



HAL
open science

Transferts d'eau et de soluté en milieu non saturé hétérogène à l'échelle d'un pilote de laboratoire : expériences et modélisations

Le Binh Bien

► **To cite this version:**

Le Binh Bien. Transferts d'eau et de soluté en milieu non saturé hétérogène à l'échelle d'un pilote de laboratoire : expériences et modélisations. Autre. INSA de Lyon, 2013. Français. NNT : 2013ISAL0065 . tel-00961204

HAL Id: tel-00961204

<https://theses.hal.science/tel-00961204>

Submitted on 19 Mar 2014

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.

THESE

présentée

DEVANT L'INSTITUT NATIONAL DES SCIENCES APPLIQUEES DE LYON

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR

Ecole doctorale de chimie de Lyon
Chimie, Procédés, Environnement
Spécialité Sciences de l'Environnement Industriel et Urbain

par

Le Binh BIEN

Soutenue le 04 Juillet 2013 devant la Commission d'examen

Transferts d'eau et de soluté en milieu non saturé hétérogène à l'échelle d'un pilote de laboratoire: expériences et modélisations

Jury composé de:

Rémy GOURDON	Professeur INSA de Lyon	Président du jury
Liliana DI PIETRO	Directeur de recherche INRA	Rapporteur
Mathieu JAVAUX	Professeur UCL - Belgique	Rapporteur
Claude HAMMECKER	Chargé de recherche IRD	Examineur
Henry WONG	Directeur de recherche CNRS	Examineur
Rafaël ANGULO-JARAMILLO	Chargé de recherche CNRS	Directeur de thèse

Cette thèse a été effectuée au Laboratoire d'Ecologie des Hydrosystèmes Naturels et Anthropisés (LEHNA, UMR 5023 CNRS, ENTPE, UCB-Lyon 1) à l'ENTPE à Vaulx-en-Velin.

INSA Direction de la Recherche - Ecoles Doctorales – Quinquennal 2011-2015

SIGLE	ECOLE DOCTORALE	NOM ET COORDONNEES DU RESPONSABLE
CHIMIE	CHIMIE DE LYON http://www.edchimie-lyon.fr Insa : R. GOURDON	M. Jean Marc LANCELIN Université de Lyon – Collège Doctoral Bât ESCPE 43 bd du 11 novembre 1918 69622 VILLEURBANNE Cedex Tél : 04.72.43 13 95 directeur@edchimie-lyon.fr
E.E.A.	ELECTRONIQUE, ELECTROTECHNIQUE, AUTOMATIQUE http://edeea.ec-lyon.fr Secrétariat : M.C. HAVGOUDOUKIAN eea@ec-lyon.fr	M. Gérard SCORLETTI Ecole Centrale de Lyon 36 avenue Guy de Collongue 69134 ECULLY Tél : 04.72.18 65 55 Fax : 04 78 43 37 17 Gerard.scorletti@ec-lyon.fr
E2M2	EVOLUTION, ECOSYSTEME, MICROBIOLOGIE, MODELISATION http://e2m2.universite-lyon.fr Insa : H. CHARLES	Mme Gudrun BORNETTE CNRS UMR 5023 LEHNA Université Claude Bernard Lyon 1 Bât Forel 43 bd du 11 novembre 1918 69622 VILLEURBANNE Cédex Tél : 06.07.53.89.13 e2m2@univ-lyon1.fr
EDISS	INTERDISCIPLINAIRE SCIENCES-SANTE http://www.ediss-lyon.fr Sec : Samia VUILLERMOZ Insa : M. LAGARDE	M. Didier REVEL Hôpital Louis Pradel Bâtiment Central 28 Avenue Doyen Lépine 69677 BRON Tél : 04.72.68.49.09 Fax : 04 72 68 49 16 Didier.revel@creatis.uni-lyon1.fr
INFOMATHS	INFORMATIQUE ET MATHEMATIQUES http://infomaths.univ-lyon1.fr Sec : Renée EL MELHEM	Mme Sylvie CALABRETTO Université Claude Bernard Lyon 1 INFOMATHS Bâtiment Braconnier 43 bd du 11 novembre 1918 69622 VILLEURBANNE Cedex Tél : 04.72. 44.82.94 Fax 04 72 43 16 87 infomaths@univ-lyon1.fr
Matériaux	MATERIAUX DE LYON http://ed34.universite-lyon.fr Secrétariat : M. LABOUNE PM : 71.70 –Fax : 87.12 Bat. Saint Exupéry Ed.materiaux@insa-lyon.fr	M. Jean-Yves BUFFIERE INSA de Lyon MATEIS Bâtiment Saint Exupéry 7 avenue Jean Capelle 69621 VILLEURBANNE Cedex Tél : 04.72.43 83 18 Fax 04 72 43 85 28 Jean-yves.buffiere@insa-lyon.fr
MEGA	MECANIQUE, ENERGETIQUE, GENIE CIVIL, ACOUSTIQUE http://mega.ec-lyon.fr Secrétariat : M. LABOUNE PM : 71.70 –Fax : 87.12 Bat. Saint Exupéry mega@insa-lyon.fr	M. Philippe BOISSE INSA de Lyon Laboratoire LAMCOS Bâtiment Jacquard 25 bis avenue Jean Capelle 69621 VILLEURBANNE Cedex Tél : 04.72 .43.71.70 Fax : 04 72 43 72 37 Philippe.boisse@insa-lyon.fr
ScSo	ScSo* http://recherche.univ-lyon2.fr/scso/ Sec : Viviane POLSINELLI Brigitte DUBOIS Insa : J.Y. TOUSSAINT	M. OBADIA Lionel Université Lyon 2 86 rue Pasteur 69365 LYON Cedex 07 Tél : 04.78.77.23.86 Fax : 04.37.28.04.48 Lionel.Obadia@univ-lyon2.fr

*ScSo : Histoire, Géographie, Aménagement, Urbanisme, Archéologie, Science politique, Sociologie, Anthropologie

REMERCIEMENT

Je souhaiterais sincèrement remercier mon directeur de thèse, **M. Rafaël Angulo-Jaramillo**, qui m'a proposé le sujet de thèse et il a réussi à me soutenir (et à me résister!) tout au long de la thèse. Je le remercie en particulier pour sa grande disponibilité, son enthousiasme, ses compétences et sa gentillesse.

Je remercie également **M. Yves Perrodin** de m'avoir accueilli au sein du Laboratoire d'Écologie des Hydrosystèmes Naturels et Anthropisés (LEHNA) et me donner des conditions favorables à terminer ma thèse.

J'adresse tous mes remerciements aux membres du jury devant lesquels j'ai l'honneur de présenter les travaux de ma thèse, à **M. Rémy Gourdon**, Professeur à l'INSA de Lyon, pour avoir accepté de présider mon jury de thèse, ainsi qu'à **Mme. Liliana Di Pietro**, Directrice de recherche INRA à Avignon, et **M. Mathieu Javaux**, Professeur à l'Université Catholique de Louvain en Belgique, pour avoir examiné ce travail de thèse et pour être les rapporteurs. Je remercie également **M. Claude Hammecker**, Chargé de recherche IRD à Montpellier, et **M. Henry Wong**, Directeur de recherche CNRS à Lyon, pour m'avoir fait l'honneur de participer au jury.

Mes remerciements vont également à **M. Thierry Winiarski**, qui m'a conseillé sur le développement le lysimètre LUGH et l'utilisation des capteurs TDR et du centre d'acquisition, et **M. Laurent Lassabatère**, qui m'a conseillé sur l'analyse des essais d'infiltration en colonne et des essais d'infiltration Beerkan, ainsi que la modélisation des écoulements non saturés avec le logiciel Hydrus.

Je tiens à remercier les personnels du laboratoire des Géomatériaux de l'ENTPE, et notamment **Erwan** pour m'avoir permis de réaliser les analyses granulométriques, d'utiliser les outils à préparer des blocs du béton et le mélange de bimodal dans son laboratoire.

Je remercie également les étudiants de l'ENTPE qui ont grandement contribué aux résultats de cette thèse, merci à **Van Huong Tran** pour m'aider de développer le lysimètre LUGH, à **Dieuseul Predelus**, qui a passé des nuits blanches au labo C pour m'aider de

prélever les échantillons des essais qui prolongeaient deux ou trois jours par essai, et merci également aux deux stagiaires **Xavier Peyrard** et **Victor Hehn**.

Je remercie les techniciens de labo pour leur disponibilité, et plus particulièrement **Thérèse** pour m'aider d'analyser les échantillons de bromure et **Marc** pour son dévouement lorsqu'il s'agissait de trouver des outils.

J'aimerais remercier aussi toute l'équipe du LEHNA, qui a contribué à rendre agréables ces années de thèse pour avoir passé les moments ensemble à la cantine, au couloir de cafés, aux fêtes de Labo et aux soirées chez **Claude**.

Merci aussi à ma famille, à mes amis **Ha, Nghi, Hung, Oanh, Thao, Hiep** ... pour leurs soutiens tout au long de mes études.

Table de matières

LISTE DES FIGURES	IX
LISTE DES TABLEAUX	XV
INTRODUCTION	1
I DÉFINITIONS ET MODÈLES RELATIFS AUX TRANSFERTS D'EAU ET DE SOLUTÉ DANS LA ZONE NON SATURÉE	7
I.1 Zone non saturée	7
I.1.1 Organisation de la zone non saturée	7
I.1.1.1 Texture	7
I.1.1.2 Structure	9
I.1.1.3 Porosité	11
I.1.2 Propriétés physiques du sol	13
I.1.3 Eau dans le sol non saturé	15
I.1.3.1 Définition et classification	15
I.1.3.2 Teneur volumique en eau	16
I.1.3.3 Energie potentielle de l'eau dans le sol	18
I.1.3.4 Relation pression-teneur volumique en eau dans le sol non saturé	20
I.1.3.5 Courbes caractéristiques	23
I.2 Ecoulement dans le sol non saturé	28
I.2.1 Ecoulement de l'eau dans le sol non saturé	28
I.2.1.1 Loi de Darcy	28
I.2.1.2 Vitesse de Darcy	29
I.2.1.3 Vitesse de pore	29
I.2.1.4 Equation de Richards	30
I.2.2 Ecoulement préférentiel	32
I.2.2.1 Introduction et définition	32
I.2.2.2 Ecoulement au sein des conduits physiques	33
I.2.2.3 Digitations dues aux instabilités hydrodynamiques	34
I.2.2.4 Flux latéraux	36
	v

I.3	Caractérisation des écoulements dans le sol non saturé	38
I.3.1	Caractérisation hydrodynamique des matériaux	38
I.3.1.1	Estimation des conductivités hydrauliques saturées : l'équation de Kozeny-Carman	38
I.3.1.2	Modèle physico-empirique d'Arya et Paris	40
I.3.1.3	Méthode d'estimation in situ : méthode BEST	44
I.3.2	Caractérisation de l'écoulement à l'aide de traceurs	48
I.3.2.1	Définition du traceur	48
I.3.2.2	Convection	49
I.3.2.3	Dispersion hydrodynamique	49
I.3.2.4	Exclusion anionique	52
I.4	Modélisation du transfert d'eau et de soluté	53
I.4.1	Modèle de Convection-Dispersion	53
I.4.2	Modèle Mobile-Immobile (MIM)	55
I.4.3	Temps caractéristiques	58
I.4.4	Simulation de transfert d'eau et de soluté dans un modèle physique réduit	59
I.4.4.1	Lysimètre et sa classification	59
I.4.4.2	Lysimètre au laboratoire	60
II	MATÉRIEL ET MÉTHODES	63
II.1	Matériaux étudiés	65
II.1.1	Le bassin d'infiltration Django Reinhardt	65
II.1.2	Matériaux utilisés	66
II.1.3	Caractérisation hydrodynamique des matériaux utilisés	70
II.2	Solution utilisée	77
II.2.1	Essais en colonne	77
II.2.1.1	Solution neutre	77
II.2.1.2	Traceur	77
II.2.2	Essais en lysimètre	78
II.2.2.1	Solution neutre	78
II.2.2.2	Traceur	78
II.3	Mécanismes de transfert	79
II.3.1	Approche du type dynamique des systèmes	79
II.3.2	Analyse des courbes d'élution – Méthode des moments	80
II.3.2.1	Essai en colonne	80
II.3.2.2	Essai en lysimètre	84

II.4	Essais en colonne au laboratoire	86
II.4.1	Dispositifs expérimentaux	86
II.4.2	Mise en place du sol dans les colonnes	88
II.4.3	Caractéristiques des colonnes	88
II.4.4	Protocole d'essais en colonne	90
II.4.4.1	Débits utilisés	90
II.4.4.2	Régime d'écoulement permanent	90
II.4.4.3	Volume d'eau total V_0 contenu dans les colonnes	91
II.4.4.4	Injection des solutés	92
II.4.4.5	Collecteur des fractions	92
II.5	Modèle physique LUGH	93
II.5.1	Dispositifs expérimentaux	93
II.5.1.1	Lysimètre LUGH	93
II.5.1.2	Système d'arrosage	94
II.5.1.3	Système de drainage	96
II.5.1.4	Système de collecte des effluents	99
II.5.1.5	Capteurs TDR	101
II.5.2	Agencement des matériaux	101
II.5.3	Protocole d'essai en lysimètre LUGH	103
II.5.3.1	Débits utilisés	103
II.5.3.2	Etat permanent	104
II.5.3.3	Créneau de soluté	104
II.5.3.4	Collecteur des échantillons	105
II.5.3.5	Analyse des échantillons	106
III	RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX	109
III.1	Expériences monodimensionnelles : essais en colonne	109
III.1.1	Etat permanent de la colonne	110
III.1.2	Bilan de masse et facteur de retard	111
III.1.3	Courbes d'élution des essais en colonne	112
III.1.4	Modélisation de l'écoulement en colonne	113
III.1.5	Discussion sur les paramètres hydrodispersifs	116
III.2	Essais en lysimètre LUGH	117
III.2.1	Etat permanent du système	119
III.2.2	Analyse du soluté par conductivité électrique	122
III.2.3	Essais expérimentaux dans le lysimètre LUGH	129

III.2.3.1	Effet de la structure du sol	129
III.2.3.2	Effet de la vitesse d'infiltration	136
III.3	Conclusion	142
IV	MODÉLISATION DES TRANSFERTS D'EAU ET DE SOLUTÉ DANS LE LYSIMÈTRE LUGH AVEC LE LOGICIEL COMSOL	145
IV.1	Introduction à la modélisation avec COMSOL	145
IV.2	Construire les modèles COMSOL	146
IV.2.1	Equations du modèle COMSOL	146
IV.2.2	Géométrie et conditions aux limites	148
IV.2.3	Maillage par éléments finis dans COMSOL	151
IV.2.4	Stratégie de simulation	152
IV.3	Résultats	153
IV.3.1	Simulation des essais expérimentaux E1 et E2	153
IV.3.1.1	Comparaison des résultats expérimentaux et simulés de l'essai E1	153
IV.3.1.2	Comparaison des résultats expérimentaux et simulés de l'essai E2	156
IV.3.2	Test de la sensibilité	161
IV.3.2.1	Effet de fond	161
IV.3.2.2	Effet de la barrière capillaire	169
IV.4	Conclusion	179
V	CONCLUSION ET PERSPECTIVES	181
	RÉFÉRENCES	191
	ANNEXES	200

Liste des figures

Figure I-1 : Triangle de textures pour la classification des sols selon leur granulométrie - Norme NF EN ISO 14688-2.	8
Figure I-2 : Types de structure du sol.	10
Figure I-3 : Représentation schématique de trois phases du sol.	13
Figure I-4 : Effets texturales (a) et structurales (b) sur la courbes de rétention d'eau.	21
Figure I-5 : Schéma décrivant la vitesse de Darcy (à droite) et la vitesse de pore (à gauche).	30
Figure I-6 : Ecoulement préférentiel au sein des conduits, d'après Fetter (Fetter, 1993).	33
Figure I-7 : Ecoulement préférentiel due à la digitation, d'après Fetter (Fetter, 1993).	35
Figure I-8 : Ecoulement préférentiel dû aux flux latéraux, d'après Heilig et al. (Heilig et al., 2003).	37
Figure I-9 : Algorithme d'estimation des paramètres de forme par la méthode BEST (Lassabatère et al., 2006).	46
Figure I-10 : Algorithme d'estimation des paramètres d'échelle par la méthode BEST (Lassabatère et al., 2006).	47
Figure I-11 : Transfert de soluté par convection dans un capillaire rempli d'eau.	49
Figure I-12 : Diffusion moléculaire du soluté en fonction du temps, $t_0 < t_1 < t_2$, d'après Fetter (Fetter, 1999).	51
Figure I-13 : Sources de la dispersion cinématique, d'après Radcliffe et Šimůnek (Radcliffe and Šimůnek, 2010).	51
Figure I-14 : Influence du facteur de retard R et de la dispersivité λ sur la courbe d'élution (D'après (Anguela, 2004)).	55
Figure II-1 : Profil du sol du bassin d'infiltration Django Reinhardt (Goutaland et al., 2008).	65
Figure II-2 : Courbes granulométriques du dépôt fluvioglacière du bassin Django Reinhardt (Février, 2001).	66
Figure II-3 : Courbes granulométriques des matériaux utilisés.	67
Figure II-4 : Infiltration cumulée des essais Beerkan en lysimètre LUGH pour le sable et le mélange bimodal.	71

Figure II-5 : Courbes de rétention obtenues par la méthode BEST et la méthode d’Arya et Paris.....	73
Figure II-6 : Courbes de rétention $h(\theta)$ des matériaux utilisés caractérisées par le modèle de van Genuchten-Mualem.	75
Figure II-7: Courbes de conductivité hydraulique $K(h)$ des matériaux utilisés caractérisées par le modèle de van Genuchten-Mualem.....	75
Figure II-8: Courbes de conductivité hydraulique $K(\theta)$ des matériaux utilisés caractérisées par le modèle de van Genuchten-Mualem.....	76
Figure II-9 : Principe de l’étude en colonne et en lysimètre LUGH.	79
Figure II-10 : Schéma de la colonne et ses dispositifs.	86
Figure II-11 : Description d'une colonne de sol.	87
Figure II-12 : Lysimètre LUGH (gauche) et son modèle numérique (droite).	93
Figure II-13 : Deux groupes des asperseurs avec leur arrosage en forme de cône.....	94
Figure II-14 : Exemple d’une série de créneaux d’injection et le débit moyen utilisé.	95
Figure II-15 : Mesure (à gauche) et résultat (à droite) de la répartition spatiale de l'eau d’arrosage avec trois asperseurs.	96
Figure II-16 : Dimensions d’un bloc en béton (en mm).	97
Figure II-17 : Regroupement des tuyaux dans chaque rangée.....	97
Figure II-18 : Distribution des blocs du béton au fond du lysimètre par rapport aux des barres métalliques de la structure.....	98
Figure II-19 : Assemblage pour assurer le drainage libre du lysimètre : (1) géo-membrane ; (2) maille de taille 1 mm ; (3) couche de gravier 5-8 mm.	98
Figure II-20 : Fond du lysimètre LUGH.....	99
Figure II-21 : Schéma de système de collecte.	99
Figure II-22 : Système de prélèvement avec 5 glissières porte échantillons.	100
Figure II-23 : Distribution des 15 sorties sur les glissières contenant chacune 26x3 échantillons à la base LUGH.	101
Figure II-24 : Agencements utilisés dans le lysimètre LUGH : profil uniforme du matériau bimodal, PROF1 (en haut); et profil avec une interface sable sur bimodal, PROF2 (en bas).	102

Figure II-25 : Collecte des échantillons.....	105
Figure III-1 : Stationnarité du débit en sortie des essais en colonne de sable.....	111
Figure III-2 : Comparaison des courbes d'élution de soluté des essais en colonne pour les deux matériaux sable et bimodal.....	113
Figure III-3 : Ajustement du modèle CDE à la courbe d'élution de soluté du cas B2.....	114
Figure III-4 : Ajustement du modèle MIM à la courbe d'élution de soluté du cas B2.....	116
Figure III-5 : Mesure du débit en sortie du lysimètre pour le cas de l'essai E1 depuis le début de l'alimentation en eau.....	119
Figure III-6 : Résultats des capteurs TDR en cours d'essai E1.....	120
Figure III-7 : Comparaison des courbes d'élution par les deux méthodes d'analyse.....	122
Figure III-8 : Temps de séjour du soluté de quinze courbes d'élution mesuré par les deux méthodes : conductivité électrique et analyse chimique.....	123
Figure III-9 : Variance de quinze courbes d'élution de l'essai E1 mesuré par les deux méthodes : conductivité électrique et analyse chimique.....	124
Figure III-10 : Courbe d'étalonnage de la mesure par conductivité électrique de la concentration en bromure de l'eau de nappe.....	124
Figure III-11 : Relation entre les pics de quinze effluents mesurés par deux méthodes.....	125
Figure III-12 : Comparaison entre des courbes de concentration relative (analyse chimique) et des courbes de conductivité électrique relative modifiée.....	126
Figure III-13 : Débits en sortie de l'essai E1.....	129
Figure III-14 : Résultats des sondes TDR de l'essai E1.....	131
Figure III-15 : Débits en sortie de l'essai E1.....	131
Figure III-16 : Résultats des sondes TDR de l'essai E2.....	132
Figure III-17 : Courbes d'élution du soluté par sortie et moyenne de l'essai E1.....	133
Figure III-18 : Courbe d'élution du soluté par sortie et moyenne de l'essai E2.....	135
Figure III-19 : Débit en sortie de l'essai E21.....	137
Figure III-20: Débits en sortie de l'essai E22.....	138
Figure III-21 : Courbe d'élution du soluté de l'essai E21.....	139

Figure III-22: Courbes d'élution de l'essai E22.....	141
Figure IV-1 : Géométrie du domaine d'écoulement de PROF1 utilisée dans le COMSOL.....	149
Figure IV-2 : Géométrie du domaine d'écoulement de PROF2 utilisée dans le COMSOL.....	149
Figure IV-3 : Maillage par éléments finis du profil PROF1 dans COMSOL (29300 éléments).....	151
Figure IV-4 : Maillage par éléments finis du profil PROF2 dans COMSOL (37100 éléments).....	152
Figure IV-5 : Comparaison de la teneur volumique en eau simulée (courbe) et mesurée (points, $\pm 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) pour le profil hydrique vertical au centre de LUGH (rang 3).	153
Figure IV-6 : Courbes d'élution de l'ion bromure mesurées (pointillés) et simulées (lignes) pour l'essai E1 ; chaque courbe correspond à la moyenne des lignes A, B et C des rangs de 1 à 5.....	154
Figure IV-7 : Distribution de la teneur volumique en eau, lignes de courant et champ vectoriel de flux darcien (flèches) pour l'essai E1.	155
Figure IV-8 : Comparaison de la teneur volumique en eau simulée (courbe) et mesurée (pointillé, $\pm 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) pour le profil hydrique horizontal au centre de LUGH (le long de la ligne B).	156
Figure IV-9 : Courbes d'élution de l'ion bromure mesurées (points) et simulées (lignes) (à droite) pour l'essai E2 ; chaque courbe correspond à la moyenne des lignes A, B et C du même rang de 1 à 5....	157
Figure IV-10 : Distribution de la teneur volumique en eau, $\theta (\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$, champ vectoriel de flux darcien (flèches) et lignes de courant (courbes) en régime stationnaire pour l'essai E2.	158
Figure IV-11 : Profil de charge de pression (à gauche) et de teneur volumique en eau (à droite) au-dessous la zone d'alimentation.	159
Figure IV-12 : Processus de diffusion du soluté dans l'essai E1 (PROF1) et E2 (PROF2).	160
Figure IV-13 : Distribution de la teneur volumique en eau, $\theta (\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$, champ vectoriel de flux darcien (flèches) et lignes de courant (courbes) en régime stationnaire pour le profil PROF11 (longueur augmentée de deux sorties supplémentaires).	162
Figure IV-14 : Distribution de la teneur volumique en eau, $\theta (\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$, champ vectoriel de flux darcien (flèches) et lignes de courant (courbes) en régime stationnaire pour le profil PROF12 (doublement de la hauteur de sol).....	163
Figure IV-15 : Distribution de la teneur volumique en eau, $\theta (\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$, champ vectoriel de flux darcien (flèches) et lignes de courant (courbes) en régime stationnaire pour le profil PROF13 (combinaison du doublement de la hauteur de sol et de l'augmentation latérale de deux sorties supplémentaires).	164

Figure IV-16 : Comparaison des teneurs volumiques en eau simulées pour le profil hydrique vertical au centre du lysimètre LUGH; les couples (PROF1, PROF11) et (PROF12, PROF13) sont superposés.	165
Figure IV-17 : Comparaison des teneurs volumiques en eau simulées au niveau z=0.....	165
Figure IV-18 : Distribution de la teneur volumique en eau, θ ($m^3 m^{-3}$), champ vectoriel de flux darcien (flèches) et lignes de courant (courbes) en régime stationnaire pour le PROF1 et la vitesse $1.21e-5 m s^{-1}$	166
Figure IV-19 : Distribution de la teneur volumique en eau, θ ($m^3 m^{-3}$), champ vectoriel de flux darcien (flèches) et lignes de courant (courbes) en régime stationnaire pour le PROF1 et la vitesse $3.62e-6 m s^{-1}$	167
Figure IV-20 : Comparaison des teneurs volumiques en eau simulées pour le profil hydrique vertical au centre du lysimètre.....	168
Figure IV-21 : Comparaison des teneurs volumiques en eau simulées au niveau z=0.....	168
Figure IV-22 : Déviation verticale du centre de gravité de l'eau en sortie par rapport à celui de l'entrée en fonction de l'angle de l'interface.....	170
Figure IV-23 : Relation entre a_i et la vitesse d'infiltration.	171
Figure IV-24 : Volume d'eau dans le sable (pointillés) et le matériau bimodal (lignes) en fonction de la vitesse d'alimentation.	173
Figure IV-25 : Influence de la pente (a, b, c) et de la vitesse d'entrée (d, e, f) sur les composants de vitesse dans le sable (V_{y1}, V_{z1}) et le bimodal (V_{y2}, V_{z2}).	174
Figure IV-26 : Position du point d'intersection de la courbe de V_{y1} avec l'axe $y = 0$	176
Figure IV-27 : Comparaison des temps de séjour (a et b) et des pics des courbes d'élution (d) des rangs 1 et 3 (Flèche : croissance de vitesse).....	177
Figure IV-28 : Pic et volume d'eau injecté et cumulé au moment du pic en fonction de la pente et de la vitesse d'infiltration.	178

Liste des tableaux

Tableau I-1 : Classification granulométrique de sol (NF P18-560).	8
Tableau I-2 : Classe de taille de la structure (mm) (Soil Survey Division Staff, 1993).	11
Tableau II-1 : Coefficient d'uniformité et coefficient de courbure des courbes granulométriques.	69
Tableau II-2 : Eléments chimiques majeurs du dépôt au bassin Django Reinhardt et des matériaux utilisés.....	69
Tableau II-3 : Paramètres des caractéristiques hydrodynamiques estimés par la méthode BEST.	71
Tableau II-4 : Paramètres des fonctions de van Genuchten-Mualem.....	74
Tableau II-5 : Valeurs des paramètres hydrodispersifs utilisés dans la modélisation du lysimètre LUGH avec le COMSOL (équation de convection-dispersion).	76
Tableau III-1 : Paramètres des deux colonnes utilisées.	109
Tableau III-2 : Caractéristiques expérimentales des essais en colonne.	110
Tableau III-3 : Bilan de masse, BM, et facteur de retard, R, des essais en colonne.	112
Tableau III-4 : Dispersivités obtenues par le modèle CDE.....	115
Tableau III-5 : Caractéristiques hydrodispersives des essais en colonne avec le modèle MIM.	115
Tableau III-6 : Caractéristiques des essais effectués en lysimètre LUGH.	118
Tableau III-7 : Comparaison des paramètres caractéristiques des courbes d'élution par deux méthodes.....	127
Tableau III-8 : Centre de gravité de l'eau en sortie (en mètres) des essais en lysimètre.....	130
Tableau III-9 : Paramètres caractéristiques des courbes d'élution de l'essai E1, chaque valeur est la moyenne des lignes A, B, et C du même rang (1 à 5).....	134
Tableau III-10 : Paramètres caractéristiques des courbes d'élution de l'essai E2, chaque valeur est la moyenne des lignes A, B, et C du même rang (1 à 5).....	136
Tableau III-11 : Paramètres caractéristiques des courbes d'élution de l'essai E21, chaque valeur est la moyenne des lignes A, B, et C du même rang (1 à 5).....	140
Tableau III-12: Proportion relative des temps de séjour.....	140

Tableau III-13: Paramètres caractéristiques des courbes d'élution de l'essai E22, chaque valeur est la moyenne des lignes A, B, et C du même rang (1 à 5).....	141
Tableau IV-1 : Vitesses d'infiltration à la surface et angles des pentes du test de sensibilité.	169
Tableau IV-2 : Paramètres de la relation linéaire entre le décalage et l'inclinaison de la pente.	171

RESUME

L'hétérogénéité de la zone non saturée joue un rôle important dans le transfert d'eau et de soluté car elle accentue à la fois le développement des zones de stockage temporelles et les écoulements préférentiels. Par conséquent, la validation des modèles prédictifs nécessite le développement des outils expérimentaux spécifiques afin d'observer et de quantifier les mécanismes de transport impliqués dans un système non saturé hétérogène. Cette thèse vise à étudier l'effet combiné de la vitesse d'infiltration, de la barrière capillaire et l'angle de la pente d'interface entre deux matériaux sur les processus de l'écoulement de l'eau et du transport de soluté dans un modèle physique, le lysimètre de laboratoire $1 \times 1 \times 1.6 \text{ m}^3$, nommé LUGH (Lysimeter for Urban Groundwater Hydrology) et un modèle numérique 3D de ce lysimètre. Le lysimètre LUGH est rempli par un sable fin et un mélange bimodal (50 % sable fin et 50 % gravier) en deux configurations: un profil uniforme de matériau bimodal ou un profil avec deux couches avec une pente de 14° . Ces agencements figurent l'hétérogénéité structurale et texturale observée sur un des sites expérimentaux de l'OTHU (Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine) : le bassin d'infiltration d'eaux pluviales Django Reinhardt géré par la ville de Lyon (France). Le lysimètre est alimenté en eau et avec un traceur inerte (bromure de potassium, KBr) sur une partie de la surface par un système d'arrosage automatique. Les effluents ont été recueillis dans quinze sorties différentes en bas du lysimètre. La forte hétérogénéité des flux des sorties et des courbes de percée souligne la mise en place des écoulements préférentiels résultant à la fois de l'effet de barrière capillaire et de l'effet de fond du lysimètre. A partir des résultats expérimentaux, la modélisation numérique à l'aide de logiciel COMSOL Multiphysics™ a permis de mieux comprendre les mécanismes responsables de ces transferts hétérogènes. Lorsque le modèle numérique validé, un test de sensibilité a été conduit pour étudier les effets de la vitesse d'infiltration et de la pente de l'interface sur l'écoulement. Les résultats montrent que la diminution de la vitesse d'infiltration ou l'augmentation de la pente de l'interface favorisent le développement des écoulements préférentiels. Notre étude a donné également des renseignements pertinents sur le couplage entre les processus hydrodynamiques et le transfert des solutés dans les sols non saturés hétérogènes en soulignant le rôle de la géométrie des interfaces ainsi que celui des conditions aux limites comme des facteurs clés pour la quantification des écoulements préférentiels.

Mots-clés: barrière capillaire, écoulement préférentiel, hétérogénéité, lysimètre, pente, sol non saturé, solutés, transfert, modélisation.

ABSTRACT

The heterogeneity of the unsaturated zone plays an important role in the water and solutes transfer as it accentuates both the development of stagnant zones for water and preferential flow. Therefore, the validation of predictive models requires the development of specific experimental tools to observe and quantify the transport mechanisms involved in a heterogeneous unsaturated system. The aim of this thesis is to describe the combined effect of infiltration, capillary barrier and sloping layered soil on both flow and solute transport processes in a large physical model (1x1x1.6 m³) called LUGH (Lysimeter for Urban Groundwater Hydrology) and a 3D numerical flow model. Sand and a soil composed of a bimodal sand-gravel mixture were placed in the lysimeter represent one of the common structural and textural elements of the heterogeneity observed in the vadose zone under an infiltration basin of Lyon (France). The soil was compacted in two configurations: a uniform profile and a profile with two layers having a slope of 14°. Water and an inert tracer (KBr) were injected from the top of the lysimeter using a specific water sprinkler system and collected at 15 different outlets at the bottom. The 15 breakthrough curves obtained presented high heterogeneity, emphasising the establishment of a preferential flow resulting from both capillary barrier and soil layer dip effects. Numerical modelling led to better understanding of the mechanisms responsible for these heterogeneous transfers and it was also used to perform a sensitivity analysis of the effects of water velocity (water and solute flux fed by the sprinkler) and the slope interface. The results show that decreasing velocity and increasing the slope of the interface can lead to the development of preferential flows. In addition, the offset of the centre of gravity of the flow distribution at the output increases linearly as a function of the slope angle of the layered soil. This paper allows coupling the hydrodynamic approach with the transfer of pollutants in unsaturated heterogeneous soil and highlighting preferential flow by flow modeling.

Keyword: capillary barrier, heterogeneity, lysimeter, preferential flow, slope, solutes, transfer, unsaturated soil, modelling.

Introduction

Malgré une occupation de 72 % de la surface terrestre avec un volume immense de 1.4 milliards de km³, plus de 97.2 % d'eau est contenue dans les océans sous forme d'eau salée. Le reste (2.8 %) est l'eau douce qui est située dans les glaciers et les calottes glaciaires polaires (2.15 %), l'eau souterraine (0.63 %), les eaux de surface (les lacs et les cours d'eaux, 0.019 %) et l'atmosphère (0.001 %). Cependant, moins de 1 % du volume total d'eau douce présent sur Terre peut être utilisé comme l'eau potable. Ceci englobe les cours d'eaux, les réservoirs naturels ou artificiels (lacs, barrages ...) et les nappes souterraines dont celles à faible profondeur permettent l'exploitation à des coûts abordables. Au cours du cycle de l'eau, une importante masse d'eau est transférée entre les différents réservoirs. Ce phénomène entretient souvent l'idée que l'eau est une ressource renouvelable. Toutefois, le temps de résidence de l'eau peut varier de 16 jours pour une goutte d'eau qui descend du sommet de la montagne vers la mer par une rivière, jusqu'à 1400 ans pour une goutte d'eau dans une nappe souterraine (Marsily, 1995). Cela signifie que lorsqu'un polluant pénètre dans un aquifère, ce dernier peut s'en trouver potentiellement pollué pour des millénaires.

Dès le milieu des années 1970, l'eau était un domaine prioritaire pour l'union européenne. En effet, le changement climatique, la croissance démographique et l'urbanisation devraient entraîner une augmentation sans cesse des pollutions qui dégradent la qualité de l'eau en Europe. Divers contaminants (anions, cations, métaux lourds, contaminants organiques, pesticides, fertilisants, ...) d'origine agricole (Vrba and Romijn, 1986; Candela and Aureli, 1998) ou urbaine (Lerner, 2001; Zaporozec, 2002) générés par les activités humaines et déposés sur la surface du terrain sont collectés par le ruissellement des eaux lors d'évènements pluvieux. Ces eaux peuvent donc constituer un potentiel de pollution non négligeable pour les milieux récepteurs, surtout le sol et les eaux souterraines (Mikkelsen et al., 1996; Chocat, 1997; Miquel, 2003). En effet, ces effluents pluviaux sont à l'origine de plus de la moitié des charges polluantes déversées dans les eaux souterraines aux Etats-Unis (Smullen et al., 1999) ce qui représentent un enjeu environnemental important.

Une fois infiltrés dans le sol, les contaminants se trouvent initialement dans la zone non saturée avant de migrer vers les nappes phréatiques. La zone non saturée joue alors un rôle prépondérant dans le transfert d'eau et de contaminants, (Stephens, 1996; Selker et al., 1999) car elle est en position centrale pour les échanges et les interactions avec les autres compartiments (atmosphère, biosphère, nappes). La structure du sol et la teneur volumique en eau dans cette zone ont une très grande variabilité spatiale et temporelle. Ainsi, la zone non saturée est soumise à des conditions hydrodynamiques transitoires ce qui implique des variations non linéaires des paramètres de transfert et d'écoulement des polluants (temps de séjour, rétention, étalement du panache). Par conséquent, l'hétérogénéité de cette zone se traduit par une large disparité des temps d'apparition des polluants (Flury et al., 1994) et des concentrations maximales atteintes dans la nappe, ainsi que une augmentation du coefficient de dispersion avec l'échelle d'observation (Zhou and Selim, 2003).

Comprendre l'influence du fonctionnement hydrodynamique de la zone non saturée est capital afin d'étudier le lessivage de solutés. La question posée toujours est comment les contaminants répandus à la surface du sol sont transférés dans cette zone, et quand, où et dans quelle proportion ils atteignent la nappe phréatique. De nombreux auteurs ont souligné que ce processus est étroitement associé à des écoulements préférentiels qui participent à une accélération du transfert vers la nappe (Miyazaki, 1988; Kung, 1990a; Steenhuis and Parlange, 1991; Heilig et al., 2003). Le développement de ces écoulements préférentiels dépend de l'hétérogénéité de la texture (Bouma et al., 1977; Beven and Germann, 1982; Quisenberry et al., 1993) et de la structure (Hill and Parlange, 1972; Quisenberry and Phillips, 1976; Baker and Hillel, 1990) du sol ainsi que du régime hydrique (i.e. histoire hydrique, intensité et volume des précipitations) (Flury et al., 1994; Newman, 1999; Walter et al., 2000; Bussière et al., 2003).

De nombreuses études portant sur les transferts couplés eau-solutés ont été réalisées dans la zone non saturée par des traçages in-situ (Richards and Steenhuis, 1988; Heilig et al., 2003; Peters and Durner, 2009; Kaskassian et al., 2012). Les essais de terrain ont l'avantage d'être réalisés en situation réelle et de mettre en évidence l'influence de la zone non saturée sur le transfert de solutés. Cependant, la réalisation d'expériences à cette échelle peut être longue et coûteuse. De plus, l'interprétation des résultats reste difficile compte tenu du

régime d'écoulement transitoire, de la variabilité spatiale de la lithologie et structure de la zone non saturée, de la qualité géochimique de l'eau et des matériaux ainsi que du couplage de différents mécanismes physiques, chimiques et biologiques non linéaires. L'identification et la description quantitative des processus d'écoulement d'eau et de transport de polluant dans le zone non saturée nécessitent donc l'acquisition d'un grand nombre de paramètres dont la mesure n'est pas toujours possible à l'échelle du terrain (Kaskasian et al., 2009).

L'une des alternatives aux essais de terrain est celle d'études du laboratoire en utilisant des colonnes. Pour ces essais, les conditions initiales et aux limites sont maîtrisées, la plupart du temps en régime d'écoulement permanent et avec une géométrie monodimensionnelle. Cette technique, précise au niveau de l'identification de certains mécanismes de transfert (Février, 2001; Chapuis et al., 2006; Indrawan et al., 2007), nous permet d'estimer des paramètres clés de l'écoulement d'eau et du transport de solutés dans des sols non saturés selon une géométrie donnée. S'agissant d'un dispositif d'écoulement unidirectionnel, les résultats des colonnes sont difficilement utilisables pour l'étude des écoulements préférentiels sur le terrain en géométrie bi ou tridimensionnelle.

Dans ce contexte, des pilotes 3D de laboratoire sont développés afin de pouvoir étudier les écoulements préférentiels sous conditions contrôlées. Des lysimètres de taille métrique au laboratoire sont largement utilisés (Lanthaler, 2004) pour mieux comprendre les processus de transfert d'eau et de solutés en milieux poreux (Schoen et al., 1999; Walter et al., 2000; Bussière et al., 2003; Anguela, 2004). Ils constituent une approche intermédiaire entre les deux échelles, à savoir la colonne de laboratoire et la parcelle d'étude sur le terrain (Hansen et al., 2000). L'utilisation des lysimètres nous permet de comprendre la nature exacte et l'impact de ces transferts, le temps de résidence exact du soluté dans le sol et la quantité d'eau nécessaire afin de lessiver les solutés présents dans le sol (Anguela, 2004). Cependant, aucune de ces études ne s'intéresse à la compréhension de l'effet de l'hétérogénéité du milieu, à cette échelle d'étude, sur les mécanismes couplés de transfert d'eau et de solutés dans un milieu non saturé. Seuls Abdou et Flury (Abdou and Flury, 2004) se sont intéressés à l'étude du rôle de la structure hétérogène et à l'impact d'échelle entre un lysimètre et un essai sur le terrain. Toutefois, leurs études ne traitent que des travaux numériques en géométrie bidimensionnelle. Dans la plupart des études, les lysimètres sont

alimentés en eau uniformément sur toute la surface du sol. Donc l'eau a tendance à s'écouler verticalement et les flux latéraux sont limités. En effet, de nombreux auteurs soulignent l'existence dans la zone non saturée d'une part significative de l'infiltration qui s'écoule horizontalement (Vauclin et al., 1979; Romano et al., 1999; Silliman et al., 2002; Anguela, 2004). L'évaluation de la part d'écoulement horizontal et son impact sur le flux total sont des questions intéressantes auxquelles il faut pouvoir répondre.

Dans le cadre de notre étude, nous présentons à l'aide d'un pilote de laboratoire une méthodologie permettant d'améliorer et de valider un modèle conceptuel et numérique de l'hydrodynamique au sein d'un massif hétérogène. Le dispositif développé, dénommé LUGH (Lysimeter for Urban Groundwater Hydrology), a pour objectif de représenter en 3D des hétérogénéités structurales et texturales observées dans les formations fluvioglaciales dans l'Est Lyonnais (France). L'utilisation de ce modèle permet notamment l'étude des conditions initiales et aux limites imposées et leur rôle vis-à-vis des écoulements préférentiels. Le lysimètre LUGH est alimenté sur une partie de la surface seulement afin de permettre des écoulements dans les trois dimensions. Le drainage libre et la collecte des effluents sont repartis sur plusieurs sorties différentes. Cette sous-division des effluents donne une vue étendue de la distribution spatiale et temporelle du soluté en sortie du lysimètre. La comparaison des données numériques et expérimentales nous permet de tester et de valider des modèles de transfert couplant différents processus en 3D, et ainsi de prendre en compte l'effet de l'hétérogénéité du milieu et l'effet de la condition limite au fond du lysimètre. Ensuite, la résolution numérique de divers scénarios permet de tester l'influence de la vitesse d'infiltration et de la pente de l'interface sur l'établissement d'écoulements hétérogènes.

Objectifs scientifiques du travail de thèse

Le travail de thèse présente le développement d'un nouveau modèle physique de laboratoire, le lysimètre LUGH.

D'abord, il s'agit de comprendre le rôle de l'hétérogénéité du milieu non saturé sur le transfert d'eau et de soluté à l'aide d'essais expérimentaux. Des essais avec deux profils de sol différents et trois vitesses d'infiltration différentes sont effectués afin de préciser les

schémas d'écoulement de l'eau et du transport de solutés dans le lysimètre LUGH. A partir de ces données, nous étudions le décalage des écoulements, l'évolution temporelle et spatiale des débits d'eau et des concentrations de soluté sur plusieurs sorties différentes en bas du lysimètre. Les résultats nous permettent de comprendre le rôle de la barrière capillaire et de la vitesse d'infiltration sur les écoulements de l'eau et du soluté en prenant en compte l'effet induit par le volume fini du lysimètre.

Par la suite, un modèle numérique est développé pour simuler les essais expérimentaux. Les résultats simulés nous permettent de mieux comprendre les comportements de processus de transfert d'eau et de soluté dans le lysimètre. Puis, un test de sensibilité dans lequel on pourra faire varier la pente de la barrière ainsi que la vitesse d'infiltration est étudiée. Il permet d'étudier divers scénarios qui ne peuvent pas être réalisés dans le laps de temps imposé par la thèse.

Les objectifs scientifiques de ce travail s'organisent autour des axes suivants :

- Etude du comportement hydrodynamique de la zone non saturée pour le cas d'un profil homogène. Ceci a été réalisé en maîtrisant la fonction d'entrée de type créneau de soluté sous des conditions aux limites symétriques. L'objectif est d'aboutir à l'estimation de l'évolution temporelle et spatiale du transfert d'eau et de soluté par une mesure simple et rapide des courbes d'élution de soluté de quinze sorties différentes du bas du lysimètre.
- Etude dans un profil hétérogène du rôle de la barrière capillaire sur le transfert d'eau et de soluté. Les résultats sont comparés avec ceux du cas du profil homogène.
- Etude de l'effet de la vitesse d'infiltration en appliquant trois vitesses différentes sur le même profil hétérogène. Les vitesses choisies assurent un écoulement non saturée.
- Modélisation numérique des essais expérimentaux en utilisant les paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs déterminés sur chaque matériau à l'aide de la méthode BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters).
- Etude numérique de l'effet du fond du lysimètre en variant la taille du domaine d'écoulement et les vitesses d'infiltration.
- Etude numérique de l'impact combiné de l'effet de fond et de l'effet de barrière

capillaire en fonction de l'angle de l'interface des deux matériaux et de la vitesse d'infiltration par un test de sensibilité à ces paramètres.

Structure du mémoire

Le travail de thèse se divise en trois grandes parties : les essais expérimentaux, la modélisation des processus observés lors des essais et les tests de sensibilité des différents paramètres. Le mémoire est structuré en cinq chapitres.

Le premier chapitre représente les définitions et les modèles nécessaires à la compréhension des mécanismes de l'écoulement de l'eau et du transport du soluté dans la zone non saturée. Il résume également la simulation du transfert d'eau et de soluté dans un modèle physique de dimensions réduites.

Le deuxième chapitre expose le matériel et les outils utilisés ainsi que les méthodes d'interprétation des résultats, en particulier le développement du nouveau lysimètre de laboratoire.

Les résultats expérimentaux sont présentés dans le troisième chapitre. Ce chapitre regroupe six essais monodimensionnels en colonne avec deux matériaux différents, un essai en lysimètre sur un profil homogène et trois essais avec trois vitesses d'infiltration différentes sur un profil hétérogène.

Le chapitre quatre propose la modélisation numérique de deux essais expérimentaux à l'aide du logiciel COMSOL MultiphysicTM et du test de sensibilité décrit ci-dessus.

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

I Définitions et modèles relatifs aux transferts d'eau et de soluté dans la zone non saturée

I.1 Zone non saturée

La zone non saturée est la zone du sous-sol comprise entre la surface du sol et la zone saturée (par exemple la surface d'une nappe libre). C'est également un milieu poreux constitué d'une composante solide formée par des éléments minéraux et d'une composante poreuse caractérisée par des petits espaces vides (connectés ou non) délimités par la matrice solide et formant un réseau. La composante poreuse est remplie par une phase liquide et une phase gazeuse ; elle est perméable à un écoulement de fluide (gaz ou liquide).

Le réseau poreux est le lieu de migration des polluants depuis la surface du sol jusqu'à la nappe phréatique. La zone non saturée se trouve donc en position centrale pour les échanges et les interactions avec les autres compartiments (atmosphère, biosphère, nappes ...) et intervient directement dans la rétention et la transformation de ces polluants. Elle représente une très grande variabilité spatiale et temporelle de la texture et de la structure du sol ainsi que de la teneur volumique en eau (Parker and Albrecht, 1987).

I.1.1 Organisation de la zone non saturée

Du point de vue physique, l'organisation de la zone non saturée est caractérisée par trois composantes : sa texture (ou granulométrie), sa structure et sa porosité.

I.1.1.1 Texture

La texture d'un sol est un terme qui permet de distinguer les sols sur la base de la granulométrie de leurs particules en supposant les particules de forme sphérique. Elle ne tient pas compte de la nature et de la composition des minéraux (par exemple la teneur en calcaire), ni de sa matière organique.

Les particules du sol sont classées en fonction de leur diamètre. Il existe plusieurs normes définissant des classes de dimensions. Par exemple, le Tableau I-1 correspond à la

norme française NF P18-560 utilisée notamment dans le domaine routier. Cette norme permet de distinguer diverses classes de matériaux indépendamment de leur nature chimique.

Tableau I-1 : Classification granulométrique de sol (NF P18-560).

Diamètre maximum	Appellation	Diamètre minimum
200 mm	Cailloux	20 mm
20 mm	Graviers	2 mm
2 mm	Sables grossiers	0.2 mm
0.2 mm	Sables fins	20 µm
20 µm	Limons	2 µm
2 µm	Argiles	< 2 µm

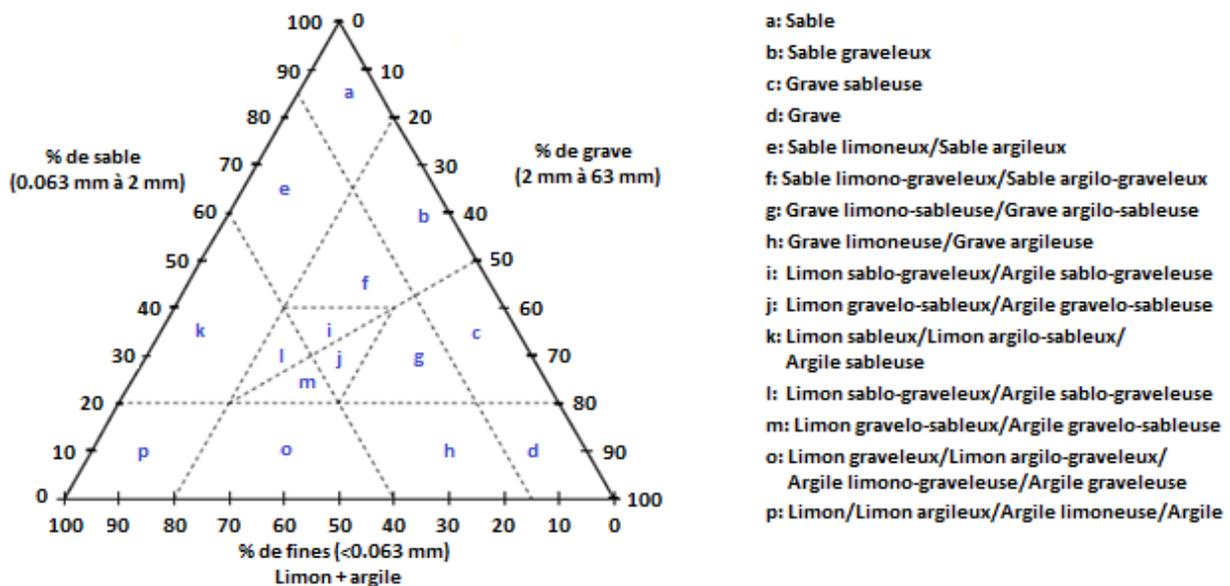


Figure I-1 : Triangle de textures pour la classification des sols selon leur granulométrie - Norme NF EN ISO 14688-2.

La texture du sol est généralement regroupée en trois classes fondamentales représentées sous forme d'un triangle, appelé triangle des textures, qui fait référence à la proportion relative des particules d'argile, de limon et de sable dans le sol (Figure I-1). Aussi,

le triangle des textures permet-il de classer les sols d'après leur composante granulométrique. Il existe de nombreux triangles de textures correspondants à des types de sols différents.

La texture du sol est l'un des facteurs les plus importants influençant les caractéristiques physiques du sol. Par exemple, un sol avec peu d'argiles a une faible cohésion et donc une faible stabilité structurale. Il peut être très perméable, surtout lorsqu'il est composé de grains grossiers, mais il peut être facilement érodable. Inversement, avec beaucoup d'argile, le sol est beaucoup plus lourd, a une structure massive et possède une forte rétention d'eau. En général, la texture du sol a une propriété fixe et ne change pas en fonction du temps.

I.1.1.2 Structure

La structure du sol fait référence à l'organisation spatiale des différents éléments solides. Les particules isolées se rejoignent pour former des grumeaux puis des agrégats. Il y a différentes sortes d'agréations qui donnent des structures du sol très diverses.

La classification du sol selon sa structure comprend le degré ou l'intensité d'agréation, la classe (ou taille moyenne des agrégats) ou le type de structure (forme de l'agréation).

Le *degré de structure* décrit le caractère distinctif des agrégats (différence entre la cohésion au sein des agrégats et d'adhésion entre les agrégats). Cette classification s'applique pour le sol « frais » (pas trop sec et pas trop humide) afin d'éviter les changements éventuels des propriétés provoqués par la teneur volumique en eau de celui-ci. En général, on différencie le degré de structure en 4 classes nommées de 0 à 3, à savoir :

- 0-sans structure : Le sol ne contient aucun agrégat ; il est dit sans structure. Ce sont les cas correspondant à un sol formé par une seule masse (sol très cohérent où tous les grains sont bien cimentés) ou par des grains isolés (sol non cohérent, par exemple le cas du sable pur).
- 1-Structure faible : la liaison entre des agrégats est faible et le sol se brise facilement en un mélange composé d'un très petit nombre d'agrégats entiers, de nombreux agrégats brisés et de quelques éléments hétérogènes.

- 2-Structure modérée : la liaison entre les agrégats est distincte et moyennement durables. Quand on détache un bloc de sol du profil, de nombreux agrégats restent entiers, il y a seulement quelques agrégats brisés et une petite quantité d'éléments hétérogènes.
- 3-Structure forte : la liaison entre agrégats est bien distincte, durable et très visible dans le sol intact. La plupart des agrégats sont entiers avec un petit nombre d'agrégats brisés et peu ou pas d'autres éléments non agrégés lorsque le sol se brise.

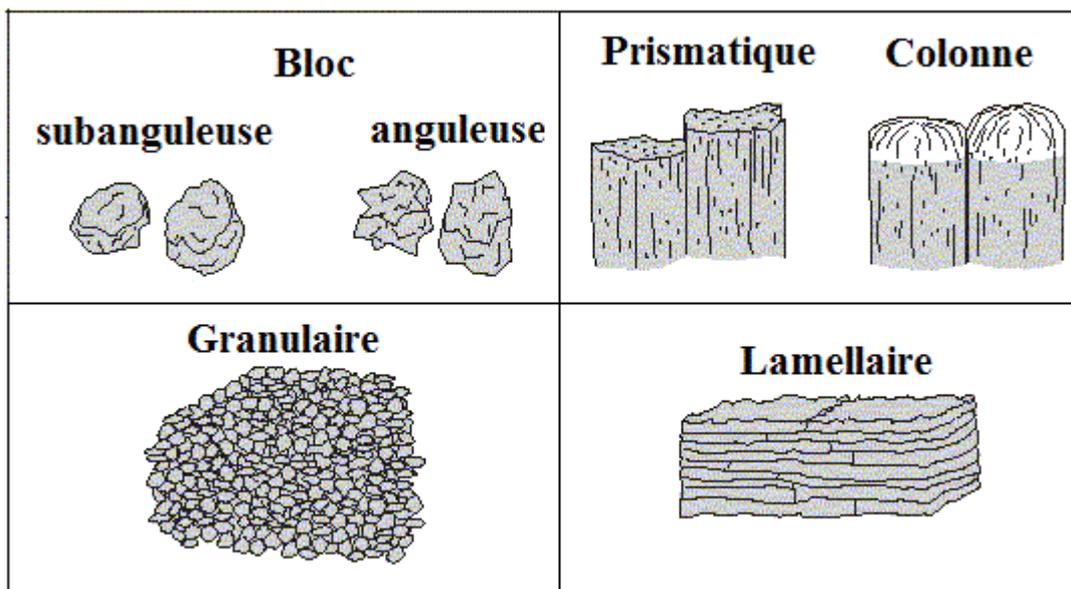


Figure I-2 : Types de structure du sol.

Le type et la classe de la structure peuvent être définis d'après le *système de classification de structure* utilisée par l'US Soil Survey (Soil Survey Division Staff, 1993). Dans ce système, le type de la structure est divisé en 5 formes d'agrégation (Figure I-2) :

- Structure lamellaire : les particules s'agrègent en forme de plaques plates et généralement orientées horizontalement.
- Structure en colonne : les particules sont formées par des colonnes ou piliers verticaux avec des sommets arrondis, séparées par des fentes verticales minuscules mais bien visibles.
- Structure prismatique : les particules sont formées comme la structure en colonne, mais les sommets sont indistincts et normalement plats.

- Structure anguleuse et sub-anguleuse : les particules s'agrègent en blocs presque cubiques ou polyédriques, dont les angles sont plus ou moins tranchants.
- Structure granulaire et grumeleuse : les particules individuelles s'agrègent en petits grains presque sphériques.

La structure est également différenciée en cinq classes en fonction du type de structure en fonction de la forme des agrégats. Ils sont représentés sur le Tableau I-2 ci-dessous.

La structure du sol a un rôle important sur tant sur la porosité du sol comme sur la distribution de taille des pores (agencement des tailles différentes des pores dans l'espace poreux total) dans lesquels s'effectuent les transferts de gaz et d'eau. Par ailleurs, la structure assure la résistance du sol. Généralement, la structure du sol évolue dans le temps en fonction de facteurs internes et externes, comme par exemple : les processus de dissolution et de précipitation des constituants dans le sol ou dans le flux qui le traversent, les activités biologiques et le retrait et le gonflement du sol.

Tableau I-2 : Classe de taille de la structure (mm) (Soil Survey Division Staff, 1993).

Classe de taille	Lamellaire	Prismatique/colonne	Bloc	Granulaire
Très fine/mince	<1	<10	<5	<1
Fine/mince	1-2	10-20	5-10	1-2
Moyenne	2-5	20-50	10-20	2-5
Grossière/épaisse	5-10	50-100	20-50	5-10
Très grossière/épaisse	>10	>100	>50	>10

I.1.1.3 Porosité

La porosité est constituée par l'ensemble des interstices (connectés ou non) pouvant contenir des fluides (liquide ou gaz) dans le milieu poreux. On distingue deux catégories de vides : des vides de fissures (dont une ou deux des dimensions sont nettement supérieures à la troisième) et des vides de pores. Les pores du sol sont fondamentalement décomposés d'après leur degré de connection ou leur taille.

Le degré de la connection est distingué en trois types principaux, à savoir :

- Les pores occlus ou fermés : ce sont les pores non accessibles aux extérieurs. Ils n'ont aucune ouverture vers les autres pores.
- Les pores piégés : ce sont les pores connectés aux autres pores mais ne permettant pas la récupération ou circulation des fluides piégés.
- Les pores efficaces : ce sont les pores où les fluides circulent et sont récupérables.

En fonction de leur diamètre, les pores du sol sont distingués en micropores (moins que 0.01 mm), les mésopores (de 0.01 mm à 1 mm) et les macropores (plus que 1 mm) (Luxmoore, 1981) :

- Les micropores : ce sont les pores isolés à l'intérieur des agrégats du sol, appelés aussi les pores matriciels ou texturaux, et les pores entre des agrégats, appelés également les pores structuraux (Musy and Soutter, 1991). Seuls les pores structuraux participent au transfert de fluides dans les micropores. En raison de leur faible diamètre, la pression capillaire domine dans ce milieu. La vitesse de transfert d'eau dans ce cas est faible (Février, 2001).
- Les macropores : composent des pores efficaces plus grossiers formés par des racines, des processus biologiques dans le sol ou des processus de retrait-gonflement (fissures et craquements) (Kutilek, 2004). Par conséquent, l'écoulement gravitaire domine dans ces pores et engendre des écoulements rapides (Larmet, 2007).
- Les mésopores : composent des pores ayant des tailles intermédiaires entre les micropores et les macropores. Dans ces pores coexistent donc deux types d'écoulements (capillaire et gravitaire).

Etant le lieu de l'écoulement, la connaissance de la porosité permet de déterminer l'état de l'eau dans le sol et son transfert (Sasal et al., 2006). Elle est donc caractérisée par son volume, la répartition des tailles des pores et aussi la continuité des vides. Elle dépend de beaucoup facteurs tels la texture du sol (la taille et le type des particules), la structure, la compacité de l'assemblage, et la nature des constituants (processus chimiques, physiques, mécaniques et biologiques). Cependant, tout l'espace poral ne participe pas dans le

processus d'écoulement. Seule la fraction de la porosité effective (les pores continus) permet la migration de l'eau et du gaz dans le sol.

1.1.2 Propriétés physiques du sol

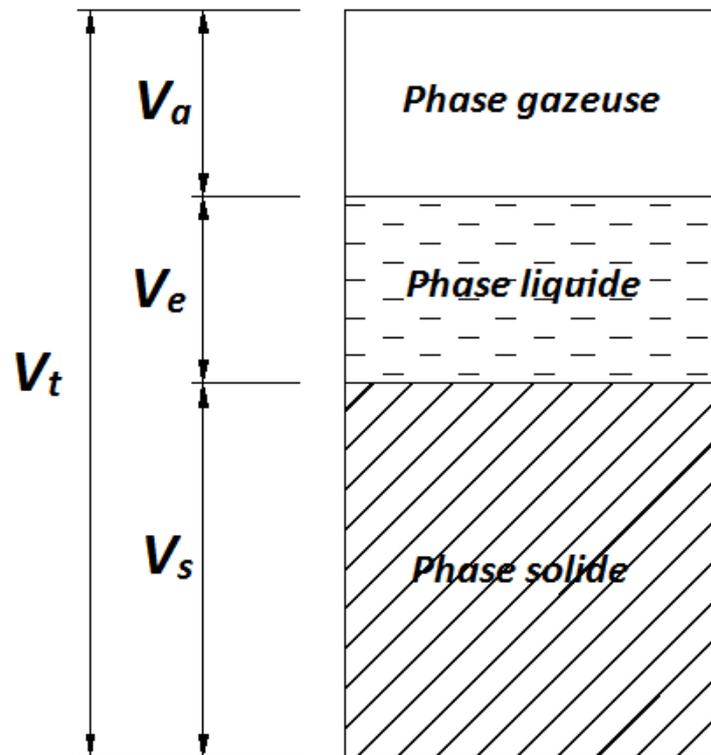


Figure I-3 : Représentation schématique de trois phases du sol.

Un élément représentatif du sol est un milieu poreux triphasique : solide, aqueuse et gazeuse. *Le volume total du sol* est égal au somme des volumes de trois phases :

$$V_t = V_a + V_e + V_s \quad (1-1)$$

où $V_t [L^3]$ est le volume total de sol,

$V_a [L^3]$ est le volume de la phase gazeuse,

$V_e [L^3]$ est le volume de la phase liquide,

$V_s [L^3]$ est le volume de la phase solide.

Donc, *le volume de pores*, $V_p [L^3]$ s'écrit :

$$V_p = V_a + V_e \quad (1-2)$$

Le volume de pores d'un sol à texture sableuse varie de 35 à 50 % du volume total. La porosité ε [-] est le rapport du volume de pores au volume total du sol :

$$\varepsilon = \frac{V_p}{V_t} \quad (1-3)$$

La masse du sol peut également être quantifiée en fonction de la masse de chaque phase :

$$m_t = m_a + m_e + m_s \quad (1-4)$$

où m_t [M] est la masse totale de sol,

m_a [M] est la masse de la phase gazeuse,

m_e [M] est la masse de la phase liquide,

m_s [M] est la masse de la phase solide.

La masse de la phase gazeuse, m_a , est négligeable par rapport à celle des deux autres phases. La masse volumique sèche, ρ_d [ML^{-3}], est définie comme le rapport entre la masse de la phase solide et le volume total de sol :

$$\rho_d = \frac{m_s}{V_t} \quad (1-5)$$

En général, les sols sableux ont des valeurs de masse volumique sèche (de 1.4 à 1.7 gcm^{-3}) plus élevée que celles des sols argileux (de 1 à 1.5 gcm^{-3}).

Le rapport entre la masse et le volume de la phase solide s'appelle la masse volumique des particules ρ_s [ML^{-3}]. La masse volumique des particules de la plupart des sols est relativement constante et est généralement admise comme proche de 2.65 gcm^{-3} :

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s} \quad (1-6)$$

La porosité peut également être calculée à partir de la masse volumique sèche et de la masse volumique des particules :

$$\varepsilon = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \quad (1-7)$$

I.1.3 Eau dans le sol non saturé

I.1.3.1 Définition et classification

L'eau du sol, ou plus correctement « la solution du sol », est un terme qui représente la phase liquide dans le milieu poreux. Elle est composée d'eau et d'éléments dissous. L'eau joue un rôle majeur dans le comportement des sols non saturés. Sa répartition dans l'espace poral, avec la phase de gazeuse, ses interactions avec les minéraux des particules du sol, la concentration de ses sels dissous et les phénomènes de capillarité influencent les mouvements des molécules d'eau dans les pores du sol. Du point de vue de la physique du sol, les caractéristiques les plus importantes de l'eau dans le sol sont *la teneur volumique en eau* et *le potentiel de l'eau*. Ces deux facteurs influent sur les nombreux processus, y compris la température du sol, le mouvement d'oxygène et des autres gaz, le mouvement d'eau et de soluté, le ruissellement et l'infiltration (Radcliffe and Šimůnek, 2010).

A partir du degré de liaison de l'eau aux particules solides du milieu poreux et de sa mobilité, l'eau dans le sol non saturé est différenciée en quatre catégories, à savoir :

- *Eau de constitution* : ce sont les molécules d'eau qui forment la partie de la composition chimique du milieu poreux. Leur liaison avec les solides du milieu poreux est durable et presque inséparable à moins de détruire la structure du sol.
- *Eau adsorbée ou « hygroscopique »* : Ce sont les molécules fortement adsorbées à la surface des minéraux (par des forces d'attraction moléculaire) sous forme d'une pellicule mince irréductible. Cette eau se caractérise par une forte viscosité et ne se déplace pas à moins que les solides soient altérés ou sous l'effet des phénomènes de changement de phase (évaporation) directe.
- *Eau de rétention capillaire ou eau capillaire* : ce sont les molécules d'eau retenues dans les microporosités du sol par les forces capillaires. Cette eau est mobilisable par évaporation ou par absorption par les plantes mais ne se déplace pas par l'effet de la gravité (la force gravitationnelle est trop faible par rapport aux forces capillaires).

