la couche de surface est très différente de celle du reste de sol (Figure III-6) et que cette couche ne peut pas être décrite par les mêmes paramètres hydrodynamiques utilisés pour le reste du sol.

Tableau III-5. Comparaison de la granulométrie en surface et dans le sol.

%	Argile	Limon fin	Limon grossier	Sable fin	Sable grossier
Surface	2	7	41	45	5
Moyenne sol	14	14	25	43	4

De plus, cette couche évolue dans le temps, provoquant une diminution régulière du débit en sortie du système (Figure III-7).

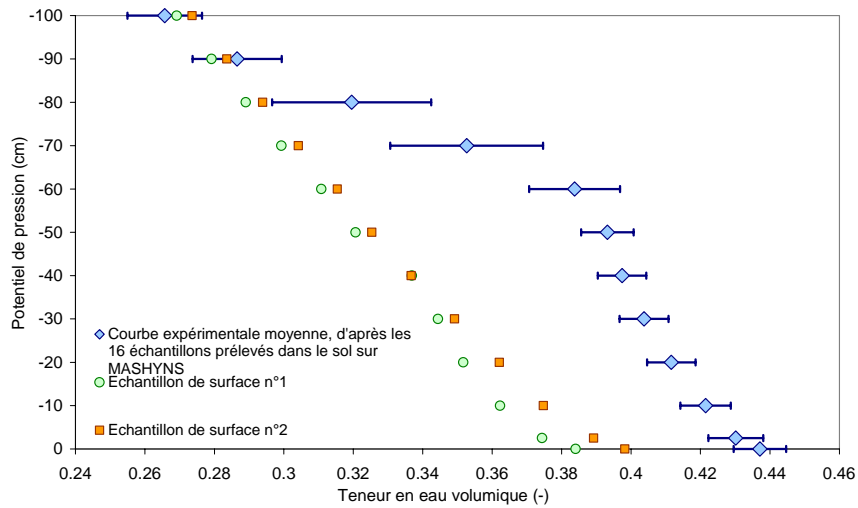


Figure III-6. Courbe de rétention moyenne avec son écart type déterminée sur 16 échantillons de sol de MASHYNS et courbes de rétention mesurées sur deux échantillons de surface.

Le débit est mesuré par les augets basculeurs installés au-dessous de chacune des quatre sorties ($l.h^{-1}$). A partir des données débitométriques, une surface correspondante est délimitée pour chaque sortie (rapport du débit individuel sur le débit total à chaque pas de temps). Les surfaces moyennes pour chaque sortie sont exposées dans le Tableau III-6.

Tableau III-6. Calcul des surfaces correspondant à chaque sortie.

SURFACE	Sortie I	Sortie II	Sortie III	Sortie IV
Moyenne (cm²)	2650	1574	2643	3133

Nous observons que les quatre débits diminuent au cours de l'expérience. Après 70 h, le débit semble se stabiliser. L'expérience a été alors réalisée en régime quasi-permanent en conditions non saturées (débit infiltré $< K_s$). Les débits mesurés aux Sorties III et IV sont quasi identiques et stables pendant l'expérience. Les débits des Sorties I et II oscillent autour du débit global tout au long de l'expérimentation. La courbe de débit global a été estimée grâce aux quatre sorties individuelles. Le débit moyen a été estimé à $1,15 \pm 0,19 \text{ cm.h}^{-1}$.

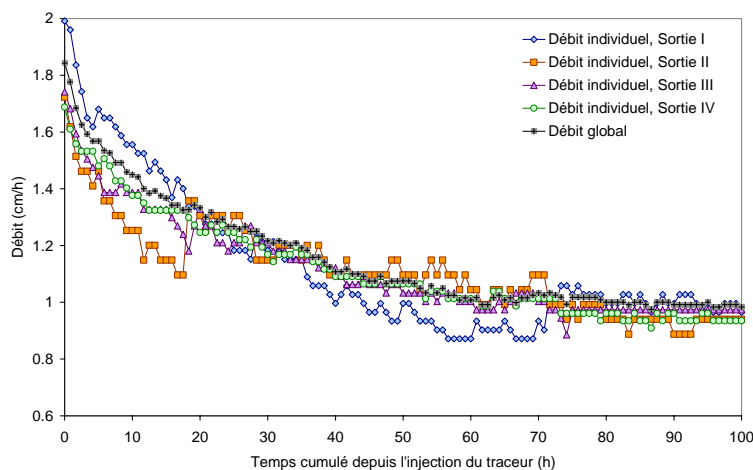


Figure III-7. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Débit individuel ($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$) mesuré par les augets basculeurs à chaque sortie et débit global en fonction du temps cumulé depuis l'injection du traceur (h).

Dans la Figure III-8, nous observons le potentiel de pression (cm) de la cuve de sable pour les cinq profils tensiométriques pour un temps équivalent à 1 volume de pores. Les pressions sont constantes pour une cote donnée dans tout le massif de sol et inférieures à zéro. Ce comportement s'observe tout au long de l'expérience. Nous avons donc bien un écoulement monodimensionnel en non saturé. En surface du sol, nous observons l'influence de la lame d'eau installée en surface du sol sur les tensiomètres situés à $y=95$ et 90 cm.

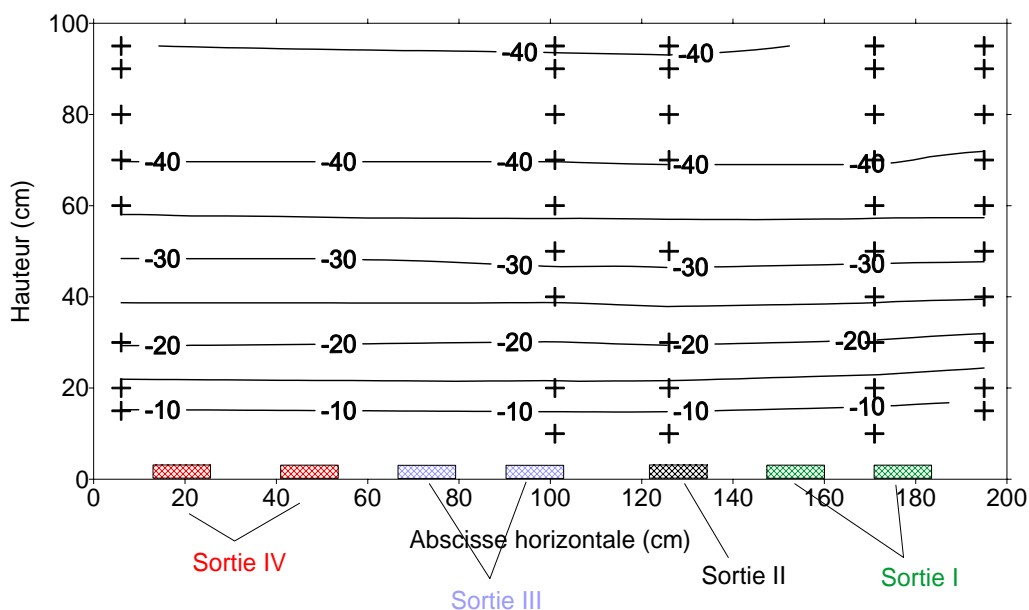


Figure III-8. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Potentiel de pression, h , en cm, à 1 volume de pores (34 h depuis l'injection du traceur). Les croix représentent les tensiomètres.

Pour la profondeur $y=0$ cm (sortie), le potentiel de pression est celui de la pression atmosphérique. Nous avons calculé théoriquement (résolution de l'équation de Richards en régime permanent) le profil de pression monodimensionnel en régime permanent à une hauteur y de la condition $h=0$, dans le cas du sol de la maquette, en appliquant le débit moyen mesuré ($1,15 \text{ cm.h}^{-1}$) et les paramètres hydrodynamiques (θ_r , θ_s , α , n et K_s) (Figure III-9).

Le profil de pression théorique présente deux zones : une première zone où la pression est constante (de 100 cm de hauteur) et une deuxième où la pression est variable et diminue pour s'annuler à $h=0$. Cette zone est de 200 cm de hauteur dans le cas de notre sol et pour le débit imposé.

Si nous comparons le profil théorique à celui mesuré expérimentalement, nous observons qu'ils se superposent. La totalité de notre sol est donc inclus dans la zone de pression variable, ou « zone de transition » (Kao *et al.*, 2001).

Nous pouvons donc valider les paramètres hydrodynamiques utilisés, déterminés par ajustement sur des données expérimentales (§ II-3.2.).

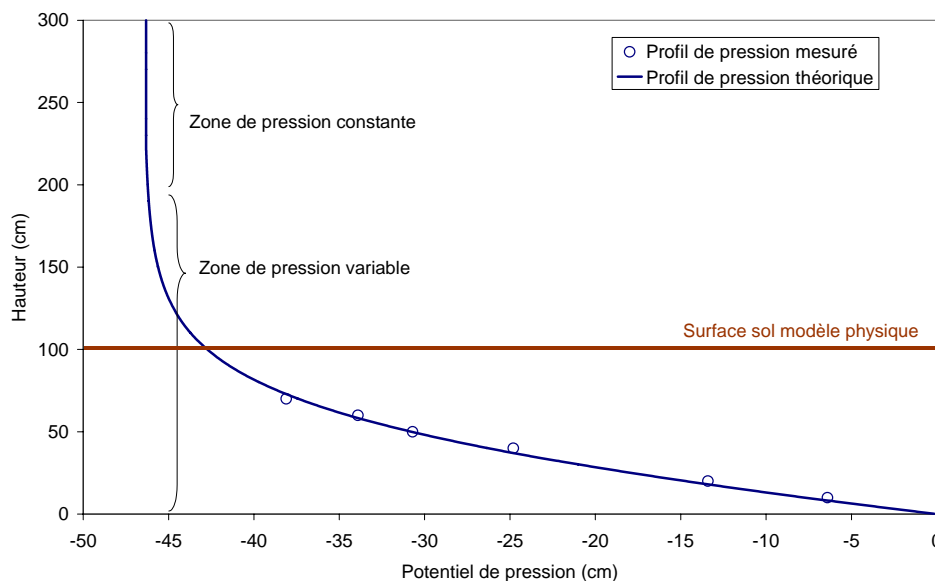


Figure III-9. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Comparaison du profil de pressions théorique calculé et mesuré. En ordonnée la hauteur par rapport au fond de la cuve. En abscisse le potentiel de pression, les deux en cm.

Nous allons maintenant présenter les courbes d'élution obtenues en sortie du système pour les deux traceurs. Nous utilisons le débit mesuré pour chaque sortie afin de calculer le volume de pores correspondant à chaque courbe d'élution. Nous traitons a priori la maquette de sol comme 4 colonnes indépendantes.

Tout d'abord, nous présentons les résultats pour l'isotope (Figure III-10), les 4 sorties confondues ainsi que le créneau.

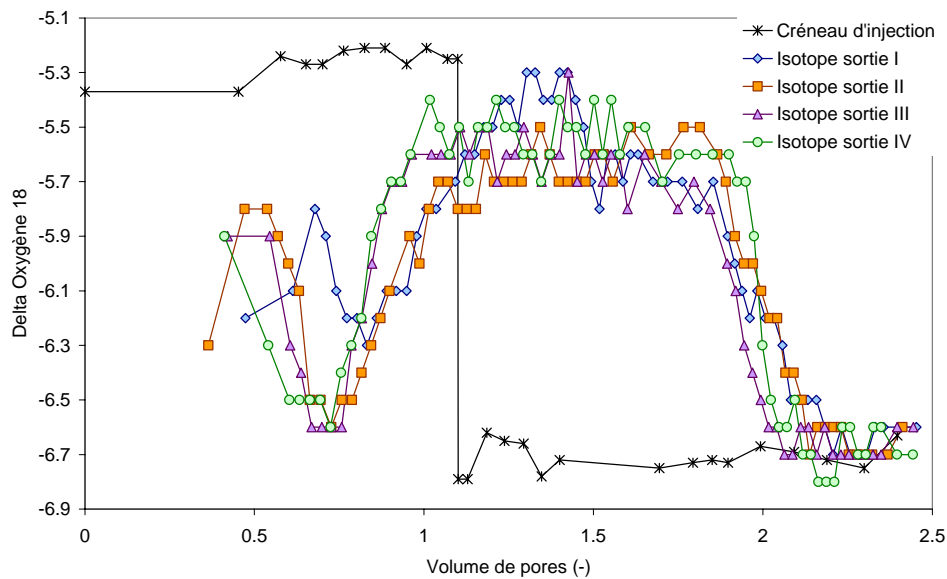


Figure III-10. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Courbes d'éluion pour l'oxygène 18, sorties I, II, III et IV ainsi que le créneau en fonction du volume de pores.

La concentration de la solution mère (créneau) présente quelques variations, et toutes les courbes d'éluion présentent de fortes oscillations. Ces oscillations auraient pu être évitées en utilisant une concentration en traceur plus élevée. Un premier pic apparaît à 0,5 volume de pores. Ce premier pic peut indiquer la sortie des eaux présentes initialement dans le sol, qui sont enrichies en isotope par processus d'évaporation. Des quatre courbes d'éluion, nous observons qu'il existe une cohérence entre la montée et la descente. Néanmoins, il existe un léger décalage à la montée. Nous attribuons ces décalages aux oscillations et non à des hétérogénéités de transfert vertical dans le sol. En conclusion, les quatre courbes d'éluion présentent le même comportement. Le sol nécessite un peu plus de 2 volumes de pores afin de lessiver tout le traceur isotopique.

Les courbes d'éluion pour le chlorure (Figure III-11) sont régulières et symétriques. Elles sont toutes en avance par rapport à un traceur idéal ($C/C_0 = 0,5 = 180 \text{ mg.l}^{-1} < 1$ volume de pores). Ceci reflète très probablement le phénomène d'exclusion anionique. Le chlorure nécessite un peu plus de 2 volume de pores afin d'être totalement lessivé du sol.

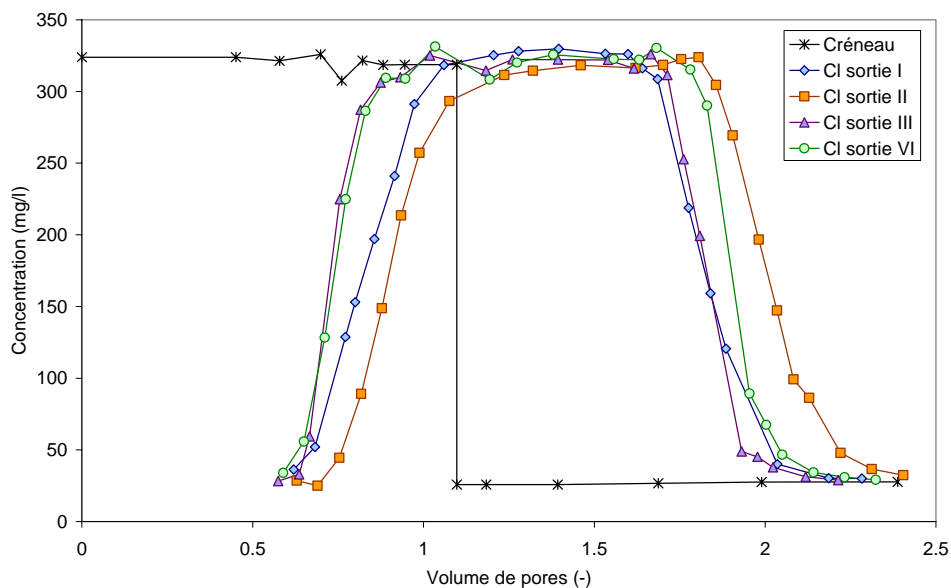


Figure III-11. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Courbes d'élution pour le chlorure, sorties I, II, III et IV et conductivité électrique globale en fonction du volume de pores.

Le bilan de masse pour le chlorure a été estimé pour chaque sortie (Tableau III-7). Pour cela, nous avons fait l'hypothèse qu'il n'existe pas d'échanges latéraux entre les 4 « colonnes ». Les valeurs du bilan de masse varient entre 92 % pour la Sortie I et 107 % pour la Sortie IV. Ces bilans sont corrects, en accord avec le guide OECD « Leaching in soil columns » (2002) qui estime que le bilan de masse peut être compris entre 70 à 110 %. Néanmoins, nous n'écartons pas la possibilité d'« échanges de masse » entre les quatre sorties. Le bilan global a été aussi calculé sur la courbe de conductivité électrique (Sortie Globale), il est de 100 %.

Nous ne présenterons pas le bilan de masse pour l'isotope, les oscillations étant trop importantes pour réaliser un calcul précis.

Tableau III-7. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Synthèse du bilan de masse du chlorure, Sortie sur entrée en pourcentage (%).

%	Sortie I	Sortie II	Sortie III	Sortie IV	Sortie Globale
Cl ⁻	92	106	99	107	100 %

La courbe du *pH* mesurée varie de 7,69 à 7,84. Le *pH* de l'eau du réseau est de 7,75, donc proche des valeurs mesurées expérimentalement.

La conductivité électrique maximale mesurée dans la Sortie Globale (regroupant les solutions provenant des quatre sorties) est de 1519 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Cette valeur est plus

faible que celle mesurée dans la solution mère avant de traverser le sol ($1700 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Nous avons saturé complètement notre sol avec notre solution de traceur (KCl) mais après le passage dans le sol et les échanges cationiques produits, la conductivité a diminué. En effet, il y a eu un phénomène d'échange : l'ion K^+ est retenu et les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} ont été libérés (§ Annexe III-2).

Les conductivités électriques mesurées dans la solution de chaque sortie (mesurées grâce aux dispositifs 4 aiguilles) n'apportent pas d'informations supplémentaires. Elles présentent un léger décalage entre elles identique à celui observé pour les courbes d'éluion de l'ion chlorure.

Nous présentons à titre d'exemple (Figure III-12) les résultats de l'isotope et du chlorure et la conductivité électrique mesurées à la Sortie II, la seule à collecter les écoulements d'une seule chambre. Nous nous intéressons à la comparaison des deux traceurs et le suivi de conductivité électrique. La courbe de conductivité suit celle du chlorure, elle diverge un peu de celle du chlorure en fin de descente. Le chlorure présente un léger décalage, il est en avance par rapport à l'isotope, confirmant le phénomène d'exclusion anionique.

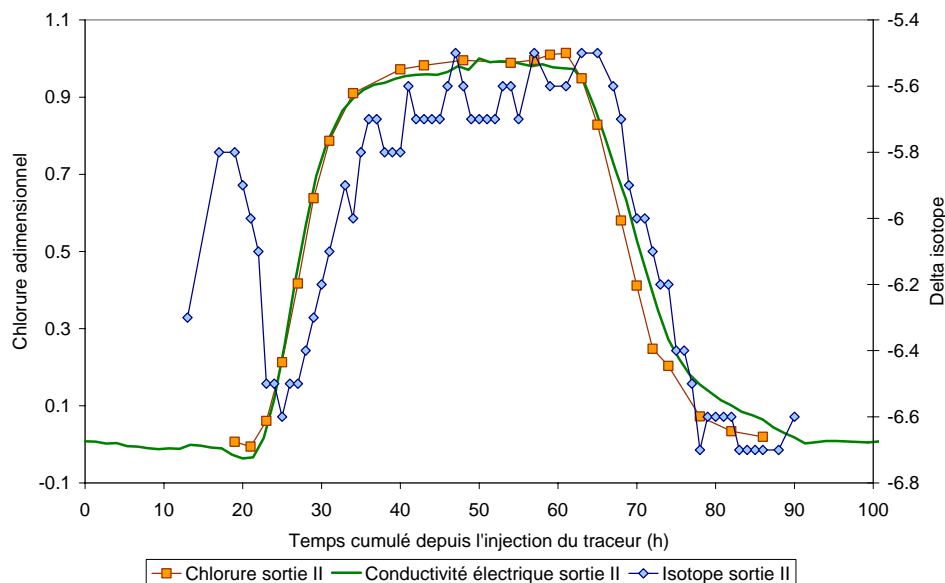


Figure III-12. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Courbes d'éluion : oxygène 18, chlorure et conductivité pour la Sortie II.

Les résultats du suivi des 16 sondes de conductivité insérées dans le sol nous ont permis d'observer la répartition spatiale et temporelle du lessivage de soluté dans le massif de sol. Toutes les sondes sauf une, ont bien répondu au passage du front du traceur. Les sondes ont été étalonnées pour une valeur maximale de $1519 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$,

qui correspond à la valeur maximale mesurée par le conductimètre dans la solution en sortie du massif de sol.

Dans la Figure III-13 nous présentons les résultats pour un profil de sondes situées à l'abscisse 171 cm, situées au-dessus de la Sortie I. Toutes les sondes réagissent au passage du soluté. Le signal est « propre » et sans oscillations. Ainsi, le signal se déforme avec le parcours du soluté dans le sol. Avant 0,5 volume de pores, nous observons une légère augmentation des conductivités électriques qui correspond au passage d'un élément plus conducteur dans le sol. Cet effet s'observe également (moins amplifié) dans les mesures de conductivité électrique de la solution de sortie. Les sondes situées à 20 et 30 cm de hauteur mesurent une lente montée avant d'arriver à la concentration maximale. Cette forme est aussi observée pour la courbe de conductivité électrique globale mesurée dans la solution de la Sortie Globale (regroupant toutes les sorties).

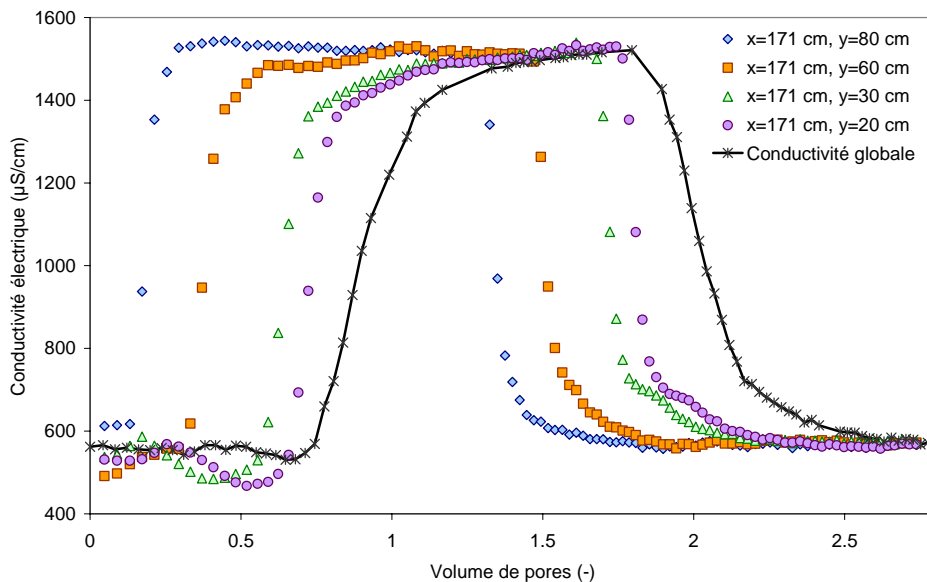


Figure III-13. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Profil situé à une distance horizontale de 171 cm. Les sondes sont situées à 80, 60, 30 et 20 cm de hauteur par rapport à la base du sol. Courbe de conductivité globale mesurée en Sortie ($y=0$ cm).

Nous présentons dans les Figures III-14A à D les résultats des sondes situées à la même profondeur, afin de voir si l'arrivée du soluté à chaque profondeur se fait en même temps.

Rappel de la position des sondes par rapport aux sorties :

Les sondes situées aux abscisses 171 et 150 cm sont situées au-dessus la Sortie I. Les sondes situées à l'abscisse 126 cm sont au-dessus de la Sortie II. Les sondes situées aux abscisses 101 et 80 cm sont au-dessus de la Sortie III. Enfin, les sondes situées à l'abscisse 35 cm sont au-dessus de la Sortie IV. Les figures sont réalisées en volume de pores par rapport au débit individuel mesuré à chaque sortie. La même couleur est utilisée pour les sondes situées au-dessus de la même sortie.

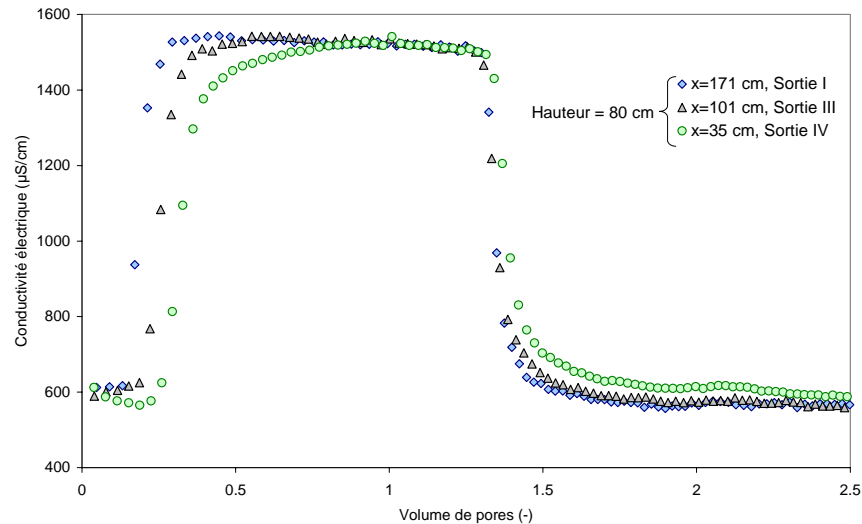


Figure III-14-A. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Répartition spatiale à 80 cm de hauteur. En abscisses le volume de pores et en ordonnées la conductivité électrique en $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

Les sondes (Figure III-14-A) sont situées à 80 cm de hauteur par rapport au fond de la maquette. Le soluté arrive d'abord sur la sonde située à 171 cm (situé dans la verticale de la Sortie I), ensuite à celle située au centre ($x=101$ cm, Sortie III) et enfin sur la sonde située à $x=35$ cm (situé dans la verticale de la Sortie IV). Les différences peuvent être dues à une différence d'infiltration du soluté causée par la couche imperméable de surface. Néanmoins la descente des courbes débute au même moment pour toutes les sondes. Le signal de la sonde à 35 cm est un peu déformé par rapport au créneau injecté.

A la cote 60 cm (Figure III-14-B), l'arrivée du soluté à chaque sonde est plus homogène que pour le profil précédent : le signal de conductivité est presque superposé pour toutes les sondes. A cette hauteur, le soluté est lessivé en 2 volume de pores.

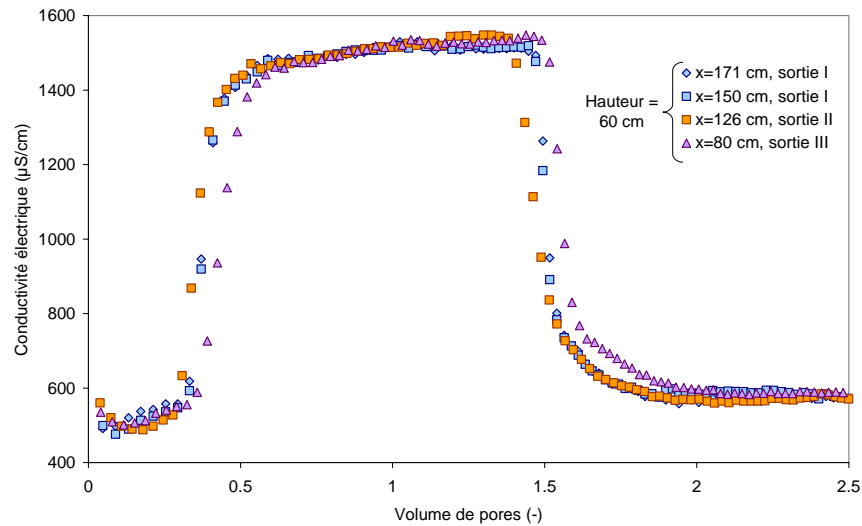


Figure III-14-B. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Répartition spatiale à 60 cm de hauteur. En abscisse le volume de pores et en ordonnée la conductivité électrique en $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

La Figure III-14-C présente les sondes situées à la hauteur 40 cm ($x=150$, 126 et 80 cm) et 30 cm ($x=171$ cm) par rapport au fond de la maquette. Nous constatons un décalage de l'arrivée du soluté à la même hauteur (Sortie II, puis Sortie I et enfin Sortie III). Néanmoins, les courbes présentent toutes la même forme.

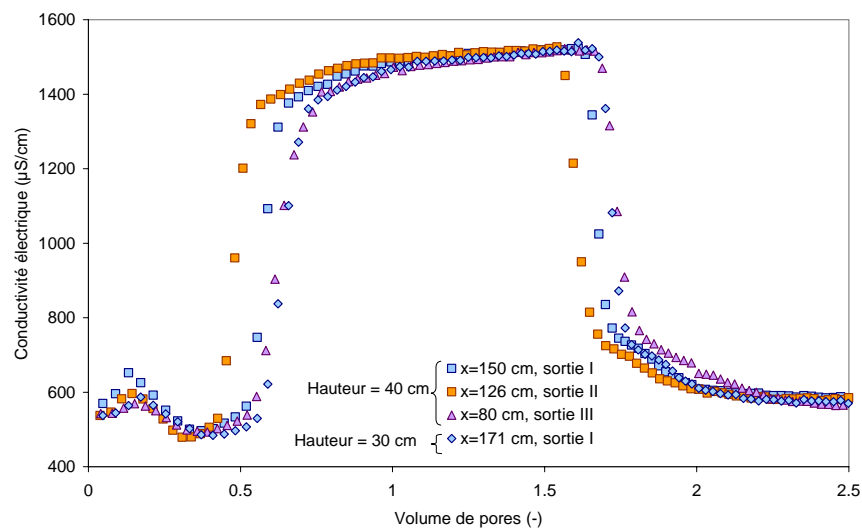


Figure III-14-C. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Répartition spatiale à 40 et 30 cm de hauteur. En abscisse le volume de pores et en ordonnée la conductivité électrique en $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

Enfin, pour la hauteur de 20 cm par rapport au fond de la cuve (Figure III-14-D), nous observons à nouveau le décalage d'arrivée du soluté à une même profondeur, dans le même ordre : Sortie II, puis Sortie I, puis Sortie III et enfin Sortie IV.

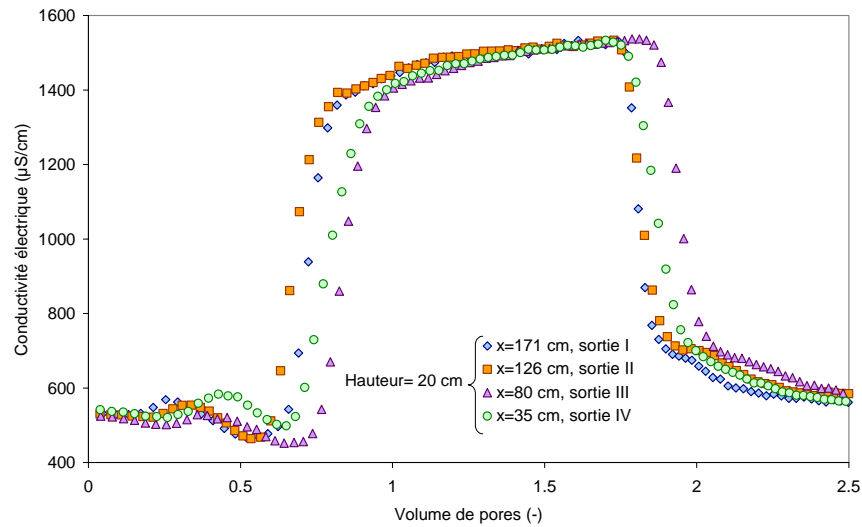


Figure III-14-D. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Répartition spatiale à 20 cm de hauteur. En abscisse le volume de pores et en ordonnée la conductivité électrique en $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

La comparaison des résultats issus d'un profil de sondes situées au-dessus d'une même sortie (Figure III-13), nous a montré que le transfert de soluté est homogène verticalement.

La comparaison du profil de sondes par hauteurs est moins aisée. En effet, pour toutes les hauteurs examinées, le soluté nécessite moins d'eau pour être lessivé au-dessus des sorties II, puis I, puis IV et enfin III. Cette différence dans l'ordre de passage est moins nette pour le profil situé à 60 cm, mais s'accroît avec le parcours de soluté dans le sol. Ceci peut être le témoin d'hétérogénéités du sol. Cette hypothèse a été rejetée car nous avons réalisé les mesures de la conductivité hydraulique à saturation à la fin des expérimentations sur le modèle physique MASHYNS, par prélèvement d'échantillons, et nous avons observé une conductivité relativement homogène dans tout le sol. Une deuxième hypothèse qui n'a pas pu être vérifiée, mettrait en cause la condition limite aval du système, donc les chambres de sortie.

Le lessivage du soluté dans le sol est résumé sur la Figure III-15. L'interpolation est réalisée par triangulation linéaire. L'incertitude sur l'interpolation pour les sondes

situées à $x= 35$ cm est grande, car nous disposons seulement de deux points de mesure : un à 80 cm et l'autre à 20 cm de hauteur.

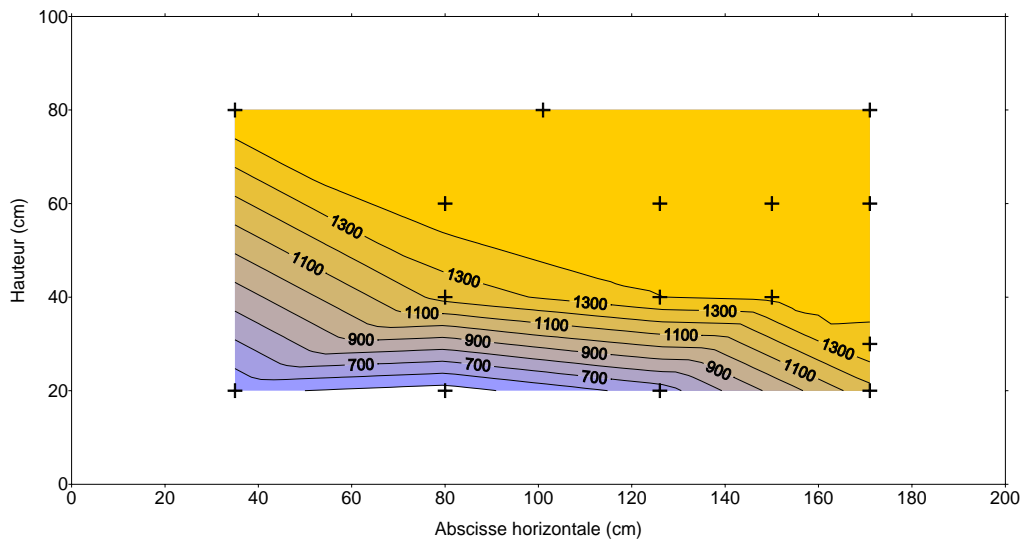


Figure III-15. Lessivage du soluté (KCl) dans le sol par des sondes de conductivité électrique pour l'expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS à 0,65 volume de pores. Valeurs en $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

III.2.2. Synthèse de l'expérience 1D sur modèle physique MASHYNS :

Cette expérience s'est déroulée en conditions de régime d'écoulement monodimensionnel et en conditions de régime quasi-permanent en non-saturé.

Le régime d'écoulement monodimensionnel a été établi grâce à sept chambres situées à la base du sol ($y=0$ cm), lesquelles ont été regroupées par deux (Sortie I, III et IV) et une seule (Sortie II). Ces quatre sorties nous ont alors permis d'étudier le modèle physique MASHYNS comme quatre colonnes de sol juxtaposées, pour les 4 sorties. Nous mesurons le débit de la Sortie I à IV ainsi que la conductivité électrique de la solution. Nous y prélevons manuellement des échantillons (un pour analyse isotopique et l'autre pour analyse chimique) et enfin, les 4 sorties sont regroupées vers un exutoire commun où la conductivité électrique et le pH sont mesurés. En plus, nous disposons de 45 tensiomètres et 16 sondes de conductivité électrique, installés à l'intérieur du sol.

Les mesures du débit individuel réalisées à chaque sortie révèlent que le débit est sensiblement différent pour les Sorties I et II, et le même pour les Sorties III et IV. Néanmoins, le débit d'entrée semble contrôlé par une couche limitante située en

surface du sol. Celle-ci s'imperméabilise progressivement car nous observons une diminution du débit dans le temps.

Le suivi tensiométrique nous a permis de caractériser le régime d'écoulement monodimensionnel. Nous avons mis en évidence que la zone non saturée est comprise dans la « zone de transition » sur toute la hauteur de sol, conforme à la théorie et aux propriétés hydrodynamiques du sol.

Des deux traceurs utilisés, le traceur isotopique présente pour toutes les sorties des fortes oscillations, dues à une dilution trop importante du traceur dans la solution de traçage, les valeurs injectées étant trop proches des valeurs déjà présentes dans le sol. Le phénomène d'exclusion anionique a été de nouveau confirmé.

De plus, les sondes de conductivité électrique insérées dans le sol nous ont permis de mesurer le passage du traceur chimique. D'après l'analyse des données des sondes, nous observons des transferts de soluté hétérogènes, étant plus rapides pour les sondes situées au-dessus des Sorties II, I, IV et III respectivement.

Ce résultat est en contradiction avec celui trouvé par l'analyse du chlorure à chaque Sortie (Figure III-11) où le chlorure arrive en premier dans la Sortie III et IV, puis I et finalement dans la Sortie II.

Malgré ce constat, nous pouvons confirmer que notre sol est relativement homogène, l'expérience préalable réalisée sur modèle physique dans des conditions très proches (notée G dans Chapitre II, Tableau II-2) montre que le lessivage du soluté dans le sol est globalement homogène.

III.2.3. Détermination des paramètres de transport par résolution inverse :

Nous considérons la maquette MASHYNS comme 4 colonnes de sol indépendantes puis comme un seul massif de sol. Pour cela, nous avons réalisé cinq résolutions inverses en utilisant les concentrations en chlorure mesurées à l'exutoire de chaque sortie et les concentrations mesurées à la Sortie Globale par le conductimètre. Nous suivrons la même procédure décrite pour l'expérience sur colonne de sol (§ III.1.3.b).

III.2.3.a. Géométrie du domaine et conditions aux limites :

Le domaine utilisé pour toutes les simulations correspond à la taille réelle de la maquette, soit un rectangle de 100 cm de haut, 200 cm de long. Le maillage est rectangulaire de 1 cm de côté horizontal et 2 cm de vertical.

Les conditions aux limites sont (Figure III-16) : Condition atmosphérique en surface du sol et condition de Cauchy pour le soluté. Condition de suintement à la limite inférieure du sol pour les 7 chambres. Condition de flux nul sur le reste du domaine.

La condition initiale de pression utilisée est en accord avec la pression mesurée initialement dans tout le domaine.

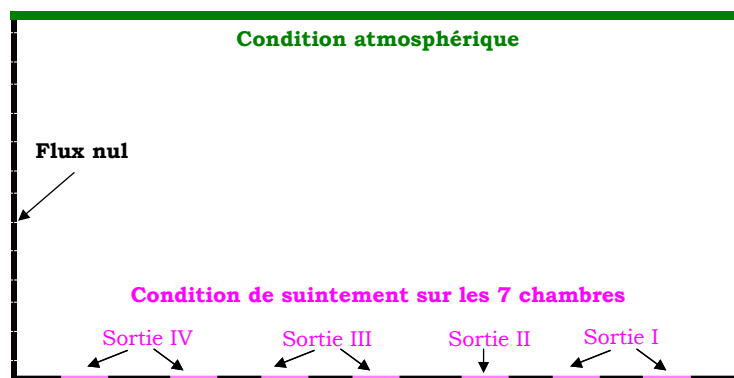


Figure III-16. Expérience mono dimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Conditions aux limites du système modélisé.

III.2.3.b. Paramètres estimés :

En raison de la variabilité observée pour l'isotope, nous utilisons les résultats de l'ion chlorure pour l'optimisation des paramètres de transport (dispersivité et facteur de retard) et ce pour chaque sortie (I, II, III et IV) et pour la sortie générale (solution provenant des quatre sorties, obtenue par la mesure de la conductivité électrique de la solution).

Pour chaque sortie, nous utilisons la valeur du débit individuel mesuré, pour celle générale, le débit moyen mesuré par les quatre sorties.

Nous avons décidé d'ajuster les paramètres sur l'équation de convection-dispersion classique car les courbes d'éluion sont symétriques et, comme nous avons vu pour l'expérience sur colonne, l'équation de convection-dispersion à deux régions n'apporte pas d'améliorations.

Le Tableau III-8 rappelle les paramètres hydrodynamiques utilisés. Les résultats sont exposés dans le Tableau III-9 pour le chlorure.

Tableau III-8. Rappel des paramètres hydrodynamiques utilisés pour la résolution inverse de l'expérience sur modèle physique MASHYNS.

θ_r (-)	θ_s (-)	α (cm ⁻¹)	n (-)	l (-)	K_{SV} (cm.h ⁻¹)	K_{SH}/K_{SV}
0,12	0,43	0,012	1,800	0,5	6	1,6

Tableau III-9. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Paramètres hydrodispersifs optimisés par résolution inverse avec le code numérique HYDRUS-2D (*v.i.*=valeurs initiales, *v.f.*=valeurs finales).

	n° de points	Optimisé				Calculé	
		λ_L (cm)	λ_T (cm)	K_d (g ⁻¹ cm ³)	r^2 [-]	R [-]	$\theta_{anionique}$ [-]
<i>v.i.</i>	-	0,65	0,06	-0,01	-	-	-
<i>v.f. Sortie I</i>	21	1,5	fixe	-0,033	0,954	0,89	0,38
<i>v.f. Sortie II</i>	21	0,82	fixe	-0,021	0,990	0,93	0,40
<i>v.f. Sortie III</i>	19	0,23	fixe	-0,052	0,991	0,83	0,36
<i>v.f. Sortie IV</i>	19	0,30	fixe	-0,045	0,972	0,85	0,36
<i>v.f. Sortie Globale</i>	21	1,01	fixe	-0,019	0,990	0,94	0,40

Où λ_L et λ_T sont la dispersivité longitudinale et transversale, respectivement, K_d est une constante nous permettant de prendre en compte le facteur de retard (R), $\theta_{anionique}$ est la teneur en eau anionique (lié au facteur de retard), r^2 est le coefficient de détermination entre les valeurs mesurées et optimisées.

Les valeurs initiales (*v.i.*) choisies sont les mêmes utilisées pour l'expérience colonne de sol. L'ajustement est bon pour toutes les sorties avec $r^2 > 0,950$.

Pour le chlorure, les dispersivités trouvées varient de 1,5 (Sortie I) à 0,23 cm (Sortie III). Les valeurs de dispersivité pour les sorties III et IV sont très proches et faibles (0,23 et 0,30). Ces valeurs se situent dans la limite de résolution du code numérique (observation d'oscillations numériques). Pour cette raison ils ont été rejetés.

Par contre, les valeurs de dispersivité obtenues pour la Sortie Globale, Sortie I et II, s'ajustent à toutes les courbes.

Ainsi, la sortie qui présente des valeurs plus proches de celles trouvées dans la colonne de sol (expérience B) est la Sortie II, qui englobe les mesures d'un seul exutoire.

Nous présentons pour la Sortie II et avec les paramètres ajustés sur la courbe d'élution en Sortie II, les valeurs des sondes de conductivité et de la courbe d'élution à l'exutoire, mesurées (Mes.) et simulées (Sim.), (Figure III-17).

La modélisation présente un bon ajustement sur toutes les profondeurs ainsi qu'à l'exutoire. Nous avons donc utilisé les sondes de conductivité comme outil de validation de la méthode de résolution inverse. Seules quelques divergences sont observées pour les valeurs mesurées et simulées pour les sondes de conductivité à la fin de la montée et à la fin de la descente. Celles-ci sont en partie attribuées à la méthode de mesure réalisée par les sondes de conductivité, utilisant un volume de mesure plus important que le nœud de la modélisation. D'autre part, elles sont attribuées aux échanges cationiques produits dans le sol.

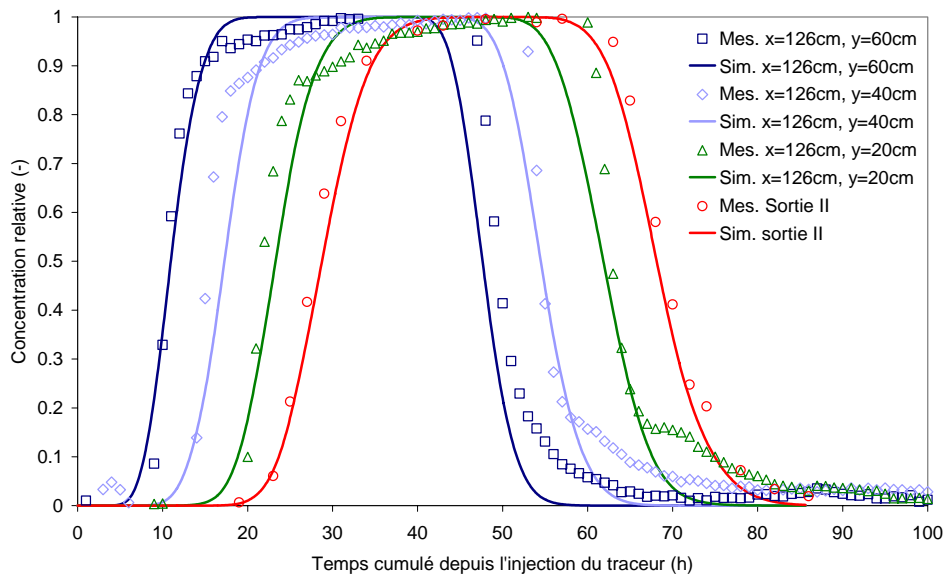


Figure III-17. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Comparaison des valeurs mesurées de la concentration en chlorure à la Sortie II et des conductivités électriques des sondes, et les respectives valeurs simulées.

Globalement, les valeurs de dispersivité longitudinale validées (Sortie I, II et Sortie Globale) sont du même ordre de grandeur et proches. De plus, elles ne produisent pas de différences de forme importantes dans la modélisation du transport de solutés en régime d'écoulement monodimensionnel. Nous avons ainsi choisi de prendre la valeur de dispersivité longitudinale intermédiaire, égale à 1 cm afin de modéliser les expériences sur sol drainé (écoulement bidimensionnel, § Chapitre V). Cette valeur a en effet été obtenue par l'optimisation de la courbe de conductivité électrique globale en sortie du système.

Nous observons des valeurs du facteur de retard (R) de 0,93 et 0,94 pour la Sortie II, et Globale, respectivement. Par conséquent le traceur chimique sort en avance par rapport au traceur idéal (isotope), comme nous l'avons constaté par les courbes d'élution (Figure III-12) et dans l'expérience sur colonne de sol (Tableau III-3).

Enfin, les valeurs du potentiel de pression simulées en utilisant le débit global en entrée du modèle, sont comparées aux valeurs mesurées (Figure III-18). Les seules divergences se produisent à l'approche de la surface du sol, où expérimentalement existe une lame d'eau en surface non représentée par la modélisation.

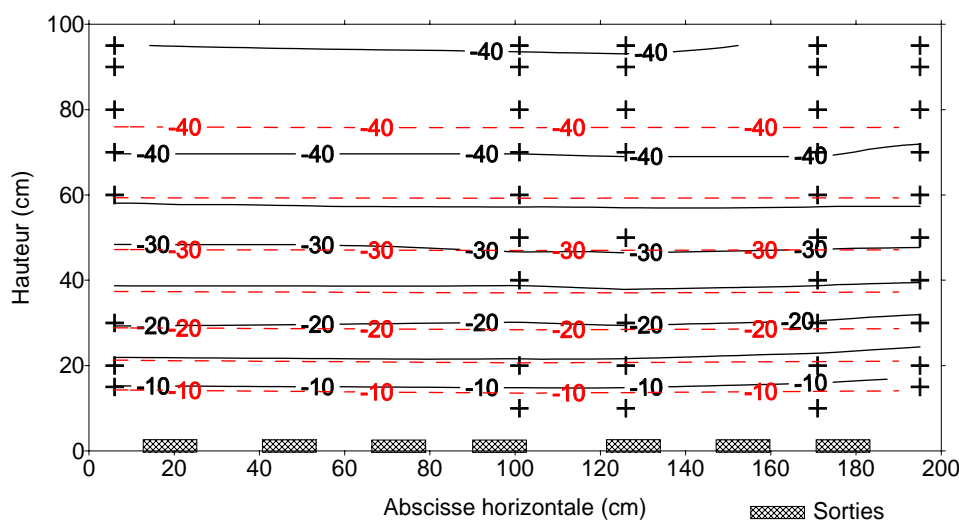


Figure III-18. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS. Comparaison des valeurs du potentiel de pression mesurées et simulées pour la simulation utilisant le débit global.

De même, nous prendrons la valeur du facteur de retard mesurée par la courbe de conductivité globale (R=0,94) afin de modéliser les expérience bidimensionnelles (§ Chapitre V).

III.2.3.c. Synthèse de la résolution inverse :

Un des objectifs de la présente expérience était de déterminer les paramètres de transport pour les courbes d'élution mesurées aux quatre sorties ainsi que pour la Sortie Globale. La résolution inverse réalisée montre des valeurs de dispersivité longitudinale proches avec la valeur trouvée pour la Sortie Globale ($\lambda_L=1$ cm).

La résolution inverse a été ajustée par rapport à une fonction objectif contenant les points des courbes d'élution mesurées en sortie du système. Les valeurs de

dispersivité obtenues pour chaque résolution décrivent bien les valeurs mesurées par les sondes de conductivité dans le sol.

Les différences entre les valeurs de dispersivité entre les deux résolutions se sont avérées sans influence sur la forme des courbes d'élution. Ces valeurs proches et faibles sont le témoin d'un transport uniforme dans tout le sol.

Nous avons décidé de considérer les valeurs de dispersivité et facteur de retard estimées pour la Sortie Globale, cette courbe étant obtenue avec l'information des quatre courbes de sortie.

III.3. CONCLUSION GÉNÉRALE SUR LES EXPÉRIENCES MONODIMENSIONNELLES

Le transfert de solutés dans notre sol sablo-limoneux, sur colonne de sol (1*0,15 m²) et sur modèle physique MASHYNS (1*2*0,5 m³), en conditions non saturées présente un caractère uniforme qui se traduit par des valeurs de dispersivité longitudinales faibles et proches dans les deux cas (0,6 et 1 cm pour la colonne et le modèle MASHYNS, respectivement).

Les deux expériences ont été réalisées dans des conditions de non-saturation différentes : $q_{in}=2,77$ et $1,15 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ pour la colonne et MASHYNS, respectivement. Cependant, cette gamme de débits correspond à une gamme de potentiel de pression proche de la saturation, en dessous du point d'entrée d'air du matériau (potentiel de pression, $h < -60 \text{ cm}$, § Figure II-7).

Dans la Figure III-19, nous comparons les deux courbes d'élution du chlorure mesurées pour la colonne et modèle physique MASHYNS, par rapport au volume de pores. Nous observons que les deux systèmes réagissent en même temps et que les courbes présentent la même forme. Les deux systèmes possèdent la même longueur verticale, contiennent le même type de sol et les expériences ont été réalisées dans des conditions de non saturation très proches. Les seules différences entre les deux est la géométrie et la longueur du créneau injecté en surface du sol, plus long pour l'expérience sur MASHYNS.

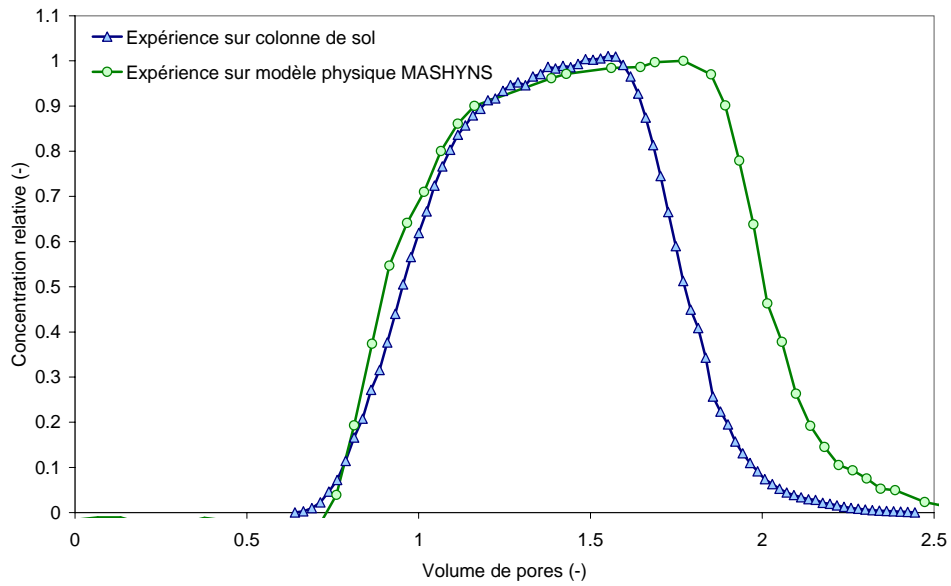


Figure III-19. Comparaison des courbes d'élution du chlorure obtenues en Sortie du système pour l'expérience sur colonne de sol et sur modèle physique MASHYNS (Sortie Globale) en écoulement monodimensionnel.

Nous résumons donc dans le Tableau III-10, les valeurs estimées par résolution inverse et qui seront utilisés afin de modéliser les expériences sur sol drainé (écoulement bidimensionnel).

Tableau III-10. Rappel des paramètres hydrodynamiques et de transport du modèle physique MASHYNS.

θ_r	θ_s	α	n	K_s	l	λ_L	λ_T	K_d
(-)	(-)	(cm^{-1})	(-)	(cm.h^{-1})	(-)	(cm)	(cm)	(g^{-1}cm^3)
0,12	0,43	0,012	1,800	6,00	0,5	1	0,1	-0,019

Avec θ_r et θ_s , la teneur en eau résiduelle et saturée, α et n les paramètres du modèle MvG, K_s la conductivité hydraulique à saturation, λ_L et λ_T la dispersivité longitudinale et transversale et K_d la constante permettant d'introduire le facteur de retard dans le modèle.

CHAPITRE IV :

ETUDE AU LABORATOIRE DES SYSTEMES DRAINES

L'étude bibliographique menée a montré que la majorité des travaux sur l'étude couplée du transfert d'eau et du transport de solutés dans un sol drainé par un tuyau enterré ont été réalisés *in situ*. A notre connaissance, il n'existe pas d'études sur un modèle physique de laboratoire de grande taille (m³) s'intéressant à ce sujet.

Les études de traçage réalisées sur le terrain sur sols drainés peuvent se diviser en trois catégories, selon qu'ils cherchent à :

- (i) Etudier la relation entre le débit au drain et la concentration de solutés, selon si le soluté se trouve dans le sol ou appliqué en surface du sol (Magesan *et al.*, 1995).
- (ii) Modéliser en deux dimensions le flux d'eau et les concentrations en nitrates au drain au moyen de l'équation de convection-dispersion (Mohanty *et al.*, 1998 ; de Vos *et al.*, 2000 ; Jaynes *et al.*, 2001).
- (iii) Identifier les mécanismes de transport dans les sols drainés (Baker et Johnson, 1981 ; Flury *et al.*, 1998 ; Everts et Kanwar, 1990 ; Kladvko *et al.*, 1991 ; Stamm *et al.*, 1998 ; Kung *et al.*, 2000a ; Kung *et al.*, 2000b ; Jaynes *et al.*, 2001 ; Zehe et Fluhler, 2001 ; Fortin *et al.*, 2002 ; Gerke et Kohne, 2004). La majorité de ces auteurs ont observé une arrivée rapide du soluté au drain et l'ont attribué au transport « préférentiel », c.-à-d. aux fissures, gros pores et biopores (p. ex. trous creusés par les vers), présents dans le sol. Néanmoins, dans des nombreuses études (citées dans Stamm *et al.*, 1998), il n'existe pas d'évidence directe de l'existence

de tels mécanismes, à part l'observation d'une arrivée rapide du soluté au drain.

De nombreuses questions émergent de ces études : la dynamique de lessivage rapide observé au drain est-elle due à des facteurs physiques du sol ? ou *a contrario*, est-elle caractéristique des sols drainés ? quelle est la forme de la courbe d'élution en sortie de système ? quelle est la quantité de lame drainée nécessaire pour lessiver le soluté ?... Pour répondre à ces questions, nous allons étudier le transfert d'eau et le transport de solutés en conditions contrôlées au laboratoire.

Une meilleure compréhension des processus mis en jeu est essentielle pour développer des stratégies de gestion des apports d'engrais agricoles et donc pour réduire les incidences du drainage agricole sur l'environnement.

Ce chapitre présente donc deux expérimentations réalisées au laboratoire sur la maquette de sol MASHYNS, dans le cas d'un sol drainé par un tuyau enterré en régime hydraulique permanent. Nous présentons deux cas d'étude différents : celui d'un « soluté résidant initialement uniformément dans le sol », SR, et celui d'un « soluté apporté sous forme de pulse en surface du sol », SS, pour un régime hydraulique équivalent.

IV.1. RAPPEL DU PROTOCOLE EXPERIMENTAL

Nous rappelons le protocole expérimental utilisé, décrit au Chapitre II. Nous avons réalisé deux expériences en **régime permanent** hydraulique dans la configuration sol drainé par un tuyau enterré, dans un milieu simplifié (modèle physique de laboratoire MASHYNS).

Le modèle physique présente 45 tensiomètres et 26 sondes de conductivité électrique insérés dans le sol (Figure IV-1). L'exutoire du système est le drain, qui est situé sur un côté (abscisse $x=200$ cm).

Les écoulements dans ce système drainé sont gravitaires et structurés en deux dimensions (x, y), dans un plan vertical et limité par un plan de flux nul à l'interdrain (bord amont de la cuve, référencé par l'abscisse $x=0$). Le système peut se décomposer en deux parties : (i) la zone non saturée, en contact avec la surface du sol ; et (ii) la zone saturée, (nappe).

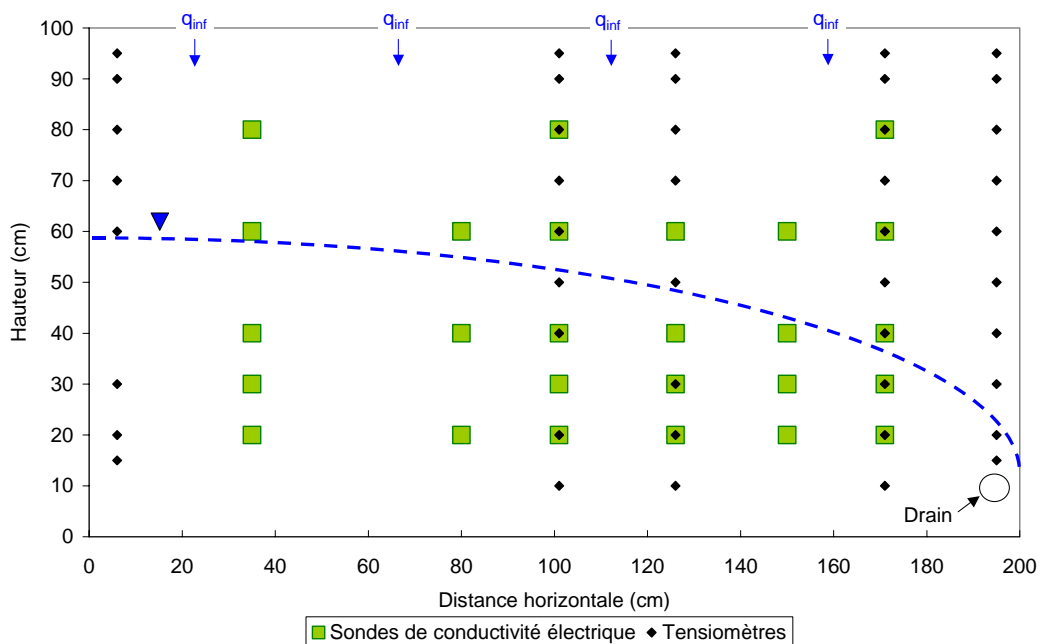


Figure IV-1. Configuration de MASHYNS pour les expériences bidimensionnelles. Sondes de conductivité électrique (carrés), tensiomètres (losanges) et drain. Exemple de position de la surface libre de la nappe (tirets bleus) dans le système drainé.

Une première expérience a consisté à analyser le lessivage d'un soluté initialement résidant uniformément dans le sol, la deuxième celle d'un soluté apporté sous forme de pulse en surface du sol. Dans les deux cas, nous avons utilisé le chlorure de potassium, KCl, comme traceur.

La concentration de la solution de traçage injectée est de 256 mg.l^{-1} de chlorure et de $1449 \text{ }\mu\text{S.cm}^{-1}$ à 25°C en conductivité électrique. La solution mère a été préparée avec de l'eau du réseau. Elle est stockée dans un réservoir fermé et agité pendant toute l'expérience. Des prélèvements de la solution au drain sont faits afin de réaliser des mesures de conductivité électrique et de concentration (analyse chimique de tous les ions, dans ce chapitre nous présentons seulement les résultats pour le chlorure. Les autres ions analysés seront montrés en Annexe IV-1).

IV.2. EXPERIENCE « SOLUTE INITIALEMENT RESIDANT DANS LE SOL », SR

L'objectif de cette expérience est d'observer le lessivage d'un soluté qui se trouve réparti initialement uniformément dans le sol (SR), sous l'apport d'un débit constant d'eau (sans traceur) dans un sol drainé à nappe superficielle.

Dans un premier temps nous avons saturé en eau la maquette. Par la suite, nous l'avons saturé en traceur (appliqué par le haut et en régime d'écoulement monodimensionnel). Une fois le régime permanent de traceur observé en sortie, nous avons fermé le système. Le lendemain, nous avons apporté du traceur en surface avec le réservoir goutte à goutte et le drain ouvert, jusqu'à l'établissement et la stabilisation de la nappe à une hauteur donnée à l'interdrain (abscisse $x=0$). Finalement, nous avons injecté de l'eau du réseau (temps $t=0$ h), par un second système goutte à goutte.

Pour cette expérience, **1 volume de pores** (§ II.4.4.) correspond à **42 cm** de lame drainée ($t=45$ h).

IV.2.1. Résultats de l'expérience SR :

L'expérience a duré 100 h au total. Au cours de l'expérience, nous observons que le débit de sortie varie avec le temps (Figure IV-2).

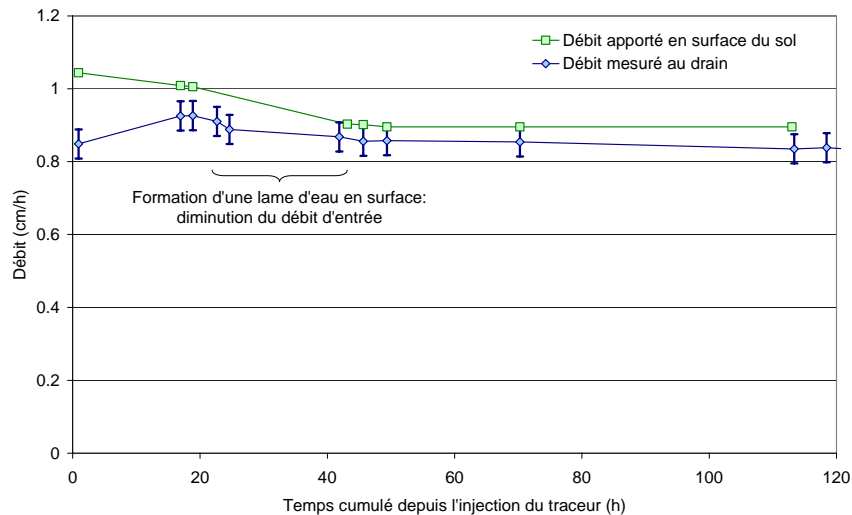


Figure IV-2. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Débit mesuré à l'entrée et à la sortie (drain) du système au cours de l'expérience.

La première variation de débit correspond au moment du changement du réservoir de traceur par celui d'eau du réseau. Les quelques minutes qui servent à faire le

changement, suffisent pour créer un court régime transitoire, qui se traduit par une diminution du débit en sortie du système (premier point sur le graphique).

La deuxième variation de débit se produit 40 h après l'injection de l'eau du réseau. A ce moment, nous avons observé la formation d'une lame d'eau en surface du sol de 2 cm de hauteur. Nous avons été amenés à diminuer le débit entrant afin de réduire la hauteur de la lame d'eau.

Le débit de sortie, est proche de celui d'entrée ($\pm 0,04 \text{ cm.h}^{-1}$). Le débit moyen en sortie du drain est estimé à $0,87 \text{ cm.h}^{-1}$. Le phénomène de diminution du débit a entraîné une baisse de la hauteur de la nappe à l'interdrain ($x=0$) de 10 cm. Au niveau du drain, la nappe est rabattue de 3 cm. L'expérience, s'est donc déroulée en conditions de régime « quasi-permanent ».

Grâce au suivi tensiométrique, nous avons construit une carte d'équipotentiels $t=45 \text{ h}$ après l'injection de l'eau du réseau, c.-à-d., quand 1 volume de pores a traversé le sol (Figure IV-3). A ce moment, les débits d'entrée et sortie sont stabilisés, correspondant à une hauteur de nappe à l'interdrain de 60 cm par rapport au fond de la cuve et au drain de 25 cm. Le drain est donc en charge, la surface libre de la nappe est située 15 cm au-dessus.

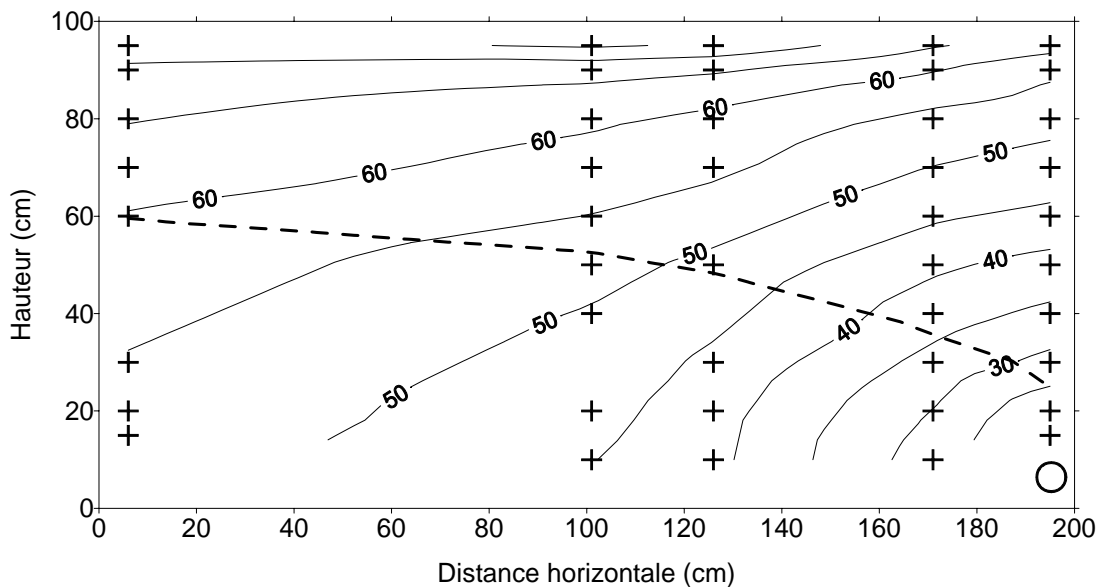


Figure IV-3. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Carte d'équipotentiels (charge hydraulique), $t=45 \text{ h}$ (1 volume de pores). Les croix représentent les tensiomètres. En tiret : hauteur de la nappe.

Dans ce système, les écoulements sont verticaux à côté des parois ($x= 0$ et $x=200$ cm), horizontaux au-dessus de l'imperméable et radiaux autour du drain. Les écoulements présentent des composantes verticales et horizontales.

Les équipotentielles au-dessus du drain permettent d'évaluer des gradients hydrauliques (0,57 en moyenne au-dessus du drain). Au contraire, le grand écartement entre les équipotentielles témoigne des gradients faibles au milieu du profil et à l'interdrain, tout particulièrement dans la nappe.

L'incertitude de l'interpolation des valeurs mesurées entre l'abscisse 0 et 100 cm est grande, car nous disposons seulement de deux profils de tensiomètres. De plus, nous rappelons que l'incertitude sur la mesure tensiométrique est de 1 cm.

Enfin, les valeurs mesurées en surface (tensiomètres situés à 95 et 90 cm de hauteur) sont influencées par la lame d'eau présente en surface du sol (Figure IV-4).

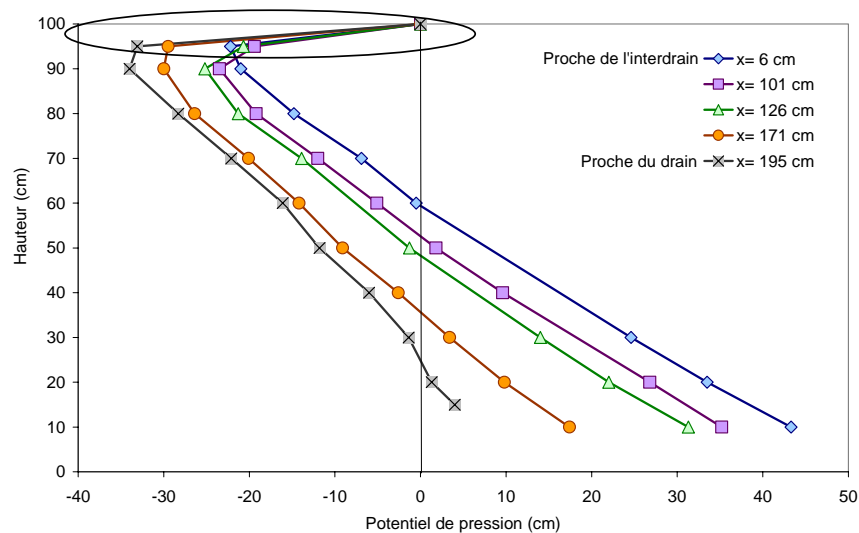


Figure IV-4. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Influence de la lame d'eau en surface du sol. Potentiel de pression mesurée à $t=45h$ (1 volume de pores) pour les cinq profils tensiométriques.

Le potentiel de pression dans toute la hauteur de la zone non saturée, pour les tensiomètres non influencés par la lame d'eau, est variable (§ Figure III-9). L'implication de la zone à pression variable dans le cas d'un sol présentant une nappe (écoulement bidimensionnel) est importante. Dans cette zone, les écoulements horizontaux existent dans la zone non saturée et sont contrôlés par la pente du toit de la nappe. Ainsi, la recharge ou l'arrivée des solutés dans la nappe n'est pas uniforme, dépend de la pente du toit de la nappe, donc de la distance horizontale au drain. L'extension de la zone à pression variable dépend pour un même type de sol de l'intensité de l'infiltration (Kao *et al.*, 2001).

Dans la Figure IV-5, nous présentons les flux adimensionnels de chlorure instantané (-) et cumulé (%) exportés au drain en fonction du volume de pores (-).

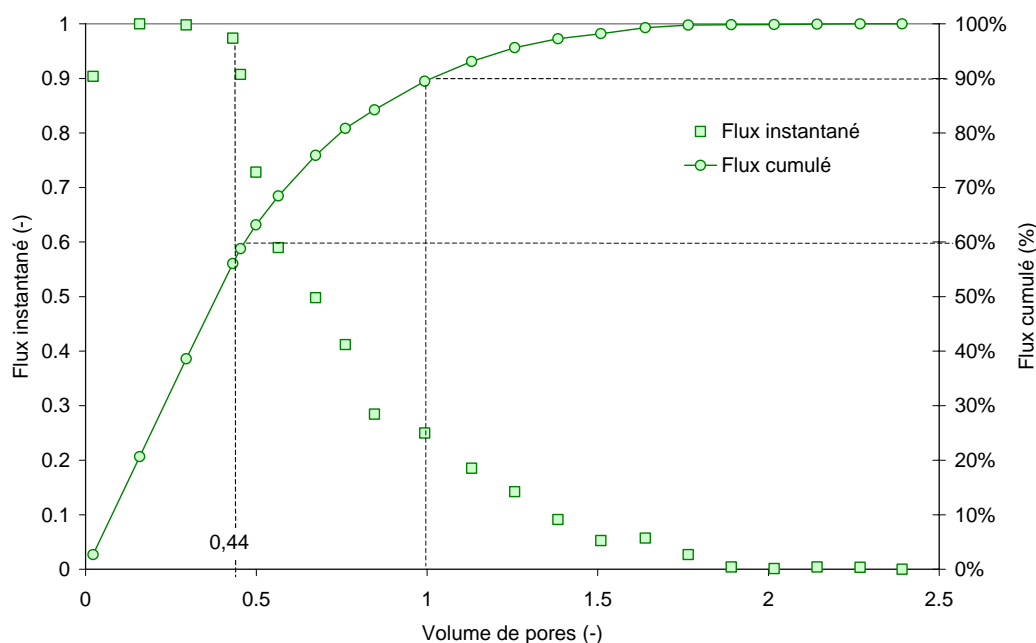


Figure IV-5. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Flux de chlorure instantané (-) et cumulé (%) au drain en fonction du volume de pores (t=45h).

Le premier point de la courbe de flux instantané correspond au moment de régime semi-transitoire de changement du réservoir traceur par celui de l'eau du réseau. Une fois le débit stable, nous observons un palier de flux stable jusqu'à 0,44 volume de pores. A cet instant, le traceur commence à être dilué par l'eau du réseau qui est arrivée au drain. Pendant cette période, la courbe de flux cumulé montre un début de courbe très pentue et linéaire, correspondant au palier de concentration stable en chlorure.

Après le plateau, la courbe de flux instantané commence une descente progressive et régulière jusqu'à atteindre le niveau de base. Le soluté semble se lessiver uniformément.

La totalité du soluté est lessivé du sol en presque 2 volumes de pores. Alors que $\frac{1}{4}$ des 2 volumes de pores a transité dans le sol, nous avons déjà exporté 60 % du flux (Figure IV-5). En effet, la dynamique de lessivage est très rapide en raison de l'effet que nous allons nommer « drain ». 90 % du soluté est exporté en seulement 1 volume de pores. Cependant, afin d'exporter 10 % du soluté restant, il faut presque 1 volume de pores supplémentaire. Ce dernier témoigne de la lente dynamique de lessivage (effet « interdrain »). Ces deux dynamiques observées sur la courbe

d'élution au drain, continueront d'être explorées par l'analyse de la mesure réalisée par sondes de conductivité insérées dans le sol.

Le bilan de masse pour le chlorure a été estimé à 96 %. Ce bilan est en accord avec les seuils préconisés dans le guide OECD (2002).

La courbe de la conductivité électrique (mesurée par un conductimètre dans la solution en sortie du drain), a été confrontée à celle d'élution du chlorure (Figure IV-6).

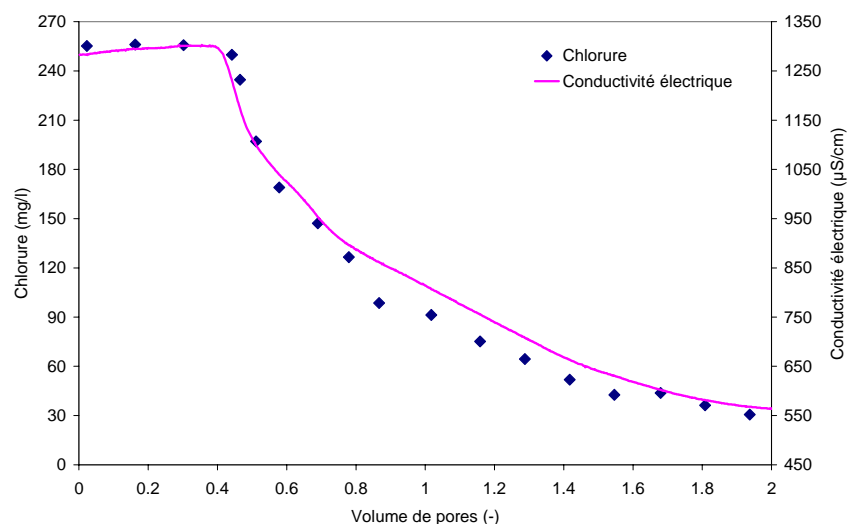


Figure IV-6. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Courbes d'élution au drain du chlorure (mg.l^{-1}) et conductivité électrique ($\mu\text{S.cm}^{-1}$) en fonction du volume de pores (-).

Les deux courbes sont similaires sur l'ensemble de la durée de l'expérience. Néanmoins, la valeur de la conductivité électrique de la solution en entrée est de $1449 \mu\text{S.cm}^{-1}$. La valeur de conductivité électrique de la solution au drain (pour une concentration en chlorure stable) augmente faiblement jusqu'à une valeur maximale de $1303 \mu\text{S.cm}^{-1}$. Nous constatons que cette valeur est inférieure à celle de la solution injectée en entrée. Nous attribuons cette différence aux échanges cationiques produits dans le sol lors du traçage, qui font varier la valeur de la conductivité. L'effet de l'échange cationique a été confirmé par l'analyse des courbes d'élution des cations : échange entre K^+ qui reste retenu et Ca^{2+} qui se libère (Annexe IV-1). Le suivi de conductivité électrique dans la solution de sortie au drain reste néanmoins un bon indicateur de l'évolution temporelle du lessivage du chlorure.

L'étude du lessivage de traceur dans le sol est fait au moyen de 26 sondes de conductivité électrique. Des 26 sondes, seules 2 n'ont pas fonctionné correctement, présentant des fluctuations importantes, en raison d'un problème électrique.

Les sondes ont été étalonnées dans le modèle physique avec deux valeurs. Une valeur maximale de $1303 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ correspondant à la valeur maximale mesurée en sortie du drain par le conductimètre, et une valeur minimale, correspondant à la valeur de l'eau du réseau, $550 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

A titre d'exemple, à l'abscisse 126 cm (Figure IV-7), les sondes réagissent à tour de rôle au lessivage du soluté suivant leurs hauteurs : la première étant proche de la surface, la dernière à 20 cm de hauteur par rapport au fond du sol. La sonde située à 60 cm de hauteur est la seule située dans la zone non saturée, les autres sont dans la nappe. Malgré cette différence de position, la forme et pente des courbes est la même. A cette abscisse située à proximité du drain, le soluté nécessite 1,5 volume de pores pour être lessivé.

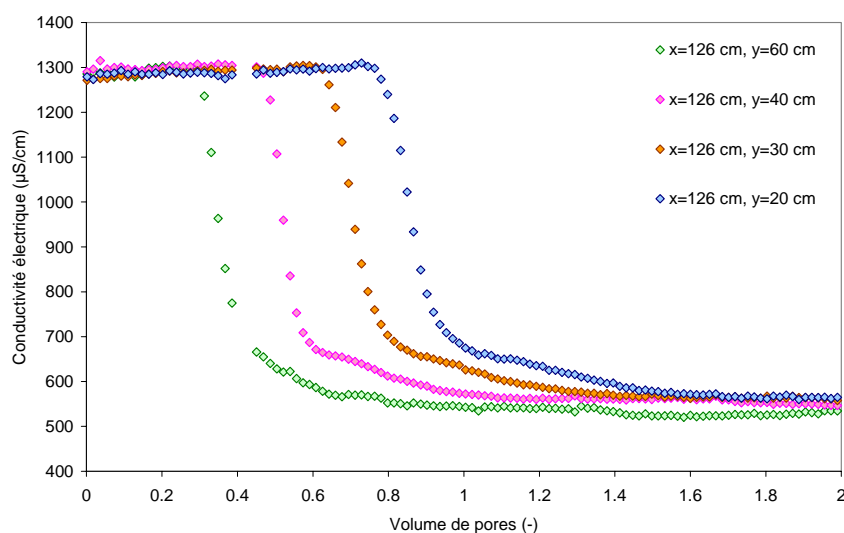


Figure IV-7. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Courbes de lessivage mesurées par les sondes de conductivité électrique ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) dans le sol à l'abscisse $x=126 \text{ cm}$ à 4 hauteurs, en fonction du volume de pores.

Une comparaison du lessivage de solutés pour les sondes situées à la hauteur $y=40 \text{ cm}$ et à différentes abscisses (Figure IV-8), confirme l'hétérogénéité de la répartition du lessivage du soluté dans le sol. Le soluté est lessivé en premier à proximité du drain ($x=150 \text{ cm}$), puis aux distances 101 et 80 cm avec la même quantité d'eau et enfin à 35 cm, correspondant à la sonde située le plus loin du drain.

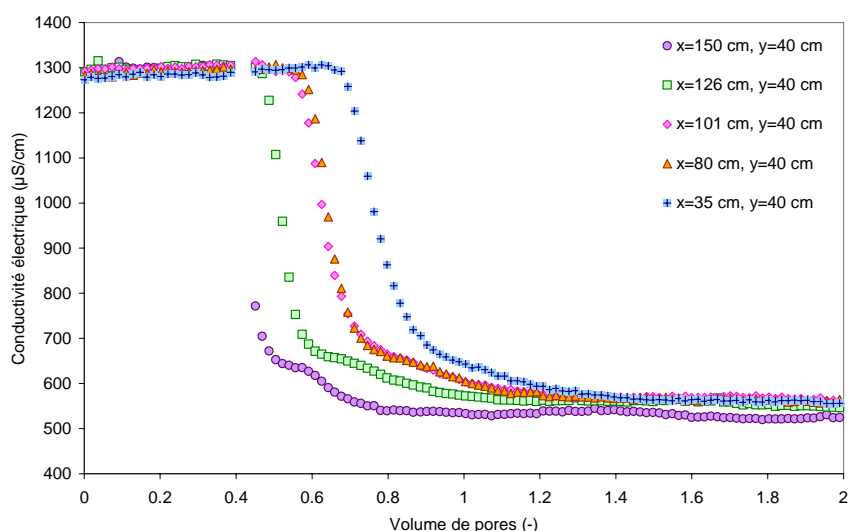


Figure IV-8. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Courbes de lessivage de conductivité électrique ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) dans le sol à la hauteur $y = 40$ cm pour 5 abscisses différentes, en fonction du volume de pores.