- *Eau gravitaire* : ce sont les molécules d'eau qui se trouvent en dehors du champ d'attraction des particules. Cette eau remplit les macroporosités du sol. Elle est capable de s'infiltrer et de percoler dans le milieu poreux sous l'effet de la gravité. C'est donc la partie de l'eau dans le sol qui assure principalement le transfert d'eau et du soluté ; la participation de l'eau capillaire est limitée.

I.1.3.2 Teneur volumique en eau

La teneur volumique en eau du sol représente la quantité d'eau contenue dans un échantillon de sol. On distingue la teneur volumique en eau, la teneur massique en eau et la teneur relative en eau comme les paragraphes au-dessous.

La teneur volumique en eau, θ [L^3L^{-3}], est le rapport du volume d'eau, V_e , au volume total, V_t , du sol. Elle est adimensionnelle mais est généralement exprimée en unité de mètre cube d'eau par mètre cube de sol ; elle est basée sur des volumes :

$$\theta = \frac{V_e}{V_t} \quad (1-8)$$

La teneur volumique en eau varie de la teneur volumique en eau résiduelle, θ_r (quand la conductivité hydraulique approche zéro (van Genuchten, 1980)) et la teneur volumique en eau à saturation, θ_s , (égale à la porosité dans le cas idéal où tout l'espace poral est occupé par la phase liquide). Pour un sol sableux, la teneur volumique en eau à saturation est de l'ordre de 0.35 à 0.50 (Soutter and Mermoud, 2007).

La teneur massique en eau, w [MM^{-1}], est le rapport de la masse d'eau, ou de liquide, m_e , à la masse de sol sec, m_s . C'est une variable adimensionnelle mais généralement elle est exprimée en unité de kilogramme d'eau par kilogramme de sol sec :

$$w = \frac{m_e}{m_s} \quad (1-9)$$

Elle est donc basée sur des masses. Ces valeurs sont déduites de la masse initiale de l'échantillon, m_0 , et de la masse du même échantillon après l'avoir placé 24 à 48 h dans une étuve à une température de 105°C. La masse d'eau est alors égale à $m_e = m_0 - m_s$. Ces

conditions de température et durée sont précisées car ainsi la plupart de l'eau dans l'échantillon s'évapore et donc le sol « sec » atteint une valeur stable de sa masse (Radcliffe and Šimůnek, 2010).

Les deux teneurs en eau, volumique et massique, peuvent être déduites l'une de l'autre par le rapport entre la masse volumique apparente sèche, ρ_d , et la masse volumique de l'eau, $\rho_e = 1 \text{ g cm}^{-3}$:

$$\theta = w \frac{\rho_d}{\rho_e} \quad (1-10)$$

La teneur volumique en eau relative, ou la saturation effective, S_e [-], est le rapport du volume d'eau libre (déplaçable) d'un échantillon à la capacité de rétention de l'eau libre du même échantillon.

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (1-11)$$

Quand la teneur volumique en eau résiduelle est nulle, $\theta_r = 0$, et la teneur volumique en eau à saturation θ_s est égale à la porosité, la saturation effective S_e [-] est égale au degré de saturation, S [-]. Cette dernière est le rapport du volume d'eau dans un échantillon au volume des pores (V_v), soit le rapport de la teneur volumique en eau à la porosité, ε :

$$S = \frac{V_e}{V_v} = \frac{\frac{V_e}{V_t}}{\frac{V_v}{V_t}} = \frac{\theta}{\varepsilon} \quad (1-12)$$

En réalité, dans un sol il existe toujours l'eau de constitution et l'eau absorbée ; donc concernant la teneur volumique en eau résiduelle, celle-ci est généralement plus grande que zéro. Cependant, cette valeur est souvent une constante empirique trouvée par ajustement des données de la courbe caractéristique de rétention d'eau sans chercher à lui donner une signification physique. Par rapport à la teneur volumique en eau à saturation, dans des conditions naturelles, de l'air est éventuellement confinée dans des pores occlus ou piégés ; donc, le sol ne parvient jamais réellement à saturation (Soutter and Mermoud, 2007). La

teneur volumique en eau à saturation correspond alors au volume maximum d'eau dans un échantillon.

La teneur volumique en eau dans le sol non saturé a une très grande variabilité spatiale et temporelle. Sa variabilité affecte directement l'ensemble des paramètres de transfert comme la conductivité hydraulique, la pression capillaire, le temps de séjour, etc.

I.1.3.3 Energie potentielle de l'eau dans le sol

Dans le sol, chaque molécule d'eau, qu'elle soit en mouvement ou immobile, est affectée par diverses forces extérieures (gravité, capillaire ...). En général, l'état énergétique de l'eau du sol résulte de deux principaux composants : l'énergie cinétique et l'énergie potentielle. L'énergie cinétique est l'énergie due à la vitesse de l'eau dans les pores. Cependant, en raison de la vitesse faible d'écoulement et de la taille restreinte des pores, ce terme est négligeable par rapport à l'énergie potentielle due à la position dans un champ de force. L'état énergétique de chaque molécule d'eau détermine sa tendance de mouvement : la direction d'écoulement (d'une position de haute énergie vers une de plus basse énergie) ou la vitesse d'écoulement (qui dépend du gradient d'énergie, c'est à dire du changement d'énergie par rapport la distance).

L'énergie potentielle est divisée selon le type de force agissant sur l'eau du sol. Les principales composantes sont les forces : de gravité, de pression hydrostatique, de capillarité, de pression osmotique et de pression pneumatique de l'air dans le sol. Cependant, l'influence de la pression osmotique et de l'air dans le sol dans les processus de transfert est généralement négligeable (Radcliffe and Šimůnek, 2010). Ces potentiels sont définis par les expressions suivantes :

- La composante gravitationnelle, ψ_z , quantifie l'effet du champ de gravité sur l'énergie de l'eau dans le sol. Elle est calculée, en unités d'énergie par unité de volume, en considérant l'élévation de l'échantillon de l'eau :

$$\psi_z = \rho_e g (z_e - z_0) \quad (1-13)$$

Où $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$ est l'accélération de la pesanteur, z_e [L] est l'élévation de l'échantillon de l'eau et z_0 [L] est l'élévation du plan de référence. Le plan de référence est souvent choisi à la surface du sol. L'équation pour la charge gravitationnelle, z [L] (énergie potentielle par unité de poids), est obtenue sous la forme :

$$z = z_e - z_0 \quad (1-14)$$

- La composante hydrostatique ou le potentiel hydrostatique, ψ_p , quantifie l'effet de la pression hydrostatique de la colonne d'eau s'étendant de l'élévation de l'échantillon de l'eau du sol jusqu'au niveau phréatique. Cette composante ne se produit que lorsque le sol est saturé et que l'élévation de l'échantillon d'eau est en dessous du niveau phréatique. Le potentiel hydrostatique est calculé par :

$$\psi_p = \rho_e g (z_{nappe} - z_e) \quad (1-15)$$

où z_{nappe} [L] est l'élévation de la nappe phréatique. Le potentiel hydrostatique ne peut être que positif ou zéro ($\psi_p = 0$ à $z = z_{nappe}$) et il ne peut pas être négatif dans le sol. Dans ce cas, la charge de potentiel hydraulique ou la charge de pression, h [L], est calculé :

$$h = z_{nappe} - z_e \quad (1-16)$$

- La composante de pression matricielle, ψ_m , quantifie l'effet de la capillarité et de l'adsorption sur l'énergie de l'eau dans le sol en condition non saturée. Cette composante est due aux effets de liaison de l'eau autour des particules solides et aux effets de capillarité dans les pores, surtout dans les micropores (Soutter and Mermoud, 2007). Il ne se manifeste que dans le sol non saturé et est toujours négatif (par convention) par rapport à la pression atmosphérique. Il est calculé par la différence entre la pression atmosphérique, P_{atm} , et la pression d'eau de l'échantillon du sol, P_e :

$$\psi_m = P_{atm} - P_e \text{ où } 0 < P_e < P_{atm} \quad (1-17)$$

La charge de potentiel matriciel s'exprime sous la forme d'une hauteur de colonne d'eau par la relation :

$$h = \frac{P_{atm} - P_e}{\rho_e g} \quad (1-18)$$

Dans de nombreux problèmes d'écoulement, les deux conditions saturées et non saturées se produisent. Afin d'éviter des confusions, on considère à la fois la charge de potentiel hydrostatique (condition saturée) et la charge de potentiel matriciel (condition non saturée) comme *la charge de pression* avec le même symbole, h . Alors, h est positive ou égale à zéro pour la charge de potentiel hydrostatique et est négative pour la charge de potentiel matriciel. Cette dernière dépend de la teneur volumique en eau, $h=f(\theta)$. Elle varie entre des valeurs très faibles quand le milieu est très sec et la valeur nulle quand le milieu est complètement saturé (Vauclin, 1971).

En négligeant l'effet de la pression osmotique et de celle de l'air dans le sol, on peut donc déduire le potentiel hydrique total de l'eau par la somme du potentiel gravitationnel et du potentiel de pression. Ce potentiel total peut s'exprimer en terme de charge hydraulique, H [L], par :

$$H = h + z \quad (1-19)$$

I.1.3.4 Relation pression-teneur volumique en eau dans le sol non saturé

Dans un sol non saturé, à une position z donnée, le potentiel gravitationnel est constant. Par conséquent, la variation du potentiel hydrique total est représentée uniquement par le changement du potentiel matriciel. Ce dernier dépend des variations des forces de capillarité et d'adsorption qui dépendent de la teneur volumique en eau. La relation entre le potentiel hydrique et la teneur volumique en eau est représentée par *la courbe de rétention d'eau*.

Courbe de rétention d'eau

La courbe de rétention d'eau dépend de la texture et de la structure du sol (Figure I-4) et peut être divisée en trois domaines du potentiel matriciel : un domaine d'adsorption, un domaine de capillarité et un domaine d'entrée d'air (Jury and Horton, 2004).

Le domaine d'adsorption correspond aux valeurs de pression capillaire où le sol retient seulement l'eau adsorbée. Dans cette région, la pression est très négative et diminue rapidement tandis que la teneur volumique en eau est très faible et presque constante (teneur volumique en eau résiduelle). L'eau est maintenue à la surface des grains du sol sous forme d'une mince pellicule irréductible par des forces d'attraction moléculaire. Par conséquent, le sol le plus fin (correspondant à une surface spécifique plus grande) a une teneur volumique en eau résiduelle plus élevée qu'un sol plus grossier (par ex. un sol argileux par rapport à un sol sableux, Figure I-4a).

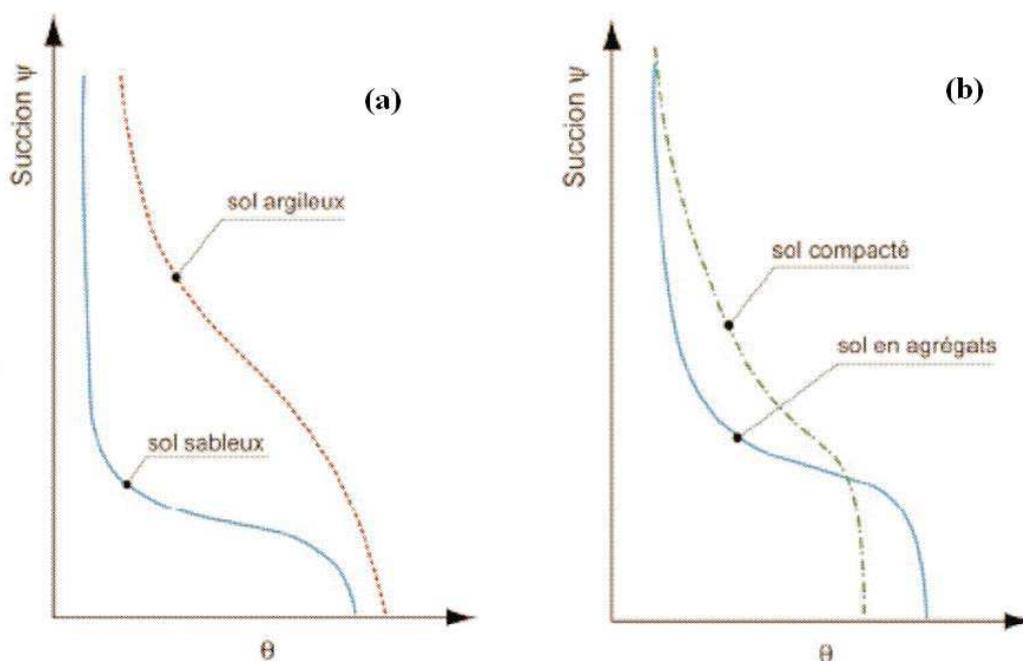


Figure I-4 : Effets texturaux (a) et structuraux (b) sur les courbes de rétention d'eau.

Dans le domaine capillaire, quand la valeur de la pression augmente, la capillarité remplit successivement d'eau les pores les plus petits vers les plus grands. Ce processus reflète la distribution des tailles de pores à travers la pente de la courbe de rétention d'eau. Par exemple, la courbe de rétention d'un sol sableux change brusquement de pression par rapport à celle d'un sol argileux. Ceci montre que la porosité du sol sableux est constituée par des pores dont les tailles sont relativement grandes et leur distribution est étroite. Inversement, la courbe d'un sol argileux représente une distribution large des tailles de pores dont une partie importante est composée par des pores très petits. De manière analogue, dans le cas d'un sol compacté, pour une même texture, la taille des pores d'un sol

compacté est plus petite, mais également plus étalée par rapport à un sol à agrégats (Figure I-4).

Le domaine d'entrée d'air correspond à la région où la valeur de la pression est proche de zéro (Figure I-4). Dans cette région, la teneur volumique en eau atteint la valeur maximale, la teneur volumique en eau à saturation, et elle est presque constante. La porosité est remplie complètement par l'eau et il n'y a pas plus de l'air dans le sol. La valeur minimum de la pression dans cette région est égale à la valeur de la pression capillarité dans le pore le plus grand. Dans cette position appelée le point d'entrée d'air, l'air commence à pénétrer dans les pores et la teneur volumique en eau diminue. Ce point nous permet d'estimer la porosité et la taille la plus grande des pores.

Hystérésis

La relation entre la pression et la teneur volumique en eau n'est pas biunivoque mais dépend du chemin hydrique parcouru, car un pore ne se vide pas de la même manière qu'il se remplit. On remarque que dans chaque cycle de dessiccation-humidification, le chemin de remouillage se situe toujours au-dessous du chemin de séchage et ce processus est réversible. A une valeur de succion quelconque, la teneur volumique en eau minimum est située sur le chemin de remouillage qui va de l'état le plus sec (correspondant la teneur en eau résiduelle) à l'état saturé, et la teneur volumique en eau maximale est située sur le chemin de séchage qui va de l'état saturé à l'état le plus sec.

Toutes ces caractéristiques mettent en évidence un phénomène appelé l'hystérésis. Le phénomène d'hystérésis est typique des milieux poreux constitué de pores de taille variable interconnectés en parallèle ou en série (Delage and Cui, 2000). Les tailles différentes de pore induisent des forces différentes de capillarité dont les valeurs peuvent être déduites à partir de la loi de Jurin. Cette loi donne la hauteur h à laquelle un liquide monte dans un tube capillaire :

$$h = - \frac{2\sigma_s \cos(\alpha_s)}{\rho_e g r} \quad (1-20)$$

où σ_s : la constante de tension superficielle eau-air, à 20°C $\sigma = 0.073 \text{ N m}^{-1}$,

α_s : l'angle de raccordement entre le ménisque liquide et le solide,

r [L] : le rayon du tube capillaire.

Dans un pore avec un goulot étroit, la pression correspondante au rayon petit du goulot est plus négative que la pression dans les autres parties du pore. Par conséquent, la pression pour que l'eau entre dans le pore en phase d'humidification sera plus forte que la pression pour l'eau sorte en phase de dessiccation. Le phénomène d'hystérésis peut être observé dans les cas spécifiques suivants :

- Dans une connexion en parallèle entre un petit tube et un plus gros tube : le petit tube se remplit d'eau facilement mais ne se vide pas à la même succion.
- Dans une connexion en série de pores de tailles différentes : à la même pression, la teneur volumique en eau du chemin de remplissage est plus faible que celle du chemin de drainage (effet de goulot).
- A la surface d'une particule solide sous l'effet d'une goutte : l'angle de contact du ménisque en humidification est plus grand que l'angle de contact en drainage.

I.1.3.5 Courbes caractéristiques

Courbe caractéristique de rétention en eau

De nombreux auteurs ont proposé des modèles permettant d'exprimer des courbes caractéristiques de rétention en eau (Leij et al., 1997; Kosugi et al., 2002). Une des fonctions les plus utilisées de rétention en eau est celle développée par van Genuchten (van Genuchten, 1980) :

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)[(1 + |\alpha h|^n)]^{-m} \quad (1-21)$$

Où α [L⁻¹] est l'inverse de $|h_e|$ avec h_e [L] est la pression d'entrée d'air (pression d'air nécessaire pour chasser la première goutte d'eau du sol) ; n [-] et m [-] sont les paramètres de forme de van Genuchten (van Genuchten, 1980), avec la relation :

$$m = 1 - \frac{k_m}{n} \quad (1-22)$$

où $k_m < n$, $k_m = 1$ pour le modèle de conductivité hydraulique de Mualem (Mualem, 1976) et $k_m = 2$ pour le modèle de conductivité hydraulique de Burdine (Burdine, 1953).

Cette équation peut être représentée à travers la saturation effective S_e :

$$S_e(h) = [(1 + |\alpha h|^n)]^{-m} \quad (1-23)$$

L'équation communément utilisée est développée par Brooks et Corey (Brooks and Corey, 1964) :

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r)|\alpha h|^\lambda, & h < h_e \\ \theta_s & h \geq h_e \end{cases} \quad (1-24)$$

où λ [-] est le paramètre de forme.

Cette relation est adaptée à tous les deux modèles de Burdine (Burdine, 1953) et Mualem (Mualem, 1976). On peut remplacer la teneur volumique en eau $\theta(h)$ par la saturation effective S_e :

$$S_e(h) = \begin{cases} |\alpha h|^\lambda, & h < h_e \\ 1 & h \geq h_e \end{cases} \quad (1-25)$$

Une autre équation de la courbe de rétention en eau est l'équation de Haverkamp (Haverkamp et al., 1977) :

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)[1 + |\alpha h|^\beta]^{-1} \quad (1-26)$$

où

$$S_e(h) = [1 + |\alpha h|^\beta]^{-1} \quad (1-27)$$

où β [-] est un paramètre de forme.

L'équation de Haverkamp est assez semblable à celle de van Genuchten, mais plus simple.

Dans le cas où le sol a une multi-porosité, une équation a été développée par Durner (Durner, 1994) qui a permis de diviser les pores du sol en deux (ou plus) régions en superposition et d'appliquer l'équation de van Genuchten pour chaque région :

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \sum_{i=1}^j w_i [1 + |\alpha_i h|^{n_i}]^{-m_i} \quad (1-28)$$

où

$$S_e(h) = \sum_{i=1}^j w_i [1 + |\alpha_i h|^{n_i}]^{-m_i} = \sum_{i=1}^j w_i S_{e_i} \quad (1-29)$$

où j est le nombre de région ; w_i ($i=1,2,\dots,j$) est le paramètre de pondération dont $\sum_{i=1}^j w_i = 1$; α_i , n_i et m_i sont les paramètres de forme et S_{e_i} est la saturation effective de région i. Lorsque $j = 2$, ce modèle considère un milieu à double porosité.

Cette équation est particulièrement adaptée pour les sols structurés avec des macropores.

Courbe de conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique K représente la capacité du milieu à conduire de l'eau. Elle dépend de la teneur volumique en eau ($K=K(\theta)$). En général, la conductivité est nulle au dessous d'un certain seuil et croit de façon exponentielle jusqu'à la valeur maximale à saturation. Cependant, l'allure de la courbe $K(\theta)$ dépend fortement de la structure et de la texture du milieu. Lorsque le milieu est saturé, la conductivité hydraulique est appelée la conductivité hydraulique à saturation ($K(\theta_s)=K_s$) dont la valeur pour les sables non argileux et des graviers varie entre 10^{-2} et 10^{-5} m s⁻¹ (De Marsily, 1981).

De manière analogue à la courbe de rétention en eau, il existe plusieurs équations pour décrire la courbe de conductivité hydraulique. Parmi celles-ci, une des équations le plus simples est l'équation de Gardner (Gardner, 1958) :

$$K(h) = K_s e^{\alpha h} \quad (1-30)$$

Une autre équation simple est l'équation de Campbell (Campbell, 1974) qui représente la relation entre la conductivité hydraulique et la teneur volumique en eau :

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^M \quad (1-31)$$

où M [-] est un paramètre de forme. De même, la courbe de conductivité hydraulique peut être décrite par l'équation de Haverkamp (Haverkamp et al., 1977) :

$$K(h) = K_s \left[1 + \left(\frac{h}{a} \right)^N \right]^{-1} \quad (1-32)$$

où N [-] est un paramètre de forme.

En considérant la distribution de taille de pores, Burdine (Burdine, 1953) suppose un modèle dont le sol est considéré comme un groupe des tubes capillaires avec des rayons différents et propose son équation :

$$K(S_e) = K_s S_e^l \frac{\int_0^{S_e} \frac{dS_e}{h^2(S_e)}}{\int_0^1 \frac{dS_e}{h^2(S_e)}} \quad (1-33)$$

où l [-] est un paramètre de connectivité des pores ; h(S_e) [L] est la pression capillaire correspondant la valeur S_e [L].

Etant légèrement différente par rapport au modèle de Burdine, Mualem (Mualem, 1976) a développé une autre équation en considérant le sol comme deux groupes des tubes capillaires connectées en séries :

$$K(S_e) = K_s S_e^l \frac{\left[\int_0^{S_e} \frac{dS_e}{h(S_e)} \right]^2}{\left[\int_0^1 \frac{dS_e}{h(S_e)} \right]^2} \quad (1-34)$$

L'association du modèle de distribution de taille de pores de Burdine avec l'équation de rétention en eau de Brooks et Corey (Brooks and Corey, 1964) conduit à l'équation de conductivité hydraulique :

$$K(S_e) = K_s S_e^{l+1+\frac{2}{\lambda}} \quad (1-35)$$

où $l = 2$ dans l'étude originale de Brooks et Corey (Brooks and Corey, 1964).

De manière similaire, la combinaison entre le modèle de Mualem (Mualem, 1976) et l'équation de van Genuchten (van Genuchten, 1980) donne :

$$K(S_e) = K_s S_e^l \left(1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right)^2 \quad (1-36)$$

où $m = 1-1/n$, $n > 1$; le paramètre de connectivité de pore l [-] est estimé par Mualem (Mualem, 1976) et est égal à 0.5 comme un moyenne pour de nombreux sols.

De même manière, l'association du modèle à double porosité de Durner (Durner, 1994) avec le modèle de distribution de taille de pores de Mualem donne :

$$K(S_e) = K_s \frac{(w_1 S_{e_1} + w_2 S_{e_2})^l \left\{ w_1 \alpha_1 \left[1 - \left(1 - S_{e_1}^{\frac{1}{m_1}} \right)^{m_1} \right] + w_2 \alpha_2 \left[1 - \left(1 - S_{e_2}^{\frac{1}{m_2}} \right)^{m_2} \right] \right\}^2}{(w_1 \alpha_1 + w_2 \alpha_2)^2} \quad (1-37)$$

I.2 Ecoulement dans le sol non saturé

I.2.1 Ecoulement de l'eau dans le sol non saturé

I.2.1.1 Loi de Darcy

L'écoulement de l'eau dans le milieu poreux du sol est conditionné par les variations du potentiel hydrique total. L'eau est déplacée des points où ce potentiel est élevé vers ceux où il est le plus bas. La différence de potentiel, appelée le gradient de charge hydraulique, est la somme du gradient de potentiel capillaire et du gradient gravitationnel.

La loi expérimentale de Darcy (Darcy, 1856) régissant l'écoulement laminaire en régime permanent d'un fluide homogène, isotherme et incompressible, permet notamment de mesurer, modéliser le débit d'eau (par gravité et/ou par capillarité) pouvant s'écouler à travers un milieu poreux homogène, isotrope et stable en supposant que l'énergie cinétique est négligeable. Cette loi a été établie à l'origine pour le cas d'un écoulement vertical dans un milieu poreux saturé. Elle s'exprime empiriquement par la relation suivante :

$$Q = -K_s A \frac{\Delta H}{L} = -K_s A i \quad (1-38)$$

où Q [$L^3 T^{-1}$] est le débit d'écoulement,

K_s [$L T^{-1}$] est la conductivité hydraulique saturée du milieu poreux,

A [L^2] est la surface de la section étudiée,

$i = \frac{\Delta H}{L}$ est le gradient hydraulique dont ΔH [L] est la différence des hauteurs piézométriques en amont et en aval de l'échantillon, L [L] est la longueur de l'échantillon.

Equation de Darcy-Buckingham

La loi de Darcy, adaptée aux milieux non saturés par Buckingham (Buckingham, 1907), donne une relation entre un flux d'écoulement q [$L T^{-1}$] (aussi appelée vitesse de Darcy), un gradient de charge hydraulique H [L] et la conductivité hydraulique non saturée $K(\theta)$ [$L T^{-1}$], celle-ci dépend de la teneur volumique en eau du milieu poreux θ [$L^3 L^{-3}$] :

$$\vec{q} = -K(\theta) \cdot \overrightarrow{\text{grad}H} \quad (1-39)$$

Avec :

$$H = h(\theta) + z \quad (1-40)$$

Pour un écoulement unidirectionnel (selon la verticale), cette équation devient :

$$q = -K(\theta) \cdot \left(\frac{\partial h(\theta)}{\partial z} + 1 \right) \quad (1-41)$$

Dans le cas où le gradient de charge est unitaire ($h(\theta)$ constante dans l'espace), la vitesse de Darcy est égale à la conductivité hydraulique du milieu.

I.2.1.2 Vitesse de Darcy

La vitesse de Darcy q [$L T^{-1}$], déterminée par l'équation de Darcy-Buckingham, représente la quantité moyenne de l'eau traversant une unité de la surface du milieu poreux dans une unité de temps. Cette vitesse est fictive puisque toute la surface (y compris les grains solides) est supposée de participer à l'écoulement. La vitesse de Darcy est définie comme le rapporte du débit volumique d'eau Q [$L^3 T^{-1}$] et de la surface totale de la section du milieu poreux considéré S [L^2] :

$$q = \frac{Q}{S} \quad (1-42)$$

I.2.1.3 Vitesse de pore

En réalité, l'eau dans le sol non saturé ne s'écoule qu'à travers les pores utiles (des interstices connectés) du milieu. La vitesse de pore v [$L T^{-1}$] est définie comme le rapport entre la vitesse de Darcy et la teneur volumique en eau effective dans le processus d'écoulement :

$$v = \frac{q}{\theta_{eff}} \quad (1-43)$$

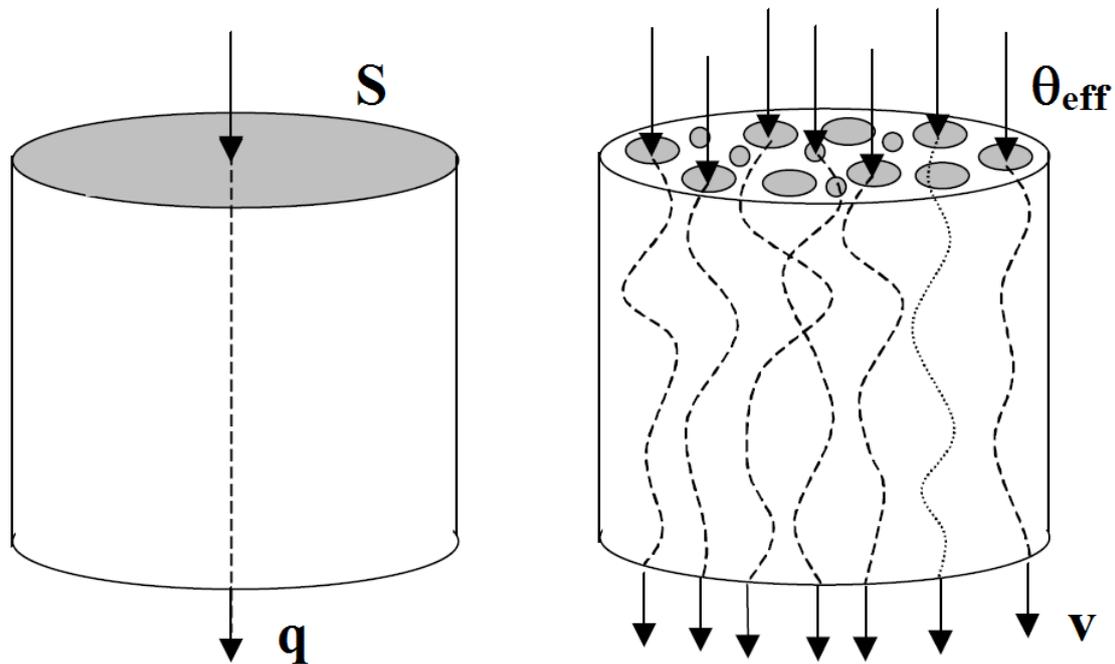


Figure I-5 : Schéma décrivant la vitesse de Darcy (à droite) et la vitesse de pore (à gauche).

I.2.1.4 Equation de Richards

En régime non stationnaire, l'écoulement de l'eau dans le sol non saturé est régi par deux lois fondamentales : la loi de comportement dynamique de Darcy-Buckingham et la loi de continuité.

L'expression de la conservation de la masse d'eau contenue dans un volume V [L^3] de milieu et une surface limite S [L^2] s'écrit :

$$\iiint_V \rho \frac{\partial \theta}{\partial t} dV + \iint_S \text{div}(\rho \vec{q}) dS = \iiint_V \rho Q_s dV \quad (1-44)$$

où θ [$L^3 L^{-3}$] est la teneur volumique en eau,

ρ [$M L^{-3}$] est la masse volumique de l'eau,

q [$L T^{-1}$] est la densité de flux d'eau dans le milieu poreux,

$Q_s [T^{-1}]$ est un terme source.

Dans le cas d'un fluide incompressible ($\rho = \text{constante}$) s'écoulant en régime permanent ($Q_s = 0$), l'équation de conservation peut alors être ramenée à l'expression :

$$\text{div} \vec{q} = - \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1-45)$$

En combinant l'équation de Darcy-Buckingham et l'équation de conservation de la masse, on obtient l'équation de Richards (Richards, 1931) :

$$\text{div}(K(\theta) \times \overrightarrow{\text{grad}H}) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1-46)$$

Lorsque le milieu poreux atteint l'état saturé, la teneur volumique en eau est constante mais le potentiel de pression continue à évoluer jusqu'à zéro. Donc, pour faciliter les calculs, il est préférable d'exprimer l'équation précédente en fonction du potentiel de pression. Dans le cas général, elle s'écrit de la manière suivante :

$$\text{div}(K(h) \times \overrightarrow{\text{grad}H}) = C(h) \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1-47)$$

où la capacité capillaire, $C(h) [L^{-1}]$, est la variation de teneur volumique en eau par unité de potentiel de pression.

Dans le cas d'un écoulement unidirectionnel (selon la verticale), cette combinaison devient :

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \cdot \left(\frac{dh}{dz} + 1 \right) \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1-48)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\underbrace{K(\theta) \cdot \frac{dh}{d\theta} \cdot \frac{d\theta}{dz}}_{\text{terme capillaire}} + \underbrace{K(\theta)}_{\text{terme gravitationnel}} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1-49)$$

La partie à gauche de l'équation précédente représente les deux composantes primordiales d'un écoulement vertical. Un terme gravitationnel correspond aux écoulements induits par les forces de gravité et un terme capillaire correspond aux écoulements induits par capillarité. La diffusivité capillaire de l'eau dans le sol $D(\theta)$ [$L^2 T^{-1}$] est définie :

$$D(\theta) = K(\theta) \cdot \frac{dh}{d\theta} \quad (1-50)$$

L'équation de Richards peut se simplifier comme suit :

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1-51)$$

ou

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial z} - K(h) \right) = C(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1-52)$$

1.2.2 Écoulement préférentiel

1.2.2.1 Introduction et définition

Les écoulements préférentiels correspondent aux mécanismes qui induisent un mouvement plus rapide de l'eau dans certaines parties de la zone non saturée, avec les matières dissoutes ou suspendues transportées (Steenhuis and Parlange, 1991; Flury et al., 1994; Hendrickx and Flury, 2001; Allaire et al., 2009). Ils sont dus à la présence des macropores, des fractures ou autres vides et des canaux biologiques où l'eau et les solutés s'écoulent préférentiellement ; l'eau s'écoule alors le long de certaines voies en contournant une grande partie de la porosité de la matrice. L'eau et les solutés se propagent alors à des

distances plus éloignées et avec une vitesse plus grande que celles prévues par l'équation de Richards.

Les écoulements préférentiels sont communément classés en trois types : les écoulements au sein de conduits physiques, les digitations dues aux instabilités hydrodynamiques et les flux latéraux.

I.2.2.2 Ecoulement au sein des conduits physiques

Les écoulements au sein des conduits sont des flux à travers des macropores, des biopores ou des fissures de retrait. Ces systèmes de grands pores permettent un mouvement rapide d'infiltration en contournant la matrice du sol (Beven and Germann, 1982). Le cheminement préférentiel de l'eau et du soluté dans ce système macroporal est directement lié à la taille et au degré de continuité des pores du sol (Beven, 1981; Bouma, 1981; Hendrickx and Flury, 2001).

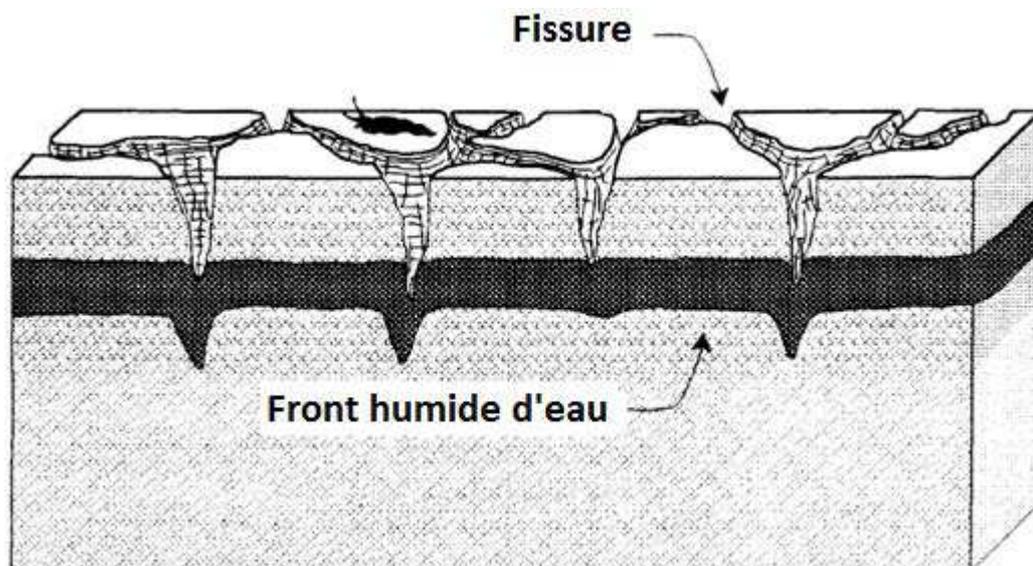


Figure I-6 : Ecoulement préférentiel au sein des conduits, d'après Fetter (Fetter, 1993).

Bien qu'ils occupent une faible partie du volume total du sol, les macropores ont un effet important sur la distribution de l'eau et du soluté en fonction de la vitesse appliquée et la teneur volumique en eau initiale (Feyen et al., 1998). Lors d'un événement pluvieux ou une irrigation, les écoulements au sein de ces conduits physiques peuvent transférer l'eau en dessous de la zone racinaire. De la même manière, les solutés sont transférés à une

profondeur plus grande que celle prévue par un déplacement sous forme de piston (Merduin, 2005). De même, en contournant la matrice de sol, les solutés déjà résidants dans la matrice peuvent ne pas peuvent être transférés vers la nappe à des temps prédits par une approche darcienne de l'écoulement (Thomas and Phillips, 1979).

C'est évident que ces flux préférentiels ne peuvent pas être assimilés à des flux de type darcienn. Ceci peut poser des difficultés de modélisation. Pour la description à la fois des écoulements préférentiels et des écoulements uniformes, on peut utiliser les modèles du type mono-porosité, double-porosité, double-perméabilité, multi-porosité ou multi perméabilité (Radcliffe and Šimůnek, 2010). Le modèle à mono-porosité suppose un système poral unique entièrement accessible, il permet à l'eau et au soluté de s'écouler de manière uniforme dans le sol. En revanche, les modèles à double-porosité et à double-perméabilité séparent le milieu poreux en deux régions, l'une comprenant les micropores à l'intérieur des agrégats et l'autre comprenant des macropores, des vides entre les agrégats et le système des fissures. L'eau dans la matrice est supposée être immobile dans le modèle à double-porosité et s'écouler lentement dans celui à double-perméabilité. Les modèles à multi-porosité et à multi-perméabilité sont basés sur les modèles de double-porosité en distinguant le milieu poreux en plusieurs régions.

I.2.2.3 Digitations dues aux instabilités hydrodynamiques

Les digitations sont dues à l'instabilité du front d'humidification à l'interface entre un matériau fin placé au-dessus d'un matériau plus grossier (Parlange and Hill, 1976; Glass et al., 1989; Baker and Hillel, 1990; Fetter, 1993).

Quand le front d'humidification atteint l'interface entre les deux matériaux, le potentiel de rétention d'eau du matériau fin est encore plus élevé que celui du matériau grossier au-dessous. Par conséquent, l'eau ne parvient pas à entrer dans ce dernier et le front d'humidification s'arrête à l'interface. Cette situation, appelée effet de barrière capillaire, provoque une accumulation d'eau à l'interface qui implique une augmentation de la charge hydraulique. L'eau commence à s'infiltrer dans le matériau sous-jacent lorsque la charge hydraulique du front humide atteint une valeur suffisante pour pénétrer le pore le plus petit du matériau grossier. Cette valeur caractéristique, appelée valeur d'entrée d'eau,

correspond au point d'inflexion dans la partie remouillage de la courbe de rétention d'eau du matériau grossier (Baker and Hillel, 1990; Nieber, 1996). Une fois la barrière capillaire vaincue, la charge hydraulique du front humide continue d'augmenter jusqu'à une valeur où la vitesse d'écoulement dans le matériau grossier soit plus grande que celle dans le matériau fin au-dessus. La seule façon pour qu'un même débit d'eau s'écoule dans le matériau grossier est que seule une fraction de ce matériau soit hydrauliquement actif ce qui produit un écoulement sous forme des digitations discrètes. La fraction du front actif à l'état permanent est égale au rapport de la vitesse d'écoulement dans le matériau fin au-dessus à la conductivité hydraulique saturée du matériau grossier en dessous (Radcliffe and Šimůnek, 2010). Alors, le transfert d'eau et de soluté par ces chemins plus humides de la matrice sous-jacente constituent un écoulement préférentiel.

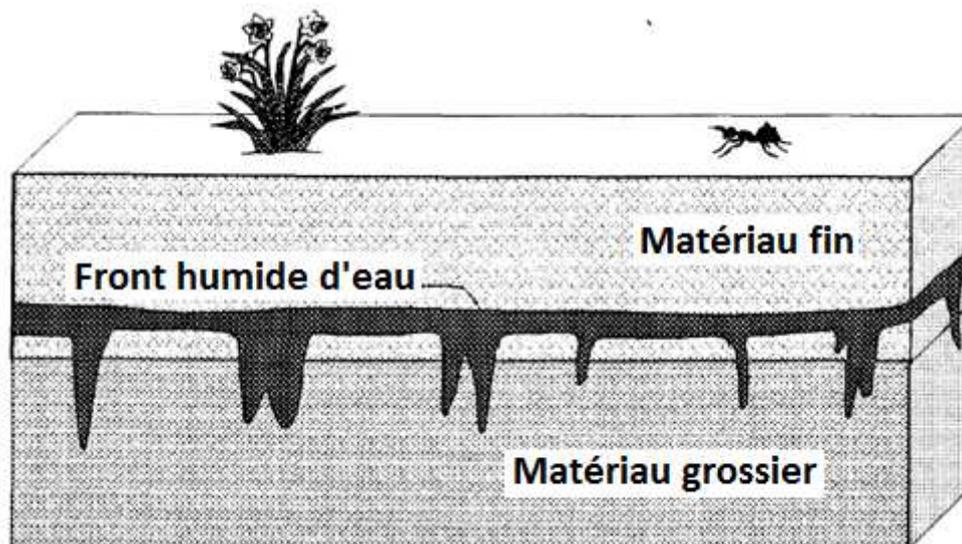


Figure I-7 : Ecoulement préférentiel due à la digitation, d'après Fetter (Fetter, 1993).

Le front humide instable apparaît au début du processus d'infiltration dans un milieu grossier initialement uniforme et sec. Puis, un processus de redistribution se produit et tend à homogénéiser les flux instables. De nombreuses études montrent que l'évolution des digitations dépend fortement de la teneur volumique en eau initiale et de la vitesse d'infiltration (Hill and Parlange, 1972; Diment and Watson, 1985; Hillel and Baker, 1988). De plus, la formation et le caractère des digitations sont également dus à l'hystérésis de la fonction de rétention d'eau. Une fois que les digitations sont établies une première fois,

l'hystérésis du comportement non saturé fait que les digitations se reproduisent le long des mêmes voies lors des processus d'infiltration suivants (Ritsema et al., 1998).

Une condition nécessaire pour que ces flux instables se maintiennent est que la vitesse d'écoulement dans le matériau fin doit être moins importante que la conductivité hydraulique saturée du matériau grossier (Raats, 1973). Lorsque cette vitesse est égale à la conductivité hydraulique saturée du milieu de dessous, la vitesse devient constante dans ce milieu mais la largeur des digitations augmente jusqu'à ce que l'eau occupe toute la porosité (Glass, 1985). Le front humide instable devient un front humide stable et les digitations disparaissent. Dans le cas où la condition ci-dessus est satisfaite, la largeur des digitations est indépendante de la vitesse d'écoulement et des irrégularités éventuelles à l'interface (Hill and Parlange, 1972). Elle est le résultat d'un équilibre entre la force gravitaire et la pression capillaire du milieu. Dans un milieu homogène, les digitations sont presque verticales et ne se confondent entre-elles. Inversement, dans un milieu moins homogène, les digitations peuvent s'écarter d'un chemin strictement vertical et se croiser en se mélangeant. Lorsque cela se produit, la pression capillaire tire l'eau de la digitation la plus humide vers la plus sèche dont la direction reste constante.

1.2.2.4 Flux latéraux

Les flux dits latéraux se produisent dans les sols stratifiés, lorsque l'écoulement de l'eau et du soluté est accumulé et coule latéralement le long d'une inclinaison de l'interface entre deux matériaux. Ils sont classés en deux catégories principales.

La première catégorie d'écoulement latéral se produit à l'interface où la conductivité hydraulique saturée de la couche sous-jacente est faible et moins importante que la vitesse d'écoulement de la couche au-dessus. Lorsque le front d'infiltration atteint l'interface, la couche de dessus se sature rapidement ; en effet, la faible conductivité hydraulique de la couche sous-jacente limite le débit de percée de l'interface. Ceci entraîne une accumulation d'eau en dessus de cette interface et dévie donc le flux le long de celle-ci (Hewlett and Hibbert, 1963; Whipkey, 1965; Dunne and Black, 1970; Pilgram et al., 1978; Stagnitti et al., 1986).

La deuxième catégorie de flux latéral, introduite par Gardner (Gardner, 1960), se produit de manière analogue au cas d'un matériau fin placé sur un matériau grossier (cas précédent des digitations dues à l'instabilité hydrodynamique) (Miyazaki, 1988; Kung, 1990a; Steenhuis and Parlange, 1991), à différence qu'ici l'interface entre les matériaux est en pente (Figure I-8). Dans ce cas, l'effet de la barrière capillaire restreint les flux verticaux et force l'eau à se déplacer latéralement le long de l'interface. Ce type d'écoulement préférentiel a été décrit comme un écoulement en entonnoir (funneled flows) (Kung, 1990a) et a fait l'objet de plusieurs études au laboratoire (Walter et al., 2000; Bussière et al., 2003), sur le terrain (Kung, 1990b; Heilig et al., 2003) et en modélisation numérique (Morel-Seytoux, 1992; Aubertin et al., 2009).

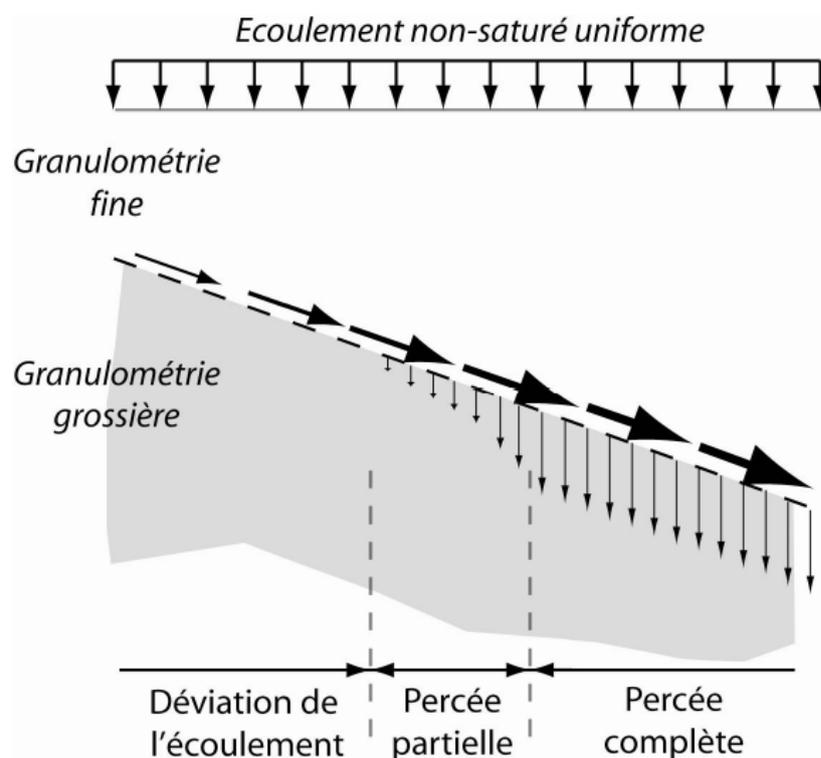


Figure I-8 : Ecoulement préférentiel dû aux flux latéraux, d'après Heilig et al. (Heilig et al., 2003).

La percée de l'écoulement à l'interface a lieu lorsque la pression capillaire du matériau fin à l'interface atteint la valeur d'entrée d'eau. Ce processus distingue trois zones particulières de l'écoulement à l'interface de la barrière capillaire (Figure I-8) : une déviation de l'écoulement en amont de la pente, une percée partielle et une percée complète en aval de la pente. La déviation par capillarité correspond à un processus dont l'eau s'écoule le long

l'interface sans pénétrer la couche de dessous. En plus de dépendre des propriétés hydrodynamiques des deux matériaux, la longueur de cette zone dépend fortement de la vitesse d'infiltration et de l'inclinaison de l'interface (Bussière et al., 2003). Une percée partielle se produit ensuite lorsque la pression capillaire devient suffisamment importante pour la pénétration de l'eau dans la couche sous-jacente. Dans cette zone, il y a encore une partie de l'eau qui s'écoule latéralement le long de l'interface et la pression capillaire continue à augmenter vers l'aval. Enfin, lorsque la pression capillaire atteint la valeur de percée à l'interface, l'eau pénètre dans la couche sous-jacente ; cette zone devient la zone de percée complète (Walter et al., 2000).

I.3 Caractérisation des écoulements dans le sol non saturé

I.3.1 Caractérisation hydrodynamique des matériaux

Pour la modélisation des écoulements en zone non-saturée, il est nécessaire de connaître les courbes caractéristiques de rétention et de conductivité hydraulique des matériaux utilisés. Dans le cadre de notre étude, nous utilisons à la fois des méthodes d'estimation in-situ et des méthodes prédictives (modèles mathématiques utilisant la distribution granulométrique).

I.3.1.1 Estimation des conductivités hydrauliques saturées : l'équation de Kozeny-Carman

La conductivité hydraulique saturée d'un sol peut-être estimée à partir de sa porosité, ε , et de sa distribution granulométrique à partir de l'équation générale de Kozeny-Carman (Kozeny, 1927; Carman, 1937), dont une expression a été donnée par Bear (Bear, 1972) :

$$K_S = \frac{\rho_w g}{\mu_w} \frac{\varepsilon^3}{(1 - \varepsilon)^2} \frac{d_m^2}{180} \quad (1-53)$$

où : g [LT^{-2}] est l'accélération gravitationnelle,

μ_w [$ML^{-1}T^{-1}$] est la viscosité dynamique de l'eau,

ρ_w [ML^{-3}] est la masse volumique de l'eau,

d_m [L] est le diamètre de grain représentatif du sol.

Le paramètre d_m peut ainsi être un percentile de la distribution granulométrique (dixième percentile, médiane), le grain moyen, ou une fonction plus complexe prenant en compte l'intégralité de la distribution.

Cette équation est développée en considérant le matériau poreux comme un assemblage de tubes capillaires auxquels l'équation de Navier-Stokes est appliquée. La conductivité hydraulique K_S est calculée en fonction de l'indice de vides, e , de la surface spécifique, S ($m^2 kg^{-1}$ de solide), et d'un facteur C qui prend en compte la tortuosité du milieu. L'équation Kozeny-Carman peut alors être représentée sous une forme couramment utilisée (Chapuis and Aubertin, 2003) :

$$K_S = C \frac{g}{\mu_w \rho_w} \frac{e^3}{S^2 D_R^2 (1 + e)} \quad (1-54)$$

où D_R [-] est la densité solide spécifique ($D_R = \rho_s / \rho_w$).

Cette équation (1-54) est basée sur des tailles de pores uniformes et donne une seule valeur de la conductivité hydraulique pour une masse volumique sèche connue (Dixon et al., 1999).

Chapuis et Aubertin (Chapuis and Aubertin, 2003) ont évalué cette expression pour des sols de granulométries et de nature variées : sables, sables et graviers, tills, argiles, résidus miniers. L'expression de Kozeny-Carman peut être exprimée sous forme logarithmique :

$$\log[K] = A + \log \left[\frac{e^3}{D_R^2 S^2 (1 + e)} \right] \quad (1-55)$$

où A prend des valeurs comprises entre 0.29 et 0.51 pour les valeurs de C comprises entre 0.2 et 0.5.

La principale difficulté dans l'utilisation de l'équation de Kozeny-Carman réside dans la détermination de la surface spécifique du sol.

Sur la base du modèle de Kozeny-Carman (Kozeny, 1927; Carman, 1937) modifié par Aubertin et al. (Aubertin et al., 1996) et Mbonimpa et al. (Mbonimpa et al., 2000; Mbonimpa

et al., 2003), un modèle d'estimation a été développé pour les sols granulaires peu plastiques, en tenant compte des paramètres géotechniques. La conductivité hydraulique à saturation est alors donnée par :

$$k_{sat} = C_g \frac{\gamma_w e^{3+x}}{\mu_w (1+e)} C_u^{1/3} D_{10}^2 \quad (1-56)$$

où C_g [-] : constante,

γ_w [ML⁻³] : le poids volumique de l'eau,

μ_w [ML⁻¹T⁻¹] : la viscosité de l'eau,

e [-] : l'indice de vide,

x [-] : un facteur qui tient compte de la tortuosité de l'écoulement,

C_u [-] : le coefficient d'uniformité, $C_u = D_{60}/D_{10}$,

D_{60} , D_{10} (en cm) : les diamètres du tamis correspondant à 10 %, 60 % de particules passantes.

Ce modèle a été utilisé par Koffi et al. (Koffi et al., 2008) pour des mélanges à granulométrie étalée et a donné une assez bonne corrélation entre les valeurs de k_{sat} prédites et celles mesurées. Ceci nous permet ainsi de déterminer la conductivité hydraulique à saturation d'un gravier sans utiliser les essais d'infiltration. En effet, ce type d'essai est difficilement réalisable sur du gravier. Dans la pratique, on utilise $C_g=0.1$, $\gamma_w=9.81\text{kN m}^{-3}$, $\mu_w=10^{-3}$ Pa s et $x=2$. L'équation ci-dessus devient alors :

$$k_{sat} = 981 \frac{e^5}{1+e} C_u^{1/3} D_{10}^2 \quad (1-57)$$

Ici, l'unité de la conductivité hydraulique saturée k_{sat} [LT⁻¹] est (cm s⁻¹).

1.3.1.2 Modèle physico-empirique d'Arya et Paris

Le modèle prédictif d'Arya et Paris (Arya and Paris, 1981) permet de relier linéairement la distribution granulométrique d'un échantillon à sa distribution de taille des pores ou porosimétrie. Celle-ci est ainsi estimée à partir de la courbe granulométrique, qui est divisée

en un nombre N de classes granulométriques. A la fraction granulométrique i ($1 \leq i \leq N$), définie par le nombre de particules N_i [-] et par son grain moyen R_i est associée un volume de pore considéré cylindrique et défini par son rayon r_i [L] et sa longueur l_i [L] (volume de pore assimilé à un tube capillaire). L'indice des vides e est supposé identique pour toutes les classes granulométriques définies, et s'obtient expérimentalement via la mesure de la masse volumique sèche ρ_d du matériau non-déstructuré :

$$e = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d} \quad (1-58)$$

Ce modèle est basé principalement sur deux expressions mathématiques. La première est l'équation capillaire qui relie la pression capillaire au rayon des pores (voir équ. 1-20). La deuxième expression représente le calcul de la teneur volumique en eau obtenue par le calcul du volume d'eau remplissant les pores associés à la fraction i :

$$\theta = \sum_{j=1}^i \frac{W_j}{V_{tot}} e \quad (1-59)$$

où V_{tot} [L^3] est le volume total d'un échantillon, défini par $V_{tot} = \rho_d \Sigma W_i$.

Cette expression suppose que les volumes des pores associés à chaque classe granulométrique sont progressivement accumulés et remplis d'eau, de la classe granulométrique la plus fine jusqu'à la plus grossière.

La longueur des pores, l_i , est approximée alors en la considérant dans un premier temps égale à la longueur d'un pore formé par l'assemblage des N_i particules considérées sphériques. Ainsi, une première approximation grossière rend la longueur l_i égale à $2N_i R_i$. Dans la réalité, les particules ne sont pas sphériques, et la taille des pores dépend de la forme des particules, de leur taille et de leur orientation (Arya and Paris, 1981). Chaque particule contribue donc à la longueur des pores par une dimension plus importante que $2R_i$. Arya et Paris (Arya and Paris, 1981) considèrent ainsi que le nombre total de particules supposées sphériques dans un sol doit être augmenté d'un exposant α afin de prendre en

compte les irrégularités géométriques du milieu naturel. La longueur l_i associé au pore cylindrique de rayon r_i s'exprime donc de la manière suivante :

$$l_i = 2N_i^\alpha R_i \quad (1-60)$$

où α [-] est un facteur empirique lié à la tortuosité du milieu.

L'indice des vides e est considéré identique pour toutes les classes granulométriques, soit :

$$V_{vi} = eV_{si} \quad (1-61)$$

où V_{vi} [L^3] est le volume des vides correspondant à la classe granulométrique i et V_{si} [L^3] est le volume occupé par les particules de la classe granulométrique i .

En considérant un pore cylindrique unique par classe granulométrique, la relation précédente devient :

$$\pi r_i^2 l_i = \frac{4\pi}{3} e N_i R_i^3 \quad (1-62)$$

En substituant l_i par l'expression définie plus haut, le rayon de chaque pore cylindrique r_i peut s'exprimer à parti du rayon des grains moyens des classes granulométriques R_i :

$$r_i = R_i \left(\frac{2e}{3} N_i^{1-\alpha} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (1-63)$$

Le modèle est donc basé sur une relation entre la taille des pores r_i et le rayon des grains R_i .

Le nombre des particules N_i de chaque classe granulométrique i est calculé de la manière suivante :

$$N_i = \frac{3W_i}{4\pi R_i^3 \rho_d} \quad (1-64)$$

Alors, la pression capillaire calculée en fonction de la distribution granulométrique devient :

$$h = \frac{2\sigma}{\rho_w g R_i \sqrt{\frac{2(\rho_s - \rho_d)}{3\rho_d} \left(\frac{3W_i}{4\pi R_i^3 \rho_d} \right)^{1-\alpha}}} \quad (1-65)$$

Haverkamp et al. (Haverkamp et al., 2006) mettent en avant les limites de la méthode d'Arya et Paris. Ce modèle à tout d'abord tendance à surestimer les teneurs volumiques en eau. Arya et Paris considèrent que la totalité de l'espace poral se sature en eau, et identifient donc la teneur volumique en eau à saturation à la porosité. Or en réalité, la saturation en eau n'est jamais totale du fait notamment de l'emprisonnement d'air dans le sol. De ce fait, nous prendrons en compte, dans nos calculs, non pas la porosité totale mais 95% de la porosité.

Une deuxième limite provient du choix de la valeur du paramètre α . Dans la formule originale, Arya et Paris (Arya and Paris, 1981) supposent que ce paramètre d'échelle est une constante et égal à 1.38. Dans les études postérieures, Arya et al. (Arya et al., 1982) ont montré que la valeur moyenne de α variait selon les classes de texture : de 1.1 pour les textures plus fines à 2.5 pour les textures plus grossières. Aussi, nombreux auteurs (Schud et al., 1988; Basile and D'Urso, 1997; Nimmo, 1997) ont suggéré que le paramètre α variait en fonction de la gamme de taille des particules. Arya et al. (Arya et al., 1999) ont proposé des formulations alternatives pour ce paramètre d'échelle (méthode logistique, méthode linéaire). Vaz et al. (Vaz et al., 2005) ont évalué la performance du modèle Arya et Paris utilisant les 3 valeurs constantes de α (1.38, 0.938, 0.977) et une expression de α dont la dépendance exponentielle sur la teneur volumique en eau (θ) a amélioré l'estimation des courbes de rétention de ce modèle. Haverkamp et al. (Haverkamp et al., 2006) ont montré également la dépendance de ce paramètre à la fois au type de sol et à la teneur volumique en eau. En comparant ces différentes méthodes, Rezaee et al. (Rezaee et al., 2011) ont

montré que la valeur constante $\alpha=0.938$ proposée par Arya et Dierolf (Arya and Dierolf, 1992) permettait d'estimer facilement et efficacement la courbe de rétention d'eau pour tous les sols, en particulier, lorsque les mesures en laboratoire ne sont pas disponibles.

Enfin, une dernière limite à la méthode d'Arya et Paris concerne la non-prise en compte du phénomène d'hystérèse. Néanmoins, ce modèle est facilement applicable lorsque seule la distribution granulométrique d'un sol est disponible. Malgré les limites évoquées, ce modèle est très largement utilisé.

I.3.1.3 Méthode d'estimation in situ : méthode BEST

La méthode BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters), décrite par Lassabatère et al. (Lassabatère et al., 2006), permet d'estimer les courbes caractéristiques de rétention et de conductivité hydraulique des matériaux étudiés. Elle consiste à imposer la saturation à la surface du sol, par une charge hydraulique proche de zéro, et de suivre l'évolution de l'infiltration au cours du temps.

En effet, un simple anneau est installé à la surface du sol. Puis, on verse dans cet anneau un volume d'eau V_e et on mesure le temps nécessaire à l'infiltration de ce volume. Dès que cette lame d'eau a disparu, une nouvelle dose d'eau de même volume V_e est versée et on continue à mesurer le temps d'écoulement. Cette opération est répétée jusqu'à l'obtention du régime permanent (le temps d'écoulement est constant pour un volume V_e). La teneur volumique en eau de la surface du sol atteint la valeur à saturation. L'évolution de la capacité d'infiltration est représentée par la courbe du cumul des volumes infiltrés (ml) en fonction du temps (min). Le début de la courbe (régime transitoire) renseigne sur les forces capillaires (sorptivité), et le régime permanent sur les forces gravitaires (Lassabatère et al., 2006).

A partir de la courbe d'infiltration, la méthode BEST permet de déterminer les paramètres de forme et d'échelle des courbes de rétention capillaire $h(\theta)$ et de conductivité hydraulique $K(\theta)$, de modéliser respectivement par les relations de van Genuchten avec la condition de Burdine (éq. 1-21) et de Brooks et Corey (éq. 1-35). Les détails de la méthode et du principe d'estimation des paramètres (algorithme BEST) sont synthétisés par Goutaland (Goutaland, 2008) et sont représentés sur les Figure I-9 et Figure I-10.

La méthode BEST s'applique pour des fractions granulométriques du sol inférieures à 2 mm. Elle suppose que dans le cas des matériaux plus grossiers, l'eau s'écoule via la partie matricielle sableuse et fine du matériau. Cette hypothèse permet de s'assurer de la présence de phénomènes capillaires, prédominants lors du régime transitoire de l'infiltration, et ainsi d'ajuster les expressions analytiques de l'infiltration cumulée aux données expérimentales. Par conséquent, les paramètres de forme, dépendant principalement de la texture du milieu (Haverkamp et al., 2005; Leij et al., 2005), sont estimés à partir de la courbe de distribution granulométrique de la fraction fine (< 2 mm) des matériaux et de la porosité du milieu. L'hypothèse de la méthode BEST n'affecte pas l'estimation des paramètres d'échelle qui dépendent de la structure du sol (l'arrangement spatial des grains). Ces paramètres sont déterminés par ajustement des données expérimentales sur des solutions numériques (Simunek et al., 1998) ou analytiques (Haverkamp et al., 1994). L'infiltration cumulée tridimensionnelle $I(t)$ et la vitesse d'infiltration $q(t)$ aux temps courts (régime transitoire) et aux temps longs (régime permanent) sont calculées de la manière suivante :

$$I(t) = S\sqrt{t} + (AS^2 + BK_S)t$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + (AS^2 + BK_S)$$

(1-66)

$$I_{+\infty}(t) = (AS^2 + K_S)t + C \frac{S^2}{K_S}$$

$$q_{+\infty}(t) = q_{+\infty} = AS^2 + K_S$$

où A, B, et C sont des constantes qui dépendent des conditions initiales et aux limites, et définies sur la Figure I-10, et S est la sorptivité. Cette dernière traduit physiquement la capacité d'un sol à absorber l'eau sans l'action des forces capillaires. Elle est dépendante également des conditions initiales et aux limites (Haverkamp et al., 1994).

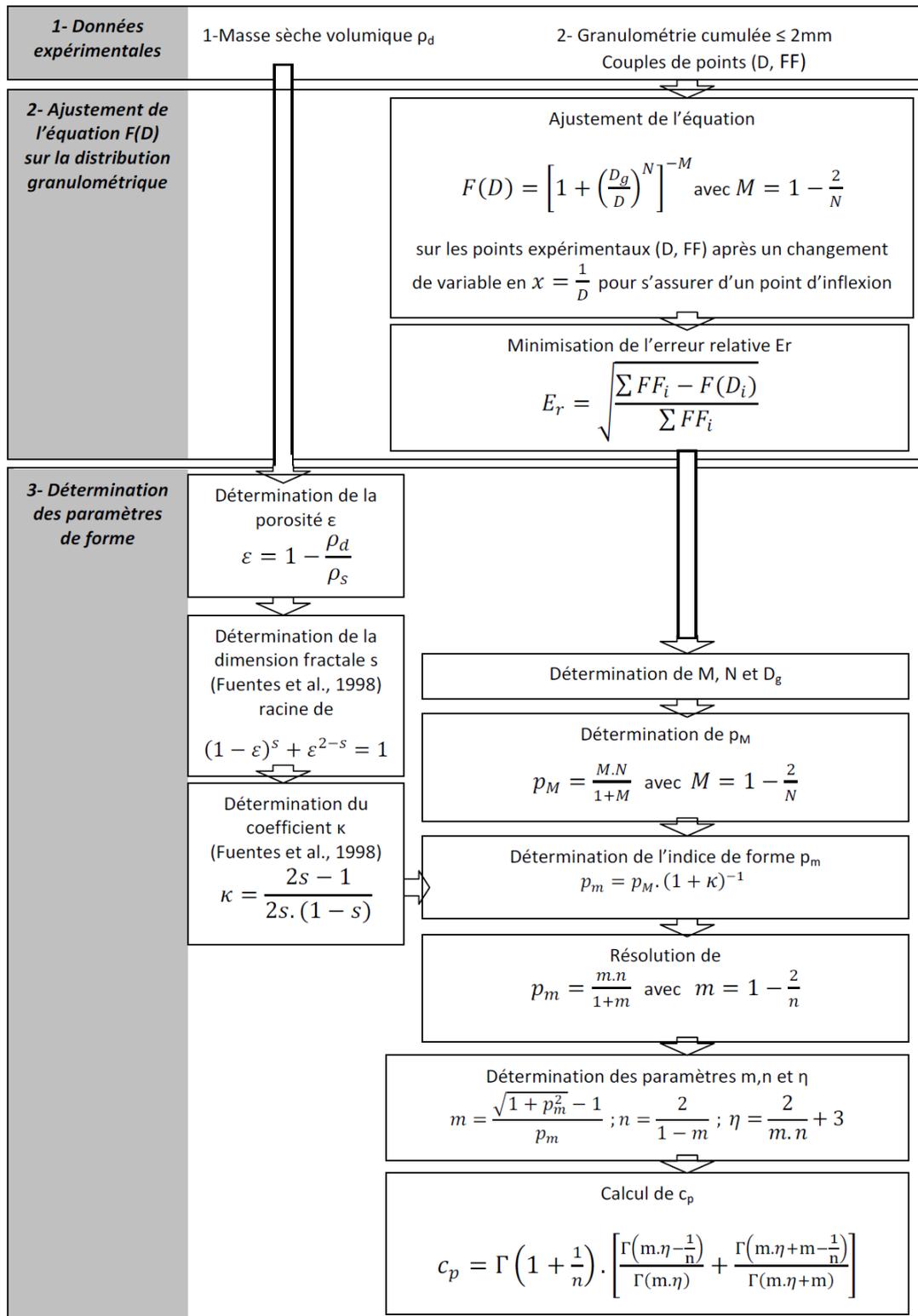


Figure I-9 : Algorithme d'estimation des paramètres de forme par la méthode BEST (Lassabatère et al., 2006).