Nous avons représenté la cartographie de la répartition spatiale du soluté dans le sol estimée au moyen des sondes de conductivité insérées dans le sol. L'interpolation de ces données a été réalisée par triangulation linéaire. Nous avons choisi deux volumes de pores caractéristiques : 0,44 et 1 volume de pores.

A 0,44 volume de pores, nous sommes au début de descente du plateau de concentrations au drain où 60 % du soluté a été exporté (Figure IV-5). La conductivité électrique au drain est de $1246 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Figure IV-6). Les sondes (Figure IV-9) indiquent une répartition de la solution de traçage dans le sol, par « couches » parallèles au toit de la nappe. Ainsi, le soluté avance plus rapidement du côté drain ($x=200$ cm) que du côté interdrain ($x=0$ cm). Cette tendance se maintient tout au cours de l'expérience. La nappe est fortement concentrée en traceur.

Pour 1 volume de pores, la concentration au drain est de $816 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. 90 % du soluté a été exporté du sol. Les sondes (Figure IV-10) indiquent que toute la zone non saturée est libre de traceur. Le soluté sortant au drain provient exclusivement de la vidange du soluté stocké dans la nappe à des hauteurs comprises entre le fond ($x=0$ cm) et 20 cm.

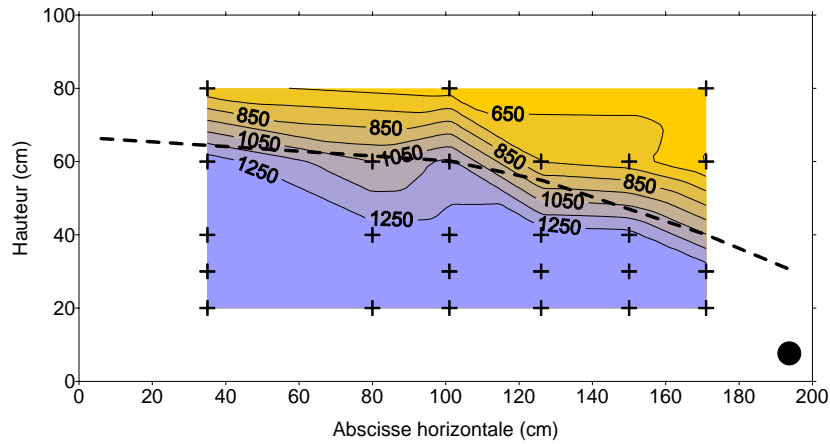


Figure IV-9. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Evolution de la conductivité électrique ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) de la solution du sol (mesuré grâce à des sondes de conductivité) à 0,44 volume de pores.

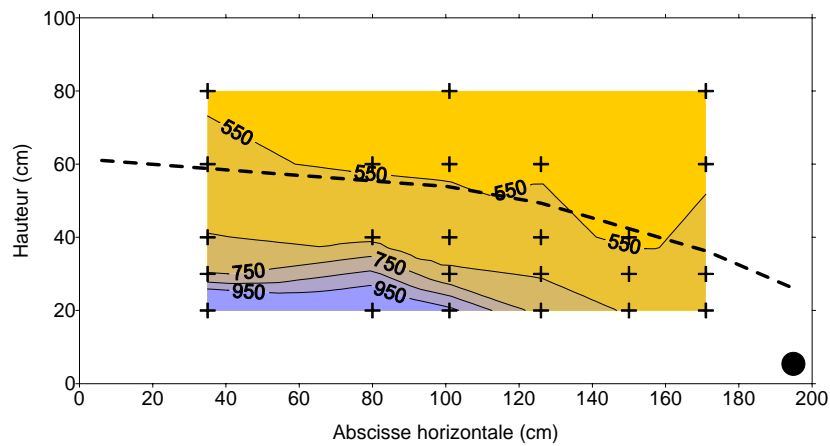


Figure IV-10. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Evolution de la conductivité électrique ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) de la solution du sol (mesuré grâce à des sondes de conductivité) à 1 volume de pores.

Grâce aux mesures de conductivité dans le sol, nous avons observé que la distribution du soluté est dans le sol drainé est hétérogène.

Le sol drainé est donc composé d'une dynamique de lessivage rapide, dû à la proximité du soluté par rapport au drain (« effet drain »), et d'une dynamique de lessivage lente, qui se produit quand le soluté est situé loin du drain (« effet interdrain »).

Ces dynamiques sont confirmées par l'analyse des vitesses dans le sol drainé. Nous illustrons à titre d'exemple, la variation des vitesses verticale, V_y , et horizontale, V_x , ($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$), pour deux profils (proche du drain et à l'interdrain). Le calcul des vitesses a été réalisée à partir des données tensiométriques (Figure IV-1). La vitesse verticale est calculée aux différentes cotes des tensiomètres situés à $x= 195$ cm (au-dessus du drain) et à $x= 6$ cm (à l'interdrain). La vitesse horizontale est calculée entre les

abscisses $x=6$ et 101 cm (proche de l'interdrain) et entre $x=171$ et 195 cm (proche du drain).

A proximité de l'interdrain les vitesses sont faibles et proches au débit d'infiltration (norme $< 1,2$ cm.h^{-1}). La vitesse horizontale (Figure IV-11) augmente sur tout le profil vers le fond. La vitesse verticale, augmente jusqu'au toit de la nappe, puis elle décroît à l'approche du fond du sol.

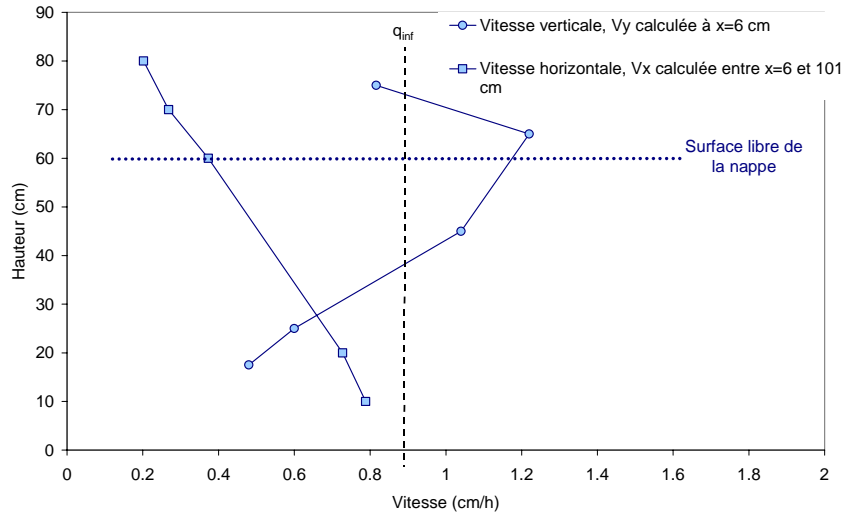


Figure IV-11. Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Vitesses verticale, V_y , et horizontale, V_x , (cm.h^{-1}) à proximité de l'interdrain.

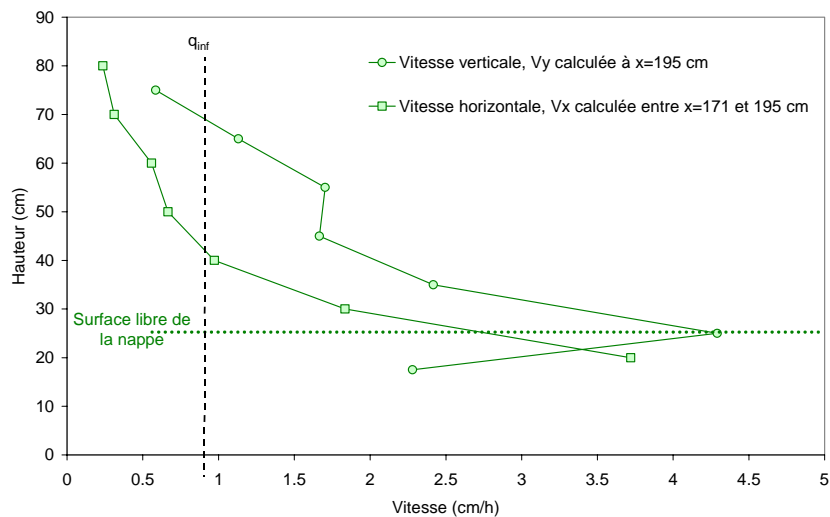


Figure IV-12 Expérience « soluté initialement résidant dans le sol ». Vitesses verticale, V_y , et horizontale, V_x , (cm.h^{-1}) à proximité du drain.

A proximité du drain (Figure IV-12), la vitesse horizontale augmente sur tout le profil vers le fond du sol, présentant des valeurs plus importantes que pour le graphique précédent, avec un maximum proche de 4 cm.h^{-1} .

La vitesse verticale, augmente jusqu'au toit de la surface libre de la nappe (valeur maximale mesurée de $4,5 \text{ cm.h}^{-1}$), puis elle décroît.

IV.2.2. Synthèse de l'expérience SR :

Le but de cette expérience était d'étudier le lessivage d'un soluté présent initialement et uniformément dans un système drainant.

Cette expérience s'est déroulée sous la contrainte d'une diminution du débit en sortie du drain, attribuée à une baisse progressive de la conductivité hydraulique du sol en surface du modèle physique. Cette hypothèse a été confirmée par le prélèvement et la mesure de la conductivité hydraulique à saturation de deux échantillons situés dans les premiers centimètres de la surface du sol.

Des 26 sondes de conductivité électrique insérées dans le sol, seules 2 n'ont pas bien fonctionné en raison des problèmes d'interférence électrique. La cartographie du chlorure réalisée à partir des valeurs des sondes de conductivité électrique met en évidence une distribution initiale homogène du chlorure dans le profil. Ensuite, le soluté se lessive plus rapidement du côté du drain que du côté interdrain.

L'analyse croisée des données des sondes de conductivité et des flux exportés nous a permis d'identifier deux phases de lessivage très particulières, attribuées à « l'effet système » selon la proximité ou distance au drain (exutoire) :

- 1) 60 % du flux de soluté est exporté avec seulement 0,44 volumes de pores. Ce point correspond à la rupture de pente et au début de la diminution « exponentielle » du soluté. Cette dynamique est très rapide et correspond à « l'effet drain ». Plus de la moitié du soluté est exporté avec $\frac{1}{4}$ du volume de pores total nécessaire pour lessiver complètement le traceur du sol.
- 2) 90 % du flux est exporté en 1 volume de pores. Grâce aux sondes de conductivité, nous avons observé que nous n'avons alors plus de soluté dans la zone non saturée. Le traceur est présent exclusivement dans la nappe et à proximité du fond de la maquette (entre 0 et 30 cm). Les 10 % du flux qui reste à lessiver proviennent exclusivement de la nappe, et nécessite presque 1 volume de pores supplémentaire pour être lessivé. Le soluté est situé loin du drain, sa dynamique de lessivage est lente (« effet interdrain »).

Afin de voir la différence de dynamique du lessivage de soluté entre un écoulement monodimensionnel et un écoulement bidimensionnel, nous avons représenté les flux de chlorure cumulés obtenus pour l'expérience monodimensionnelle sur modèle physique (sortie II, Figure III-11) et l'expérience bidimensionnelle (SR) (Figure IV-13 et Figure IV-14).

Pour réaliser cette comparaison, nous avons utilisé les points de la courbe d'éluion en régime monodimensionnel à partir de la **fin de l'injection du traceur**, tout le sol étant alors saturé en traceur.

Nous observons (Figure IV-13) que 0,44 volume de pores sont nécessaires afin de faire arriver une « particule » située en surface du sol à l'exutoire dans le cas d'un écoulement bidimensionnel contre 0,74 volume de pores pour l'écoulement monodimensionnel. Ceci est dû à l'accélération des vitesses (Figure IV-12), par rapport à un régime d'écoulement monodimensionnel du fait de la présence du drain.

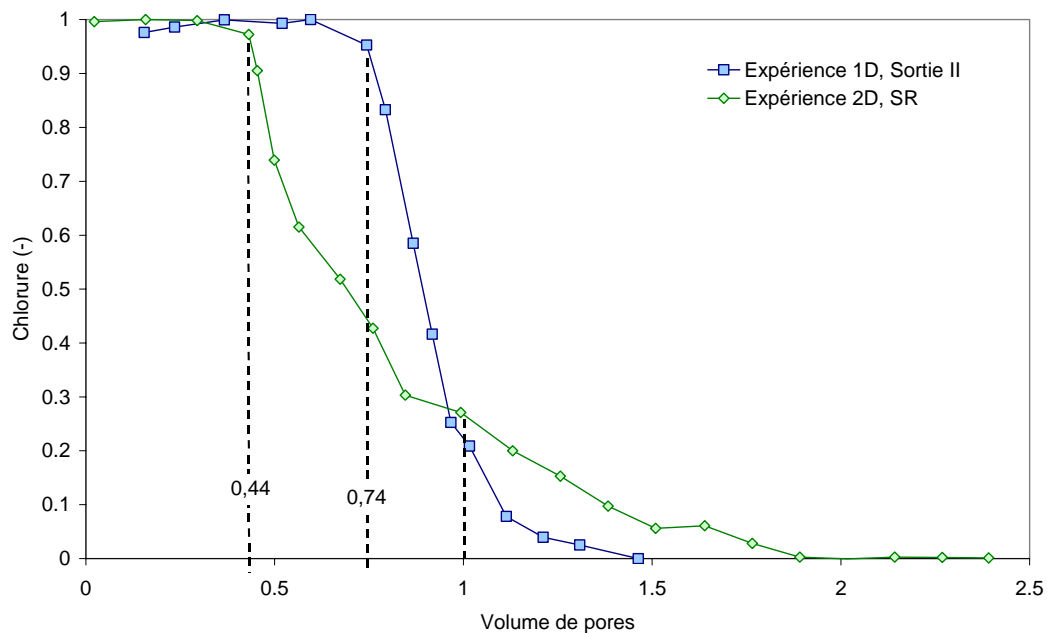


Figure IV-13. Comparaison des courbes d'éluion du chlorure (-) au drain. Cas d'un écoulement monodimensionnel (expérience sur modèle physique, Sortie II) et expérience bidimensionnelle (SR) en fonction du volume de pores.

Au moment de l'arrivé de l'eau du réseau à la sortie, 60 % du soluté a été exporté pour l'expérience 2D contre 83 % du soluté exporté dans l'expérience 1D (Figure IV-14). Les courbes du flux cumulé coïncident à 0,67 volume de pores, où dans les deux cas, 76 % du soluté a été exporté du système. A partir de là, la dynamique de lessivage est inversée : c'est l'écoulement monodimensionnel qui lessive le soluté le

plus rapidement, 0,5 volume de pores avant l'expérience bidimensionnelle. 90 % du soluté ont été exporté pour l'expérience 1D en 0,8 volume de pores, alors que la même quantité nécessite 1 volume de pores pour l'expérience 2D. Les deux courbes présentent des pentes différentes, témoignant des différences d'écoulement dans les deux expériences.

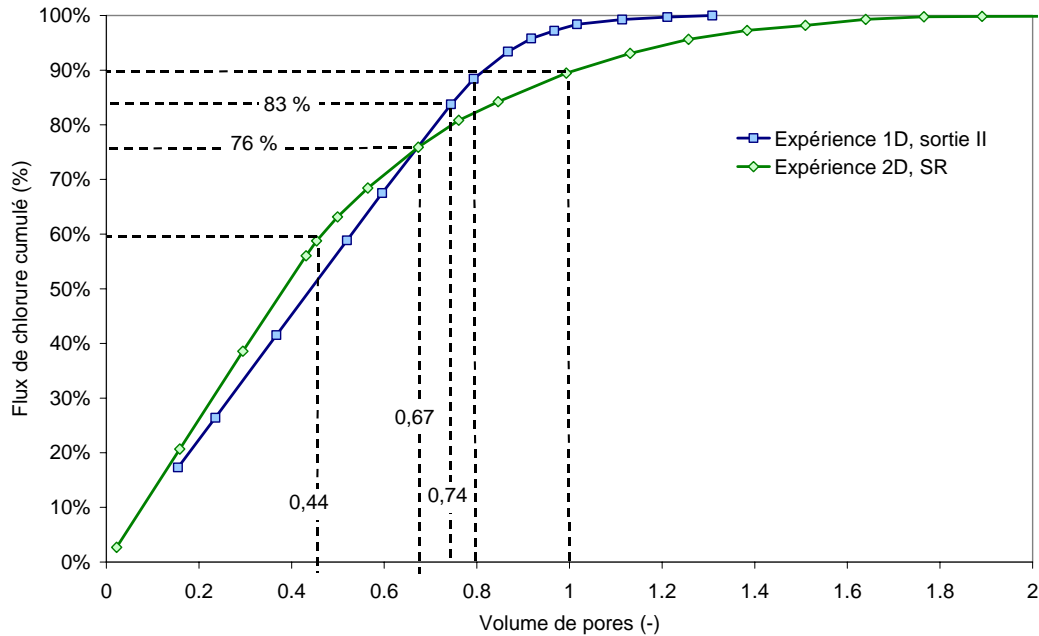


Figure IV-14. Comparaison du flux de chlorure cumulé exporté dans le cas d'un écoulement monodimensionnel (expérience sur modèle physique, sortie II) et bidimensionnel (expérience SR) en fonction du volume de pores.

Nous pouvons donc retenir que le transfert de solutés dans un sol drainé présente une dynamique de lessivage rapide par rapport à un écoulement monodimensionnel, dans le cas d'un sol globalement homogène, attribué à la seule présence de l'exutoire qui produit une accélération des vitesses au voisinage du drain (« effet drain »).

Puis une dynamique de lessivage lente (« effet interdrain »), du fait que les vitesses à l'interdrain sont lentes (Figure IV-11) et sensiblement inférieures au débit infiltré sur presque toute la hauteur du sol.

IV.3. EXPERIENCE « SOLUTE APORTE EN SURFACE », SS

L'objectif de cette expérience est d'observer la dynamique de lessivage d'un pulse de soluté apporté en surface du sol dans un système drainé en régime permanent.

La durée du pulse (8,9h) a été choisie afin d'avoir une compatibilité entre

- (i) une courte durée d'injection correspondant à un apport ponctuel en surface du sol, compatible avec la notion de pulse
- (ii) avoir une concentration en traceur dans le sol suffisante pour suivre la dynamique du soluté dans le sol.

Cette expérience a été réalisée à la suite de celle du soluté résidant, utilisant la même solution de traceur (§ IV.1).

IV.3.1. Résultats de l'expérience SS :

Au cours de cette expérience nous avons de nouveau observé la formation d'une lame d'eau en surface du sol. Néanmoins, le débit mesuré au drain est resté presque constant à une valeur moyenne mesurée de $0,75 \pm 0,03 \text{ cm.h}^{-1}$.

Pour cette expérience, **1 volume de pores** (§ II.4.4.) correspond à **42 cm de lame drainée**, valeur identique à celle de l'expérience SR.

Grâce aux mesures tensiométriques, nous avons représenté la carte d'équipotentielle de la charge hydraulique à 1 volume de pores, $t=56 \text{ h}$, (Figure IV-15).

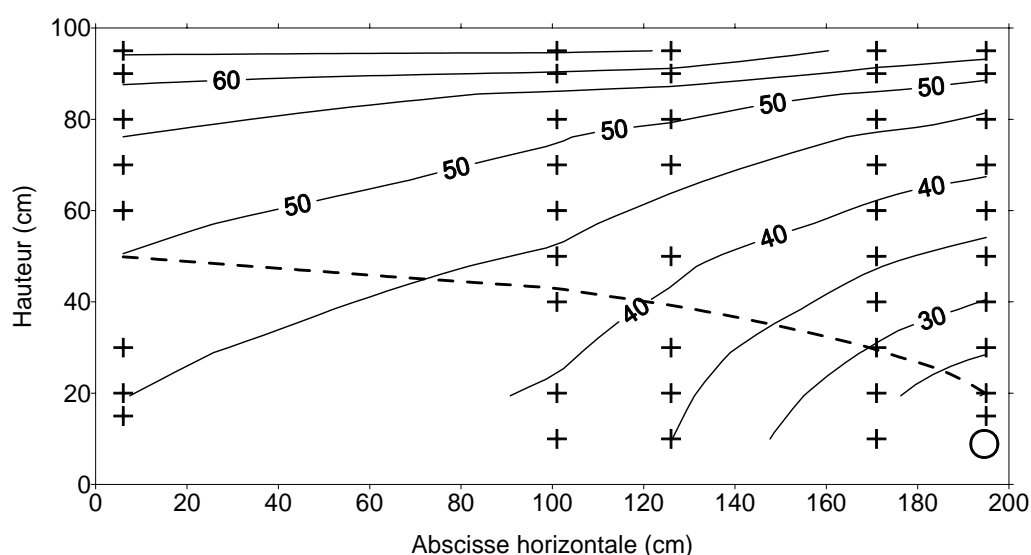


Figure IV-15. Expérience « soluté apporté en surface ». Equipotentielle de la charge hydraulique (cm) et hauteur de nappe, mesurées à 1 volume de pores ($t=56 \text{ h}$). La surface libre de la nappe est représentée par un tiret. Les croix représentent la localisation des tensiomètres.

Les écoulements dans le sol sont répartis comme dans l'expérience soluté résidant (Figure IV-3). Cependant, pour cette expérience la hauteur de nappe est légèrement inférieure à celle de l'expérience précédente, nous observons alors des écoulements à dominante verticale plus importants dans la zone non saturée.

La nappe est à 51 cm de hauteur à l'interdrain (hauteur référencée à la base de la cuve en $x=0$) au moment de l'apport du traceur sur la surface du sol. La nappe reste stable à la même hauteur pendant toute l'expérience.

La courbe d'éluion du chlorure au drain ainsi que le créneau injecté en fonction du temps cumulé depuis l'injection du traceur, sont représentés dans la Figure IV-16.

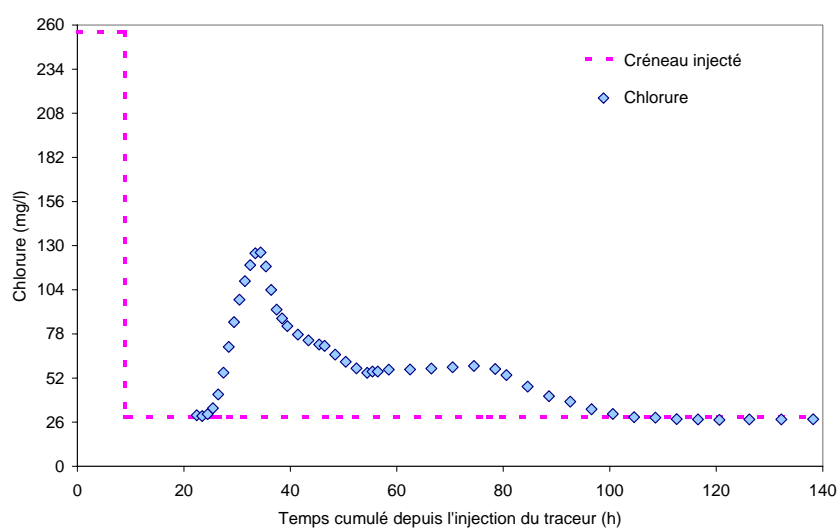


Figure IV-16. Expérience « soluté apporté en surface ». Créneau injecté et courbe d'éluion du chlorure mesuré au drain en fonction du temps cumulé depuis l'injection du traceur en surface du sol.

Nous observons d'abord une différence entre la valeur maximale mesurée en sortie (126 mg.l^{-1} de chlorure) et le maximum injecté par le créneau (256 mg.l^{-1}), la courbe en sortie au drain est notablement diluée. La valeur de base de l'eau du réseau est de 27 mg.l^{-1} en chlorure. Le bilan de masse pour le chlorure a été estimé à 102 %. Nous récupérons bien tout le chlorure injecté en surface du sol.

La courbe d'éluion au drain (Figure IV-17) est irrégulière, présentant deux « modes ». Cette forme de courbe a été déjà été observée deux fois auparavant, dans deux expérimentations préliminaires, réalisées sur la maquette MASHYNS dans des conditions d'expérimentation similaires (notées I et L dans Chapitre II, § Annexe IV-2). Le chlorure commence à sortir à $t=23 \text{ h}$ ($0,44$ volume de pores) (Figure IV-17). Nous constatons que cette valeur coïncide avec l'expérience SR, le début de la descente du plateau (Figure IV-6). Pour les deux expériences, nous avons besoin du même

volume de pores pour faire arriver une molécule d'eau de la surface jusqu'à l'exutoire. En effet, les deux expériences présentent des conditions de saturation très proches.

La courbe d'élution présente une montée brusque avec un premier pic à 0,6 volume de pores, 20 % du soluté a été exporté du sol. Ensuite, la concentration diminue jusqu'à 0,96 volume de pores, 60 % du soluté a été exporté. A partir de ce point, la concentration reste stable pendant 0,4 volume de pores. A la fin du plateau de concentrations (1,4 volume de pores), 90 % du soluté a été exporté. Finalement, 10 % du soluté restant dans le sol est exporté avec 0,6 volume de pores. Cette partie correspond à la queue de tarissement de la courbe d'élution au drain.

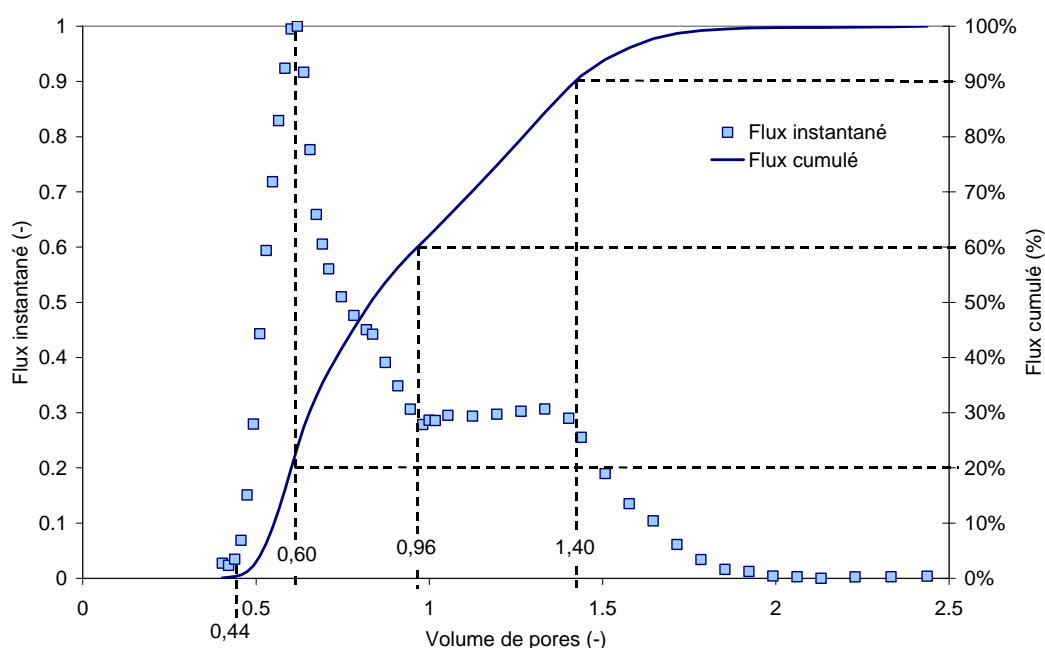


Figure IV-17. Expérience «soluté apporté en surface». Flux de chlorure instantané et cumulé adimensionnels en fonction du volume de pores.

L'étude de cette courbe d'élution particulière est complétée par l'étude du lessivage du soluté par les sondes de conductivité électrique insérées dans le sol.

Afin d'étalonner les sondes, nous utilisons les mêmes valeurs que celles déterminées dans l'expérience SR. Nous rappelons qu'afin de faire l'étalonnage, nous prenons deux valeurs de conductivité connues (eau du réseau et solution mère), en ayant saturé tout le sol en traceur. Pour cette expérience, nous ne saturons pas le sol de traceur car nous appliquons un pulse de 8,9 h. Nous n'avons donc pas le deuxième point de notre étalonnage. Comme nous utilisons la même solution de traceur, et que nous réalisons cette expérience à la suite de celle en résidant, dans les mêmes conditions de saturation, nous avons fait l'hypothèse que

l'étalonnage de l'expérience SR est valide pour l'expérience SS. De plus, les courbes d'élution au drain pour le chlorure et la conductivité électrique (mesurée dans la solution par un conductimètre), sont à nouveau superposées.

Nous présentons trois profils de sondes à trois abscisses différentes ; nous comparons ensuite le passage du soluté à une même hauteur pour différentes abscisses.

Nous présentons tout d'abord les courbes d'élution pour les sondes situées à l'abscisse $x=171$ cm, la plus proche du drain (Figure IV-18). La première sonde à réagir au passage du soluté est celle située à proximité de la surface du sol. La dernière, celle située à 20 cm de hauteur. Nous observons que la sonde située à 60 cm présente des oscillations sur la descente et que la valeur maximale mesurée est inférieure aux autres sondes. Cette sonde présente notamment, des problèmes techniques, son signal est donc sujet à caution. La forme des courbes est légèrement asymétrique, présentant une traînée sur la fin. Leur forme est difficilement comparable à celle obtenue en écoulement monodimensionnel (§ Chapitre III, Figure III-13 et 14) car dans le cas bidimensionnel, le pulse est plus court. La sonde située à 20 cm présente une deuxième augmentation de la conductivité électrique, entre 1 et 1,2 volume de pores, en fin de descente de la courbe d'élution, correspondant aux apports venant des transferts horizontaux dans la nappe. Nous n'observons pas de distinction entre la zone non saturée et la zone saturée.

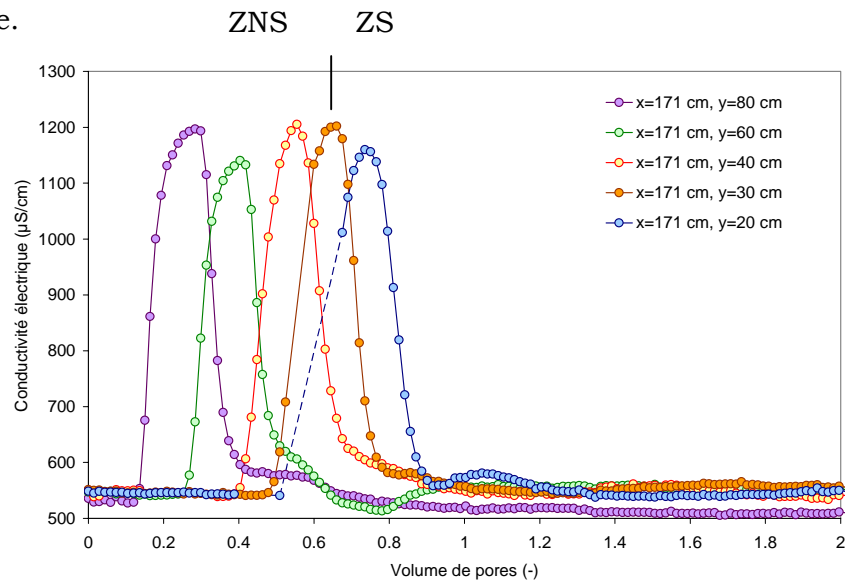


Figure IV-18. Expérience « soluté apporté en surface ». Courbes de conductivité électrique dans le sol à l'abscisse 171 cm, à proximité du drain, pour différentes hauteurs en fonction du volume de pores. ZNS= zone non saturée et ZS= zone saturée.

Le soluté dans le profil à $x=101$ cm (Figure IV-19), nécessite plus d'eau que dans le précédent pour être lessivé. En effet, cette zone est plus loin du drain, donc les écoulements y sont plus lents. Nous observons la décroissance des concentrations maximales dans la zone non saturée.

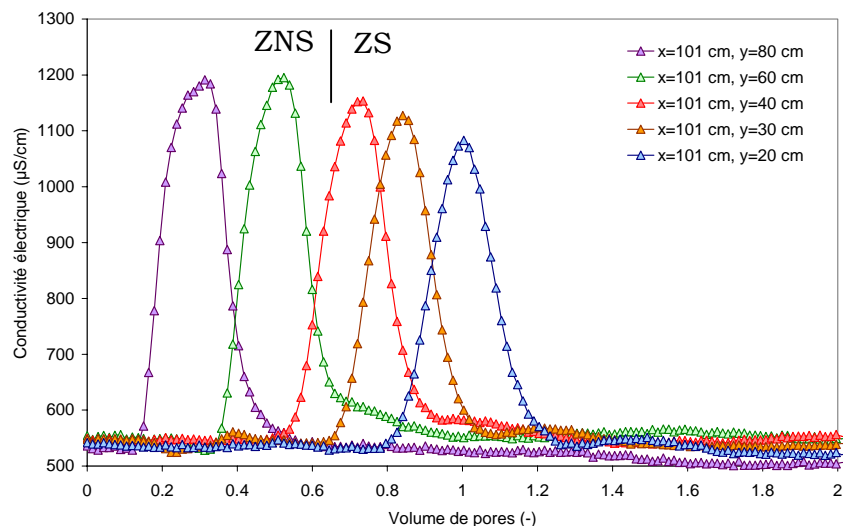


Figure IV-19. Expérience « soluté apporté en surface ». Courbes de conductivité électrique dans le sol à l'abscisse 101 cm, au milieu du sol, pour différentes hauteurs en fonction du volume de pores. ZNS= zone non saturée et ZS= zone saturée.

Dans la Figure IV-20, les sondes sont situées au profil $x=35$ cm, à proximité de l'interdrain. Les courbes présentent la même allure que les courbes observées dans les profils précédents. La sonde située à 80 cm, présente quelques oscillations importantes entre 0,6 et 1 volume de pores, attribuées à des problèmes techniques et non pas au soluté.

Comme nous l'avons vu dans la Figure IV-17, le soluté est lessivé en 2 volumes de pores. Dans tous les profils, les sondes situées à $y=20$ cm sont lessivées au plus tard en 1,4 volume de pores. Donc le soluté provoquant le palier de concentration stable (observé entre 1 et 1,4 volume de pores) doit être maintenu par un stock de traceur circulant dans la nappe entre 0 et 20 cm de hauteur par rapport à la base du modèle physique.

Si nous examinons les sondes placées juste au-dessus de la nappe à la hauteur $y=60$ cm, Figure IV-21, nous observons d'abord le décalage de l'arrivée du soluté aux sondes, cette dernière est plus rapide du côté drain ($x=171$ cm) et plus lent du côté interdrain ($x=35$ cm). Ce graphique montre à nouveau l'hétérogénéité de la répartition du soluté dans le sol, dû à l'hétérogénéité des vitesses au sein du

système drainé, déjà observée dans l'expérience SR. Cette tendance est confirmée par l'arrivée du traceur aux sondes situées à 80 cm de hauteur (graphique non montré).

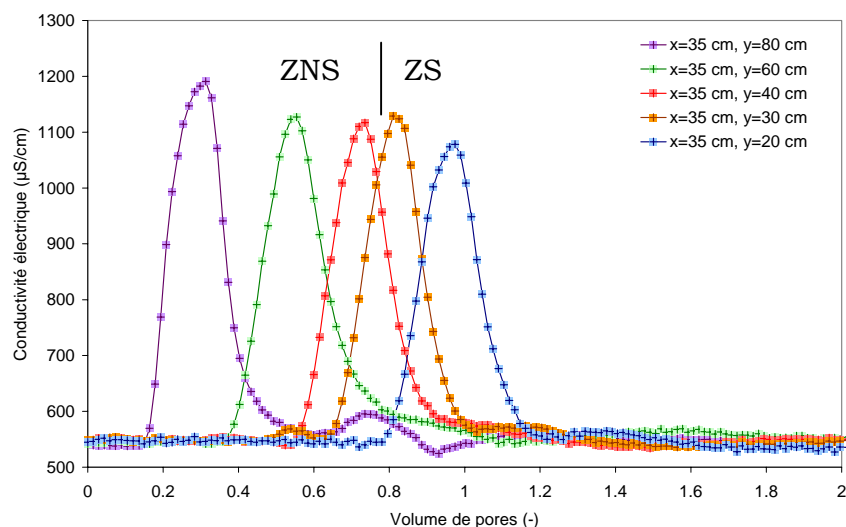


Figure IV-20. Expérience « soluté apporté en surface ». Courbes de conductivité électrique dans le sol à l'abscisse 35 cm, proche de l'interdrain, pour différentes hauteurs en fonction du volume de pores. ZNS= zone non saturée et ZS= zone saturée.

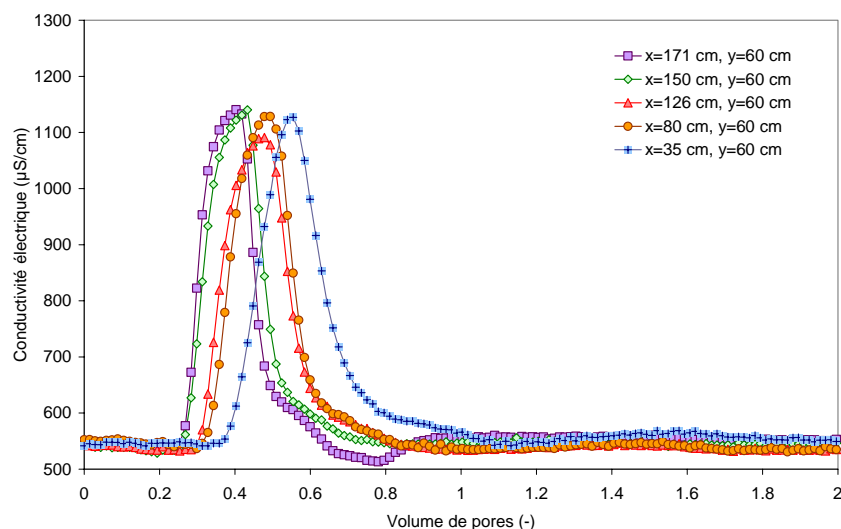


Figure IV-21. Expérience « soluté apporté en surface ». Courbes de conductivité électrique dans le sol à la hauteur de 60 cm, pour différentes abscisses, en fonction du volume de pores.

La cartographie de la répartition spatiale du traceur dans le sol à 0,6 volume de pores (Figure IV-22) (correspond au premier pic dans la courbe d'élution au drain et où 20 % du soluté a été exporté). Le soluté présente une répartition en couches parallèles au toit de la nappe. La distribution est horizontalement hétérogène. Le

maximum des concentrations n'a pas encore atteint la nappe, sauf à proximité du drain.

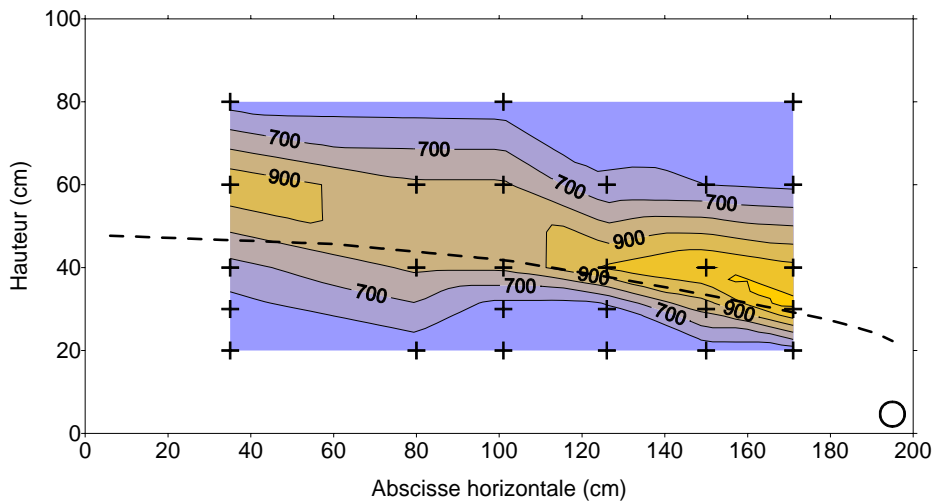


Figure IV-22. Expérience « soluté apporté en surface ». Cartographie du lessivage de soluté dans le sol à 0,6 volume de pores. Premier pic observé sur la courbe d'éluion au drain.

A la fin de la descente du premier pic proche d'1 volume de pores, 60 % du soluté a été exporté. Le plateau de concentration constante commence. Le soluté n'est présent que dans la nappe (Figure IV-23), entre 0 et 40 cm. Le plateau de concentrations constantes observé au drain provient du lessivage du soluté présent dans la nappe.

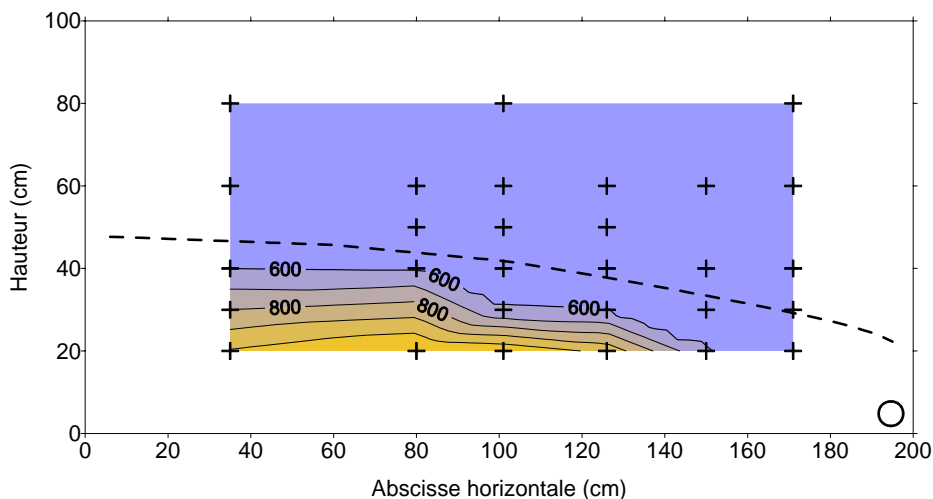


Figure IV-23. Expérience « soluté apporté en surface ». Cartographie du lessivage de soluté dans le sol à 1 volume de pores. Début du palier de concentrations constantes.

A la fin du plateau de concentrations constantes, il reste 10 % de soluté à lessiver (1,4 volume de pores). Les sondes ne détectent pas de soluté. Nous pouvons en déduire qu'il est situé entre 0 et 20 cm de hauteur.

IV.3.2. Synthèse de l'expérience SS :

L'expérience de traçage a permis de montrer l'évolution d'un traceur appliqué en surface du sol dans un sol drainé à écoulement bidimensionnel.

Malgré la présence d'une couche de quelques centimètres de faible conductivité en surface du sol, l'expérience est réalisée en conditions de régime permanent. La position de la surface libre de la nappe (déterminée par les mesures tensiométriques) est de 50 cm à l'interdrain (abscisse égale à 0 cm) et de 20 cm au drain (abscisse égale à 200 cm).

La courbe d'élution du chlorure et la conductivité électrique, mesurées sur la solution au drain, présentent une forme très caractéristique avec deux modes. Le premier sous forme de pic et le deuxième mode, sous forme de palier à concentration constante.

Les sondes de conductivité installées dans le sol nous ont permis d'analyser le lessivage du traceur dans le sol, et de voir la position du soluté pendant les différentes phases de lessivage observées sur la courbe d'élution au drain.

Afin d'essayer d'expliquer cette forme de courbe d'élution, nous avons utilisé une représentation graphique des résultats obtenus par les sondes. Nous avons aussi étudié les flux cumulés. Un résumé des points clés est présenté ci-dessous :

- Il nous faut drainer 0,44 volume de pores afin de retrouver le soluté au drain. Le soluté provient essentiellement de la vidange de la zone non saturée au-dessus du drain.
- Le premier pic, correspond à 0,6 volume de pores et 20 % du soluté a été exporté du sol.
- 60 % du flux est exporté en 1 volume de pores. Ce stade correspond au début du plateau de concentrations constantes. A ce moment, nous avons observé qu'il ne reste pas de soluté dans la zone non saturée. Tout le soluté au drain provient alors de la nappe et est situé entre 0 et 30 cm. L'apport de soluté par la nappe et le facteur de dilution (eau du réseau) est constant, ce qui fait maintenir le plateau de concentrations constantes.
- A ce moment, il reste 10 % du soluté à exporter. Nous avons besoin de 0,6 volume de pores pour lessiver ce dernier stock. En effet, le soluté se trouve loin du drain, et le lessivage est lent (« effet interdrain »). Finalement, la concentration en soluté décroît jusqu'à atteindre le niveau de base de l'eau du réseau.

L'asymétrie générale de la courbe d'élution au drain, est expliquée par l'hétérogénéité de la répartition de la vitesse dans le sol, qui est induite par la présence du drain. A proximité de l'exutoire, les vitesses sont fortes (norme de la vitesse estimée à 4 cm.h^{-1}). Loin du drain et dans la nappe, les écoulements sont donc plus lents (norme de la vitesse estimée à $0,7 \text{ cm.h}^{-1}$), et le soluté mettra plus de temps à sortir du système.

Nous comparons (Figure IV-24) les résultats obtenus en écoulement bidimensionnel, à ceux obtenus en écoulement monodimensionnel (sortie II).

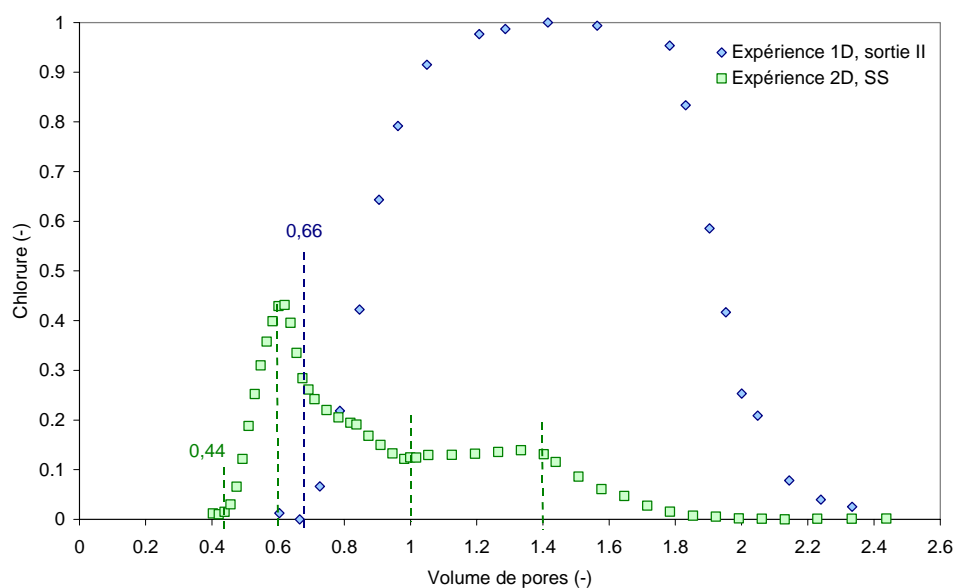


Figure IV-24. Comparaison des courbes d'élution du chlorure obtenues en sortie de système dans un sol drainé (expérience 2D, soluté apporté en surface) et sol non-drainé (expérience 1D, sortie II). Résultats en fonction du chlorure adimensionnel et le volume de pores (-).

Nous observons plusieurs effets. Premièrement, le soluté arrive plus rapidement à la sortie dans le cas du sol drainé, avec une avance de 0,3 volume de pores par rapport à l'écoulement monodimensionnel. Deuxièmement, nous observons une asymétrie de la courbe d'élution dans le cas du sol drainé, par rapport à la courbe symétrique obtenue dans l'expérimentation monodimensionnelle. La première asymétrie (1^{er} mode) est attribuée au fait que les vitesses au-dessus du drain sont supérieures aux vitesses monodimensionnelles. Ces résultats sont en accord avec ceux trouvés par Arlot (1999).

Ensuite nous observons une différence relative de hauteurs de pic. En effet, les deux expériences ont été réalisées avec des durées de pulse différentes. Pour l'expérience monodimensionnelle, nous avons saturé complètement notre sol en

traceur. Pour l'expérimentation 2D, le traceur n'a été injecté que durant 8,9 h (0,17 volume de pores). Comme la durée d'injection du créneau n'est pas la même, nous ne pouvons pas comparer le volume de pores nécessaire afin de lessiver le soluté dans les deux cas. Mais cette comparaison a été possible pour l'expérience SR (Figure IV-13), montrant qu'un sol à drainage vertical monodimensionnel, nécessite moins d'eau pour lessiver tout le soluté du sol.

IV.4. CONCLUSION SUR LES EXPERIENCES EN SOL DRAINE

Les deux expérimentations menées en écoulement bidimensionnel et en régime permanent d'écoulement (soluté apporté en surface et résidant dans le sol) ont donné des résultats intéressants et originaux, de par les dimensions du dispositif expérimental utilisé (taille) et de par les outils de mesure utilisés (à l'intérieur et à l'exutoire). Nous rappelons qu'il n'existe pas à notre connaissance de modèles physiques de laboratoire à cette échelle, utilisés dans le but d'étudier le transport d'eau et solutés dans un système drainé par un tuyau enterré.

Dans le cas de l'expérience « soluté initialement résidant uniformément dans le sol », les courbes d'élution (concentration et conductivité électrique) au drain montrent un palier stable puis une diminution de la concentration par l'arrivée de l'eau du réseau (appliqué en surface du sol) au drain, jusqu'à atteindre les concentrations du niveau de base du réseau d'eau potable.

La migration du soluté dans le cas d'un « pulse apporté en surface du sol » est singulière. La courbe d'élution en sortie du drain est asymétrique et présente deux modes. Un premier mode sous forme de pic et le deuxième sous forme d'un palier constant de concentration. L'origine de ces deux modes est attribuée à la position du soluté par rapport au drain. Le premier pic observé à l'exutoire contient du soluté situé initialement au-dessus du drain, nous quantifions alors un effet « drain ». Le deuxième mode (palier de concentrations constantes) est formé par le soluté qui a migré dans la nappe, hors l'influence de l'écoulement radial autour du drain (Figure IV-23).

L'asymétrie de la courbe d'élution mesurée au drain, est alors composée d'un transfert rapide et d'un transfert lent, qui dépendent tous les deux de la proximité ou de l'éloignement du soluté par rapport au drain (exutoire).

La comparaison des deux expériences : SR et SS (Figure IV-25), nous montre que les mêmes quantités d'eau drainée sont nécessaires (0,44 volume de pores) pour faire arriver une particule située en surface du sol à l'exutoire, et 1,8 volume de pores afin de lessiver complètement le traceur du sol.

Les deux courbes de flux instantané présentent des ruptures brusques de pente, témoignant de différents processus de lessivage du soluté : une première partie correspondant au lessivage de la zone non saturée et du toit de la nappe. La seconde partie correspond à la queue de tarissement, où les concentrations sont alimentées exclusivement par le corps de la nappe. Ainsi, la queue de tarissement coïncide dans les deux expérimentations.

A travers la Figure IV-25, nous confirmons que dans les sols drainés le lessivage dépend de la localisation et de la répartition initiale du soluté dans le sol.

La comparaison des expériences en écoulement bidimensionnel et celle réalisée en écoulement monodimensionnel, nous ont montré que les courbes d'élution au drain, dans les deux cas, sont asymétriques. Par comparaison à l'expérience SS, nous observons que le soluté arrive à l'exutoire en premier pour le cas des sols à écoulement bidimensionnel, en raison des vitesses élevées (autour de 4 cm.h⁻¹) au-dessus du drain (effet « drain »).

Grâce à la courbe d'élution au drain pour l'expérience SR, nous avons vu qu'un système à écoulement monodimensionnel vertical nécessite moins d'eau pour lessiver le soluté qu'un sol à écoulement bidimensionnel. Les vitesses à l'interdrain, sont cependant faibles (autour de 0,7 cm.h⁻¹) et provoquent une arrivée lente du soluté au drain par rapport à l'écoulement monodimensionnel (« effet interdrain »).

Nous pouvons donc conclure que la présence du drain dans un sol à nappe superficielle, suffit à créer une dynamique de lessivage rapide qui n'est pas lié à la présence de macropores ou fissures dans le sol, comme évoqué dans de nombreux travaux rappelés dans l'introduction de ce chapitre. Néanmoins, il se peut que ce type de structures présentes dans le sol accentue le comportement rapide observé.

Dans les deux expériences, le soluté est lessivé en 2 volumes de pores, soit 84 cm de lame d'eau drainée, qui représente, à peu près, l'équivalent de deux à trois saisons de drainage hivernal, pour un climat tempéré (Lesaffre, 1988 ; Arlot, 1999).

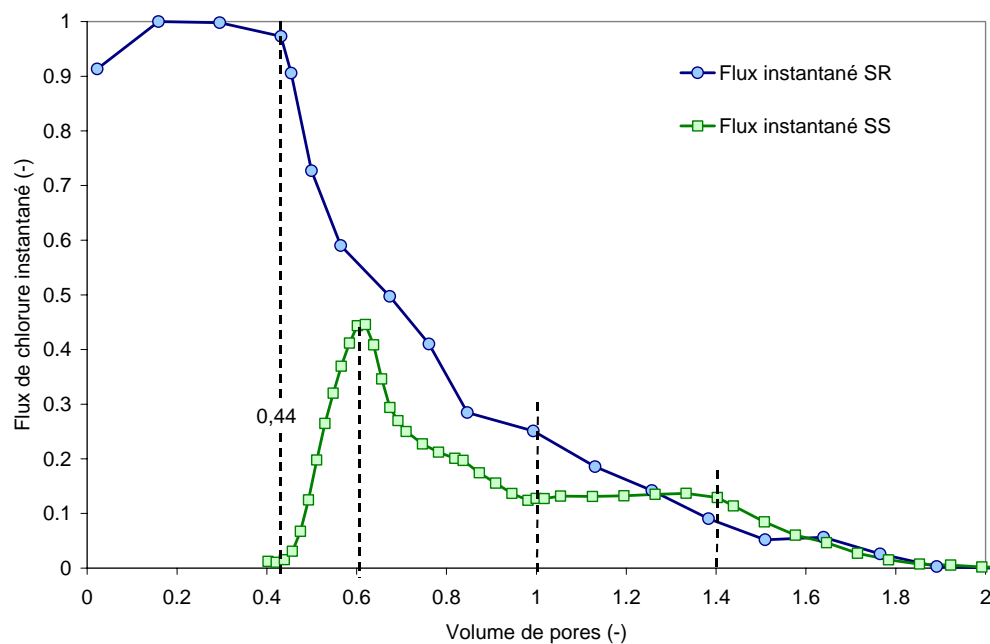


Figure IV-25. Comparaison des courbes du flux instantané de chlorure des expériences soluté résidant et soluté apporté en surface en fonction du volume de pores.

Il reste à savoir si les comportements hydrauliques et les courbes d'élution obtenues expérimentalement seront reproduites par l'équation de Richards et l'équation de convection-dispersion, au moyen des paramètres hydrodynamiques et de transport déterminés (§ Chapitre III).

Dans le prochain chapitre, nous allons poursuivre l'analyse de ces deux expérimentations au moyen de la simulation numérique avec l'approche eulérienne (code HYDRUS-2D) et lagrangienne (suivi de particules).

CHAPITRE V :

MODELISATION DES TRANSFERTS D'EAU ET DE SOLUTE DANS LES SYSTEMES DRAINES

L'essentiel des travaux publiés sur les mécanismes de lessivage en sols drainés sur le terrain attribuent aux mécanismes de transfert préférentiel (macroporosité, fissures,...) le transfert rapide observé du soluté au drain au moment des pluies. La modélisation de ces processus est alors réalisée en tenant en compte d'une double porosité du sol (Larsson *et al.*, 1999 ; Kohler *et al.*, 2001 ; Gerke et Kohne, 2004).

Expérimentalement (Chapitre IV), nous avons mis en évidence une dynamique de lessivage rapide du soluté, liée à des vitesses élevées autour du drain. Le drain étant l'interface qui sépare la zone saturée où la pression est positive et l'extérieur où la pression est atmosphérique (Clement *et al.*, 1996 ; Simpson *et al.*, 2003).

Dans l'**objectif** de simuler le comportement observé expérimentalement en écoulement bidimensionnel, nous avons choisi d'utiliser un type de modélisation déterministe, reposant sur l'équation de convection-dispersion, (Mohanty *et al.*, 1998 ; de Vos *et al.*, 2000 ; Jaynes *et al.*, 2001).

Le code numérique utilisé est HYDRUS-2D (Simunek *et al.*, 1996) qui permet de décrire le transfert d'eau et le transport de solutés dans un milieu poreux variablement saturé en deux dimensions (§ I.3.).

Afin de décrire le transfert d'eau, nous avons choisi d'utiliser les relations de Mualem-van Genuchten, $\theta(h)$ et $K(h)$, (van Genuchten, 1980) (§ I.1.7). Les paramètres décrivant ces équations (α et n) ont été déterminés par ajustement aux données expérimentales (obtenues sur échantillons de sol, § II.3.2.) avec le code RETC (van Genuchten *et al.*, 1991). Ces paramètres ont été validés dans le Chapitre III-1.

Les paramètres hydrodispersifs nécessaires afin de résoudre l'équation de transport, ont été aussi obtenus par ajustement (utilisant une méthode de résolution inverse) sur des données expérimentales (courbes d'élution en sortie du système) obtenues sur des expériences en régime d'écoulement vertical monodimensionnel en conditions non saturées au laboratoire (§ Chapitre III- Tableau III-9).

Nous rappelons que nous ne cherchons pas dans ce qui suit à tenter un nouveau calage du modèle aux données expérimentales, mais à vérifier si les paramètres obtenus dans des conditions d'expérience différentes (écoulement monodimensionnel en conditions non saturées), décrivent le comportement d'un sol drainé (écoulement bidimensionnel, milieu variablement saturé).

Nous compléterons cette étude à l'aide d'un outil de simulation de « suivi de particules ». Cette méthode est très utile pour déterminer la localisation et le temps de parcours des solutés dans le milieu poreux ou autre système hydrologique donné. Nous en rappelons brièvement dans ce qui suit les principes.

La méthode de la « marche au hasard » est issue de la physique stochastique. Cette méthode consiste à discrétiser le nuage de traceur en un certain nombre de particules dont l'évolution est suivie au cours du temps et qui subissent l'ensemble de deux déplacements :

- un premier déplacement déterministe, correspondant au phénomène de convection ;
- un second déplacement aléatoire dû au phénomène de dispersion : celui-ci correspond aux fluctuations de la vitesse réelle autour d'une vitesse moyenne, définie comme étant la vitesse moyenne du fluide au niveau du VER.

Chaque particule de référence est déplacée et identifiée au cours du temps par sa position et sa masse. Ainsi, connaissant les déplacements individuels de chaque particule et donc leurs trajectoires, nous pouvons prévoir l'évolution du front de polluant ainsi que celle du nuage de particules au cours du temps.

Nous allons utiliser un programme développé par J. Tournebize (Cemagref Antony). Il utilise le maillage (nombre de nœuds et d'éléments), les coordonnées du drain et les fichiers de sortie du code HYDRUS-2D (composantes horizontales et verticales de la vitesse, teneur en eau et potentiel de pression, calculés aux différents éléments) à un instant donné en supposant un régime permanent. Le principe de l'algorithme de résolution est montré en Annexe V-1.

Etant au stade de développement, ce programme ne permet de prendre en compte que le phénomène de convection. Néanmoins, ce choix est justifié car la dispersivité dans notre milieu est faible (1 cm) et supposée constante dans le milieu.

Dans un premier temps nous décrirons le domaine simulé : maillage et conditions aux limites et initiales utilisées lors des simulations.

Afin de comprendre le transport de solutés dans le sol drainé, nous allons essayer de reproduire, grâce à la modélisation, les expériences réalisées au laboratoire. Premièrement, nous comparerons les variables simulées et mesurées à l'intérieur du sol (charge hydraulique et lessivage du soluté) obtenues avec le code numérique HYDRUS-2D et la méthode suivi de particules. Dans cette partie, nous montrerons seulement les résultats de l'expérience « soluté apporté en surface du sol », car les deux simulations aboutissent aux mêmes conclusions. Les résultats pour l'expérience « soluté résidant initialement dans le sol » seront présentés dans l'Annexe V-2. Ensuite, nous montrerons le résultat de la simulation pour les courbes d'élution au drain pour les deux expériences réalisées. Puis nous réaliserons une étude de sensibilité aux différents paramètres, afin d'observer leur influence sur la dynamique de transfert d'eau et de solutés dans un sol drainé : paramètres de transport, taille du drain, hétérogénéité de l'apport du soluté en surface et position de la surface libre de la nappe.

V.1. CHOIX DU DOMAINE A MODELISER, MAILLAGE, CONDITIONS INITIALES ET AUX LIMITES

La taille du système simulé est celui de la maquette MASHYNS en deux dimensions ($1 \times 2 \text{ m}^2$). Le modèle physique présente deux drains, de même taille et situés sur les deux bords de la cuve, le centre situé à 7,5 cm de hauteur par rapport au fond, et de 5 cm de diamètre (Figure V-1).

Le drain situé sur le coté gauche, a été neutralisé par un remplissage du même type de sol. Pour cette raison, nous ne le prenons pas en compte lors de la modélisation. Nous considérons alors un seul drain comme exutoire, tel qu'il existe sur le modèle physique (situé à l'abscisse $x=195 \text{ cm}$). Une étude de sensibilité sur la taille du drain est présenté au sous-chapitre V.2.6.1. L'écoulement est localisé au niveau des crépines placées 4 par 4 pour chaque section le long des génératrices du drain.

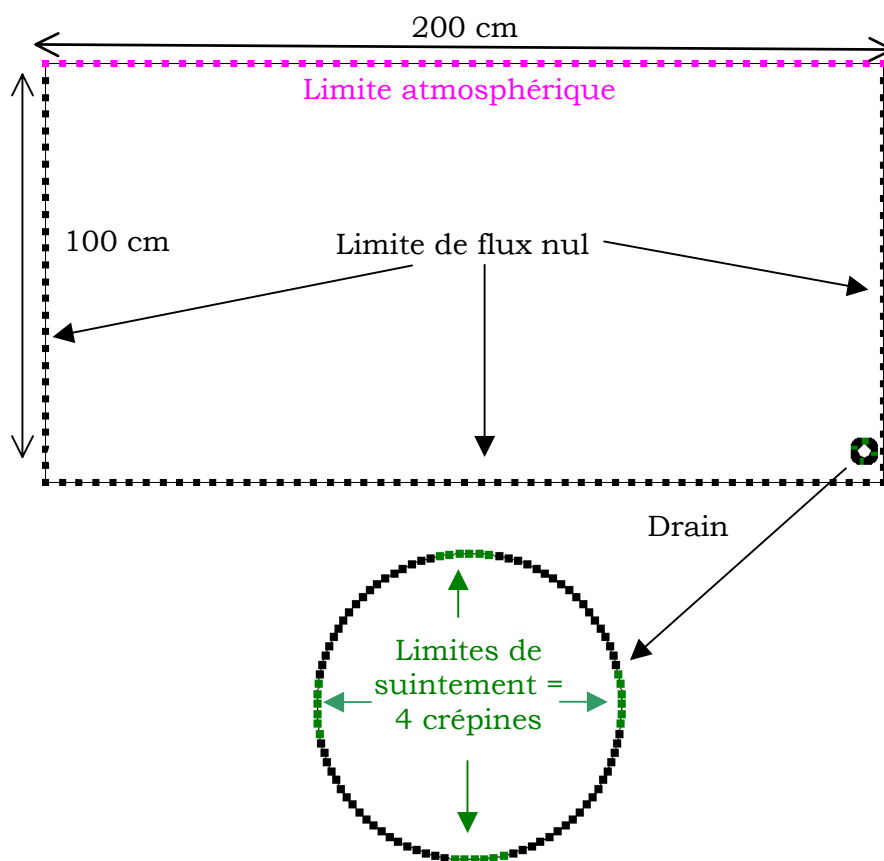


Figure V-1. Géométrie et conditions aux limites du système d'étude. Détail du drain avec les 4 crépines représentant la limite de suintement.

Nous avons testé différents maillages (régulier et hétérogène, avec différents espacements). Le choix retenu a été motivé en fonction d'un maillage nous permettant d'avoir une bonne conservation du bilan de masse, et un temps de calcul acceptable.

Le maillage finalement retenu est triangulaire avec un espacement maximal de 4 cm de côté. Le maillage a été raffiné (mm) au niveau de l'exutoire du système (drain) et en raison d'un gradient hydraulique plus élevé. Le maillage possède 4 663 nœuds et 9 038 éléments. La distribution des triangles est réalisée automatiquement par un programme générateur de maillage inclus dans le logiciel.

La période simulée est de 100 h pour l'expérience SR et de 140 h pour l'expérience SS, en accord avec la durée expérimentale. La durée du temps de calcul de la simulation est de l'ordre de deux jours sur un PC Pentium de 1,6 GHz.

La surface du sol représente une condition limite dite « atmosphérique », les crépines du drain sont associées à une condition de suintement. Une condition de flux nul est appliquée sur le reste du domaine, car les parois sont imperméables (Figure V-1). La condition de suintement autour du drain impose sur le bord de ces surfaces une pression nulle pour la partie saturée du système et un flux nul pour les parties non saturées. La condition « atmosphérique » en surface du sol permet d'appliquer la recharge dans le temps. Nous y précisons aussi la concentration du traceur et la durée du pulse. Nous utilisons la condition de troisième type (Cauchy) pour le soluté (§ I.3.2.b.).

En raison de la présence d'une lame d'eau au cours des expériences en surface du sol, il a été décidé d'utiliser le débit mesuré en sortie du drain, comme donnée d'entrée du modèle. Le code ne prend, en effet, en compte que des propriétés constantes dans le temps, alors qu'en réalité elles ont varié expérimentalement (diminution de la conductivité hydraulique de la surface du sol).

Le sol est considéré comme homogène avec une anisotropie (conductivité hydraulique à saturation horizontale sur verticale) estimée expérimentalement à 1,6 (§ Chapitre II).

Les valeurs de pression initiales utilisées pour les simulations, sont obtenues en réalisant une pré-simulation utilisant les mêmes conditions initiales et aux limites. Une fois la nappe en équilibre avec le débit imposé, nous exportons les valeurs du potentiel de pression et les utilisons comme conditions initiales dans la simulation.

De plus, les paramètres hydrodynamiques utilisés lors des simulations (Tableau V-1) sont ceux trouvés par ajustement aux points expérimentaux obtenus sur échantillons de sol (Paris, 2001, voir II.3.2. pour les détails). La représentativité de ces paramètres a été vérifiée sur d'autres échantillons de sol après destruction de la maquette (§ Chapitre II) et par l'utilisation de l'équation de Richards (§ Chapitre III).

Les paramètres hydrodispersifs (Tableau V-1) utilisés afin de réaliser les simulations, sont ceux déterminés par résolution inverse dans les expériences réalisées sur colonne de sol et sur modèle physique MASHYNS en conditions non saturées d'écoulement vertical monodimensionnel (§ Chapitre III).

Tableau V-1. Paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs retenus pour la modélisation des expériences bidimensionnelles, d'après les résultats du Chapitre II et III.

Paramètres hydrodynamiques							Paramètres de transport		
θ_r	θ_s	α	n	K_s	K_{SH}/K_{SV}	l	λ_L	λ_T	K_d
(-)	(-)	(cm^{-1})	(-)	($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$)	(-)	(-)	(cm)	(cm)	($\text{g}^{-1}\cdot\text{cm}^3$)
0,12	0,43	0,012	1,800	6,00	1,6	0,5	1	0,1	-0,019

Avec θ_r et θ_s , la teneur en eau résiduelle et saturée ; α , n et l, les paramètres du modèle MvG ; K_s la conductivité hydraulique à saturation ; λ_L et λ_T dispersivités longitudinale et transversale et K_d la constante permettant d'introduire le facteur de retard dans le code.

V.2. MODELISATION DU TRANSFERT D'EAU ET SOLUTES

Précision : les résultats présentés dans ce qui suit à un pas de temps donné correspondent à $t = 56$ h après l'injection du traceur en surface du sol (expérience SS), ce qui correspond au moment où 1 volume de pores a traversé le sol.

V.2.1. Equipotentiels de la charge hydraulique :

Dans la Figure V-2, nous avons représenté les équipotentiels de la charge hydraulique ainsi que les hauteurs de nappe, mesurées (Figure IV-15) et simulées, pour les expériences « soluté apporté en surface », SS, à un volume de pores.

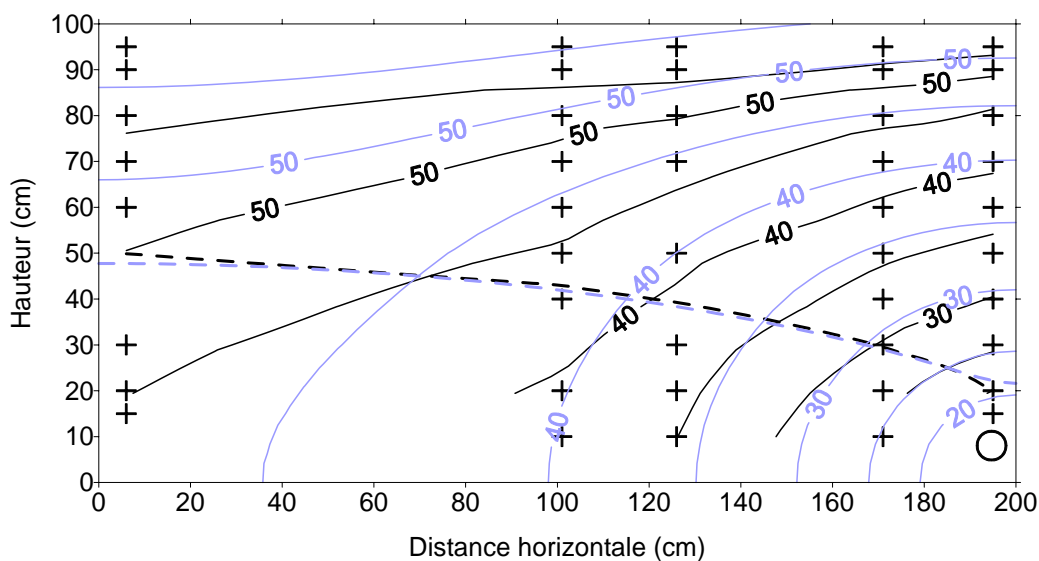


Figure V-2. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Comparaison des équipotentiels (cm) de charge hydraulique et hauteur de nappe, mesurées et simulées, à 1 volume de pores. En noir valeurs mesurées, en bleu valeurs simulées. Les croix représentent les tensiomètres.

Rappel du Chapitre IV sur les mesures tensiométriques : Les valeurs mesurées en surface (tensiomètres situés à 95 et 90 cm de hauteur) sont influencées par la présence d'une lame d'eau en surface. L'incertitude de la mesure est de l'ordre de 1 cm. De plus, entre l'abscisse 0 et 100 cm nous disposons seulement de deux profils de tensiomètres.

Les équipotentiels de la charge hydraulique sont bien simulés dans tout le domaine, surtout au niveau du drain. Quelques divergences entre valeurs mesurées et simulées sont observées dans la nappe du côté interdrain. Cet écart entre valeurs mesurées et estimées est faible, car l'incertitude de la mesure par les tensiomètres est déjà de 1 cm. La surface libre de la nappe est bien simulée tout au long du profil. Les différences observées en surface du sol sont dues à la lame d'eau

présente en surface expérimentalement, prise en compte dans la modélisation par l'introduction du débit mesuré en sortie du système comme paramètre d'entrée. Malgré ces différences, nous pouvons considérer que le comportement hydraulique simulé représente les conditions d'expérimentation.

V.2.2. Analyse des vitesses :

Comme nous l'avons vu au Chapitre IV, la localisation et le transfert du soluté dans le système drainé dépend de sa distance par rapport au drain, c.-à-d., de la distribution du champ de vitesses. Pour cela, nous allons maintenant étudier en détail la distribution de la **vitesse de Darcy** (q , cm.h^{-1}) dans le sol drainé (Figure V-3), à 1 volume de pores. Nous avons aussi représenté la valeur de la recharge imposée en surface du sol à l'instant représenté.

Il a été vérifié que les vitesses simulées présentent le même comportement et des valeurs comparables aux vitesses obtenues expérimentalement (§ IV-11 et 12) par l'application de la loi de Darcy (§ I.1.5).

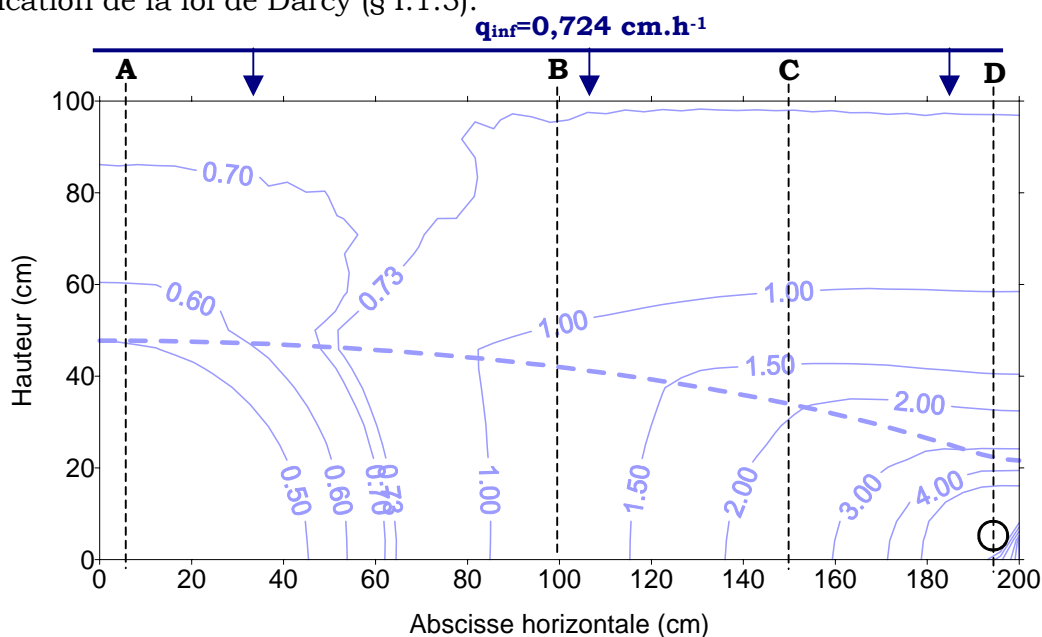


Figure V-3. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Norme de la vitesse de pores (cm.h^{-1}) et hauteur de nappe simulée (tiret), à 1 volume de pores.

La norme des vitesses maximales sont concentrées dans la zone saturée proche du drain ($> 5 \text{ cm.h}^{-1}$). Les valeurs minimales se localisent aussi dans la zone saturée mais à l'interdrain ($< 0,5 \text{ cm.h}^{-1}$). Le contraste de vitesses entre les deux régions est d'un rapport $\times 10$. Deux comportements par rapport à la proximité ou éloignement au drain se distinguent :

- (i) une distribution radiale des vitesses dans un rayon autour du drain, avec la rupture située à l'abscisse 65-70 cm ($0,73 \text{ cm.h}^{-1}$). L'influence du drain est présente dès la surface du sol, les vitesses sont supérieures au débit infiltré.
- (ii) loin du drain (de l'abscisse 0 à 65 cm), nous observons une zone de faible vitesses. Les vitesses sont inférieures au débit d'infiltration ($0,724 \text{ cm.h}^{-1}$) dès les premiers centimètres de sol.

Dans la nappe (Figure V-3), la norme de la vitesse augmente vers le drain par des compartiments verticaux. Dans la zone non saturée, nous observons deux comportements : (i) de 0 à 65 cm, la norme de la vitesse diminue de la surface du sol vers la nappe ; (ii) de 65 à 200 cm, la norme de la vitesse augmente vers le drain en « couches » horizontales.

L'écoulement dans le système drainé est fonction de la « compétition » entre les composantes verticale et horizontale de la vitesse. Nous présentons une illustration de ce comportement dans la Figure V-4, où nous avons représenté le rapport entre la vitesse horizontale (q_x) et verticale (q_y).

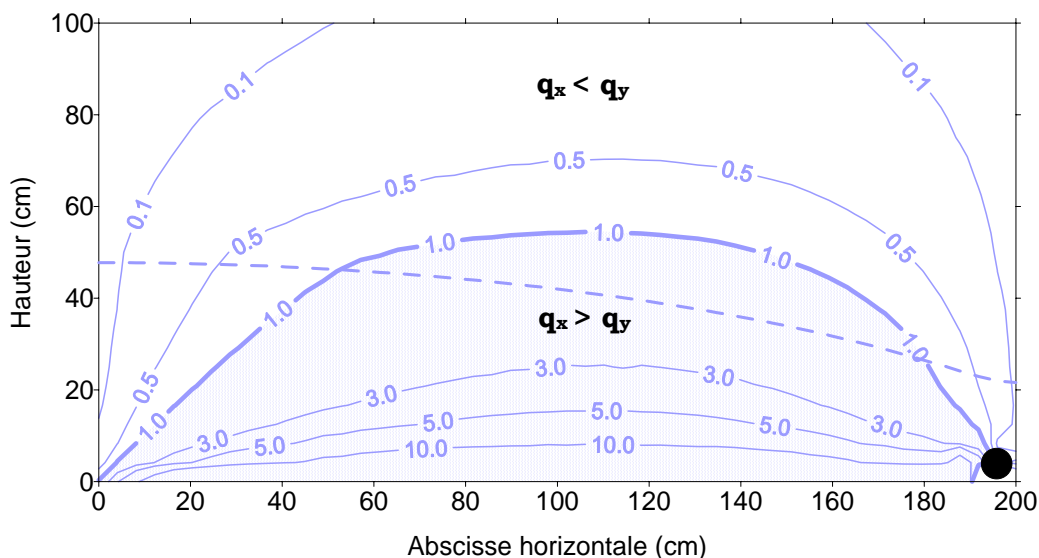


Figure V-4. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Rapport de vitesses horizontale (q_x) et verticale (q_y), à un volume de pores.

Le rapport entre vitesse horizontale et verticale présente une symétrie presque axiale sur une verticale située à l'abscisse 100 cm. Cette relation présente une forme voûtée. La courbure s'accroît à mesure que nous nous approchons de la zone non saturée, témoignant de l'importance des vitesses verticales.

La valeur de la vitesse horizontale au-dessus de la nappe (zone non saturée), et pour une position centrale, est égale voire supérieure à la valeur de la vitesse verticale. Dans cette zone, le soluté va-t-il s'infiltrer dans la nappe ou va-t-il transiter à l'interface zone non saturée / nappe ? cette question pourra être investiguée par l'étude du cheminement des particules (Figure V-6).

Dans la zone verticale de 20 cm de largeur proche du drain et à l'interdrain, comprenant la zone saturée et non saturée, la vitesse verticale est très élevée et plus du double de la vitesse horizontale.

Ce rapport peut être néanmoins trompeur, car la valeur des vitesses est plus importante dans la zone située proche du drain (exutoire, § Figure V-3).

Dans le cas d'un sol isotrope ($K_{SH} = K_{SV} = 6 \text{ cm.h}^{-1}$), simulé par ailleurs, le rapport de vitesses (q_x/q_y) est le même que dans le cas du sol du modèle physique (anisotropie = 1,6), confirmant que la distribution des vitesses ne dépend pas de l'anisotropie mais bien de la présence du drain. Seules quelques variations sont observées dans la zone non saturée, la nappe étant plus haute pour la simulation « sol isotrope ». La discussion sur l'effet d'un sol isotrope sur le transport de solutés continue au V.2.6.1.

Pour analyser en détail la distribution des vitesses simulées dans le système drainé nous avons tracé les profils de la vitesse horizontale, q_x et verticale, q_y , à différentes abscisses du drain : 6, 100, 151 et 195 cm (drain) (Figure V-5-A à D) indiqué sur la Figure V-3.

Au profil situé à l'abscisse 6 cm (Figure V-5-A), la vitesse horizontale (q_x) est faible mais non-nulle dans la zone non saturée, elle augmente jusqu'à atteindre une valeur maximale au toit de la nappe. Dans la zone saturée, elle reste constante à cette valeur maximale à toutes les cotes. La vitesse verticale (q_y) présente des valeurs supérieures à la vitesse horizontale. Le maximum se situe dans la zone non saturée, proche de la surface du sol. La vitesse verticale décroît linéairement dans la zone saturée.

Au profil situé à l'abscisse horizontale 100 cm (Figure V-5-B), la valeur de la vitesse horizontale est plus importante que dans le profil précédent. Dans la zone non saturée, elle augmente jusqu'au toit de la nappe. Dans la nappe, elle continue à augmenter mais peu. La vitesse verticale présente les mêmes valeurs en surface du sol que pour la figure précédente. Dans la zone saturée, elle décroît linéairement.