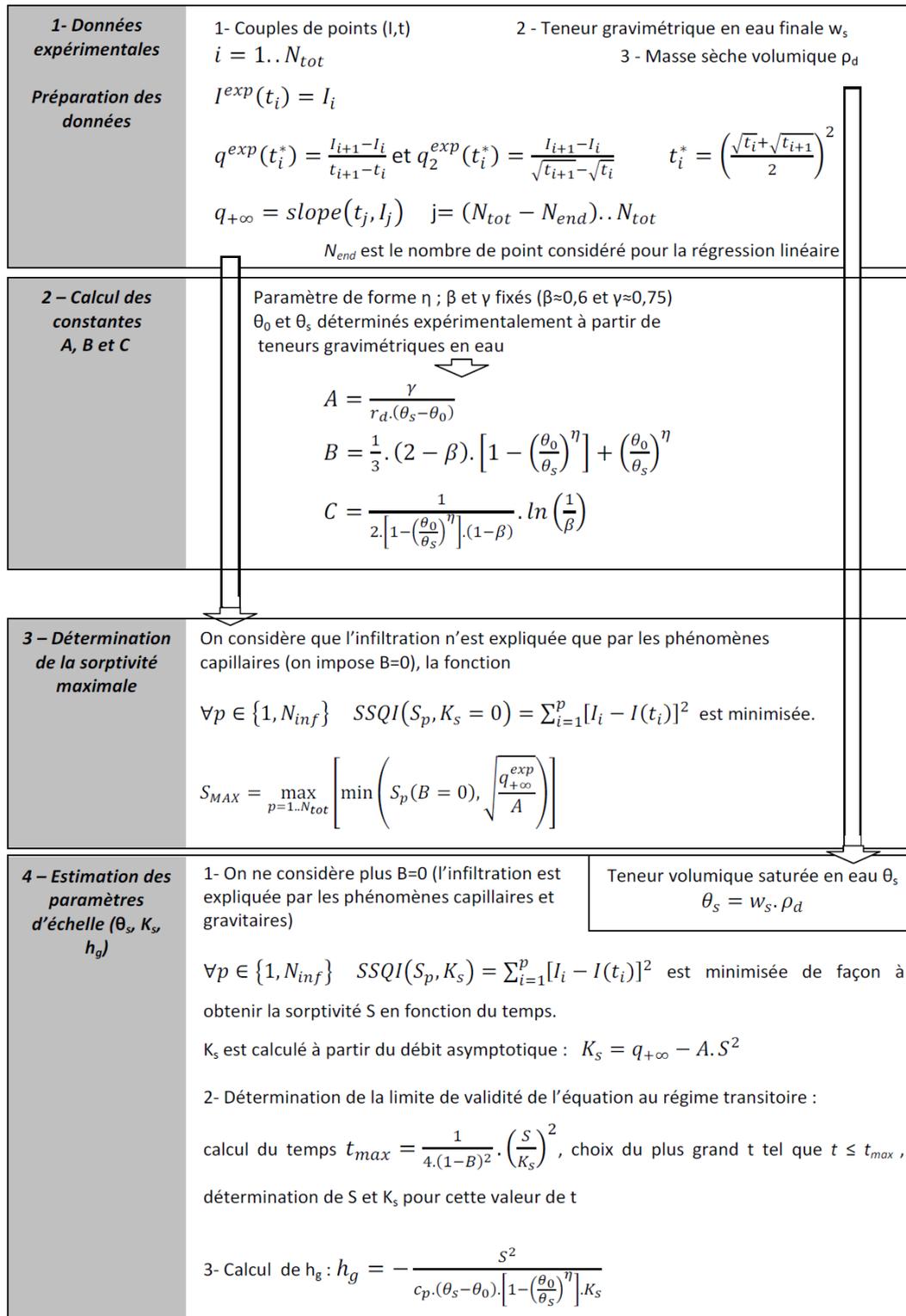


Figure I-10 : Algorithme d'estimation des paramètres d'échelle par la méthode BEST (Lassabatère et al., 2006).

1.3.2 Caractérisation de l'écoulement à l'aide de traceurs

1.3.2.1 Définition du traceur

Un traceur de l'eau est une substance dont les molécules détectables, inertes et non réactives avec la matrice solide, et non dégradées se comportent comme les molécules d'eau. L'étude des trajectoires des moléculaires du traceur nous permet de déduire des caractéristiques de l'écoulement de l'eau tels que la vitesse de courant, le temps de parcours, la dilution, etc. (Glossaire International d'Hydrologie, 1992). En général, il existe deux grands groupes de traceur : les traceurs isotopiques et les traceurs anioniques.

Les traceurs isotopiques sont les meilleurs traceurs de l'eau car ils sont représentés par les isotopes de l'eau. Ils se comportent presque exactement comme les moléculaires d'eau. De plus, la résonance magnétique nucléaire permet en effet non seulement de les distinguer facilement mais également de les localiser dans la solution de l'eau (Whicker and Schultz, 1982). Les traceurs isotopiques utilisés populairement sont : le deutérium ($^2\text{H}_2\text{O}$), le tritium ($^3\text{H}_2\text{O}$) et l'oxygène 18 (H_2^{18}O). Cependant, le coût du traceur isotopique et de son analyse est très onéreux. En outre, leur mise en œuvre nécessite le respect strict des conditions expérimentales très rigoureuses et l'emploi d'équipements spécialisés pour éviter tout fractionnement parasite (par exemple, évaporation de l'isotope). Pour ces raisons, les traceurs isotopiques ne sont pas largement utilisés dans la pratique.

A contrario, les traceurs anioniques, dont le comportement est proche de celui de l'eau, sont couramment utilisés. Ils ont l'avantage d'avoir un coût peu élevé, d'être faciles à utiliser et à analyser. De plus, ils sont conservatifs et peuvent être détectés par plusieurs méthodes directes de mesure (analyse chimique de la concentration de l'ion ; mesure de la conductivité électrique de la solution dans l'échantillon) et indirecte (mesure de la conductivité électrique à l'intérieur du dispositif expérimental au cours d'essai). Les molécules anioniques plus courantes sont les ions Br^- (Allaire-Leung et al., 2000; Buttle and McDonald, 2002) et Cl^- (Davis et al., 1985; Tallon et al., 2007). Néanmoins, ces ions ne sont pas des traceurs idéaux à cause de leur charge électrique négative. En effet, ils peuvent subir des interactions électrostatiques avec certaines particules chargées du sol. Le problème sera analysé profondément dans au paragraphe 3.3.

Le transport du soluté dans les sols est dû au mouvement couplé de l'eau et du soluté dans le réseau poreux partiellement rempli, sous les effets conjugués des processus chimiques, physiques et biologiques. Dans le cadre de notre étude, nous nous intéressons au soluté non-réactif. Le transfert d'un soluté non-réactif est régi par deux phénomènes principaux : la convection due à l'écoulement massique de la solution du sol, et la dispersion hydrodynamique due à la diffusion moléculaire et à la dispersion cinématique.

I.3.2.2 Convection

La convection représente l'écoulement massique du soluté provoqué par l'écoulement de l'eau. Le soluté est donc transporté à la même vitesse darcienne de l'eau. Le flux massique convectif du soluté est alors donné par :

$$-\nabla \cdot (C\vec{q}) = \frac{\partial}{\partial t} (C\theta) \quad (1-67)$$

où C [ML^{-3}] est la concentration de soluté dans l'eau,

\vec{q} [LT^{-1}] est la vitesse darcienne de l'eau,

θ [L^3L^{-3}] est la teneur volumique en eau du sol.

Le transfert de soluté par convection peut être illustré par la Figure I-11.

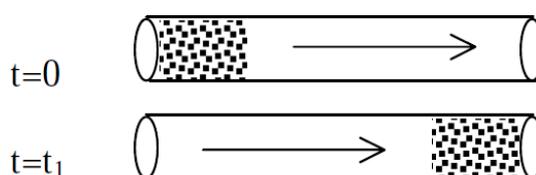


Figure I-11 : Transfert de soluté par convection dans un capillaire rempli d'eau.

I.3.2.3 Dispersion hydrodynamique

La dispersion hydrodynamique est un phénomène par lequel une masse d'espèce chimique se dilue et s'étale pendant le mouvement de l'eau (Bear, 1972). Donc, le volume occupé par l'espèce chimique augmente, ce qui implique une concentration décroissante en fonction du temps. Ce phénomène est provoqué par la diffusion moléculaire et la dispersion cinématique.

Diffusion moléculaire

La diffusion moléculaire est un phénomène indépendant de la vitesse du fluide. Ce phénomène est lié uniquement à l'agitation moléculaire, appelé le mouvement brownien. Dans un fluide immobile, le mouvement brownien génère une migration aléatoire et uniforme dans toutes les directions de l'espace des molécules de soluté. S'il existe un gradient de concentration, la migration aléatoire et uniforme implique un transfert de particules des zones à concentration élevée vers les zones à concentration faible. Autrement dit, le mouvement brownien tend à homogénéiser la concentration du soluté dans l'espace (Figure I-12). Ce mouvement suit la loi de Fick classique où le coefficient de diffusion moléculaire (D_0) traduit la proportionnalité du flux massique de soluté au gradient de concentration :

$$J_D = -\theta D_0 \frac{\partial C}{\partial z} \quad (1-68)$$

où D_0 [L^2T^{-1}] est le coefficient de diffusion moléculaire dans l'eau.

Le coefficient de diffusion moléculaire est donné dans des tableaux des « Guides chimiques » et il est de l'ordre de $1 \times 10^{-5} \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$ (ou $1 \text{ cm}^2\text{j}^{-1}$) pour la plupart des composés chimiques (Radcliffe and Šimůnek, 2010). Dans le sol, la diffusion moléculaire dépend de la teneur volumique en eau et de la tortuosité des lignes de courant. Pour tenir compte de la tortuosité, D_0 est remplacé par un coefficient de diffusion effectif D^* défini par le produit $\tau_L D_0$ où $\tau_L[-]$ est le facteur de tortuosité qui varie avec la teneur volumique en eau, θ , (Millington and Quirk, 1961) :

$$\tau_L(\theta) = \frac{\theta^{7/3}}{\theta_s^2} \quad (1-69)$$

Dans la majorité de cas, la diffusion moléculaire est assez faible et peut être négligée vis-à-vis de la dispersion cinématique. Son influence ne devient importante que dans les cas d'écoulements très lents ($q < 10^{-7} \text{ cm h}^{-1}$) (Anguela, 2004).

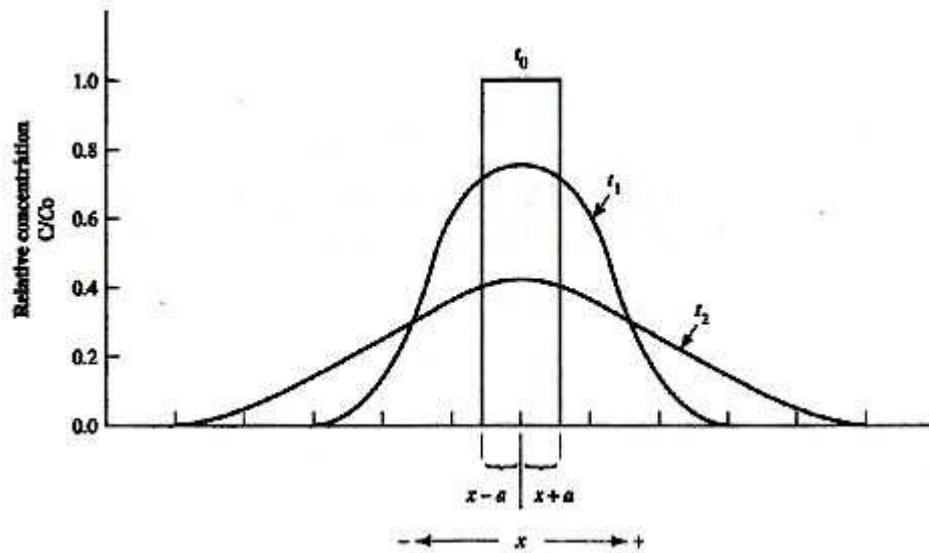


Figure I-12 : Diffusion moléculaire du soluté en fonction du temps, $t_0 < t_1 < t_2$, d'après Fetter (Fetter, 1999).

Dispersion cinématique

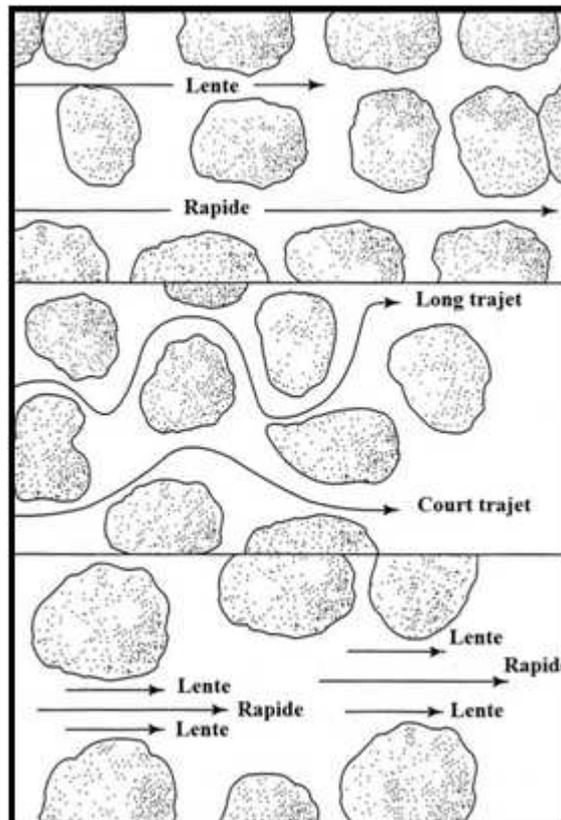


Figure I-13 : Sources de la dispersion cinématique, d'après Radcliffe et Šimůnek (Radcliffe and Šimůnek, 2010).

La dispersion cinématique est due à l'hétérogénéité de la distribution des vitesses dans un milieu poreux. Elle résulte de trois causes principales (Figure I-13) :

- des différences de la taille des pores (plus grande sera l'ouverture du pore, plus élevée la vitesse d'écoulement) et de la longueur des trajets d'écoulement (les trajets les plus longs ont une vitesse darcienne plus faible),
- des différences de la distribution des vitesses dans un pore : les molécules dans l'axe du pore se déplacent plus vite que celles situées proches des parois (la vitesse est pratiquement nulle sur les bords),
- de la fluctuation des trajets d'écoulement par rapport à la direction principale.

Ces trois raisons provoquent une tendance à l'étalement du soluté autour du front convectif (Février, 2001).

I.3.2.4 Exclusion anionique

L'exclusion anionique est un phénomène dont les anions dans l'eau sont repoussés par la charge négative de surface des minéraux dans le sol. Ce phénomène existe dans des milieux géo-pédologiques rencontrés fréquemment (Février, 2001), et apparaît clairement dans les milieux à pores très fins, les argiles par exemple. Dans ces milieux, l'effet de répulsion électrostatique au voisinage des particules argileuses (chargées négativement) exclut les solutés anioniques de la fraction de l'eau en contact direct avec ces particules. Dans un volume poral restreint, ces charges tendent à repousser les anions vers le centre des pores où la vitesse est plus rapide. Ainsi, les anions ont tendance à avancer en moyenne plus rapidement que les molécules d'eau.

Nombreux auteurs ont démontré l'avancement du traceur anionique par rapport au traceur isotopique dans le sol non saturé pas très fin (Wierenga and Van Genuchten, 1989; Russow et al., 1996; Schoen et al., 1999; Lischeid et al., 2000; Magesan et al., 2003; Hangen et al., 2005). Inversement, dans les milieux nanoporeux ou milieux poreux compactés (argiles non expansées), les anions ne peuvent pas accéder à toute ou à une partie de la porosité (Bazer-Bachi, 2005). Par conséquent, la circulation des anions est fortement réduite par rapport à celle de l'eau. L'amplitude de ce phénomène est fortement liée aux particules solides chargées négativement et à la texture et structure du milieu. Dans le cadre de notre

étude, les matériaux utilisés sont le sable fin et le gravier (quantité négligeable d'argile). L'amplitude de ce phénomène dans ce cas n'est pas très importante. Cependant, on doit le prendre en compte dans l'interprétation et l'analyse des résultats de traçage à l'aide du facteur de retard R (Chapitre 2, II.3.2.1).

Le facteur de retard R [-] permet de quantifier la teneur volumique en eau « effective », θ_{anion} [$L^3 L^{-3}$], pour les anions à partir de la teneur volumique en eau totale, θ [$L^3 L^{-3}$], du milieu :

$$\theta_{anion} = R\theta \quad (1-70)$$

Le volume d'exclusion anionique V_{ex} [L^3] est alors égal à :

$$V_{ex} = (1 - R)V_0 \quad (1-71)$$

où V_0 [L^3] est le volume total de l'eau dans la région de transfert d'eau plus soluté.

I.4 Modélisation du transfert d'eau et de soluté

I.4.1 Modèle de Convection-Dispersion

Le modèle de Convection-Dispersion suppose que l'écoulement du soluté dans le milieu poreux est homogène et que toutes les molécules d'eau dans le milieu participent au transfert de soluté par des phénomènes convectifs et dispersifs (la diffusion moléculaire est négligée). Pour un écoulement d'eau permanent, unidirectionnel, le flux de soluté non réactif J [$ML^{-2}T^{-1}$] traversant un volume élémentaire représentatif (VER) est égale à :

$$J = qC - \theta D \frac{\partial C}{\partial z} \quad (1-72)$$

En combinant l'équation (1-43) avec le principe de conservation de la masse, on a :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta C) = -\frac{\partial}{\partial z} \left(qC - \theta D \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (1-73)$$

où

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta C) = -\frac{\partial}{\partial z}(qC) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\theta D \frac{\partial C}{\partial z}\right) \quad (1-74)$$

En état permanent et uniforme (q et θ constants), l'équation de convection-dispersion (CDE) s'écrit :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -v \frac{\partial C}{\partial z} + D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \quad (1-75)$$

Le terme de gauche de l'équation représente la variation de la quantité du soluté et le terme à droite se compose d'un terme convectif (1^{er} terme) et d'un terme dispersif (2^{ème} terme). Cette équation est valable dans le cas des traceurs isotopiques. Pour les traceurs anioniques, susceptibles d'exclusion anionique, il faut prendre en compte le facteur de retard R [-]. La teneur volumique en eau θ dans (1-45) doit être remplacée par la teneur volumique en eau effective anionique, θ_{anion} ($\theta_{\text{anion}} = \theta R$). L'équation de convection-dispersion devient :

$$R \frac{\partial C}{\partial t} = -v \frac{\partial C}{\partial z} + D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \quad (1-76)$$

Le facteur de retard R peut être estimé à partir de l'expression empirique (Wierenga, 1995) suivante :

$$R = 1 + \frac{\rho_d k_d}{\theta} \quad (1-77)$$

où ρ_d [ML^3] est la masse volumique du traceur,

k_d [M^{-1}L^3] est une constante empirique.

Ainsi, le modèle CDE est influencé par le coefficient de dispersion D , qui dépend à la fois des caractéristiques intrinsèques du milieu et de la vitesse de pore de l'écoulement ($D = \lambda v$). En état permanent, la dispersivité λ [L] est un seul paramètre à déterminer. Ce paramètre affecte l'étalement de la courbe d'éluion mais pas le temps moyen de transport du soluté (van Genuchten and Wierenga, 1976) (Figure I-14).

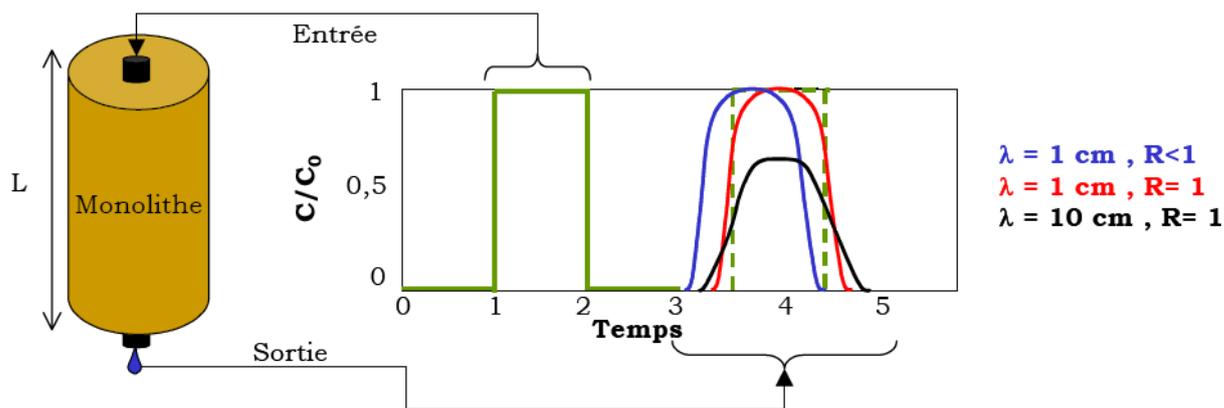


Figure I-14 : Influence du facteur de retard R et de la dispersivité λ sur la courbe d'éluion (D'après (Anguela, 2004)).

1.4.2 Modèle Mobile-Immobilisé (MIM)

Dans les milieux poreux, les hétérogénéités structurales et texturales introduisent une distribution non uniforme des vitesses d'écoulement à l'échelle macroscopique de mesure (Butcher et al., 1995; Angulo-Jaramillo et al., 1996). Sous l'effet de la pression capillaire, la mésoporosité et la macroporosité peuvent être alors plus conductrices que la microporosité, voire avoir un écoulement dans la microporosité très lent et négligeable face aux deux autres (Gaudet et al., 1977; Gerke and Van Genuchten, 1993). D'autre part, lorsque les écoulements préférentiels existent, l'eau s'écoule rapidement dans les macropores et mésopores sans échange de soluté vers les micropores ; on parle alors d'écoulement « bypass » (Gupta et al., 1999). Dans ce cas, l'histoire hydrique du sol peut favoriser l'apparition d'écoulements préférentiels (Flury et al., 1994; Angulo-Jaramillo et al., 1996; Shipitalo and Edwards, 1996). En outre, une partie de l'eau peut être piégée dans les pores fermés. Pour décrire les écoulements dans ces milieux, en se basant sur l'hypothèse d'une régionalisation de l'eau au sein du milieu poreux, le modèle MIM (*Mobile-Immobilisé solute transfert model*) a été développé (van Genuchten and Wierenga, 1976). Ce modèle repose sur l'hypothèse d'un fractionnement de l'eau en :

- Une fraction mobile dont le soluté est seulement transféré par la convection-dispersion. L'écoulement du soluté est identique au modèle CDE.

- Une fraction immobile dont le soluté est seulement transférée par diffusion moléculaire. Ce transfert de masse entre la fraction mobile et immobile suit une cinétique de 1^{er} ordre.

A partir du principe de conservation de la masse, le modèle MIM s'écrit pour l'écoulement unidirectionnel de la manière suivante :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta_m C_m + \theta_{im} C_{im}) = -\frac{\partial}{\partial z}(q C_m) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\theta_m D_m \frac{\partial C_m}{\partial z}\right) \quad (1-78)$$

où : C_m [ML⁻¹] est la concentration dans la phase mobile,

C_{im} [ML⁻¹] est la concentration dans la phase immobile,

θ_m [L³L⁻³] est la teneur volumique en eau dans la phase mobile,

θ_{im} [L³L⁻³] est la teneur volumique en eau dans la phase immobile,

D_m [L²T⁻¹] est le coefficient de dispersion.

En état d'écoulement permanent et uniforme, θ_m , θ_{im} , q et D_m sont constants, l'équation devient :

$$\frac{\partial C_m}{\partial t} + \frac{\theta_{im}}{\theta_m} \times \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = -v_m \frac{\partial C_m}{\partial z} + D_m \frac{\partial^2 C_m}{\partial z^2} \quad (1-79)$$

où v_m [LT⁻¹] est la vitesse de pore, $v_m = \frac{q}{\theta_m}$.

La relation liant les deux concentrations mobile et immobile s'écrit :

$$\theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \alpha(C_m - C_{im}) \quad (1-80)$$

où : α [T⁻¹] est le coefficient cinétique d'échange.

Le bilan de masse impose alors la relation : $\theta = \theta_m + \theta_{im}$, ou en considérant l'effet d'exclusion anionique, $\theta_{anion} = \theta_m + \theta_{im}$.

Paramètres caractéristiques du modèle MIM

Dans le modèle MIM, il y a trois paramètres importants à déterminer : la fraction d'eau mobile, le coefficient cinétique d'échange et le coefficient de dispersion. Ces paramètres sont interdépendants et dépendent des caractéristiques intrinsèques du milieu, de la teneur volumique en eau totale et de la vitesse d'écoulement.

La fraction d'eau mobile f [-] représente la proportion de l'eau dans l'eau totale du milieu poreux qui participe à l'écoulement de l'eau et du soluté :

$$f = \frac{\theta_m}{\theta} \quad (1-81)$$

Lorsque $f = 1$, l'écoulement n'est pas régionalisé, le modèle MIM devient le modèle CDE.

Dans des sables peu structurés à texture fine, la fraction d'eau mobile augmente proportionnellement avec l'augmentation du degré de saturation (Gaudet et al., 1977; Padilla et al., 1999) et la vitesse de pore (Nkedi-Kizza et al., 1983; Pang and Close, 1999).

Le coefficient cinétique d'échange α représente la vitesse de diffusion entre la fraction d'eau mobile et immobile (van Genuchten and Wierenga, 1976). Une valeur élevée de α implique un échange rapide qui tend vers l'uniformisation de la concentration dans les deux fractions d'eau. Ceci favorise un étalement du soluté dans la courbe d'élution. Inversement, si α est très faible, le soluté se propage principalement dans la fraction mobile. Le transfert est effectué par la convection-dispersion comme dans le modèle CDE mais avec une vitesse plus rapide (le modèle CDE suppose que toute l'eau dans le milieu poreux participe au transfert de soluté). Comme la fraction d'eau mobile f , la valeur de ce coefficient accroît avec l'augmentation de la vitesse de pore et de la teneur volumique en eau (Bajracharya and Barry, 1997; Padilla et al., 1999). Cependant, il n'y a pas une relation significative entre f et α ainsi que entre f et la dispersivité λ (Pang and Close, 1999) mais α a une forte corrélation inverse avec la dispersivité λ .

Le coefficient de dispersion du modèle MIM correspond à celui de la dispersion hydrodynamique D_m de la fraction d'eau mobile (on suppose que $D_{im} = 0$). Il est calculé de la même manière que celui du modèle CDE :

$$D_m = \lambda v_m \quad (1-82)$$

où v_m [LT^{-1}] est la vitesse de pore dans la fraction d'eau mobile, $v_m = \frac{q}{\theta_m}$.

1.4.3 Temps caractéristiques

L'écoulement de l'eau et du soluté représenté par l'un des modèles CDE ou MIM peut être caractérisé par des temps caractéristiques propres (Sardin et al., 1991). La comparaison de ces temps caractéristiques permet de déterminer le rôle de chaque phénomène dans l'écoulement.

Le temps de séjour, t_s [T], représente le temps moyen nécessaire à une molécule de soluté pour passer au travers du milieu poreux. En théorie, le temps de séjour, $t_{s \text{ théorique}}$ [T], est calculé par la formule :

$$t_{s \text{ théorique}} = \frac{L\theta}{q} \quad (1-83)$$

où L [L] est la distance à parcourir.

En effet, le temps de séjour réel, t_s , est calculé à partir du moment de 1^{er} ordre de la méthode des moments (Cf. Chapitre 2). Le rapport entre la valeur réelle et la valeur théorique représente le facteur de retard R [-] :

$$R = \frac{t_s}{t_{s \text{ théorique}}} \quad (1-84)$$

Le temps convectif moyen, t_{conv} [T], représente le temps moyen nécessaire à une molécule de soluté pour passer au travers du milieu poreux, sous l'effet unique de la convection. Ce temps s'écrit :

$$t_{conv} = \frac{L}{v} \quad (1-85)$$

où v [LT^{-1}] est la vitesse de pore de la fraction d'eau mobile (donc v pour le modèle CDE ou v_m pour le modèle MIM).

Le temps caractéristique d'échange, t_α [T], représente le temps nécessaire au soluté pour atteindre un état équilibré de la concentration entre les deux fractions mobile et immobile. Ce temps est estimé sous l'effet unique de la diffusion. Il correspond au rapport entre la fraction d'eau immobile et le coefficient cinétique d'échange :

$$t_\alpha = \frac{\theta_{im}}{\alpha} \quad (1-86)$$

I.4.4 Simulation de transfert d'eau et de soluté dans un modèle physique réduit

I.4.4.1 Lysimètre et sa classification

Le terme « lysimètre » est une combinaison des mots grecques : « lysis » = solution et « metron » = mesure (Muller, 1996). Ce terme fait référence à "un dispositif qui isole, entre la surface du sol et une profondeur donnée, un volume de sol ou de terre et comporte à sa base un système de récupération des eaux qui percolent" (Muller, 1996). Le lysimètre est un outil efficace pour étudier les processus hydrologiques dans la zone non saturée et les transferts de polluants appliqués de la surface du sol (métaux lourds, composés organiques, radionucléides ...) (Lanthaler, 2004). Il est largement utilisé dans plusieurs domaines comme l'hydrologie, la science de sol, l'agronomie, l'écologie, la protection de l'environnement ...

Le principal avantage du lysimètre, dont le volume est connu, est la capacité qu'il offre de pouvoir contrôler et mesurer les comportements de l'eau ainsi que l'équilibre chimique dans le sol qu'il contient. D'un volume de grande taille, le sol dans le lysimètre représente des meilleures conditions expérimentales que les colonnes du sol au laboratoire. Comme son nom l'indique, la fonction d'origine du lysimètre est la mesure du transport et de la rétention des solutés dans le sol. Aujourd'hui, il peut également être utilisé pour déterminer l'évaporation réelle, la recharge des eaux souterraines et le bilan hydrique du milieu. En particulier ces dernières décennies, il a joué un rôle très important non seulement en termes

quantitatifs mais aussi en termes qualitatifs et de pronostics des effets de la pollution sur le sol non saturé et, particulièrement, sur la nappe phréatique (Lanthaler, 2004).

Sur la base des caractéristiques différentes, les lysimètres peuvent être classés selon plusieurs critères, à savoir :

- La taille de la surface : Petite ($<0.5 \text{ m}^2$), standard ($0.5 - 1 \text{ m}^2$) et grande ($> 1 \text{ m}^2$) (Lanthaler, 2004).
- La procédure de remplissage : non-remanié (monolithe) et remanié (reconstruit).
- Le lysimètre : pondérable et non pondérable.
- L'existence de la nappe : lysimètre avec ou sans nappe (variable ou invariable).
- La localisation : lysimètre au laboratoire et/ou sur terrain.
- Le type de sol qu'il contient : sable, argile, limoneux...
- Le système de drainage : système à drainage libre ou à aspiration contrôlée.

I.4.4.2 Lysimètre au laboratoire

Les lysimètres doivent être construits et utilisés en fonction des objectifs de recherche. Chaque type de lysimètre a des avantages et des limitations propres. Un défi majeur pour la recherche est l'amélioration des modèles complexes en utilisant des méthodes de mesure plus précises (Hansen et al., 2000).

Actuellement, la majorité des lysimètres, surtout en Europe, sont mis en œuvre in situ (Lanthaler, 2004). La construction et le suivi de ces expériences à l'échelle du terrain ont l'avantage de révéler des comportements sous les conditions réelles, mais elles sont longues et coûteuses. En outre, les résultats des expériences présentent des difficultés d'interprétation liées à l'existence de régimes d'écoulement transitoire couplés avec l'hétérogénéité spatiale des terrains naturels et au couplage de différents mécanismes physiques, chimiques et biologiques non linéaires (Kaskassian et al., 2009; Kaskassian et al., 2012). Des hypothèses simplificatrices fortes, par exemple, des conditions initiales et aux limites données et l'existence d'un régime d'écoulement permanent pendant les expériences, doivent alors être appliquées. Pour répondre à ces exigences, des lysimètres de laboratoire ont été développés pour tester et valider des modèles qui permettent, d'une part, en prenant en compte le couplage de processus différents (processus en 3D), et, d'autre part, en prenant en compte l'effet de l'hétérogénéité du milieu. Ils constituent une

approche intermédiaire entre des essais dans des conditions de terrain difficiles et de laboratoire trop simplifiées, comme des petites colonnes de taille réduite (Hansen et al., 2000).

Le lysimètre au laboratoire peut être rempli par un sol non-remanié ou remanié. Le sol non-remanié prélevé directement d'un site d'étude assure bien les conditions physiques structurales du sol ; en effet, il contient alors la même structure interne du système poreux que le sol naturel. Ce type de lysimètre est à encourager pour les études des écoulements macroporeux et matriciels. Cependant, le bloc du sol non-remanié peut être facilement endommagé et déformé au cours du processus d'excavation et de transport. Les techniques de préservation de la structure sont alors nécessaires, en particulier, dans l'excavation des sols contenant des graviers ou des roches où existent des problèmes de maintien de la stabilité du bloc de sol (Lanthaler, 2004). Ceci introduit un coût élevé de sa construction. Pour les sols graveleux et sableux, l'utilisation du sol remanié est un choix acceptable (Lanthaler, 2004). Avec un coût modéré de construction, on peut facilement choisir et contrôler à la fois l'agencement structural et textural des matériaux.

Selon des objectifs de l'étude, dans un lysimètre, il peut exister éventuellement une nappe (variable ou invariable). Par exemple, c'est le cas d'étude des interactions entre la zone non saturée et la zone saturée dans le processus de transfert de soluté vers la nappe. Dans le cas inverse, sans la nappe, tout le milieu du sol est considéré comme un milieu non saturé. D'après la façon dont l'eau est drainée, il existe deux types de lysimètres : les systèmes à drainage libre et les systèmes à aspiration contrôlée (c.-à-d. à pression contrôlée). Dans le premier type, l'eau s'écoule librement à l'extérieur du lysimètre par gravité. Ce lysimètre est facilement construit et ses résultats sont stables en fonction du temps. Pour le lysimètre d'aspiration, l'eau d'infiltration est recueillie en appliquant une pression d'aspiration au niveau de la sortie (à l'aide d'une plaque d'aspiration ou une ventouse) (Lanthaler, 2004). Ce type de lysimètre est généralement plus difficile à contrôler (Bergstrom, 1990). La pression doit être maintenue constante. Cependant, le dispositif d'aspiration peut être modifié physiquement par l'interaction avec l'eau et les solutés ou par des mécanismes de colmatage en fonction de temps (Rimmer et al., 1995a; Rimmer et al., 1995b; Goynes et al., 2000).

Généralement, le lysimètre fonctionne comme une boîte noire. Malgré le volume total connu de sol, l'estimation de la variance de la teneur volumique en eau ainsi que de la

pression capillaire dans un lysimètre est vraiment un grand problème. Dans l'étude de l'évaporation de l'eau, un lysimètre pondérable permet de préciser la quantité d'eau dans le sol et sa variation en fonction de temps. Cependant, le coût de construction et de maintenance d'un tel dispositif est très onéreux. Afin d'estimer les paramètres hydriques, des sondes (tensiomètre, TDR (Time-domain reflectometry), ...) sont largement utilisées pour mesurer la teneur volumique en eau et la pression capillaire en différentes positions pendant une longue période de temps.

II Matériel et méthodes

Ce chapitre présente le matériel et les méthodes utilisés pour les expériences d'infiltration dans le sol non saturé au laboratoire:

- En colonne de sol de 60 cm de hauteur et 10 cm de diamètre, et
- En lysimètre LUGH (Lysimeter for Urban Groundwater Hydrology) de 60 cm de hauteur, 160 cm de longueur et 100 cm de largeur.

A l'échelle du laboratoire, les essais sont réalisés en régime d'écoulement permanent et en maîtrisant : les conditions initiales et aux limites, la nature (texturale et structurale) du milieu et la concentration et le volume de soluté. L'objectif des travaux présentés dans ce chapitre est d'évaluer le rôle de l'hétérogénéité structurale du sol non saturé sur le transfert d'un soluté répandu en surface, en écoulement bi et tridimensionnel. Ensuite, à partir des résultats expérimentaux, un modèle numérique est développé pour modéliser les expériences et les comportements des flux dans le lysimètre LUGH.

L'écoulement dans le milieu non saturé est influencé par l'hétérogénéité du sol, le degré de saturation et la vitesse d'écoulement. Pour déterminer l'effet de ces paramètres, nous avons considéré des profils du sol différents et des débits différents d'injection dans les essais en colonne et en lysimètre. Ces profils sont inspirés des caractéristiques de la zone non saturée, observées dans l'Est Lyonnais, et en particulier, celles du sous-sol d'un bassin d'infiltration qui a fait l'objet d'étude au LEHNA sur plusieurs années : le bassin d'infiltration Django Reinhardt du GrandLyon.

Ces conditions d'expérimentation différentes sont effectuées à l'aide de traçages couplées à une modélisation des résultats expérimentaux. L'étude de la déformation subie par les signaux des traceurs en sortie de colonne et du lysimètre permet d'identifier et d'évaluer les phénomènes impliqués dans le transport et la rétention au cours du transfert. A partir des résultats expérimentaux, il est alors possible de modéliser (à l'aide d'HYDRUS et COMSOL Multiphysics) le comportement hétérogène de l'écoulement de l'eau et du transport du soluté par la résolution de l'équation de Richards et de l'équation de convection-dispersion (CDE et MIM).

Dans nos études, la colonne et le lysimètre ont la même hauteur de sol. Des géométries structurales différentes dans le lysimètre LUGH, nous permettent de d'étudier l'effet d'échelle horizontale (les deux dispositifs ont la même échelle verticale) par rapport à l'écoulement monodimensionnel (essai en colonne). Les essais en colonne ont été réalisés en premier afin de mettre au point le protocole d'essai et les moyens expérimentaux et de valider les modèles numériques en milieu homogène. Leur objectif est de démontrer la faisabilité de la méthode qui sera appliquée sur le lysimètre LUGH.

Différents traceurs sont utilisés pour identifier et comparer leurs comportements en vue d'une étude future sur le comportement de polluants. A cause de la durée de la thèse, ce travail n'a pu être développé qu'en partie, en colonne. La transposition vers le lysimètre sera appliquée lors de projets futurs.

II.1 Matériaux étudiés

II.1.1 Le bassin d'infiltration Django Reinhardt

Le bassin d'infiltration Django Reinhardt (DjR) est situé dans la zone industrielle de la commune de Chassieu, dans la plaine de l'EST Lyonnais. Il est un ouvrage du Grand Lyon choisi par l'OTHU (Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine) comme un site expérimental de référence d'ouvrage urbain et sur lequel travaillent les équipes du LEHNA (Laboratoire d'Ecologie des Hydrosystèmes Naturels et Anthropisés, ex-LSE, Laboratoire Science de l'Environnement) depuis de nombreuses années. Le site a été l'objet de nombreuses études au laboratoire et sur terrain.

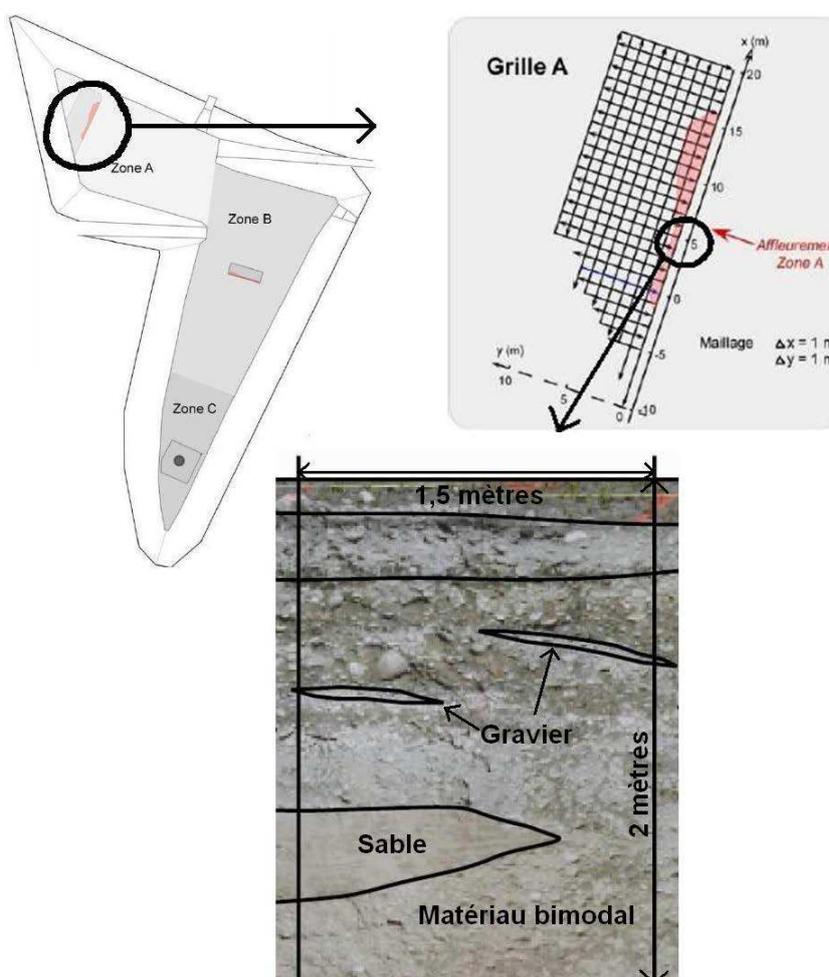


Figure II-1 : Profil du sol du bassin d'infiltration Django Reinhardt (Goutaland et al., 2008).

Certaines zones de ce bassin d'infiltration ont été caractérisées à l'aide des méthodes géophysiques. Le couplage de ces méthodes et d'une excavation de la zone permet de

déterminer les différentes unités structurales du sol ayant des caractéristiques supposées relativement uniformes : les lithofaciès. Il suffit alors d'étudier ces unités afin de déterminer leurs caractéristiques hydrodynamiques pour définir des hydrofaciès.

Selon des données expérimentales de terrain (Goutaland, 2008), le profil de ce bassin d'infiltration est représentatif d'un milieu très hétérogène tant du point de vue de la structure et comme de la texture du sol. En effet, les matériaux observés sur ce site sont origine fluvio-glaciaire (milieu carbonaté d'origine alluvionnaire). Ils se caractérisent par une texture très grossière (40 % de cailloux) à plutôt sableuse (Février, 2001). Du point de vue hydrodynamique, dans les études précédentes au laboratoire, la taille maximum de la granulométrie était limitée autour de 1 cm. Dans ce cas (Février, 2001), le matériau retenue était composé par un sable fin et un mélangeur bimodal sable-gravier (Figure II-2).

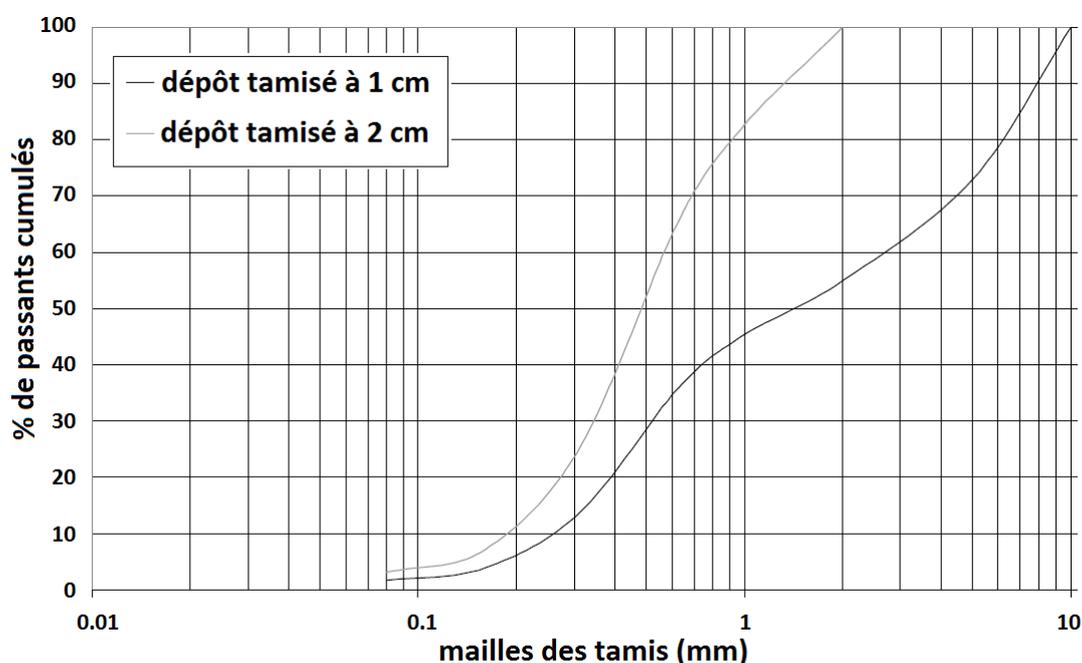


Figure II-2 : Courbes granulométriques du dépôt fluvioglaciaire du bassin Django Reinhardt (Février, 2001).

II.1.2 Matériaux utilisés

L'objectif du lysimètre LUGH est de simuler, dans un modèle physique réduit, les écoulements et les transferts de polluants de manière analogue à ceux observés dans le bassin d'infiltration Django Reinhardt. Alors, l'agencement des matériaux dans le lysimètre,

d'une part, doit être représentatif de l'hétérogénéité structurale et texturale de ce bassin, et d'autre part, il doit pouvoir être facilement remanié selon les besoins de l'étude.

Dans notre cas, s'agissant d'un matériau granulaire, il n'est pas nécessaire pour les expériences d'utiliser des échantillons non remaniés prélevés sur le bassin afin de conserver leur structure. A l'échelle du lysimètre (de l'ordre de 1 m^3), la taille maximum des matériaux est choisie de même ordre de celle des essais en colonnes (grains autour de 1 cm de diamètre maximum). Ceci afin d'éviter des problèmes d'échelle lors des expériences dans le lysimètre et dans les essais préalables nécessaires pour caractériser nos matériaux en colonne. L'exigence suivante est la similitude de la composition minéralogique et physico-chimique entre les matériaux de laboratoire et ceux du terrain.

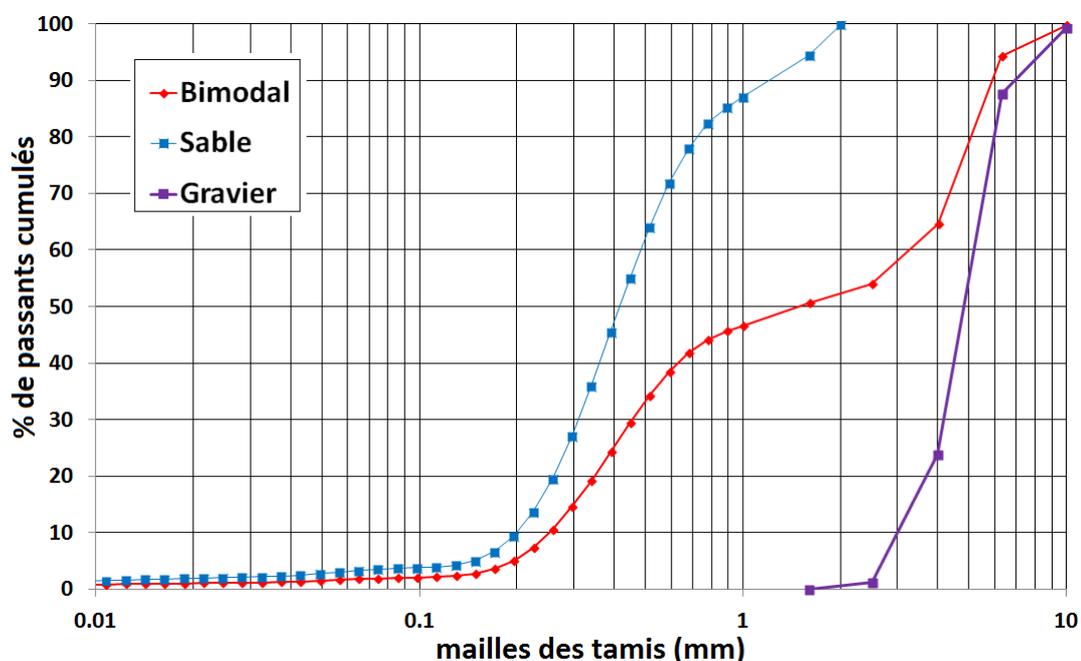


Figure II-3 : Courbes granulométriques des matériaux utilisés.

Pour répondre aux exigences indiquées ci-dessus, nous avons donc choisi un matériau sableux fin (0 à 2 mm de diamètre) et un matériau plus grossier (4 à 10 mm de diamètre). Ces matériaux sont fournis par la compagnie LAFARGE. Un troisième matériau est formé par le mélange en masse (50 % en sable et 50 % en gravier) puisqu'un mélange équivalent est difficilement maîtrisable lors de la mise en place du matériau dans le lysimètre ou dans la colonne. Cette proportion est également choisie pour mettre en évidence la propriété bimodale du mélange (Figure II-3).

L'analyse granulométrique peut s'effectuer par tamisage (norme NF P 94-056) pour les grains d'un diamètre supérieur à 80 µm jusqu'à 100 mm et par sédimentométrie (norme NF P 94-057) pour les grains les plus fins. Cependant, cette méthode nécessite de beaucoup de temps et d'effort. Une autre méthode couramment utilisée est l'analyse granulométrique par diffraction laser. Le sol est tamisé à un diamètre supérieur à 1 mm, puis est analysé par un appareil de granulométrie laser. Par exemple, le LEHNA dispose d'une granulométrie laser de type Mastersizer 2000, avec le module de dispersion d'échantillons Hydro G (Malvern, Royaume Uni). Les résultats des courbes granulométriques (Figure II-3) représentent une bonne similitude de forme par rapport aux granulométries rencontrées dans le dépôt fluvio-glaciaire du site Django Reinhardt (Février, 2001; Goutaland, 2008). La courbe granulométrique du matériau bimodal est marquée par deux parties séparées et un point d'inflexion à 50 % de la masse cumulée. Ceci représente une granulométrie bimodale analogue celle du site Django Reinhardt. Le coefficient d'uniformité, C_u , et le coefficient de courbure, C_c , qui confirment l'hétérogénéité granulométrique sont déterminés selon les relations suivantes (Holtz and Kovacs, 1991) :

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}} \quad \text{et} \quad C_c = \frac{D_{30}^2}{D_{10} \cdot D_{60}} \quad (2-1)$$

où : D_{10} , D_{30} , D_{60} représentent respectivement les diamètres du tamis correspondant à 10 %, 30 %, et 60 % de particules passantes (Tableau II-1).

La valeur du coefficient d'uniformité C_u supérieure à 10 atteste d'une granulométrie étalée et la valeur du coefficient de courbure C_c ($C_c=0.17$) est révélatrice d'une granulométrie hétérogène ; comme les valeurs observés pour le dépôt fluvio-glaciaire de l'Est Lyonnais, 10.76 et 0.37 (Lassabatère, 2002).

L'analyse minéralogique du dépôt fluvio-glaciaire du bassin d'infiltration Django Reinhardt a été réalisée par spectrométrie de diffraction des rayons X (XRD) sur la fraction inférieure à 100 µm, au Laboratoire d'Instrumentation et de Chimie Analytique en Solution de l'Université Lyon 1 (Carpaye, 2000). Le résultat montre que le principal composant est le quartz (54 %) puis la calcite (11 %). Les minéraux principaux du matériau bimodal sont déduits de la fiche technique LAFARGE (annexe A). Ainsi, les matériaux utilisés ont une

proportion de 51,2 % de quartz et de 43,7 % de calcaire (la calcite est la forme la plus stable du calcaire).

Tableau II-1 : Coefficient d'uniformité et coefficient de courbure des courbes granulométriques.

	D₁₀ (mm)	D₃₀ (mm)	D₆₀ (mm)	C_u [-]	C_c [-]
Sable	0.20	0.31	0.48	2.43	1.00
Gravier	4.60	6.44	7.97	1.73	1.13
Bimodal	0.26	0.46	4.78	18.57	0.17

Pour la fraction inférieure à 2 mm, les caractéristiques physico-chimiques ont été évaluées à partir des fiches matériaux du fournisseur (annexe A) et des données de Février (Février, 2001). Elles ont été mesurées par le Laboratoire Santé Environnement Hygiène de Lyon ; la fraction inférieure à 2 mm étant pré-tamisée à 315 µm. Les résultats sont exposés dans le Tableau II-2.

Tableau II-2 : Eléments chimiques majeurs du dépôt au bassin Django Reinhardt et des matériaux utilisés.

Elément	Dépôt fluvioglacière (g kg⁻¹ sol sec)	Sable (g kg⁻¹ sol sec)	Gravier (g kg⁻¹ sol sec)	Bimodal (g kg⁻¹ sol sec)
Calcium	98.00	121.29	272.57	196.93
Potassium	2.50	4.07	4.40	4.23
Sodium	0.13	3.34	2.97	3.15
Magnésium	3.40	1.86	3.78	2.82
Fer	13.45	6.44	5.18	5.81
Manganèse	0.34	0.35	0.18	0.26

A partir des comparaisons ci-dessus, les matériaux utilisés sont représentatifs des caractérisations principales du dépôt fluvioglacière de bassin d'infiltration Django

Reinhardt. En utilisant les agencements appropriés, ceci nous permettra alors de simuler les comportements de flux observés sur le bassin.

II.1.3 Caractérisation hydrodynamique des matériaux utilisés

L'objectif de cette partie est de caractériser nos trois matériaux d'un point de vue hydrodynamique. Différentes méthodes expérimentales et numériques ont été utilisées afin de déterminer les courbes hydrodynamiques caractéristiques de rétention et de conductivité hydraulique pour chaque matériau. Cette détermination est indispensable pour la modélisation ultérieure des écoulements.

Pour le sable et le mélange bimodal, la méthode BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters), décrite par Lassabatère et al. (Lassabatère et al., 2006), a été utilisée (voir chapitre I, I.3.1.3). En effectuant des essais d'infiltration simple anneau à charge hydraulique nulle, aussi appelés essais Beerkan, cette méthode permet de déterminer les paramètres d'échelle et de forme de l'équation de van Genuchten avec la condition de Burdine (pour la courbe de rétention capillaire $h(\theta)$) et de l'équation de conductivité de Brooks et Corey (pour la courbe de conductivité hydraulique $K(\theta)$). Les expériences d'infiltration ont été effectuées directement sur le lysimètre. La Figure II-4 présente la lame d'eau infiltrée I (mm) en fonction du temps t (seconde) pour chacun de ces essais.

Les données des essais d'infiltration en lysimètre sont traitées avec la méthode BEST à travers un code écrit sous Scilab 5.3.0. Les résultats obtenus sont résumés dans le Tableau II-3. Les détails sont fournis en annexe B. La masse volumique sèche des matériaux a été mesurée sur les échantillons non remaniés prélevés sur le lysimètre LUGH. La masse volumique sèche moyenne des matériaux est respectivement $1.634 \pm 0.014 \text{ g cm}^{-3}$ pour le sable et $1.794 \pm 0.018 \text{ g cm}^{-3}$ pour le bimodal. La différence de masse volumique des deux matériaux peut s'expliquer par le fait que le matériau bimodal (deux tailles de grains différentes) favorise la compaction du sol. Le faible écart-type dans la mesure montre que chaque matériau est rempli et compacté de manière homogène. Comme pour l'analyse avec le modèle prédictif d'Arya et Paris, la teneur volumique en eau saturée, θ_s est prise égal à 95 % de la porosité totale.

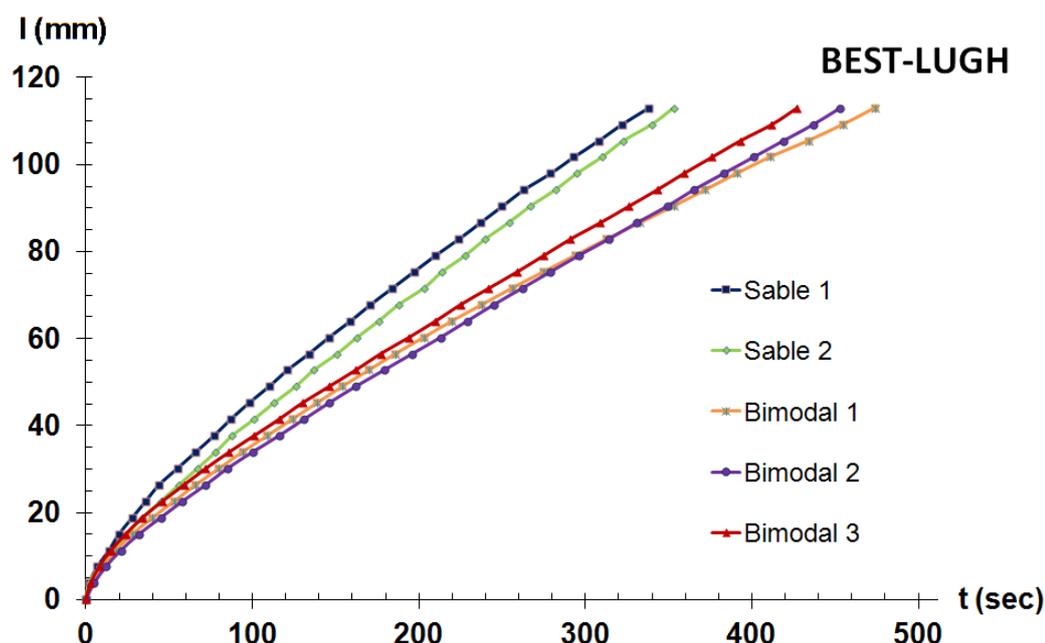


Figure II-4 : Infiltration cumulée des essais Beerkan en lysimètre LUGH pour le sable et le mélange bimodal.

Tableau II-3 : Paramètres des caractéristiques hydrodynamiques estimés par la méthode BEST.

Output BEST	n	m	η	$\theta_s (m^3 m^{-3})$	$k_s (m s^{-1})$	$\alpha (m^{-1})$	$\rho_d (kg m^{-3})$
Sable 1	2.97	0.33	5.06	0.369	8.25e-5	7.65	1621
Sable 2	2.98	0.33	5.04	0.358	7.49e-5	7.35	1650
Sable moyenne	2.98	0.33	5.05	0.364	7.87e-5	7.50	1634
Bimodal 1	3.02	0.34	4.96	0.312	9.40e-5	17.54	1781
Bimodal 2	3.02	0.34	4.96	0.313	9.07e-5	14.86	1778
Bimodal 3	3.03	0.34	4.93	0.296	9.02e-5	13.05	1824
Bimodal moyenne	3.02	0.34	4.95	0.307	9.16e-5	15.15	1794

Dans le Tableau II-3, les valeurs des paramètres de forme n , m et η du sable et du bimodal sont relativement similaires. Ceci vient de la façon dont ils sont estimés par la méthode BEST. Dans cette méthode, seule la fraction fine de la distribution granulométrique

(<2 mm) est considérée. Autrement dit, le calcul des paramètres de forme utilise la même donnée granulométrique pour les deux matériaux. La faible différence de résultat entre deux matériaux s'explique par la différence de leur masse volumique sèche. Une autre chose à noter ici concerne les valeurs de K_s et α . Ces paramètres sont très sensibles et dépendants de la mesure de l'infiltration. Ce problème est clairement démontré à travers la dispersion des valeurs entre les essais. Par conséquent, elles devront être optimisées avec les outils numériques. A partir des résultats de la méthode BEST, les courbes de rétention sont représentées sur la Figure II-5.

En suite, le modèle physico-empirique d'Arya et Paris (Arya and Paris, 1981) est utilisé pour caractériser les courbes de rétentions des trois matériaux. Ce modèle prédictif (voir chapitre I, I.3.1.2) se base sur une relation linéaire entre la distribution granulométrique du matériau à sa distribution de taille de pores ou la porosimétrie. Donc, les courbes de rétention des matériaux sont déterminées à partir de la courbe granulométrique de chaque matériau. Dans ce modèle, on suppose que la teneur volumique en eau à saturation est égale à la porosité totale alors que des bulles d'air restent présentes même lorsque l'on est en état saturé. Afin de ne pas effectuer une surestimation des caractéristiques, la teneur volumique en eau à saturation a donc été prise égale 95 % de la porosité. La masse volumique des matériaux a été mesurée expérimentalement sur les échantillons dans le lysimètre LUGH. Les résultats obtenus sont illustrés dans la même figure avec celles obtenues par la méthode BEST (Figure II-5).

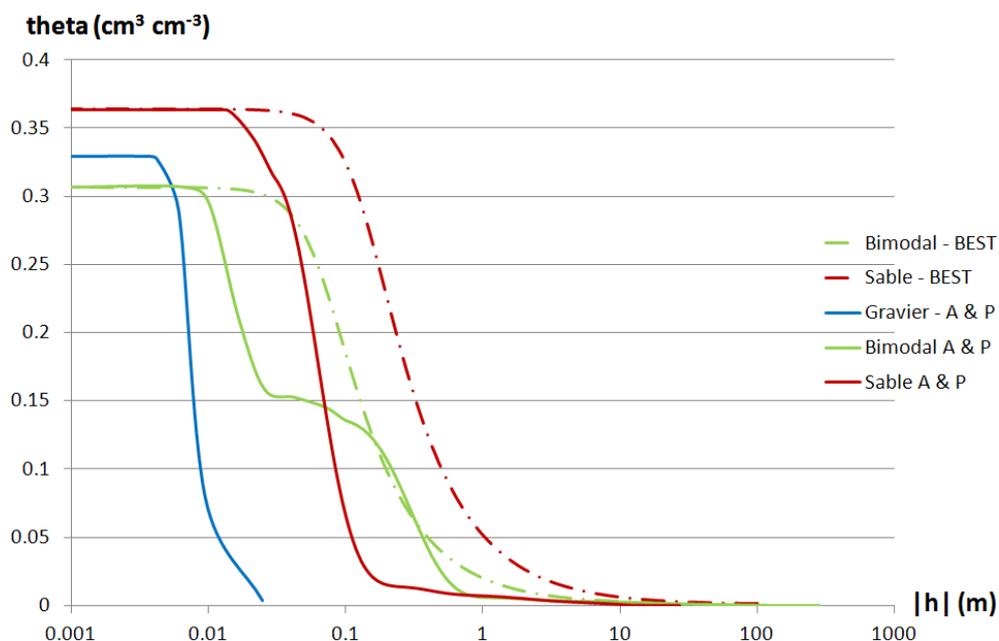


Figure II-5 : Courbes de rétention obtenues par la méthode BEST et la méthode d'Arya et Paris.

Les courbes de rétention obtenues par la méthode d'Arya et Paris sont sous-estimées par rapport à la méthode BEST. Cela vient de l'hypothèse faite sur l'indice des vides de la méthode d'Arya et Paris. L'indice de vides est supposé identique pour toutes les classes granulométriques. En réalité, ces classes se mélangent et les grains fins occupent l'espace vide entre des grains grossiers. Par conséquent, à une même pression capillaire, la teneur volumique en eau mesurée est plus grande que celle estimée par Arya et Paris. En revanche, pour le mélange bimodal, on remarque que la méthode BEST n'est pas adaptée à des matériaux ayant des granulométries à caractère bimodal. Toutefois, du point de vue hydrodynamique dans le sol non saturé, le comportement du sol est influencé principalement par la partie fine de la granulométrie. Pour cette raison, la méthode BEST est appliquée seulement pour la fraction inférieure à 2 mm du matériau bimodal. Enfin, une autre limite de la méthode BEST concerne la non-prise en compte du phénomène d'hystérèse des courbes de rétention. Malgré ces limites, la méthode BEST permet de bien caractériser des paramètres de matériaux et elle est facilement applicable pour le cas de grands volumes de sol compactés ou in-situ. Elle fournit des données nécessaires à la modélisation numérique des écoulements non saturés.

La méthode BEST utilise l'équation de van Genuchten avec la condition de Burdine (pour la courbe de rétention capillaire $h(\theta)$) et l'équation de conductivité hydraulique de Brooks et Corey (pour la courbe de conductivité hydraulique $K(\theta)$). Cependant, pour caractériser les écoulements par l'équation de Richards (Richards, 1931) avec le logiciel COMSOL, les fonctions de la courbe de rétention d'eau $h(\theta)$ et de la conductivité hydraulique $K(h)$ usuelles pour la description des écoulements dans la zone non saturée sont données par les équations de van Genuchten avec la condition de Mualem (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980). Il est donc nécessaire d'ajuster les résultats obtenus par la méthode BEST sur les paramètres utilisés par le modèle numérique COMSOL.

Ce problème peut être résolu grâce au logiciel RETC (Van Genuchten et al., 1991). Le logiciel RETC utilise des couples de points des courbes de rétention et de conductivité hydraulique fournies par la méthode BEST afin de déterminer les paramètres générant les courbes de van Genuchten-Mualem au plus près de ces points. Dans notre étude, les caractéristiques hydrodynamiques du sable et du bimodal ont été estimées individuellement à l'aide de la méthode BEST (Lassabatère et al., 2006; Mubarak et al., 2009). Ensuite, les caractéristiques hydrodynamiques obtenues sont optimisées à l'aide du logiciel RETC (Van Genuchten et al., 1991) afin de les adapter aux fonctions (1-21) et (1-36) par la méthode donnée par Mubarak et al. (2009). La masse volumique sèche et les paramètres des fonctions (1-21) et (1-36) pour le sable et le milieu bimodal sont données dans le Tableau II-4. Les courbes de rétention et de conductivité hydraulique sont représentées dans la Figure II-6, Figure II-7 et Figure II-8.

Tableau II-4 : Paramètres des fonctions de van Genuchten-Mualem.