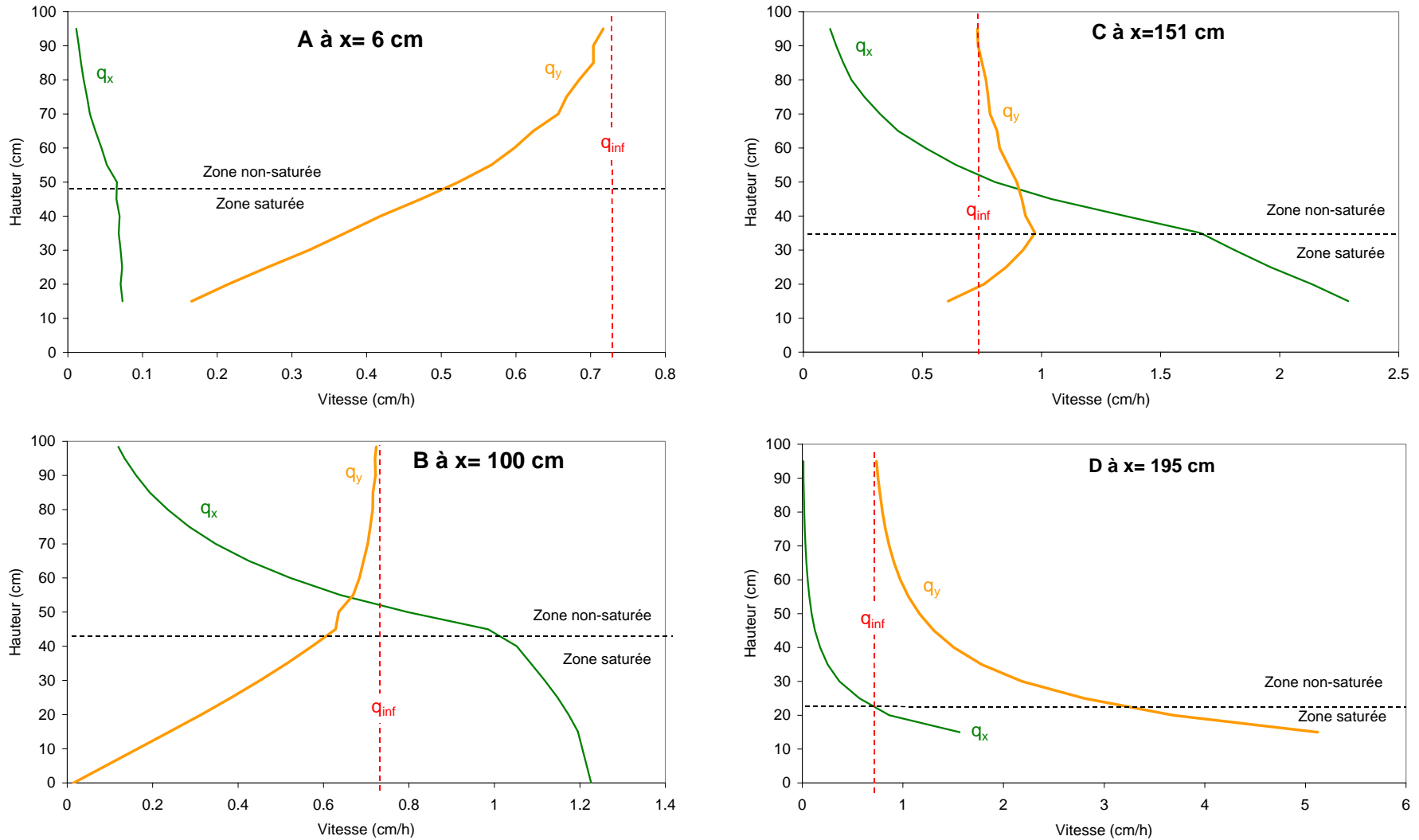


Figure V-5. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Composantes horizontales (q_x) et verticales (q_y) de la vitesse à différentes abscisses horizontales. Tiret noir : hauteur de la surface libre de la nappe. Tiret rouge : débit infiltré (q_{inf}). Les échelles de l'axe vitesse varient selon les graphiques.

Au profil situé à l'abscisse horizontale 151 cm (Figure V-5-C), la vitesse horizontale croît « exponentiellement » jusqu'au toit de la nappe. Dans la nappe, elle croît linéairement. Au contraire, la vitesse verticale présente des valeurs presque constantes dans la zone non saturée. Elle augmente légèrement à l'approche du toit de la nappe pour atteindre une valeur maximale. Ensuite, elle diminue dans la zone non saturée.

Le profil situé à l'abscisse horizontale 195 cm (Figure V-5-D) est situé à proximité du drain. Les deux composantes de la vitesse présentent des valeurs élevées (norme 5 cm.h⁻¹). Les vitesses horizontales et verticales présentent le même comportement : croissance du fait de l'écoulement radial jusqu'à une valeur maximale. Ensuite, elles diminuent pour s'annuler proche de la base du sol.

Toute la hauteur de la zone non saturée du sol est comprise dans la « zone de transition » (Figure III-9) estimé pour notre sol à 200 cm au-dessus du toit de la nappe. Ceci implique, pour les systèmes 2D, que la vitesse présente une composante horizontale non nulle dans la zone non saturée. La vitesse horizontale est faible, mais augmente à l'approche du toit de la nappe pour une position centrale ($x=100$ cm). Dans la nappe, elle reste presque constante sur une verticale à cette valeur maximale. A proximité du drain, la valeur de la vitesse horizontale est grande. Puis elle décroît pour s'annuler à l'imperméable.

A proximité de la surface du sol, la vitesse verticale reste constante à une valeur donnée égale à la valeur du débit infiltré (0,724 cm.h⁻¹). Elle présente deux comportements contrastés, en fonction de la proximité ou de l'éloignement au drain. Loin du drain, la vitesse verticale est maximale dans la zone non saturée et décroît. A proximité du drain, elle croît « exponentiellement » avec un maximum dans la nappe. Finalement, le rapport des vitesses (q_x/q_y) varie dans le système drainé par rapport à la proximité ou éloignement au drain et par rapport au degré de saturation du sol (zone non saturée et saturée).

D'après l'analyse de la distribution des vitesses dans le système drainé, quelques questions se posent. Pour y répondre, nous analyserons les trajectoires des particules.

V.2.3. Trajectoires des particules :

Rappel : les résultats suivants ont été obtenus en utilisant le programme « suivi de particules » en convectif pur.

Dans la Figure V-6, nous avons superposé trois graphiques. D'une part, nous avons la carte d'équipotentiels de la charge simulée, de l'autre, les trajectoires des particules apportées en surface du sol ($y=100$ cm) jusqu'à l'exutoire (drain) et enfin le graphique du rapport $q_x/q_y = 1$. Les trajectoires à proximité du drain et de l'interdrain sont quasi verticales. Le soluté éloigné du drain, présente des trajectoires plus longues, proches de la verticale dans la zone non saturée et proches de l'horizontale dans la nappe. Le soluté rentre bien dans la nappe, dans la partie de la zone non saturée où $q_x/q_y > 1$.

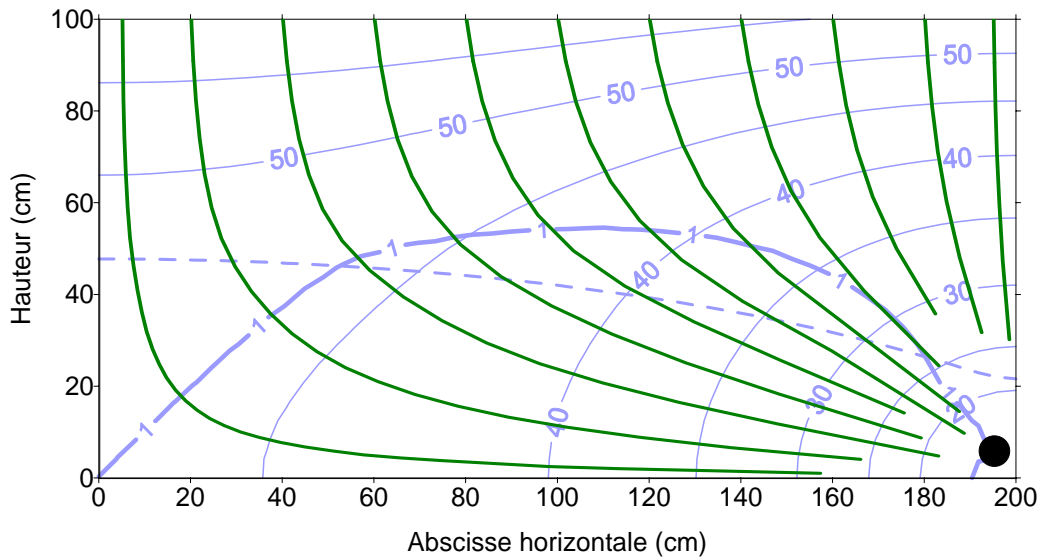


Figure V-6. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Comparaison des trajectoires des particules (vert) injectées en surface du sol à différentes distances du drain avec le rapport de vitesses, q_x/q_y (bleu clair) et la carte d'équipotentiels simulée à un volume de pores. Tiret : hauteur de nappe simulée.

Les trajectoires calculées nous permettent d'estimer le temps nécessaire pour une particule située sur un point de coordonnées (x,y) d'atteindre le drain (Figure V-7).

Loin du drain, les isochrones sont verticales. Les particules de soluté situées sur une même verticale mettront le même temps à sortir au drain qu'elle soit située initialement à la surface ou au fond du profil. A cet endroit, il n'y a pas de distinction de comportement entre la zone non saturée et la nappe. De plus, les particules sur cette zone (interdrain) présentent les temps de résidence les plus longs. En effet, à l'interdrain nous avons plusieurs effets conjugués : les vitesses

sont lentes, la trajectoire du soluté est presque monodimensionnelle dans la zone non saturée.

Dans la nappe, le temps de résidence du soluté s'organise en compartiments verticaux.

Dans la zone non saturée, les compartiments de même temps de résidence deviennent quasi-horizontaux au-dessus du drain. Ceci signifie que les particules situées sur une même ligne horizontale (de $x = 160$ à 200 cm), mettront le même temps à être lessivées.

Enfin, les temps de résidence les plus courts sont ceux des particules situées à proximité du drain.

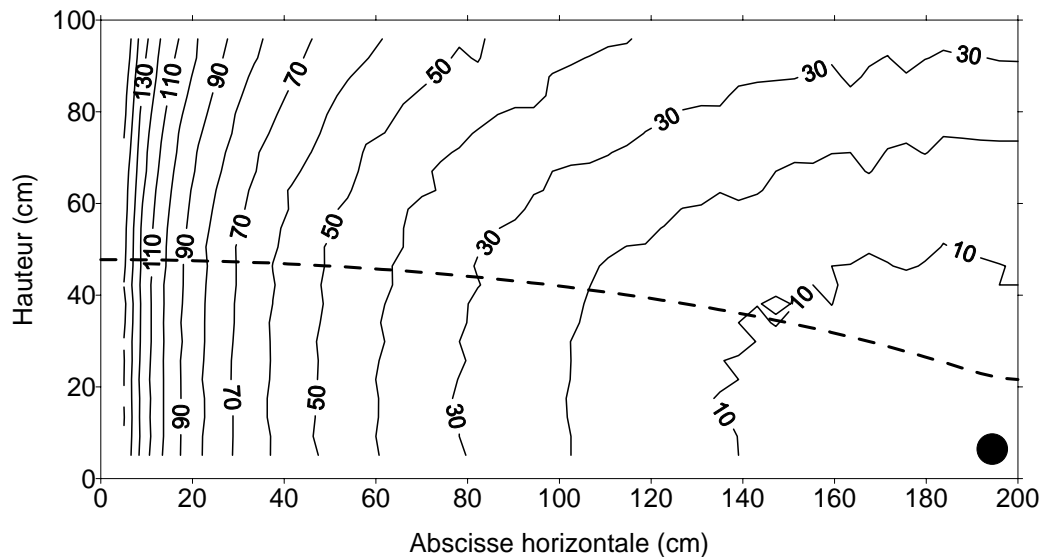
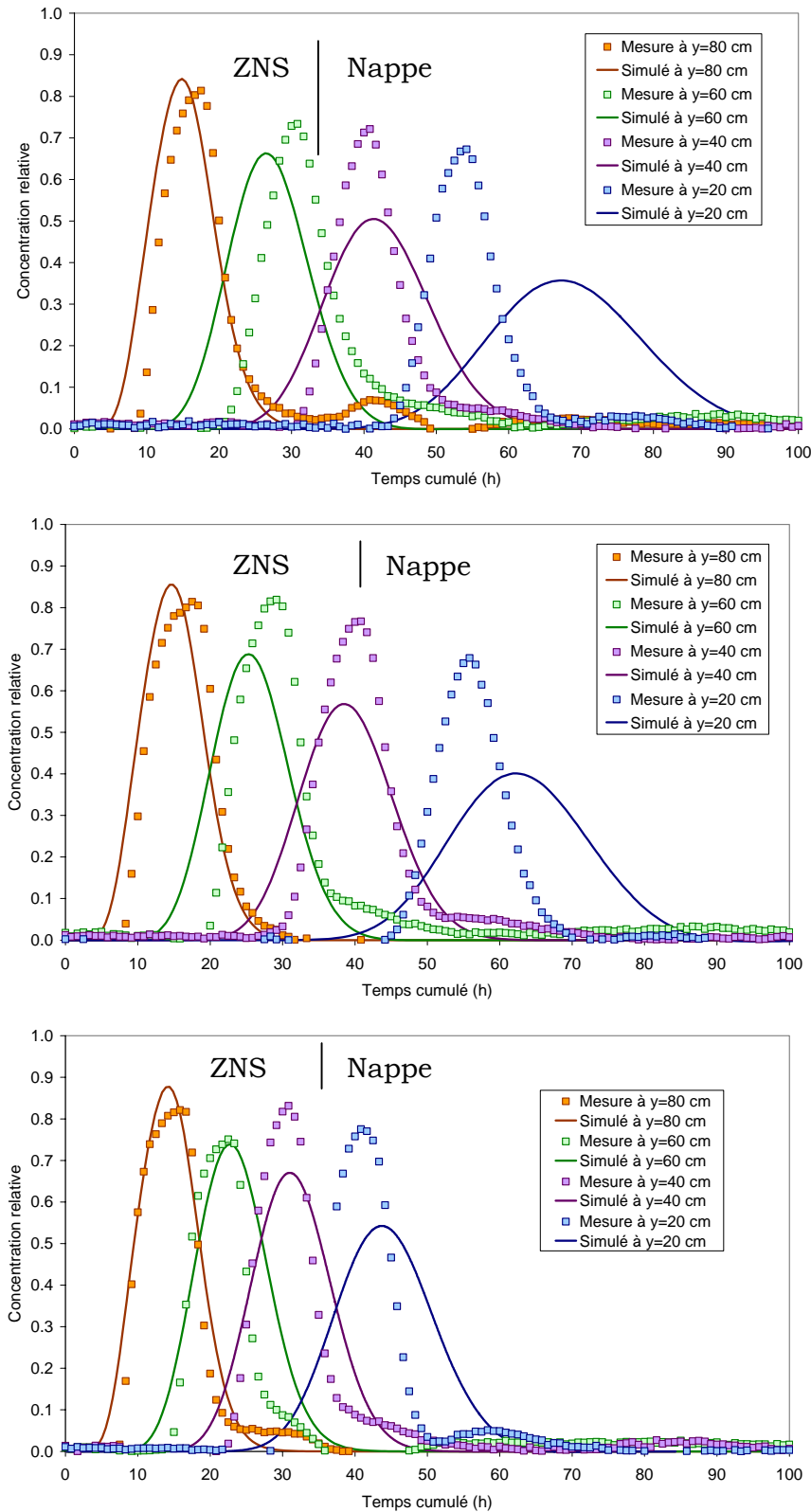


Figure V-7. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Isochrones du temps de résidence (h) du soluté dans le massif de sol. Tiret : hauteur de la nappe modélisée.

V.2.4. Lessivage du soluté dans le sol :

L'évolution du lessivage du traceur dans le sol pour l'expérience SS, est présenté dans les Figures V-4-A à C. Les valeurs mesurées sont celles obtenues par les sondes de conductivité électrique insérées dans le sol. Les valeurs simulées sont celles obtenues sur les nœuds correspondant à la position des sondes. Nous distinguons les sondes situées dans la zone non saturée (ZNS) et celles situées dans la nappe.



A
Abscisse 35 cm
Proche de
l'interdrain

B
Abscisse 101 cm
Milieu du système

C
Abscisse 171 cm
Proche du drain

Figure V-8. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Comparaison des valeurs mesurées par les sondes de conductivité électrique insérées dans le sol et les valeurs simulées, pour trois profils situés à différentes abscisses (35, 101 et 171 cm) et pour différentes hauteurs (80, 60, 40 et 20 cm) par rapport au fond de la cuve. ZNS= zone non-saturée.

A proximité de l'interdrain (abscisse 35 cm), (Figure V-8-A), le transport de soluté simulé est trop rapide par rapport à la dynamique mesurée par les sondes dans la zone non saturée ($y=80$ et 60 cm) et trop lent dans la nappe ($y=20$ cm).

La forme des courbes n'est pas adaptée pour les profils situés à 40 et 20 cm de hauteur (situées dans la nappe). Les courbes simulées sont très étalées par rapport aux valeurs mesurées.

Au milieu du système (abscisse 101 cm), (Figure V-8-B), le lessivage de soluté simulé est plus proche des valeurs mesurées. Le transport simulé à 20 cm de hauteur, dans la nappe, n'est pas bien simulé ni en temps, ni en forme.

A proximité du drain (Figure V-8-C), nous obtenons un meilleur ajustement entre les valeurs simulées et mesurées, en temps et forme, sur toutes les hauteurs de sol, sauf pour la sonde de conductivité située à 20 cm. Dans ce cas, le transport simulé dans la nappe est trop lent par rapport à la dynamique observée.

Nous rappelons que les sondes effectuent une mesure intégrant un certain volume de sol. Ce volume n'a été estimé que dans une solution saline (§ II.2.1.b). Néanmoins, les valeurs simulées par le code numérique, sont celles calculées sur un nœud du maillage. Ainsi, les écarts observés entre concentrations mesurées et simulées peuvent en partie s'expliquer par la différence du volume de mesure pris en compte.

En effet, le soluté transite rapidement dans la zone non saturée du sol. La différence entre les valeurs simulées aux nœuds à ± 5 cm de hauteur la mesure réalisée par la sonde est faible (Figure V-9). Inversement, dans la nappe et entre les hauteurs 0 et 30 cm, le soluté reste « stocké » sans varier sa position verticale. La différence des valeurs simulées aux nœuds à ± 5 cm de hauteur de la mesure réalisée par les sondes est alors plus grande (Figure V-9).

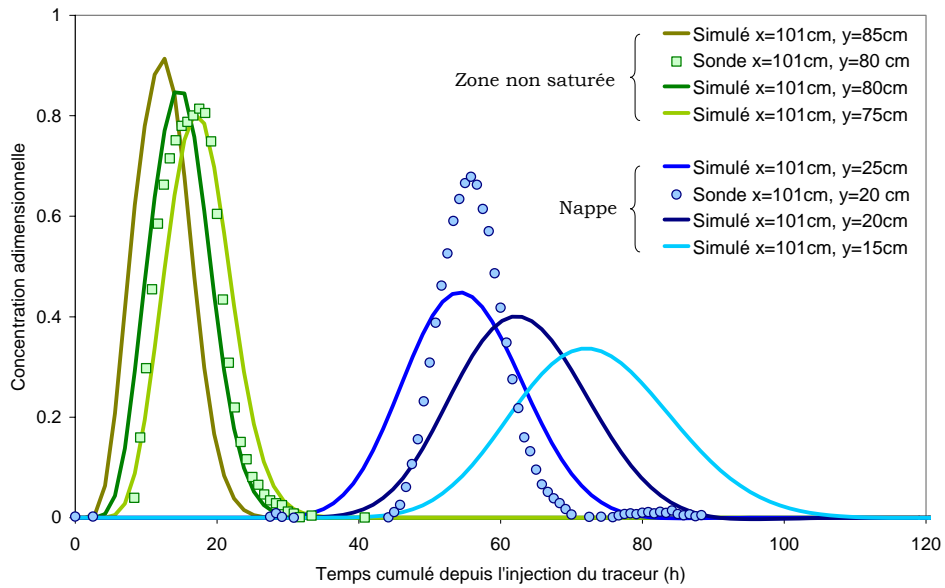


Figure V-9. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Comparaison entre les valeurs mesurées par les sondes de conductivité au profil 101 cm à la hauteur de 80 et 20 cm et les valeurs simulées sur le même profil à ± 5 cm de la hauteur simulée.

En revanche, la variation horizontale pour une distance simulée de ± 5 cm de la valeur mesuré par les sondes est nulle, et ce pour la zone non saturée et la zone saturée (Figure V-10).

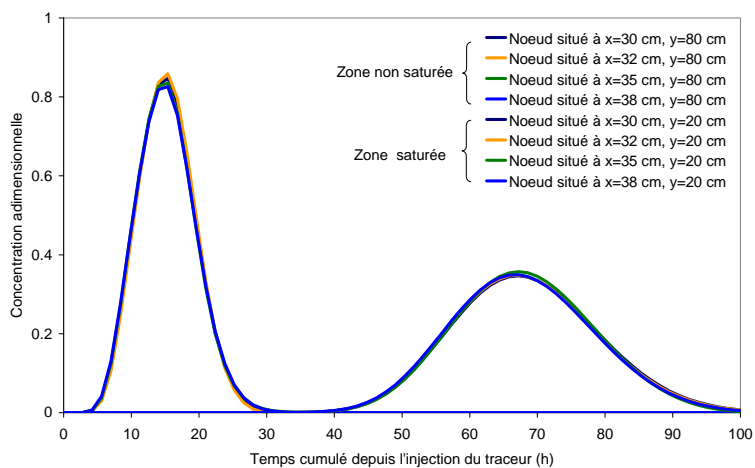


Figure V-10. Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Valeurs simulées aux nœuds à différentes abscisses horizontales pour la cote $y=80$ cm (zone non saturée) et $y=20$ cm (nappe).

Malgré les différences observées entre la mesure par les sondes et la valeur simulée aux nœuds, la simulation nous permet d'obtenir qualitativement une bonne représentation du lessivage de solutés dans le sol (Figure V-11).

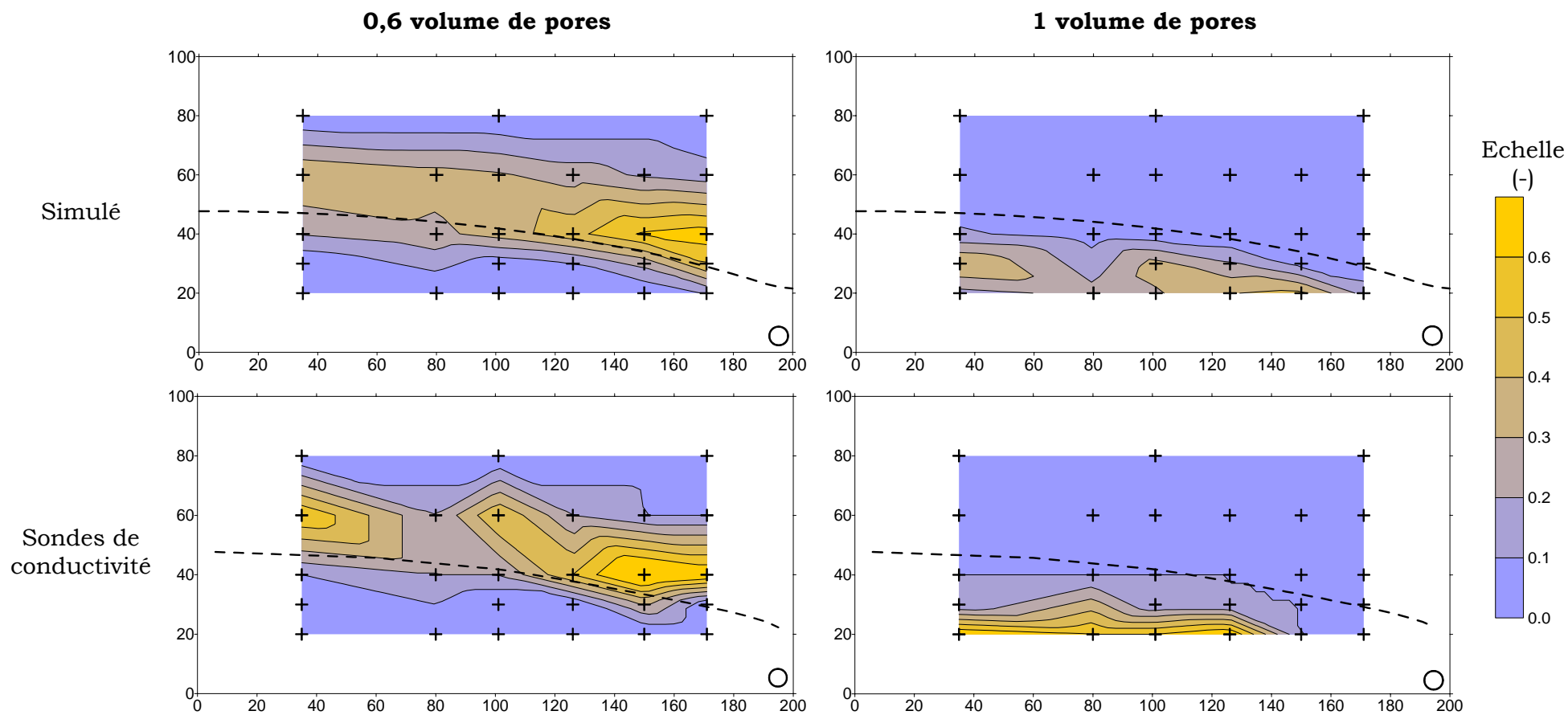


Figure V-11. Modélisation de l'expérience «soluté apporté en surface». Comparaison du lessivage de soluté par les sondes de conductivité mesuré et simulé en adimensionnel. Croix : points utilisés pour réaliser l'interpolation par triangulation des données mesurées et simulées. Tirez : hauteur de nappe.

V.2.5. Courbes d'élution au drain :

Comment se traduit alors la dynamique observée à l'intérieur du sol sur les courbes d'élution simulées en sortie au drain ?

Nous avons représenté le flux de chlorure au drain par rapport au volume de pores, pour les deux expériences réalisées : SR et SS (Figure V-12).

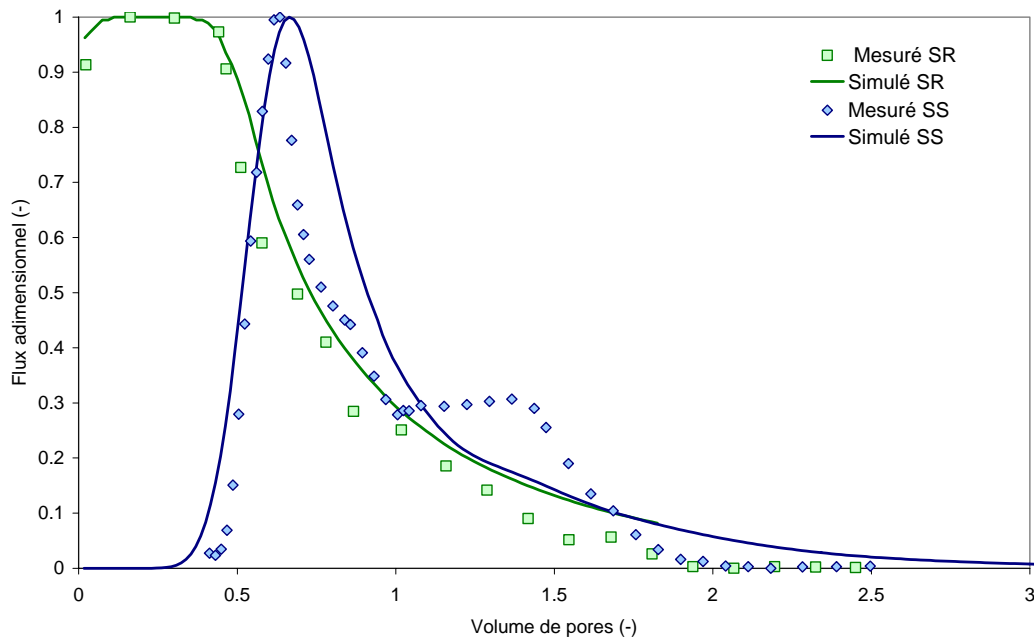


Figure V-12. Modélisation des expériences sur sol drainé. Comparaison des flux instantanés adimensionnels de chlorure au drain, mesurés et simulés, pour les expériences SR et SS. Le flux adimensionnel pour l'expérience SR a été réalisé par rapport à la valeur maximale de la solution injectée. Pour l'expérience SS, il a été réalisé par rapport à la valeur maximale mesurée en sortie du drain.

Le flux de chlorure au drain simulé pour l'expérience SR est proche des valeurs expérimentales. Il présente le même point de rupture à 0,44 volume de pores. Au niveau de la descente « exponentielle », les valeurs simulées divergent légèrement des points expérimentaux. Le lessivage simulé du soluté dans la nappe est légèrement trop lent par rapport à la dynamique mesurée.

La courbe de flux instantané simulée pour l'expérience SS est asymétrique. Le début de la montée des courbes mesurée et simulée de flux instantané de soluté est simultané, mais le pic simulé est légèrement plus lent que celui observé avec un retard (équivalent à 1 cm de lame drainée). Ce flux provient de la zone non saturée au-dessus du drain (§ Chapitre IV), où les écoulements sont à dominante verticale.

Après ce premier pic, les concentrations sont globalement mal simulées. La simulation prévoit une descente « exponentielle » et ne rend pas compte du plateau

de concentrations constantes mesuré expérimentalement. La dynamique de lessivage des simulations est trop lente par rapport aux expériences.

D'après notre modélisation, tout le soluté est sorti du système 200 h après l'injection de l'eau du réseau (130 cm de lame drainée soit 3 volume de pores). Or en conditions expérimentales, le soluté est sorti en 140 h (2,4 volume de pores). La dynamique du lessivage de la queue de tarissement simulé est trop lente par rapport à la dynamique expérimentale. Cette différence se répercute sur moins de 10 % du soluté restant dans le sol.

Malgré ce constat, les deux courbes simulées montrent une dynamique de lessivage globale du système drainé comparable : temps similaire pour faire arriver une particule située en surface du sol au drain, pic maximal (expérience SS) et décroissance des concentrations.

Nous allons tenter d'expliquer les différences entre le comportement simulé et observé au moyen d'une étude nous permettant d'évaluer la sensibilité de différents paramètres sur la dynamique du transport de solutés dans un système drainé.

V.2.6. Etude de sensibilité :

V.2.6.1. Effet de différents paramètres :

Nous avons testé la sensibilité aux paramètres de l'équation de convection-dispersion (densité sèche apparente et dispersivité longitudinale (λ_L) et transversale (λ_T)) ; l'anisotropie du sol et à la géométrie de l'exutoire (drain). Les principaux résultats sont présentés dans la Figure V-13.

Les variations de la densité apparente sèche (de 1,41 à 1,51 g.cm⁻³), de la dispersivité (longitudinale ou transversale) d'un facteur 10 dans la nappe ne produisent pas d'effets sur la courbe d'élution en sortie du sol.

Une augmentation de la dispersivité longitudinale dans tout le sol d'un facteur 10, produit une sortie précoce du traceur au drain, ainsi qu'un aplatissement du pic de la courbe d'élution en sortie au drain.

De même, nous avons testé l'effet d'une anisotropie nulle, c.-à-d., sol isotrope avec $K_{SH}=K_{SV}=6$ cm.h⁻¹. La courbe d'élution au drain, est en avance par rapport à celle simulée avec une anisotropie de 1,6. Ce résultat est attendu, en effet nous

augmentons la vitesse de transfert verticale en réduisant la composante horizontale.

Nous avons enfin testé l'effet d'un drain effectif, c.-à-d., de surface de captage plus réduite que le drain réel, afin de prendre en compte les pertes de charge liées à la convergence des filets liquides. Nous avons alors appliqué une condition de suintement sur toute sa surface et non pas sur les 4 crépines. Le diamètre du drain effectif utilisé fait la moitié du réel (diamètre de 2,5 cm au lieu de 5 cm). Nous obtenons pratiquement la même représentation hydraulique.

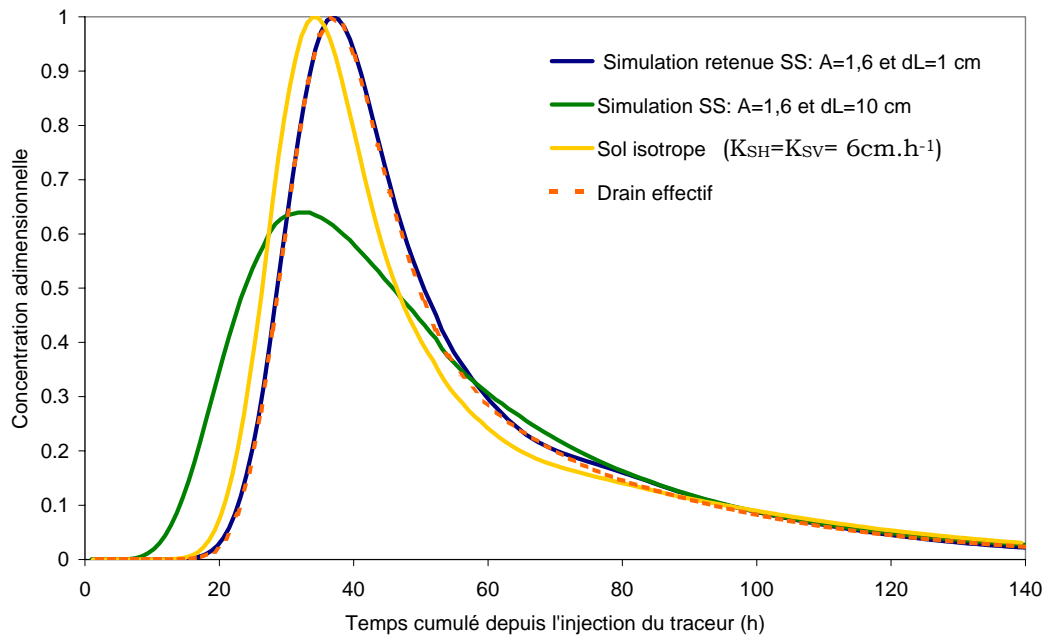


Figure V-13. Etude de sensibilité. Test de sensibilité de différents paramètres sur la courbe d'élution au drain. A= anisotropie, dL= dispersivité longitudinale.

Finalement, les variations des paramètres testés n'améliorent pas la modélisation, ni ne permettent d'expliquer le palier de concentrations stables observé expérimentalement.

V.2.6.2. Hétérogénéité de l'apport de traceur en surface du sol :

Dans la modélisation proposée, nous avons pris en compte un sol homogène avec une infiltration homogène dans le temps du soluté sur toute la surface du sol. Expérimentalement, nous avons observé la formation d'une lame d'eau en surface du sol en raison d'une couche limitante. Les effets de cette couche de surface ont été pris en compte dans la modélisation par l'utilisation du débit mesuré en sortie du système, comme condition de flux imposée en surface. Malgré cette prise en

compte, la formation d'une lame d'eau en surface du sol peut induire une redistribution de l'infiltration de soluté. Pour ces raisons, nous avons testé les effets d'une infiltration hétérogène du soluté en surface du sol.

Afin de réaliser ce test, nous avons utilisé « deux solutés », un premier infiltré de 0 à 100 cm (coté interdrain) et le deuxième infiltré de 100 à 200 cm (coté drain).

Nous avons retardé arbitrairement de 5 h (3,75 cm de lame drainée) la courbe d'élution au drain du soluté injecté à l'interdrain (0 à 100 cm).

Nous observons (Figure V-14) que ce retard de l'infiltration dans la zone à proximité de l'interdrain (0 à 100 cm) suffit à créer un palier de concentrations constantes dans la courbe d'élution au drain. Nous pouvons alors supposer qu'expérimentalement l'infiltration du soluté en surface du sol n'a pas été homogène. Nous pouvons en tirer, que la modélisation dans le cas d'un sol drainé est très sensible au « timing » de l'apport du soluté.

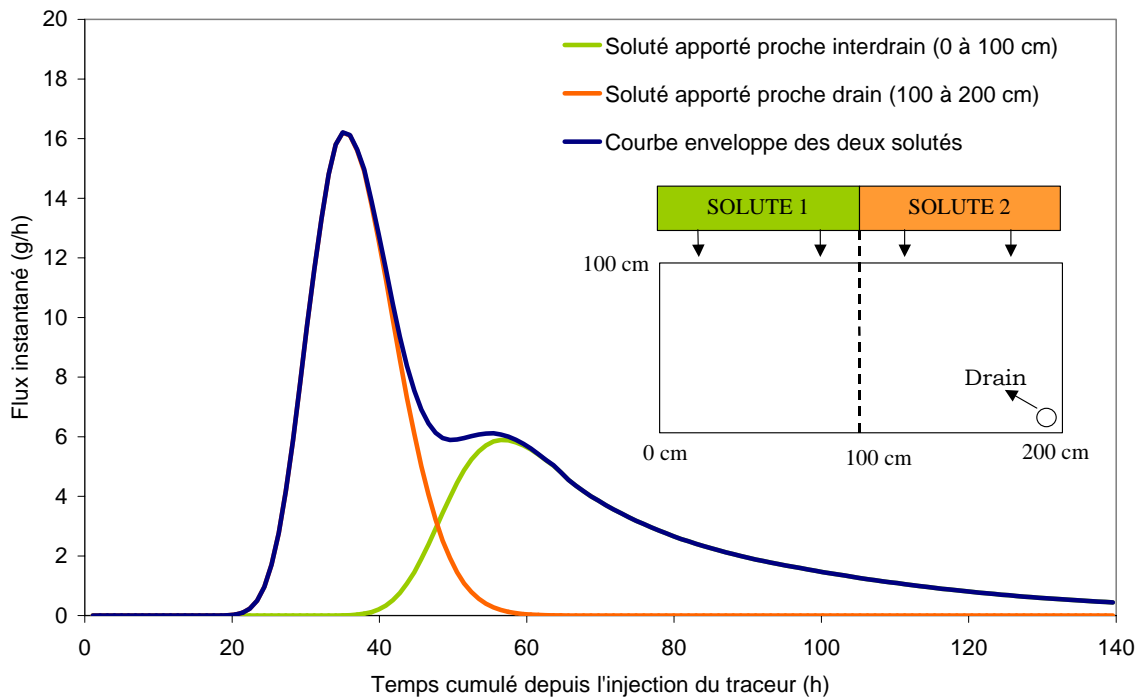


Figure V-14. Etude de sensibilité. Effet de l'hétérogénéité de l'apport du soluté en surface du sol.

Malgré cet effet, nous ne mettons pas en cause l'analyse précédente des champs de vitesse qui a été d'ailleurs confirmée par l'analyse des mesures tensiométriques (§ Figure IV-11 et 12). De plus, l'effet du « retard » est en accord avec la comparaison des valeurs simulées et mesurées par les sondes (§ Figure V-8) où les valeurs simulées au milieu du sol et proche de l'interdrain sont trop rapides par rapport à la dynamique mesurée.

V.2.6.3. Effet de la position de la surface libre de la nappe :

Quel est l'effet de la hauteur de la surface libre sur le transport de solutés ? Pour répondre à cette question nous avons comparé une simulation réalisée avec trois hauteurs de surface libre de la nappe (Tableau V-2). Nous avons appliqué la même **quantité** de traceur pour les deux cas.

Tableau V-2. Récapitulatif des données utilisées lors de la modélisation des systèmes à différentes échelles.
* HN ID correspond à la hauteur de nappe à l'interdrain ; **HN D correspond à la hauteur de nappe au-dessus du drain.

	L (cm)	HN ID* (cm)	HN D** (cm)	Recharge, q_{inf} (cm.h ⁻¹)	Durée du pulse (h)
Nappe haute	200	70	40	1,16	5,75
Nappe intermédiaire	200	47,7	22	0,75	8,9
Nappe basse	200	25	10	0,3	22,25

Précision : la modélisation « nappe intermédiaire » correspond à celle de l'expérience « soluté apporté en surface » présentée tout au long du chapitre. La simulation est réalisée en régime quasi-permanent, la recharge indiquée ici est donc la moyenne du débit expérimental. Le calcul de la quantité de traceur à apporter pour les deux cas d'étude est donc réalisé en fonction de cette valeur moyenne expérimentale.

Dans la Figure V-15, nous avons représenté les courbes de concentration (mg.l⁻¹), obtenues au drain pour les trois cas d'étude.