	$n (-)$	$m (-)$	$\theta_s (m^3 m^{-3})$	$\theta_r (m^3 m^{-3})$	$K_s (m s^{-1})$	$\alpha (m^{-1})$
Sable	3.279	0.695	0.377	0.023	7.7e-5	4.7
Bimodal	3.304	0.697	0.329	0.019	9.3e-5	9.7

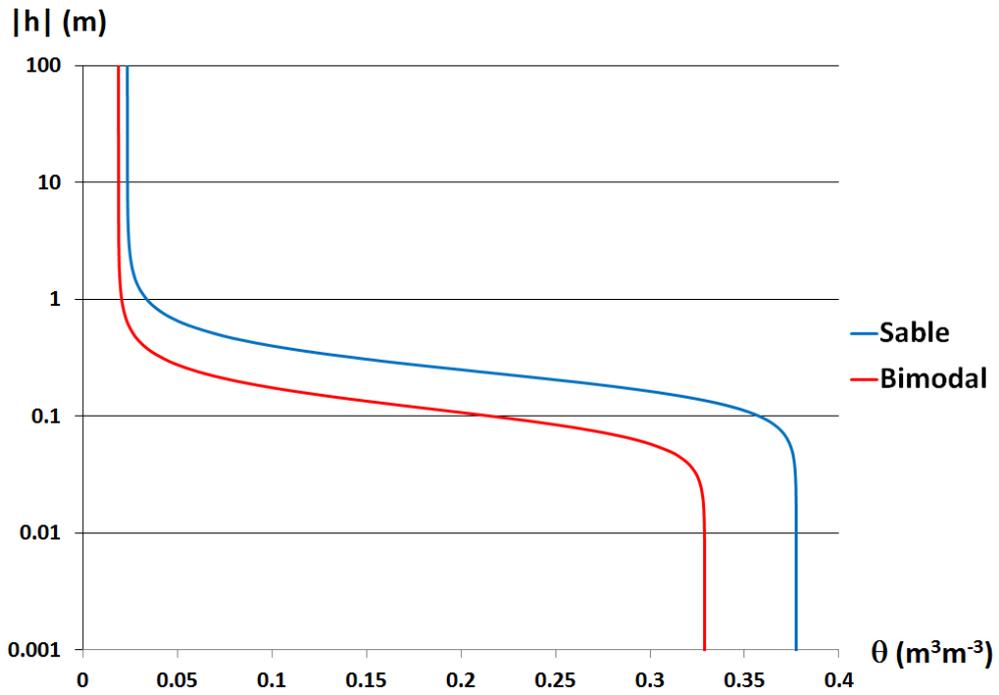


Figure II-6 : Courbes de rétention $h(\theta)$ des matériaux utilisés caractérisées par le modèle de van Genuchten-Mualem.

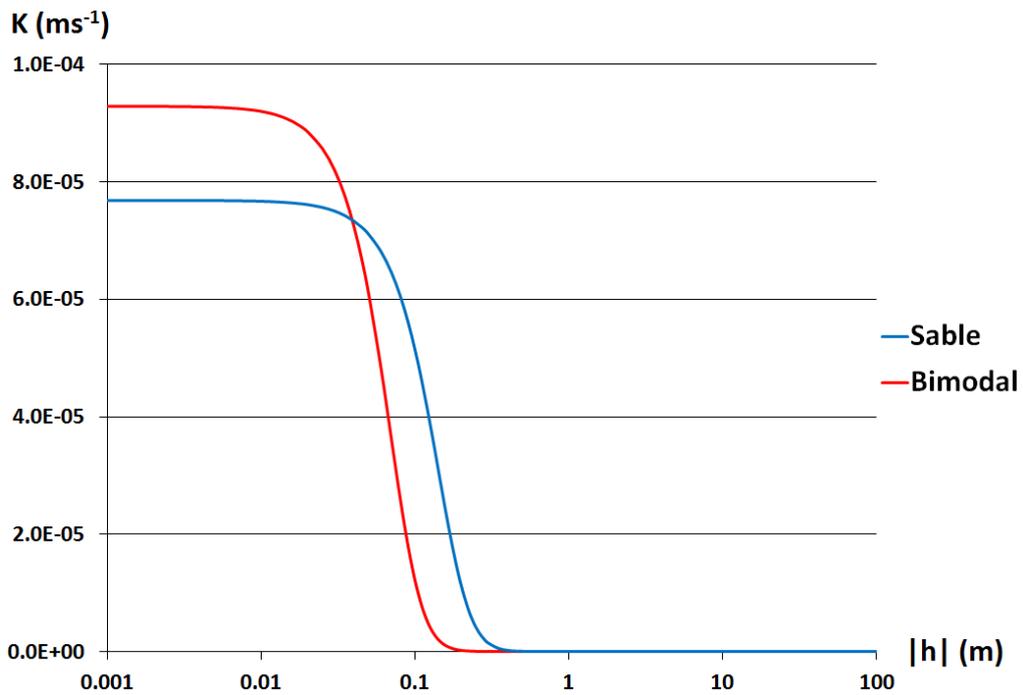


Figure II-7: Courbes de conductivité hydraulique $K(h)$ des matériaux utilisés caractérisées par le modèle de van Genuchten-Mualem.

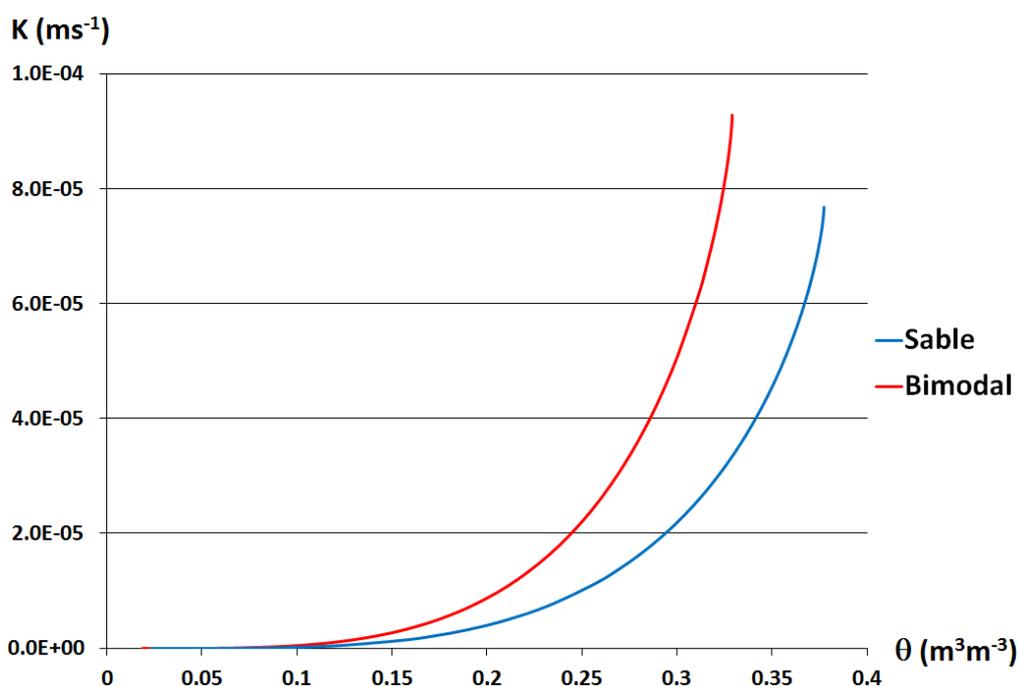


Figure II-8: Courbes de conductivité hydraulique $K(\theta)$ des matériaux utilisés caractérisées par le modèle de van Genuchten-Mualem.

Les propriétés hydrodispersives pour les deux matériaux (sable et bimodal) ont été estimées en considérant les milieux homogènes et en négligeant toute variation avec l'humidité. La valeur de la dispersivité longitudinale, α_1 , est présélectionnée d'après la taille maximum des grains du matériau. Puis les dispersivités latérales α_2 et α_3 et la diffusion moléculaire ont été choisies de la littérature. Les valeurs sont données dans le Tableau II-5. Elles retenues sont dans les ordres de grandeur observées dans la littérature pour ces deux matériaux (Février, 2001; Lassabatère, 2002). Par ailleurs, la valeur de la dispersivité longitudinale est également de même ordre de grandeur que celle obtenue dans les essais en colonne (voir chapitre 3).

Tableau II-5 : Valeurs des paramètres hydrodispersifs utilisés dans la modélisation du lysimètre LUGH avec le COMSOL (équation de convection-dispersion).

	α_1 (m)	α_2 (m)	α_3 (m)	D_o (m^2s^{-1})
Sable	0.002	0.0005	0.0005	2e-7
Bimodal	0.005	0.0005	0.0005	2e-7

La tortuosité τ_L a été calculée à partir de la teneur volumique en eau une fois l'état stationnaire d'écoulement établi, par l'équation (1-69).

II.2 Solution utilisée

II.2.1 Essais en colonne

Dans l'essai d'infiltration en colonne, deux types de solution ont été utilisés. Le premier type est une solution neutre qui est appliquée pour atteindre et maintenir le régime permanent, et puis utilisée pour pousser le soluté. Le deuxième type est une solution contenant un traceur qui est injecté sous forme de créneau. Afin de ne pas déstructurer le milieu, la force ionique de ces solutions est fixée à 10^{-2} mol l⁻¹ (Krebs et al., 1987), soit la valeur proche de celle des eaux souterraines naturelles (Wen et al., 1998; Sigg et al., 2000).

II.2.1.1 Solution neutre

A l'échelle de la colonne au laboratoire, les caractéristiques physiques et chimiques des solutions utilisées doivent être contrôlées. Les substances couramment employées pour les études en colonne sont sous forme des solutions salines, type CaCl₂, CaNO₃, NaNO₃... Dans notre étude, la solution neutre est composée par le nitrate de sodium, NaNO₃, dilué avec de l'eau déionisée à 10^{-2} mol l⁻¹. Cette solution saline est choisie en raison de la faible réaction de l'ion Na⁺ par rapport d'autres cations vis-à-vis des mécanismes d'échange (Yong et al., 1992). De plus, elle a été utilisée dans les essais antérieurs en colonne avec des matériaux du bassin Django Reinhardt (Février, 2001; Lassabatère, 2002).

II.2.1.2 Traceur

Le traceur choisi est un anion, non-adsorbé et stable couramment utilisé dans les études hydrodynamiques : l'ion bromure (Bürgisser et al., 1993; Matocha and Hossner, 1999). Cet ion a été choisi par ses qualités (Allaire et al., 2009) : il est en effet très soluble, facile à prélever, stocker et analyser, ne se dégrade pas, il est très peu couteux et présent avec un très faible bruit de fond dans le sol (<1mg/L). De plus, par rapport à l'ion chlorure (autre traceur anionique fréquemment utilisé), il possède des avantages comme de ne pas précipiter, une haute précision de mesure, et de ne pas être toxique. Il est approprié pour

des études des courbes de percée à la fois en laboratoire et sur terrain. L'ion bromure est dilué avec l'eau déionisée sous forme de bromure de potassium (KBr) à 10^{-2} mol l⁻¹ puis il est injecté dans la colonne sous forme de créneau.

II.2.2 *Essais en lysimètre*

II.2.2.1 Solution neutre

Dans le modèle physique LUGH, le volume d'eau utilisé est important (environ 1 m³ par jour). Donc, l'eau d'alimentation est pompée directement de la nappe sous-jacente aux locaux de l'ENTPE. L'eau pompée est analogue du point de vue géochimique à celle dont sont issus les matériaux de remplissage du lysimètre, ceci afin d'assurer l'équilibre géochimique (i.e. de la force ionique) avec les matériaux (station de pompage de l'ENTPE). L'eau d'alimentation traverse au préalable un filtre neutre afin d'éliminer les potentielles particules en suspension. Elle est utilisée de la même manière que la solution neutre préparée pour les colonnes, afin d'atteindre et de maintenir le régime d'écoulement permanent et puis pour pousser le soluté dans le lysimètre.

II.2.2.2 Traceur

Le traceur d'écoulement choisi est du même type que pour les essais en colonne. Le bromure de potassium est dilué avec l'eau alimentation (l'eau de la nappe) à 10^{-2} mol l⁻¹ dans un réservoir de 800 l (annexe D) puis est pompé sous forme de créneau pour alimenter le lysimètre LUGH.

II.3 Mécanismes de transfert

II.3.1 Approche du type dynamique des systèmes

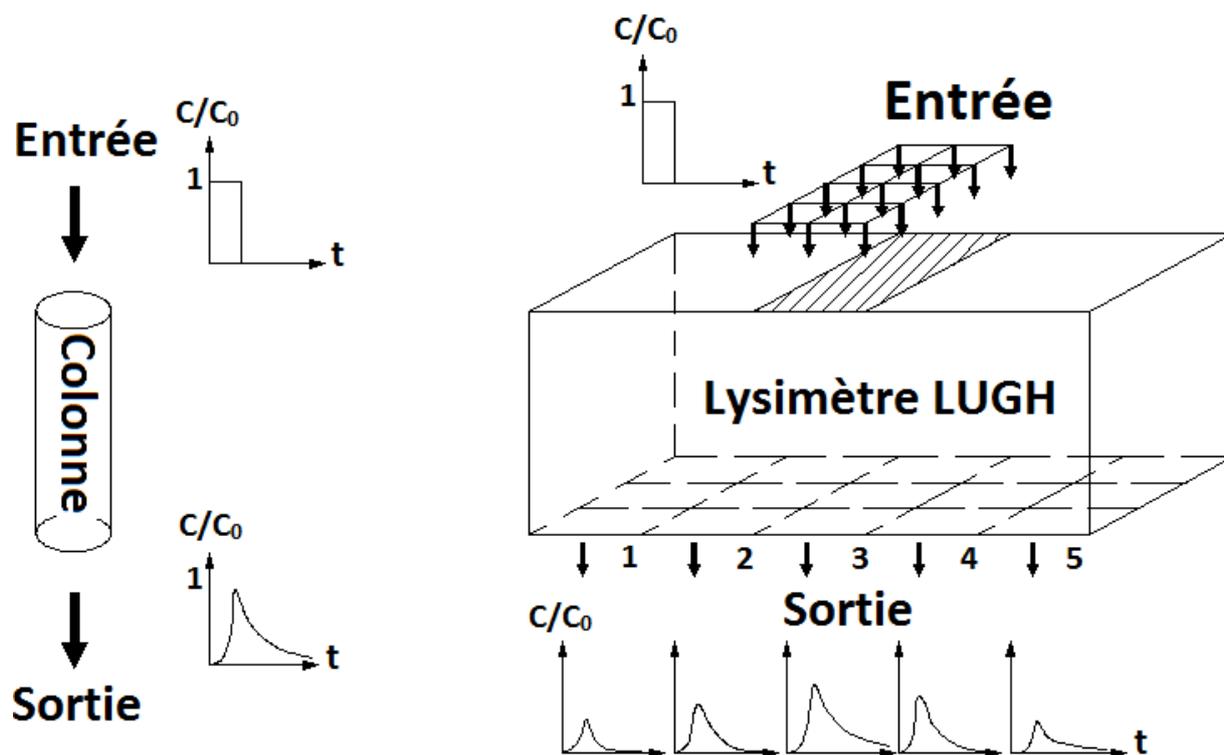


Figure II-9 : Principe de l'étude en colonne et en lysimètre LUGH.

Le transfert d'eau et de soluté dans le milieu poreux est étudié selon une approche « dynamique des systèmes » (Gaudet et al., 1977). Celle-ci permet de déduire des informations sur les mécanismes de transfert au sein du milieu poreux à partir de l'analyse de la déformation subie par les signaux en sortie du système par rapport à celui d'entrée. Dans notre étude, le signal d'entrée est un créneau de soluté avec une concentration constante. Les signaux réponses sont les courbes d'élué du soluté qui sont constituées par la concentration du soluté à la sortie du milieu poreux en fonction du temps (Figure II-9).

Afin de faciliter une comparaison entre essais, les courbes d'élué sont exprimées par des variables adimensionnelles. L'ordonnée est exprimée par la concentration relative entre la concentration C en sortie et la concentration imposée à l'entrée C_0 (C/C_0). Donc, l'élué du soluté est représentée par l'évolution de C/C_0 en fonction de temps. Pour les essais en colonne les volumes de pore, V_0 , d'une colonne à l'autre sont bien mesurés, la concentration relative peut être exprimée en fonction du volume relatif V/V_0 .

II.3.2 Analyse des courbes d'élution – Méthode des moments

La méthode des moments est un outil d'estimation intuitif qui permet de déterminer les paramètres caractéristiques des courbes d'élution exprimées par la variation de la concentration relative en fonction du temps ($C/C_0=f(t)$). Ces paramètres sont déduits à partir des moments de différent ordre introduits ci-dessous. Cette méthode est largement appliquée dans les essais en colonne (Schweich and Sardin, 1986; Février, 2001; Lassabatère, 2002) ; où il y a seulement un effluent en entrée et un effluent en sortie. Pour le cas de lysimètre, le flux en sortie est divisé en 15 effluents différents. Cependant, en régime permanent, la distribution des écoulements dans le lysimètre est stable. Donc, la méthode des moments peut être utilisée pour estimer les paramètres caractéristiques du flux total ainsi que de chacun des effluents en sortie par rapport au débit dans chaque élément.

II.3.2.1 Essai en colonne

Le moment d'ordre N est défini par l'expression suivante :

$$\mu_N = \int_0^{+\infty} \frac{C(t)}{C_0} t^N dt \quad (2-2)$$

où : $C(t)/C_0$ [-] est la concentration relative au temps t.

Le moment d'ordre 0 représente l'aire sous chaque courbe d'élution :

$$\mu_0 = \int_0^{+\infty} \frac{C(t)}{C_0} dt \quad (2-3)$$

Cette aire est proportionnelle à la masse de soluté récupérée en sortie de colonne (Schweich and Sardin, 1986). Cette dernière est calculée comme suivant :

$$m_{sortie} = \int_0^{+\infty} C(t) Q_{sortie} dt = Q_{sortie} C_0 \int_0^{+\infty} \frac{C(t)}{C_0} dt = Q_{sortie} C_0 \mu_0 \quad (2-4)$$

où : Q_{sortie} est le débit en sortie [L^3T^{-1}].

La masse introduite du soluté de la colonne :

$$m_{\text{entrée}} = Q_{\text{entrée}} C_0 \delta t \quad (2-5)$$

où : $Q_{\text{entrée}}$ [L^3T^{-1}] est le débit en entrée, et

δt [-] est le temps d'injection de soluté.

En régime permanent, $Q_{\text{entrée}} = Q_{\text{sortie}}$. Le ratio entre la masse injectée en entrée et celle récupérée en sortie de colonne est appelé le bilan de masse du soluté, BM. Il est un paramètre important pour estimer la qualité du soluté (si le traceur est inert ou pas) et la précision de l'essai (si $BM=1$ ou $BM<1$). Ce paramètre est calculé à partir du moment d'ordre 0 et l'aire sous le temps de créneau d'injection :

$$BM = \frac{m_{\text{sortie}}}{m_{\text{entrée}}} = \frac{Q_{\text{sortie}} C_0 \mu_0}{Q_{\text{entrée}} C_0 \delta t} = \frac{\mu_0}{\delta t} \quad (2-6)$$

La capacité conservative du soluté est évaluée à travers la valeur du bilan de masse BM :

- $BM=1$ représente que tout le soluté injecté en entrée est recueilli en sortie. Les interactions entre le soluté et le milieu au cours de son transfert sont entièrement réversibles.
- $BM<1$ représente qu'il y a une partie de soluté qui reste dans le milieu. Cette rétention du soluté est provoquée par des interactions irréversibles (précipitation, évaporation, dégradation, réaction chimique...).
- $BM>1$ représente un relargage du soluté (Sardin et al., 1991). Dans ce cas, il y a une quantité du soluté existant dans le milieu qui est dissous au cours du transfert.

Dans le cadre de notre étude, le soluté choisi est non réactif. Alors, le bilan de masse doit être proche de 1. Si cette condition n'est pas satisfaite, l'essai doit être revérifié et la non-réactivité du traceur réévaluée.

Dans l'essai en colonne, l'écoulement est permanent et uniforme. En supposant que le milieu ne comporte aucune fraction d'eau isolée, le temps de séjour pour une molécule d'eau pour traverser la colonne est :

$$t_s = \frac{L\theta_{total}}{q} \quad (2-7)$$

où L [L] : longueur de la colonne,

θ_{total} [L^3L^{-3}] : teneur volumique en eau totale de la colonne,

q [LT^{-1}] : vitesse darcienne de l'écoulement.

Le temps mis par le soluté pour traverser la colonne, t_s , est calculé directement à partir de la courbe d'élution. Il est égal à distance entre la position du centre de gravité du créneau d'injection et celui de la courbe d'élution. La dernière est le rapport entre le moment d'ordre 1, μ_1 , et le moment d'ordre 0. Le temps de séjour moyen du soluté dans la colonne est alors déterminé par :

$$t_s = \frac{\mu_1}{\mu_0} - \frac{\delta t}{2} \quad \text{avec} \quad \mu_1 = \int_0^{+\infty} \frac{C(t)}{C_0} t dt \quad (2-8)$$

Cette équation n'est valable que si le soluté est conservatif (bilan de masse proche de 1).

Le ratio entre le temps de séjour moyen du soluté et le temps de séjour d'une molécule d'eau est appelé le facteur de retard, R . Ce facteur évalue le retard du transfert d'un soluté par rapport à une molécule d'eau :

- $R < 1$: représente un soluté transféré plus vite que les molécules d'eau. En général, les traceurs sont des solutés anioniques. Le transfert favorable du soluté s'explique par le phénomène d'exclusion anionique qui est causée par la charge négative des particules argileuses (Lassabatère, 2002). Dans notre étude, le faible teneur en argile du sol étudié nous permet de négliger l'exclusion anionique.

- $R=1$: représente le transfert de soluté correspond au transfert des molécules d'eau. Il n'y a pas d'interactions entre le soluté et le milieu étudié. Ceci est le cas pour les solutés non réactifs.
- $R>1$: représente le soluté transféré en retard par rapport aux molécules d'eau. C'est le cas pour les solutés réactifs. Les interactions entre le soluté et le milieu provoquent le retard du transfert de celui-ci.

En général dans les milieux poreux, il existe la présence de fractions d'eau totalement isolées. Le soluté est alors transféré seulement dans la fraction non isolée, dite mobile. Donc, même si l'exclusion anionique est négligée sur des solutés non réactifs, le facteur de retard peut être inférieur à 1. La quantification de la fraction isolée peut être déterminée à partir de la valeur du facteur de retard. Dans ce cas, le temps de séjour du soluté est calculé d'après la teneur volumique en eau non isolée, $\theta_{non\ isolée}$:

$$t_s = \frac{L\theta_{non\ isolée}}{q} \quad (2-9)$$

$$\text{et } R = \frac{t_s}{\tau_s} = \frac{\frac{L\theta_{non\ isolée}}{q}}{\frac{L\theta_{total}}{q}} = \frac{\theta_{non\ isolée}}{\theta_{total}} \quad (2-10)$$

Le résultat ci-dessus montre que la valeur du facteur de retard représente la fraction d'eau non isolée. La fraction d'eau isolée est déterminée par :

$$f_{isolée} = \frac{\theta_{isolée}}{\theta_{total}} = \frac{\theta_{total} - \theta_{non\ isolée}}{\theta_{total}} = 1 - \frac{\theta_{non\ isolée}}{\theta_{total}} = 1 - R \quad (2-11)$$

Les courbes d'élution présentent une forme de type log-normal. Pour bien identifier chaque courbe, l'espérance mathématique de la variable (ou le temps de séjour moyen du soluté) et sa variance sont deux paramètres importants.

En posant le temps de séjour :

$$t_s = \frac{\mu_1}{\mu_0} - \frac{\delta t}{2} = \frac{1}{\mu_0} \left(\int_0^{+\infty} t \frac{C(t)}{C_0} dt - \int_0^{+\infty} \frac{\delta t}{2} \times \frac{C(t)}{C_0} dt \right) = \frac{1}{\mu_0} \int_0^{+\infty} \left(t - \frac{\delta t}{2} \right) \frac{C(t)}{C_0} dt \quad (2-12)$$

et en appelant

$$M_1 = \int_0^{+\infty} \left(t - \frac{\delta t}{2} \right) \frac{C(t)}{C_0} dt \quad \text{et} \quad M_2 = \int_0^{+\infty} \left(t - \frac{\delta t}{2} \right)^2 \frac{C(t)}{C_0} dt \quad (2-13)$$

L'espérance mathématique, $E(X)$ ou le temps de séjour moyen du soluté s'expriment par :

$$E(X) = t_s = \frac{M_1}{\mu_0} \Rightarrow E(X^2) = \frac{M_2}{\mu_0} \quad (2-14)$$

La variance du temps de séjour est alors donné par :

$$VAR = E(X^2) - (E(X))^2 = \frac{M_2}{\mu_0} - \left(\frac{M_1}{\mu_0} \right)^2 \quad (2-15)$$

L'écart-type de cette variance est une mesure de la dispersion des courbes d'élution. Il est calculé comme la racine carrée de la variance.

$$\sigma = \sqrt{VAR} \quad (2-16)$$

II.3.2.2 Essai en lysimètre

Dans le lysimètre LUGH, il y a 15 sorties différentes pour une masse de soluté introduite :

$$m_{\text{entrée}} = Q_{\text{entrée}} C_0 \delta t \quad (2-17)$$

où : $Q_{\text{entrée}} [L^3T^{-1}]$ est le débit total en entrée.

La masse totale de soluté récupérée à la base du lysimètre est la somme du soluté dans les 15 sorties. Au temps t , la concentration du soluté total est calculée comme :

$$C(t) = \frac{\sum_1^{15} C_i(t) Q_{i \text{ sortie}}}{Q_{\text{sortie}}} = \sum_1^{15} C_i(t) a_i \quad (2-18)$$

où $C_i(t) [NL^{-3}]$: est la concentration du soluté en sortie i au temps t , avec $i = \overline{1..15}$,

$Q_{i \text{ sortie}} [L^3T^{-1}]$: le débit en sortie i ; pendant la durée de l'essai $Q_{i \text{ sortie}} = \text{constance}$,

$Q_{\text{sortie}} [L^3T^{-1}]$: le débit total en sortie du lysimètre LUGH,

$a_i [-]$: le ratio entre $Q_{i \text{ sortie}}$ et Q_{sortie} ($\sum_1^{15} a_i = 1$).

Les moments d'ordre 0 et d'ordre 1 pour le flux total sont déduits à partir de ceux de chaque sortie :

$$\mu_0 = \int_0^{+\infty} \frac{C(t)}{C_0} dt = \int_0^{+\infty} \frac{\sum_1^{15} C_i(t) a_i}{C_0} dt = \sum_1^{15} \mu_{i0} a_i \quad (2-19)$$

$$\text{Et } \mu_1 = \int_0^{+\infty} \frac{C(t)}{C_0} t dt = \int_0^{+\infty} \frac{\sum_1^{15} C_i(t) a_i}{C_0} t dt = \sum_1^{15} \mu_{i1} a_i \quad (2-20)$$

De même, on a :

$$M_1 = \sum_1^{15} M_{i1} a_i \quad \text{et} \quad M_2 = \sum_1^{15} M_{i2} a_i \quad (2-21)$$

Ainsi, pendant le régime permanent, les valeurs issues de la méthode des moments appliquée au flux total peuvent être obtenues à partir des résultats de la même méthode appliquée à chaque sortie. De plus, les vitesses de transfert étant dans le domaine darcien, les écoulements turbulents ne sont pas considérés et il est possible de supposer que l'effluent dans chaque sortie suit son propre trajet. L'estimation des paramètres

caractéristiques de chaque courbe d'éluion nous permet alors de comprendre mieux le comportement et la distribution spatiale des écoulements à l'intérieur du lysimètre LUGH.

Les étapes de l'analyse de type systèmes pour chaque sortie est alors analogue à celle de l'essai en colonne sauf en ce qui concerne le facteur de retard. En effet, dans l'essai en lysimètre LUGH, la teneur volumique en eau et la distribution spatiale des écoulements ne sont pas uniformes. On ne peut donc pas déterminer directement une vitesse darcienne des écoulements ni le temps de séjour des molécules d'eau. Aussi, le facteur de retard ne sera pas calculé pour les essais lysimétriques.

II.4 Essais en colonne au laboratoire

II.4.1 Dispositifs expérimentaux

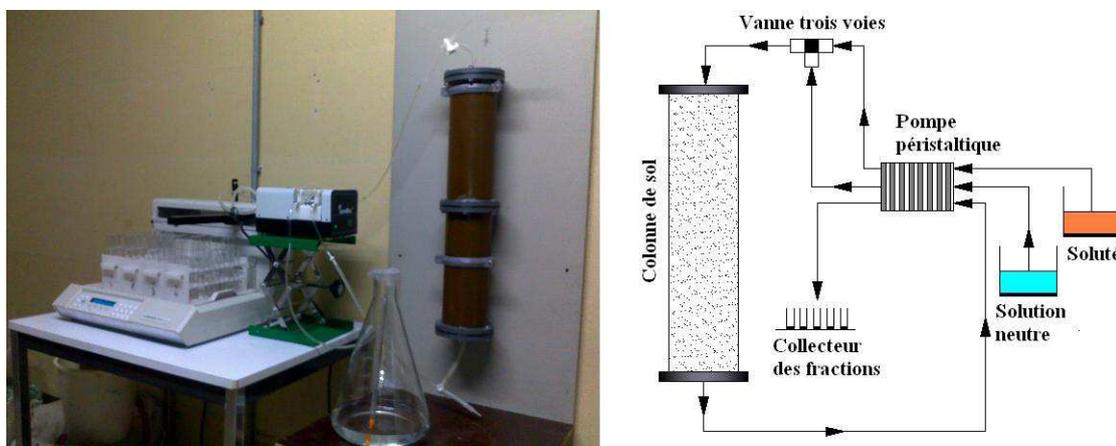


Figure II-10 : Schéma de la colonne et ses dispositifs.

La colonne (annexe D) utilisée comprend deux segments cylindriques jointifs vissés, de sorte que l'intérieur est lisse ; l'étanchéité est assurée par des joints toriques. Les segments sont en PVC transparent, de diamètre intérieur de 10 cm et de hauteur de 30 cm ; la hauteur totale de la colonne est de 60 cm. Le diamètre intérieur respecte la règle usuelle en fonction de la granulométrie du matériau à tester : il doit être au moins 8 à 12 fois la taille maximum des particules solides (1.0 cm) (Chapuis et al., 2006). En effet, ce type de colonne a déjà été utilisés pour des études sur le dépôt fluvioglacière du bassin d'infiltration Django Reinhardt (Février, 2001; Lassabatère, 2002).

L'eau et le soluté sont alimentés sur le haut de la colonne par une pompe péristaltique (ISMATEC, IPC-8) assurant un débit constant. Les solutions sont stockées dans deux réservoirs différents reliés à la colonne par une vanne à 3 voies. Grâce à la vanne 3 voies, le soluté est injecté dans la colonne sous forme de créneau sans interruption du débit. En condition non saturée, le régime hydraulique permanent dans la colonne est assuré par la même pompe d'injection. Au début de l'essai, lorsque le front d'humidité atteint la base et la première goutte d'eau sort la colonne, la colonne est connectée à la pompe pour aspirer l'eau au même débit que l'injection. Ainsi, le profil de teneur volumique en eau est uniforme tout le long de la colonne.

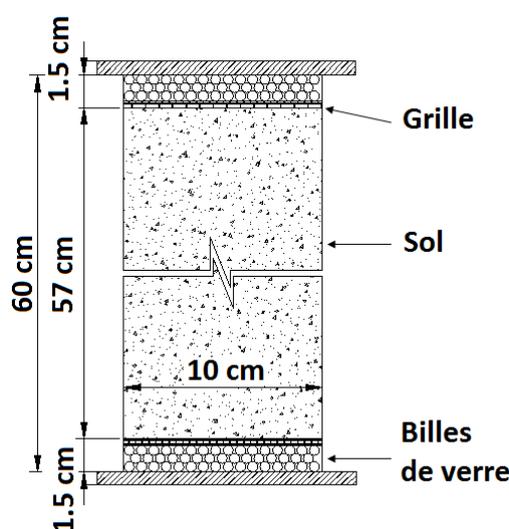


Figure II-11 : Description d'une colonne de sol.

Pour homogénéiser les flux en entrée et en sortie, et aussi pour protéger la surface supérieure et inférieure du sol dans la colonne, des billes de verre de 0.5 cm de diamètre sont placées en bas et en haut de la colonne (épaisseur en 1.5 cm). La longueur réelle disponible de sol est de 57 cm. La taille des billes est plus grande que celle du sable et est égale à la taille moyenne du milieu bimodal. Ainsi, les couches de billes n'influencent pas fortement les écoulements dans la colonne. Des grilles en plastique (de maille 0.1 cm) sont posées sur le matériau aux deux extrémités afin de limiter la migration de particules fines et le colmatage des couches de billes de verre à éviter le blocage de la sortie de la colonne.

II.4.2 Mise en place du sol dans les colonnes

Le matériau doit être placé dans la colonne de même manière pour tous les essais. Avant utilisation, le sol est mis à sécher pendant 48 h à température ambiante. Un échantillon de ce mélange est prélevé afin d'en analyser la teneur volumique en eau. Lorsque la teneur volumique en eau initiale est connue, le sol est ré-humidifié à l'aide d'une solution de NaNO_3 10^{-2} mol l^{-1} jusqu'à une teneur massique en eau de 5 %. La solution neutre est utilisée ici afin de protéger la structure de sol dans la colonne. Cette étape est importante pour éliminer le phénomène d'agrégation des grains secs. De plus, cette humidité permet un compactage du sol plus facile. Une colonne de sol mal compactée pourrait être déformée (tassement) lors de l'essai d'infiltration. Au contraire, le sol trop compact provoque des difficultés pour les écoulements. Un effet important à éviter concerne l'effet de bord. Dans le but de limiter les écoulements préférentiels le long des parois, l'intérieur des colonnes est enveloppé par un enduit de graisse de silicone avant la mise en place du matériau.

La colonne est remplie en couches de 2 à 3 cm d'épaisseur. Chaque nouvelle couche est compactée statiquement (sans vibrations) à l'aide d'un pilon (10 coups de pilon, répartis de façon homogène) pour éviter les phénomènes de ségrégation, puis est grattée la surface avec un objet pointu pour assurer un bon mélange avec la couche suivante. L'objectif de cette manipulation est d'assurer une masse volumique homogène et l'isotropie verticale au sein de la colonne.

II.4.3 Caractéristiques des colonnes

La colonne est équipée des valves 3 voies sur les tuyaux d'entrée et de sortie afin de faciliter l'alimentation et les mesures. Avant le remplissage, la masse M_0 [M] de la colonne sèche et toutes ses accessoires (billes de verre, grilles ...) sèches est déterminée. Puis, on pèse successivement la colonne (avec ses accessoires) remplie d'eau (masse M_1 [M]) la colonne (avec ses accessoires) remplie de matériau avec la teneur volumique en eau initiale (5 % teneur massique en eau, masse M_2 [M]). Une fois l'essai terminé (la colonne étant en régime permanent), la colonne est pesée, ce qui donne la masse totale M_{tot} [M] de la colonne après essai.

La masse du sol sec dans la colonne M_s [M] est calculée comme suivant :

$$M_s = \frac{(M_2 - M_0)}{1 + 0.05} \quad (2-22)$$

Ici, 0.05 vient de la teneur massique en eau (5 %) initiale dans le sol. Le volume réel de solides V_s [L³] correspond une masse de sol contenue dans 10 cm de diamètre et 57 cm de hauteur. Le volume mort V_m [L³] dans la colonne est :

$$V_m = \frac{M_1 - M_0 - V_s \rho_w}{\rho_w} \quad (2-23)$$

où ρ_w [ML⁻³] la masse volumique de l'eau. La masse de l'eau dans le sol M_w [M] est :

$$M_w = M_{tot} - M_s - M_0 - V_m \rho_w \quad (2-24)$$

La masse volumique des solides ρ_s [ML⁻³] est :

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (2-25)$$

La porosité du sol, ε_s [-] est :

$$\varepsilon_s = 1 - \frac{\rho_s}{\rho_p} \quad (2-26)$$

Le volume des vides de la colonne, V_v [L³] est :

$$V_v = V_s - \frac{M_s}{\rho_p} \quad (2-27)$$

La teneur volumique en eau finale, θ_w [L³L⁻³] est :

$$\theta_w = \frac{V_v}{V_s} \quad (2-28)$$

II.4.4 Protocole d'essais en colonne

II.4.4.1 Débits utilisés

L'eau est injectée dans la colonne grâce à une pompe péristaltique qui maintient le débit constant. Les débits d'injection sont choisis afin d'être dans le domaine de validité de l'équation de Darcy.

Dans notre étude, trois débits sont appliqués pour chaque colonne : $q_1=2.500e-6 \text{ m s}^{-1}$; $q_2=6.833e-6 \text{ m s}^{-1}$ et $q_3=2.117e-5 \text{ m s}^{-1}$. Ces vitesses correspondent aux mêmes ordres de la grandeur des vitesses utilisées pour les études de transfert de solutés en colonne de même taille (Février, 2001; Lassabatère, 2002) .

Pour assurer une grande précision de l'essai, pendant chaque expérience, le débit en sortie est mesuré par pesée à partir des volumes écoulés dans un collecteur de fractions.

II.4.4.2 Régime d'écoulement permanent

Avant chaque créneau de soluté, la solution neutre ($\text{NaNO}_3 \text{ } 10^{-2} \text{ mol l}^{-1}$) est injectée jusqu'à l'obtention du régime permanent d'écoulement (i.e. débits d'alimentation en sortie et poids de la colonne constants). Pour éviter le phénomène d'hystérèse des courbes de rétention du sol, la colonne est alimentée avec des vitesses d'injection croissantes.

Le poids initial de la colonne est mesuré avant chaque essai. La première infiltration se fait sur le sol à l'état hydrique initial de compactage et à la vitesse darcienne la plus petite, $q_1=2.500e-6 \text{ m s}^{-1}$. La solution neutre est appliquée par le haut de la colonne en laissant l'écoulement libre vers le bas (sous l'effet de la gravité). Lorsque les premières gouttes d'eau sortent à la base, le tuyau de sortie de la colonne est raccordé à la même pompe péristaltique d'alimentation. Ainsi, la solution en sortie est aspirée au même débit que l'injection. Le but de cette étape est d'obtenir un profil de teneur volumique en eau uniforme le long de la colonne. Le régime permanent est atteint lorsque le débit en sortie est constant. Les poids des réservoirs de la solution neutre et de la solution en sortie sont mesurés au début d'essai et au moment où l'état stationnaire est établi pour calculer la teneur volumique en eau dans la colonne en régime d'écoulement permanent.

Après l'achèvement d'un essai d'infiltration d'eau et soluté est terminé, la colonne est drainée librement pendant 12h avant de refaire un autre essai. La vitesse darcienne $q_2 = 6.833e-6 \text{ m s}^{-1}$, puis $q_3 = 2.117e-5 \text{ m s}^{-1}$, est ensuite appliquée en même manière jusqu'à l'obtention de l'état stationnaire d'écoulement.

Normalement, le période d'établissement du régime permanent peut prendre d'une demie heure (vitesse forte) jusqu'à quelques heures (vitesse faible) selon la vitesse darcienne utilisée.

II.4.4.3 Volume d'eau total V_0 contenu dans les colonnes

Le volume d'eau total, V_0 contenu dans le milieu poreux est un des paramètres de base pour évaluer les propriétés intrinsèques de chaque expérience ainsi que pour faire une comparaison entre celles-ci. Il peut être différent d'un essai à l'autre.

Il y a deux méthodes pour déterminer ce volume.

La première est de le calculer à partir du volume nécessaire pour atteindre l'état permanent dans la colonne. Ce dernier est la différence entre le volume en entrée (le débit en entrée multiplié par le temps nécessaire pour atteindre l'état permanent) et le volume total mesuré en sortie jusqu'à ce moment. On peut aussi calculer le volume d'entrée au travers de la diminution du poids du réservoir d'eau d'injection. Le volume d'eau total V_0 est la somme du volume retenu et du volume d'eau initialement présent dans la colonne. Cependant ici, il faut noter que pendant l'expérience, ces valeurs changent en fonction du temps.

La deuxième méthode est de calculer ce volume à la fin de l'essai d'infiltration. Deux vannes en entrée et en sortie sont fermées et la colonne est enlevée et pesée (M_{fin} [M]). Le volume d'eau total V_0 [L^3] est calculé par :

$$V_0 = \frac{M_{fin} - M_0 - M_s}{\rho_e} \quad (2-29)$$

La différence (possible) entre ces deux méthodes montre les changements du volume d'eau total V_0 pendant l'expérience.

II.4.4.4 Injection des solutés

Lorsque le régime permanent est établi, le soluté est injecté sous forme de créneau avec un volume fixe. Le volume du créneau est déterminé à partir du volume d'eau total contenu dans la colonne. Dans notre étude, le volume du créneau est choisi égal à $V_0/3$. Cette proportion permet de raccourcir la durée de l'essai (surtout pour le cas avec la vitesse la plus faible) tout en assurant une bonne précision d'analyse sur les résultats.

II.4.4.5 Collecteur des fractions

Une fois le créneau de soluté appliqué, la colonne continue à être alimentée par la solution neutre afin de maintenir le régime permanent d'écoulement et pousser le soluté dans la colonne. Cet étape se prolonge jusqu'à ce que $6V_0$ de solution soient injectés dans la colonne (créneau y compris).

La solution en sortie de colonne, après la pompe péristaltique, est collectée dans un collecteur de fractions (Gilson FC 204). Ceci permet de récupérer des échantillons sur une plage de temps que l'on peut choisir. Dans notre étude, la quantité de solution à analyser pour l'essai de percolation est $6V_0$. Il y a environ 40 échantillons récupérés pour analyser le soluté. Ce nombre est suffisant pour avoir les informations sur le transfert de soluté comme cela a été utilisé dans des études antérieures (Février, 2001; Lassabatère, 2002).

En général, les courbes d'élution présentent une montée rapide dans la première partie et une diminution lente dans le reste. En effet, les échantillons sont prélevés tous les $V_0/10$ jusqu'à $2V_0$ puis $V_0/5$ jusqu'à la fin de la percolation ($6V_0$). Le volume des échantillons est de $V_0/20$.

La qualité de chaque essai est vérifiée à grâce au contrôle des débits en entrée et en sortie. Le débit en entrée est mesuré par pesée en fonction de temps du réservoir de solution neutre et le débit en sortie est mesuré en pesant les tubes d'essai dans le collecteur.

II.5 Modèle physique LUGH

Le lysimètre LUGH (*Lysimeter for Urban Groundwater Hydrology*) est un outil de laboratoire permettant de tester et de valider des modèles couplant différents processus entre les compartiments physique, géochimique et biologique du sol (Bien et al., 2010). Il permet l'étude des transferts en 3D et la prise en compte de l'effet de l'hétérogénéité du milieu. Ce dispositif a pour objectif de représenter en 3D des hétérogénéités structurales et texturales observées dans les formations fluvioglaciales dans l'Est Lyonnais (France). L'utilisation de ce modèle permet notamment l'étude des conditions initiales et aux limites imposées et leur rôle vis-à-vis des écoulements préférentiels.

II.5.1 Dispositifs expérimentaux

II.5.1.1 Lysimètre LUGH

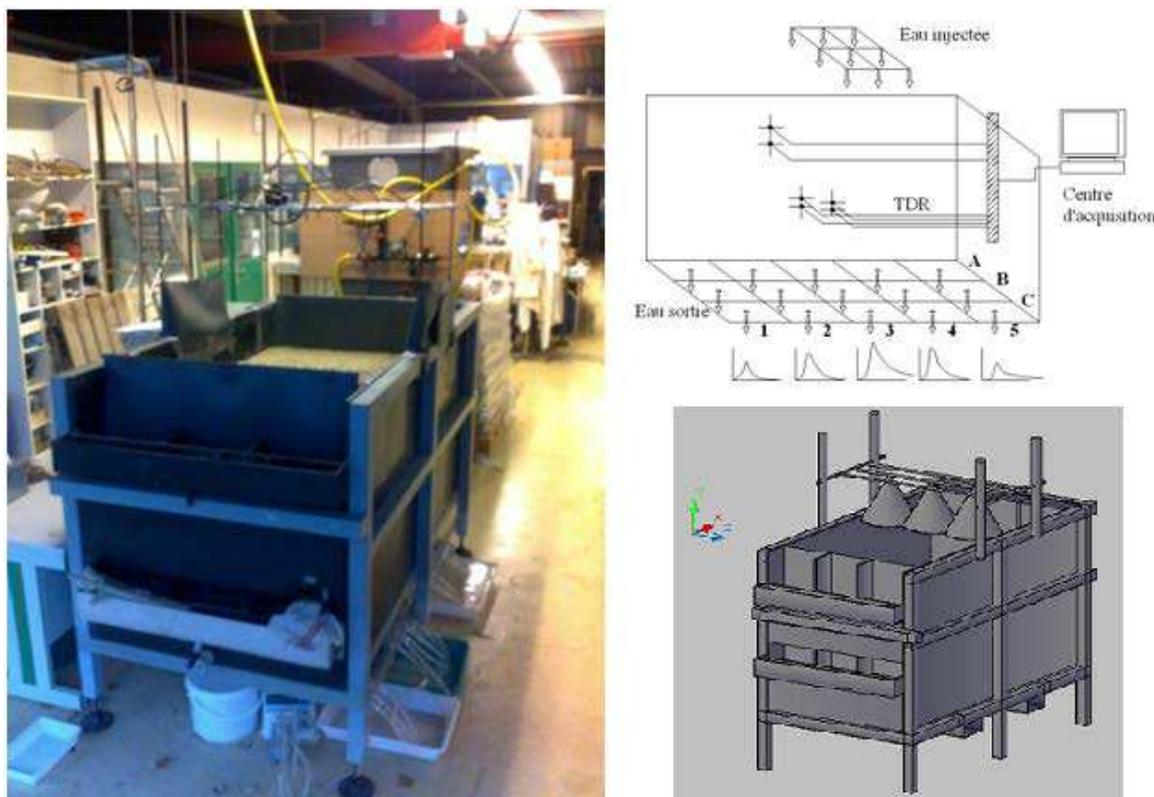


Figure II-12 : Lysimètre LUGH (gauche) et son modèle numérique (droite).

Le lysimètre LUGH (annexe D) se compose d'un bac en PVC de 1.6 m de longueur, 1 m de largeur et 1 m de hauteur soutenu par des montants en acier (Bien et al., 2011c). Au fond

du lysimètre est disposé un système de drainage composé par quinze blocs en béton qui soutiennent le sol et permettent le drainage libre. Ce système est connecté à un dispositif automatique de collecte des effluents afin de récupérer des prélèvements à analyser. A la surface, le lysimètre est alimenté par un système d'arrosage automatique qui permet d'appliquer des traceurs au cours d'essais d'infiltration. De plus, le lysimètre est équipé de six sondes TDR (Time-domain reflectometry, modèle CS616, Campbell Scientific, Logan, UT) pour la mesure de la teneur volumique en eau en fonction du temps.

II.5.1.2 Système d'arrosage

L'alimentation en eau et en traceur se fait sur une partie de la surface du lysimètre LUGH à l'aide d'un système d'arrosage automatique. Il s'agit de favoriser les flux latéraux afin d'étudier la distribution spatiale 3D des écoulements dans le lysimètre. L'arroseur est constitué par un système d'aspersion qui permet de répartir le flux sur la surface et d'une partie qui assure la gestion du débit d'eau et de soluté. Il est donc possible d'alimenter en eau et en soluté avec plusieurs débits et des répartitions différentes sur la surface.

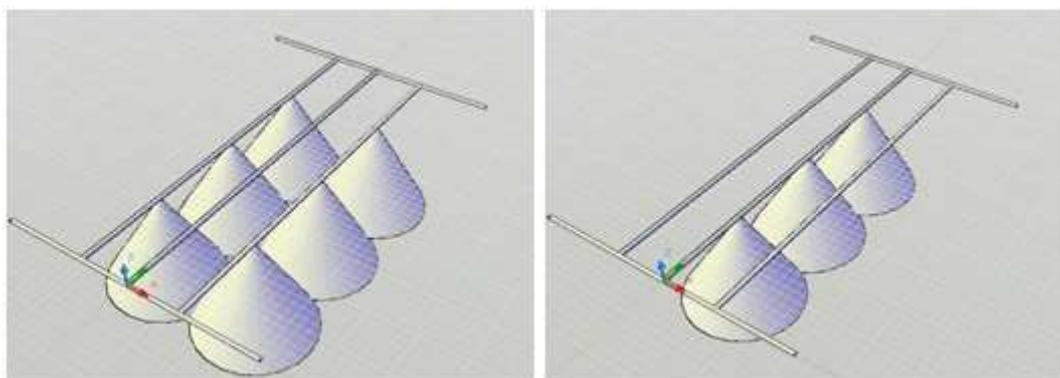


Figure II-13 : Deux groupes des asperseurs avec leur arrosage en forme de cône.

La répartition de l'aspersion est composée par des asperseurs d'arrosage de jardin. Ces asperseurs permettent une humidification relativement uniforme lorsqu'ils sont étalonnés à une hauteur fixe et à une pression hydraulique d'alimentation donnée. Chaque asperseur permet d'obtenir une surface humidifiée en forme de disque. Ils sont disposés sur un support métallique en deux parties afin de pouvoir couvrir une bande de 0.32 m à l'aide de trois asperseurs ou de 0.64 m à l'aide de six asperseurs (Figure II-13). Dans le cadre de notre étude, nous avons utilisé seulement le système avec trois asperseurs.

L'automate de gestion de l'alimentation en eau et en soluté assure une répartition homogène et constante du flux en fonction de temps au cours d'un essai. Puisque les débits utilisés sont faibles et très différents, l'eau et le soluté sont pulvérisés par intermittence sur des intervalles de temps très courts allant de 0.1 s à quelques secondes (Figure II-14). Deux électrovannes reliées à des programmateurs permettent la régulation pulsée du débit. Le flux d'entrée se fait alors par une série de créneaux très rapprochés qui, à l'échelle de la durée de l'essai, permettent de considérer l'injection comme continue. En contrôlant les temps de pause et le temps de pulvérisation, nous pouvons appliquer les débits adaptés avec nos études.

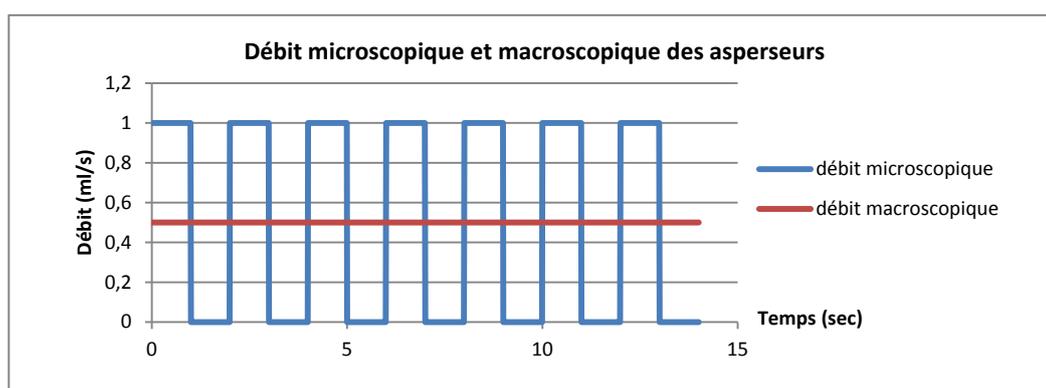


Figure II-14 : Exemple d'une série de créneaux d'injection et le débit moyen utilisé.

Afin d'assurer un flux stable, la pression de l'eau d'injection doit être constante. Un manomètre détendeur réglé à 2 bars permet de palier les variations de pression du réseau de pompage qui oscillent en fonction de la demande entre 3 et 6 bars. Un réservoir de grande taille (0.8 m^3) est utilisé pour contenir la solution de soluté. Elle est injectée dans le lysimètre grâce à une pompe qui assure une pression supérieure à 2 bars (variations entre 2.2 et 3.8 bars). Une vanne de trois voies est disposée devant le détendeur pour faciliter le basculement entre la phase d'injection d'eau et du soluté sans modification du débit d'arrosage.

En réalité, chaque asperseur permet d'obtenir une surface humidifiée de type disque avec un pic maximum d'intensité d'arrosage au centre de celui-ci (Figure II-15). Etant donné que ces variations dépendent de la position et du niveau des asperseurs, la distribution des apports en eau et soluté sur la surface est vérifiée à chaque expérience. Pour ce faire, des

capsules de 30ml sont disposées sur la surface alimentée. En actionnant l'alimentation jusqu'au remplissage d'une capsule au moins, par pesée on peut en déduire la quantité d'eau apportée et sa répartition spatiale. A partir des résultats de la répartition spatiale de l'eau sur la surface du lysimètre, les asperseurs sont alors placés de sorte que les pics d'arrosage maximum soient alignés selon la largeur du lysimètre. La redistribution homogène de l'eau en surface du sol est assurée grâce à une fine couche de gravier qui amorti l'énergie des gouttelettes. La distribution hétérogène de l'eau d'alimentation peut avoir sur l'écoulement un impact qui doit être pris en compte dans l'analyse.

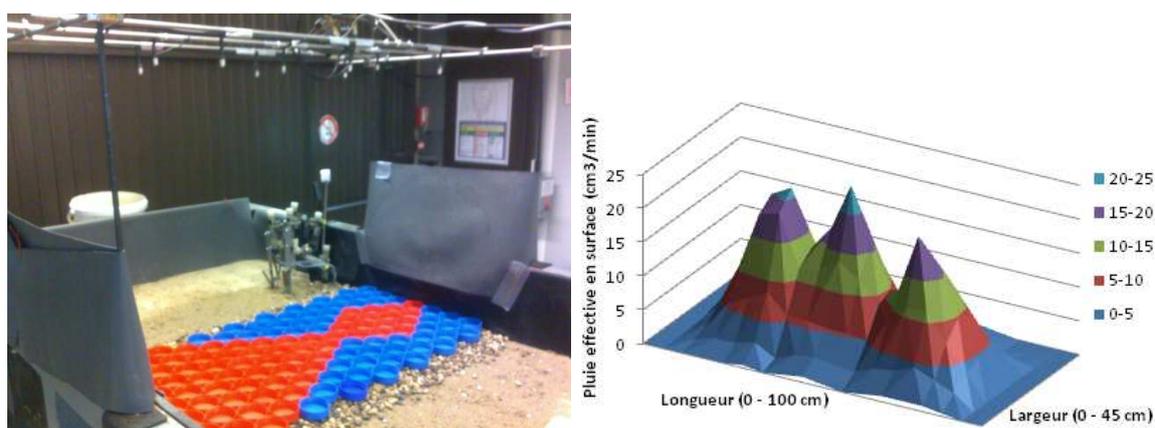


Figure II-15 : Mesure (à gauche) et résultat (à droite) de la répartition spatiale de l'eau d'arrosage avec trois asperseurs.

II.5.1.3 Système de drainage

L'écoulement dans le lysimètre se répartit en 3D, il est donc nécessaire de mesurer spatialement les effluents en sortie (Figure II-16). Le système de drainage est composé par quinze blocs préformés en béton nommés sous forme de matrice en 3 lignes (A, B et C) et 5 rangées (1 à 5, Figure II-18). Ces blocs quadrillent la surface du fond en 15 parties égales.

Les blocs ont deux fonctions. D'abord, ils soutiennent le massif de sol dans le lysimètre qui pèse plus de 2 tonnes. Leur deuxième fonction permet que toute solution au-dessus du bloc soit collectée et drainée librement. Pour répondre à cette exigence, la surface supérieure du bloc est en forme de pyramide inversée. Au centre chaque bloc, un trou de 1 cm de diamètre a été percé afin de permettre l'écoulement de gros débits et de réduire le risque de bouchage par le matériau.

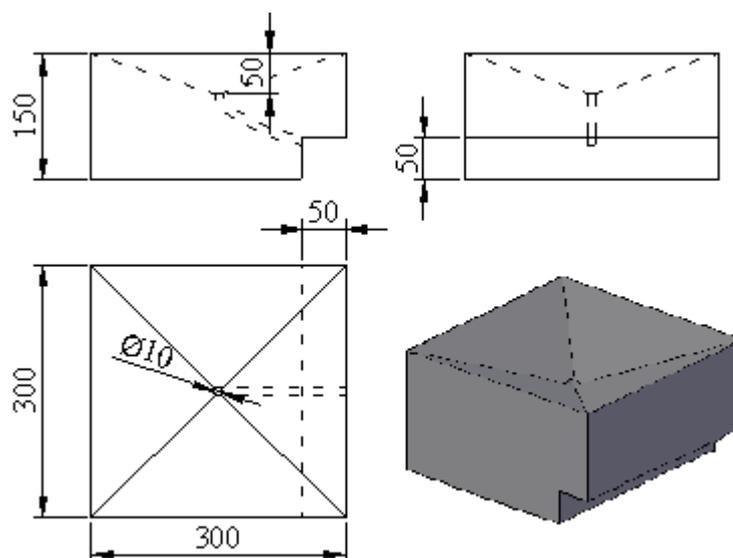


Figure II-16 : Dimensions d'un bloc en béton (en mm).

Une encoche à la base de chaque bloc permet le passage des tuyaux de récupération des effluents. Les tuyaux sont regroupés à travers des trous percés au fond du lysimètre. Le nombre et la position des trous, comme la distribution des tuyaux sous le lysimètre, a été choisi afin de limiter les distances et volumes morts vers le dispositif de collecte ; les tuyaux sont regroupés au niveau du bloc central (Figure II-17).

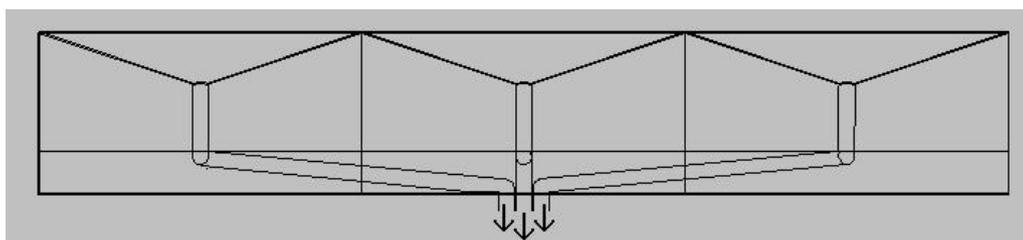


Figure II-17 : Regroupement des tuyaux dans chaque rangée.

La distribution des blocs au fond du lysimètre est illustrée sur la Figure II-18.

Les parois du bac et la surface des blocs en béton sont recouvertes par une géomembrane étanche et non réactive qui assure l'imperméabilité du système. Au centre de chaque bloc, un trou est percé afin de permettre le drainage. A cause de la possible formation d'une faible épaisseur de zone saturée au fond du lysimètre, une couche filtrante de gravier avec des grains de taille entre 5 et 8 mm est placée au fond de chaque bloc du béton (Figure II-19). Cette couche de fond facilite le drainage gravitaire (Muller, 1996).

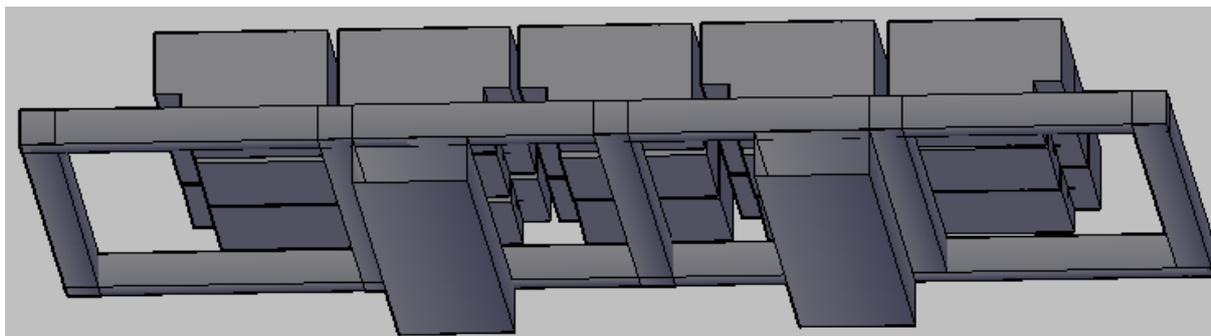


Figure II-18 : Distribution des blocs du béton au fond du lysimètre par rapport aux des barres métalliques de la structure.

Il existe une couche fine d'air entre le sol et le trou du bloc en béton créée par une grille de 1 mm d'ouverture. Elle permet d'imposer la pression atmosphérique à la base du sol afin d'assurer le drainage libre. L'eau percolée s'écoule ensuite par gravité. Le diamètre important du tube de collecte (1 cm) et le gradient généré entre le bloc en béton et la sortie finale du tuyau (longueur du tuyau environ 45 cm) permettent un transfert et une collecte plus rapide des échantillons d'eau.

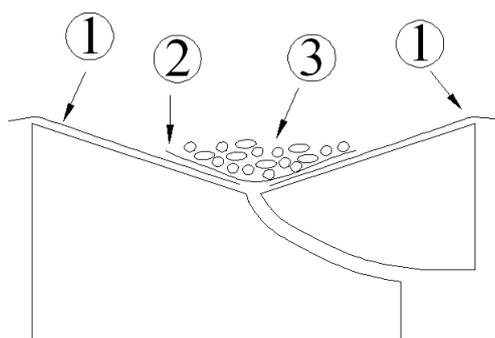


Figure II-19 : Assemblage pour assurer le drainage libre du lysimètre : (1) géo-membrane ; (2) maille de taille 1 mm ; (3) couche de gravier 5-8 mm.

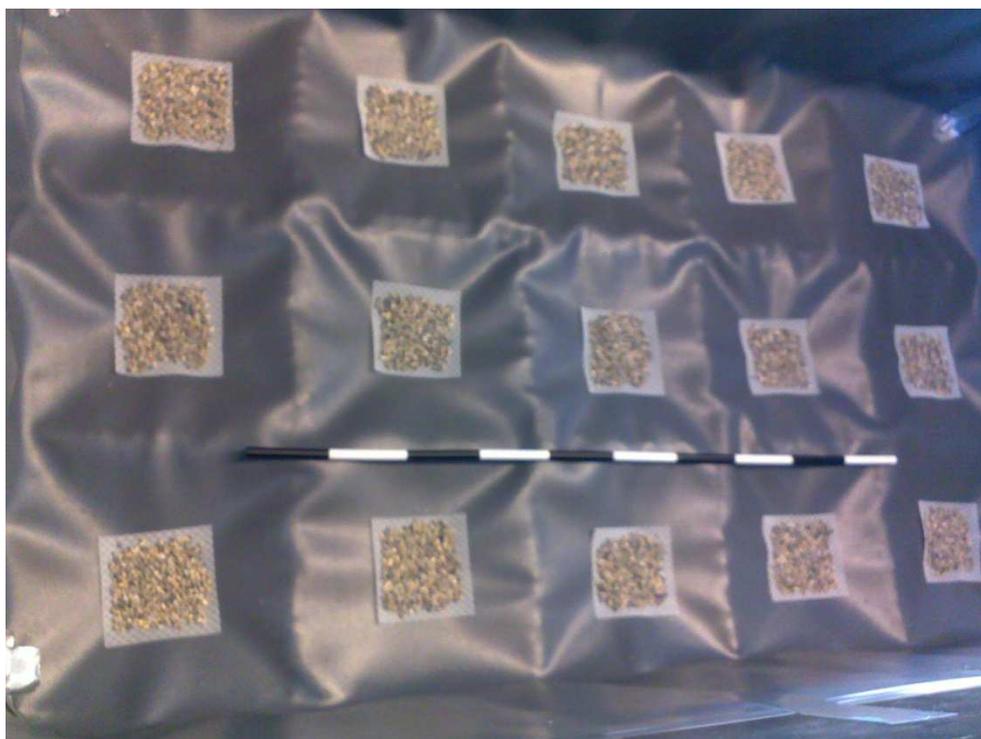


Figure II-20 : Fond du lysimètre LUGH.

II.5.1.4 Système de collecte des effluents

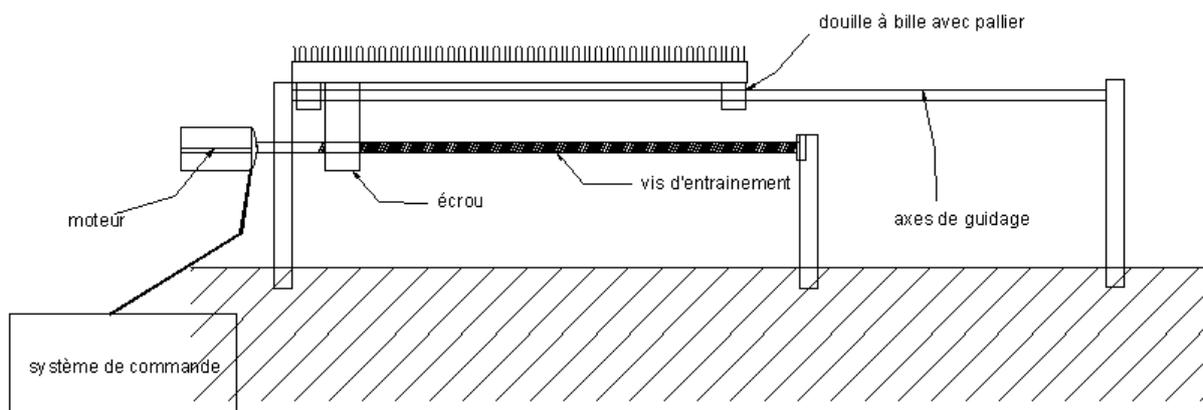


Figure II-21 : Schéma de système de collecte.

A cause de l'hétérogénéité du profil du sol dans le lysimètre et de la répartition de l'eau d'alimentation, le comportement des écoulements dans chaque sortie est très variable. Donc, le protocole d'échantillonnage des effluents a été adapté pour chaque sortie de sorte à pouvoir recueillir 40 échantillons par effluent, soit environ 600 échantillons par essai. Avec les vitesses darciennes appliquées dans le cadre de nos essais, les temps d'expérimentation

allaient de quelques jours jusqu'à plus d'une semaine. Devant ces problèmes, nous avons décidé d'étudier la possibilité de fabriquer un système de collecte de fractions adapté au lysimètre (Figure II-22).

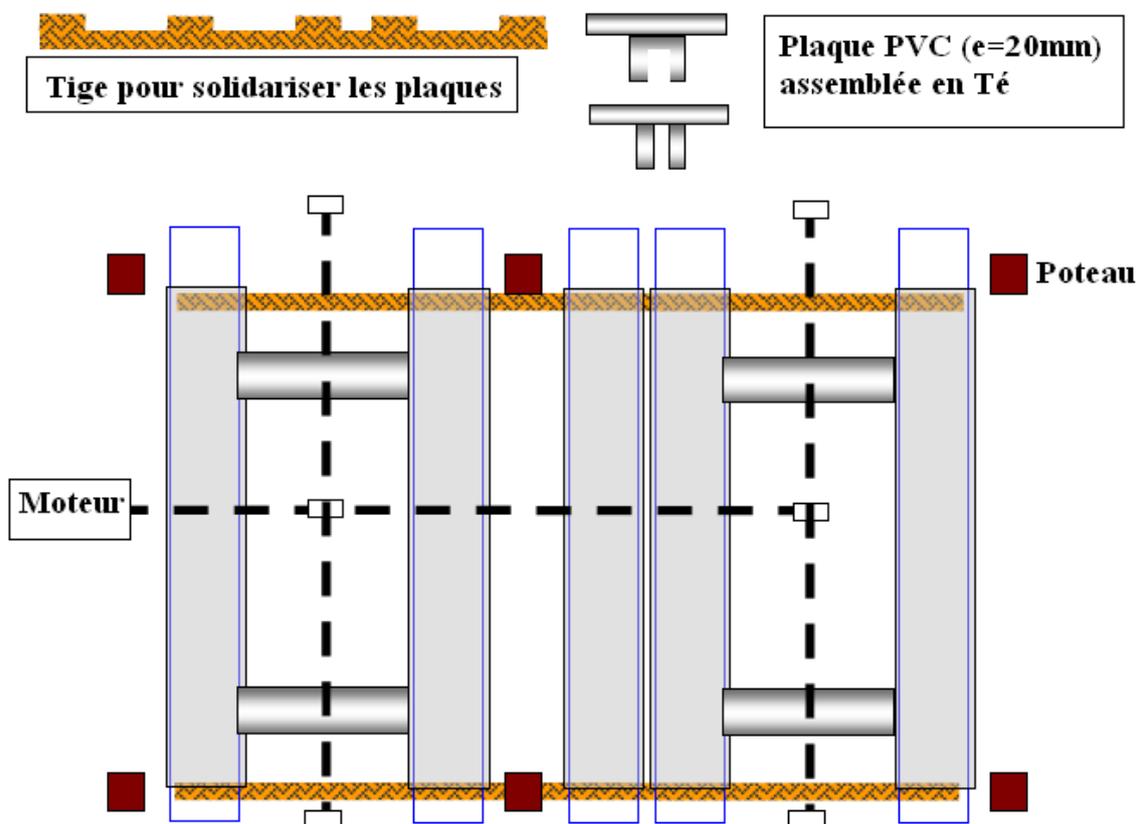


Figure II-22 : Système de prélèvement avec 5 glissières porte échantillons.

Il s'agit d'un collecteur de fractions qui permet de recueillir simultanément et automatiquement les échantillons des quinze sorties. Il est composé par 5 glissières coulissantes en va et vient servant de porte-échantillons et contenant chacune 26x3 échantillons. Les tuyaux raccordés aux quinze blocs du béton sont fixés de manière à verser les quinze effluents directement dans les quinze échantillons. Entre ces bouts et les échantillons, une gouttière mobile en PVC, actionnée par un électroaimant, permet de contrôler le volume d'eau versée dans les échantillons. Au moment de l'échantillonnage, la gouttière s'écarte pendant un temps donné pour permettre la collecte. Ensuite elle revient à son emplacement et continue à recevoir l'eau percolée qui ne sera pas collectée ; cette eau en excédant est évacuée vers les égouts. Le mouvement de va et vient du préleveur est uniforme et il est assuré par un moteur connecté à un centre de commande. Ce dispositif

permet d'ajuster la vitesse du mouvement du préleveur et le temps de récupération des échantillons.

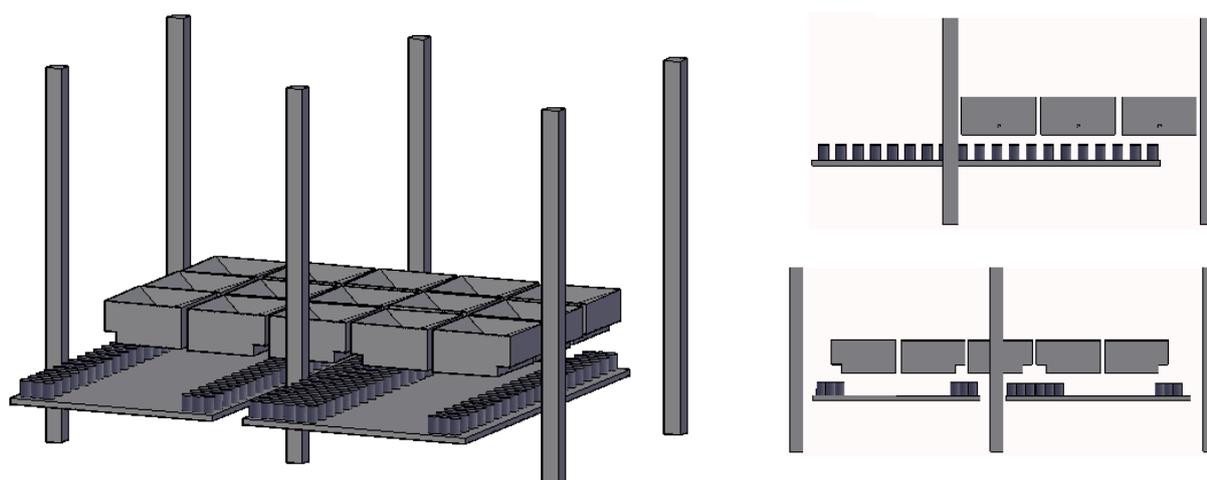


Figure II-23 : Distribution des 15 sorties sur les glissières contenant chacune 26x3 échantillons à la base LUGH.

Ce système a été conçu et dimensionné au cours de ma thèse mais pour des raisons de réalisation, sa fabrication ne s'est terminée qu'à la fin de la troisième année de notre étude. Alors, dans les expériences présentées dans ce mémoire, la collecte des échantillons a été faite manuellement.

II.5.1.5 Capteurs TDR

Six sondes TDR avec deux tiges de 30 cm, sont placées horizontalement dans des points stratégiques du lysimètre pendant le remplissage (Figure II-24). Les TDR sont reliés à un système d'acquisition automatique qui permet d'enregistrer les mesures toutes les minutes. Elles permettent de voir l'évolution de la teneur volumique en eau du sol, θ en fonction du temps. Pendant un essai, le système atteint le régime permanent lorsque les sondes affichent des valeurs constantes. Les valeurs de teneur volumique en eau peuvent être confrontées aux résultats de modélisation.

II.5.2 Agencement des matériaux

La répartition des matériaux dans le lysimètre LUGH correspond à une adaptation de cas simples observés de l'hétérogénéité structurale et texturale un des sites expérimentaux de

l'OTHU : le bassin d'infiltration d'eaux pluviales Django Reinhardt. Deux configurations de remplissage différentes ont été choisies pour quantifier l'impact de l'hétérogénéité du sol sur le développement des écoulements préférentiels (Figure II-24).

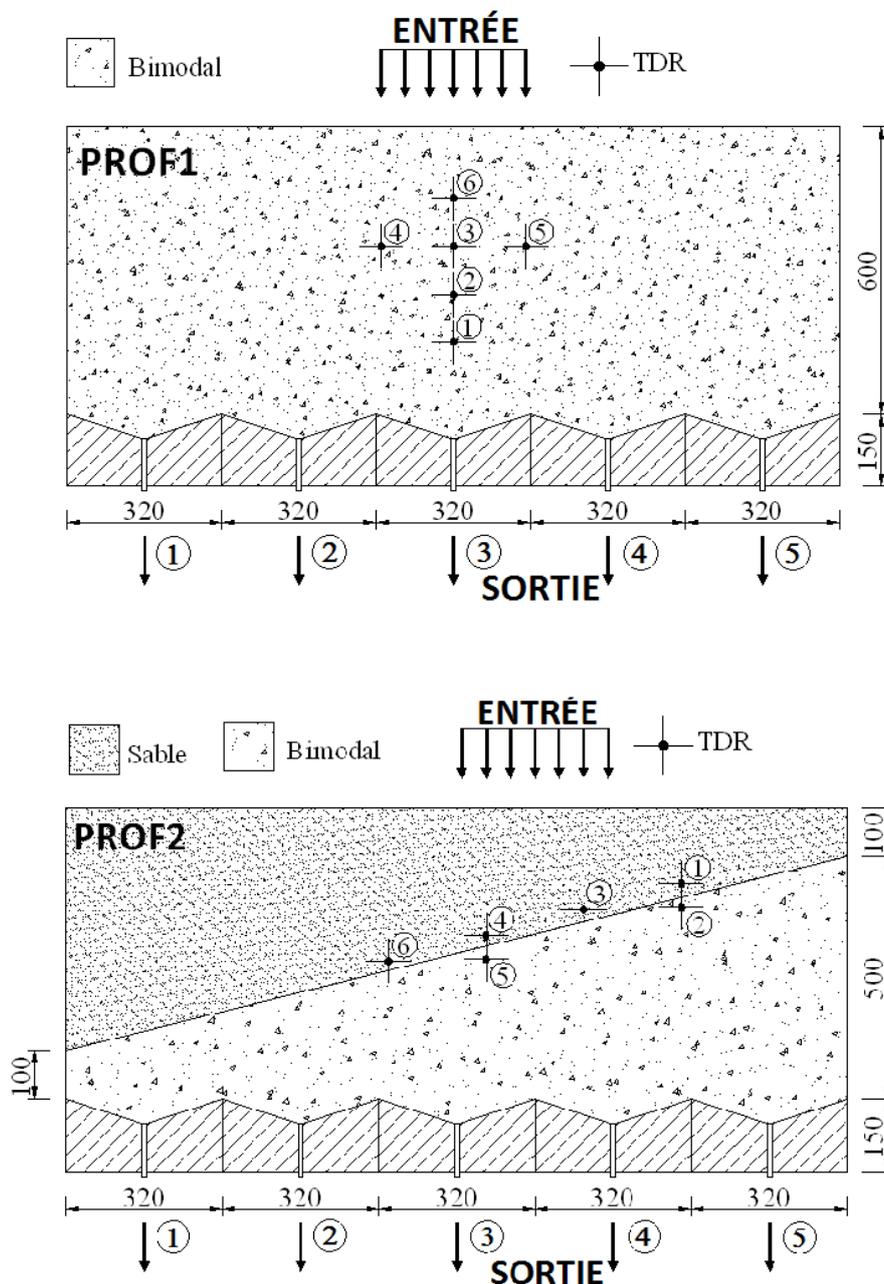


Figure II-24 : Agencements utilisés dans le lysimètre LUGH : profil uniforme du matériau bimodal, PROF1 (en haut); et profil avec une interface sable sur bimodal, PROF2 (en bas).

Le premier profil, appelé PROF1, correspond au cas homogène. Le lysimètre est rempli avec le mélange sable-gravier bimodal compacté à une masse volumique $\rho_d = 1794 \text{ kg m}^{-3}$. Le but de cette configuration est la recherche de l'influence des digitations dues aux instabilités

hydrodynamiques locales inhérentes à ce matériau bimodal. En effet, ce type de matériau ressemble au matériau rencontré en plus grande proportion dans le dépôt fluvio-glaciaire du site Django Reinhardt (Goutaland, 2008). Donc, sa caractérisation a un rôle important sur le comportement hydrodynamique du profil de sol dans ce bassin d'infiltration. Les résultats à l'échelle du lysimètre s'ajoutent et complètent donc les études antérieures en colonne sur des matériaux analogues issus du bassin (Février, 2001; Lassabatère, 2002). De plus, cette configuration permet de calculer des paramètres hydrodynamiques et hydro-dispersifs du milieu bimodal qui sont utilisés par la suite pour l'étude de cas plus complexes.

Le deuxième profil, appelé PROF2, est composé d'une couche de sable ($\rho_d = 1634 \text{ kg m}^{-3}$) placée au dessus d'une couche de mélange sable-gravier ($\rho_d = 1794 \text{ kg m}^{-3}$) avec une pente de 25 %. Ce cas représente un matériau fin déposé en-dessus d'un matériau grossier. Il permettra d'étudier la possibilité d'existence d'une barrière capillaire (Miyazaki, 1988; Kung, 1990a; Steenhuis and Parlange, 1991), et en particulier de déterminer l'influence de la barrière capillaire et de la pente de l'interface en fonction de la vitesse d'infiltration.

Avant le remplissage du lysimètre, les matériaux sont séchés à température ambiante. Le lysimètre est ensuite rempli par couches de 2 à 3 cm d'épaisseur. Chaque couche est compactée avec un pilon de 10 kg. Le bon contact entre les couches est assuré en grattant une faible épaisseur la surface de la couche compactée avant le dépôt de la couche suivante.

II.5.3 Protocole d'essai en lysimètre LUGH

II.5.3.1 Débits utilisés

Dans le cadre de notre étude, un débit (40 l h^{-1}) est appliqué pour le profil PROF1 et trois débits (40 l h^{-1} , 8 l h^{-1} , et 4 l h^{-1}) sont appliqués pour le profil PROF2. Ils ont été choisis en considérant la capacité du système d'arrosage, de la pompe d'évacuation des exédants d'eau drainée, ainsi que du temps prévu d'essai (respectivement 1, 3, et 5 jours pour ces trois débits). En supposant que l'eau est distribuée uniformément sur une partie de la surface de lysimètre LUGH, ces débits correspondent respectivement aux trois vitesses de Darcy suivantes : 0.3125 m j^{-1} , 0.6250 m j^{-1} , et 3.125 m j^{-1} .

Ces vitesses garantissent le respect du domaine de validité de l'équation de Darcy et correspondent à l'ordre de grandeur des vitesses des études de transfert de solutés en colonne (voir II.4.4.1). Elles sont également proches des vitesses utilisées dans les essais en lysimètre (Walter et al., 2000; Bussière et al., 2003; Anguela, 2004; Kaskassian et al., 2009). Ces trois vitesses d'infiltration assurent des états hydriques non saturés différents et contrastés du lysimètre. Elles permettent d'étudier l'influence de la vitesse d'infiltration et l'histoire hydrique du sol sur le rôle des hétérogénéités.

II.5.3.2 Etat permanent

L'état permanent des essais en lysimètre est vérifié par la stationnarité des débits en sortie des 15 effluents en fonction de temps. En cause des débits importants, nous ne pouvons pas recueillir toute l'eau en sortie. Le débit de chaque effluent est mesuré par la mesure du temps nécessaire pour remplir un flacon de 100 ml. La mesure est effectuée deux fois par jour jusqu'à l'état permanent. En général, le lysimètre atteint le régime stationnaire après 2 jours pour le débit 40 l h^{-1} et après une semaine pour le débit 4 l h^{-1} .

En parallèle de la mesure des débits en sortie, l'état permanent du lysimètre est vérifié grâce à la stationnarité des valeurs des capteurs TDR situés dans le lysimètre. Bien que la stationnarité de la teneur volumique en eau des points d'observation ne représente pas la stationnarité de tout le lysimètre LUGH, les valeurs des capteurs nous permettent de vérifier toute anomalie ou discontinuité éventuelle du système d'arrosage au cours d'essai.

II.5.3.3 Créneau de soluté

Nous pouvons estimer la teneur volumique en eau du sol initiale (avant de premier essai d'infiltration) et contrôler le volume d'eau d'alimentation et le volume d'eau en sortie. Néanmoins, la durée longue des essais (quelques semaines par essai), les différents cycles d'alimentation-drainage avec des débits différents en entrée, ainsi que l'évaporation d'eau, provoquent beaucoup de difficultés pour mesurer précisément le volume d'eau dans le lysimètre. De plus, le profil hydrique du lysimètre n'est pas uniforme. Par conséquent, dans l'essai en lysimètre, nous ne calculons pas le créneau de soluté en fonction du volume de pore comme dans les essais en colonne.

Pour avoir une base pour comparer des essais différents, nous appliquons un même volume de soluté dans tous les essais avec des profils et des vitesses d'infiltration différents. Le volume total de soluté apporté est de 0.03 m^3 ce qui correspond à un demi-volume de pore, V_p , des matériaux placés directement sous la zone d'infiltration, à savoir :

$$V_p = S_{inf} \times e_{ZNS} \times \varepsilon \quad (2-30)$$

où $S_{inf} [\text{L}^2]$ est la surface d'infiltration, $S_{inf} = 0.96 \times 0.32 \text{ m}^2$,

$e_{ZNS} [\text{L}]$ est l'épaisseur totale du profil, $e_{ZNS} = 0.6 \text{ m}$,

$\varepsilon [-]$ est la porosité totale, $\varepsilon = 0.329$ pour le PROF1 et $\varepsilon = 0.353$ pour le PROF2, soit 0.0606 m^3 et 0.0651 m^3 pour PROF1 et PROF2, respectivement.

II.5.3.4 Collecteur des échantillons

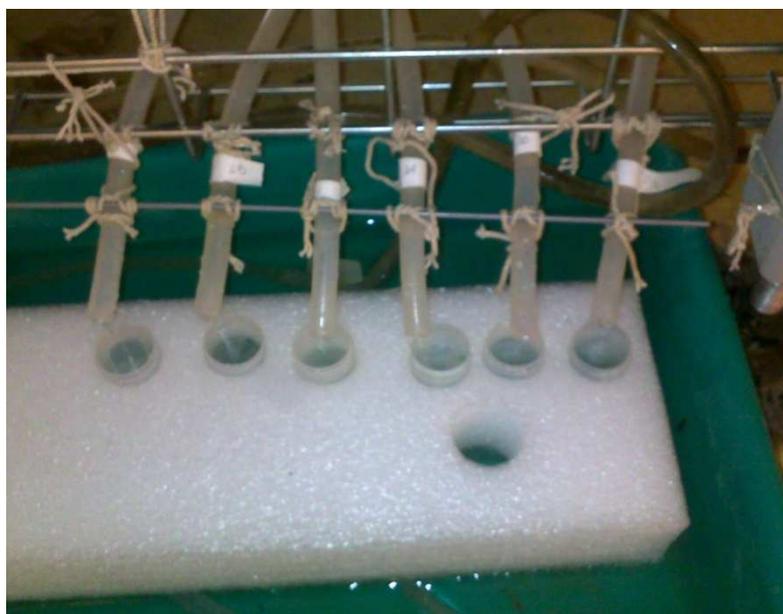


Figure II-25 : Collecte des échantillons.

Comme nous avons abordé dans la partie II.5.1.4, la collecte des échantillons a été faite manuellement. Pour recueillir les échantillons de quinze effluents à la fois, les tuyaux connectés de quinze blocs du béton sont fixés sur un cadre en acier au-dessous de lysimètre LUGH. Un plateau contenant des flacons de 40 ml est placé en bas de ce cadre à recueillir l'eau en sortie (Figure II-25). Chaque échantillon contient environ 25-30 ml. Ce volume est nécessaire pour les analyses de soluté (voir II.5.3.5).

Lorsque le soluté est appliqué sur la surface du lysimètre, les échantillons sont collectés chaque 1/4 h pour le débit 40 l h⁻¹, chaque 1 h pour le débit 8 l h⁻¹ et toutes les 2 h pour le débit 4 l h⁻¹. Ce processus se prolonge jusqu'à ce que 200 l (environ 3V_p, voir équ. 2-32) de solution soient apportés au lysimètre. Puis le temps de collecte est doublé jusqu'à la fin de la percolation (environ 400 l correspondant 6V_p).

II.5.3.5 Analyse des échantillons

Deux types d'analyse ont été menés sur les échantillons issus des essais : une analyse chimique et une analyse physique. L'analyse chimique est une mesure précise de la concentration de l'ion bromure avec un chromatographe ionique (DIONEX DX-100 ION CHROMATOGRAPH). Ces analyses sont très consommatrices de temps (15 minutes par échantillon, pour 600 échantillons par essai, soit environ un mois de travail de technicien d'analyse pour un essai). Inversement, l'analyse physique est rapide (une minute par échantillon, donc, deux jours de travail par essai) à l'aide d'un conductimètre électrique (LF 318/SET). Cet appareil correctement étalonné permet une mesure indirecte, rapide et assez précise de la concentration.

En effet, la qualité de l'eau d'alimentation (eau de la nappe) est suivie régulièrement pendant chaque essai. Cette eau de nappe contient une quantité d'ions relativement fixe et l'addition du traceur augmente nettement la conductivité électrique. Il est donc possible, par corrélation, d'estimer la concentration en traceur à partir de la conductivité électrique. En effet, si la solution n'est pas trop concentrée en ions, la conductivité électrique totale d'un électrolyte est égale à la somme des conductivités électriques dues à tous les types d'ions en solution :

$$\sigma = \sum_i \lambda_i C_i \quad (2-31)$$

où : σ [I²T³L⁻³M⁻¹] est la conductivité électrique de la solution en,
 λ [I²T³M⁻¹N⁻¹] est la conductivité électrique molaire ionique,
 C [N L⁻³] est la concentration de soluté.

Lorsque la concentration molaire C de la solution ne dépasse pas $10^{-2} \text{ mol l}^{-1}$ (ou 10 mol m^{-3}), λ ne dépend pas de C , et σ est donc proportionnelle à C . Dans notre étude, σ est mesurée directement par le conductimètre, et les variations de σ sont provoquées par les changements de la concentration en traceur.

Les courbes d'élution obtenues par les deux méthodes sont représentées graphiquement avec en ordonnées la concentration relative, C/C_0 , et en abscisses le temps d'essai. La comparaison sera effectuée dans le chapitre 3. Cette méthode d'analyse nous permet de trouver une solution raisonnable pour traiter un nombre énorme d'échantillons de soluté.

III Résultats expérimentaux

III.1 Expériences monodimensionnelles : essais en colonne

L'étude du transfert d'eau et de soluté a été étudiée en régime d'écoulement monodimensionnel vertical dans des colonnes de même hauteur que le lysimètre LUGH. Le but de cette étude est de mettre en évidence les mécanismes fondamentaux de transfert de nos matériaux sous des conditions initiales et aux limites contrôlées et proches des conditions dans le lysimètre LUGH. En analysant les courbes d'élution de soluté obtenues en sortie de colonne, les paramètres hydrodispersifs de l'équation de convection-dispersion sont déterminés par la modélisation en résolution inverse avec le logiciel HYDRUS 1D (Radcliffe and Šimůnek, 2010). Ces paramètres seront pris en considération pour leur comparaison avec ceux estimés à partir des expériences dans le lysimètre LUGH.

Nous rappelons succinctement ici que les essais en colonne ont été réalisés avec trois vitesses d'entrée différentes dans une colonne de sable (nommés S1, S2, et S3) et dans une colonne de milieu bimodal (nommés B1, B2, et B3). Les caractéristiques des deux colonnes, sable et bimodal, sont présentées dans le Tableau III-1 :

Tableau III-1 : Paramètres des deux colonnes utilisées.

	Sable	Bimodal
Hauteur de colonne de sol (cm)	57	
Rayon de colonne de sol (cm)	5	
Volume de sol (cm ³)	4474.5	
Masse du sol sec (kg)	6.66	8.52
Masse volumique sec du sol (kg m ⁻³)	1.488	1.906

A cause de la précision de la pompe péristaltique, il y a une faible différence entre la vitesse d'infiltration théorique (vitesses supposées dans la partie II.4.4.1) et expérimentale.

Ceci n'influence pas les résultats des essais. Dans cette étude, nous utilisons les valeurs de la vitesse d'infiltration expérimentale. Le volume d'eau total V_0 dans les colonnes est mesuré pour chaque essai lorsque l'état stationnaire a été établi. Le créneau de soluté est défini égal à un tiers de ce volume. Le temps d'injection du soluté est égal à la concentration du créneau de soluté divisé par la vitesse d'infiltration expérimentale. Après chaque essai d'infiltration, le volume d'eau total est re-mesuré pour vérifier la stationnarité du régime hydraulique dans la colonne. Les caractéristiques des essais sont présentées dans le Tableau III-2.

Tableau III-2 : Caractéristiques expérimentales des essais en colonne.

	S1	S2	S3	B1	B2	B3
q (m s⁻¹)	1.837e-5	6.017e-6	2.267e-6	1.932e-5	6.817e-6	2.467e-6
θ_{initial} (cm³cm⁻³)	0.2577	0.2503	0.2201	0.1971	0.1996	0.1824
V₀ (cm³)	1153	1187	943	881	893	816
δt (min)	40.0	107.0	262.0	29.3	95.0	227.6
θ_{final} (cm³cm⁻³)	0.2489	0.2408	0.2108	0.1959	0.1922	0.1681

III.1.1 Etat permanent de la colonne

L'état permanent des essais en colonne est vérifié par la stationnarité du débit en sortie et par la variation de la teneur volumique en eau de la colonne en cours d'essai.

La mesure du volume d'eau dans chaque échantillon récupéré nous permet de déterminer le volume écoulé en fonction du temps t . La relation de volume écoulé – temps est approximée par une droite avec un coefficient de régression linéaire $R^2 \approx 1$ pour toutes colonnes (Figure III-1). Cette relation confirme un débit constant en fonction du temps en sortie de colonne.

Le volume d'eau présent dans les colonnes est mesuré avant et après chaque essai. La variation du volume d'eau est inférieure à 2.7 % du volume d'eau total (sauf pour le cas B3

où elle est de 5.1 %). Donc, le volume d'eau présent dans les colonnes est assez stable au cours de l'essai.

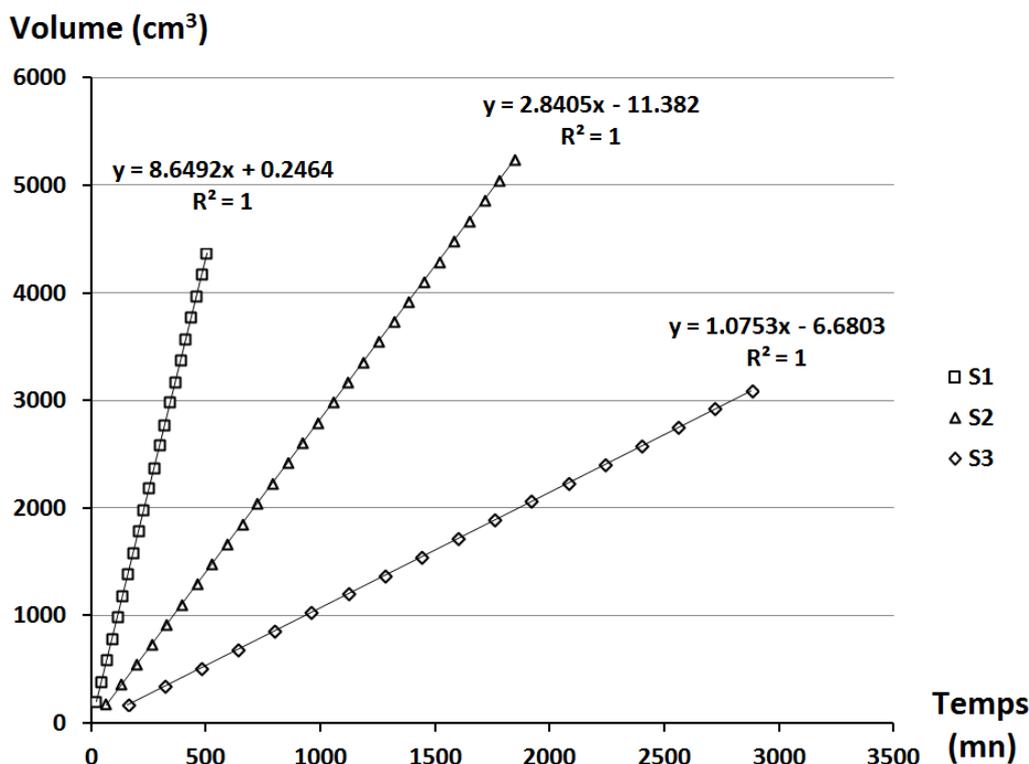


Figure III-1 : Stationnarité du débit en sortie des essais en colonne de sable.

III.1.2 Bilan de masse et facteur de retard

Les calculs du bilan de masse (BM), du facteur de retard (R), du temps de séjour moyen ainsi que la détermination des moments d'ordre 0 et d'ordre 1 ont été effectués à l'aide de programmes développés au sein du Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE, UMR 5564 CNRS, G-INP, IRD, UJF, Grenoble, France). Les codes de calcul ont été développés sur l'interface Mathcad 2000 Professionnel (annexe C).

Les bilans de masse des essais en colonne sont supérieurs à 97 % (Tableau III-3). Cela traduit clairement le caractère conservatif du traceur (ion bromure). Tout le soluté injecté est bien restitué en sortie. Ces résultats du BM montrent que l'ion bromure est considéré comme un bon traceur. De plus, dans certains cas, le prélèvement à l'intervalle de temps fixe du collecteur de fractions ne permet pas d'échantillonner exactement le pic de la courbe d'éluion, surtout pour les essais conduits à la vitesse la plus grande.

Tableau III-3 : Bilan de masse, BM, et facteur de retard, R, des essais en colonne.

Essai	S1	S2	S3	B1	B2	B3
BM	1.00	1.00	1.00	0.97	0.98	1.00
R	0.98	0.96	0.98	0.93	0.87	0.89

Les facteurs de retard sont inférieurs à 1 (Tableau III-3) pour tous les essais avec $R = 0.97 \pm 0.01$ en moyenne pour la colonne de sable et $R = 0.90 \pm 0.03$ en moyenne pour la colonne de bimodal. Cette caractéristique peut s'expliquer par le phénomène d'exclusion anionique ou par la présence de volumes de pores isolés. Nous constatons que les valeurs du facteur de retard dans le matériau grossier (bimodal) sont plus petites que celles dans le matériau fin (sable). De plus, comme indiqué dans le chapitre 2, voir II.1.2, la teneur en argile dans le sable et dans le bimodal est très faible. Ceci nous permet donc de négliger le phénomène d'exclusion anionique en faveur d'une fraction de pores isolés. Par conséquent, la fraction d'eau isolée peut être estimée par : $\theta_{ex} = 1 - R$. Ainsi, dans le matériau bimodal, la fraction d'eau isolée atteint 10 % du volume total tandis que celle du sable est égale à 3 %. Cette différence s'explique par l'hétérogénéité de la porosité du milieu bimodal.

III.1.3 Courbes d'élution des essais en colonne

Les courbes d'élution de soluté des essais en colonne (sauf pour le cas B1) ne sont pas très dissymétriques. Chaque courbe se compose d'une partie croissante où la concentration augmente rapidement, suivie par une décroissance rapide de concentration puis par une diminution lente de la queue de la courbe. L'écoulement est donc assez homogène et n'est pas régionalisé. Ce résultat indique que la fraction d'eau immobile dans les colonnes n'est pas très importante.

Nous constatons que les courbes d'élution ne sont pas influencées fortement par la vitesse d'entrée mais par le volume d'eau total dans chaque colonne (Figure III-2). Malgré la différence de la teneur volumique en eau dans chaque essai, les courbes d'élution ont la même forme pour les trois vitesses dans la colonne de sable et de bimodal (à l'exception du cas B1). Elles ont une forme identique pour le sable et le bimodal (sauf pour le cas B1) mais

apparaissent un peu plus tard pour le sable. Cette similitude des courbes d'élution s'explique par la similitude de la porosité du sable et de la fraction fine du milieu bimodal formé par 50 % en masse du même sable. Pour le cas B1, la courbe d'élution est plus étalée que pour les deux autres, à savoir B2 et B3. Le soluté apparaît à la sortie très tôt et atteint une valeur faible du pic de concentration. De plus, la concentration de la partie décroissante diminue lentement avec une queue prolongée. Cette forme de courbe d'élution est caractéristique d'une dispersion hydrodynamique plus grande que celle des cas B2 et B3. Ce fait sera expliqué au paragraphe suivant par le comportement hétérogène du milieu bimodal en fonction de la vitesse.

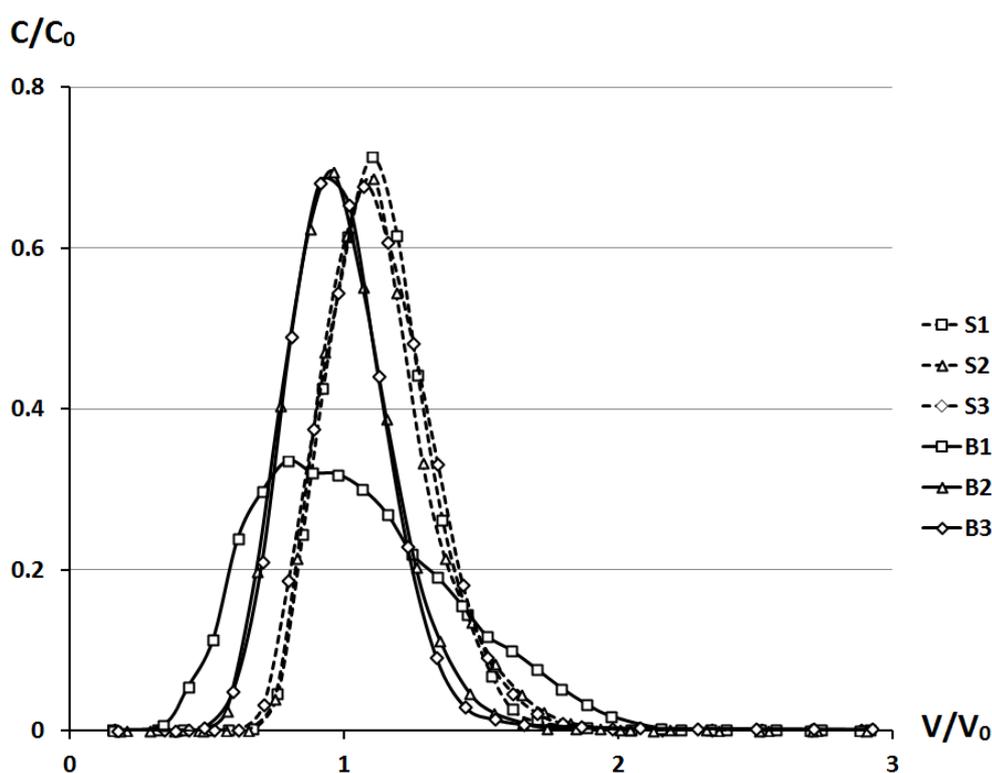


Figure III-2 : Comparaison des courbes d'élution de soluté des essais en colonne pour les deux matériaux sable et bimodal.

III.1.4 Modélisation de l'écoulement en colonne

La modélisation des essais d'infiltration en colonne a été effectuée grâce au logiciel HYDRUS 1D (Radcliffe and Šimůnek, 2010). C'est un logiciel de modélisation numérique qui permet de déterminer des écoulements et de simuler du transport de soluté (polluants) dans les sols en une dimension. Il résout des systèmes d'équations des modèles CDE et MIM et

l'équation de Richards par la méthode des éléments finis. De plus, il permet de résoudre le problème inverse de ces équations, c'est-à-dire d'en déduire des paramètres de transfert de solutés (comme α , λ , les fractions mobile et immobile) à partir des courbes expérimentales d'élution de soluté. Pour chaque essai de laboratoire, deux études avec les deux modèles CDE et MIM ont été effectués. En effet, il était intéressant de vérifier la différence entre les résultats obtenus afin de comparer ces deux modèles.

La forme des courbes d'élution de soluté est quasi symétrique (Tableau III-2). Donc, ces courbes ont pu être modélisées avec le modèle CDE avec une erreur d'ajustement faible.

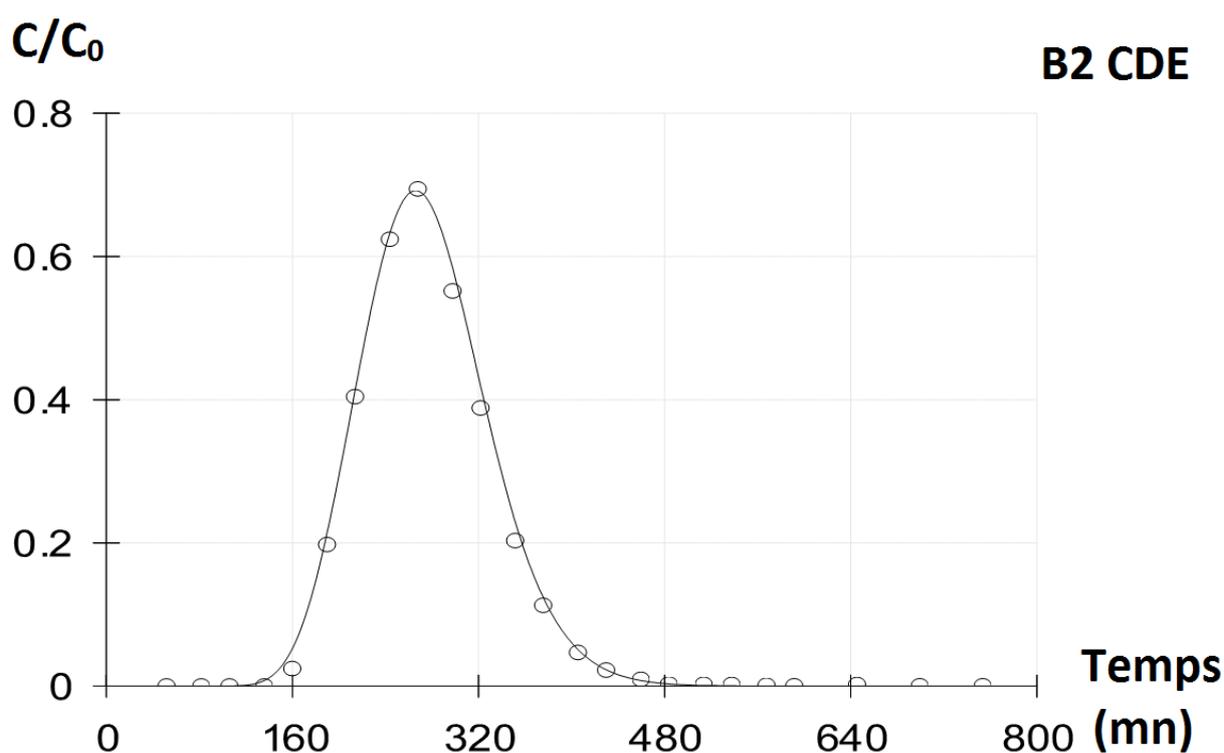


Figure III-3 : Ajustement du modèle CDE à la courbe d'élution de soluté du cas B2.

La Figure III-3 représente le résultat d'ajustement du modèle CDE à la courbe expérimentale d'élution de la colonne B2. Le très bon ajustement réussi dans ce cas montre que la modélisation à l'aide du modèle CDE est acceptable. Les résultats de modélisation pour les autres essais sont donnés en annexe E. La dispersivité calculée pour chaque essai est indiquée dans le Tableau III-4.

Tableau III-4 : Dispersivités obtenues par le modèle CDE.

Essai	S1	S2	S3	B1	B2	B3
Dispersivité λ (cm)	0.7227	0.9077	0.9320	5.7125	1.0077	0.7798

La modélisation par le modèle MIM, par rapport au modèle CDE, a cependant permis d'améliorer l'ajustement de la courbe d'éluion des essais en colonne (Figure III-4).

En prenant en compte une régionalisation de l'écoulement, les temps caractéristiques de transfert : t_s , t_{conv} et t_α , sont calculés d'après les formules représentées dans le chapitre I (voir le I.4.3). Les paramètres hydrodispersifs sont estimés à partir du modèle MIM par la méthode inverse. Tous les résultats sont présentés dans le Tableau III-5.

Tableau III-5 : Caractéristiques hydrodispersives des essais en colonne avec le modèle MIM.

	S1	S2	S3	B1	B2	B3
$f_{isolée}$ (%)	2.29	3.95	1.65	7.55	12.69	11.25
$f_{immobile}$ (%)	16.39	16.49	31.80	26.63	22.24	26.45
f_{mobile} (%)	81.32	79.56	66.55	65.82	65.07	62.30
λ (cm)	0.222	0.218	0.225	3.235	0.208	0.188
α (min^{-1})	5.776e-3	1.18e-3	1.94e-3	4.45e-3	2.33e-3	1.52e-3
t_s (min)	132.5	386.3	923.2	89.1	233.9	581.1
t_{conv} (min)	110.3	319.9	624.7	63.4	174.3	407.9
t_α (min)	7.1	30.3	34.5	11.3	15.9	26.4

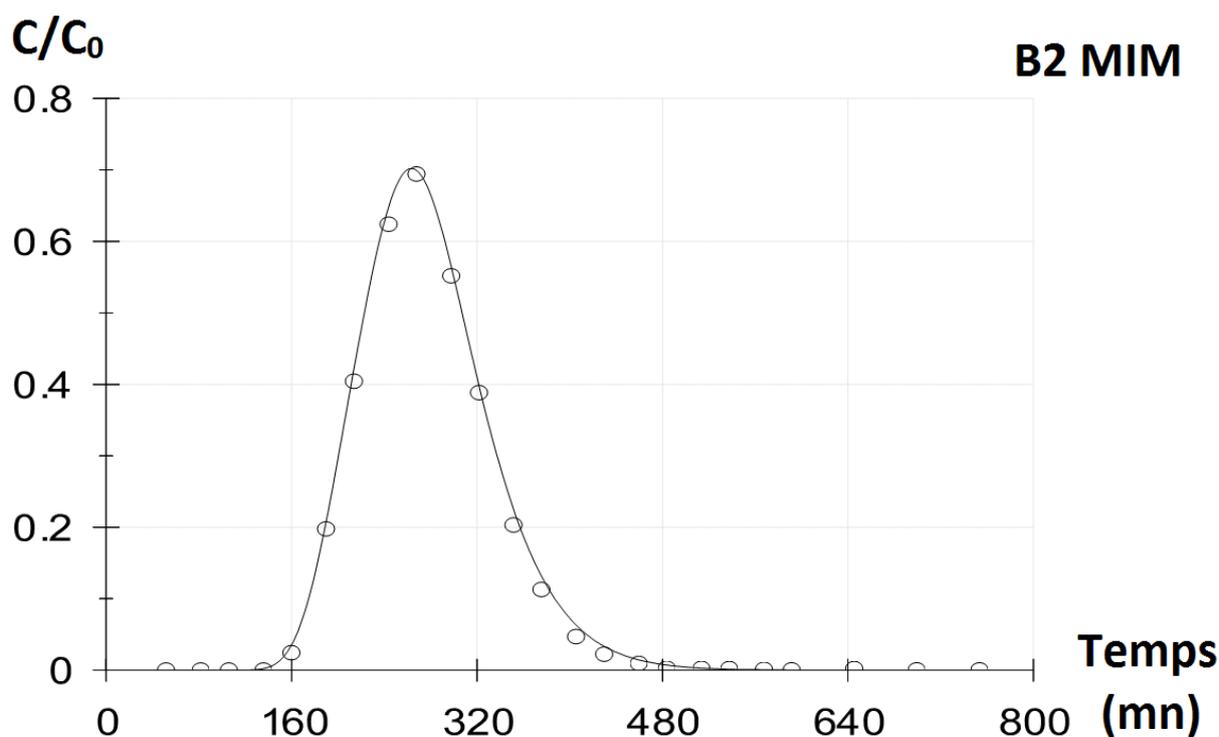


Figure III-4 : Ajustement du modèle MIM à la courbe d'élution de soluté du cas B2.

III.1.5 Discussion sur les paramètres hydrodispersifs

La valeur de la dispersivité calculée par le modèle CDE est plus grande que celle calculée par le modèle MIM. En effet, dans le modèle CDE pour lequel toute l'eau dans la colonne est supposée être mobile, la dispersivité est surestimée par rapport aux résultats du modèle MIM. Ceci confirme qu'il y a un volume d'eau immobile dans la colonne. Ce volume est représenté par les valeurs des fractions d'eau immobile estimées dans les colonnes (Tableau III-5). Aussi, la simulation par le modèle MIM est meilleure que celle du modèle CDE (Figure III-4). Pour cette raison, le modèle MIM est souvent préféré pour l'analyse des essais en colonne (Février, 2001; Lassabatère, 2002). Cependant, dans notre étude, les courbes de la simulation par ces deux méthodes sont similaires. Ceci nous permet d'utiliser à la fois ces deux modèles pour modéliser les écoulements dans nos matériaux.

Le mélange du sable et du gravier introduit une diminution du volume de pore dans le milieu bimodal ainsi qu'une distribution porosimétrique différente par rapport au sable seul. Aussi, en même vitesse d'infiltration, la teneur volumique en eau dans la colonne de bimodal est moins élevée que celle dans la colonne de sable (Tableau III-2). Cependant, les fractions d'eau dans la colonne de bimodal représentent un volume important d'eau isolée (Tableau

III-5) et donc, une fraction mobile un peu moins importante que celle dans la colonne de sable. Ceci s'explique le transfert rapide de soluté dans la colonne de bimodal.

Les valeurs de la dispersivité dans la colonne de sable sont assez stables malgré les vitesses d'infiltration différentes (Tableau III-5). Cette stabilité en fonction de la vitesse est similaire avec les résultats en colonne des autres auteurs (Février, 2001; Lassabatère, 2002). Ces valeurs correspondent à la taille maximum des grains sableux (2 mm). Nous trouvons également les valeurs de la dispersivité dans la colonne de bimodal de même ordre de la grandeur de celles dans le sable (sauf le cas B1). Ceci s'explique par la porosité du milieu bimodal qui est formée principalement par la fraction sableuse. Donc, l'eau s'écoulant à travers cette microporosité celle-ci a un comportement analogue à celui du sable seul.

Pour le cas B1, la dispersivité est beaucoup plus importante que celle des autres essais. Cette valeur résulte d'un transfert plus rapide et plus étalé (Figure III-2). Cependant, une erreur technique ou de manipulation n'est pas à exclure dans ce cas ; il sera donc considéré séparément des deux autres essais, B2 et B3. Cet essai n'a pas pu être refait à cause de l'arrêt pendant une longue période du chromatographe ionique dû à une panne et aux travaux de rénovation du laboratoire LEHNA.

Le coefficient d'échange entre les régions mobile et immobile, α , est donné en fonction de la vitesse darcienne (Tableau III-5). Il augmente lorsque la vitesse darcienne augmente. Cependant, pour un sol non saturé, α peut également augmenter avec la teneur volumique en eau totale (Padilla et al., 1999) ou avec la teneur volumique en eau mobile (Février, 2001). Dans notre étude, le temps caractéristique d'échange, t_{α} , est plus petit que le temps de séjour et le temps convectif moyen dans chaque essai (Tableau III-5). Il peut être considéré comme négligeable. Donc, l'échange entre les deux régions mobile et immobile peut être considéré comme quasi-instantané. Pour nos matériaux (sable et bimodal), le modèle MIM se rapproche du modèle CDE.

III.2 Essais en lysimètre LUGH

Les essais d'infiltration de l'eau et du soluté en lysimètre ont été effectués en régime d'écoulement tridimensionnel. Les objectifs de ce travail sont doubles : (i) comprendre le

comportement global de l'hétérogénéité du milieu non saturé sur le couplage de processus de transfert, et (ii) étudier le couplage des mécanismes de transfert (couplage entre processus d'écoulement et interactions avec la matrice solide).

Tableau III-6 : Caractéristiques des essais effectués en lysimètre LUGH.

Nom d'essai	E1	E2	E21	E22
Profil	PROF1	PROF2	PROF2	PROF2
Débit en entrée (m^3s^{-1})	1.120e-5	1.058e-5	2.267e-6	1.119e-6
Vitesse d'infiltration (m s^{-1})	3.645e-5	3.443e-5	7.379e-6	3.642e-6
Temps du créneau (h)	0.75	0.75	4.00	8.00
Temps d'essai (h)	9.00	9.75	58.00	120.00

A cause de la grande taille de LUGH (de l'ordre d'un m^3) par rapport aux essais en colonne, le travail fait en lysimètre demande des nouvelles méthodes pour analyser et traiter les données expérimentales. Dans ce chapitre, nous présentons une méthodologie permettant d'améliorer et de valider un modèle conceptuel de l'hydrodynamique au sein d'un massif hétérogène à l'aide du lysimètre LUGH. L'utilisation des capteurs pour évaluer l'état permanent du système représente un grand intérêt, surtout dans l'observation de l'évolution de la teneur volumique en eau à l'intérieur du lysimètre. Deux méthodes d'analyse du traçage de l'eau à l'aide de l'anion bromure ont été comparées afin de trouver une méthode raisonnable en temps à cause du grand nombre d'échantillons. Pour les essais, deux directions d'étude ont été retenues : (i) l'étude de l'effet de la structure du sol, ici c'est l'effet de la barrière capillaire et de la pente entre deux couches qui seraient étudiés en utilisant deux essais à même vitesse d'infiltration (E1 et E2) sur les deux profils différents PROF1 et PROF2 ; et (ii), l'effet de la vitesse d'infiltration qui sera étudié en comparant trois essais avec trois vitesses différentes sur un même profil, le PROF2 (E2, E21 et E22). Les caractéristiques des essais effectués en lysimètre sont présentées dans le Tableau III-6. Les autres essais en lysimètre sont représentés dans (Bien et al., 2011a; Bien et al., 2011b; Bien et al., 2013).

III.2.1 Etat permanent du système

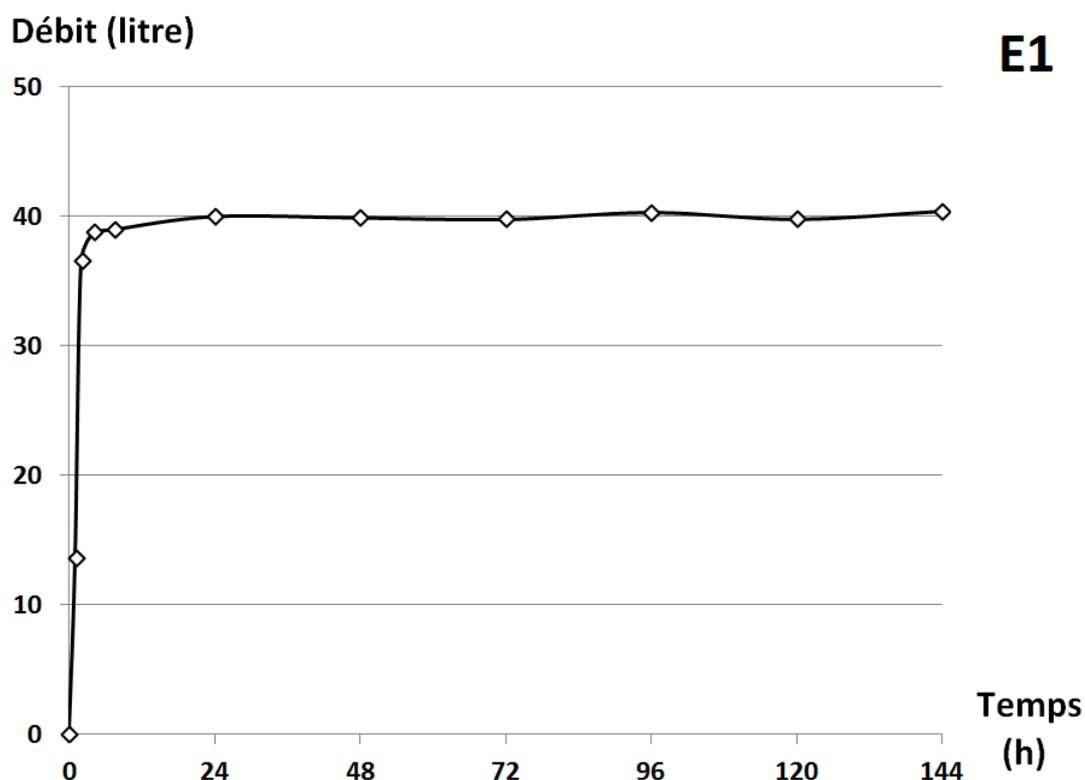


Figure III-5 : Mesure du débit en sortie du lysimètre pour le cas de l'essai E1 depuis le début de l'alimentation en eau.

L'état permanent de l'essai en lysimètre est vérifié par la stationnarité du débit en sortie et la stationnarité des valeurs des capteurs TDR qui sont placés à l'intérieur du lysimètre LUGH. Par exemple, pour le cas E1 (essai à la plus grande vitesse, $q=3.645e-5 \text{ m s}^{-1}$), la teneur volumique en eau moyenne initiale du sol est $0.075 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ (moyenne de 6 TDR placées à des positions différentes et des niveaux différents, voir le Figure II-24). Pour une alimentation en eau à la surface, toute l'eau en sortie est recueillie afin de déterminer le débit total en fonction du temps. Au fond du lysimètre, l'eau est sortie d'abord au milieu du lysimètre (rang 3) après 0.5 h depuis le début de l'alimentation, puis progressivement sur les cotés (rangs 2 et 4, et ensuite 1 et 5). Le débit en sortie a atteint 95 % du débit d'alimentation au tour de 8h depuis le début d'alimentation (Figure III-5) ; ensuite l'état d'écoulement permanent est établi au bout de 24 h. Ceci montre la capacité rapide de transfert d'eau de notre matériau. La différence entre les volumes d'eau en entrée et en sortie, depuis le début de l'essai jusqu'au régime stationnaire est 0.046 m^3 (nous supposons

toujours que le débit d'entrée est la consigne, soit $1.12e-5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ou $0.04 \text{ m}^3\text{h}^{-1}$). Avec cette différence de volume et en considérant le volume initial d'eau contenu dans le lysimètre dont la teneur volumique en eau est de $0.075 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$, soit 0.069 m^3 , le volume total d'eau dans le lysimètre en régime stationnaire sera donc 0.115 m^3 .

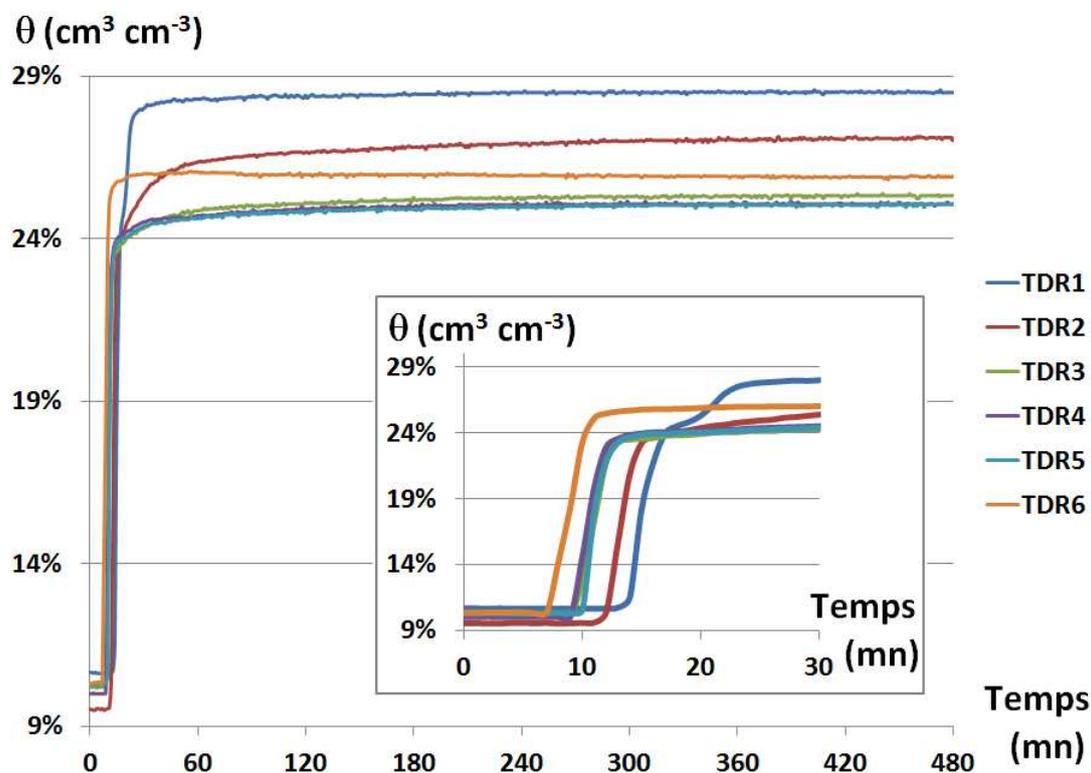


Figure III-6 : Résultats des capteurs TDR en cours d'essai E1.

Les résultats des capteurs TDR représentent bien l'évolution de la teneur volumique en eau dans le lysimètre LUGH au cours d'essai (Figure III-6). La valeur indiquée par les capteurs augmente dans l'ordre de leur profondeur (Figure II-24). Ainsi, la mesure avec le capteur TDR6 qui est situé le plus proche de la surface varie en premier (après 8 min depuis le début d'alimentation), tandis que le capteur TDR1, installé au fond change plus tard (après 14 min). Les trois capteurs TDR3, TDR4 et TDR5 qui sont au même niveau présentent le même comportement. Les capteurs placés près de la surface (TDR3, TDR4, TDR5 et TDR 6) atteignent rapidement un régime permanent ; tandis que les capteurs inférieurs ont besoin de plus de temps pour atteindre l'état équilibre.

La distribution de la teneur volumique en eau n'est pas uniforme. Puisque le lysimètre est arrosé sur une partie de la surface, lorsque l'eau s'infiltré, elle a tendance de diffuser sur les côtés. Ainsi en état permanent, la teneur volumique en eau du TDR6 est plus grande que celles des TDR3, TDR4 et TDR5. Pour les deux capteurs du fond (TDR1 et TDR2), tout d'abord, leur lecture augmente rapidement jusqu'à des valeurs inférieures à celles des TDR placés au-dessus. Puis, les valeurs lues augmentent plus lentement jusqu'à des valeurs plus élevées que celles des autres capteurs (Figure III-6). Ce processus correspond à l'accumulation d'eau au fond du lysimètre.

Ce phénomène d'accumulation d'eau s'explique par la condition de drainage à la base du lysimètre. Lorsque l'eau arrive au fond du lysimètre, le sol au niveau de la surface de sortie doit atteindre l'état presque saturé avant que l'eau ne sorte. Cela génère une forte diffusion latérale d'eau. Le fond du lysimètre a besoin de beaucoup de temps pour atteindre un état permanent. Les valeurs des capteurs TDR1 et TDR2 montrent une zone très humide, proche de la teneur volumique en eau à saturation, à la base du lysimètre (Figure III-6).

III.2.2 Analyse du soluté par conductivité électrique

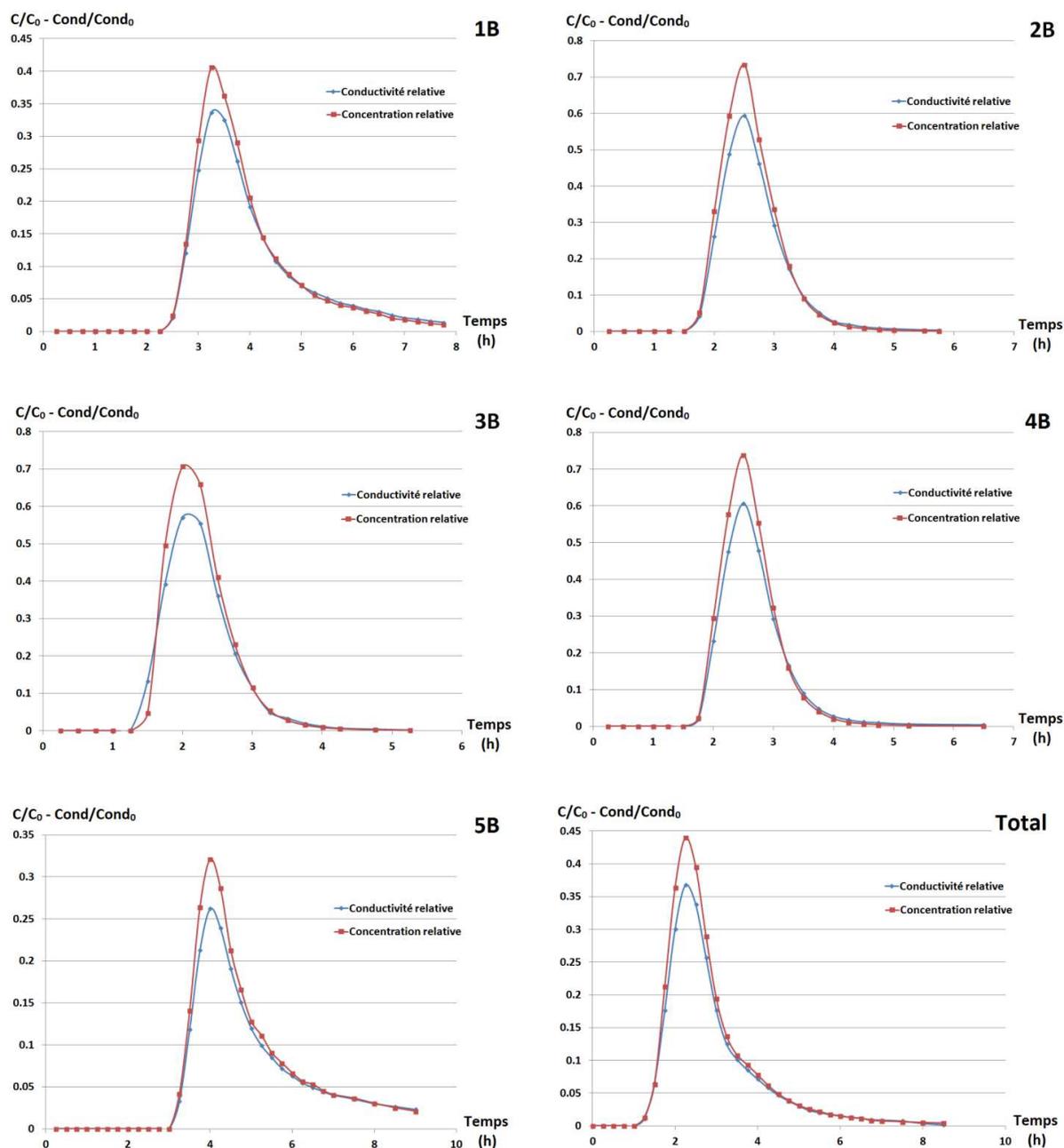


Figure III-7 : Comparaison des courbes d'élution par les deux méthodes d'analyse.

Tout d'abord, nous comparons les résultats mesurés par les deux méthodes : chromatographie ionique et conductivité électrique. Les courbes de concentration relative (C/C_0) de l'ion bromure Br^- par l'analyse chimique et les courbes de conductivité relative ($Cond/Cond_0$) par l'analyse physique ont été superposées sur un même graphique. Le but est de mettre en évidence le lien entre les résultats de ces deux méthodes d'analyse afin de

trouver une solution d'ajustement. Seuls les résultats de la ligne B et du flux total sont représentés dans cette partie, les autres sont représentés dans l'annexe F.

Dans chaque sortie, les deux courbes représentent la même cinétique : le moment où le soluté sort, puis le moment où il atteint la concentration maximum, et ensuite le lessivage du soluté par l'eau. En effet, les temps de séjour mesurés par les deux méthodes sont identiques (Figure III-8). De plus, les variances des courbes d'éluion mesurés par les deux méthodes sont assez similaires (Figure III-9). Ceci montre que les courbes d'éluion mesurées par l'analyse physique représentent bien le comportement du soluté. La différence entre les courbes d'éluion des deux méthodes est la grandeur des valeurs mesurées par celles-ci. La question qui se pose alors est la détermination d'une méthode d'étalonnage des mesures physiques.

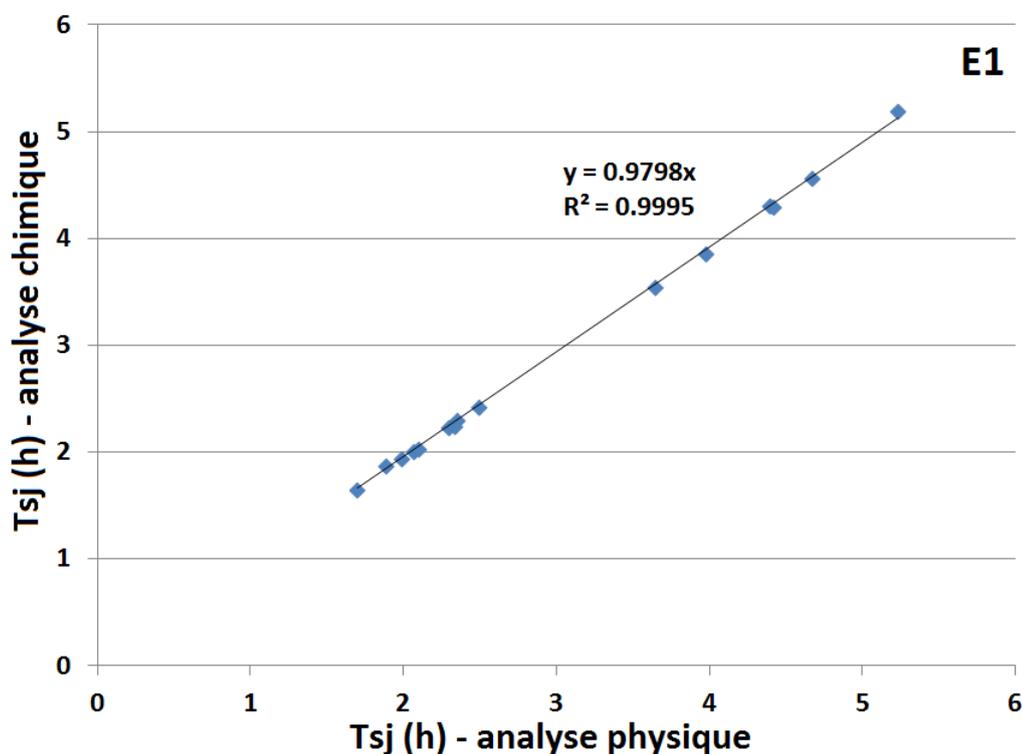


Figure III-8 : Temps de séjour du soluté de quinze courbes d'éluion mesuré par les deux méthodes : conductivité électrique et analyse chimique.