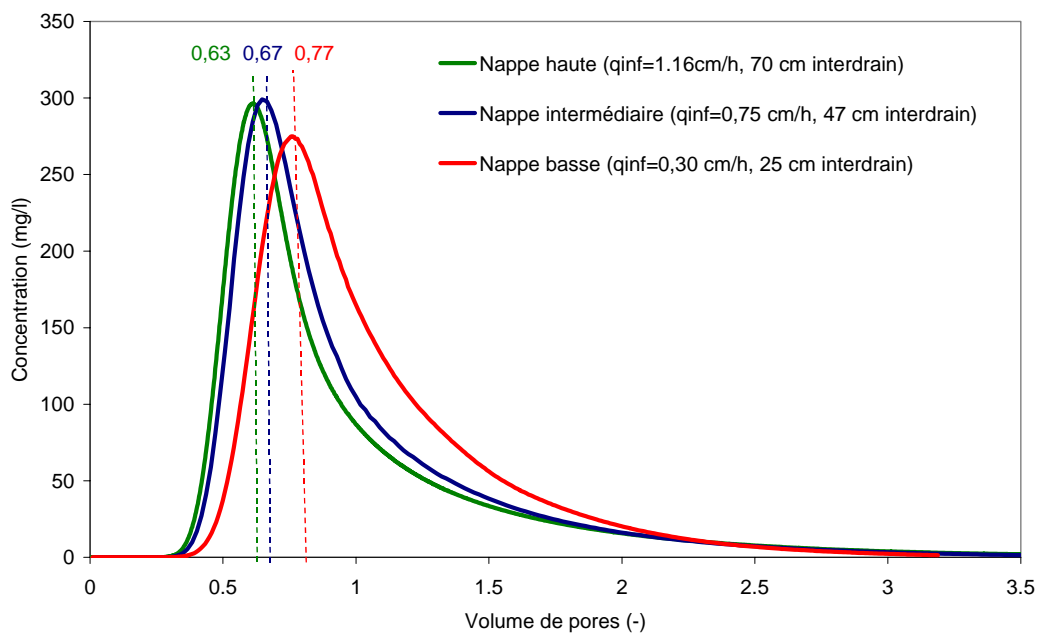


Figure V-15. Étude de sensibilité. Courbes de lessivage au drain pour un système drainé à grande échelle. Nappe haute, intermédiaire et nappe basse.

Le même volume de pores est nécessaire pour retrouver le soluté au drain pour les trois cas d'étude. Ce fait peut s'expliquer par l'effet « drain ». En effet, à proximité du drain, les écoulements sont strictement verticaux et présentent les mêmes trajectoires de particules pour les trois cas d'étude pour une extension horizontale de 20 cm de longueur (Figure V-17). L'effet de la position de la hauteur de la surface libre de la nappe devient alors négligeable dans cette zone très proche du drain. De plus, la teneur en eau varie peu, 6 % de variation maximale pour le cas « nappe basse ».

Les trois courbes de concentration sont bien asymétriques mais la montée est différente, plus forte lorsque la nappe se trouve à proximité de la surface du sol. La concentration du pic maximal est décalée : 0,63, 0,67 et 0,77 volume de pores de nappe haute à basse respectivement. Cette « avance » du cas nappe haute s'explique par la distribution des vitesses dans la zone non saturée. Les vitesses sont supérieures pour le cas « nappe haute » (nous sommes plus proches de la saturation) car la recharge appliquée pour maintenir la nappe haute est plus importante. Pour le cas « nappe basse », le pic de soluté est moins concentré dans la solution à la sortie du drain. Quasiment le même volume de pores sera nécessaire afin de lessiver tout le soluté du sol (3,5 volume de pores). Néanmoins, le soluté mettra le double de temps à être lessivé du sol pour le cas d'une nappe basse (Figure V-16).

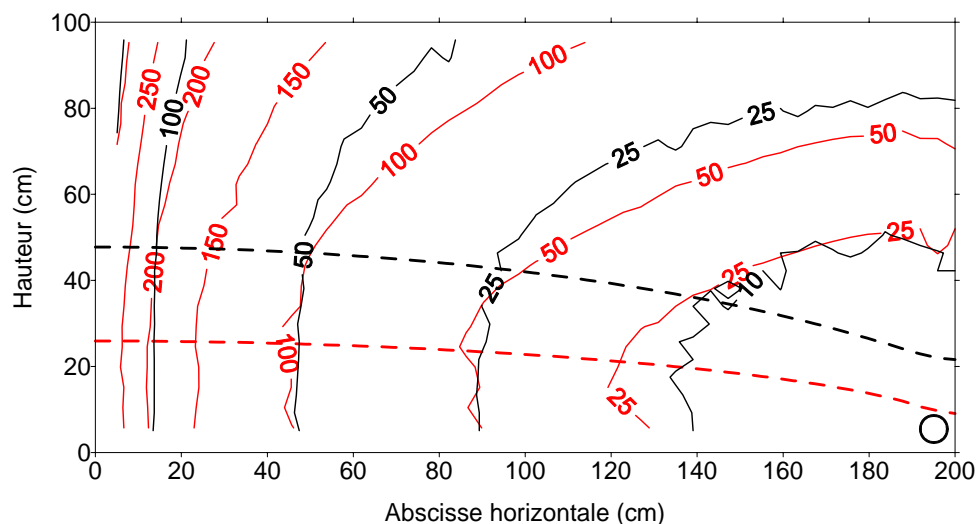


Figure V-16. Etude de sensibilité. Comparaison de l'effet de la hauteur de nappe à l'interdrain. Isochrones (h) du temps de résidence du soluté dans le sol pour un sol à nappe intermédiaire (noir) et un sol à nappe basse (rouge).

Nous avons aussi comparé les trajectoires de particules injectées à plusieurs distances du drain dans les deux cas de la nappe haute et de la nappe basse pour le sol étudié (Figure V-17).

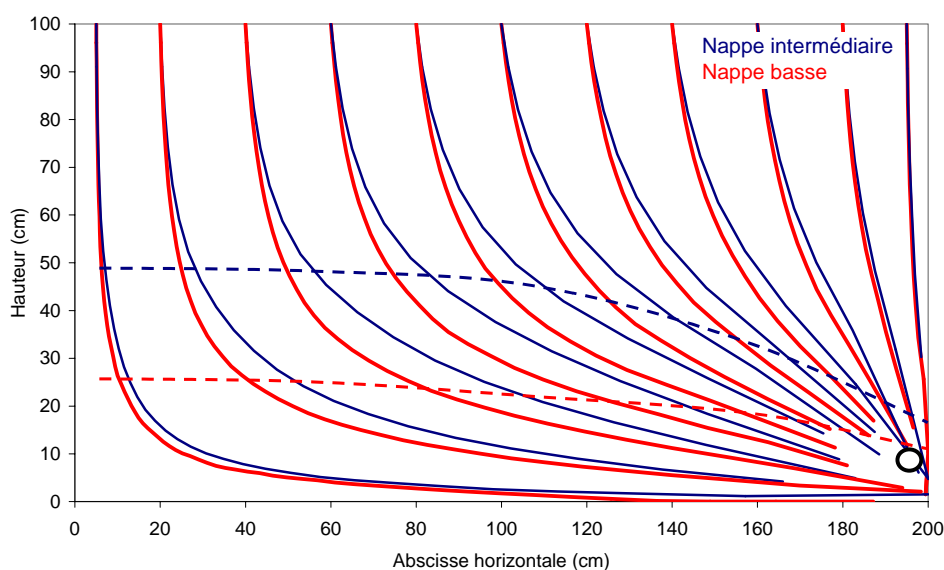


Figure V-17. Etude de sensibilité. Trajectoires des particules appliquées en surface du sol pour deux cas d'étude : nappe haute et nappe basse.

En surface du sol sur une hauteur de 10 cm, le soluté présente la même trajectoire pour les deux cas d'étude. Ensuite, ils divergent. La présence d'une nappe haute dans le sol minimise la distance parcourue par la particule pour atteindre le drain. En effet, plus la recharge appliquée en surface est importante, plus la hauteur de la zone non saturée est faible et plus de la part de l'écoulement horizontal dans cette zone est important. Néanmoins, nous observons qu'à l'interdrain, les trajectoires des particules sont presque les mêmes, seul le débit d'infiltration varie.

En conclusion, pour un système présentant la même longueur, la variation de la hauteur de la nappe produit divers effets. Le soluté se trouve au drain plus rapidement lorsque la nappe est haute (proche de la surface du sol) mais représente le même volume de pores pour les différentes hauteurs de nappe. En effet, pour maintenir la nappe proche de la surface du sol, les débits d'infiltration sont importants, les vitesses sont donc importantes et le temps de résidence du soluté dans le sol est inférieur, mais nécessite le même volume de pores pour être lessivé. De plus, la concentration du soluté au drain est plus élevée lorsque la nappe est proche de la surface du sol.

Des résultats comparables ont été obtenus pour une étude de modélisation réalisée sur différents types de sol et différents paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs (Karma, 2003).

V.3. SYNTHÈSE DE LA MODÉLISATION :

La modélisation mécaniste utilisée (équation de Richards et équation de convection-dispersion) pour décrire le mouvement d'eau et le transport de solutés, nous a permis de reproduire correctement les expériences menées sur modèle physique MASHYNS au laboratoire dans les sols drainés. Nous avons utilisé deux paramètres (dispersivité et facteur de retard) qui ont été obtenus dans des conditions d'expérimentation différente (écoulement gravitaire monodimensionnel). Nous pouvons alors les considérer comme des paramètres « moyens » du système.

Les variables mesurées pendant l'expérience (potentiel de pression et concentration en chlorure) sont globalement bien reproduites par la modélisation.

Dans ce chapitre, il a été confirmé par simulation que la présence du drain suffit à provoquer une asymétrie marquée des courbes d'élution. Cet effet a été constaté lors de la présentation des expériences (§ Chapitre IV) et a été complétée ici par l'analyse des vitesses dans le système drainé : accélération du transport de solutés positionnés au-dessus du drain (le pic de sortie est en avance par rapport à un écoulement strictement vertical), et stockage dans la nappe à l'interdrain, zone à faibles vitesses (descente exponentielle de la courbe d'élution).

Le plateau de concentrations constantes observées expérimentalement peut s'expliquer en partie par une infiltration non homogène du soluté en surface du sol en raison de la couche limitante en surface.

Nous avons montré l'effet de la position de la nappe dans le système drainé. La hauteur de nappe modifie la forme et le taux de dilution des concentrations maximales au drain.

CHAPITRE VI :

CONCLUSION GENERALE ET

PERSPECTIVES

L'influence du drainage agricole sur l'environnement a été largement constatée par l'analyse de la qualité des eaux exportées par le réseau hydrographique présentant des quantités notables en éléments nutritifs majeurs, fertilisants (nitrate, phosphate) et produits phytosanitaires.

La majorité de données expérimentales sur ce sujet ont été obtenues lors d'études in situ sur des parcelles drainées. La rapidité de l'évolution des concentrations au cours des crues a été largement questionnée et a conduit à de nombreux travaux sur les types de mécanismes de transport des solutés au drain et sur la position du soluté dans le profil du sol au moment de la pluie. En général cette « rapidité » de réponse a été attribuée par la plupart des auteurs à l'existence de transferts préférentiels liés à la macroporosité ou aux fissures du sol.

Un important travail (Arlot, 1999) a été réalisé sur le lessivage de nitrates sur les systèmes drainants. Il a été réalisé en partie sur une parcelle drainée (site expérimental de La Jallière), et complété par des tests sur petite cuve au laboratoire et des modélisations. Cet auteur a mis en évidence une double influence de la nappe drainée sur le transfert de solutés : (i) un transfert rapide du soluté vers les eaux superficielles et (ii) un stockage du soluté dans la nappe. Une des conclusions importantes de son travail est qu'il n'est pas nécessaire de faire appel à un « transport préférentiel » pour expliquer les arrivées rapides du soluté au drain et des courbes d'élution asymétriques, c'est le rôle de la « nappe drainée » qui explique ces comportements. De plus, Arlot (1999) a montré que des « fonctions de lessivage » permettent de bien restituer la variabilité événementielle des

concentrations de nitrate au drain au moyen de quelques paramètres auxquels on peut attribuer un sens physique (en lien avec la porosité impliquée dans le lessivage).

Dans ce contexte, nous avons choisi de mener un travail à la fois expérimental (au laboratoire) et de modélisation, visant à préciser les mécanismes de transfert d'eau et solutés de la surface du sol jusqu'au drain observés au terrain par Arlot (1999).

La démarche expérimentale au laboratoire a été choisie afin de s'affranchir de la variabilité terrain et de travailler dans des conditions contrôlées sur un sol globalement homogène permettant d'isoler et quantifier les effets hydrauliques du drainage. La modélisation portant sur la résolution numérique de l'équation de convection-dispersion nous a permis de compléter cette compréhension.

Le travail de thèse est principalement expérimental. La première étape du travail a consisté à mettre au point un protocole expérimental nous permettant de réaliser les expériences en écoulement mono et bidimensionnel. Nous avons réalisé un total de 12 expériences : 6 sur colonne de sol ($H=100$ cm, $\phi=15$ cm) et 6 sur le modèle physique de sol MASHYNS (Kao, 2002) ($H=100$ cm, $L=200$ cm, $l=50$ cm). Les deux dispositifs sont remplis homogènement d'un sol sablo-limoneux. Les traceurs utilisés sont non réactifs. La réalisation de ces expériences en milieu contrôlé a permis d'obtenir une quantité importante de données pouvant être utilisées par la suite pour étudier d'autres phénomènes, par exemple l'échange cationique, ou l'application d'autres modèles de transport de solutés.

Des nombreux dispositifs de mesure utilisés lors de ces expériences, nous soulignons l'élaboration, le développement et les tests des sondes de conductivité électrique permettant d'estimer le passage du traceur dans le sol. Cette méthode géophysique présente l'avantage d'être faiblement perturbatrice de l'écoulement dans le sol et permet d'obtenir des résultats avec des pas d'acquisition courts. Malgré ces avantages, quelques précautions sont à prendre afin de réaliser leur étalonnage, car la relation reliant la mesure (conductivité électrique apparente du sol) à la conductivité électrique de la solution du sol n'est pas toujours bien connue. Cette relation est fonction de la teneur en eau volumique du sol et de la conductivité électrique apparente de la phase solide. Nous avons contourné ces difficultés en étalonnant les sondes *in situ* pour chaque expérience réalisée. De

plus, la mesure de la conductivité électrique peut être influencée par des échanges cationiques produits lors du passage du traceur dans le sol.

Les deux expériences réalisées en régime d'écoulement monodimensionnel et détaillées dans ce mémoire (sur colonne de sol et modèle physique MASHYNS) ont été réalisées en conditions non saturées. Ces expériences ont permis de déterminer les paramètres de transport (dispersivité et exclusion anionique du traceur anionique assimilée par un facteur de retard) par résolution inverse.

La résolution inverse a été ajustée par rapport à une fonction objectif comprenant les points des courbes d'élution obtenues pour chaque traceur (^{18}O et Cl^-) mesurées en sortie des systèmes expérimentaux.

Le traçage avec l' ^{18}O a permis par comparaison avec le traceur chimique (Cl^-), de quantifier une exclusion anionique dans notre sol de l'ordre de 6 %. Celle-ci réduit le temps de séjour du soluté anionique dans notre sol. Malgré ce phénomène, les courbes d'élution des deux traceurs présentent la même forme.

Les valeurs de dispersivité trouvées pour les deux dispositifs expérimentaux sont de 0,6 cm pour la colonne et de 1 cm pour le modèle physique. Ces deux valeurs sont très proches malgré des géométries d'écoulement différentes (pour une même dimension verticale) et caractéristiques d'un transport de type homogène.

Ces paramètres de transport ont été validés dans un premier temps en les comparant aux mesures obtenues par les sondes de conductivité dans le sol. Dans un deuxième temps, ils ont été validés par la modélisation des expériences bidimensionnelles.

Nous avons analysé les résultats de deux expériences conduites en régime d'écoulement bidimensionnel avec un traceur « résidant initialement uniformément dans le sol », SR, et un « soluté apporté en surface du sol », SS.

La courbe d'élution au drain obtenue par l'expérience SS est asymétrique et présente une longue queue de tarissement par rapport aux courbes d'élution obtenues en régime d'écoulement monodimensionnel. Nous avons constaté également que le soluté arrive plus rapidement au drain dans le cas d'un régime d'écoulement bidimensionnel.

Cette asymétrie est expliquée par « l'effet système », c.-à-d. la présence du **drain**, qui crée une distribution des vitesses hétérogène dans le sol drainé. A proximité du drain la vitesse de Darcy est rapide (6 fois supérieures au débit infiltré), *a contrario*,

à l'interdrain, les vitesses sont plus lentes (6 fois inférieures au débit infiltré). Nous précisons par rapport au travail d'Arlot (1999) que ce n'est pas le rôle de la nappe drainée en tant que telle, mais la surface de suintement (drain) qui contrôle la distribution des vitesses dans le système drainé.

L'étude fine des vitesses a révélé que la composante horizontale de la vitesse est supérieure à la composante verticale dans la zone non saturée, et ce pour des positions intermédiaires entre le drain et l'interdrain (§ Figure V.4). Ces résultats mettent donc en question l'utilisation de modèles issus de la théorie « saturée » du drainage (p.e l'équation de Boussinesq) pour l'estimation des transferts de polluants.

D'autre part, ces résultats nous permettent de conclure que le transport « rapide » observé au drain est caractéristique et propre des systèmes drainants, en dehors de tout facteur de type fissures ou macroporosité. Néanmoins, la présence de ceux-ci dans un sol drainé naturel peut accentuer la rapidité des écoulements observés.

La modélisation des expériences bidimensionnelles au moyen de l'équation de convection-dispersion a permis de reproduire la position de la surface libre de la nappe, le temps de transfert du soluté au drain et de la dynamique globale de lessivage du soluté observé dans le sol. Enfin, la position de la hauteur de la nappe joue sur l'asymétrie des courbes d'élution au drain. Pour une nappe proche de la surface du sol, le pic maximal au drain est plus concentré en soluté et nécessite une lame d'eau drainée moins importante afin d'arriver au drain, par comparaison à une nappe basse.

Sur le terrain, le fonctionnement du drainage agricole dépend essentiellement de la répartition temporelle de la pluviométrie. En climats tempérés, les épisodes de drainage sont généralement regroupés en une seule saison de drainage hivernale (d'octobre à mars). Pendant cette saison, la zone saturée (nappe) peut rester stable sur plusieurs semaines. Les valeurs de lame drainée, pour un climat tempéré, pour une saison de drainage hivernale varient entre 10 et 40 cm de lame d'eau (Lesaffre, 1988 ; Arlot, 1999).

La répartition des exportations d'éléments issus des pratiques agricoles (fertilisants, phytosanitaires...) dans ces systèmes, est alors fortement liée aux périodes du fonctionnement du drainage, et donc à la répartition de la pluviométrie. Ces exportations d'éléments sont en effet contrôlées par la dynamique propre du

fonctionnement du drainage : à la fois saisonnière et très transitoire lors des épisodes pluvieux. Enfin, la localisation des solutés peut être potentiellement fortement hétérogène dans les sols et ce d'autant plus s'ils n'ont pas été entièrement lessivés lors des épisodes pluvieux précédentes, voire des saisons antérieures (Arlot, 1999).

Les sols agricoles présentent en général des conductivités hydrauliques 2 à 3 fois plus faibles que celle de notre sol expérimental. De même, les demi-écartements des systèmes drainants réels sont dans la pratique de l'ordre de 5 à 10 m (contre 2 m pour MASHYNS). Ces différences d'ordre de grandeur ont comme conséquence que si on imagine maintenir sur un système réel un « régime permanent équivalent » à celui utilisé dans nos expérimentations on imposerait des flux 20 à 30 fois plus faibles. Dans cet esprit, dans les deux cas d'étude (SR et SS), nous avons eu besoin de 18,4 cm de lame d'eau drainée pour provoquer l'arrivée d'une particule située initialement en surface du sol au drain. Cette valeur correspondrait pour un système ayant des caractéristiques « réelles » à une lame d'eau drainée de 6 à 9 mm et donc à l'équivalent d'un épisode pluvieux courant.

Ainsi, bien que ce travail ait été réalisé sur un dispositif expérimental de petite dimension, nous pensons que le comportement hydraulique et le transport de solutés non réactifs que nous avons mis en évidence au cours de ce travail est représentatif de celui de systèmes drainants réels (soit par des tuyaux enterrés soit plus généralement à proximité des émissaires à surface libre), nos résultats complétant une partie des travaux réalisés par Arlot (1999).

Les travaux sur le transfert de polluants dans les systèmes drainants devraient se poursuivre par des études *in situ* dans le cas du régime transitoire à l'échelle temporelle événementielle, puis en régime transitoire à l'échelle de la saison. Pour cette dernière échelle, il serait judicieux de trouver des paramètres « moyens » décrivant un régime permanent équivalent. Ceux-ci permettraient d'établir des relations simples et applicables directement sur le terrain en vue de déterminer les concentrations maximales des solutés (par exemple, nitrates et produits phytosanitaires) et la quantité de pluie nécessaire au soluté pour parvenir à l'exutoire. Cependant, l'amélioration de la qualité des eaux de surface des bassins versants agricoles reste éminemment dépendante d'une bonne gestion de l'application des produits concernés (type, date et quantité).

BIBLIOGRAPHIE

- Abbasi, F., Feyen, J. et Van Genuchten, M.T., 2004.** "Two-dimensional simulation of water flow and solute transport below furrows: Model calibration and validation". *Journal of Hydrology*, 290(1-2): 63-79.
- Abbasi, F., Simunek, J., Feyen, J., van Genuchten, M.T. et Shouse, P.J., 2003.** "Simultaneous inverse estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient field experiments: Homogeneous soil". *Transactions of the Asae*, 46(4): 1085-1095.
- Abbaspour, K.C., Kohler, A., Simunek, J., Fritsch, M. et Schulin, R., 2001.** "Application of a two-dimensional model to simulate flow and transport in a macroporous agricultural soil with tile drains". *European Journal of Soil Science*, 52(3): 433-447.
- Abdou, H.M. et Flury, M., 2004.** "Simulation of water flow and solute transport in free-drainage lysimeters and field soils with heterogeneous structures". *European Journal of Soil Science*, 55: 229-241.
- Arlot, M.P., 1999.** Nitrates dans les eaux. Drainage acteur, drainage témoin?, PhD Thesis Université Pierre et Marie Curie, Paris, 374 + Annexes pp.
- Arya, L.M. et Paris, J.F., 1981.** "A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data". *Soil Science Society of America Journal*, 45: 1023-1030.
- Assouline, S., Tessier, D. et Bruand, A., 1998.** "A conceptual model of the soil water retention curve". *Water Resources Research*, 34(2): 223-231.
- Baird, A.J. et Gaffney, S.W., 2000.** "Solute movement in drained fen peat: A field tracer study in a Somerset (UK) wetland". *Hydrological Processes*, 14(14): 2489-2503.
- Baize, D., 2000.** Guide des analyses en pédologie : choix, expression, présentation, interprétation. INRA, Paris, 2e éd., Coll. Techniques et pratiques, 257 pp.
- Baker, J.L. et Johnson, H.P., 1981.** "Nitrate-nitrogen in tile drainage as affected by fertilization". *Journal of Environmental Quality*, 10(4): 519-522.
- Bastet, G., Bruand, A., Quélin, P. et Cousin, I., 1998.** "Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT): Une analyse bibliographique". *Etude et Gestion des Sols*, 5(1): 7-28.
- Bear, J., 1972.** Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier publishing company, inc., 764 pp.
- Berkowitz, B., Scher, H. et Silliman, S.E., 2000.** "Anomalous transport in laboratory-scale, heterogeneous porous media". *Water Resources Research*, 36(1): 149-158.
- Bouarfa, S., Arlot, M.P., Linard, N. et Zimmer, D., 1993.** "Etude du prélèvement de la solution du sol par bougie poreuse". *Science du sol*, 31(1/2): 31-45.
- Bragan, R.J., Starr, J.L. et Parkin, T.B., 1997.** "Acetylene transport in shallow groundwater for denitrification rate measurement". *Journal of Environmental Quality*, 26: 1524-1530.
- Briggs, L.J. et Calls, A.G.M., 1904.** "An artificial root for inducing capillary movement of soil moisture". *Science*, 20: 566-569.

- Brooks, R.H. et Corey, A.T., 1964.** Hydraulic properties of porous media, Hydrology Paper 3, Colorado State Univ., Fort Collins, CO.
- Brown, L.C., Hothem, J.A., Ziang, Z., Coltman, K.M., Fausey, N.R. et Nutor, J.R., 1998.** Water table management strategy effects on solute transport in soils columns., Drainage in the 21st century : food production and the environment. Proceedings of the 7th annual drainage symposium. Orlando, Florida, March 8-10. ASAE. 387-399.
- Burns, E., 1996.** Results of 2-dimensional sandbox experiments: Longitudinal dispersivity determination and seawater intrusion of coastal aquifers. PhD, Univ. of Nev., Reno.
- Campbell, G.S., 1974.** "A simple method for determining unsaturated conductivity moisture retention data". *Soil Science*, 117(6): 311-314.
- Cheverry, C., 1983.** "L'extraction de la "solution du sol" par le biais de bougies poreuses : une synthèse bibliographique des problèmes posés par ces dispositifs." *Bulletin du G.F.H.N.*, 14.
- Clement, T.P., Wise, W.R., Molz, F.J. et Wen, M., 1996.** "A comparison of modeling approaches for steady-state unconfined flow". *Journal of Hydrology*, 181(1-4): 189-209.
- Coats, K.H. et Smith, B.D., 1964.** "Dead-end pore volume and dispersion in porous media". *Society of petroleum engineers journal*, 4: 73-84.
- Danquigny, C., Ackerer, P. et Carlier, J.P., 2004.** "Laboratory tracer tests on three-dimensional reconstructed heterogeneous porous media". *Journal of Hydrology*, 294: 196-212.
- de Marsily, G., 1980.** Cours d'hydrogéologie, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. Centre d'information géologique, Fontainebleau.
- de Vos, J.A., Hesterberg, D. et Raats, P.A.C., 2000.** "Nitrate leaching in a tile-drained silt loam soil". *Soil Science Society of America Journal*, 64(2): 517-527.
- de Vos, J.A., Raats, P.A.C. et Feddes, R.A., 2002.** "Chloride transport in a recently reclaimed Dutch polder". *Journal of Hydrology*, 257(1-4): 59-77.
- Domenico, P.A. et Schwartz, F.W., 1990.** *Physical and Chemical Hydrogeology*. John Wiley and Sons, New York, 807 pp.
- Eching, S.O. et Hopmans, J.W., 1993.** "Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data". *Soil science of American Journal*, 57: 1167-1175.
- Everts, C.J. et Kanwar, R.S., 1990.** "Estimating preferential flow to a subsurface drain with tracers". *Transactions of the ASAE*, 33(2): 451-457.
- Feyen, J., Jacques, D., Timmerman, A. et Vanderborght, J., 1998.** "Modelling water flow and solute transport in heterogeneous soils : a review of recent approaches". *J. Agric. Eng. Res.*, 70: 231-256.
- Flury, M., Jury, W.A. et Klavivko, E.J., 1998.** Field-scale solute transport in the vadose zone: experimental observations and interpretation. In: H.M. Selim et L. Ma (Editors), *Physical non-equilibrium in soils: Modeling and application*, Ann Arbor Press, Chelsea, MI, pp. 349-363.
- Fortin, J., Gagnon-Bertrand, E., Vezina, L. et Rompre, M., 2002.** "Preferential bromide and pesticide movement to tile drains under different cropping practices". *Journal of Environmental Quality*, 31(6): 1940-1952.
- Gardner, W.R., 1956.** "Calculation of capillarity conductivity from pressure plate outflow data". *Soil Science Society of America Proceedings*, 20: 317-320.
- Gaudet, J.P., Jégat, H., Vauchaud, G. et Wierenga, P.J., 1977.** "Solute transfer, with exchange between mobile and stagnant water, through unsaturated sand". *Soil Science Society of America Journal*, 41(4): 665-671.

- Gerke, H.H. et Kohne, M.J., 2004.** "Dual-permeability modeling of preferential bromide leaching from a tile-drained glacial till agricultural field". *Journal of Hydrology*, 289(1-4): 239-257.
- Gregory, S.V., Swanson, F.J., MC Kee, W.A. et Cummins, K.W., 1991.** "An ecosystem perspective of riparian zones". *Bioscience*, 41: 540-551.
- Gribb, M.M. et Sewell, G., 1998.** "Solution of ground water flow problems with general purpose and special purpose computer codes". *Ground Water*, 36(2): 366-372.
- Grossmann, J. et Udluft, P., 1991.** "The extraction of soil water by the suction-cup method : a review". *Journal of Soil Science*, 42: 83-93.
- Gupte, S.M., Radcliffe, D.E., Franklin, D.H., West, L.T., Tollner, E.W. et Hendrix, P.F., 1996.** "Anion transport in a Piedmont ultisol .2. Local-scale parameters". *Soil Science Society of America Journal*, 60(3): 762-770.
- Gvirtzman, H. et Gorelick, S.M., 1991.** "Dispersion and Advection in Unsaturated Porous-Media Enhanced by Anion Exclusion". *Nature*, 352(6338): 793-795.
- Haga, D., Niibori, Y. et Chida, T., 1999.** "Hydrodynamic dispersion and mass transfer in unsaturated flow". *Water Resources Research*, 35(4): 1065-1077.
- Huang, K., Toride, N. et Vangenuchten, M.T., 1995.** "Experimental Investigation of Solute Transport in Large, Homogeneous and Heterogeneous, Saturated Soil Columns". *Transport in Porous Media*, 18(3): 283-302.
- Inoue, M., Simunek, J., Shiozawa, S. et Hopmans, J.W., 2000.** "Simultaneous estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient infiltration experiments". *Advances in Water Resources*, 23(7): 677-688.
- Jacobsen, O.H., Leij, F.J. et Van Genuchten, M.T., 1992.** "Parameter Determination for Chloride and Tritium Transport in Undisturbed Lysimeters During Steady Flow". *Nordic Hydrology*, 23(2): 89-104.
- Jacques, D., Simunek, J., Timmerman, A. et Feyen, J., 2002.** "Calibration of Richards' and convection-dispersion equations to field-scale water flow and solute transport under rainfall conditions". *Journal of Hydrology*, 259(1-4): 15-31.
- James, R.V. et Rubin, J., 1986.** "Transport of chloride ion in a water-unsaturated soil exhibiting anion exclusion". *Soil Science Society of America Journal*, 50(5): 1142-1149.
- Jaynes, D.B., Ahmed, S.I., Kung, K.-J.S. et Kanwar, R.S., 2001.** "Temporal Dynamics of Preferential Flow to a Subsurface Drain". *Soil Science Society of America Journal*, 65(5): 1368-1376.
- Jury, W.A. et Flühler, H., 1992.** "Transport of chemicals through soil : mechanisms, models, and field applications". *Advances in agronomy*, 47: 141-201.
- Jury, W.A. et Roth, K., 1990.** *Transfer functions and solute movement through soil. Theory and applications.* Birkhäuser Verlag Basel, 207 pp.
- Kao, C., 2002.** *Fonctionnement hydraulique des nappes superficielles de fonds de vallées en interaction avec le réseau hydrographique.* PhD Thesis, ENGREF, Paris, 266 + Annexes pp.
- Kao, C., Bouarfa, S. et Zimmer, D., 2001.** "Steady state analysis of unsaturated flow above a shallow water-table aquifer drained by ditches". *Journal of Hydrology*, 250: 122-133.
- Karma, F., 2003.** *Etude des processus de transferts de solutés à l'interface zone non saturée/nappe superficielle: influence des propriétés hydrodynamiques sur la localisation des transferts,* DEA Hydrologie, Hydrogéologie, Géostatistique et Géochimie, 49 pp.
- Khan, A.U.-H. et Jury, W.A., 1990.** "A laboratory study of the dispersion scale effect in column outflow experiments". *Journal of Contaminant Hydrology*, 5: 119-131.

- Kladivko, E., van Scoyoc, G., Monke, E., Oates, K. et Pask, W., 1991.** "Pesticide and nutrient movement into subsurface tile drains on a silt loam soil in Indiana." *Journal of Environmental Quality*, 20: 264–270.
- Kladivko, E.J., Grochulska, J., Turco, R.F., Van Scoyoc, G.E. et Eigel, J.D., 1999.** "Pesticide and nitrate transport into subsurface tile drains of different spacings". *Journal of Environmental Quality*, 28: 997-1004.
- Klute, A., 1986.** Water retention : Laboratory methods, *Methods of soil Analysis*. Klute (ed.), pp. 635-662.
- Klute, A. et Dirksen, C., 1986.** Hydraulic conductivity and Diffusivity : Laboratory Methods, *Methods of Soil Analysis*.
- Kohler, A., Abbaspour, K.C., Fritsch, M., van Genuchten, M.T. et Schulin, R., 2001.** "Simulating unsaturated flow and transport in a macroporous soil to tile drains subject to an entrance head: model development and preliminary evaluation". *Journal of Hydrology*, 254(1-4): 67-81.
- Kung, K.J.S., Kladivko, E.J., Gish, T.J., Steenhuis, T.S., Bubenzer, G. et Helling, C.S., 2000b.** "Quantifying preferential flow by breakthrough of sequentially applied tracers: Silt loam soil". *Soil Science Society of America Journal*, 64(4): 1296-1304.
- Kung, K.J.S., Steenhuis, T.S., Kladivko, E.J., Gish, T.J., Bubenzer, G. et Helling, C.S., 2000a.** "Impact of preferential flow on the transport of adsorbing and non-adsorbing tracers". *Soil Science Society of America Journal*, 64(4): 1290-1296.
- Larsson, M.H., Jarvis, N.J., Torstensson, G. et Kasteel, R., 1999.** "Quantifying the impact of preferential flow on solute transport to tile drains in a sandy field soil". *Journal of Hydrology*, 215(1-4): 116-134.
- Leij, F.J., Simunek, J., Suarez, D.L. et van Genuchten, M.T., 1999c.** Nonequilibrium and multicomponent transport models. In: R.W. Skaggs et J.V. Schilfgaard (Editors), *Agricultural drainage*. Madison, Wisconsin, USA, pp. 405-430.
- Lennoz-Gratin, C., 1991.** *Hydraulique à l'interface sol drain : application à la prévision du risque de colmatage minéral des drains agricoles*. Doctorat Sciences de l'eau et aménagement, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, Cemagref DICOVA, Antony, Coll. Etudes du Cemagref, série hydraulique agricole, 316 pp.
- Lesaffre, B., 1988.** *Fonctionnement hydrologique et hydraulique du drainage souterrain des sols temporairement engorgés*, Thèse de l'Université Paris VI, 334 pp.
- Litaor, M.I., 1988.** "Review of Soil Solution Samplers". *Water Resources Research*, 24(5): 727-733.
- Magesan, G.N., Scotter, D.R. et White, R.E., 1994.** "A Transfer-Function Approach to Modeling the Leaching of Solutes to Subsurface Drains .1. Nonreactive Solutes". *Australian Journal of Soil Research*, 32(1): 69-83.
- Magesan, G.N., Vogeler, I., Clothier, B.E., Green, S.R. et Lee, R., 2003.** "Solute movement through an allophanic soil". *Journal of Environmental Quality*, 32(6): 2325-2333.
- Magesan, G.N., White, R.E. et Scotter, D.R., 1995.** "The influence of flow rate on the concentration of indigenous and applied solutes in mole-pipe drain effluent". *Journal of Hydrology*, 172(1-4): 23-30.
- Marquardt, D.W., 1963.** "An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters". *J. Ind. Appl. Math.*, 11: 431-441.
- Mishra, S. et Parker, J.C., 1989.** "Parameter estimation for coupled unsaturated flow and transport". *Water Resources Research*, 25(3): 385-396.
- Mohanty, B.P., Bowman, R.S., Hendrickx, J.M.H., Simunek, J. et Van Genuchten, M.T., 1998.** "Preferential transport of nitrate to a tile drain in an intermittent-flood-irrigated

- field: Model development and experimental evaluation". *Water Resources Research*, 34(5): 1061-1076.
- Mualem, Y., 1976.** "A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media". *Water Resources Research*, 12: 513-522.
- Musy, A. et Soutter, M., 1991.** *Physique du sol*. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, 335 pp.
- Naiman, R.J. et Decamps, H., 1997.** "The ecology of interfaces". *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, 28: 621-658.
- Nützmann, G., Maciejewski, S. et Joswig, K., 2002.** "Estimation on water saturation dependence of dispersion in unsaturated porous media : experiments and modelling analysis". *Advances in Water Resources*, 25: 565-576.
- OECD, December 2002.** Guidelines for the testing of chemicals: Leaching in soil columns. OECD - Organisation for Economic Cooperation and Development, pp. 1-28.
- Oostrom, M., Dane, J.H., Guven, O. et Hayworth, J.S., 1992.** "Experimental Investigation of Dense Solute Plumes in an Unconfined Aquifer Model". *Water Resources Research*, 28(9): 2315-2326.
- Padilla, I.Y., Yeh, T.C.J. et Conklin, M.H., 1999.** "The effect of water content on solute transport in unsaturated porous media". *Water Resources Research*, 35(11): 3303-3313.
- Pandey, R.S., Bhattacharya, A.K., Singh, O.P. et Gupta, S.K., 1997.** "Water table draw down during drainage with evaporation/evapotranspiration". *Agricultural Water Management*, 35(1-2): 61-73.
- Pang, L., Close, M.E., Watt, J.P.C. et Vincent, K.W., 2000.** "Simulation of picloram, atrazine, and simazine leaching through two New Zealand soils and into groundwater using HYDRUS-2D". *Journal of Contaminant Hydrology*, 44(1): 19-46.
- Pang, L.P. et Hunt, B., 2001.** "Solutions and verification of a scale-dependent dispersion model". *Journal of Contaminant Hydrology*, 53(1-2): 21-39.
- Paris, T., 2001.** Détermination expérimentale des propriétés hydrodynamiques au voisinage de la saturation: Incidence sur le fonctionnement hydrique d'un sol à nappe superficielle, DEA Hydrologie, Hydrogéologie, Géostatistique et Géochimie, 57pp.
- Paris, T., Chaumont, C., Kao, C. et Tournebize, J., 2003.** Mise au point de sondes de mesure de conductivité électrique pour l'estimation des transferts de solutés en milieux poreux variablement saturés, Actes du 4ème colloque Géophysiques des Sols et des Formations Superficielles. UPMC, VI, Paris, pp. 74-77.
- Parker, J.C., Kool, J.B. et van Genuchten, M.T., 1985.** "Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation. II. Experimental studies". *Soil Science Society of America Journal*, 49: 1354-1359.
- Porro, I., Wierenga, P.J. et Hills, R.G., 1993.** "Solute Transport Through Large Uniform and Layered Soil Columns". *Water Resources Research*, 29(4): 1321-1330.
- Radcliffe, D.E., Tillotson, P.M., Hendrix, P.F., West, L.T., Box, J.E. et Tollner, E.W., 1996.** "Anion transport in a piedmont ultisol .1. Field-scale parameters". *Soil Science Society of America Journal*, 60(3): 755-761.
- Rhoades, J.D., 1976.** "Measuring, mapping and monitoring field salinity and water table depths with soil resistance measurements". *FAO Soils Bulletin*, 31: 159-186.
- Rhoades, J.D., Chanduvi, F. et Lesch, S.M., 1999.** Soil salinity assessment. Methods and interpretation of electrical conductivity measurements. FAO Irrigation and drainage paper, 57, 150 pp.
- Rhoades, J.D. et Ingvalson, R.D., 1971.** "Determining salinity in field soils with soil resistance measurements". *Soil Science Society of America Proceedings*, 35: 54-60.

- Rhoades, J.D. et Oster, J.D., 1986.** Solute Content. In: A. Klute (Editor), *Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. Am. Soc. of Agronomy, Madison, WI, pp. 985-1006.
- Rice, R.C., Bowman, R.S. et Jaynes, D.B., 1986.** "Percolation of water below an irrigated field." *Soil Science Society of America Journal*, 50(4): 855-859.
- Richard, T.L. et Steenhuis, T.S., 1988.** "Tile drain sampling of preferential flow on a field scale". *Journal of Contaminant Hydrology*, 3(2-4): 307-325.
- Romano, C.G., Frind, E.O. et Rudolph, D.L., 1999.** "Significance of unsaturated flow and seepage faces in the simulation of steady-state subsurface flow". *Ground Water*, 37(4): 625-632.
- Roth, K. et Hammel, K., 1996.** "Transport of conservative chemical through an unsaturated two-dimensional Miller-similar medium with steady state flow". *Water Resources Research*, 32(6): 1653-1663.
- Saffman, P.G., 1959.** "A theory of dispersion in porous media". *Journal of Fluid Mechanics*, 3(6): 321-349.
- Sanchez, C.L., 1995.** Water table fluctuations and solute redistribution, Cranfield University, Silsoe College, water management department, 131 pp.
- Sato, T., Shibata, M. et Usui, Y., 2000.** Dispersivity of partially saturated sand estimated by laboratory column test. In: T. Leong (Editor), *Unsaturated Soils for Asia*. Balkema, Rotterdam, Rahardjo, pp. 489-494.
- Sato, T., Tanahashi, H. et Loaiciga, H.A., 2003.** "Solute dispersion in a variably saturated sand". *Water Resources Research*, 39(6): SBH71-SBH77.
- Schmalz, B., Lennartz, B. et van Genuchten, M.T., 2003.** "Analysis of unsaturated water flow in a large sand tank". *Soil Science*, 168(1): 3-14.
- Schoen, R., Gaudet, J.P. et Bariac, T., 1999.** "Preferential flow and solute transport in a large lysimeter, under controlled boundary conditions". *Journal of Hydrology*, 215(1-4): 70-81.
- Silliman, S.E., 2001.** "Laboratory study of chemical transport to wells within heterogeneous porous media". *Water Resources Research*, 37(7): 1883-1892.
- Silliman, S.E., Berkowitz, B., Simunek, J. et van Genuchten, M.T., 2002.** "Fluid flow and solute migration within the capillary fringe". *Ground Water*, 40(1): 76-84.
- Simpson, M.J., Clement, T.P. et Gallop, T.A., 2003.** "Laboratory and Numerical Investigation of Flow and Transport Near a Seepage-Face Boundary". *Ground Water*, 41(5): 690-700.
- Simunek, J. et Hopmans, J.W., 2002a.** Parameter optimisation and nonlinear fitting. In: J.H. Dane et G. Clarke Topp (Editors), *Methods of soil analysis. Part 4 : Physical methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison, Wisconsin USA, pp. 139-157.
- Simunek, J., M., Sejna et van Genuchten, M.T., 1996.** HYDRUS-2D. Simulating Water Flow and Solute Transport in Two Dimensional Variably Saturated Media. U.S. Salinity Laboratory, U.S.D.A., Agriculture Research Service, Riverside, CA.
- Simunek, J., M., Vogel, T. et van Genuchten, M.T., 1994.** The SWMS2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. Technical report version 1.1. U.S. Salinity Laboratory, U.S.D.A., Agriculture Research Service, Riverside, CA.
- Simunek, J., van Genuchten, M.T., Jacques, D., Inoue, M. et Flury, M., 2002b.** Solute transport during variably saturated flow - Inverse methods. In: J.H. Dane et G. Clarke Topp (Editors), *Methods of soil analysis. Part 4 : Physical methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison, Wisconsin USA, pp. 1435-1449.