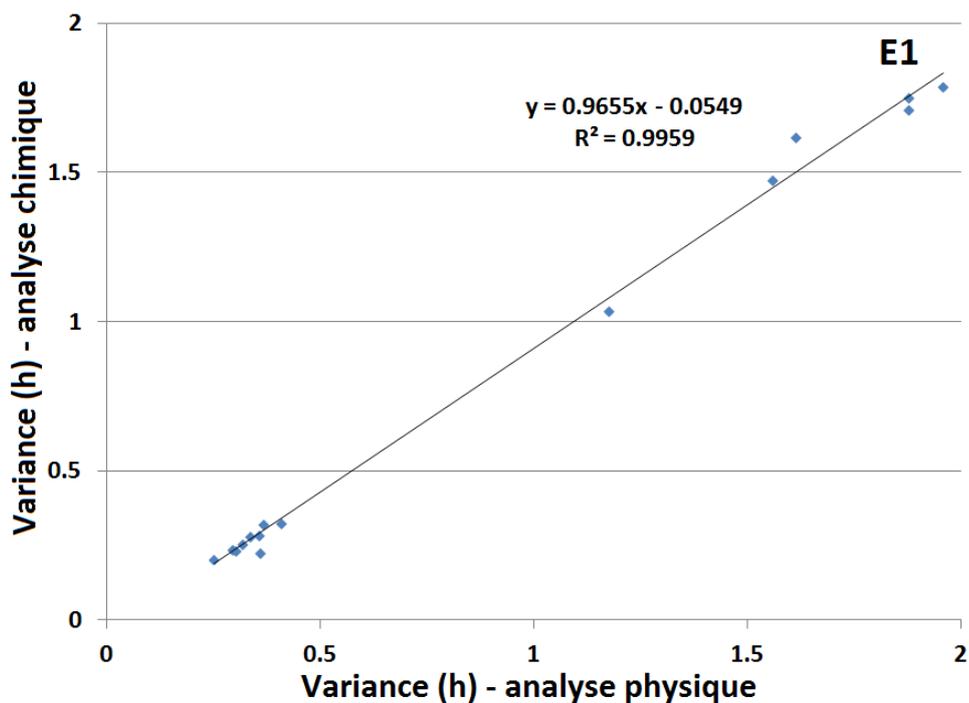


Figure III-9 : Variance de quinze courbes d'élution de l'essai E1 mesuré par les deux méthodes : conductivité électrique et analyse chimique.

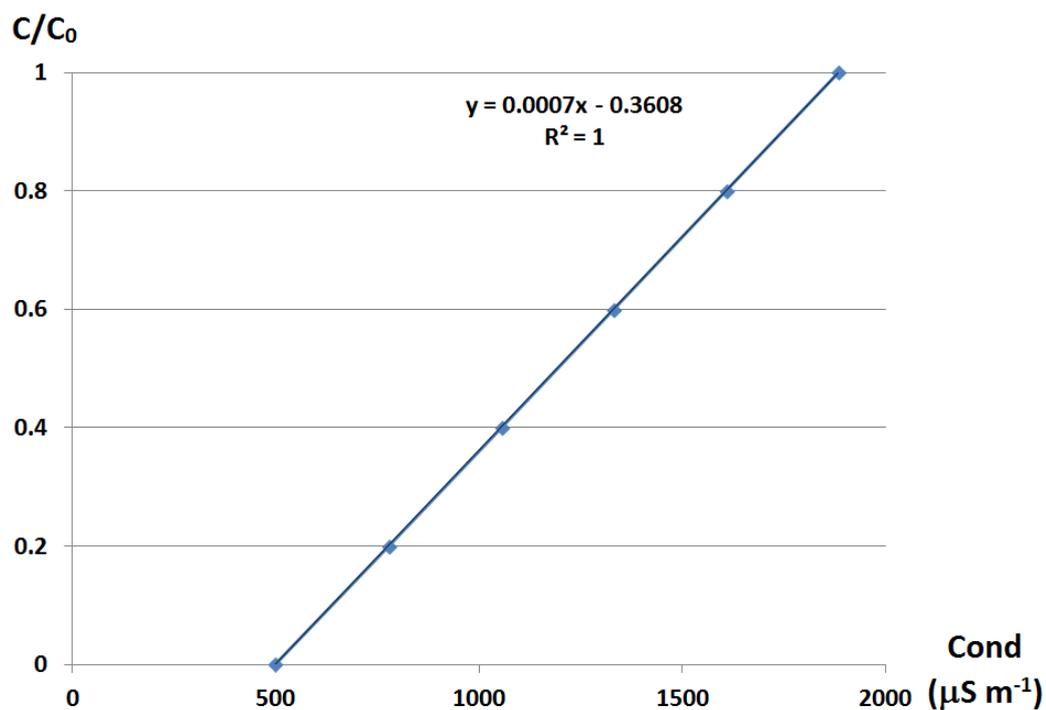


Figure III-10 : Courbe d'étalonnage de la mesure par conductivité électrique de la concentration en bromure de l'eau de nappe.

Comme précisé plus haut, l'eau de nappe contient une quantité d'ions relativement fixe et l'ajout du traceur augmente nettement la quantité d'ions présents en solution. En effet, la conductivité électrique de l'eau de nappe est constante et égale à $522 \mu\text{S m}^{-1}$ pendant notre essai E1. La courbe d'étalonnage est construite par la corrélation entre la concentration relative en Br^- et la mesure de la conductivité électrique (Figure III-10).

Lorsqu'une infiltration d'eau et de soluté a lieu dans le lysimètre, il existe des échanges d'ions entre la solution et le milieu. En effet, en état permanent d'écoulement et sans soluté, la conductivité électrique de l'eau en entrée et en sortie (pour quinze effluents) du lysimètre a des valeurs différentes mais qui restent constantes en cours d'essai (de 2 à 7 jours). En effet, les échanges d'ions modifient la valeur de conductivité électrique de la solution du sol. Par conséquent, afin de bien représenter le temps de séjour et la variance des courbes d'élution, les résultats de la méthode d'analyse physique ont besoin d'une correction pour bien représenter le bilan de masse du soluté.

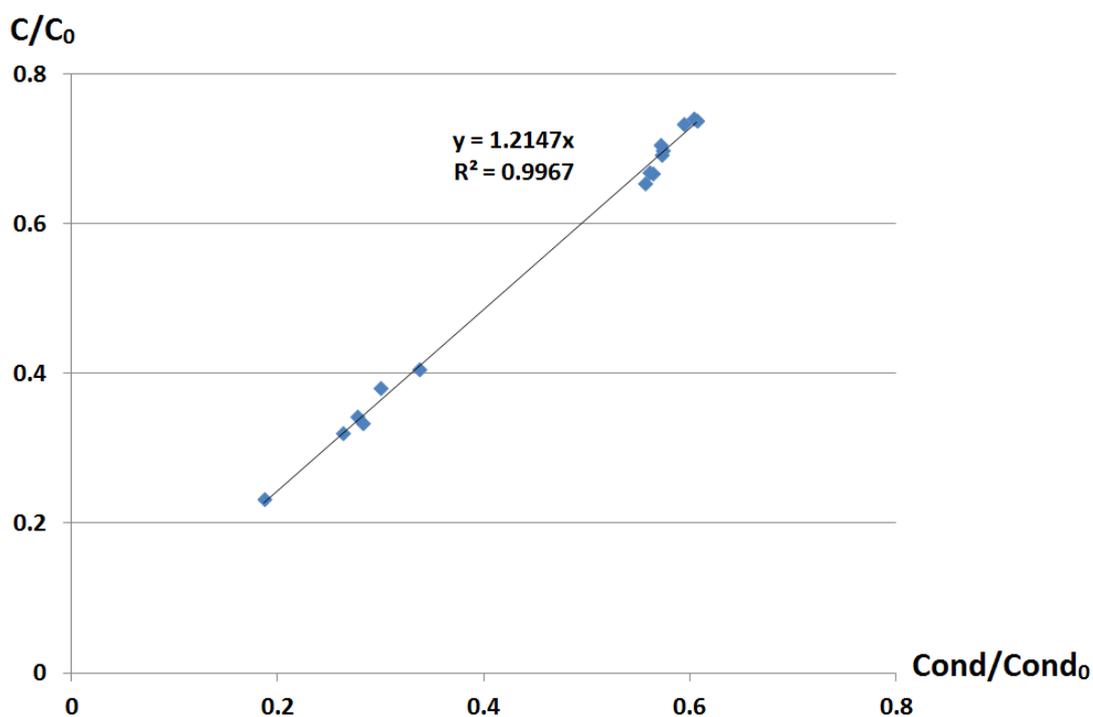


Figure III-11 : Relation entre les pics de quinze effluents mesurés par deux méthodes.

La concentration réelle de bromure ne peut pas être obtenue directement à partir des mesures de conductivité électrique. Toutefois, cette méthode donne une idée générale de la courbe d'élution, principalement du point de vue temporel. Cependant, il est possible

d'établir une relation entre les deux pics (concentration et conductivité électrique) des courbes d'élution pour les 15 effluents. Le ratio de la concentration relative maximale sur la conductivité électrique relative maximale était en moyenne de 1.215 avec un écart type de 0.026 et un coefficient de régression $R^2 = 0.9967$ (Figure III-11).

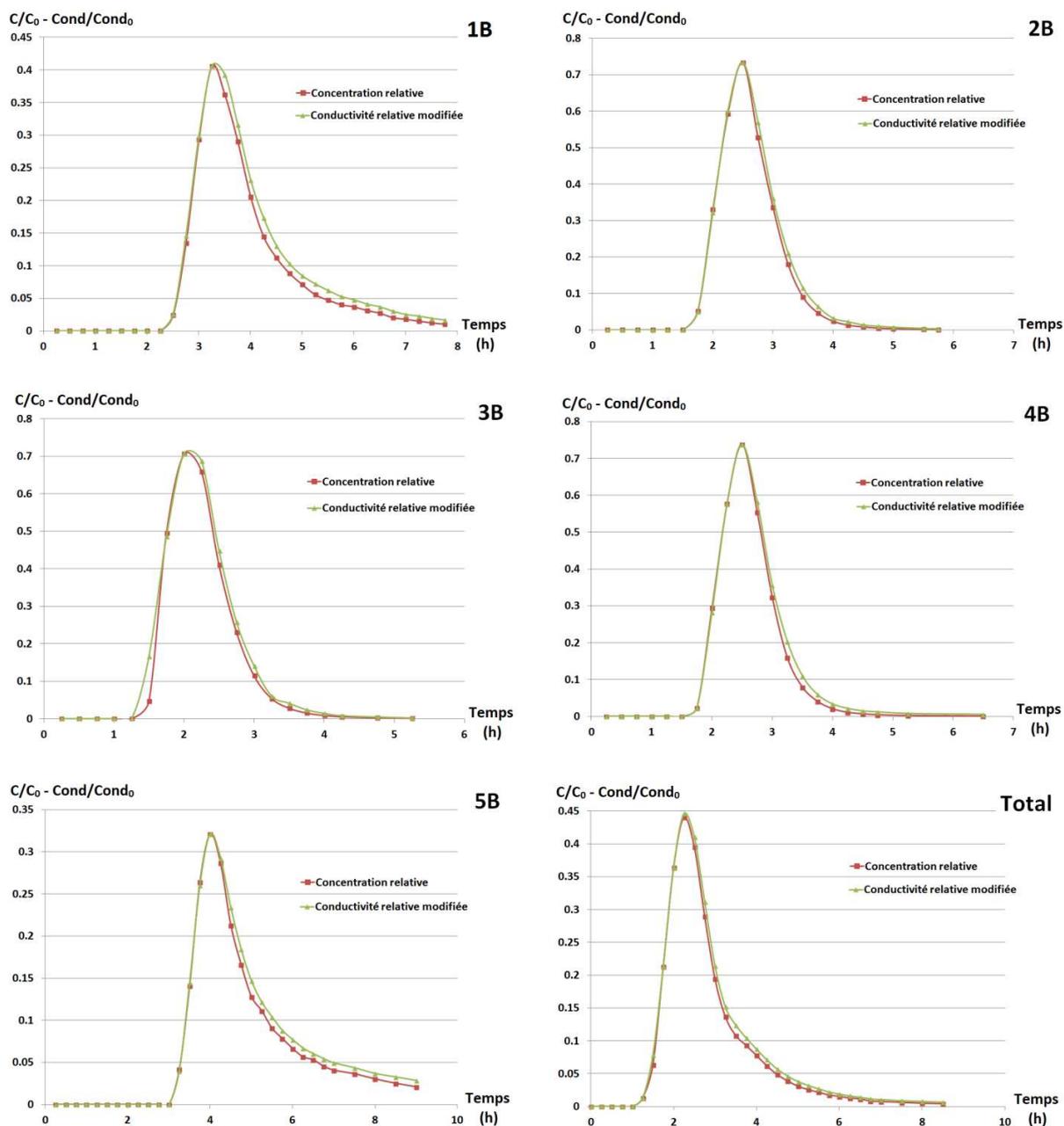


Figure III-12 : Comparaison entre des courbes de concentration relative (analyse chimique) et des courbes de conductivité électrique relative modifiée.

Tableau III-7 : Comparaison des paramètres caractéristiques des courbes d'éluion par deux méthodes.

	Analyse chimique				Analyse physique modifiée			
	BM	T _{sj} (h)	VAR (h ²)	σ (h)	BM	T _{sj} (h)	VAR (h ²)	σ (h)
1A	0.92	3.86	1.79	1.34	0.95	3.97	1.96	1.40
1B	0.84	3.55	1.04	1.02	0.91	3.64	1.17	1.08
1C	0.83	4.31	1.48	1.22	0.86	4.39	1.56	1.25
2A	0.99	2.30	0.32	0.57	1.00	2.35	0.37	0.61
2B	1.00	2.24	0.24	0.49	1.00	2.29	0.29	0.54
2C	0.99	2.01	0.28	0.53	1.00	2.06	0.34	0.58
3A	0.97	1.95	0.23	0.48	1.00	1.98	0.30	0.55
3B	0.96	1.88	0.21	0.46	1.00	1.88	0.25	0.50
3C	0.96	1.65	0.26	0.51	0.99	1.70	0.32	0.56
4A	0.98	2.43	0.33	0.57	1.00	2.49	0.41	0.64
4B	0.98	2.25	0.23	0.48	1.00	2.33	0.36	0.60
4C	0.95	2.04	0.29	0.54	0.99	2.10	0.36	0.60
5A	0.82	4.31	1.71	1.31	0.85	4.41	1.88	1.37
5B	0.80	4.57	1.75	1.32	0.84	4.67	1.88	1.37
5C	0.76	5.20	1.62	1.27	0.76	5.23	1.61	1.27
Total	0.94	2.52	1.39	1.18	0.98	2.55	1.38	1.17

Cette relation linéaire permet de déduire les courbes de concentration relative (C/C_0) à partir des courbes de conductivité électrique relative ($Cond/Cond_0$) en multipliant toutes les valeurs de ces dernières par un coefficient égal à la proportion existante entre les pics. Le but de cette opération est de construire des courbes de conductivité électrique relative

modifiées ayant des caractéristiques comparables en termes de temps et de bilan de masse par rapport aux courbes de concentration relative de l'anion bromure (Br^-).

La comparaison entre les courbes de concentration relative (C/C_0) et les courbes de conductivité électrique relative modifiée ($\text{Cond}/\text{Cond}_0$) pour des effluents de la ligne B et le flux total est représentée dans la Figure III-12; on observe une très bonne similitude des courbes. Les paramètres caractéristiques de ces deux courbes, tels que le bilan de masse, le temps de séjour, la variance et l'écart-type sont également comparables pour tous les quinze effluents et pour le flux total (Tableau III-7). Une fois cet étalonnage établi, dans les essais postérieurs, l'analyse chimique sera effectuée seulement pour les échantillons qui représentent les pics des courbes de conductivité électrique relative. Les courbes de conductivité électrique relative modifiée seront utilisées comme les courbes d'élution du soluté.

III.2.3 Essais expérimentaux dans le lysimètre LUGH

III.2.3.1 Effet de la structure du sol

L'effet de la structure du sol sur le transfert d'eau et de soluté est étudié en comparant les résultats des essais E1 et E2 (Tableau III-6). Nous rappelons ici que l'essai E1 est effectué dans le milieu homogène (profil PROF 1 - bimodal) et que l'essai E2 est effectué dans le milieu hétérogène (profil PROF2 – bimodal et sable) avec l'existence d'une barrière capillaire. Les deux essais sont conduits à la même vitesse d'infiltration (Tableau III-6).

Transfert d'eau

Pour le profil uniforme, la surface d'infiltration de l'essai E1 est située à la verticale du rang 3 (voir Figure II-24). Le débit relatif des effluents dans chaque sortie et sa valeur moyenne dans chaque rang (lignes A, B, et C) sont représentés dans la Figure III-13.

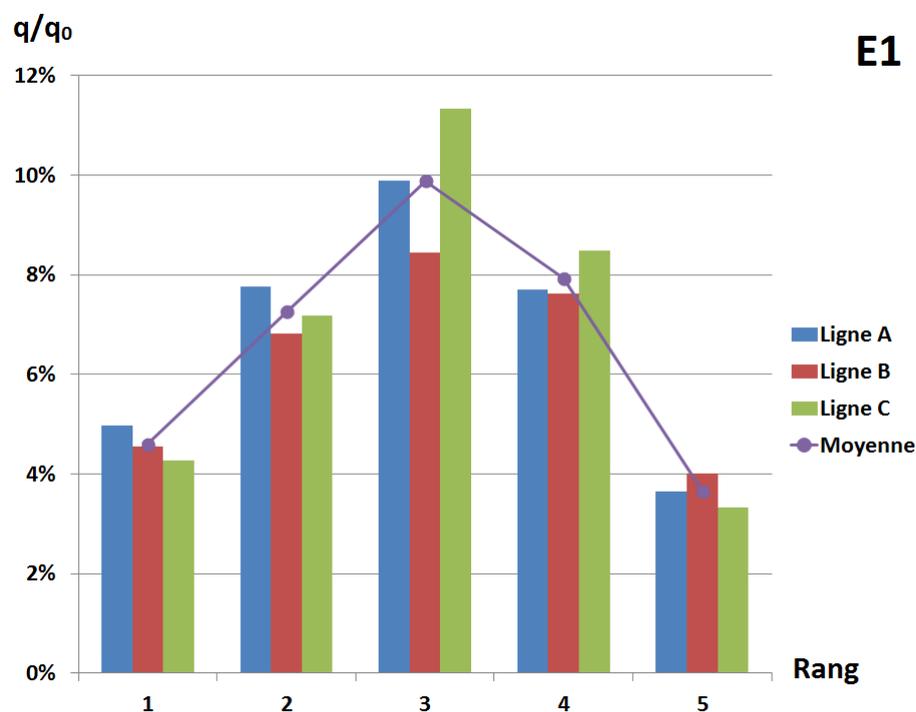


Figure III-13 : Débits en sortie de l'essai E1.

Les résultats confirment une distribution symétrique des flux de sortie en régime permanent (Figure III-13). L'alimentation étant placée au centre du lysimètre, à la verticale du rang 3, les débits en sortie de ce rang sont plus élevés et atteignent 30 % du débit total

(somme des débits des sorties A, B, et C). Par ailleurs, les débits en sortie des rangs latéraux du lysimètre (rangs 1 et 5) restent importants. La somme des débits relatifs des sorties 1A, 1B et 1C représente 14 % et des sorties 5A, 5B, 5C 11 % du total. Ceci montre qu'une grande quantité d'eau s'écoule latéralement. On peut noter également la parfaite symétrie de ces écoulements latéraux : la somme des sorties des rangs 1 et 2 est égale à la somme des débits de sorties des rangs 4 et 5, ce qui confirme la symétrie des débits de sortie par rapport au rang 3.

L'écart entre les centres de gravité de la distribution des débits d'eau en entrée et en sortie est un paramètre important permettant d'évaluer l'effet de la structure sur le transfert. Elle indique clairement le décalage des écoulements par rapport à la zone d'alimentation. Ces centres de gravité sont calculés par rapport à l'origine des coordonnées O(0,0,0) situé dans l'angle inférieur de LUGH, bloc 1A. Les résultats sont représentés dans le Tableau III-8.

Tableau III-8 : Centre de gravité de l'eau en sortie (en mètres) des essais en lysimètre.

Centre de gravité	Entrée (x, y)	Sortie (x, y)	Déviations (Δx , Δy)
L'essai E1	(0.480, 0.800)	(0.482, 0.788)	(-0.002, 0.012)
L'essai E2	(0.480, 0.960)	(0.464, 0.825)	(0.016, 0.135)
L'essai E21	(0.480, 0.960)	(0.475, 0.782)	(0.005, 0.178)
L'essai E22	(0.480, 0.960)	(0.479, 0.932)	(0.001, 0.028)

Dans l'essai E1, les positions des centres de gravité sont très proches. Ceci résulte du transfert d'eau dans un milieu homogène avec des conditions aux limites symétriques.

Les sondes TDR indiquent l'existence éventuelle d'une zone d'accumulation d'eau en bas du lysimètre. La présence de cette accumulation et les écoulements latéraux induits sont dus à la géométrie finie du lysimètre. Une étude numérique faisant varier la hauteur du système sera présentée dans le chapitre 4.

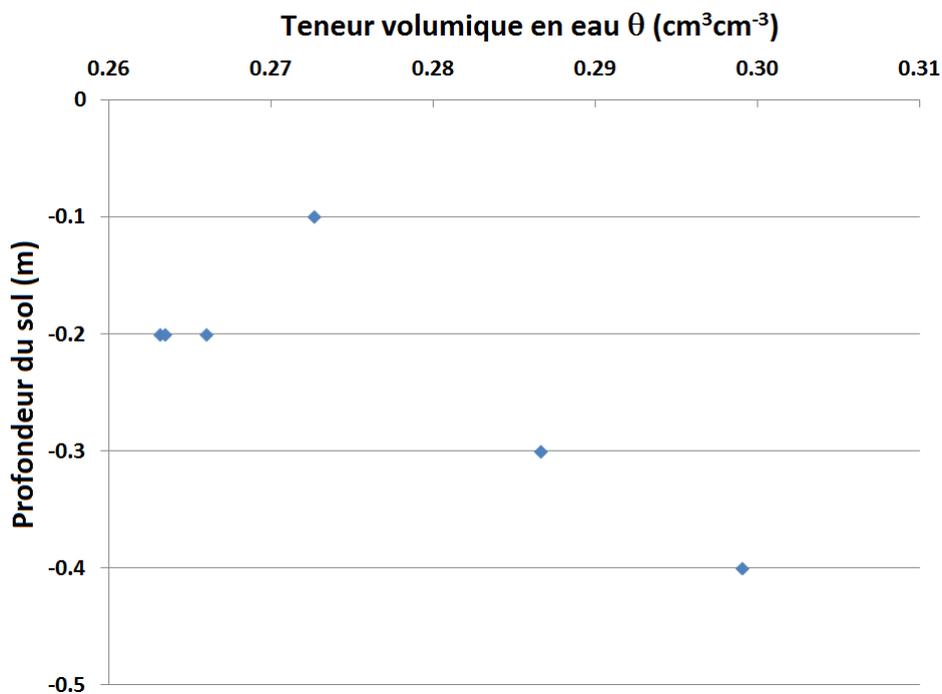


Figure III-14 : Résultats des sondes TDR de l'essai E1.

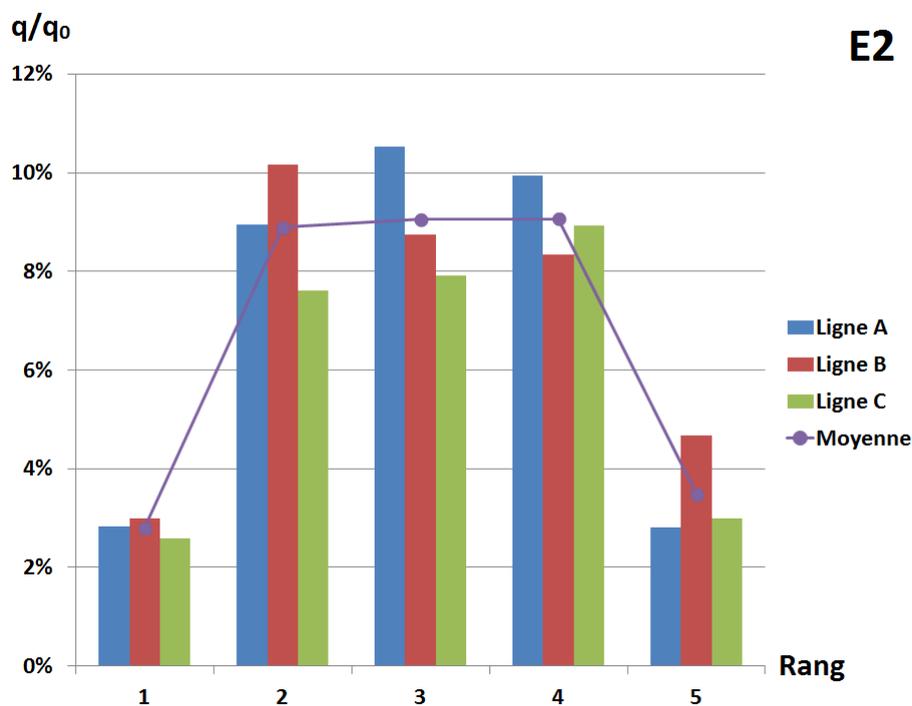


Figure III-15 : Débits en sortie de l'essai E1.

A l'inverse, dans l'essai E2, malgré une position de la surface d'alimentation légèrement décalée, centrée à la verticale entre les rangs 3 et 4 (et non pas au-dessus du rang 3 comme

le cas de l'essai E1), la distribution des débits des effluents est quasi-symétrique (Figure III-15). Ceci se traduit par un décalage important du centre de gravité de l'eau en sortie.

La position du centre de gravité des écoulements dans l'essai E2, par rapport à la position de l'entrée, est déviée de 13.5 cm dans le sens aval de la pente (Tableau III-8). En effet, il y a 62.3 % du débit en sortie en aval (rangs 1, 2, et 3) et le complément 37.7 % en amont (rangs 4 et 5).

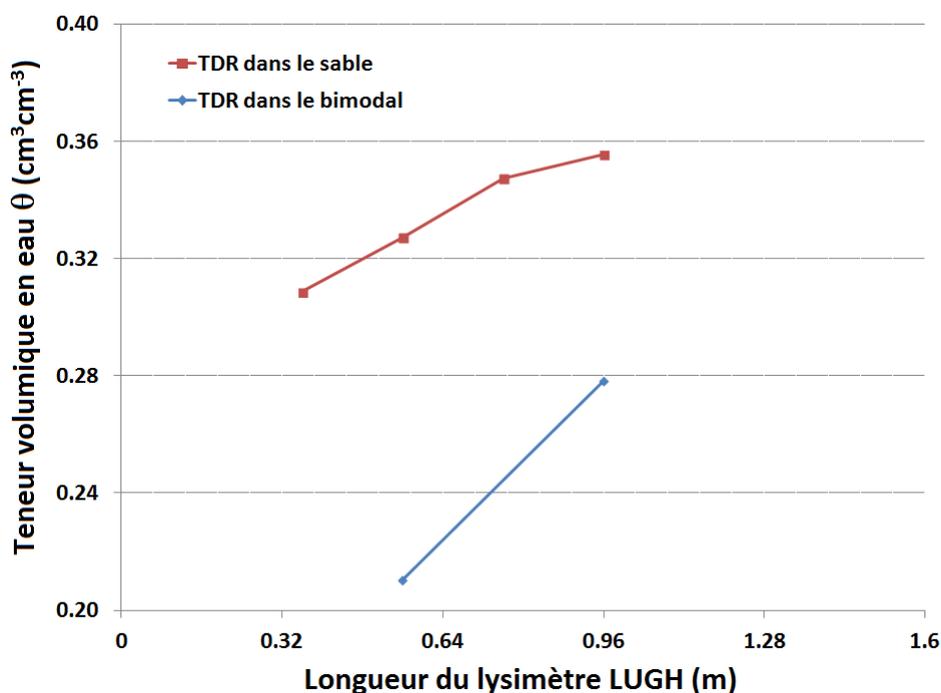


Figure III-16 : Résultats des sondes TDR de l'essai E2.

Les résultats des sondes TDR montrent une accumulation d'eau dans le sable le long de la pente (Figure III-16). Elle résulte du contraste des caractéristiques hydrodynamiques entre les deux matériaux, sable et bimodal. Du point de vue hydrologique, la couche inférieure, ici le bimodal, est moins perméable. Ceci empêche la transmission intégrale du flux à travers l'interface ; une partie du flux à l'interface entre les deux matériaux est donc dévié le long de la pente produisant simultanément une augmentation de la teneur volumique en eau à l'interface, un déplacement du centre de gravité des débits vers l'aval et une uniformisation des débits des sorties, rangs 2, 3, et 4. On suppose que ces écoulements préférentiels résultent de l'effet de la barrière capillaire à l'interface entre les deux matériaux.

Transfert de soluté

Les courbes d'élution du bromure des rangs centraux (rangs 2, 3, et 4) de l'essai E1 (Figure III-17) ont des formes similaires avec des pics de même ordre de grandeur autour de la valeur $C/C_0 = 0.7$. Leurs queues décroissent rapidement et quasi-simultanément grâce au lessivage par l'eau appliquée après l'arrêt du créneau de soluté. En revanche, le soluté apparaît plus tardivement dans les rangs 1 et 5 ; les courbes d'élution de ces deux rangs sont plus étalées avec des pics moins élevés. La différence entre les courbes d'élution est représentative de la distribution spatiale du soluté au niveau de la surface inférieure du lysimètre LUGH. Le soluté arrive plus tôt au centre à des concentrations plus élevées, puis il se répand symétriquement des deux côtés.

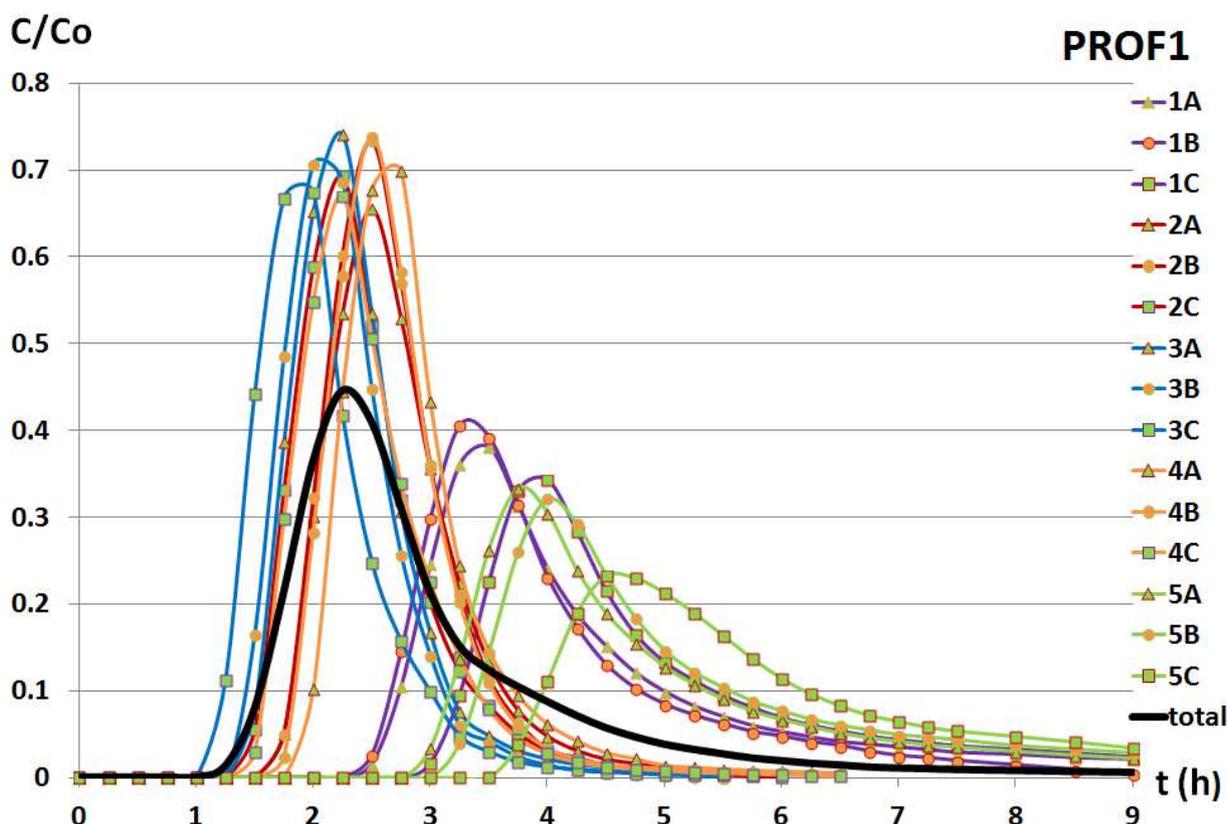


Figure III-17 : Courbes d'élution du soluté par sortie et moyenne de l'essai E1.

Les résultats de l'application de la méthode des moments à toutes les courbes d'élution de l'essai E1 sont donnés sur le Tableau III-9. A l'échelle du lysimètre, le bilan de masse global du système est proche de 100 %. De manière identique, les bilans de masse sont proches de 1 pour quasiment toutes les sorties (Tableau III-9). On note que des valeurs

légèrement inférieures à 1, pour les rangs 1 et 5, montrent une élution incomplète liée à un temps de prélèvement trop court (Figure III-17). Les valeurs de bilan de masse attestent du caractère conservatif du traceur, ce dernier suivant parfaitement le trajet de l'eau.

Tableau III-9 : Paramètres caractéristiques des courbes d'élution de l'essai E1, chaque valeur est la moyenne des lignes A, B, et C du même rang (1 à 5).

PROF1	Rang 1	Rang 2	Rang 3	Rang 4	Rang 5	Total
BM	0.91 ± 0.03	1.00 ± 0.00	1.00 ± 0.00	1.00 ± 0.00	0.82 ± 0.04	0.98
T _{sj} (h)	4.00 ± 0.26	2.23 ± 0.12	1.85 ± 0.10	2.31 ± 0.14	4.77 ± 0.31	2.55
VAR (h ²)	1.56 ± 0.26	0.33 ± 0.03	0.29 ± 0.03	0.38 ± 0.02	1.79 ± 0.12	1.38
σ (h)	1.24 ± 0.11	0.58 ± 0.02	0.54 ± 0.02	0.61 ± 0.02	1.34 ± 0.04	1.17

Les rangs 2, 3, et 4 ont des temps de séjour et des écart-types de même ordre de grandeur. En rapprochant ces valeurs à la distribution des débits (Figure III-13), la zone d'écoulement formée par les rangs 2, 3, et 4 joue un rôle prépondérant dans le transfert de soluté : jusqu'à 75 % du soluté passe par ces trois rangs. En effet, le soluté s'écoule majoritairement de manière verticale avec des distances de parcours courtes. A l'inverse, les valeurs des temps de séjour, les variances et écart-types des courbes d'élution des rangs 1 et 5 sont plus élevées, et traduisent donc des chemins d'écoulement du soluté plus longs vers ces deux sorties. Cette caractéristique de transfert résulte des écoulements latéraux induits par les effets de bord du lysimètre.

De même que pour le cas E1, les courbes d'élution de l'essai E2 (Figure III-18) peuvent être partagées en deux groupes : les courbes des rangs centraux (rangs 2, 3, et 4) avec des pics élevés et des queues courtes, et les courbes des extrémités (rangs 1 et 5) avec des pics plus faibles et retardés ainsi que des queues très étalées. L'analyse des courbes d'élution permet de mettre en évidence la déviation de l'écoulement liée à la forme de l'interface. Sans l'effet de forme de l'interface, et donc sans déviation du flux, l'écoulement aurait été parfaitement symétrique par rapport au barycentre de l'entrée qui a été positionné entre les rangs 3 et 4. Dans ce cas hypothétique, les élutions des rangs 3 et 4 auraient été identiques, et les élutions des rangs 2 et 5 auraient été superposées. A contrario avec l'effet de la

structure du sol, les données montrent que ce n'est pas le cas. Le transfert de soluté, rang 3 est plus rapide que le transfert de soluté des rangs 1 et 2 est respectivement comparable à celui des rangs 5 et 4. Ces tendances peuvent être expliquées par la déviation induite du flux le long de la pente, et qui est responsable du décalage du soluté vers l'aval de celle-ci. Par ailleurs, le transfert de soluté dans l'essai E2 a été plus lent. En effet, les courbes d'élution sont plus étalées que pour l'essai E1, ce qui se traduit par un temps de séjour plus important.

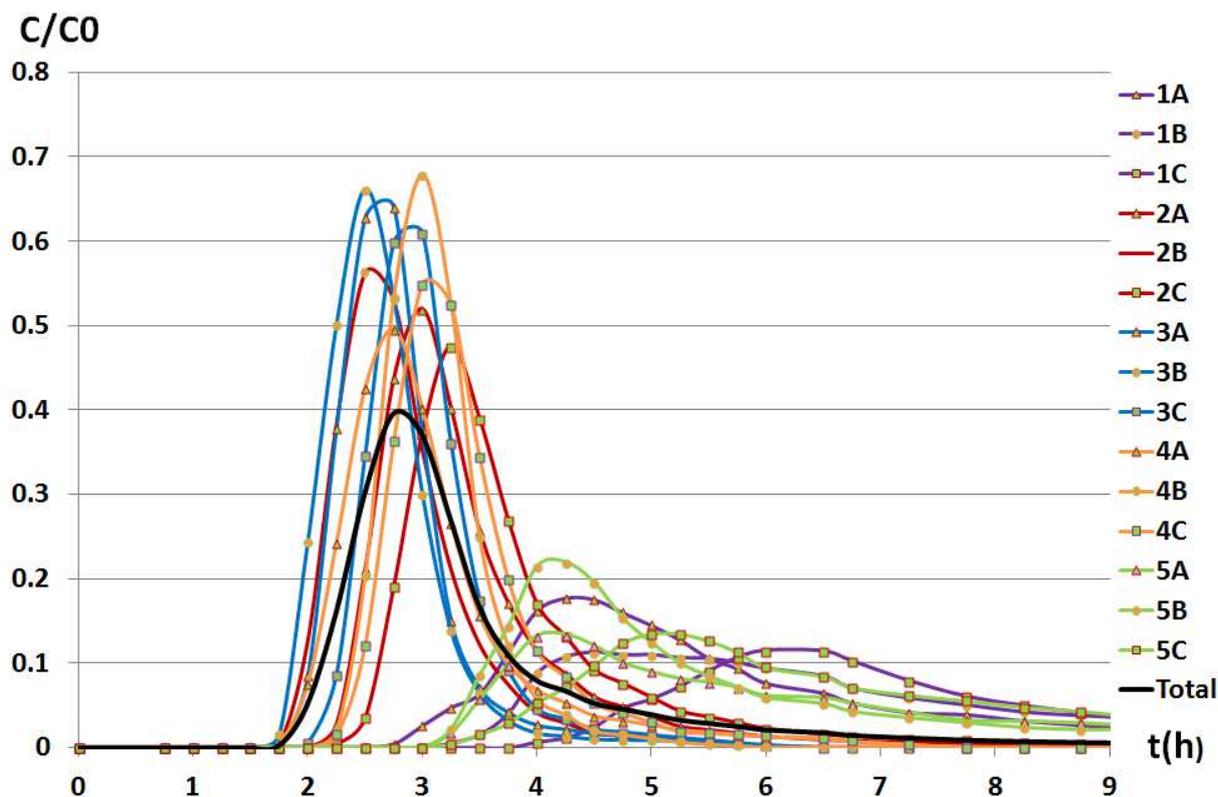


Figure III-18 : Courbe d'élution du soluté par sortie et moyenne de l'essai E2.

Le bilan de masse global de soluté de l'essai E2, calculé entre 0 et 10 h, atteint la valeur 0.96 (Tableau III-10). Le soluté injecté est donc bien restitué en sortie, principalement par les rangs situés au centre du lysimètre (rangs 2, 3, et 4). Le bilan de masse est légèrement sous-estimé à cause de l'étalement plus important des courbes des rangs 1 et 5 qui ont des concentrations non nulles à $t=10h$.

Comme pour l'essai E1, les résultats des trois séries A, B, et C ont le même d'ordre de grandeur mais avec, néanmoins, des différences plus importantes dans l'essai E2 par rapport à l'essai E1 (Tableau III-9 et Tableau III-10). Ces différences sont dues aux instabilités locales

de l'écoulement introduites par l'interface entre les deux matériaux dans E2 ; ce qui n'était pas le cas de l'essai E1 en milieu homogène.

Tableau III-10 : Paramètres caractéristiques des courbes d'élution de l'essai E2, chaque valeur est la moyenne des lignes A, B, et C du même rang (1 à 5).

PROF2	Rang 1	Rang 2	Rang 3	Rang 4	Rang 5	Total
BM	0.86 ± 0.08	0.98 ± 0.01	0.98 ± 0.01	0.98 ± 0.01	0.91 ± 0.06	0.96
T _{sj} (h)	7.21 ± 0.68	2.93 ± 0.34	2.43 ± 0.14	2.81 ± 0.13	7.16 ± 0.59	3.47
VAR (h ²)	11.29 ± 1.59	0.62 ± 0.22	0.26 ± 0.00	0.45 ± 0.17	13.80 ± 0.56	5.6
σ (h)	3.35 ± 0.23	0.77 ± 0.16	0.52 ± 0.00	0.66 ± 0.14	3.71 ± 0.08	2.37

III.2.3.2 Effet de la vitesse d'infiltration

L'effet de la vitesse d'infiltration est étudié en comparant les résultats des essais E2, E21 et E22. Ces essais sont effectués sur le même profil PROF2 mais avec trois vitesses d'infiltration différentes (Tableau III-6).

Transfert d'eau

Dans l'essai E21, il y a 71.9 % du débit qui sort des rangs 1, 2, et 3, par rapport à 62.3 % dans l'essai E2. Les effluents des rangs 2 et 3 ont les débits plus grands que ceux du rang 4 (Figure III-19). Par conséquent, la déviation du centre de gravité de l'essai E21 (0.178 m, Tableau III-8) est plus grande que celle de l'essai E2 (0.135 m). Donc, la déviation du centre de gravité des effluents est plus prononcée avec la petite vitesse d'infiltration, surtout pour les sorties de la ligne B. Ceci indique le développement des écoulements préférentiels d'eau vers l'aval le long de l'interface entre les deux matériaux (sable et bimodal) lorsque la vitesse d'infiltration diminue.

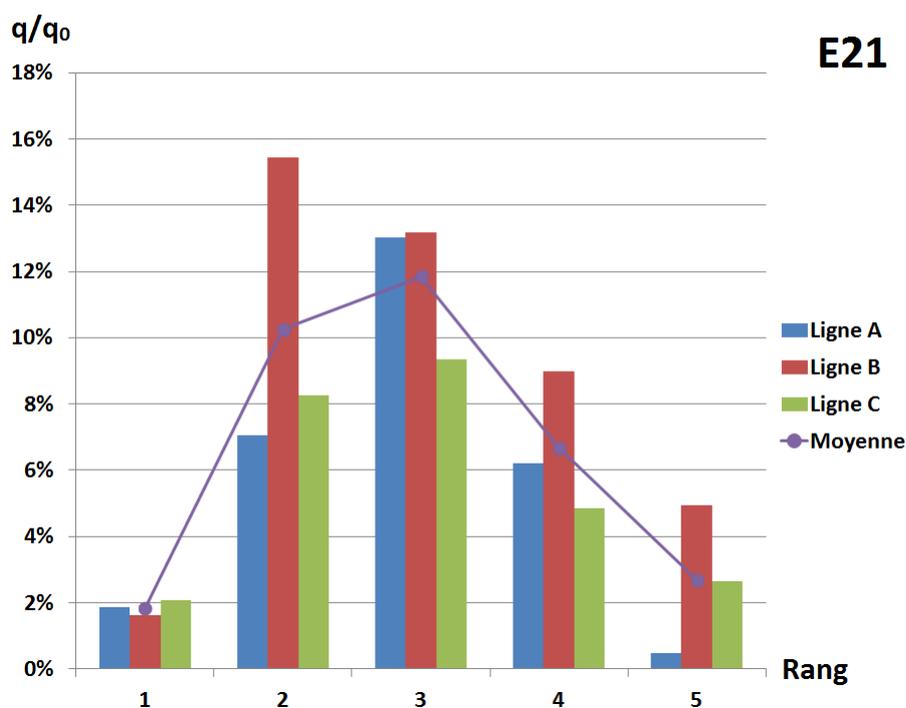


Figure III-19 : Débit en sortie de l'essai E21.

Le développement des écoulements préférentiels le long de la pente ne se traduit pas par des sorties identiques entre les trois lignes A, B, et C. Nous constatons une concentration d'eau sur la ligne B qui correspond à 44.1 % du débit entrée (contre 28.6 % pour la ligne A et 27.2 % pour la ligne C, Figure III-19). Dans chaque rang 1 à 5, c'est l'effluent des sorties B qui présente le débit le plus important (sauf pour le rang 1). En effet, la répartition de l'alimentation en surface avec trois asperseurs d'arrosage dont les cônes d'aspersion s'interfèrent, fait que pour la petite vitesse d'infiltration, le rôle d'homogénéisation de la fine couche de gravier de protection placée sur la zone d'alimentation diminue, et c'est alors l'hétérogénéité locale de l'alimentation qui devient prépondérante sur la répartition des débits d'entrée et sur l'effet observé des débits plus importants du rang B.

Bien que les écoulements préférentiels se développent vers l'aval de l'interface entre les deux matériaux, lorsque la vitesse d'infiltration diminue, la fraction d'eau en sortie du rang 1 diminue de 8.4 % par rapport au débit d'entrée dans l'essai E2, à 5.7 % dans l'essai E21. Donc à l'inverse du développement des écoulements préférentiels, la diminution de la vitesse d'infiltration est défavorable pour un transfert d'eau plus loin de la zone d'alimentation. En réalité, malgré une augmentation relative de la quantité d'eau déviée vers l'aval de la pente, la quantité absolue d'eau diminue à cause de la réduction du débit entrée. Par ailleurs, les

caractéristiques hydrodynamiques entre les deux matériaux, bimodal et sable, ne sont pas très contrastées. Donc, l'effet de la barrière capillaire dans l'essai E21 est assez fort pour provoquer la déviation du flux vers l'aval mais n'est pas suffisant pour développer un écoulement préférentiel jusqu'au bord du lysimètre (à la verticale du rang 1). Ainsi, la barrière capillaire dans les deux cas, ne produit pas une zone dont l'eau s'écoule le long l'interface sans pénétrer la couche de dessous, ni une zone percée complètement. En effet, pour les débits décroissants, la percée est partielle le long de l'interface entre deux matériaux du profil PROF2.

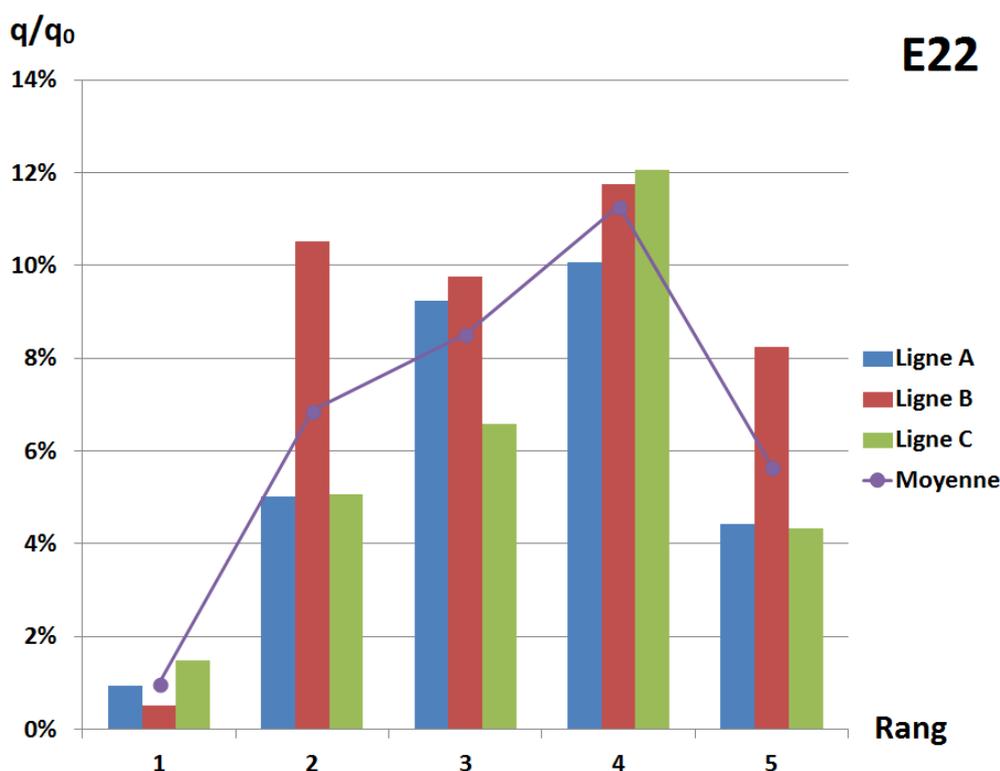


Figure III-20: Débits en sortie de l'essai E22.

Cette caractéristique se trouve également dans l'essai E22 avec la plus petite vitesse ($q = 3.62e-6 \text{ m s}^{-1}$) d'infiltration. Dans ce cas, il y a 49.1 % du débit sort aux rangs 1, 2, et 3 dont les débits en sortie du rang 1 représentent seulement 3% du débit total en sortie (Figure III-20). La valeur du décalage du centre est presque proche la valeur du cas homogène E1 (Tableau III-8). Les débits en sortie dans chaque rang sont très hétérogènes en cause des instabilités locales. La diminution de la vitesse d'entrée implique la diminution de la quantité d'eau participant le processus d'infiltration. Lorsque cette quantité est assez faible, malgré l'existence des écoulements préférentiels dans le rang 1, l'effet de barrière capillaire ne

représente pas clairement par les débits en sortie dans ce cas. En effet, avec un faible décalage, l'eau s'écoule dans le lysimètre LUGH comme pour le cas homogène. Ceci montre que le développement des écoulements préférentiels dépend fortement des conditions hydriques.

Transfert de soluté

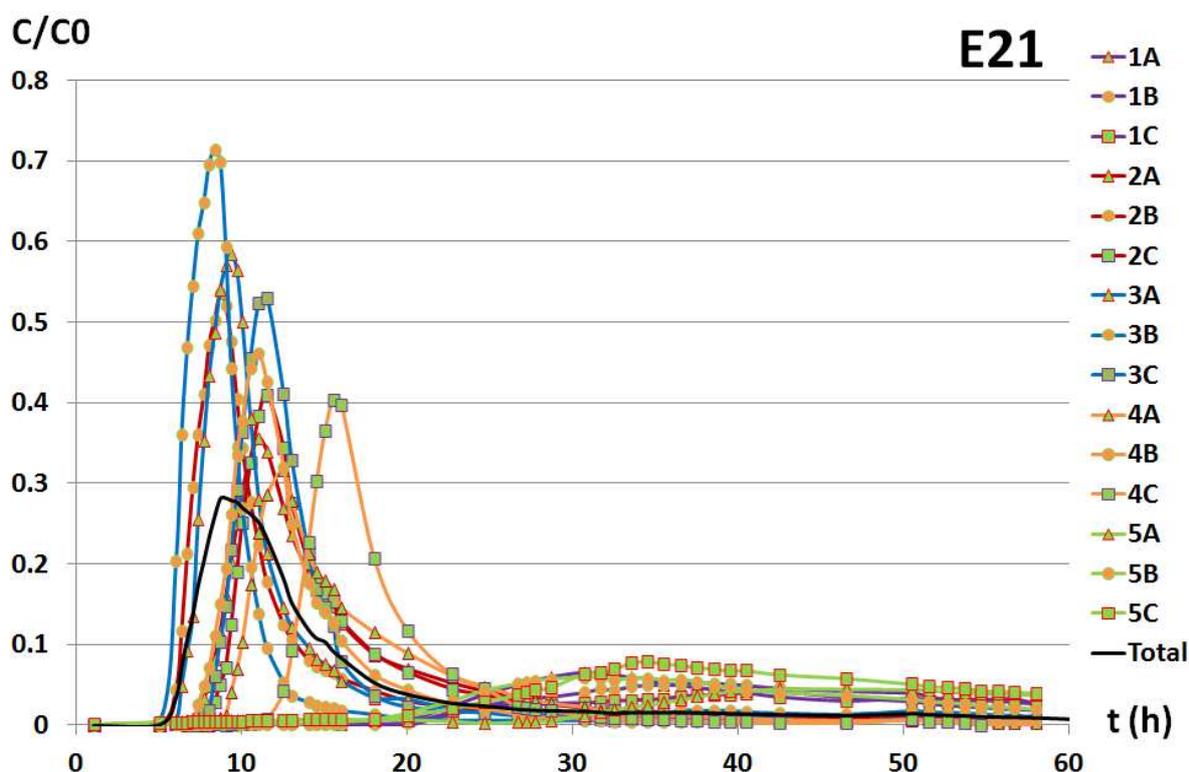


Figure III-21 : Courbe d'élution du soluté de l'essai E21.

Dans l'essai E21 (Figure III-21), le soluté est transféré plus rapidement vers le rang 2 que vers le rang 4 (Tableau III-11). Ceci n'a pas été observé dans l'essai E2. De plus, la proportion relative des temps de séjour des rangs 2 et 4, par rapport à ceux du rang 3, indique une avance dans le transfert de soluté vers le rang 2 (de 1.20 à 1.14) et un retard du transfert de soluté vers le rang 4 (de 1.15 à 1.21) par rapport au transfert de soluté dans le rang 3 (Tableau III-12).

Inversement, nous trouvons également une augmentation de la proportion relative des temps de séjour du rang 1 par rapport du rang 3 qui passe de 2.97 à plus que 3.97 (Tableau III-12), ce qui représente un retard relatif de transfert de soluté vers le rang 1. Ceci montre

que, à l'inverse du développement des écoulements préférentiels, la diminution de la vitesse d'infiltration est défavorable pour le transfert d'eau et de soluté vers le rang 1.

Tableau III-11 : Paramètres caractéristiques des courbes d'élution de l'essai E21, chaque valeur est la moyenne des lignes A, B, et C du même rang (1 à 5).

E21	Rang 1	Rang 2	Rang 3	Rang 4	Rang 5	Total
BM	0.65 ± 0.05	0.96 ± 0.01	0.98 ± 0.03	0.86 ± 0.03	0.75 ± 0.02	0.94
T _{sj} (h)	51.35 ± 2.36	14.77 ± 1.43	12.94 ± 0.65	15.67 ± 1.75	54.24 ± 5.18	18.30
VAR (h ²)	562.3 ± 16.7	101.6 ± 11.3	119.6 ± 28.3	58.0 ± 11.4	665.7 ± 54.2	309.0
σ (h)	23.71 ± 0.35	10.06 ± 0.55	10.83 ± 1.37	7.57 ± 0.78	25.77 ± 1.07	17.58

Tableau III-12: Proportion relative des temps de séjour.

	Rang 1 et rang 3	Rang 2 et rang 3	Rang 4 et rang 3	Rang 2 et rang 4
E2	2.97	1.20	1.15	1.04
E21	3.97	1.14	1.21	0.94
E22	4.56	1.39	1.56	0.89

De même que pour l'essai E21, à la plus faible vitesse d'infiltration, les temps de séjour de l'essai E22 indiquent un transfert plus rapide du soluté vers les rangs 2 et 3 par rapport au rang 4 (Tableau III-13). La diminution de la vitesse d'infiltration implique la diminution de la proportion relative des temps de séjour du rang 2 par rapport à ceux du rang 4, de 1.04 pour l'essai E2 à 0.89 pour l'essai E22 (Tableau III-12). Cette caractéristique montre l'existence du transfert préférentiel du soluté. Cependant, les écoulements préférentiels ne se développent pas clairement vers l'aval de l'interface dans l'essai E22. En effet, la proportion relative des temps de séjour du rang 2 par rapport à ceux du rang 3 remonte de 1.14 à 1.39. Donc, à la plus petite vitesse d'infiltration, l'eau et le soluté s'écoulent favorablement dans le sens vertical (à travers le rang 3).

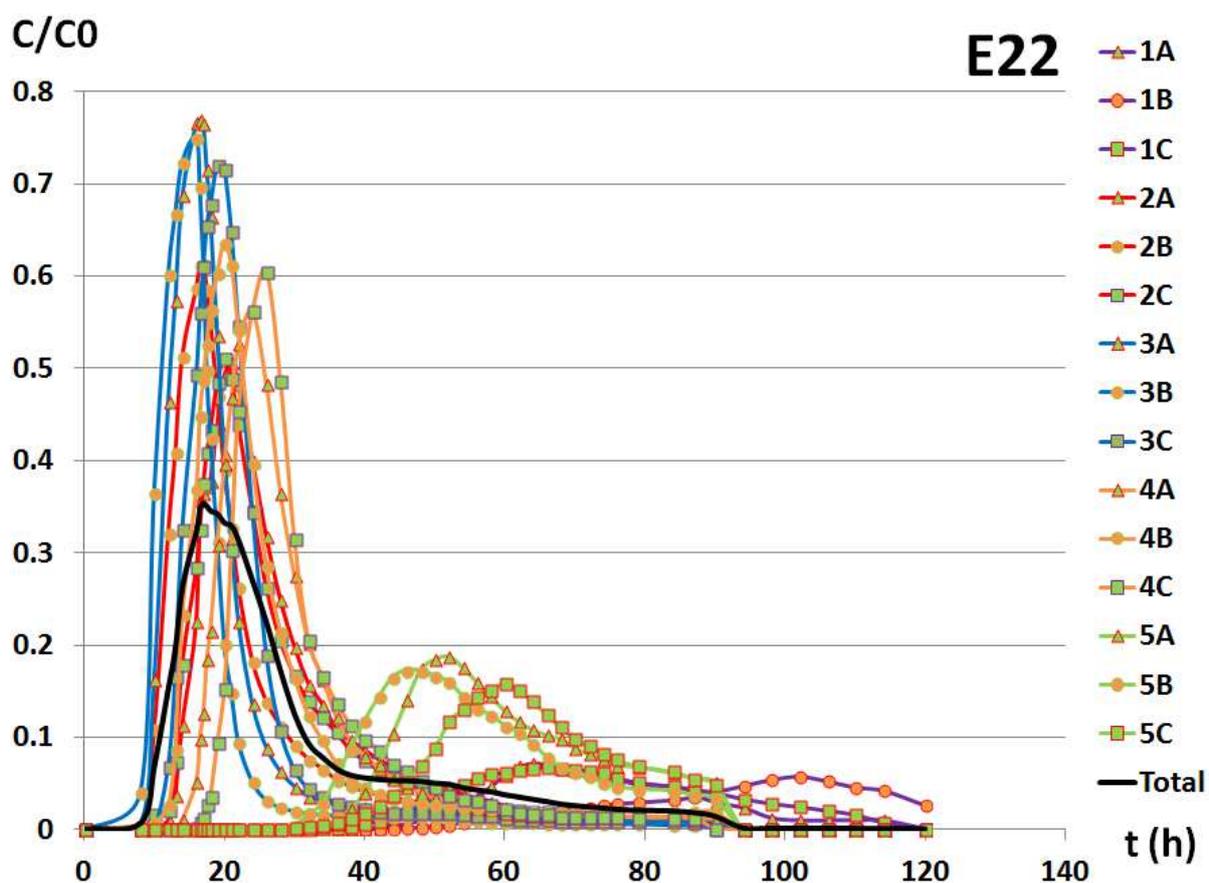


Figure III-22: Courbes d'élution de l'essai E22.

Tableau III-13: Paramètres caractéristiques des courbes d'élution de l'essai E22, chaque valeur est la moyenne des lignes A, B, et C du même rang (1 à 5).

E22	Rang 1	Rang 2	Rang 3	Rang 4	Rang 5	Total
BM	0.32 ± 0.03	0.99 ± 0.00	1.00 ± 0.00	1.00 ± 0.00	0.63 ± 0.04	0.94
T_{sj} (h)	76.21 ± 8.42	23.15 ± 2.45	16.70 ± 1.76	26.00 ± 1.58	56.13 ± 2.82	26.50
VAR (h ²)	260.1 ± 37.4	202.8 ± 1.5	150.9 ± 11.9	194.1 ± 32.5	168.7 ± 12.5	348.1
σ (h)	16.08 ± 1.19	14.24 ± 0.05	12.27 ± 0.48	13.88 ± 1.14	12.98 ± 0.49	18.66

Nous remarquons d'ici que, le transfert d'eau et de soluté dans le lysimètre LUGH dépend fortement de l'histoire hydrique du milieu ainsi que de la quantité d'eau participant au processus d'infiltration. Lorsque le débit d'entrée est assez grand, l'effet de barrière capillaire restreint la pénétration verticale de l'eau à l'interface et donc il se développe une

zone d'accumulation et par conséquent l'eau est déviée. Dans le cas inverse, avec une faible vitesse d'infiltration, le transfert d'eau et de soluté a une tendance au transport préférentiel dans le sens vertical. C'est ce qui explique une chute de la valeur de déviation du centre de gravité de l'eau en sortie, et une diminution du transfert de soluté vers les rangs 1 et 2 dans l'essai E22.

III.3 Conclusion

Le premier résultat issu de l'étude des essais en colonne est la faible fraction d'eau immobile dans celles-ci. La modélisation des écoulements dans les colonnes avec le logiciel HYDRUS 1D montre que le modèle CDE est acceptable pour les essais d'infiltration dans nos matériaux. Ceci nous permet d'appliquer ce modèle pour modéliser les essais 3D en lysimètre avec le logiciel COMSOL. Nous constatons également que le transfert de soluté dépend fortement du volume d'eau total contenu dans la colonne et en même temps de la vitesse d'infiltration ; le soluté s'écoule plus rapidement dans le bimodal que dans le sable. En plus, la valeur de la dispersivité est du même ordre de grandeur que la taille des grains de nos matériaux.

Les capteurs TDR utilisés dans nos expériences permettent bien le suivi de l'évolution de la teneur volumique en eau à l'intérieur du lysimètre. Par ailleurs, l'utilisation de la méthode mixte de mesure de la concentration de soluté en combinant deux méthodes : chromatographie ionique et conductivité électrique, nous permet d'analyser rapidement un grand nombre d'échantillons récupérés par essai. Ainsi le lysimètre LUGH a pu être mis au point et nous a permis le suivi de l'écoulement et du transfert d'un soluté non réactif injecté dans le système après l'établissement du régime permanent.

Les résultats expérimentaux ont démontré l'apparition du phénomène de barrière capillaire et démontré le rôle important des conditions initiales et aux limites du lysimètre dans l'établissement d'écoulements préférentiels. En utilisant quinze sorties différentes, les données expérimentales de traçage de l'écoulement nous permettent d'étudier l'évolution temporelle et spatiale des débits d'eau et des flux de soluté à la base du lysimètre par rapport à une sollicitation à la surface. L'hétérogénéité des débits en sortie, les valeurs des pics de concentration des courbes de percée, les variances et temps de séjour de ces courbes

permettent de préciser le fonctionnement hydraulique du système. Elles permettent de mieux comprendre le rôle de la barrière capillaire sur les écoulements d'eau et de soluté en prenant en compte l'effet induit par l'hétérogénéité structurale du sol et le volume fini du lysimètre.

IV Modélisation des transferts d'eau et de soluté dans le lysimètre LUGH avec le logiciel COMSOL

IV.1 Introduction à la modélisation avec COMSOL

Ce chapitre représente les résultats obtenus avec le code de calcul COMSOL Multiphysique™ version 3.5a ; c'est un code commercial de calcul par éléments finis, pour la simulation des écoulements de l'eau et le transport de solutés (COMSOL AB, 2008). Nous rappelons ici que deux profils, PROF1 et PROF2, ont été choisis pour vérifier le modèle de transport. Ensuite, un test de sensibilité aux différents paramètres du modèle a été effectué afin d'évaluer le rôle de la pente entre les deux couches sur le transfert d'eau et de soluté dans le lysimètre. Tous les essais réalisés dans le lysimètre ont été simulés et analysés à l'aide des modèles COMSOL « Richards'Equation (esvr) », qui utilisent l'équation de Richards pour l'écoulement de l'eau, et par le modèle « Solute Transport (esst) » qui utilise l'équation de convection dispersion pour le transport du soluté. Ces modèles sont disponibles dans le module « Earth Science Module » (Science de la Terre) du logiciel COMSOL. Ce logiciel nous permet de résoudre le système d'équations couplées par le flux d'écoulement et la teneur volumique en eau qui sont des fonctions de l'espace et du temps. Les champs de flux sont calculés en tout point et à tout temps en fonction de la pression capillaire dans la zone non saturée et de la pression de l'eau dans la zone saturée (si elle existe).

COMSOL est un environnement de calcul. Il permet de résoudre des systèmes d'équations aux dérivées partielles non-linéaires, couplées, dépendantes du temps, en 1, 2 ou 3 dimensions par la méthode des éléments finis. Il possède les principales caractéristiques suivantes :

- une interface graphique intuitive permettant de définir l'environnement de calcul ;
- Il facilite le processus de modélisation à tous les niveaux : définition de la géométrie, maillage, paramétrisation de la physique employée, optimisation des paramètres, et visualisation des résultats ;

- la possibilité de décrire des systèmes arbitraires d'équations, avec couplages forts entre équations de nature différente, et,
- une librairie de modèles résolus et modifiables, dans un grand nombre de domaines de la physique (mécanique de fluides, réactions chimiques, électromagnétisme, géophysique, thermique, milieux poreux, etc.).

L'environnement COMSOL possède certaines spécificités très efficaces pour traiter des problèmes non-standards, comme la formulation faible des équations, les couplages non-locaux et les couplages entre des géométries différentes.

Un grand nombre de méthodes numériques de résolution est implémenté dans COMSOL. Il est alors possible pour l'utilisateur de choisir la méthode la plus appropriée pour la solution de son problème : de la géométrie à la solution en passant par les équations ou conditions limites, le type de solveur numérique, ou le système matriciel à résoudre. En effet, COMSOL peut être vu comme un langage de programmation spécialisé pour la résolution des systèmes d'équations aux dérivées partielles.

IV.2 Construire les modèles COMSOL

Dans notre étude, la simulation directe de l'écoulement couplé eau-soluté dans le lysimètre LUGH est fondée sur trois points, à savoir :

- Les propriétés hydrodynamiques non saturées des matériaux (le sable et le bimodal),
- La forme 3D du lysimètre avec les positions exactes de la zone d'alimentation et des sorties au fond du lysimètre, et
- La répartition des matériaux (pour le profil PROF2).

Pour la vérification du modèle, deux essais expérimentaux E1 et E2, respectivement correspondant aux profils PROF1 et PROF2, ont été simulés et analysés. Puis pour les tests de sensibilité, cinq profils hétérogènes ont été supposés, correspondant aux cinq angles différents de la pente : 14°, 10.5°, 7°, 3.5° et 0°.

IV.2.1 Equations du modèle COMSOL

La simulation d'un essai est réalisée de la manière suivante :

- D'abord, on résout l'équation de Richards (état transitoire) pour l'écoulement de l'eau dans la zone non saturée depuis le début de l'alimentation en eau jusqu'à l'obtention du régime permanent.
- Puis, on utilise ces résultats du champ d'écoulement en tant que condition initiale (à nouveau le temps est remis à zéro, $t = 0$) dans les calculs pour le transfert de soluté en régime transitoire.

L'idée de la simulation est donc, dans une première étape, de créer un champ d'écoulement approprié à l'état d'équilibre que l'on puisse maintenir constant pendant la simulation ultérieure de transfert de soluté. La résolution simultanée des deux équations sera présentée plus loin ci-dessous.

La simulation de l'écoulement de l'eau dans le lysimètre est représentée par l'équation de Richards (COMSOL AB, 2008) qui est appliquée pour les flux non saturés avec les paramètres de van Genuchten-Mualem (voir le chapitre I, I.1.3.5), écrite sous la forme :

$$\delta_{ts}[C + SeS] \frac{\partial p}{\partial t} + \nabla \cdot \left[-\frac{\kappa}{\eta} k_r \nabla (p + \rho_f g D) \right] = Q_s \quad (4-1)$$

où : δ_{ts} est le coefficient de temps-échelle, $\delta_{ts} = 1$,

C est la capacité capillaire, $C = \partial \theta / \partial H_p$,

où, H_p est la charge de pression, $H_p = p / (\rho_f g)$,

Se est la saturation effective, $Se = 1 / (1 + |\alpha H_p|^n)^m$ avec $H_p < 0$, $m = 1 - 1/n$,

S est le coefficient de stockage, $S = \theta_s - \theta_r$,

p est la pression de l'eau,

κ est le tenseur de perméabilité, $\kappa = K \eta / (\rho_f g)$, avec K est la conductivité hydraulique,

η est la viscosité dynamique,

k_r est la perméabilité relative, $k_r = Se^l [1 - (1 - Se^{1/m})^m]^2$

ρ_f est la densité du fluide, $\rho_f = 1000 \text{ kg m}^{-3}$,

g est l'accélération de la pesanteur, $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$,

D est la côte d'altitude,

Q_s est une source de fluide, dans notre étude $Q_s = 0$.

Le transfert de soluté dans la zone non saturée est représenté par l'équation de convection-dispersion (COMSOL AB, 2008) :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta c) + \frac{\partial}{\partial t}(\rho_b c_p) + \frac{\partial}{\partial t}(a_v c_G) + \nabla \cdot [-\theta D_{LG} \nabla c + \mathbf{u}c] = R_L + R_P + R_G + S_{ci} \quad (4-2)$$

Ici, c , c_p , et c_G représentent pour un traceur donné connu, respectivement, la concentration dans le liquide (masse par volume de liquide), la concentration adsorbée sur des particules solides (masse par unité de poids sec du solide), et la concentration dans le gaz. L'équilibre chimique du transport dans le milieu poreux utilise la fraction volumique de liquide θ , la masse volumique sèche ρ_b de solide et la fraction volumique de gaz a_v . La tenseur de dispersion hydrodynamique liquide-gaz, D_{LG} , et le vecteur directionnel de vitesses, \mathbf{u} , déterminent où le soluté se déplace et diffuse. D_{LG} représente les mécaniques d'étalement de liquide autour des particules solides, de diffusion moléculaire dans le liquide et de volatilisation dans la phase gazeuse. R_L , R_P , et R_G sont les réactions dans les phases liquides, solides et gazeuses. Les autres sources du soluté, S_{ci} indiquent les concentrations c_q dans le liquide en entrée ou en sortie, Q_s , ainsi que des sources arbitraires de soluté dissous S_o .

IV.2.2 Géométrie et conditions aux limites

La partie la plus importante dans la définition du domaine d'écoulement est la représentation correcte du fond du lysimètre qui joue le rôle de système à drainage libre. La jonction entre le fond du lysimètre avec chaque bloc en béton a une forme d'une pyramide tronquée régulière inversée. Pour décrire exactement la forme des blocs en béton au fond du lysimètre LUGH, la géométrie utilisée dans la simulation a été dessinée avec COMSOL, version 4.0, puis, elle a été importée dans la version 3.5a (en effet, l'interface graphique de dessin de la version 4.0 est plus performante que celle de la version 3.5a). Le fond du lysimètre est le même dans tous les profils de sols simulés.

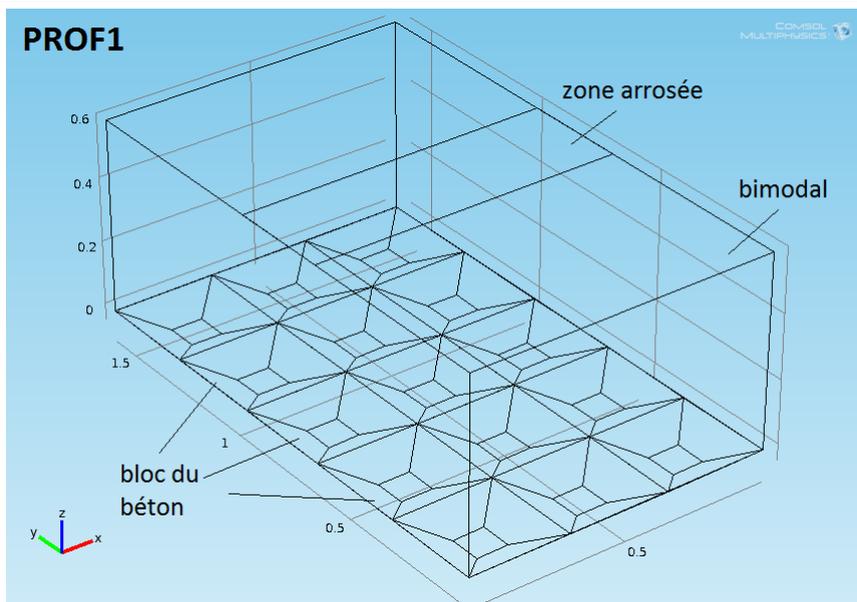


Figure IV-1 : Géométrie du domaine d'écoulement de PROF1 utilisée dans le COMSOL.

Le profil PROF1 est représenté par le fond du lysimètre et un parallélépipède ($0.96 \times 1.6 \times 0.6 \text{ m}^3$) composé de bimodal. L'emplacement de la surface d'infiltration est indiqué par un rectangle ($0.96 \times 0.32 \text{ m}^2$) qui est situé sur le rang 3 (Figure IV-1).

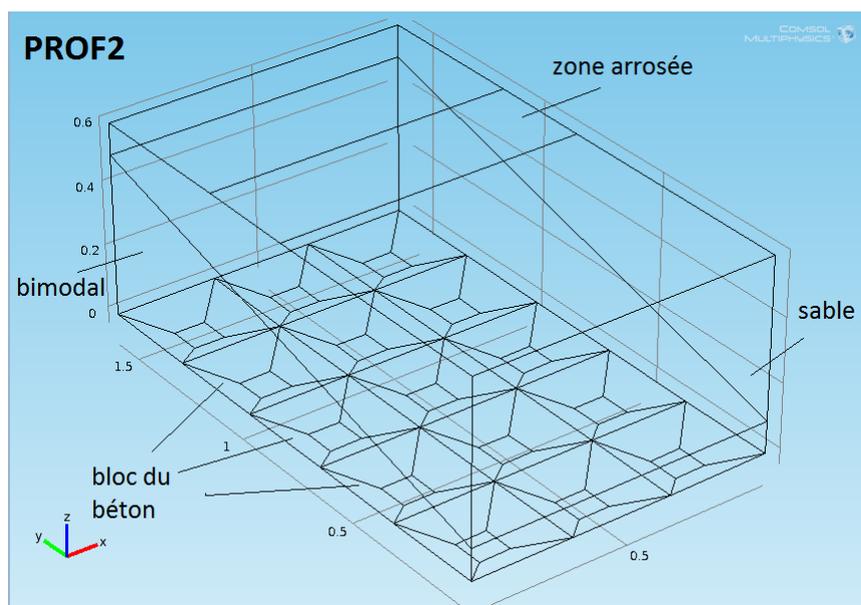


Figure IV-2 : Géométrie du domaine d'écoulement de PROF2 utilisée dans le COMSOL.

Le profil PROF2 est représenté par le fond du lysimètre et deux blocs identiques qui sont empilés en forme un parallélépipède ($0.96 \times 1.6 \times 0.6 \text{ m}^3$). L'angle d'inclinaison de la pente d'interface entre les deux matériaux est égal à 14° . Le bloc inférieur est composé de

matériau bimodal, et le bloc supérieur est composé de sable. L'emplacement de la surface d'infiltration est indiqué par un rectangle ($0.96 \times 0.32 \text{ m}^2$) qui est situé à cheval sur les rangs 3 et 4 (vers l'amont de la pente) (Figure IV-2).

Les conditions aux limites hydriques pour les deux profils, PROF1 et PROF2, sont :

- Le flux uniforme d'alimentation, $u_1 = 3.617 \text{ e-5 m s}^{-1}$,
- La condition limite inférieure dans le lysimètre est précisée par les flux négatifs appliqués aux carrés (les petites bases des pyramides tronquées inversées régulières) qui assurent un drainage libre :

$$N_0 = -Ks_{esvr} \cdot kr_{esvr} \quad (4-3)$$

où Ks_{esvr} est la conductivité hydraulique à saturation,

kr_{esvr} est la perméabilité relative calculée par COMSOL.

- Le reste du fond, de la surface supérieure non alimentée, ainsi que les quatre parois latérales du lysimètre sont à flux nul imposé.

Pour le transfert de soluté, les conditions aux limites sont les suivantes :

Le soluté est appliqué sur la surface d'alimentation avec un flux constant :

$$N_0 = 1e6[m/s] * (-c + 1) * (t \geq 0) * (t < \delta t) \quad (4-4)$$

L'équation (4-4) représente le créneau de soluté, avec c entre $t = 0$ et $t = \delta t$ où δt est la durée de créneau. La constance « $1e6 [m/s]$ » est la grandeur de la vitesse qui met en œuvre la condition de « stiff-spring » et ne devrait pas être interprétée comme une vitesse physique (COMSOL AB, 2010).

- Les flux d'advection sont imposés sur les carrés (les petites bases des pyramides tronquées inversées régulières) au fond du lysimètre.
- Les autres faces ont un flux nul.

Le plan de contact entre deux matériaux dans le profil PROF2 est une frontière interne. Une condition de continuité de pression et de concentration est alors définie sur cette surface.

IV.2.3 Maillage par éléments finis dans COMSOL

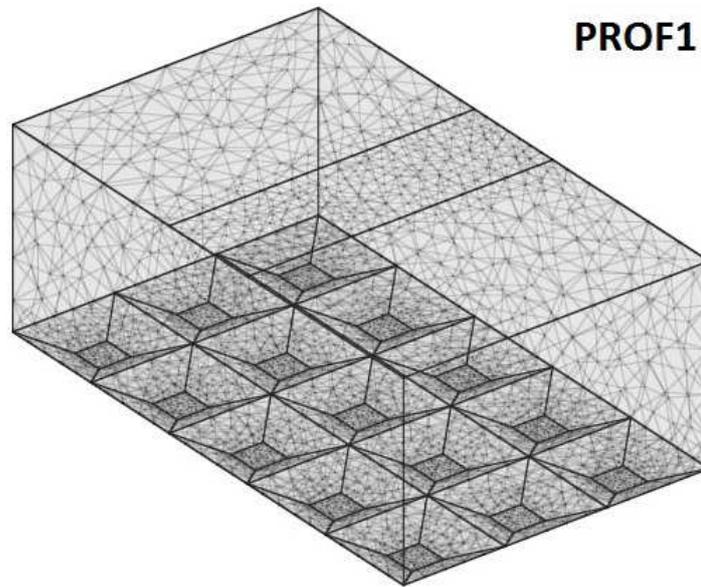


Figure IV-3 : Maillage par éléments finis du profil PROF1 dans COMSOL (29300 éléments).

Le domaine d'écoulement est maillé avec des éléments tétraédriques. Une attention particulière a été donnée au maillage de la zone d'alimentation, des carrés de fond du lysimètre et à l'interface entre les deux matériaux (pour le profil PROF2). Dans ces zones, le maillage est divisé finement. Le nombre total d'éléments influence le temps de calcul. Plusieurs maillages ont été testés afin de diminuer les temps de calcul sans influencer la précision des résultats. Dans notre étude, il y a 29300 éléments pour le profil PROF1 (Figure IV-3) et 37100 pour le profil PROF2 (Figure IV-4).

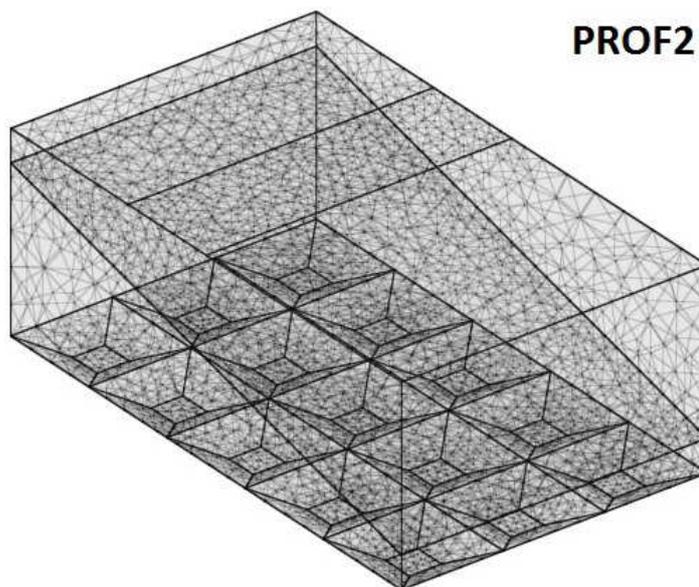


Figure IV-4 : Maillage par éléments finis du profil PROF2 dans COMSOL (37100 éléments).

IV.2.4 Stratégie de simulation

Les étapes de simulation pour chaque modèle sont :

- **Etape 1. Simulation du régime stationnaire d'écoulement de l'eau :** Cette étape nous permet de définir la condition initiale hydrique pour la simulation avec le traceur, ainsi que les lignes de courant, les champs de pression, teneur volumique en eau et vitesse en fonction de l'espace. Ces informations sont inchangées dans les calculs suivants.
- **Etape 2. Simulation transitoire de la phase d'alimentation en soluté de $t=0$ à $t=\delta t$:** Dans cette étape, les résultats de l'étape 1 sont utilisés comme condition initiale. Le temps est réinitialisé à $t=0$. Le flux de soluté est décrit par les équations de (4-1) à (4-4).
- **Etape 3. Simulation transitoire de la phase de lessivage et de redistribution du soluté :** Après la fin du créneau de soluté, l'alimentation en eau continue jusqu'à $t = 10 \times \delta t$.

IV.3 Résultats

IV.3.1 Simulation des essais expérimentaux E1 et E2

La simulation numérique des essais E1 et E2 a été conduite en supposant une symétrie des conditions initiales et aux limites dans le sens de la largeur de lysimètre LUGH. Par conséquent, les résultats de la simulation des sorties placées sur les séries A, B et C sont identiques. Les courbes d'éluion simulées de la ligne B sont calculées sur 9 heures à partir de l'application du traceur. Le soluté élué est obtenu par intégration de la répartition des concentrations calculées traversant la surface des carrés au fond du lysimètre. Leurs résultats ont été alors comparés pour les cinq rangs (rangs 1, 2, 3, 4, et 5) avec la moyenne des courbes d'éluion expérimentales (moyenne des lignes A, B, et C).

IV.3.1.1 Comparaison des résultats expérimentaux et simulés de l'essai E1

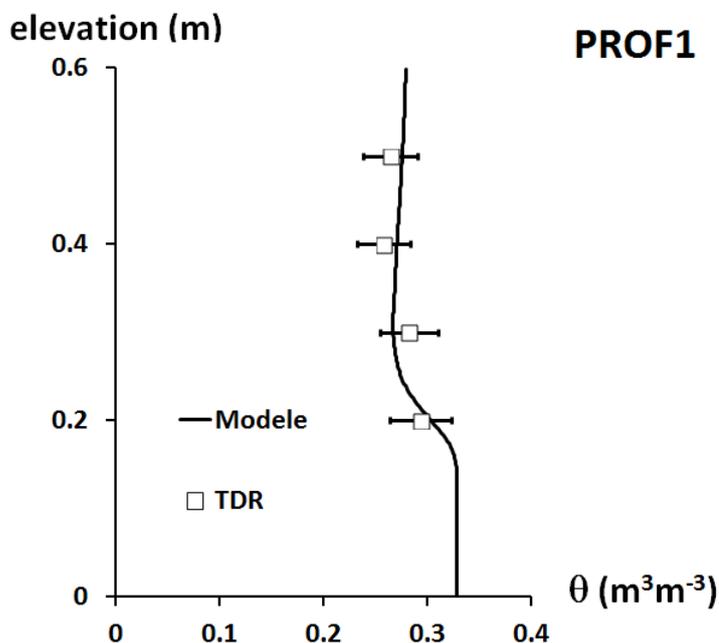


Figure IV-5 : Comparaison de la teneur volumique en eau simulée (courbe) et mesurée (points, $\pm 0.03 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$) pour le profil hydrique vertical au centre de LUGH (rang 3).

En régime stationnaire, la modélisation numérique E1 a été vérifiée en comparant les données modélisées aux mesures de la teneur volumique en eau obtenue par les sondes TDR. Les résultats (Figure IV-5) montrent que les valeurs simulées de la teneur volumique en eau sont assez proches des valeurs expérimentales. Le profil hydrique calculé (Figure IV-5)

présente une zone saturée à la base du lysimètre. Cette zone correspondant à l'accumulation de l'eau au fond du lysimètre sera étudiée plus en détail dans les paragraphes suivants.

Les résultats de modélisation des courbes d'éluion de l'essai E1 sont dans le même ordre de grandeur, et présentent les mêmes variations et formes que les courbes mesurées sur les cinq rangs (Figure IV-6). Ceci nous permet de valider l'utilisation couplée de l'équation de Richards et de l'équation de convection-dispersion dans l'étude de l'écoulement de l'eau et du transfert de soluté dans le modèle PROF1. Ce système d'équations permet, avec robustesse, de reproduire le comportement hydrodynamique et hydrodispersif dans le lysimètre.

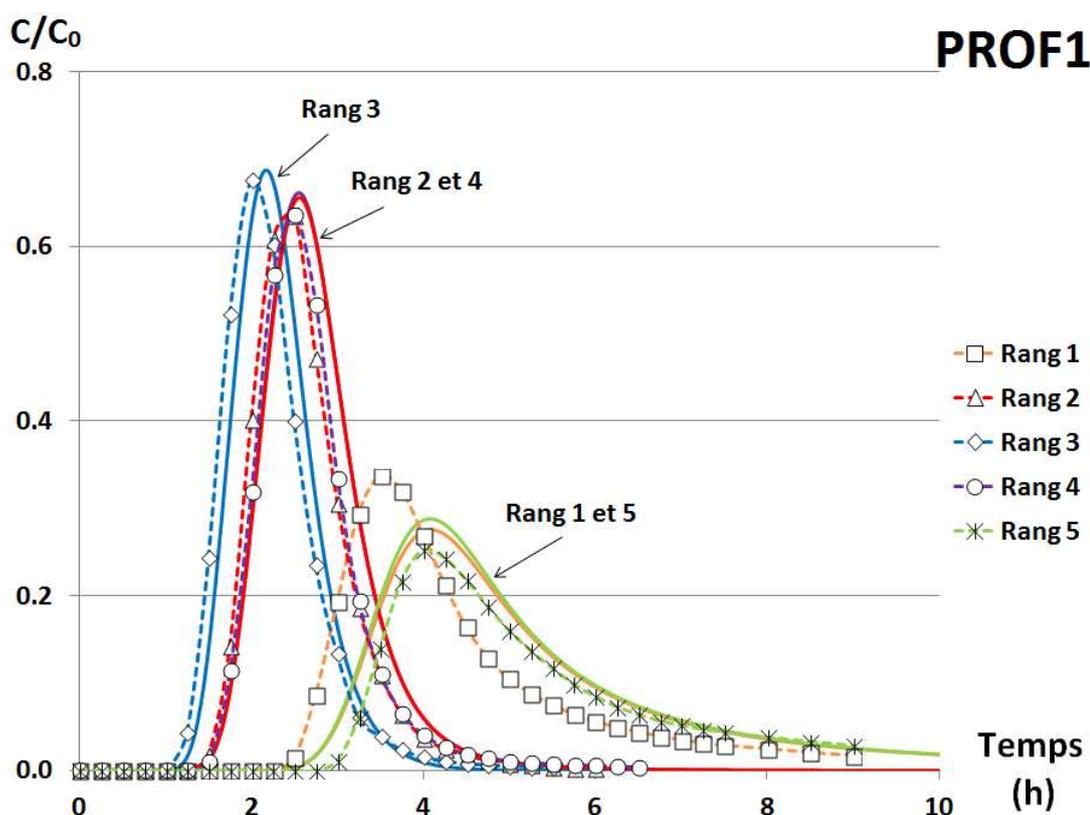


Figure IV-6 : Courbes d'éluion de l'ion bromure mesurées (pointillés) et simulées (lignes) pour l'essai E1 ; chaque courbe correspond à la moyenne des lignes A, B et C des rangs de 1 à 5.

Les résultats numériques fournissent le champ de la teneur volumique en eau et le champ vectoriel de flux darcien qui nous permettent d'étudier les processus de transfert

d'eau et de soluté dans le lysimètre LUGH. Nous constatons que les flux verticaux dominent avec des vitesses élevées en dessous de la zone d'alimentation. Le trajet de l'écoulement est presque vertical et les lignes de courant ne sont déviées qu'à proximité du fond du lysimètre (rangs 2 à 4, Figure IV-7). Les flux latéraux, prépondérants dans les rangs latéraux (rangs 1 et 5) sont faibles, très déviés et dispersifs. Ceci explique la nette différence observée entre les courbes d'éluion des rangs 2 à 4, au centre, et celles des rangs 1 et 5, des côtés.

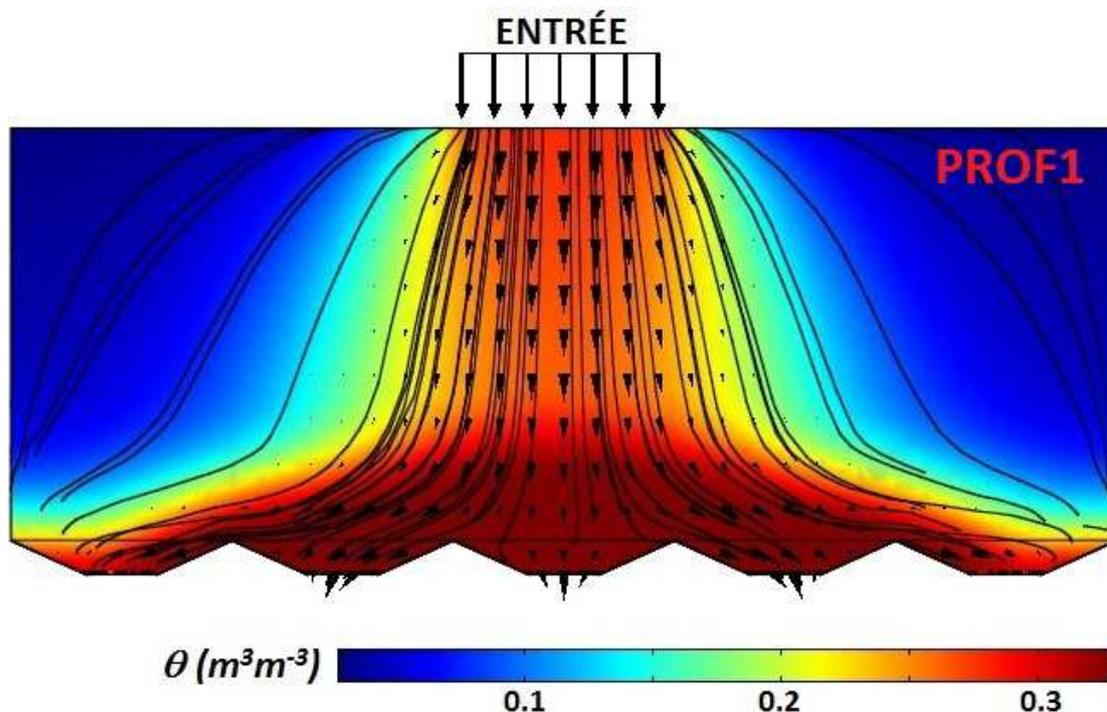


Figure IV-7 : Distribution de la teneur volumique en eau, lignes de courant et champ vectoriel de flux darcien (flèches) pour l'essai E1.

La condition limite inférieure est une condition de drainage libre. Mais l'eau n'est drainée que lorsque le sol atteint la saturation et qu'une certaine quantité d'eau s'est accumulée au dessus. Cette zone d'accumulation se développe progressivement, et à l'état permanent d'écoulement, elle est plus importante au centre du lysimètre et décroît vers les extrémités induisant ainsi un retard dans le transport du soluté. Cet effet est dû à la géométrie finie du lysimètre et n'existe pas sur le terrain où l'eau peut s'écouler librement en profondeur.

IV.3.1.2 Comparaison des résultats expérimentaux et simulés de l'essai E2

De manière analogue au cas E1, les teneurs volumiques en eau calculées ont été comparées aux mesures TDR mais contrairement au cas précédent, les valeurs simulées de l'essai E2 sont surestimées dans le sable et sont sous-estimées dans le bimodal par rapport aux résultats des sondes TDR (Figure IV-8). Cette différence s'explique par la sensibilité des sondes TDR. En effet, la distance entre les deux tiges des sondes TDR étant de 5 cm, on peut supposer que la mesure de θ est effectuée sur volume d'influence de la sonde de l'ordre 5 à 10 cm de diamètre autour des tiges. Cette sensibilité ne permet pas de détecter le contraste de teneur volumique en eau à l'interface entre les deux matériaux ni l'existence d'une zone d'accumulation d'eau sous forme d'un film d'eau plus ou moins épais du côté du sable. Toutefois, les résultats des sondes TDR de l'essai E2 montrent bien l'existence d'une zone d'accumulation d'eau à l'interface entre les deux matériaux : la teneur volumique en eau dans le sable est plus grande que la teneur volumique en eau dans le bimodal le long de l'interface (Figure IV-8).

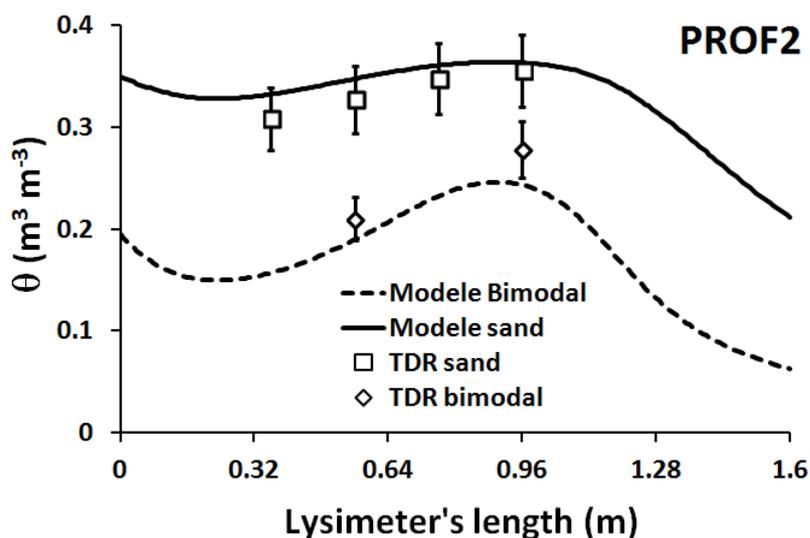


Figure IV-8 : Comparaison de la teneur volumique en eau simulée (courbe) et mesurée (pointillé, $\pm 0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) pour le profil hydrique horizontal au centre de LUGH (le long de la ligne B).

La Figure IV-9 compare les concentrations relatives des courbes d'éluion mesurées et calculées de l'essai E2 pour tous les cinq rangs (rangs 1, 2, 3, 4, et 5). Nous rappelons que les paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs ont été optimisés à partir du modèle PROF1

(milieu homogène du bimodal) pour des conditions de transfert d'eau et de soluté différentes au cas E2. Néanmoins, les résultats de E2 montrent une bonne simulation pour les sorties en amont de la pente (rangs 3, 4, et 5) et un peu plus de retard (temps de séjour plus longs) pour les deux sorties en aval (rangs 1 et 2). L'incertitude obtenue sur les dispersivités α_1 , α_2 , et α_3 , comme sur le paramètre de tortuosité peut être donc relativement importante. De plus, elle se surimpose à l'incertitude sur les autres paramètres du modèle : 10 paramètres (θ_r , θ_s , α , n , K_s pour l'eau et α_1 , α_2 , α_3 , τ_L et D_o pour le soluté) et pour deux matériaux différents. Dans notre étude, les résultats simulés sont acceptables et ils nous permettent de reproduire le comportement hydrodynamique et hydrodispersif du modèle PROF2 du lysimètre LUGH.

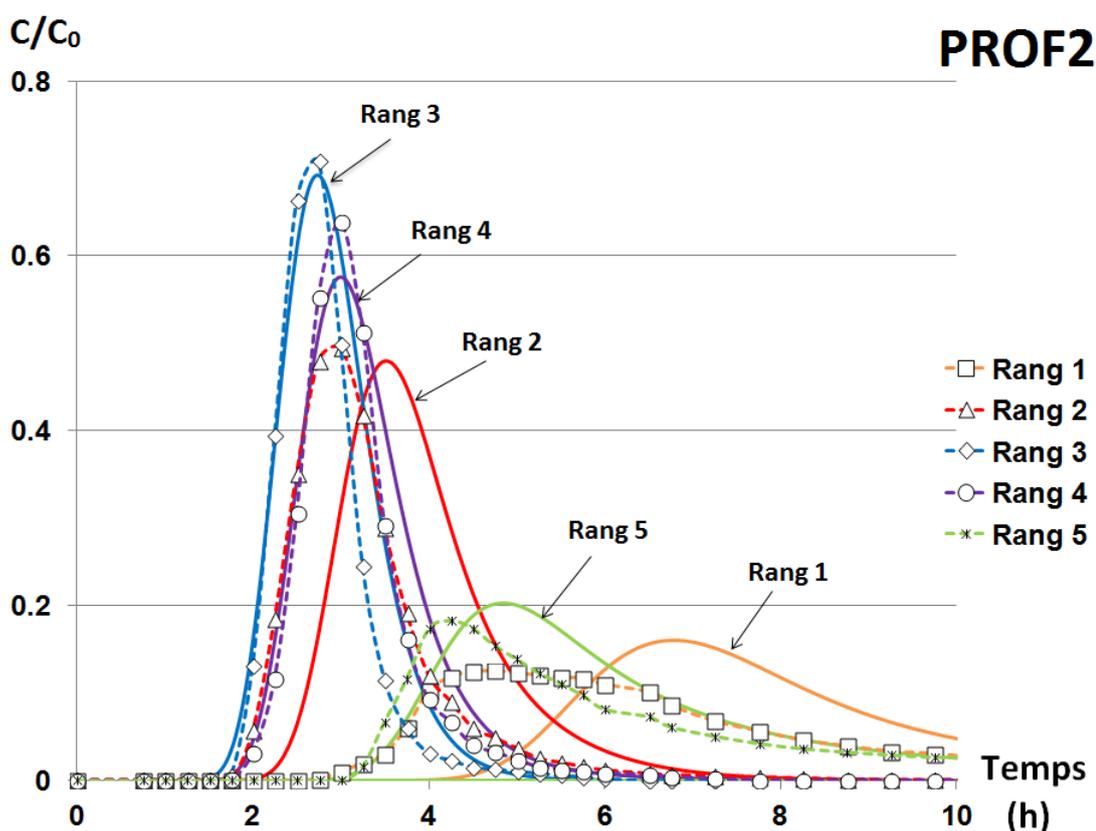


Figure IV-9 : Courbes d'élution de l'ion bromure mesurées (points) et simulées (lignes) (à droite) pour l'essai E2 ; chaque courbe correspond à la moyenne des lignes A, B et C du même rang de 1 à 5.

La distribution de la teneur volumique en eau et le champ vectoriel de flux darcien du modèle numérique PROF2 nous permet d'étudier en détail les processus de transfert d'eau

et de soluté dans le lysimètre LUGH. La distribution de la teneur volumique en eau dans E2 montre l'existence d'une barrière capillaire qui est à l'origine de l'accumulation de l'eau à l'interface entre les deux matériaux (Figure IV-10). En effet, une partie de l'écoulement de l'eau et du soluté dans la couche de sable est dévié le long de la pente, ce qui génère un flux préférentiel le long de l'interface.

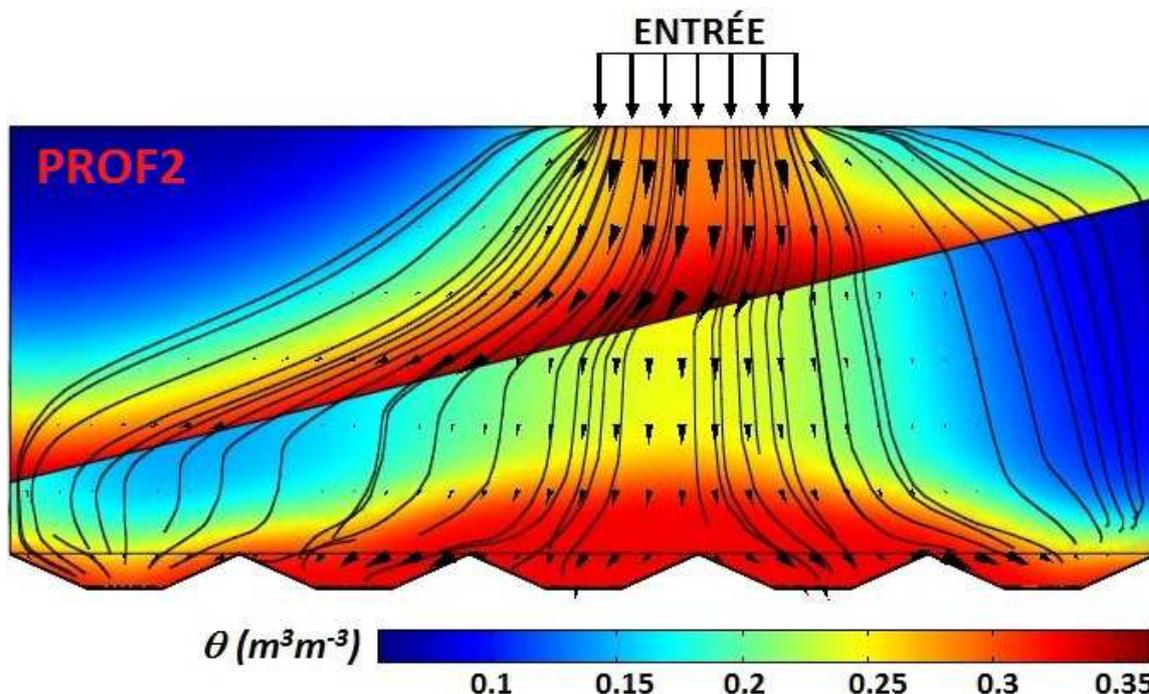


Figure IV-10 : Distribution de la teneur volumique en eau, θ ($m^3 m^{-3}$), champ vectoriel de flux darcien (flèches) et lignes de courant (courbes) en régime stationnaire pour l'essai E2.

Lorsque l'eau arrive à l'interface entre les deux matériaux, elle est accumulée dans le sable, avec une augmentation locale de la pression capillaire, avant de pénétrer le milieu bimodal. La forme de la zone d'accumulation sur le plan incliné se développe progressivement vers l'amont et l'aval de la zone d'alimentation de manière asymétrique sous l'effet des effets gravitaires et capillaires. En dessous de l'interface, le contraste hydrodynamique entre les deux matériaux limite la teneur volumique en eau dans le milieu bimodal et l'écoulement reprend la direction verticale. De plus, la vitesse d'écoulement, comme indiqué par le champ vectoriel de flux (Figure IV-10), est beaucoup plus faible dans le milieu bimodal.

L'eau et le soluté sont alors dispersés et repartis sur presque tout le volume de la zone du bimodal. Le trajet d'écoulement depuis la source (l'alimentation) est donc prolongé par l'effet de la pente et le temps de séjour du soluté augmenté par rapport à l'essai E1 (Figure IV-9). A la base du lysimètre, l'eau s'accumule de manière similaire au cas de l'essai E1 mais en quantité moins importante.

Pour mieux comprendre le comportement de l'eau dans le lysimètre, l'évolution de la charge de pression et de la teneur volumique en eau sous la surface d'alimentation sont représentées dans la Figure IV-11. Au niveau $z = 0.34$ m, on observe une discontinuité des variables qui correspond à la position de l'interface. Nous constatons que le phénomène d'accumulation a lieu à la fois à l'interface entre deux matériaux (à $z = 0.34$ m) et au fond du lysimètre (comme pour l'essai E1). Cependant, la teneur volumique en eau dans le sable n'atteint pas l'état saturé (le maximum est $0.363 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ tandis que la teneur volumique en eau à saturation du sable est $0.377 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$). Pour le profil PROF2, dans le bimodal, la hauteur de la zone saturée du fond du lysimètre est de 0.045 m contre 0.153 m du PROF1 (voir Figure IV-5).

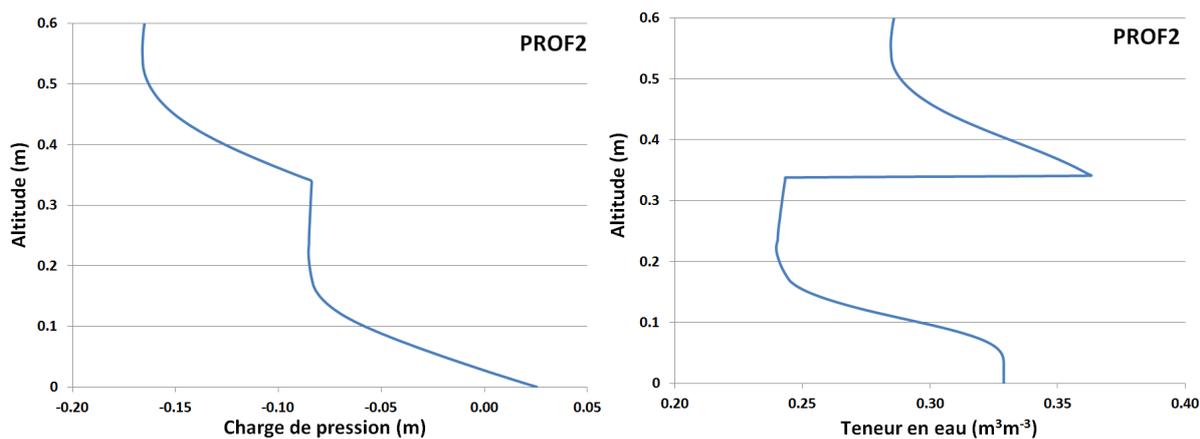


Figure IV-11 : Profil de charge de pression (à gauche) et de teneur volumique en eau (à droite) au-dessous la zone d'alimentation.

Le transfert de soluté suit le cheminement de l'eau. Comme dans le cas de l'essai E1, dans l'essai E2, le soluté est tout d'abord transféré à travers le sable de manière symétrique par rapport à la surface d'alimentation. Ensuite, le panache de soluté est déformé par la présence de la barrière capillaire et de la pente de l'interface (Figure IV-12). Après la fin du créneau de soluté ($t = 0.75$ h), la quantité de soluté présent dans le sable est poussée par

l'eau ($t > 0.75$ h). Le transfert préférentiel dans le lysimètre est représenté par la zone du panache la plus concentrée se déplaçant le long de l'interface. Dans les deux cas, E1 et E2, les volumes de soluté injectés et les vitesses d'entrée de l'eau et du soluté sont identiques. L'évolution temporelle des profils de concentration relative, C/C_0 , du profil PROF2 montrent un léger retard par rapport celle du profil PROF1. Le panache de soluté du profil PROF1 est plus allongé selon la direction verticale par rapport au panache obtenu du profil PROF2. A l'inverse, en fonction de temps, la dispersion horizontale du PROF2 est plus importante et la profondeur de pénétration moindre que les cas du profil PROF1.

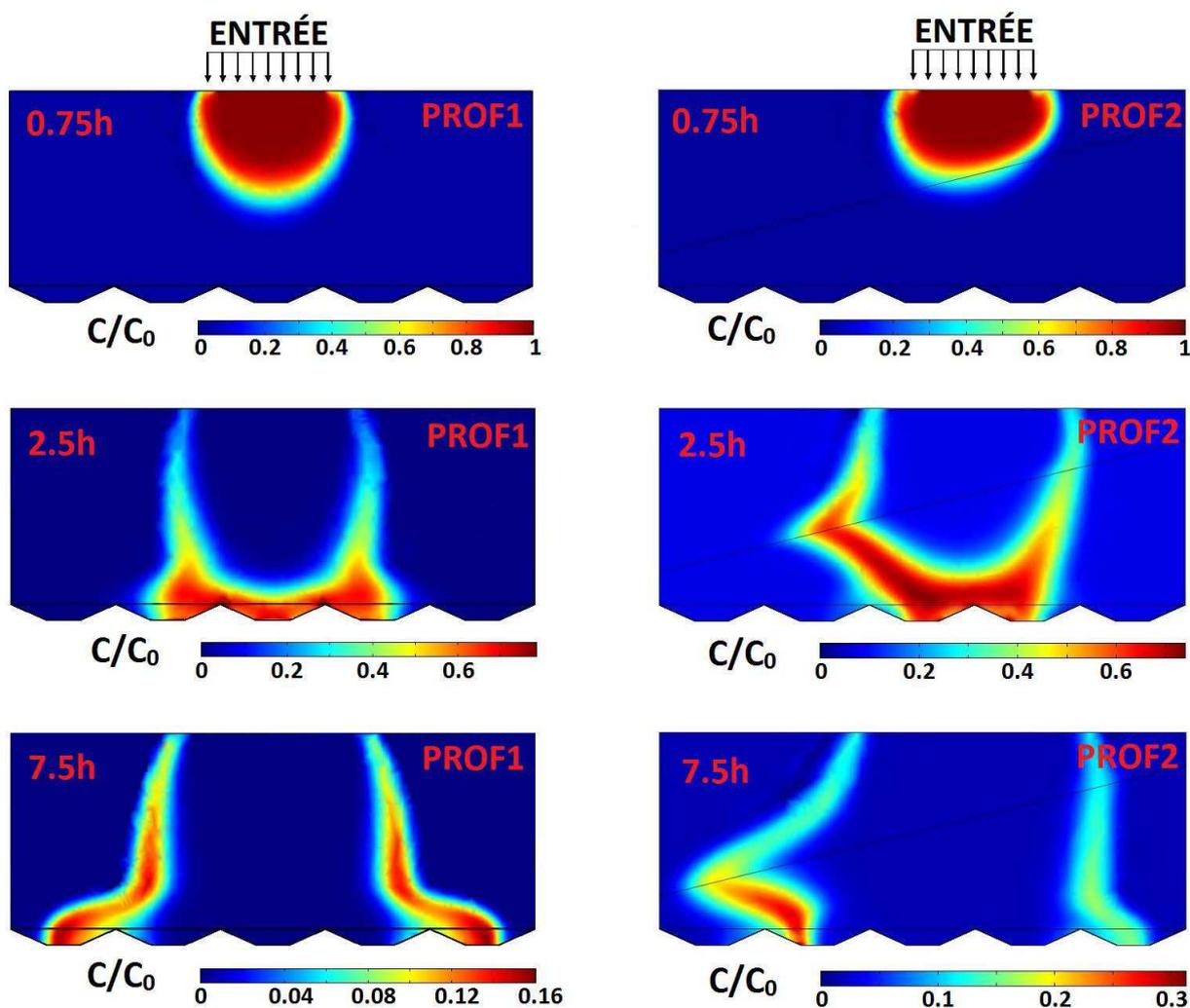


Figure IV-12 : Processus de diffusion du soluté dans l'essai E1 (PROF1) et E2 (PROF2).

IV.3.2 Test de la sensibilité

IV.3.2.1 Effet de fond

Une étude numérique faisant varier les dimensions du système tend à démontrer l'impact de l'effet de fond en fonction de la géométrie du lysimètre et de la vitesse d'infiltration. En nous appuyant sur les données du profil PROF1, trois cas homogènes de milieu bimodal ont été analysés avec une zone d'alimentation au centre, comme pour l'essai E1 :

- En prolongeant la longueur du lysimètre de 0.32 m, ce qui revient à considérer un rang plus de chaque côté. Le but est d'évaluer l'impact de la position des parois de lysimètre LUGH sur la zone d'accumulation : profil PROF11.
- En augmentant la hauteur de sol de 0.6 m (doublement de la hauteur de sol) pour évaluer l'impact de la profondeur sur la zone d'accumulation d'eau : profil PROF12.
- En effectuant simultanément les deux modifications ci-dessus (c'est-à-dire en doublant la hauteur et en ajoutant deux rangs supplémentaires) afin d'évaluer l'impact combiné de ces deux paramètres sur la zone d'accumulation d'eau : profil PROF13.

L'objectif de cette étude est de vérifier si les écoulements latéraux sont interceptés par les parois latérales ou s'ils prennent place seulement au fond du lysimètre. De même, il est intéressant d'étudier quelle est la taille idéale du lysimètre LUGH vis-à-vis de l'accumulation d'eau au fond.

Impact de la taille du lysimètre sur l'effet de fond

Les trois profils, PROF 11, 12 et 13 sont étudiés avec la même vitesse d'infiltration de l'essai E1. Lorsque l'état permanent est établi, le champ de teneur volumique en eau et le champ vectoriel de flux darcien de ces trois cas a été comparé avec ceux du modèle numérique de l'essai E1.

D'abord, nous trouvons que les résultats du profil PROF11 (Figure IV-13) sont assez similaires des résultats du profil PROF1 (Figure IV-7). En effet, les profils hydriques coïncident dans la section verticale au centre (Figure IV-16) ainsi que sur la partie centrale du fond (Figure IV-17) du lysimètre. En revanche, pour le cas PROF11, l'eau n'atteint pas les deux

sorties supplémentaires latérales. Les teneurs volumiques en eau sont très faibles aux extrémités pour le cas PROF11 et la somme des débits en sortie des deux rangs supplémentaires est très faible et négligeable (environ 1% du débit total). Ceci montre que la zone d'accumulation d'eau au fond du lysimètre LUGH est pratiquement indépendante du prolongement de la longueur du lysimètre. L'effet des parois n'est pas très important lorsque l'on s'intéresse à l'écoulement central. Donc, la longueur actuelle de LUGH (1.6 m) est satisfaisante pour nos expériences.

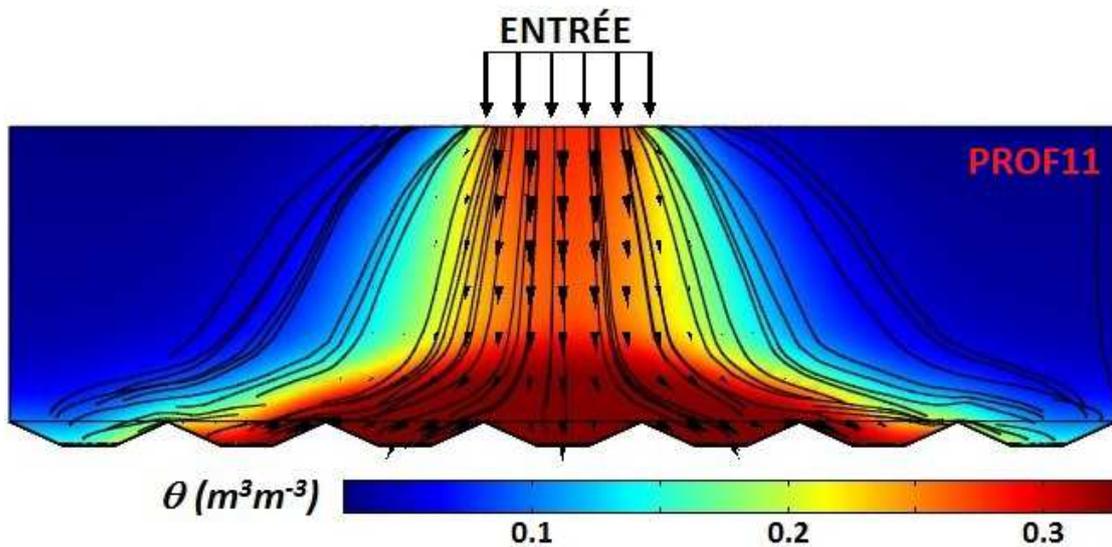


Figure IV-13 : Distribution de la teneur volumique en eau, $\theta (m^3 m^{-3})$, champ vectoriel de flux darcien (flèches) et lignes de courant (courbes) en régime stationnaire pour le profil PROF11 (longueur augmentée de deux sorties supplémentaires).

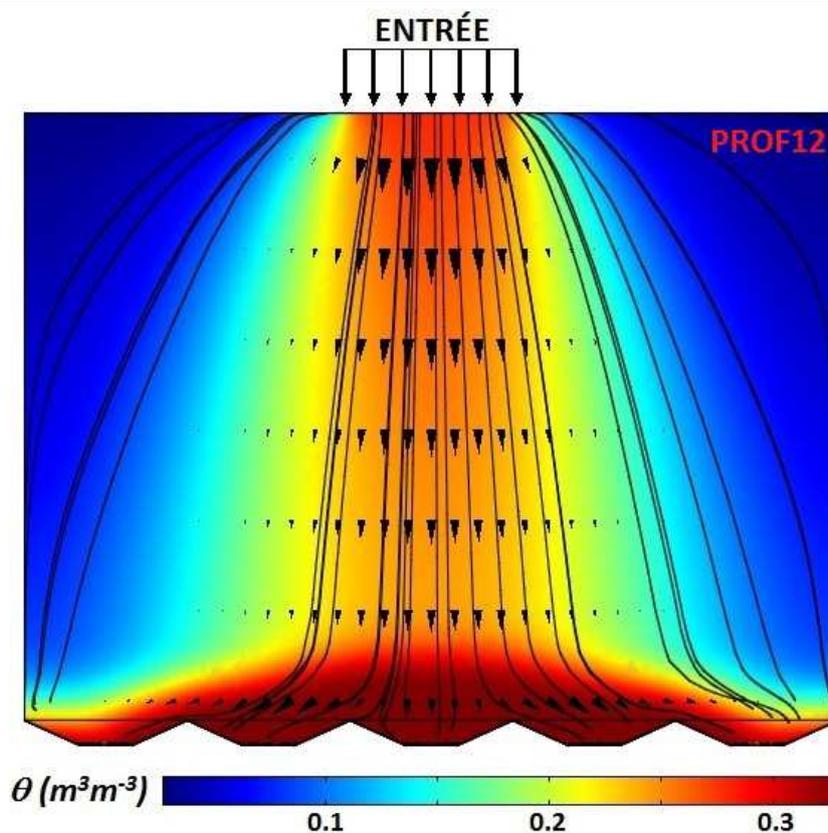


Figure IV-14 : Distribution de la teneur volumique en eau, $\theta (m^3 m^{-3})$, champ vectoriel de flux darcien (flèches) et lignes de courant (courbes) en régime stationnaire pour le profil PROF12 (doublement de la hauteur de sol).

L'augmentation de la hauteur du lysimètre, profil PROF12, n'influence pas fortement la zone d'accumulation d'eau au fond (Figure IV-14). Les écoulements dans ce cas sont essentiellement verticaux. Pour les profils hydrauliques dans la section verticale au centre, les teneurs volumiques en eau à la surface et au fond du lysimètre sont identiques malgré la différence de hauteur du sol (Figure IV-16). Cette similarité se comprend car les deux simulations ont les mêmes conditions initiales et aux limites. La diffusion latérale du bulbe d'infiltration sous la surface d'infiltration implique une diminution de la teneur volumique en eau en fonction de la profondeur (Figure IV-16). Cette diminution est identique dans les deux cas, PROF1 et PROF12, et n'augmente que vers la zone d'accumulation sous l'effet du fond. La hauteur de cette zone d'accumulation est similaire dans ces deux cas. Leurs profils hydriques au niveau du fond coïncident parfaitement indiquant, que pour une même vitesse d'infiltration, il n'y a pas d'influence de la condition limite supérieure sur le comportement hydrodynamique du bas du lysimètre (Figure IV-17). Ceci montre également que les

écoulements latéraux sont principalement situés dans les zones d'accumulation d'eau en bas du lysimètre malgré la différence de hauteur du sol.

Le profil PROF13 est la combinaison du prolongement de la longueur (profil PROF11) et de la hauteur (profil PROF12). Comme le couple (PROF1, PROF11), le couple profil (PROF12, PROF13) représente des caractérisations identiques : le même profil hydraulique dans la section verticale au centre (Figure IV-16) ainsi que sur le fond (Figure IV-17) du lysimètre.

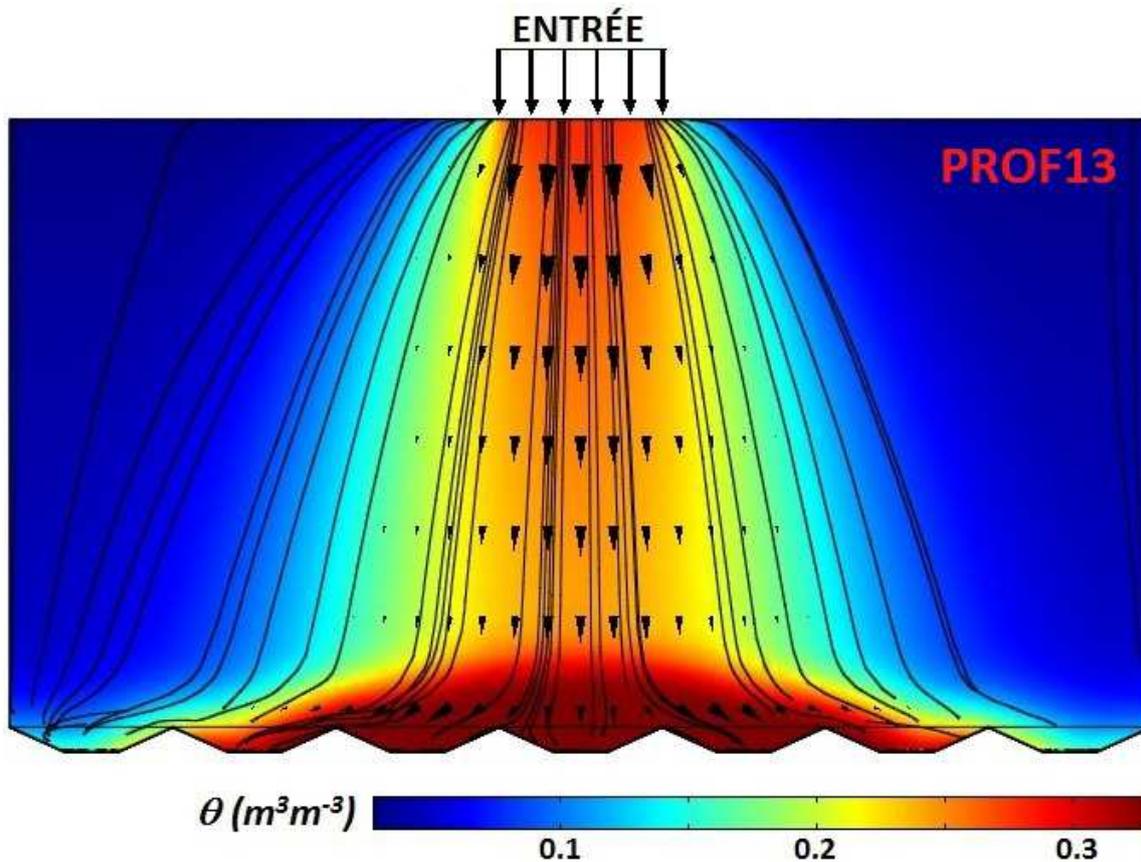


Figure IV-15 : Distribution de la teneur volumique en eau, $\theta (m^3 m^{-3})$, champ vectoriel de flux darcien (flèches) et lignes de courant (courbes) en régime stationnaire pour le profil PROF13 (combinaison du doublement de la hauteur de sol et de l'augmentation latérale de deux sorties supplémentaires).

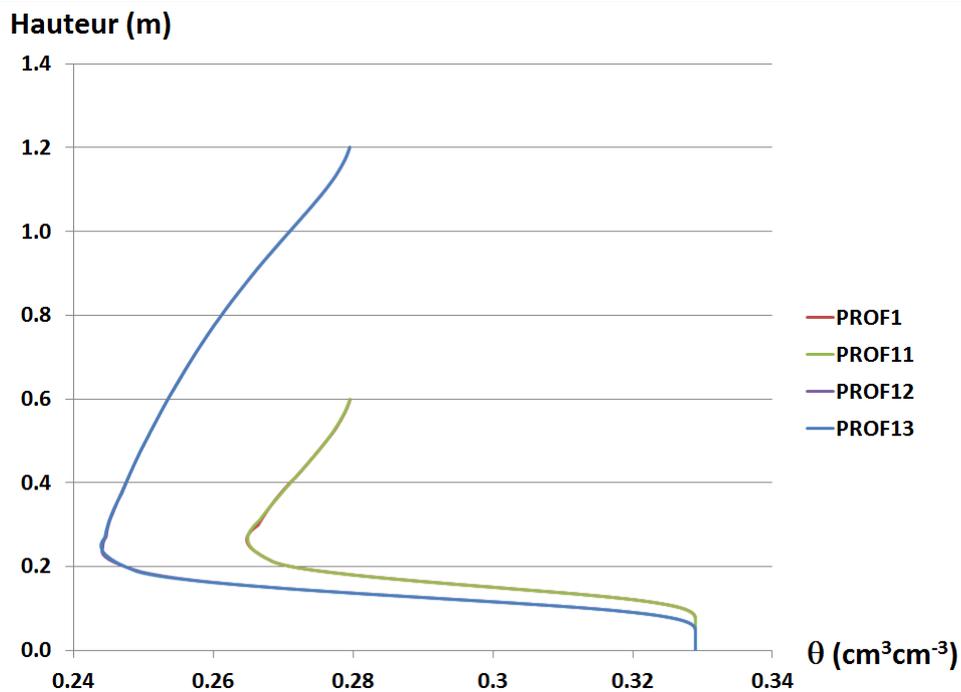


Figure IV-16 : Comparaison des teneurs volumiques en eau simulées pour le profil hydrique vertical au centre du lysimètre LUGH; les couples (PROF1, PROF11) et (PROF12, PROF13) sont superposés.

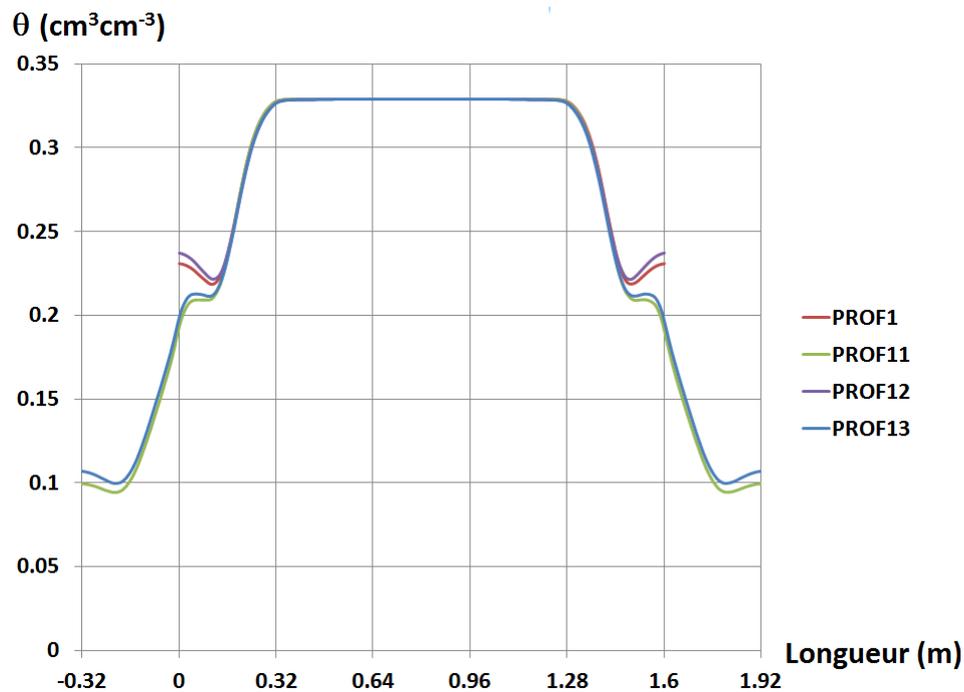


Figure IV-17 : Comparaison des teneurs volumiques en eau simulées au niveau $z=0$.

Impact de vitesse d'infiltration sur l'effet de fond

Les résultats précédents montrent qu'à une même vitesse d'infiltration, l'effet de fond sur la zone d'accumulation d'eau en bas du lysimètre est relativement indépendant de la géométrie de celui-ci et que la longueur du lysimètre choisie est raisonnable. Dans cette partie, l'effet de fond en fonction de la vitesse d'infiltration est étudiée avec le profil PROF1 en appliquant trois vitesses darcienes différentes : $3.62 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ (Figure IV-7), $1.21 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ (Figure IV-18), et $3.62 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ (Figure IV-19).

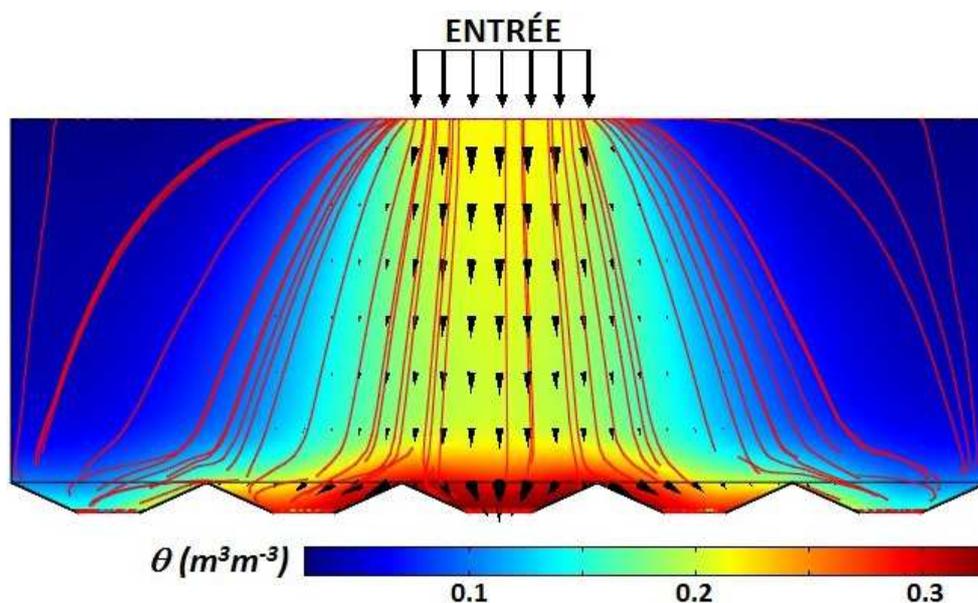


Figure IV-18 : Distribution de la teneur volumique en eau, $\theta (\text{m}^3 \text{m}^{-3})$, champ vectoriel de flux darcien (flèches) et lignes de courant (courbes) en régime stationnaire pour le PROF1 et la vitesse $1.21 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$.

Les résultats montrent que la zone d'accumulation d'eau au fond du lysimètre dépend fortement de la vitesse d'infiltration. Nous rappelons ici que les écoulements dans le lysimètre LUGH sont homogènes et s'écoulent essentiellement verticalement. L'eau sort du lysimètre à travers un trou au milieu de chaque bloc (voir II.5.1.3). La zone d'accumulation se développe progressivement à partir du rang 3 vers les côtés. Donc, lorsque la quantité d'eau arrivant à la base du lysimètre diminue (correspondant à la diminution de la vitesse d'infiltration), la zone d'accumulation reste localisée sur les rangs du centre du lysimètre (Figure IV-18), voire le rang 3 seulement (Figure IV-19).