- Stamm, C., Flüher, H., Gächter, R., Leuenberger, J. et Wunderli, H., 1998.** "Rapid transport of phosphorus in drained grass land." *Journal of Environmental Quality*, 27: 515-522.
- Stamm, C., Sermet, R., Leuenberger, J., Wunderli, H., Wydler, H., Fluhler, H. et Gehre, M., 2002.** "Multiple tracing of fast solute transport in a drained grassland soil". *Geoderma*, 109(3-4): 245-268.
- Tang, S., 1999.** Automatisation du pilotage d'une maquette de recherche sur l'hydraulique du drainage, Mémoire d'Ingénieur-Maître (Génie électrique et informatique industrielle). IUP Cachan /Cemagref DEAN.
- Toride, N., Inoue, M. et Leij, F.J., 2003.** "Hydrodynamic dispersion in an unsaturated dune sand". *Soil Science Society of America Journal*, 67(3): 703-712.
- Toride, N.F., Leij, F.J. et van Genuchten, M.T., 1995.** The CXTFIT code for estimating transport parameters from laboratory or field tracer experiments. Res. Rep.119, U.S. Salinity Lab., Agric. Res. Serv., U.S. Dep. of Agric., Riverside, Calif.
- van Dam, J.C., de Rooij, G.H., Heinen, M. et Stagnitti, F., 2004.** 1. Concepts and dimensionality in modeling unsaturated water flow and solute transport. In: R.A. Feddes, G.H. de Rooij et J.C. van Dam (Editors), *Frontis Workshop on Unsaturated-Zone Modeling: Progress, Challenges and Applications*, Wageningen, The Netherlands.
- van Dam, J.C., Stricker, J.N.M. et Droogers, P., 1992.** "Evaluation of the inverse method for determining soil hydraulic properties from one-step outflow data". *Soil Science Society of America Journal*, 56: 1042-1050.
- van Genuchten, M.T., 1980.** "A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils". *Soil Science Society of America Journal*, 44: 892-898.
- van Genuchten, M.T. et Alves, W.J., 1982.** Analytical solutions of the one-dimensional convective-dispersive solute transport equation. *Tech. Bull.*, 1661. U.S. Dep. of Agriculture, Washington, D.C., 151 pp.
- van Genuchten, M.T., Leij, F.J. et Yates, S.R., 1991.** The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils, Version 1.0., EPA Report 600/2-91/065, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California.
- Vauclin, M., 1994.** "Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol". *Revue des sciences de l'eau*, 7: 81-102.
- Vauclin, M., Kanji, D. et Vachaud, G., 1979.** "Experimental and numerical study of a transient, twodimensional unsaturated-saturated water-table recharge problem". *Water Resources Research*, 15: 1089-1101.
- Ventrella, D., Mohanty, B.P., Simunek, J., Losavio, N. et van Genuchten, M.T., 2000.** "Water and chloride transport in a fine-textured soil: Field experiments and modeling". *Soil Science*, 165(8): 624-631.
- Vogel, T., Genuchten, M.T.v. et Cislerova, M., 2001.** "Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions". *Advances in Water Resources*, 24: 133-144.
- Wagner, G.H., 1962.** "Use of porous ceramic cups to sample soil water within the profile". *Soil Science*, 94: 379-386.
- Wenner, F., 1916.** "A method of measuring earth resistivity". U.S. Dept. Com. Cur. Of Stand. Sci., Paper: 258.
- Wierenga, P.J., 1995.** Water and solute transport and storage. In: L.G. Wilson, L.G. Everett et S.J. Cullen (Editors), *Handbook of Vadose Zone Characterisation and Monitoring*. Lewis Publishers, London, pp. 41-59.

- Wierenga, P.J. et Van Genuchten, M.T., 1989.** "Solute transport through small and large unsaturated soil columns". *Ground Water*, 27(1): 35-42.
- Young, D.F. et Ball, W.P., 1997.** "Injection mode effects on tracer experiments in columns". *Journal of Hydrologic Engineering*, 2(3): 113-119.
- Zehe, E. et Fluhler, H., 2001.** "Preferential transport of isoproturon at a plot scale and a field scale tile-drained site". *Journal of Hydrology*, 247(1-2): 100-115.
- Zimmer, D., 2001.** Habilitation à diriger des recherches, Université Pierre et Marie Curie, UFR sciences de la terre, Paris.

ANNEXES

ANNEXE I LISTE DES PRINCIPAUX SYMBOLES

ANNEXES CHAPITRE II DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX

ANNEXE II-1. Analyses du sol de la colonne

ANNEXE II-2. Analyses du sol du modèle physique MASHYNS

ANNEXE II-3. Schéma de principe des dispositifs expérimentaux

ANNEXES CHAPITRE III ANALYSES DE LA SOLUTION DU SOL DES EXPERIENCES MONODIMENSIONNELLES

ANNEXE III-1. Expérience monodimensionnelle sur colonne de sol (B)

ANNEXE III-2. Expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS (H)

ANNEXES CHAPITRE IV ANALYSES DE LA SOLUTION DU SOL : EXPERIENCES BIDIMENSIONNELLES

ANNEXE IV-1. Expérience bidimensionnelle « soluté résidant dans le sol »

ANNEXE IV-2. Expérience bidimensionnelle « soluté apporté en surface du sol »

ANNEXES CHAPITRE V MODELISATION DES EXPERIENCES BIDIMENSIONNELLES

ANNEXE V-1. Schéma de la méthode suivi de particules

ANNEXE V-2. Modélisation expérience bidimensionnelle « soluté résidant dans le sol »

ANNEXE I :

LISTE DES PRINCIPAUX SYMBOLES

symbole	signification	unités
α	paramètre d'ajustement du modèle de Mualem - Van Genutchen	cm ⁻¹
ε	porosité	adim.
θ	teneur en eau volumique	cm ³ .cm ⁻³
$\theta_{\text{anionique}}$	teneur en eau volumique effective (corrigé par l'exclusion anionique)	cm ³ .cm ⁻³
θ_r	teneur en eau volumique résiduelle	cm ³ .cm ⁻³
θ_s	teneur en eau volumique à saturation	cm ³ .cm ⁻³
λ_L	dispersivité longitudinale	cm
λ_T	dispersivité transversale	cm
ρ_d	masse volumique sèche (densité sèche)	g.cm ⁻³
ρ_s	masse volumique du solide	g.cm ⁻³
h	pression de l'eau du sol exprimée en hauteur d'eau	cm d'eau
H	charge hydraulique	cm
K_S	conductivité hydraulique à saturation	cm.h ⁻¹
k_d	constante empirique (coefficient de distribution)	cm ³ .g ⁻¹
m, n	paramètres d'ajustement du modèle de Mualem - Van Genutchen	adim.
M_S	masse de la phase solide	g
P_{eau}	pression de l'eau dans le sol	M.L ⁻¹ .T ⁻²
q	vitesse de Darcy (flux d'eau)	cm.h ⁻¹
R	facteur de retard	adim.
t	temps	h
v	vitesse de pores	cm.h ⁻¹
V_t	volume total apparent	cm ³
x, y	coordonnées d'espace	cm
z	potentiel gravitaire (altitude)	cm

**ANNEXES CHAPITRE II :
DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX**

A la fin des expériences réalisées sur les modèles expérimentaux (colonne de sol et modèle physique MASHYNS), nous avons procédé à des prélèvements d'échantillons afin de connaître les caractéristiques physico-chimiques du sol, mesurer les paramètres hydrodynamiques. Les résultats de ces analyses sont exposés ci-dessous.

ANNEXE II-1. ANALYSES DU SOL DE LA COLONNE

Cinq échantillons ont été prélevés dans la colonne de sol à 89, 64,5, 40,5, 27,5 et 9,5 cm par rapport au fond de la colonne. La taille des échantillons est de 5 cm de hauteur et 4 cm de rayon pour la colonne.

II-1. Densité apparente sèche, teneur en eau volumique :

La densité sèche apparente moyenne du sol de la colonne est de 1,51 g.cm⁻³ (Tableau AII-1.a.), la densité des grains est de l'ordre de 2,65. La porosité moyenne totale du sol est de l'ordre de 43 %. La teneur en eau volumique à saturation moyenne mesurée est de 42 %.

Tableau AII-1.a. Densité apparente sèche (ρ_d , g.cm⁻³), teneur en eau à saturation (θ_s) de la colonne de sol.

Y (cm)	ρ_d (g.cm ⁻³)	θ_s (-)
	X (cm) Milieu colonne	X (cm) Milieu colonne
89	1,45	0,43
64,5	1,51	0,43
40,5	1,52	0,42
27,5	1,53	0,40
9,5	1,54	0,41
Moyenne	1,51	0,42
Ecart type	0,04	0,01

ANNEXE II-2. ANALYSES DU SOL DE LA COLONNE

Un total de 16 échantillons ont été prélevés selon quatre distances horizontales (X) et quatre profondeurs (Y) pour la maquette MASHYNS, Figure AII-2.a.

La taille des échantillons est de 5 cm de hauteur et 4 cm de rayon pour le modèle physique. Les profondeurs sont considérées par rapport au milieu de l'échantillon.

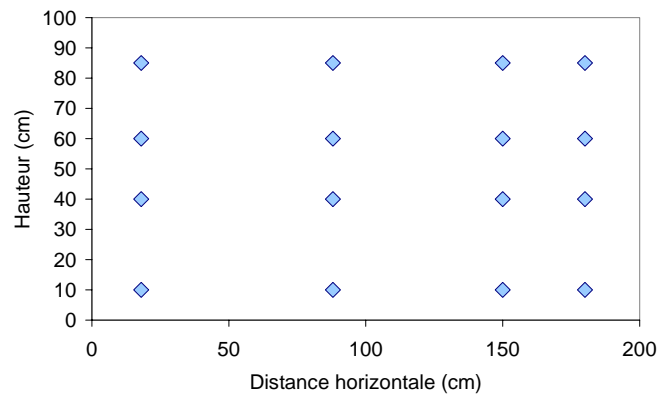


Figure AII-2.a. Localisation des échantillons prélevés pour analyse physico-chimique du sol pour la maquette MASHYNS.

III-2.1. Granulométrie, densité apparente sèche, porosité totale, teneur en eau volumique :

Les résultats de la granulométrie sont sur la Figure AII-2.b. Les teneurs en argile, limons fins et sables grossiers ne présentent pas de variations notables. Néanmoins, le pourcentage de limons grossiers et sables fins est assez variable. Ces valeurs ne suivent pas de relation en fonction de sa localisation par rapport à la profondeur ou à la distance horizontale. Les valeurs moyennes sont de 14 % pour l'argile, 14 et 25 % pour le limon fin et grossier, et 43 % et 4 % pour le sable fin et grossier respectivement (l'écart type (adim.) de la mesure est respectivement de : 0,02, 0,03, 0,05, 0,1 et 0,01). La verticale située à la distance horizontale de 180 cm est très homogène. Sur les verticales situées à une distance horizontale de 88 et 150 cm, la granulométrie est très homogène pour les 3 échantillons plus profonds et plus variable sur les échantillons de surface. Le profil situé à 8 cm est le plus inégal : présentant un caractère plus limoneux en surface du sol et plus sableux en profondeur.

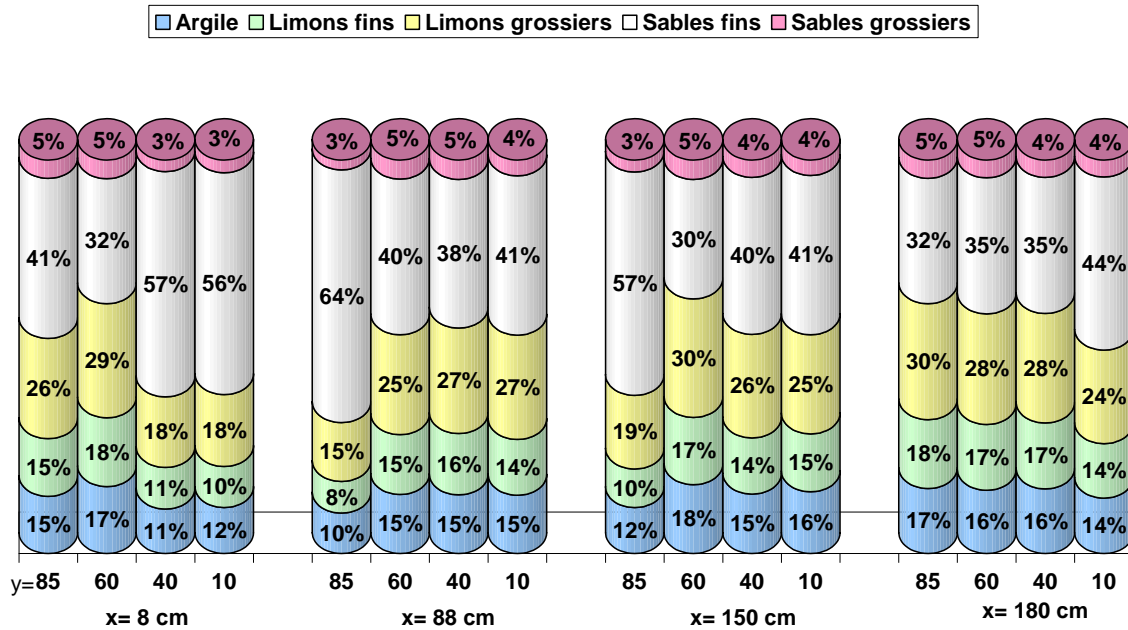


Figure AII.2.b. Granulométrie du sol de la maquette MaSHyNS réalisée par INRA d'Arras (juin 2004) pour les 4 distances horizontales (8, 88, 150 et 180 cm) et les quatre profondeurs (85, 60, 40 et 10 cm) par rapport à la base de la maquette.

La densité sèche apparente moyenne du sol est de $1,41 \text{ g.cm}^{-3}$. La densité des grains est de l'ordre de 2,65. Alors, la porosité moyenne totale du sol serait de l'ordre 47 %. La teneur en eau volumique à saturation mesurée est de 44 %.

Tableau AII.2.a. Densité apparente sèche de la colonne de sol (g.cm^{-3}), teneur en eau à saturation du modèle physique MASHYNS

Y (cm)	$\rho_d \text{ (g.cm}^{-3}\text{)}$				$\theta_s \text{ (-)}$			
	X (cm)				X (cm)			
	18	88	150	180	18	88	150	180
85	1,41	1,40	1,39	1,40	0,43	0,43	0,43	0,44
60	1,37	1,43	1,44	1,39	0,45	0,45	0,45	0,44
40	1,40	1,43	1,40	1,42	0,44	0,44	0,44	0,44
10	1,43	1,44	1,45	1,42	0,44	0,42	0,44	0,43
Moyenne		1,41				0,44		
Ecart type		0,02				0,008		

Les diverses analyses du sol réalisées confirment qu'il est globalement homogène.

III-2.2. Courbe de rétention hydrique :

La courbe de rétention a été déterminée expérimentalement sur des échantillons de sol par la méthode à plaque poreuse en phase de drainage (Musy et Soutter, 1991). Cette détermination a été faite à partir d'échantillons du sol prélevés (5 cm de hauteur et 4 cm de rayon) et dans la gamme de succion $0 < h < -100$ cm, proche de la saturation. Les courbes obtenues sont dans la Figure AII.2.c.

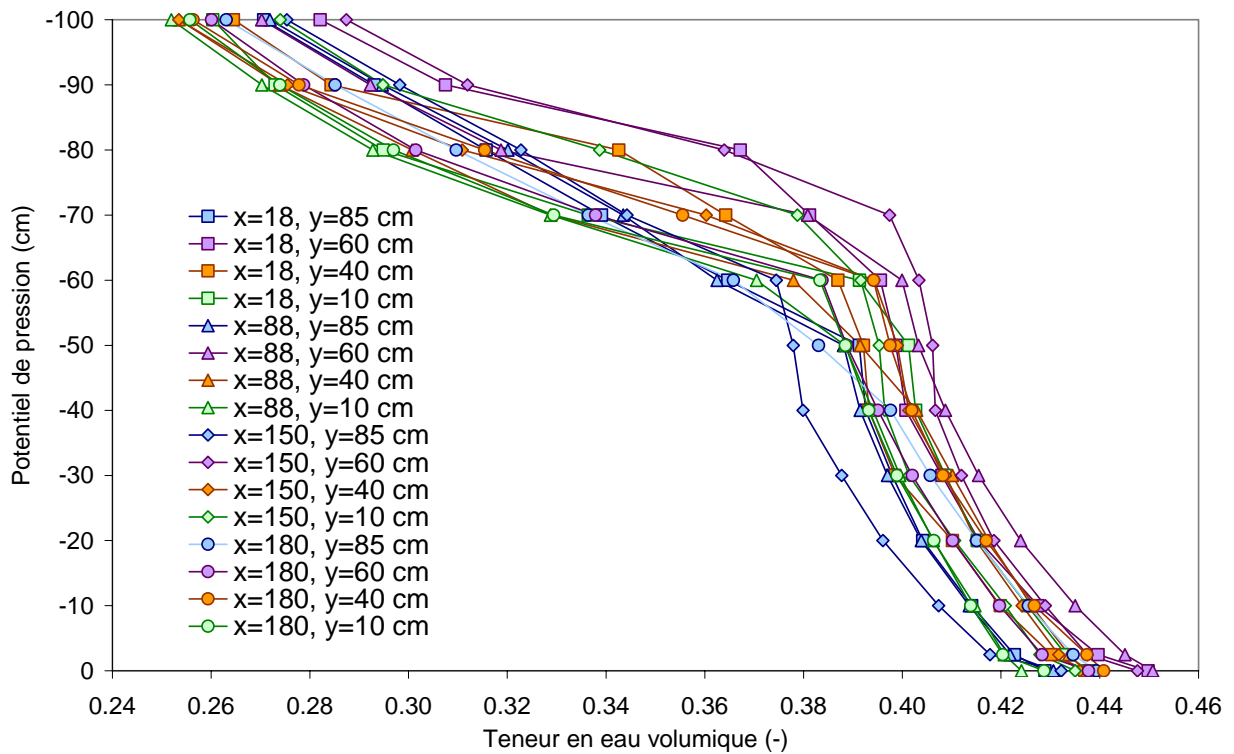
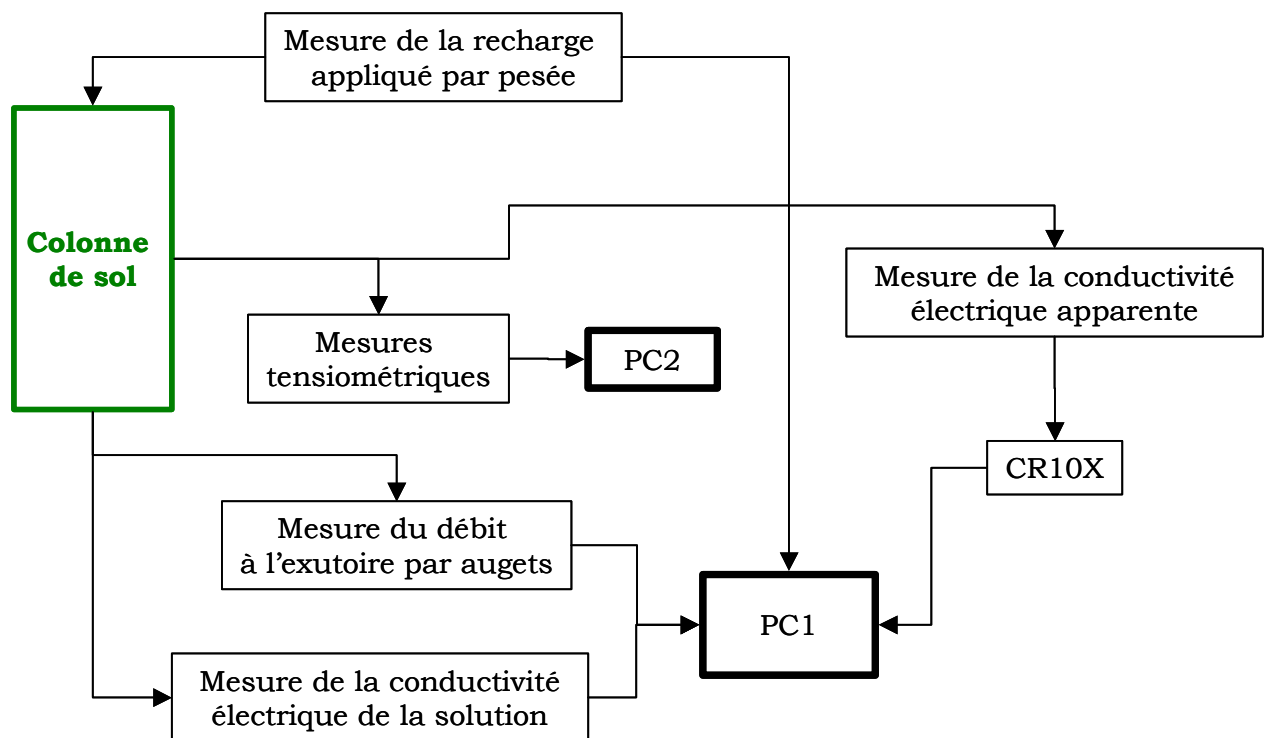


Figure Annexe II.2.c. Courbes de rétention expérimentales pour le sol de la maquette MASHYNS, obtenues en phase de drainage.

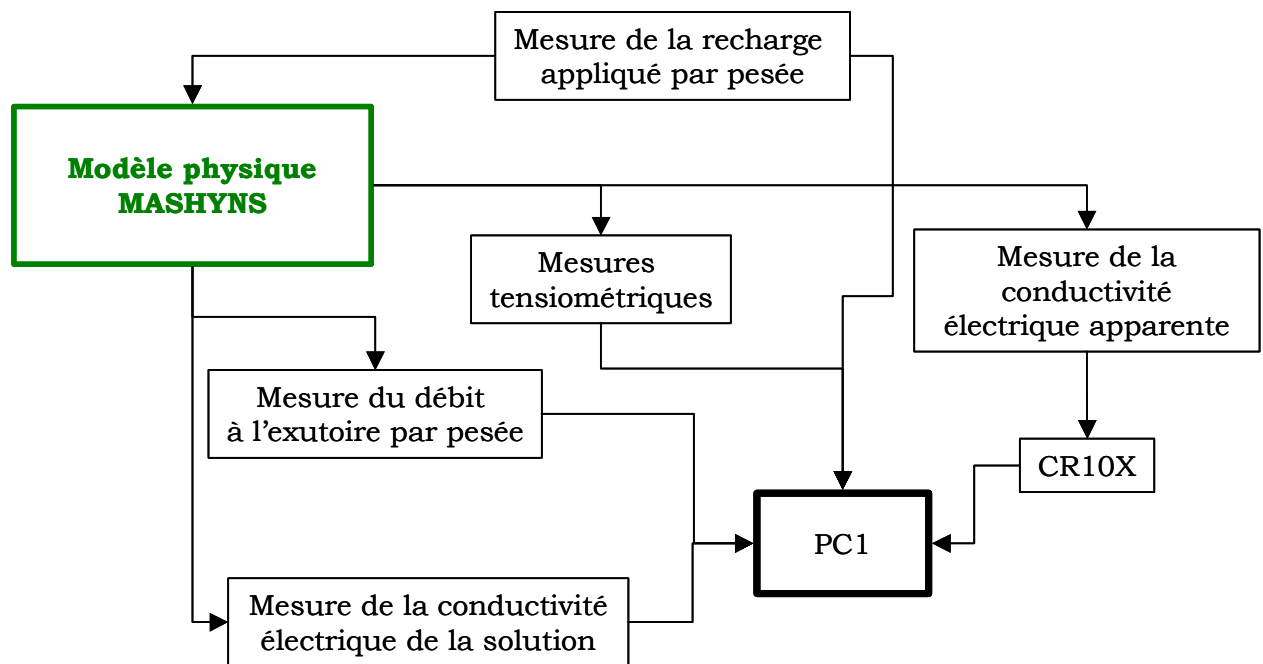
L'allure des courbes de rétention confirme le caractère principalement sableux du matériau. Le point d'entrée d'air se situe entre -60 cm et -70 cm. Sur deux courbes, le point d'entrée d'air est à -60 cm, néanmoins ces échantillons sont situés proches de la surface du sol. Le point d'entrée d'air se situe donc en dehors de la gamme de potentiel de pression expérimentale (de la saturation à -60 cm).

III-2.3. Schéma de principe des dispositifs expérimentaux

III-2.3.a. Schéma de principe du dispositif expérimental colonne de sol



III-2.3.b. Schéma de principe du dispositif expérimental MASHYNS : expériences mono et bidimensionnelles



ANNEXES CHAPITRE III :
ANALYSES DE LA SOLUTION DU SOL DES EXPERIENCES
MONODIMENSIONNELLES

ANNEXE III-1. EXPERIENCE MONODIMENSIONNELLE SUR COLONNE DE SOL (B)

III-1.1. Alimentation en eau :

L'alimentation en eau afin d'établir le régime hydrique souhaité avant et après l'injection du traceur a été faite avec de l'eau distillée. Alors nous injectons seulement le traceur : KCl.

III-1.2. Ions analysés dans la solution de sortie :

En ayant utilisé de l'eau distillée, le seul anion présent dans les eaux de sortie de la colonne est le chlorure (le traceur). Les résultats des analyses chimiques pour les cations (réalisée avec le concours de M. Benedetti) sont présentés dans la Figure AIII-1-a.

Les analyses nous indiquent un échange entre le potassium (traceur injecté à 500 mg.l^{-1}) et le calcium (présent dans le sol). Le potassium reste adsorbé dans le sol et le calcium se libère (concentration initiale de 9 mg.l^{-1} et concentration maximale de 263 mg.l^{-1}).

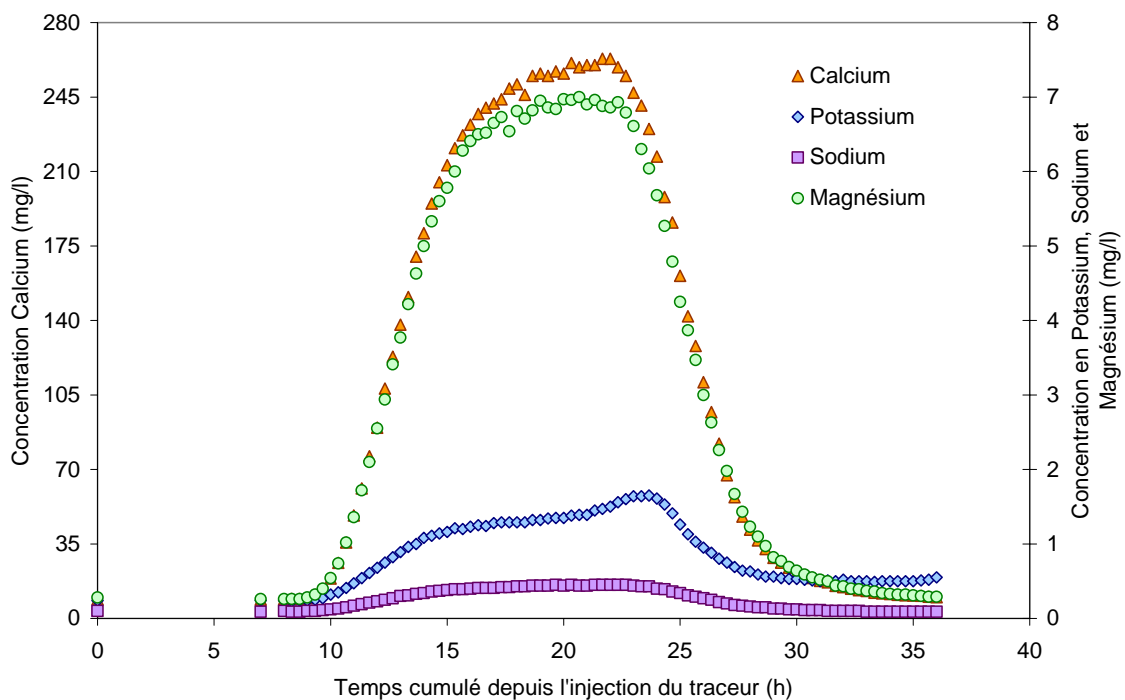


Figure AIII-1-a. Courbes d'élution pour les cations de l'expérience de traçage sur colonne de sol B.

ANNEXE III-2. EXPERIENCE MONODIMENSIONNELLE SUR MODELE PHYSIQUE MASHYNS (H)

III-2.1. Alimentation en eau :

Afin de minimiser les échanges entre cations du sol, nous avons décidé d'utiliser de l'eau du réseau. L'eau du réseau provient de l'usine de Choisy-le Roi, traitant l'eau de la Seine. Quelques paramètres généraux de cette eau sont présentés dans le Tableau A.1. (source : <http://www.sedif.com>).

Tableau AIII-2.1. Paramètres de l'eau du réseau (janvier 2003).

pH	7,65
Conductivité	497 $\mu\text{S.cm}^{-1}$
Calcium	93,4 mg.l^{-1}
Magnésium	4 mg.l^{-1}
Potassium	2,8 mg.l^{-1}
Sodium	16 mg.l^{-1}
Chlorures	33 mg.l^{-1}
Sulfates	30 mg.l^{-1}

III-2.2. Ions analysés dans la solution de sortie :

Dans les figures suivantes, nous allons présenter les courbes d'élution pour un même élément pour les 4 sorties. A savoir : nitrate et sulfate pour les anions et potassium, sodium, magnésium et calcium pour les cations.

Dans la Figure AIII-2.a, nous avons représenté les 4 courbes d'élution pour le **nitrate** ainsi que le créneau. Nous observons d'abord que la concentration en nitrates dans l'eau du réseau ($27,6\text{mg.l}^{-1}$) est légèrement supérieure à celle de la solution mère ($25,5\text{mg.l}^{-1}$). Ces 2mg.l^{-1} de différence peuvent être attribués à l'erreur d'analyse. En ce qui concerne les courbes d'élution, nous observons une tendance générale des concentrations du nitrate à augmenter au cours de l'expérience, même dépassant la concentration de l'eau du réseau, surtout vers la fin de l'expérience. Il y a une production en nitrate dans notre sol ?

Dans la Figure AIII-2.b, nous avons représenté les 4 courbes d'élution pour le **sulfate** ainsi que le créneau. D'après les courbes d'élution des quatre sorties le sulfate présente le même comportement que le nitrate. Nous observons d'abord une

diminution des sulfates vers 25h, puis une augmentation, surpassant la concentration en sulfate de l'eau du réseau en fin d'expérience.

Dans la Figure AIII-2.c, nous avons représenté les 4 courbes d'élution pour le **sodium** ainsi que le créneau. Nous observons que les concentrations en sodium sont largement supérieures à la concentration de la solution mère et celle de l'eau du réseau. La courbe d'élution du sodium suit celle du chlorure. Ceci s'explique par un phénomène d'échange cationique qui a comme conséquence une libération du sodium présent dans les complexes argileux du sol.

Dans la Figure AIII-2.e, nous avons représenté les 4 courbes d'élution pour le **potassium** ainsi que le créneau. En abscisses nous avons représenté le temps cumulé depuis l'injection du traceur en heures et en ordonnées la concentration en mg.l^{-1} , à gauche celle des 4 sorties et à droite celle du créneau. Nous observons le fort contraste entre la concentration de la solution mère (300 mg.l^{-1}) et celle du réseau ($2,6 \text{ mg.l}^{-1}$). Pour les courbes d'élution, nous constatons que le potassium reste majoritairement adsorbé dans le sol et que seulement une concentration proche de celle de l'eau du réseau sort du système.

Dans la Figure AIII-2.f, nous avons représenté les 4 courbes d'élution pour le **magnésium** ainsi que le créneau. En abscisses nous avons représenté le temps cumulé depuis l'injection du traceur en heures et en ordonnées la concentration en mg.l^{-1} . Nous observons que la concentration de la solution mère et celle du réseau est la même ($3,5 \text{ mg.l}^{-1}$). Néanmoins, nous observons des courbes d'élution qui suivent celle du chlorure, avec des maximums de 14 mg.l^{-1} . Nous avons alors comme pour le sodium, un échange cationique avec le potassium retenu et du Mg^{2+} et du Na^+ libéré. L'effet est plus marqué sur le Mg^{2+} que sur le Na^+ .

Dans la Figure AIII-2.g, nous avons représenté les 4 courbes d'élution pour le **calcium** ainsi que le créneau. La concentration de la solution mère est aussi moins riche en calcium que l'eau du réseau. Les courbes de sortie suivent celle du chlorure et montrent une libération du calcium échangé avec le potassium qui reste retenu.

Nous avons pu constater un phénomène d'échange cationique marqué dans notre sol. Les cations entourant les particules argileuses de notre sol se sont échangé avec le passage du soluté chargé en potassium. Ceci a eu comme effet la disparition du K^+ et l'apparition du Na^+ , Mg^{2+} et Ca^{2+} . Le bilan des charges de la solution mère, montre qu'on est presque en équilibre (-5%) à faveur des cations. Ceci est normal, car tous les anions présents dans la solution ne sont pas analysés (par exemple, HCO_3^-).

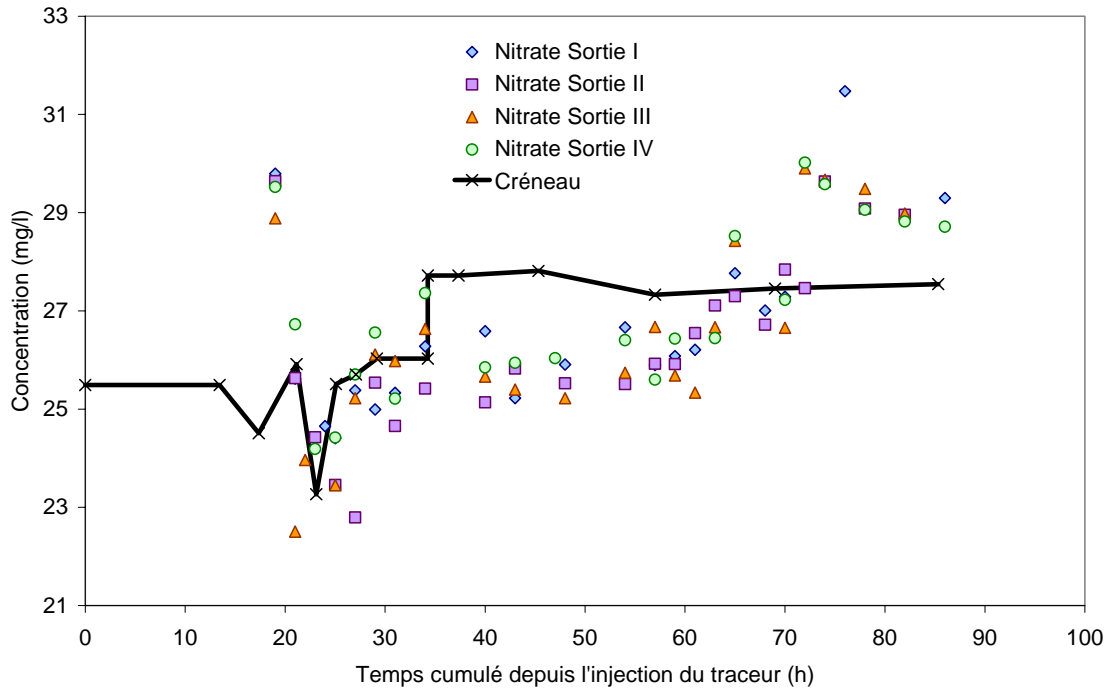


Figure AIII-2.a. Courbes d'élution pour le nitrate, sorties I, II, III et IV.

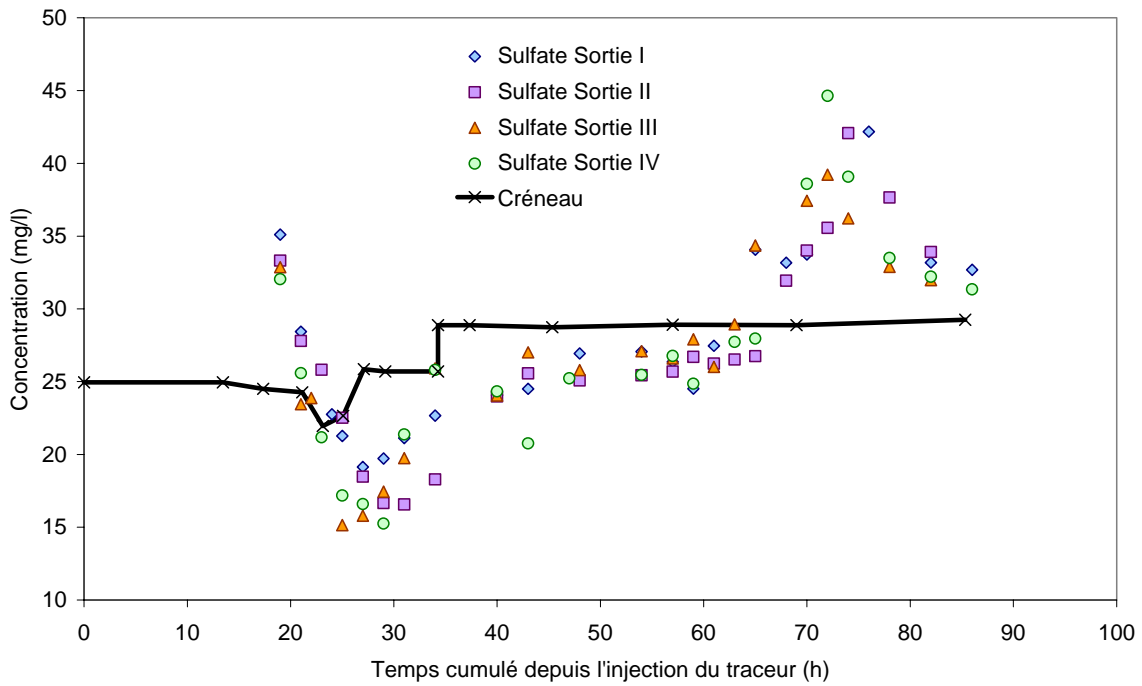


Figure AIII-2.b. Courbes d'élution pour le sulfate, sorties I, II, III et IV.

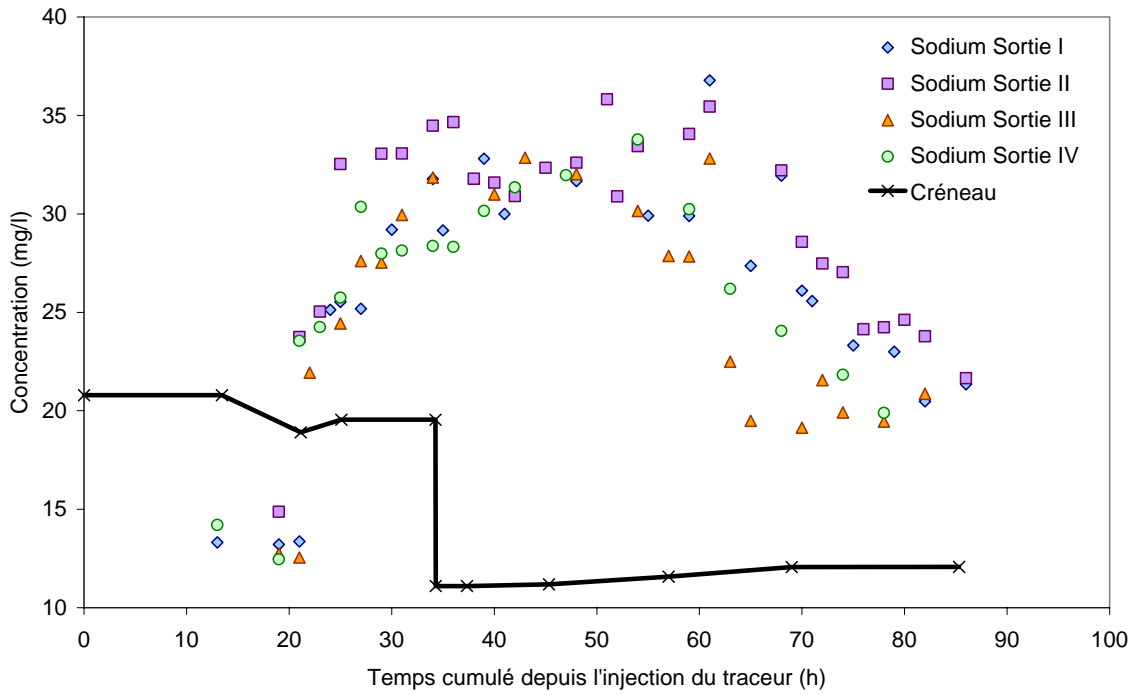


Figure AIII-2.d. Courbes d'éluion pour le sodium, sorties I, II, III et IV.

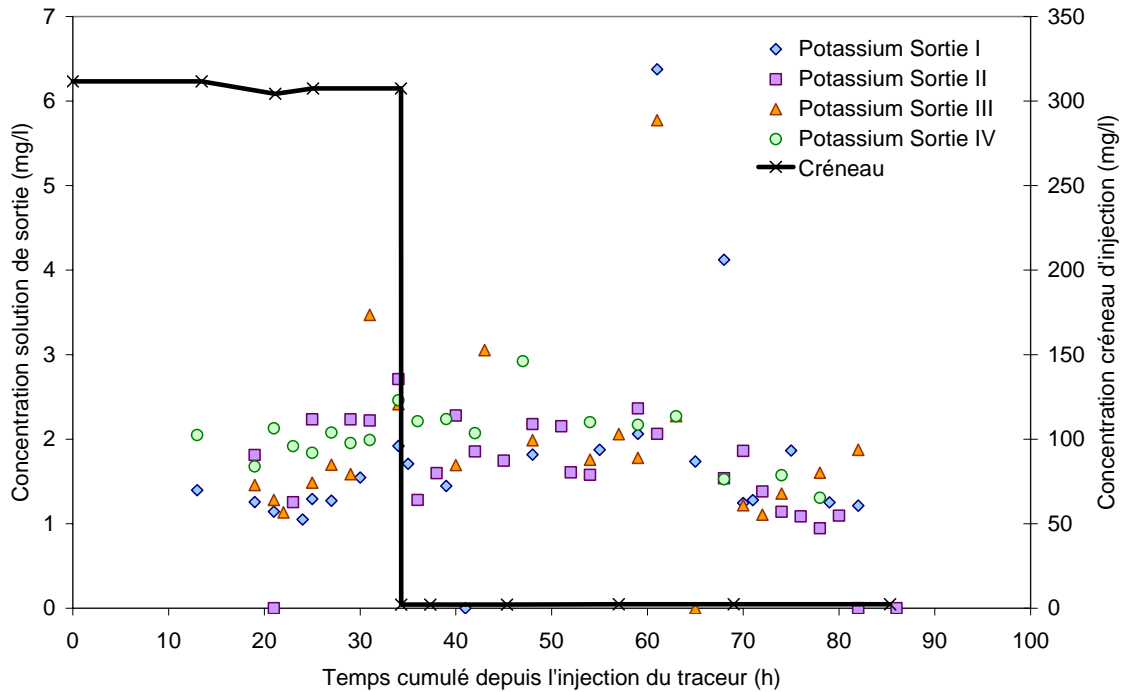


Figure AIII-2.e. Courbes d'éluion pour le potassium, sorties I, II, III et IV.

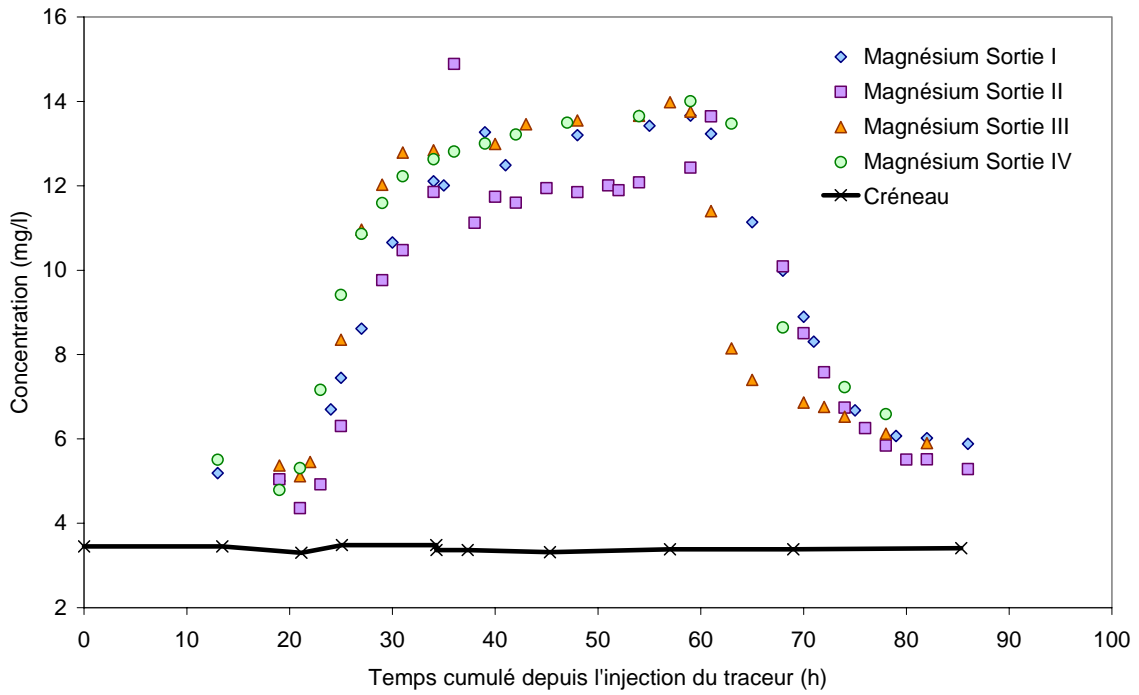


Figure AIII-2.f. Courbes d'éluion pour le magnésium, sorties I, II, III et IV.

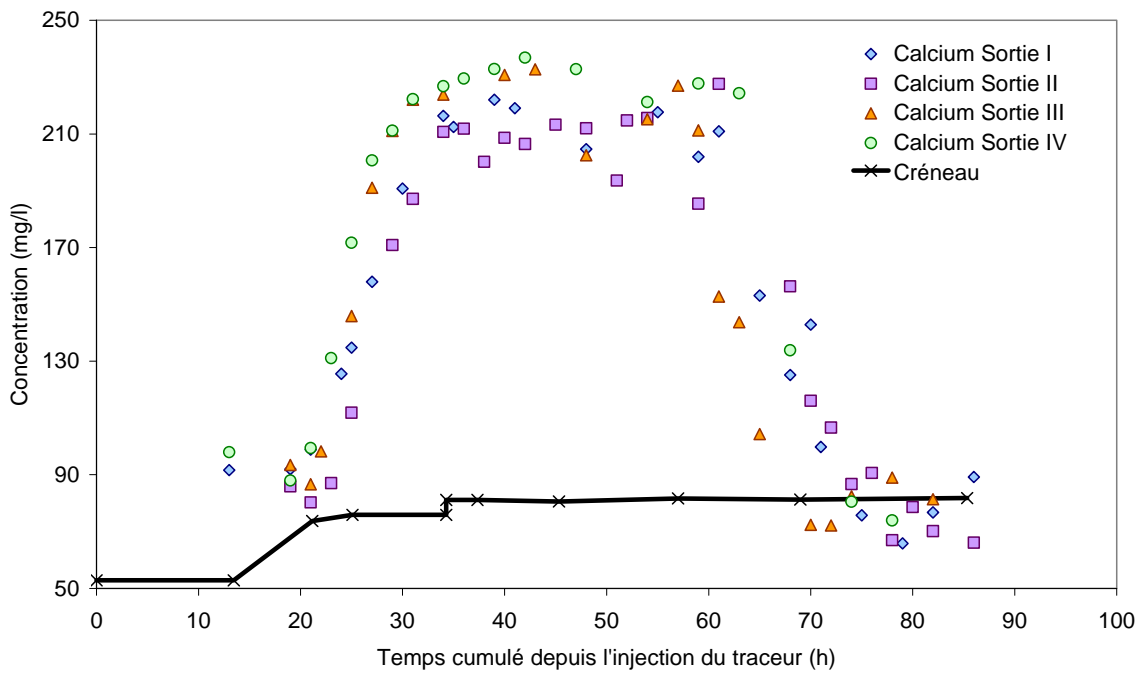


Figure AIII-2.g. Courbes d'éluion pour le calcium, sorties I, II, III et IV.

**ANNEXES CHAPITRE IV :
ANALYSES DE LA SOLUTION DU SOL DES EXPERIENCES
BIDIMENSIONNELLES**

ANNEXE IV-1. EXPERIENCE BIDIMENSIONNELLE « SOLUTE RESIDANT DANS LE SOL »

IV-1.1. IONS ANALYSES DANS LA SOLUTION DE SORTIE :

La concentration des **nitrate**s et **sulfate**s (Figure AIV-1.a) est presque stable tout au long de l'expérience. La concentration pour le nitrate varie de 13,6 à 18,9 mg.l⁻¹. Ces concentrations sont proches mais inférieures à celles du nitrate dans l'eau du réseau analysé (19,1mg.l⁻¹). La teneur en sulfate varie de 26 à 32 mg.l⁻¹. Sa concentration moyenne dans l'eau du réseau (analysé dans nos échantillons) est de 30,7 mg.l⁻¹.

Dans la Figure AIV-1.b nous avons représenté les cations. En abscisses il est représenté le temps cumulé depuis l'injection de l'eau du réseau (en heures) et en ordonnées gauche la concentration de calcium et potassium en mg.l⁻¹ et sur la droite celle du magnésium et sodium en mg.l⁻¹.

Potassium : Nous observons une légère diminution de la concentration avec le temps. Les concentrations varient entre 73 et 50 mg.l⁻¹. Le potassium est retenu dans le sol, car il est injecté à 220 mg.l⁻¹ et la concentration maximale mesurée en sortie est de 73 mg/l. La concentration moyenne de potassium de l'eau du réseau est de 2,6 mg.l⁻¹. Le sol n'est pas en équilibre, des échanges cationiques se produisent encore, mais sont plus faibles que dans le cas de l'expérience en 1D (où la concentration en potassium de l'eau de sortie était constante et égale à 2 mg.l⁻¹).

Sodium : Nous observons une diminution de la concentration avec le temps. La concentration varie de 24 à 12 mg.l⁻¹. La concentration de la solution mère et celle de l'eau du réseau est égale à 14,5 mg.l⁻¹. Nous observons aussi un relargage de sodium au début de l'expérience.

Calcium : la concentration de cet élément varie et suit la concentration de chlorure. La valeur maximale est de 130 mg.l⁻¹ et la minimale de 52 mg.l⁻¹ (proche de celle du réseau). Le calcium est libéré du sol en détriment du potassium qui est adsorbé.

Magnésium : La concentration de Mg²⁺ diminue avec le temps. Ce cation est relargué dans la solution. Il présente des valeurs maximales de 40 mg.l⁻¹ pour 3,5 mg.l⁻¹ de magnésium injecté dans la solution mère.

Nous avons réalisé un bilan des ions. Le résultat est qu'il y a plus de cations que d'anions. Au début de l'expérience on est à -4% et à la fin vers -20%. Ceci peut être dû aux échanges dans le sol, qui n'est pas en équilibre, au changement du pH.

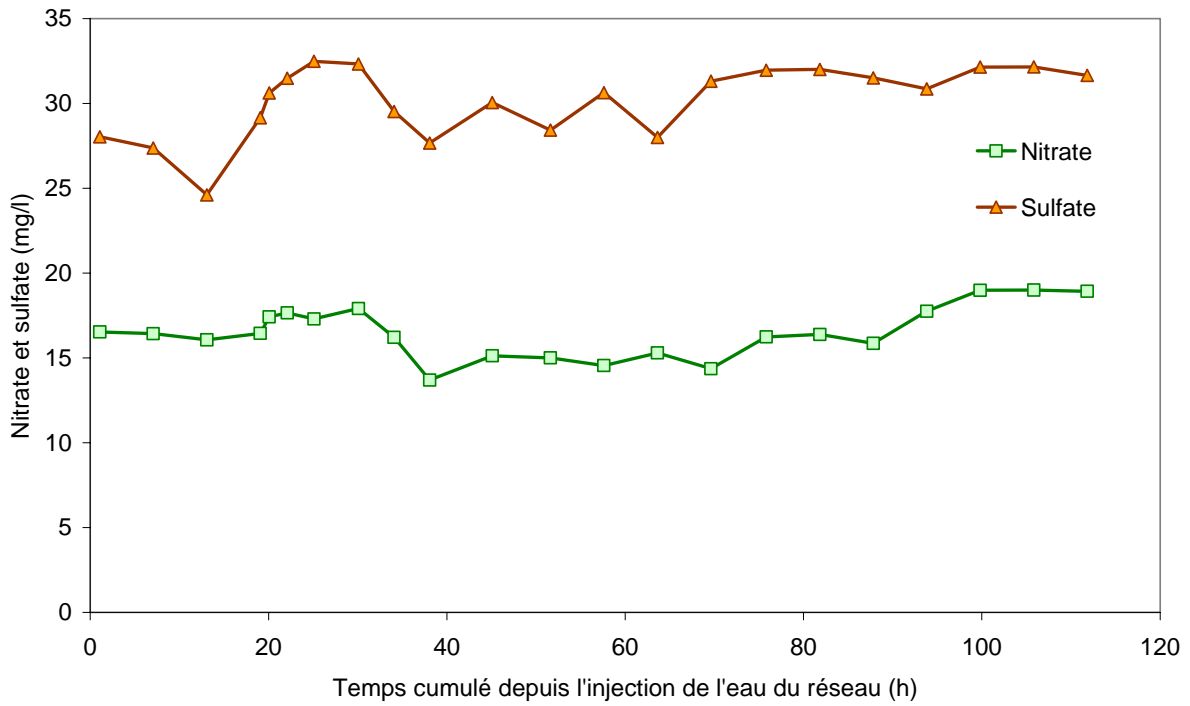


Figure AIV-1.a. Courbes d'élution des anions présents dans la solution en sortie du drain (mg.l⁻¹).

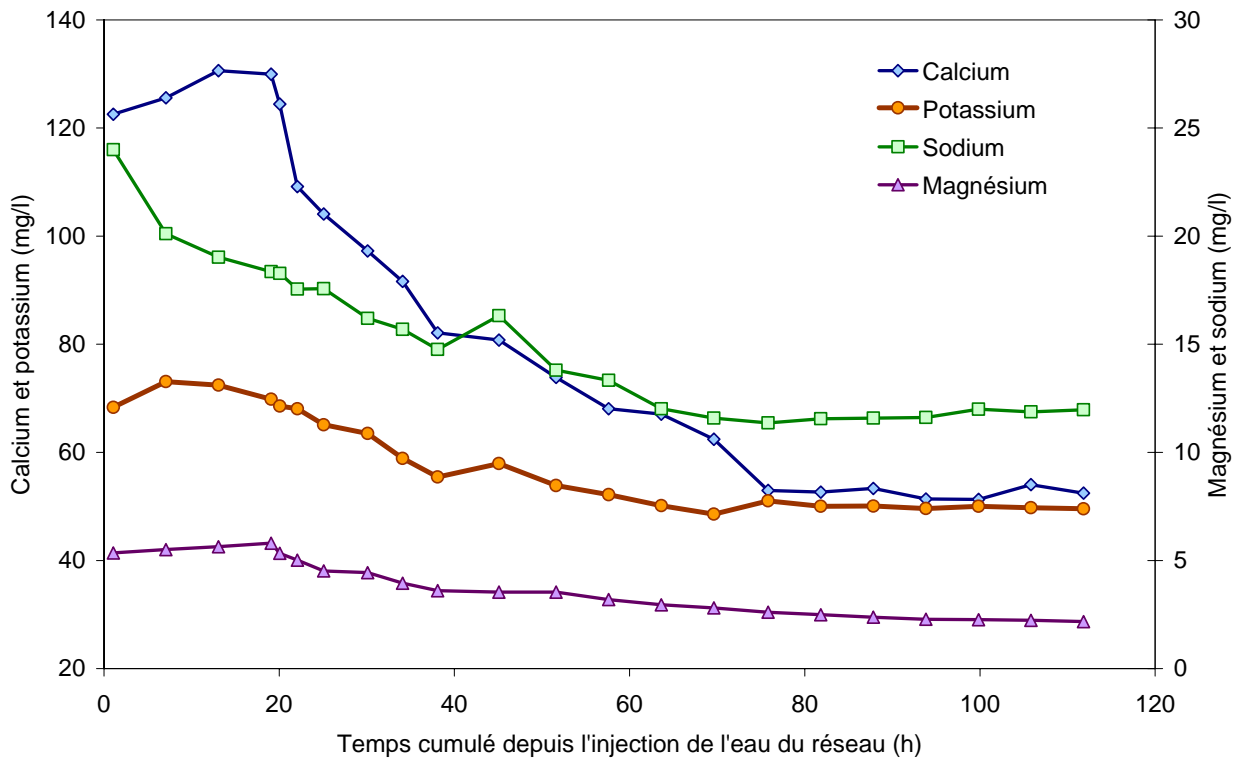


Figure AIV-1.b. Courbes d'élution des cations présents dans la solution en sortie du drain (mg.l⁻¹).

ANNEXE IV-2. EXPERIENCE BIDIMENSIONNELLE « SOLUTE APPORTE EN SURFACE DU SOL »

IV-2.1. COMPARAISON DES TROIS EXPERIENCES SOLUTE APPORTE EN SURFACE DU SOL :

Nous présentons sur la Figure AIV-2a les trois courbes d'élution de la conductivité électrique en fonction de la lame drainée. Sans rentrer dans les détails des expériences réalisées nous observons la même courbe bimodale : le pic et une zone de concentration stable avant la descente finale.

Expériences I et J, la hauteur de la surface libre de la nappe à l'interdrain est de 60 cm.

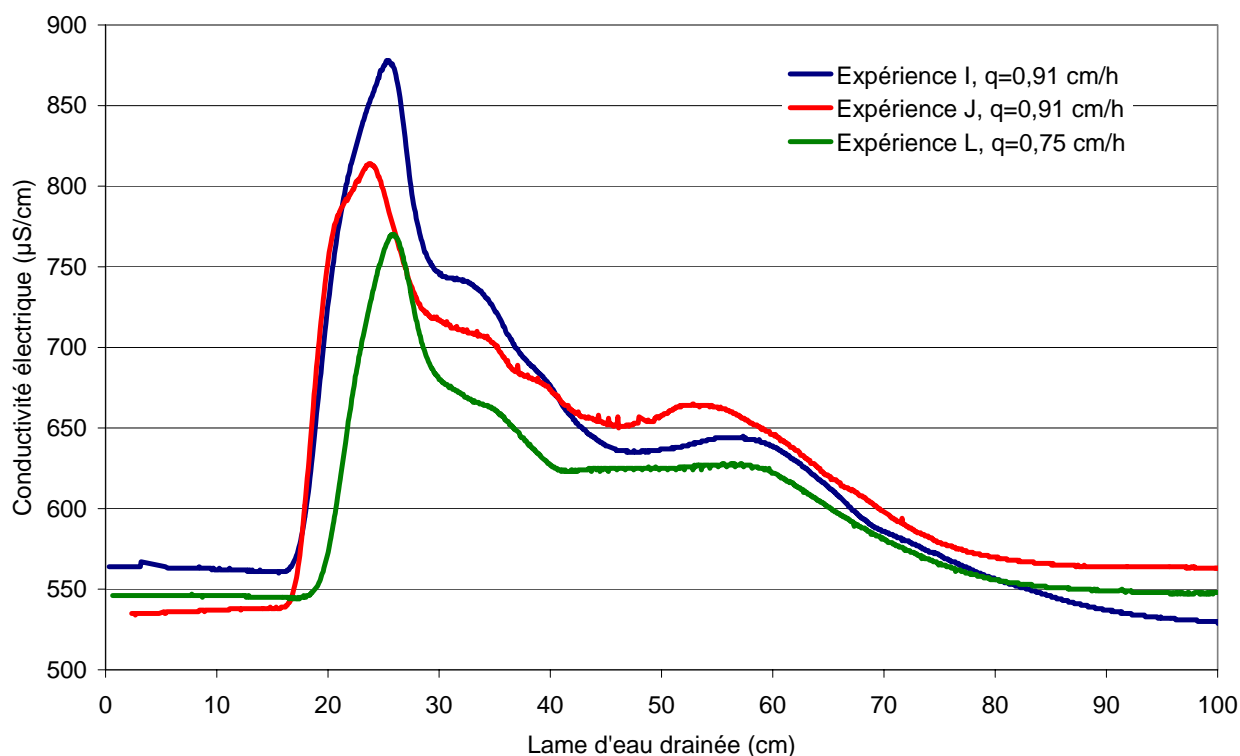


Figure AIV-2.a. Courbes d'élution de la conductivité électrique en sortie du drain ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$).

IV-2.2. IONS ANALYSES DANS LA SOLUTION DE SORTIE :

Pour le **nitrate**, nous observons qu'il reste presque constant à une concentration proche de celle de l'eau du réseau mesurée dans nos échantillons.

Le **sulfate** reste proche aussi de la concentration de l'eau du réseau, mais il présente une inversion de concentration avec le chlorure pendant le premier pic. Nous ne connaissons pas la cause de cette diminution.

Tous les **cations** suivent la forme du chlorure. Le pic pour chaque élément se produit en même temps à 34h. Après, nous observons une diminution progressive des concentrations. La présence du potassium à une concentration maximale de 70 mg.l⁻¹ indique que les échanges dans le sol sont moindres que dans le cas de l'expérience monodimensionnelle sur modèle physique MASHYNS.

Nous avons réalisé un bilan de charge des ions. Le résultat est qu'il y a plus de cations que d'anions avec un rapport à -30 %. Ceci peut être dû d'une part aux échanges dans le sol, qui n'est pas en équilibre, et d'autre part au fait qu'on n'analyse pas tous les anions.

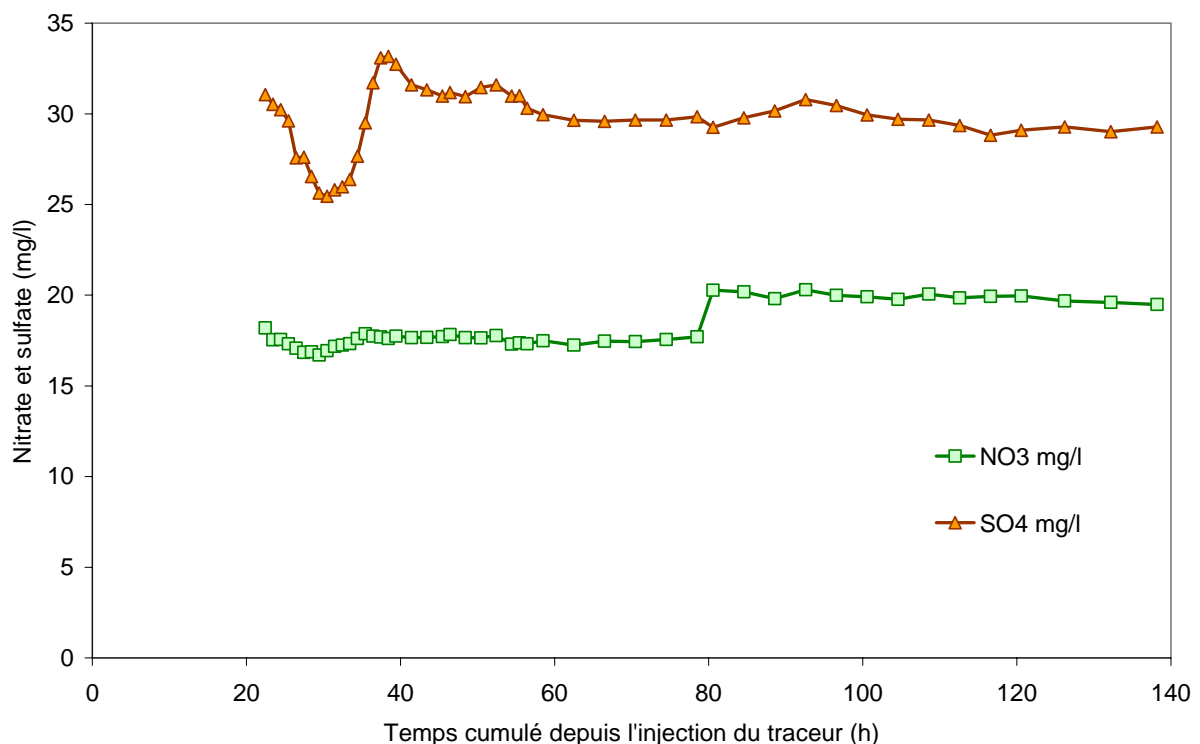


Figure AIV-2.b. Courbes d'éluion des anions présents dans la solution en sortie du drain (mg.l⁻¹).

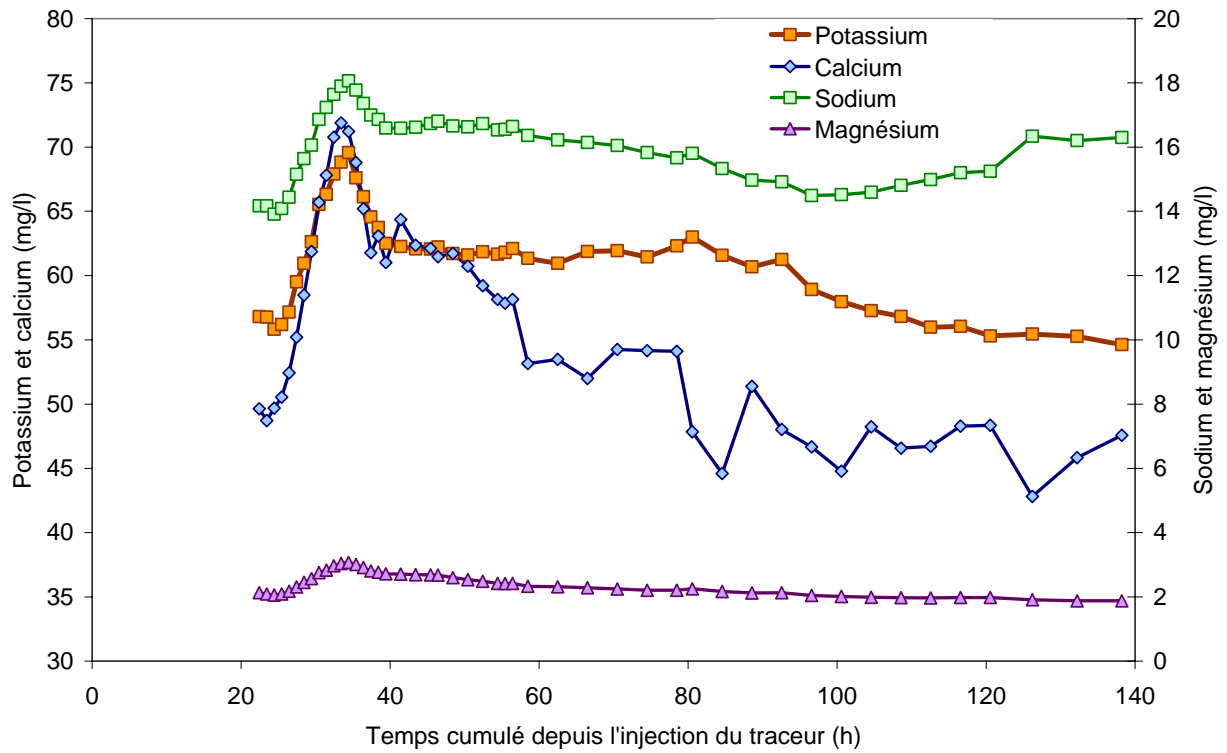
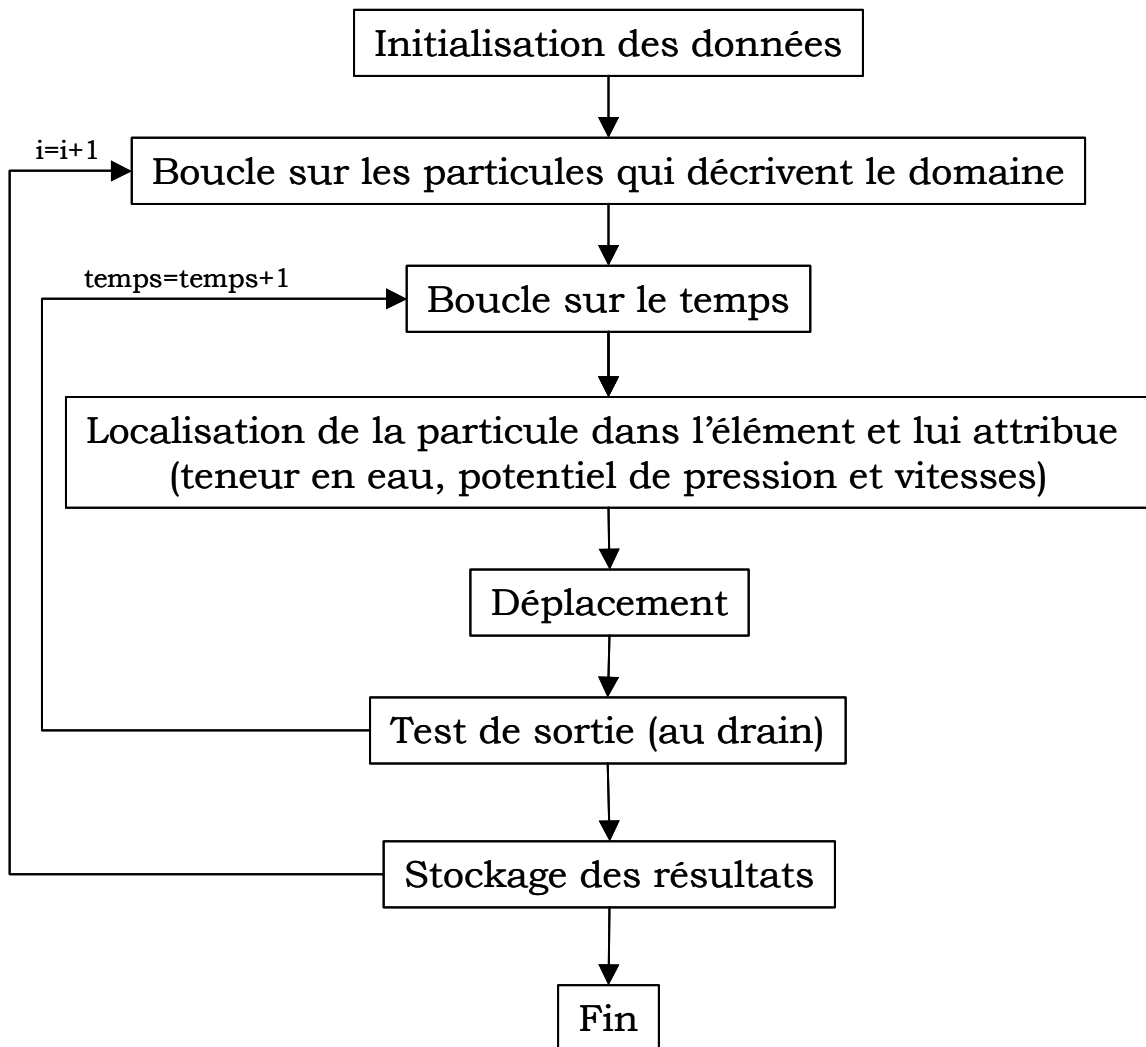


Figure AIV-2.c. Courbes d'élution des cations présents dans la solution en sortie du drain (mg.l^{-1}).

ANNEXE CHAPITRE V :
MODELISATION DES EXPERIENCES BIDIMENSIONNELLES

ANNEXE V-1. ALGORITHME DE RESOLUTION DE LA METHODE « SUIVI DE PARTICULES »



ANNEXE V-2. MODELISATION EXPERIENCE BIDIMENSIONNELLE « SOLUTE RESIDANT DANS LE SOL »

V-2.1. CHARGE HYDRAULIQUE :

Comparaison de la charge hydraulique mesurée (noir) et simulée (bleu) et les hauteurs de la surface libre de la nappe.

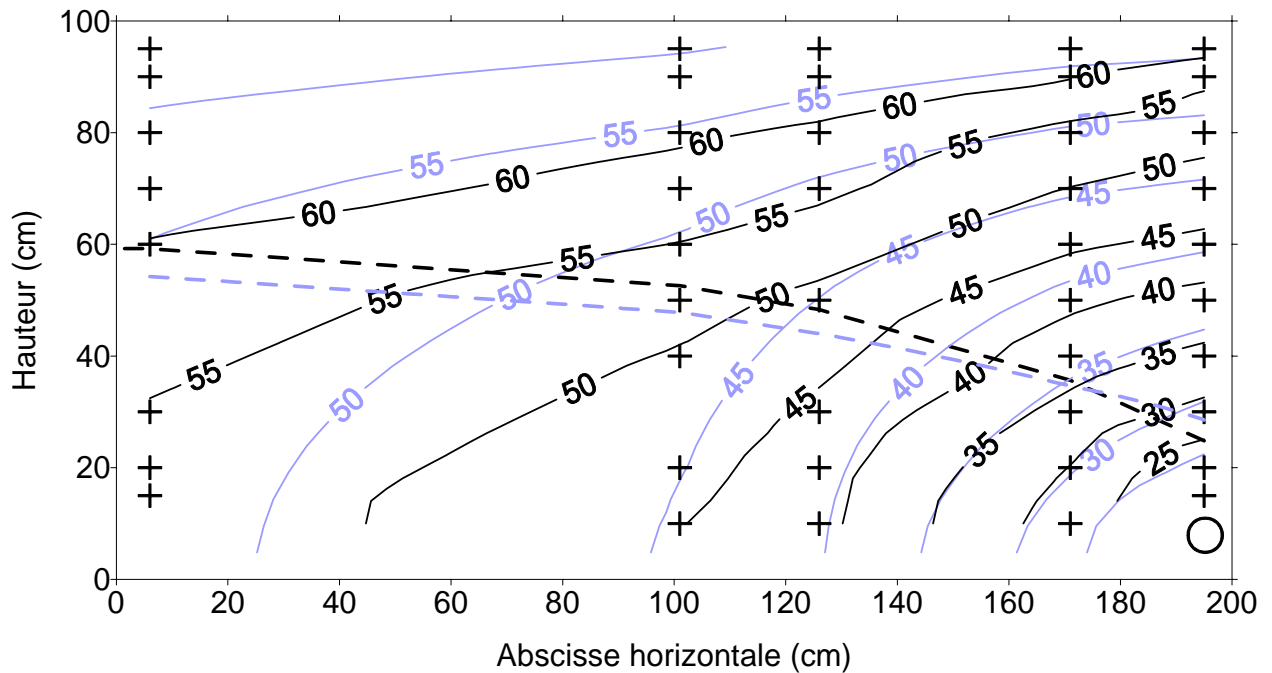
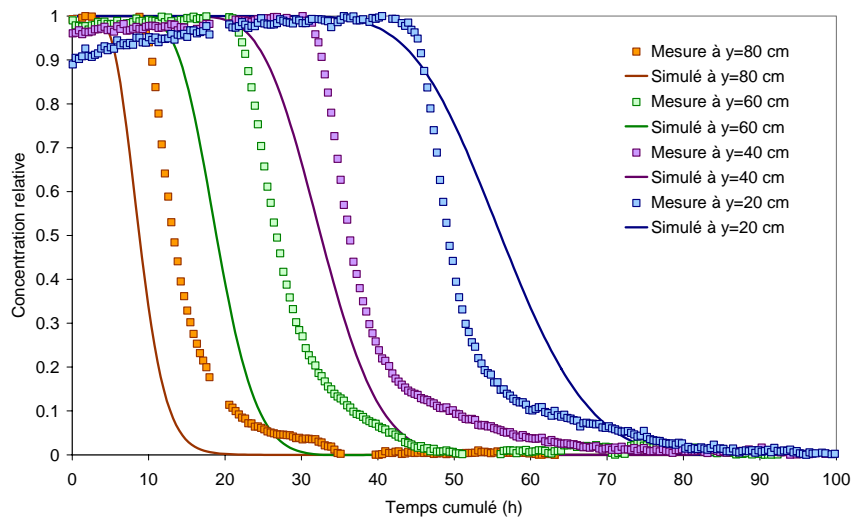


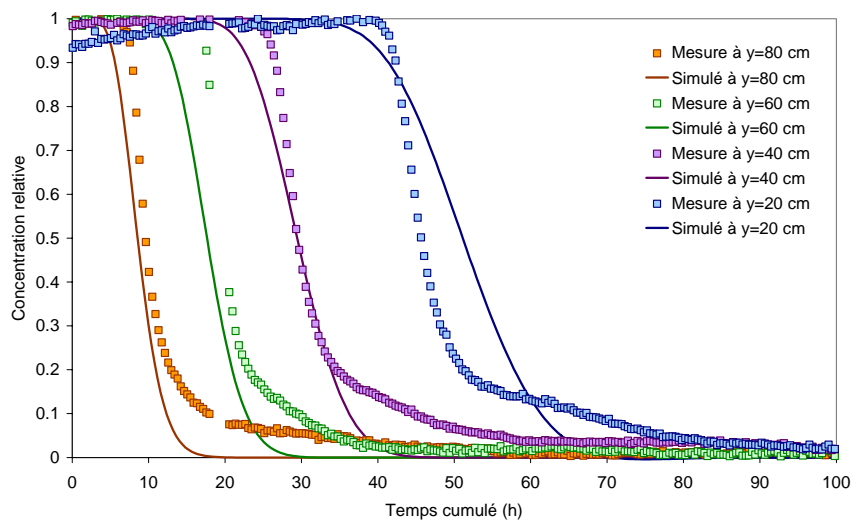
Figure AV-2.a. Charge hydraulique mesurée (noir) et simulée (bleu) et les hauteurs de la surface libre de la nappe (tiret) pour l'expérience SR.

V-2.2. LESSIVAGE SOLUTE DANS LE SOL PAR LES SONDES DE CONDUCTIVITE :

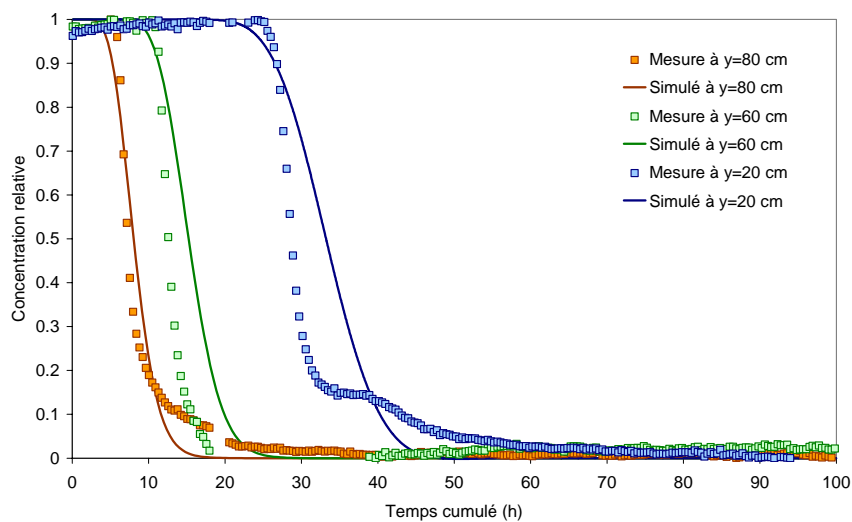
Courbes de lessivage du soluté à trois abscisses différentes.



A
Abscisse 35 cm
Proche de
l'interdrain



B
Abscisse 101 cm
Milieu du système



C
Abscisse 171 cm
Proche du drain

Figure AV-2.b. Modélisation de l'expérience « soluté résidant dans le sol ». Comparaison des valeurs mesurées par les sondes de conductivité électrique insérées dans le sol et les valeurs simulées, pour trois profils situés à différentes abscisses (35, 101 et 171 cm) et pour différentes hauteurs par rapport au fond de la cuve.