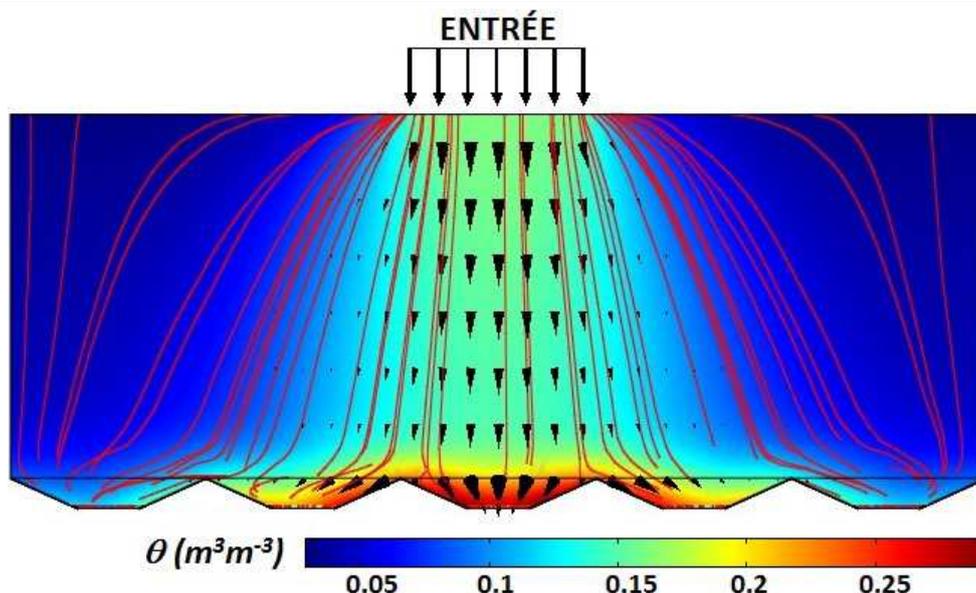


Figure IV-19 : Distribution de la teneur volumique en eau, θ ($m^3 m^{-3}$), champ vectoriel de flux darcien (flèches) et lignes de courant (courbes) en régime stationnaire pour le PROF1 et la vitesse $3.62e-6 m s^{-1}$.

La dépendance de la teneur volumique en eau dans le lysimètre en fonction de la vitesse d'infiltration est illustrée par les profils hydrauliques calculés de la section verticale au centre (Figure IV-20). Ces profils hydrauliques ont la même forme : une partie avec une teneur volumique en eau qui diminue en fonction de la profondeur, puis une partie dont elle augmente sous l'effet du fond. La valeur des teneurs volumiques en eau est proportionnelle à la vitesse d'infiltration. La forme de la première partie dans les trois cas est identique avec les courbes parallèles. Cependant, le point d'inflexion entre les deux parties des profils dépend fortement de la vitesse d'infiltration. La position de ce point représente la limite de la zone d'accumulation d'eau sous l'effet de fond. La Figure IV-21 représente les profils hydrauliques au fond du lysimètre LUGH (au niveau $z = 0 m$). Sauf pour le cas PROF1, la teneur volumique en eau n'atteint pas l'état saturé. La zone saturée en bas du lysimètre est située seulement autour du trou des blocs au centre (niveau $z = -0.05 m$). La réduction de la zone d'accumulation d'eau au fond du lysimètre implique la diminution des écoulements latéraux et des teneurs volumiques en eau des rangs latéraux.

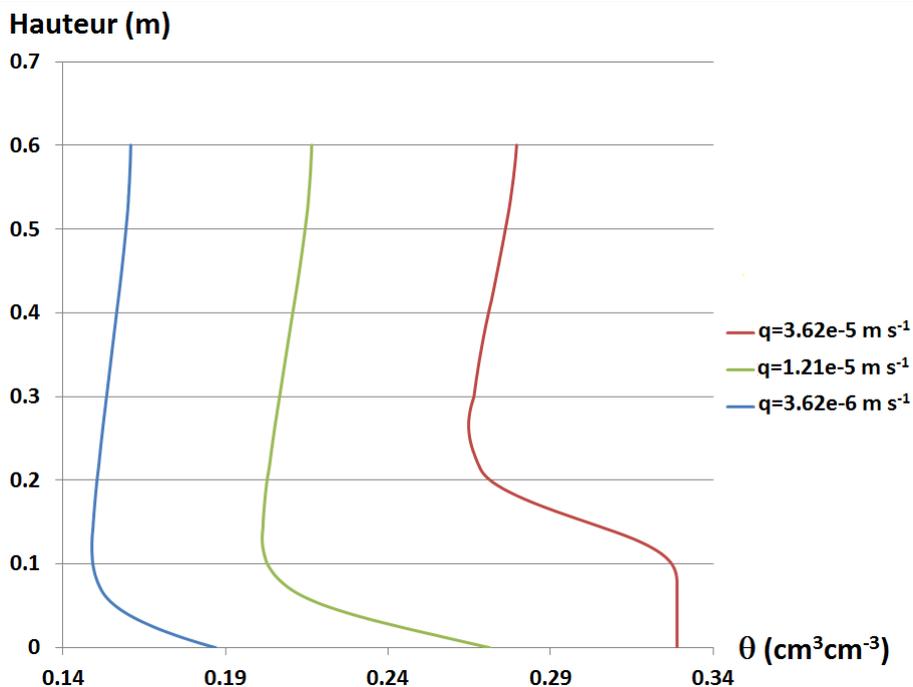


Figure IV-20 : Comparaison des teneurs volumiques en eau simulées pour le profil hydrique vertical au centre du lysimètre.

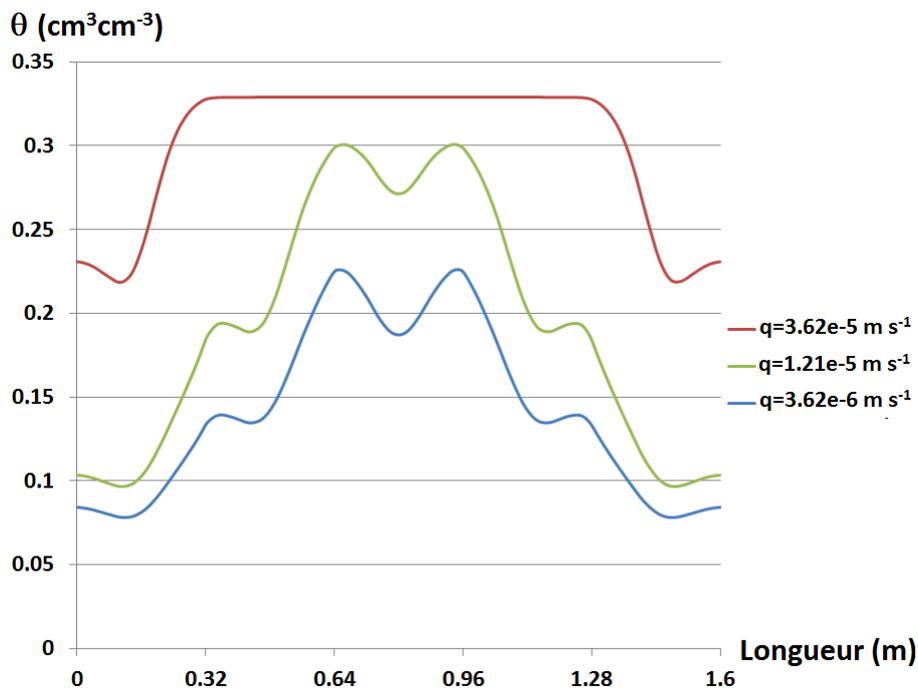


Figure IV-21 : Comparaison des teneurs volumiques en eau simulées au niveau $z=0$.

IV.3.2.2 Effet de la barrière capillaire

Un test de la sensibilité (25 scénarios d'écoulement différents) basé sur l'essai expérimental E2 a été réalisé afin de quantifier l'impact de la vitesse d'entrée (5 vitesses différentes) et de la pente (5 pentes différentes) sur le transfert d'eau et de soluté dans le lysimètre (Tableau IV-1). L'intervalle des vitesses garantit un écoulement dans le domaine de validité de l'équation de Darcy ; les vitesses correspondent à celles classiquement utilisés expérimentalement pour les études de transfert de solutés en colonne (Shimajima and Sharma, 1995; Padilla et al., 1999; Février, 2001) et en lysimètre (Walter et al., 2000; Bussière et al., 2003; Kaskassian et al., 2009) comme il a été précisé au paravant. Les paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs des modèles ont les mêmes valeurs que ceux du profil PROF2. La zone d'alimentation dans le test de sensibilité est placée à cheval sur les rangs 3 et 4 comme pour le cas du profil PROF2. La distance verticale depuis le centre de la surface d'alimentation jusqu'à l'interface entre les deux matériaux est $z = 0.34$ m.

Tableau IV-1 : Vitesses d'infiltration à la surface et angles des pentes du test de sensibilité.

Input q_i ($m\ s^{-1}$)	$q_1 = 3.62e-5$	$q_2 = 2.41e-5$	$q_3 = 1.21e-5$	$q_4 = 7.23e-6$	$q_5 = 3.62e-6$
Slope Φ_i (degrees)	$\Phi_1 = 14^\circ$	$\Phi_2 = 10.5^\circ$	$\Phi_3 = 7^\circ$	$\Phi_4 = 3.5^\circ$	$\Phi_5 = 0^\circ$

Dans les essais de sensibilité, on se sert du modèle numérique déjà validé pour prédire les écoulements préférentiels à l'interface sable/bimodal. Il sera utilisé afin de quantifier quelques mesures relatives à l'écoulement, telles que la déviation du barycentre du volume percolé, les volumes d'eau retenus respectivement dans le sable et le milieu bimodal (en lien avec l'accumulation à l'interface entre les deux matériaux), les composantes verticales et horizontales de la vitesse d'écoulement à l'interface ainsi que les répercussions sur les transferts en termes de temps de séjour dans les rangs 1 et 3.

Décalage du centre de gravité de l'eau en sortie du lysimètre

L'une des conséquences les plus évidentes de l'effet de barrière capillaire est la déviation de l'écoulement de l'eau à l'interface de la pente entre les deux matériaux. Cette déviation produit un décalage latéral du centre de gravité de l'eau en sortie du lysimètre par

rapport à l'entrée. La détermination de ce décalage est une caractérisation importante afin de quantifier le rôle de la barrière capillaire en fonction de la vitesse d'alimentation et de l'inclinaison de la pente de l'interface.

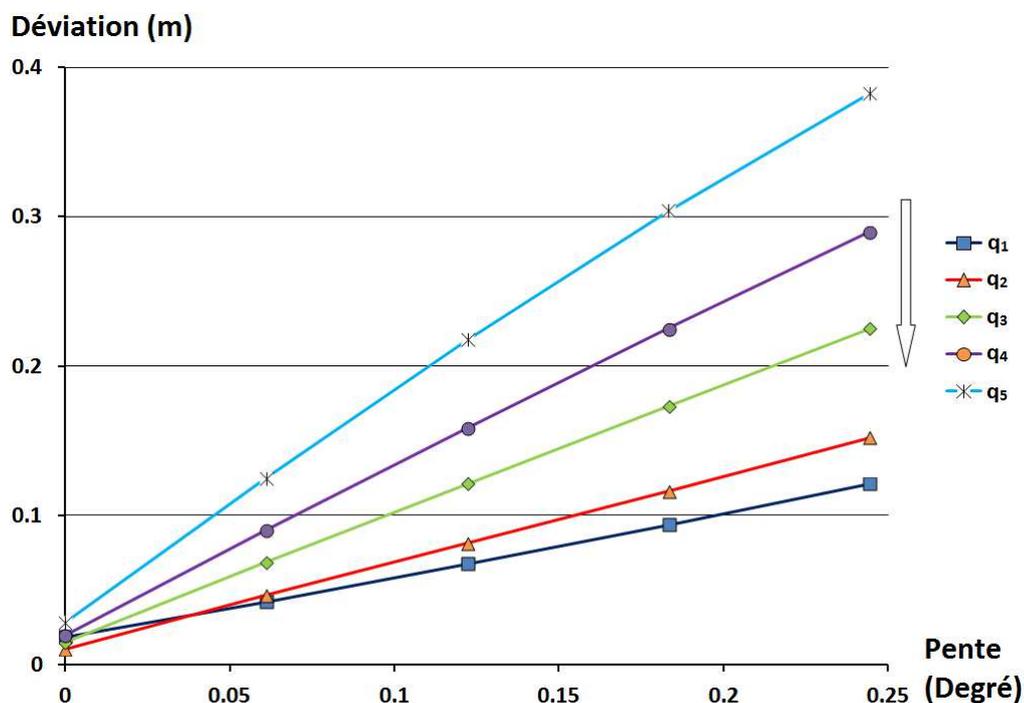


Figure IV-22 : Déviation verticale du centre de gravité de l'eau en sortie par rapport à celui de l'entrée en fonction de l'angle de l'interface.

Les résultats du test de la sensibilité montrent que le décalage du centre de gravité de l'eau en sortie du lysimètre ΔD [L], toutes vitesses d'entrée confondues, dépend linéairement de l'inclinaison de l'interface (Figure IV-22). Pour chaque vitesse q_i , cette relation est représentée en forme $\Delta D_i = a_i \Phi_i + b_i$ avec a_i et b_i sont des constantes (Tableau IV-2), Φ_i est l'angle en radian de la pente de l'interface. L'ajustement de ces relations, indiqué par le coefficient de détermination, r^2 , est bon pour toutes les cinq vitesses ($r^2 > 0.998$).

L'ordonnée à l'origine, b_i [L], correspond à la déviation pour le cas de pente nulle et vitesse variable. Cette valeur est comprise entre 1 et 3 cm à cause du biais introduit par la position excentrée de l'alimentation par rapport aux deux parois verticales du lysimètre. Ces valeurs restent négligeables par rapport aux décalages provoqués par les autres pentes (Figure IV-22).

Tableau IV-2 : Paramètres de la relation linéaire entre le décalage et l'inclinaison de la pente.

Vitesse d'entrée	a	b	r ²
q ₁ = 3.62e-5 (m s ⁻¹)	0.0073	0.0171	0.9992
q ₂ = 2.41e-5 (m s ⁻¹)	0.0101	0.0106	1.000
q ₃ = 1.21e-5 (m s ⁻¹)	0.0150	0.0156	0.9999
q ₄ = 7.23e-6 (m s ⁻¹)	0.0193	0.0216	0.9997
q ₅ = 3.62e-6 (m s ⁻¹)	0.0254	0.0338	0.9983

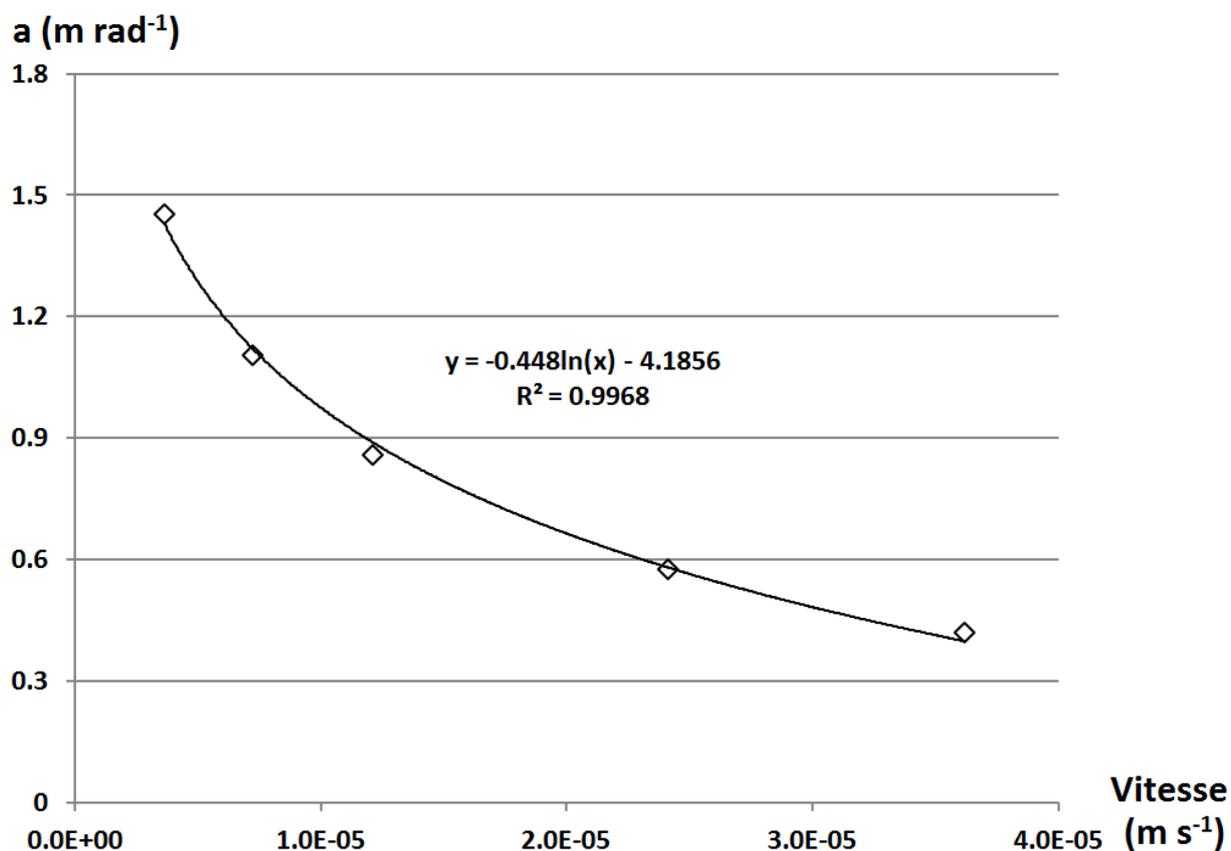


Figure IV-23 : Relation entre a_i et la vitesse d'infiltration.

La valeur de a_i [L rad^{-1}] correspond à la tangente de la ligne $\Delta D_i = f(\Phi_i)$. Elle augmente rapidement lorsque la vitesse d'alimentation diminue (Figure IV-23). Ce cas montre comment l'histoire hydrique du sol (représenté par la vitesse d'infiltration) peut favoriser l'apparition d'un écoulement préférentiel. Par conséquent, aux petites vitesses, l'eau peut

s'écouler latéralement et préférentiellement plus loin de la zone d'alimentation. La valeur de α_i peut être calculée à partir de la valeur de q_i par :

$$\alpha_i = -0.448 \ln(q_i) - 4.1856 \quad (4-5)$$

Alors, la déviation des débits peut être déduite de la manière suivante :

$$\Delta D_i = b_i - \Phi_i [0.448 \ln(q_i) + 4.1856] \quad (4-6)$$

Cette relation nous permet donc de déduire la déviation en sortie, par rapport à la position de l'alimentation en entrée, du centre de gravité de l'eau en fonction de la vitesse d'infiltration et de la pente. Ceci montre que la déviation est le résultat de l'effet combiné de ces deux paramètres.

Volume d'eau contenu dans le lysimètre

Le volume d'eau dans le lysimètre est également un paramètre important dans l'étude du transfert de soluté. En particulier, la présence de l'interface se traduit par une accumulation d'eau dans le sable et un effet parapluie se traduisant par une « perte » d'eau dans le milieu sous-jacent. On désire ici relier ces volumes à la géométrie du système (angle de l'interface) et aux conditions limites.

Pour une même vitesse d'infiltration, le volume d'eau contenu dans le sable augmente légèrement en fonction de l'angle de l'interface, tandis que celui diminue dans le matériau bimodal (Figure IV-24). Ceci s'explique par l'évolution des écoulements préférentiels en fonction de la pente de l'interface et d'un effet de barrière d'autant plus marqué que l'angle est important. L'augmentation de l'inclinaison de celle-ci implique une augmentation du volume d'eau déviée le long de l'interface entre les deux matériaux. Par conséquent, le volume d'eau contenu dans le sable augmente. Dans le bimodal, lorsque beaucoup d'eau a été dévié, la fraction de l'eau pénétrant directement l'interface diminue. La zone saturée au fond et au centre du lysimètre est alors réduite. Les variations du volume d'eau dans le sable

et dans le bimodal en fonction de la vitesse d'alimentation sont presque identiques pour des vitesses d'entrée différentes. En effet, les courbes $V_e(\Phi)$ sont parallèles (Figure IV-24).

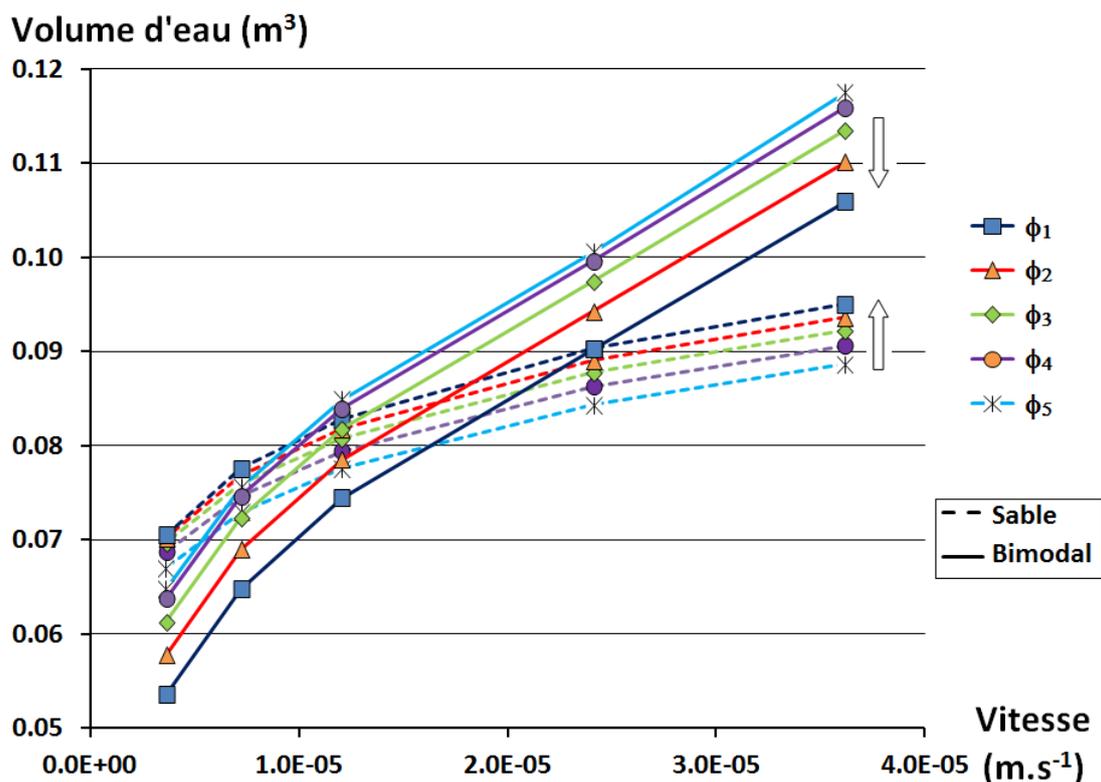


Figure IV-24 : Volume d'eau dans le sable (pointillés) et le matériau bimodal (lignes) en fonction de la vitesse d'alimentation.

Contrairement à l'effet de la pente, la vitesse joue sur le stock d'eau dans le lysimètre en favorisant l'humidification du système global. Néanmoins, nous constatons un changement plus important dans le bimodal que dans le sable (Figure IV-24). La variation du volume d'eau entre la vitesse la plus petite et la plus grande dans le sable est de $33.0 \pm 0.91 \%$ (valeur moyenne pour les cinq pentes différentes) tandis que celle du bimodal est de $87.4 \pm 5.46 \%$. Cette différence démontre que l'accumulation d'eau au fond du lysimètre (dans le bimodal) est plus favorisée par une augmentation de la vitesse d'alimentation que par une augmentation de l'angle de l'interface. Cette caractéristique importante doit être prise en compte dans les études postérieures en lysimètre. En effet, cette accumulation résultant de la condition inférieure de drainage libre vient aussi « perturber » le comportement à l'intérieur du lysimètre.

Champ de vitesses à l'interface

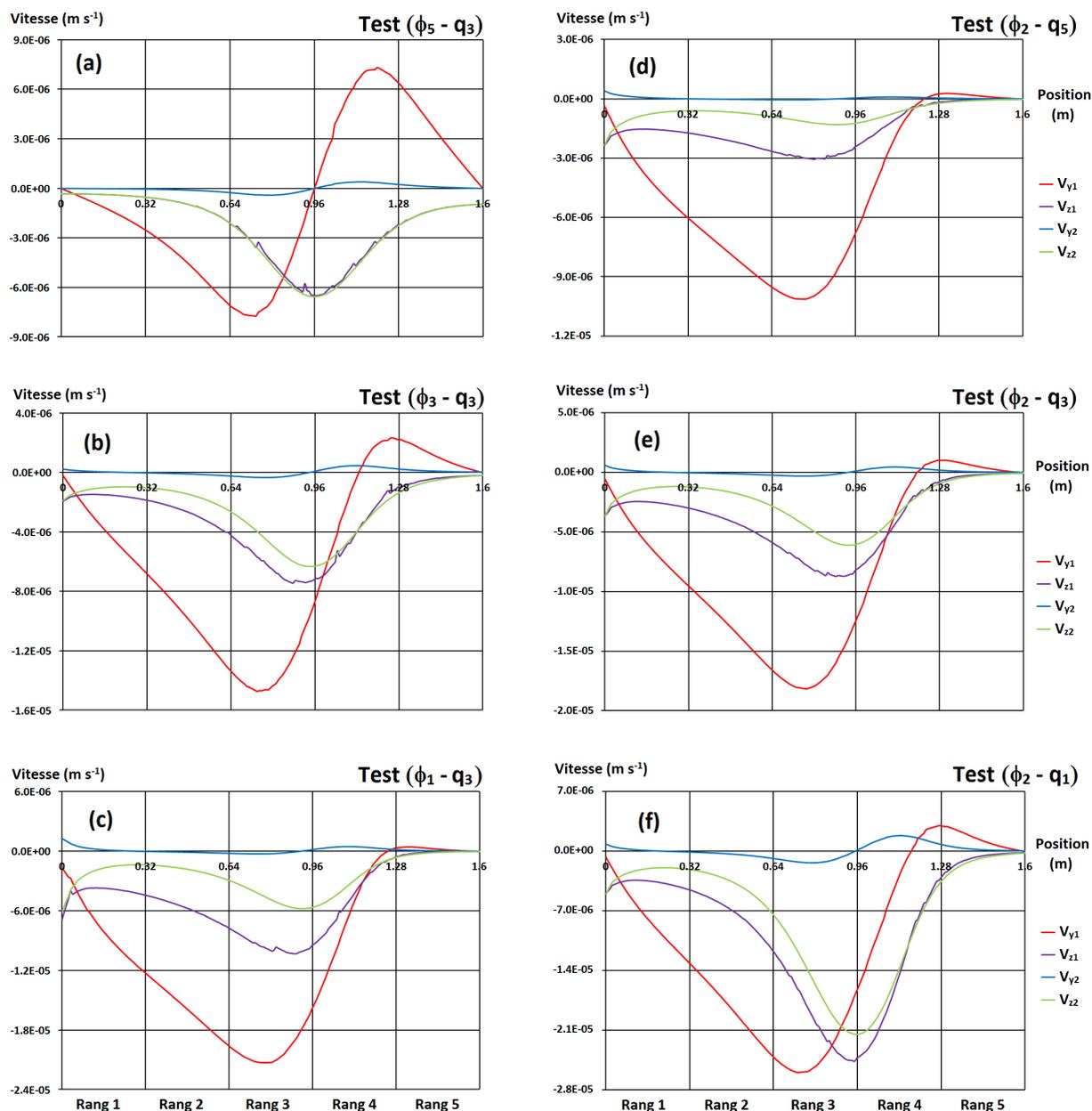


Figure IV-25 : Influence de la pente (a, b, c) et de la vitesse d'entrée (d, e, f) sur les composants de vitesse dans le sable (V_{y1} , V_{z1}) et le bimodal (V_{y2} , V_{z2}).

Afin de mieux comprendre le mécanisme de transfert d'eau et de soluté à l'interface entre les deux matériaux, une étude du champ de vitesse à l'interface a été effectuée. Le but est de savoir comment l'inclinaison de l'interface et de la vitesse d'alimentation agissent sur les composantes V_y et V_z de la vitesse. La composante V_x n'est pas comptée dans cette étude à cause de l'agencement symétrique en direction de l'axe x (direction de la longueur du

lysimètre). La numérotation 1 et 2 correspond respectivement aux composantes dans le sable et dans le bimodal (Figure IV-25).

Dans les différents résultats de la Figure IV-25 (les autres résultats sont représentés dans l'annexe G), les valeurs des composantes horizontales V_{y1} sont significativement non nulles. Ces valeurs mettent en évidence une déviation horizontale de l'écoulement au niveau de l'interface. A l'inverse, la composante V_{y2} , dans le bimodal, est très faible. Ceci montre que la partie de l'eau pénétrant l'interface s'écoule verticalement dans le bimodal. Sa diffusion latérale est négligeable. Lorsque l'angle de l'interface est nul, la composante horizontale V_{y1} est nulle au centre de la zone d'injection, positive à droite et négative à gauche. Ainsi l'écoulement est dévié latéralement vers les côtés du lysimètre sauf au niveau du barycentre de la zone d'injection (par symétrie) et au droit même des parois du lysimètre (écoulements tangentiels). La déviation est maximale approximativement à un tiers entre le barycentre de la zone d'injection et les bords du lysimètre. L'introduction de la pente entre les matériaux va se traduire par une mise en place d'écoulements tangentiels dans le sens de celle-ci (vers la gauche sur la Figure IV-25) et donc une accentuation de la zone correspondant aux valeurs négatives pour la composante horizontale V_{y1} . L'intersection de la courbe de V_{y1} avec l'axe $y = 0$ définit un point de partage entre l'écoulement amont et aval le long de la pente. Cette position dépend fortement de l'angle de l'interface (Figure IV-26). A gauche de ce point, $V_{y1} = 0$, l'eau s'écoule vers l'aval de la pente, et l'eau ruisselée à l'interface s'infiltré dans la couche sous-jacente, ce qui explique pourquoi la vitesse verticale (donc le flux infiltré) se trouve augmentée, i.e. $|V_{z1}| \geq |V_{z2}|$. Les valeurs de V_{y1} et V_{z1} en proportion de la valeur V_{z2} augmentent en fonction de la pente (Figure IV-25a, b, c) et diminuent en fonction de la vitesse d'infiltration (Figure IV-25d, e, f). Cette proportion représente le développement des écoulements préférentiels en fonction de deux paramètres ci-dessus.

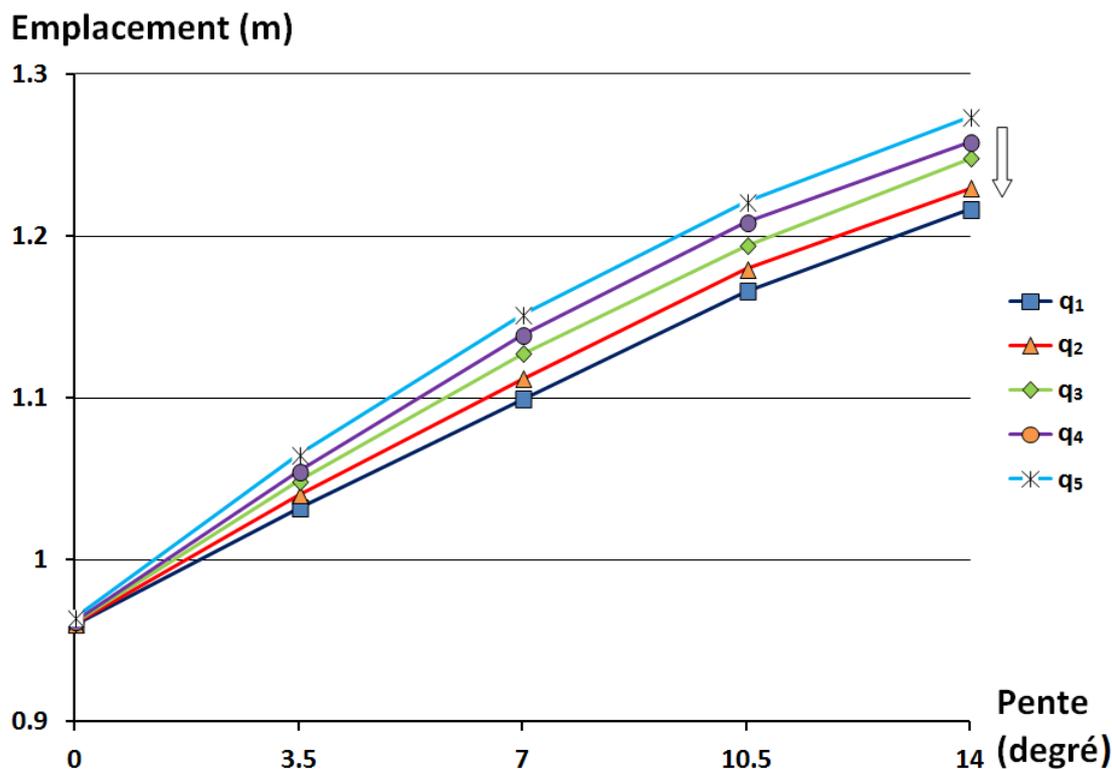


Figure IV-26 : Position du point d'intersection de la courbe de V_{y1} avec l'axe $y = 0$.

Temps de séjour et pics des courbes d'élution des rangs 1 et 3

Les temps de séjour du rang 3 sont pratiquement indépendants de la pente (Figure IV-27a). Ils dépendent seulement de la vitesse d'infiltration. En effet, les effluents du rang 3 sont créés par la fraction d'eau qui pénètre l'interface au droit de l'alimentation. Ils sont presque verticaux. De même, l'effet de l'inclinaison de l'interface sur la valeur du pic de la courbe d'élution du soluté du rang 3 est faible. L'effet de la vitesse d'alimentation dans ce cas est également faible (Figure IV-27d). Les valeurs obtenues de la concentration relative C/C_0 du pic de la courbe d'élution du rang 3 sont similaires à celles des essais monodimensionnels effectués en colonne de laboratoire (Février, 2001; Lassabatère, 2002). Ceci s'explique par le mécanisme de transfert qui est presque monodimensionnel au droit du rang 3. L'effet de barrière capillaire dans ce cas est négligeable.

Inversement, pour le rang 1, le temps de séjour dépend alors de l'inclinaison de l'interface et de l'inverse de la vitesse d'alimentation (Figure IV-27b). Également, l'effet de barrière capillaire est plus évident pour le pic des courbes d'élution du soluté. La valeur du pic de ces courbes augmente fortement en fonction de l'inclinaison (Figure IV-27d). Cette

augmentation est plus évidente lorsque la vitesse d'alimentation diminue. Ceci s'explique par le même argument avancé pour décrire les temps de séjour : les flux traversant le rang 1 sont créés par la partie d'eau déviée le long de la pente. L'augmentation de la déviation de l'eau accumulée se traduit par une augmentation de la vitesse de l'eau vers l'aval de la pente ; le soluté est donc transféré plus rapidement vers le rang 1. Autrement dit, les écoulements préférentiels sont favorisés lorsque l'angle de l'interface augmente et que la vitesse d'alimentation diminue ; les répercussions sur les transferts de soluté sont alors très significatives.

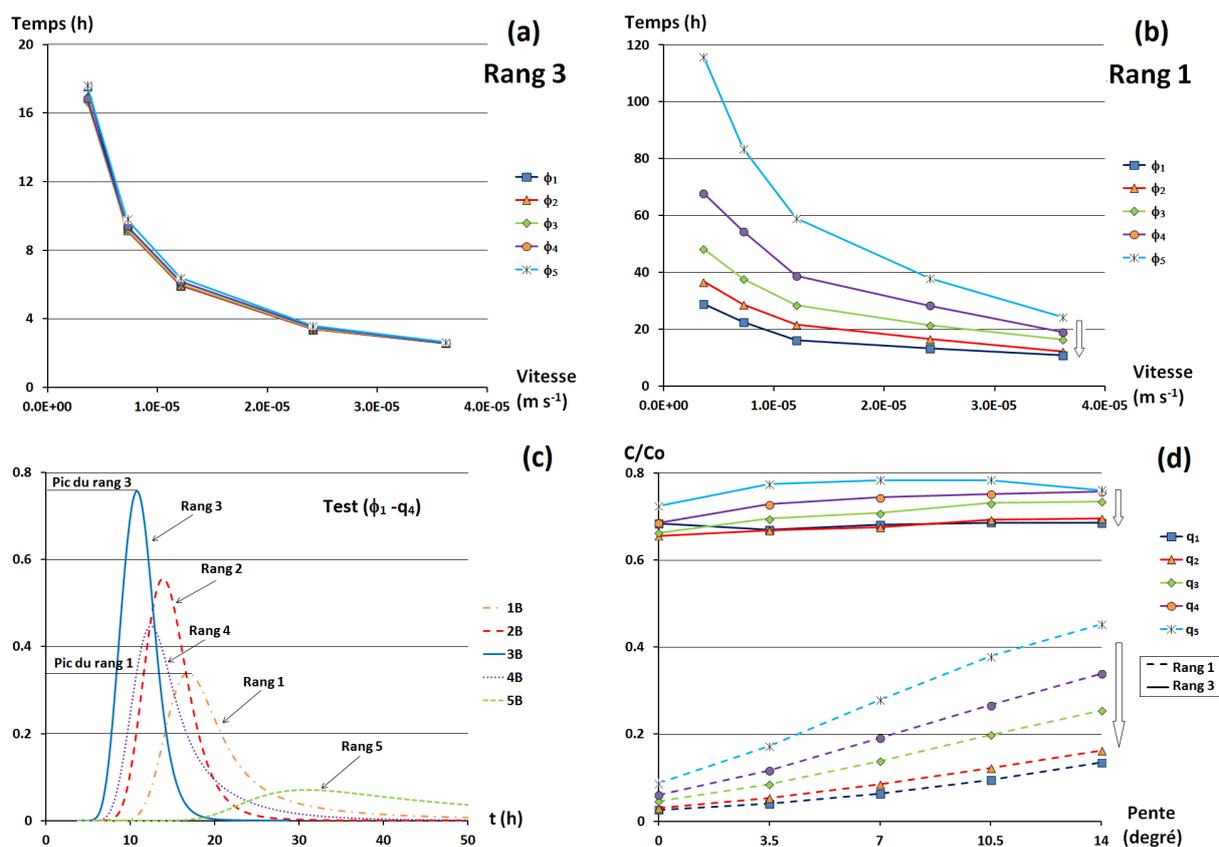


Figure IV-27 : Comparaison des temps de séjour (a et b) et des pics des courbes d'élution (d) des rangs 1 et 3 (Flèche : croissance de vitesse).

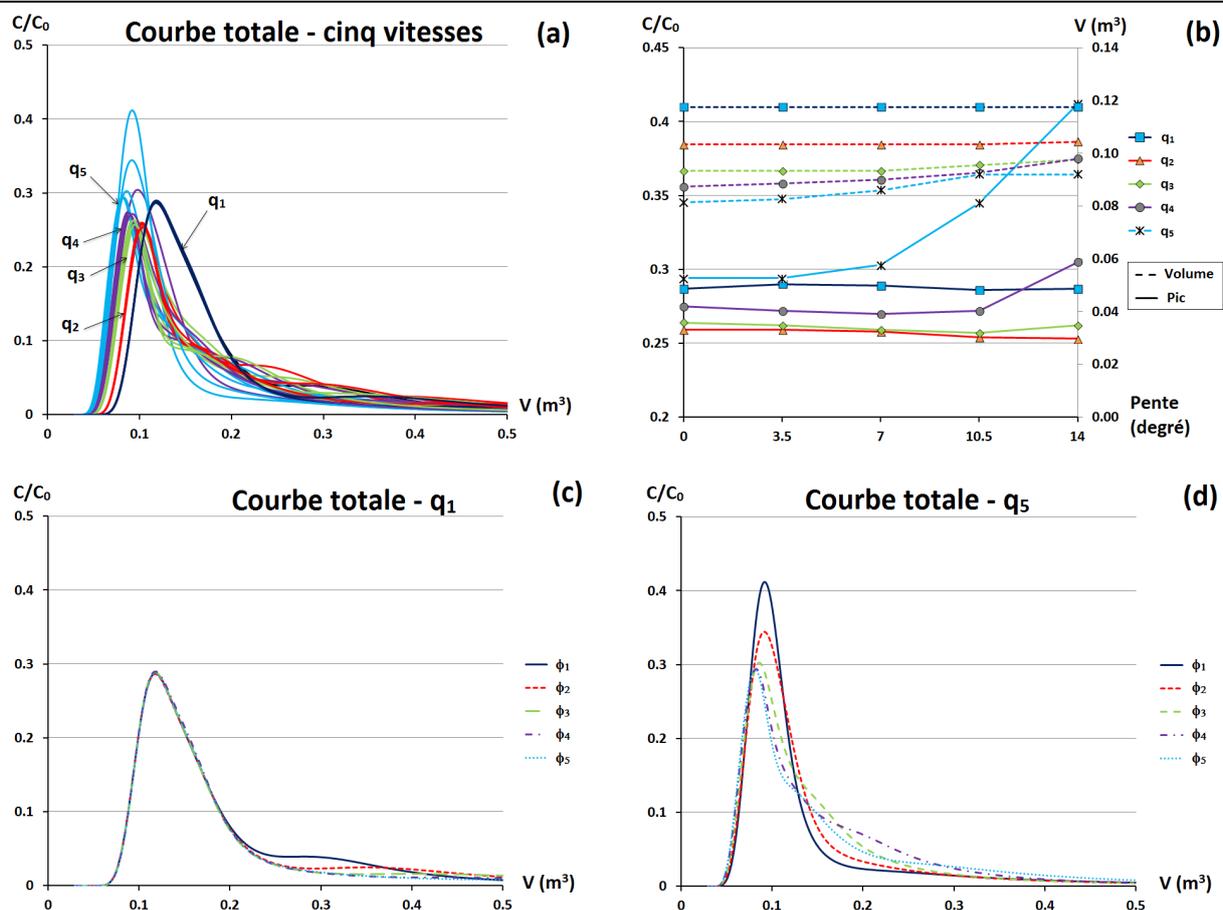


Figure IV-28 : Pic et volume d'eau injecté et cumulé au moment du pic en fonction de la pente et de la vitesse d'infiltration.

L'effet combiné de la vitesse d'alimentation et de l'inclinaison de l'interface est également étudié sur la courbe d'élution totale du lysimètre (Figure IV-28). On rappelle que la courbe totale est obtenue en faisant une somme pondérée de toutes les 15 courbes d'élution en une seule. Toutes les courbes d'élution totales dans le test de sensibilité ont une forme de type log-normal avec une queue étalée. Ces courbes « totales » représentent le comportement homogénéisé du lysimètre. Si la vitesse d'alimentation est suffisamment grande (comme ici $q_1 > q_2 > q_3$), le pic de la courbe totale est déterminée principalement par les effluents du centre du lysimètre (en particulier le rang 3) qui ne dépendent pas de l'angle de l'interface entre les deux matériaux. L'effet de la pente commence à être sensible à partir de $\Phi = 10.5^\circ$ pour le débit q_4 et de $\Phi = 7^\circ$ pour le débit q_5 (Figure IV-28). Dans ces deux derniers cas pour lesquels les écoulements préférentiels sont très développés, le rôle des courbes d'élution des rangs des bords du lysimètre (principalement le rang 1) devient plus

important dans le calcul de la courbe d'élution totale et des temps caractéristiques correspondants. Nous constatons également que, pour chaque vitesse d'infiltration, le volume d'eau injecté cumulé pour pousser le soluté depuis le démarrage d'injection de soluté jusqu'au temps dont la concentration de soluté en sortie atteint le pic de la courbe totale est presque toujours le même avec néanmoins une légère augmentation lorsque la pente augmente, surtout aux plus petites vitesses. A l'inverse, ce volume diminue et la courbe d'élution est moins étalée lorsque la vitesse diminue. Ceci montre que, pour la courbe totale, le soluté est plus concentré avec les plus faibles vitesses.

IV.4 Conclusion

Les résultats expérimentaux des essais dans le lysimètre LUGH ont été vérifiés par le modèle numérique. Les résultats numériques fournissent les champs de teneur volumique en eau et les champs vectoriels de flux darcien qui illustrent alors clairement le phénomène d'accumulation d'eau à l'interface entre deux matériaux et au fond du lysimètre. Le modèle numérique permet de décrire et de quantifier les écoulements préférentiels. Le modèle permet également de représenter la zone de diffusion du soluté et de comprendre l'effet induit par la présence de la pente entre les deux matériaux. Par conséquent, la modélisation numérique présente un grand intérêt dans l'explication des processus de transfert dans le lysimètre. L'effet de barrière capillaire entre deux matériaux présents dans le lysimètre peut être quantifié en étudiant le décalage vertical entre les centres de gravité de l'alimentation en eau et de la distribution des débits en sortie. Sous l'effet de barrière capillaire, en milieu hétérogène, l'eau et le soluté sont dispersés, impliquant alors une augmentation du temps de séjour du soluté par rapport au cas homogène.

Un intérêt de la modélisation numérique validée sur peu d'essais bien choisis est de nous permettre de considérer d'autres cas par une étude de sensibilité des paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs. Sur le profil homogène PROF1, un test de sensibilité faisant varier la géométrie du lysimètre et la vitesse d'infiltration montre que l'effet du fond du lysimètre joue un rôle très important dans l'analyse des résultats expérimentaux et numériques. Si les résultats sont assez indépendants de la géométrie du système, ils dépendent fortement de la variance de la vitesse d'infiltration. Une autre série de test a été

effectuée en se basant sur le profil hétérogène PROF2 afin de quantifier l'impact de la vitesse d'alimentation et de la pente entre deux matériaux sur le transfert d'eau et de soluté. Il a été montré que le décalage du centre de gravité et de la répartition des débits d'eau en sortie augmente linéairement en fonction de l'angle de l'interface entre les deux matériaux. Aussi, la diminution des vitesses d'alimentation et l'augmentation de l'angle de l'interface marquent manifestement le développement des écoulements préférentiels. En effet, l'accumulation d'eau au fond du lysimètre dépend d'avantage de la vitesse d'alimentation que de l'effet de barrière capillaire. Par ailleurs, le transfert de soluté à la verticale de la zone d'alimentation est pratiquement indépendant de l'angle de l'interface.

Du point de vue méthodologique, l'association entre des essais simples et un modèle numérique nous a permis de mettre au point l'estimation des paramètres clés de l'écoulement d'eau et du transport de soluté. Le modèle numérique a permis, d'une part, de mettre en évidence le comportement du transfert couplé eau-soluté en fonction du temps et de l'espace et, d'autre part, de compléter des expériences avec le test de sensibilité afin de pré-dimensionner des nouveaux essais.

V Conclusion et Perspectives

Ces dernières années, l'explosion démographique et l'urbanisation rapide ont conduit à une augmentation sans cesse de la demande en eau potable. Ceci donne une tension sur les ressources d'eau souterraine. En particulier, la recharge des nappes souterraines urbaines est assurée partiellement par l'infiltration des eaux pluviales qui en ruisselant sur les surfaces imperméabilisées peuvent se charger en polluants organiques et minéraux, générés par les activités humaines. Ces volumes d'eau ruisselée ne peuvent pas être rejetés directement au milieu naturel mais sont traités par les techniques alternatives d'infiltration dont les bassins de rétention-infiltration sont parmi les plus utilisés, notamment dans les zones périurbaines éloignées du réseau hydrographique (Deschesne et al., 2005). Dans ce contexte, la zone non saturée sous-jacente aux bassins d'infiltration, souvent constituée d'une formation géologique hétérogène, joue un rôle primordial dans les mécanismes de transfert de polluants contenus dans les eaux pluviales. La compréhension du rôle de l'hétérogénéité du milieu non saturé sur des transferts couplés eau-contaminants (solubles et particulaires) est nécessaire dans une optique de préservation durable des sols et des ressources en eau souterraine (Goutaland et al., 2008), ainsi que dans la conception, l'utilisation durable, la maintenance ou réparation et l'éventuelle réhabilitation d'ouvrages d'infiltration. Ce travail est effectué en vue de l'amélioration des connaissances sur les processus d'écoulement de l'eau et du transport de solutés dans la zone non saturée.

Par exemple, le bassin d'infiltration Django Reihnart (Chassieu, Est lyonnais) a fait l'objet de nombreuses études au laboratoire et sur le terrain. Par une approche hydrogéophysique, un modèle hydro-stratigraphique tridimensionnel qui représente l'hétérogénéité sédimentaire et hydrodynamique à l'échelle de l'hydro-faciès du dépôt fluvioglacière de ce bassin a pu être défini. Des expériences de terrain montrent que, lors d'une phase d'infiltration, l'hétérogénéité de l'écoulement est dépendante de la saturation initiale du dépôt et de la présence de chemins préférentiels (Goutaland, 2008). Cependant, les conditions initiales et aux limites ne sont pas parfaitement connues et maîtrisées. De plus, il a été démontré par beaucoup de recherches du LEHNA comment la structure du sous-sol est très complexe. Il est donc nécessaire de définir des propriétés hydrodynamiques homogènes

pour chaque élément de structure. Les propriétés hydrodynamiques obtenues sont alors confrontées à des mesures en laboratoire. Les essais en colonne nous permettent d'améliorer la connaissance du comportement hydrodynamique du sol de ce bassin (Février, 2001; Lassabatère, 2002; Larmet, 2007). Aussi, le transfert de contaminants a pu être étudié à l'échelle de la colonne. Les essais en colonnes sont très précis avec les conditions bien contrôlées. Toutefois, ces expériences sont effectuées sur un petit volume (quelque dm^3) en milieu homogène avec un écoulement permanent monodimensionnel. En outre, les écoulements préférentiels ne sont pas existants, ou difficilement observables, à cette échelle. Donc, les résultats constatés à l'échelle de la colonne ne sont peut-être pas représentatifs du milieu hétérogène à l'échelle du terrain. Il est alors apparu la nécessité de pouvoir réaliser des expériences sous conditions contrôlées avec un modèle physique de laboratoire de grande échelle : le modèle LUGH. Ce modèle permet de tester et de valider des modèles couplant l'approche hydrodynamique avec le transfert de soluté en 3D et ainsi de prendre en compte l'effet de l'hétérogénéité du sol. Cette échelle intermédiaire permet de combler le vide existant entre des expériences à l'échelle 3D du terrain et la petite échelle 1D au laboratoire.

La première étape du travail de thèse consistait à développer un outil de laboratoire permettant de tester et de valider des modèles couplant différents processus en 3D et ainsi de prendre en compte l'effet de l'hétérogénéité du milieu : le pilote LUGH (Lysimeter for Urban Groundwater Hydrology). Le pilote ($1 \times 1.6 \times 1 \text{ m}^3$) est rempli en couches d'un milieu poreux formé par deux matériaux calcaires d'origine fluvioglaciale : sable fin et un mélange bimodal (50 % sable fin – 50 % gravier en masse). L'agencement des matériaux représente l'hétérogénéité structurale et texturale observée sur le bassin d'infiltration Django Reinhardt (Goutaland et al., 2008). La base du pilote, recouverte par une géo-membrane, est composée par quinze blocs en béton ($0.30 \times 0.30 \times 0.15 \text{ m}^3$) qui soutiennent le sol et permettent le drainage libre et la collecte différenciée des effluents. Le pilote est alimenté sur une partie de la surface par un système d'arrosage automatique et qui permet d'appliquer des traceurs inertes (Br^-). L'analyse des courbes d'élution du traceur en sortie du pilote, permet d'identifier les processus impliqués dans l'établissement d'écoulements préférentiels par effet de barrière capillaire et ainsi de mieux cerner l'effet de l'hétérogénéité du milieu sur l'écoulement et le transfert de solutés.

Dans la deuxième étape, nous avons mis au point une méthodologie d'estimation des paramètres clés de l'écoulement d'eau et du transport de soluté à travers la zone non saturée des sols avec ou sans la barrière capillaire. D'abord, chaque matériau utilisé a été caractérisé par des essais en colonne homogène, en termes de : caractéristiques hydrodynamiques non saturés et hydrodispersives (dispersion et fractionnement de l'écoulement). Nous avons réalisé un total de 6 expériences : 3 sur colonne de sable et 3 sur colonne de bimodal ($H=57$ cm, $\phi=10$ cm). Le protocole expérimental adopté était similaire des essais en colonne réalisés sur les matériaux du bassin Django Reinhardt (Février, 2001; Lassabatère, 2002; Larmet, 2007). Une pompe péristaltique a assurée un régime d'écoulement permanent avec un profil de teneur volumique en eau uniforme le long de la colonne. La réalisation de ces expériences étaient sous des conditions initiales et aux limites maîtrisées, en régime d'écoulement permanent et non saturé.

En utilisant le traceur inerte KBr, les expériences en colonne ont été modélisées avec le logiciel HYDRUS 1D par résolution inverse, ce qui a permis de déterminer les paramètres de transport (dispersivité et exclusion anionique, bilan de masse, facteur de retard, fractions d'eau mobile et immobile ...). Les courbes d'élution sont dépendantes du volume d'eau dans les colonnes et sont indépendantes des vitesses darciennes. La plupart de l'eau dans la colonne est mobile. La forme assez symétrique des courbes d'élution montre que les écoulements de soluté sont assez homogènes. Donc, pour nos matériaux, le transport des solutés peut être présenté par l'équation de convection-dispersion. En effet, les courbes d'élution du traceur des essais en colonne ont été bien simulées à la fois par le modèle CDE et par le modèle MIM avec une différence très faible. La dispersion n'est pas très importante. Les dispersivités calculées par les deux modèles CDE et MIM sont du même ordre de la grandeur que la taille des grains et sont proches les valeurs estimées sur les matériaux du bassin Django Reinhardt (Février, 2001; Lassabatère, 2002). Cette dispersivité est comparable entre la colonne de sable et le matériau bimodal. Ceci s'explique car l'écoulement dans les colonnes, sous condition non saturée, prend place au sein de pores de plus petites dimensions, soit dans notre cas ceux formés par le sable (le matériau bimodal est composé par 50% en masse de sable). Ces résultats nous permettent d'appliquer l'équation de convection-dispersion et d'utiliser les valeurs de la dispersivité dans la modélisation des expériences avec LUGH.

Après les études en colonne, les expériences ont été effectuées en lysimètre. Une grande difficulté venait du nombre énorme d'échantillons collectés pour l'analyse de la concentration (environ 600 échantillons par expérience). Dans la première expérience en lysimètre LUGH, nous avons utilisé à la fois deux types d'analyses : une analyse chimique de mesure de la concentration en ion bromure avec un chromatographe ionique (DIONEX DX-100 ION CHROMATOGRAPH) et une analyse physique à l'aide d'un conductimètre électrique (LF 318/SET). Les courbes de concentration relative (C/C_0) de l'ion bromure par l'analyse chimique et les courbes de conductivité relative ($Cond/Cond_0$) par l'analyse physique ont représenté la même cinétique. Toutes les deux méthodes ont permis le calcul des moments à partir des courbes d'élution. Autrement dit, les temps de séjour mesurés par ces deux méthodes sont identiques. La proportion entre des bilans de masse de deux méthodes correspond à la proportion entre leurs pics des courbes d'élution. Ceci nous permet de déduire les courbes de concentration relative (C/C_0) à partir des courbes de conductivité électrique relative ($Cond/Cond_0$) en multipliant toutes les valeurs de ces dernières par un coefficient égal à la proportion existante entre les pics. Ces courbes ajustées sont similaires à celles de l'ion bromure (Br^-) avec les temps de séjour et les bilans de masses identiques. Dans les essais postérieurs, les courbes d'élution de traceur ont été établies à partir des courbes de conductivité électrique dont seuls les pics ont été analysés par l'analyse chimique. Cette opération nous permet d'économiser beaucoup de temps dans le traitement des échantillons (environ 1 mois par expérience).

Nous avons réalisé quatre expériences en lysimètre dont : une expérience avec le profil homogène PROF1 et trois expériences avec le profil hétérogène PROF2. L'utilisation des sondes TDR nous permet de détecter le moment où l'état permanent est établi. En plus, les sondes TDR nous ont permis de mesurer le profil hydrique dans le lysimètre et de valider l'accumulation d'eau au fond de celui-ci et le long de la pente de l'interface entre les deux matériaux (profil PROF2). Avec quinze sorties différentes, les données expérimentales de traçage d'écoulement nous ont permis d'étudier l'évolution temporelle et spatiale des débits d'eau et des flux de soluté à la base du lysimètre par rapport à la sollicitation à la surface et à la configuration du système. L'hétérogénéité des débits en sortie, les pics, les variances et les temps de séjour des courbes d'élution de ces quinze sorties ont permis d'étudier le fonctionnement hydraulique du système hétérogène et permis de mieux comprendre le rôle

de l'effet de la barrière capillaire sur les écoulements de l'eau et du soluté en prenant en compte l'effet induit par le volume fini du lysimètre.

Le rôle de l'hétérogénéité de dans le lysimètre a été évalué à travers la comparaison entre l'essai E1 (profil homogène PROF1) et l'essai E2 (profil hétérogène PROF2). Ces deux essais ont été effectués avec la même vitesse d'entrée ($3.645e-5 \text{ m s}^{-1}$). En condition de profil homogène, les écoulements de l'essai E1 sont essentiellement verticaux avec une déviation négligeable du centre de gravité du volume d'eau infiltrée. Cette déviation est calculée par la différence entre les centres de gravité des masses d'eau en sortie et en entrée. L'impact de milieu hétérogène du profil PROF2 produit un décalage de 13.5 cm de la position du centre de gravité des écoulements dans le sens aval de la pente. Ceci montre l'existence des écoulements préférentiels qui résultent de l'effet de la barrière capillaire à la pente de l'interface entre les deux matériaux du profil PROF2. Dans ces deux essais E1 et E2, les courbes d'élution du traceur sont partagées en deux groupes : les courbes des rangs centraux (rangs 2, 3, et 4) avec des temps de séjour courts, des pics élevés et des queues courtes et les courbes des côtés (rangs 1 et 5) avec des temps de séjour plus longs, des pics faibles et des queues très étalées. Cette différence correspond à des trajets d'écoulement différents : les trajets d'écoulement des rangs au centre sont courts et essentiellement verticaux tandis que les trajets d'écoulement des rangs des côtés sont plus longs et déviés latéralement. Les temps de séjour ont été calculés par la méthode des moments. Le résultat indique que, outre le décalage du centre de gravité de volume d'eau en sortie, les écoulements préférentiels ont transféré rapidement le soluté vers l'aval de la pente. En effet, malgré une zone d'alimentation centrée à la verticale des rangs 3 et 4, le transfert de soluté de rang 3 est le plus rapide tandis que les transferts de soluté des rangs 1 et 2 sont respectivement comparables à ceux des rangs 5 et 4. Par ailleurs, le transfert de soluté dans le milieu hétérogène a duré plus longtemps et les courbes d'élution étaient plus étalées que le cas du milieu homogène. Ces différences sont le résultat de l'effet de la barrière capillaire de l'interface inclinée de l'essai E2. Les études numériques suivantes ont été nécessaires afin de mieux comprendre le comportement du milieu sur le processus de transfert d'eau et de soluté.

L'effet de la vitesse d'infiltration a été étudié grâce aux trois expériences sur le même profil PROF2 mais avec trois vitesses d'infiltration différentes E2, E21 et E22. Les résultats indiquent que la diminution de la vitesse d'infiltration implique le développement des écoulements préférentiels vers l'aval de la pente de l'interface entre deux matériaux du profil PROF2. Le décalage du centre de gravité de l'eau en sortie augmente de 0.135m dans l'essai E2 à 0.178m dans l'essai E21. Le soluté est transféré plus rapidement vers le rang 2 que vers le rang 4 lorsque la vitesse d'infiltration diminue. Cependant, les écoulements préférentiels sont réduits vers les deux côtés ce qui provoque une diminution du débit d'eau en sortie du rang 1 et une augmentation du temps de séjour du rang 1 par rapport au rang 3. La plupart de l'eau déviée vers l'aval le long de la pente pénètre l'interface entre les deux matériaux avant d'atteindre la paroi du lysimètre LUGH. Autrement dit, la barrière capillaire du profil PROF2 ne produit pas une zone dont l'eau s'écoule le long de l'interface sans pénétrer la couche de dessous, ni une zone percée complètement. En effet, à la vitesse la plus faible, le décalage du centre de gravité de l'eau en sortie est comparable à celui du cas homogène E1. Donc, le développement des écoulements préférentiels dépend fortement des conditions hydriques.

Les essais ont été vérifiés par le modèle numérique. Les données expérimentales des essais E1 et E2 ont été utilisées afin de valider le modèle numérique 3D à l'aide du logiciel COMSOL Multiphysics. Les estimations des paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs des matériaux ont été déterminées par méthode inverse. En termes de transfert, les résultats de modélisation des courbes d'élution des essais E1 et E2 représentent bien les mêmes tendances et sont dans le même ordre de grandeur que les courbes d'élution mesurées. La bonne simulation des courbes d'élution nous permet donc de valider l'utilisation couplée de l'équation de Richards et de l'équation de convection-dispersion dans l'étude de l'écoulement de l'eau et du transfert de soluté des essais dans le lysimètre. Les résultats numériques fournissent les champs de teneur volumique en eau et les champs vectoriels de flux darciens qui illustrent alors clairement le phénomène d'accumulation d'eau à l'interface entre les deux matériaux et au fond du lysimètre, ainsi que l'établissement des écoulements préférentiels. Le modèle permet également de représenter la zone de diffusion du soluté et de comprendre l'effet induit par la présence de la pente entre les deux matériaux. Par conséquent, la modélisation numérique présente un grand intérêt dans

l'explication des processus de transfert dans le lysimètre et vient en complément de l'analyse faite à partir des résultats expérimentaux. En conclusion, l'effet de barrière capillaire entre les deux matériaux présents dans le lysimètre peut être quantifié en étudiant le décalage vertical entre les centres de gravité de l'alimentation en eau et de la distribution des débits en sortie. Sous l'effet de la barrière capillaire, en milieu hétérogène, l'eau et le soluté sont dispersés traduisant une augmentation du temps de séjour du soluté par rapport au cas homogène.

Un intérêt offert par la modélisation numérique validée sur quelques essais bien choisis est de nous permettre de considérer d'autres cas par une étude de sensibilité des conditions initiales et aux limites. Dans notre étude, nous remarquons qu'il existe à la fois une accumulation d'eau au fond du lysimètre et le long de la pente sous l'effet de barrière capillaire. L'influence de ces zones plus humides sur les écoulements préférentiels est importante. La quantification de ces effets est donc nécessaire dans l'étude du transfert d'eau et de soluté à l'échelle du lysimètre. En effet, outre la connaissance des paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs des matériaux utilisés dans le lysimètre LUGH, l'hétérogénéité du milieu (structure hétérogène), les conditions initiales et aux limites et la taille du lysimètre sont des paramètres qui jouent un rôle important dans les processus d'infiltration à cette échelle d'étude.

En condition de drainage libre, l'eau n'est drainée que lorsqu'une partie de la couche de sol juste au-dessus du fond de lysimètre atteint la saturation. La question posée est alors d'expliquer l'impact de la taille du lysimètre et de la vitesse d'infiltration sur l'effet de fond. Trois tailles différentes de lysimètre et trois vitesses d'infiltration différentes ont été étudiées numériquement pour un cas de profil homogène. Cette étude numérique tend à démontrer que les écoulements latéraux diminuent au fur et à mesure que la condition limite est abaissée par rapport à la surface d'infiltration. En milieu homogène, cet écoulement va se localiser dans la zone d'accumulation proche du fond du lysimètre. L'étendue de cette zone est constante quelque soit la taille du lysimètre. D'autre part, la longueur du lysimètre LUGH est satisfaisante dans le cadre de notre étude. L'allongement du lysimètre n'influence pas fortement la répartition de l'eau dans celui-ci. A l'inverse, l'effet de

fond dépend fortement de la vitesse d'infiltration. La taille de la zone d'accumulation d'eau diminue proportionnellement avec la vitesse d'infiltration.

Pour étudier l'effet de la barrière capillaire, on se sert du modèle validé sur l'essai E2 pour prédire l'impact de l'angle de l'interface et de la vitesse imposée sur les écoulements préférentiels. Les résultats montrent que le décalage du centre de gravité de la répartition des débits d'eau en sortie augmente linéairement en fonction de l'angle de l'interface entre les deux matériaux. Nous avons proposé également une équation qui permet de déduire cette déviation en fonction de la vitesse d'infiltration et de la pente. Autrement dit, cette déviation résulte de l'effet combiné des deux facteurs : la pente et la vitesse d'infiltration imposée. Aussi, la diminution des vitesses d'alimentation et l'augmentation de l'angle de l'interface induisent manifestement le développement des écoulements préférentiels. La prise en compte de l'effet de fond du lysimètre joue un rôle très important dans l'analyse des résultats expérimentaux et numériques. En effet, l'accumulation d'eau à la base du lysimètre dépend d'avantage de la vitesse d'alimentation que de l'effet de barrière capillaire. Par ailleurs, l'analyse du champ de vitesse à l'interface de la pente et la comparaison des temps de séjour et des pics des courbes d'élution des rangs 1 et 3 nous permettent de mieux comprendre les mécanismes de transfert d'eau et de soluté dans le lysimètre LUGH. Les résultats indiquent que le transfert de soluté à la verticale de la zone d'alimentation est pratiquement indépendant de l'angle de l'interface tandis que le transfert de soluté du rang 1 dépend fortement du développement des écoulements préférentiels.

En un mot, le lysimètre LUGH développé dans cette thèse peut satisfaire les demandes d'un outil de laboratoire. Il permettra de tester et de valider des modèles couplant différents processus entre les compartiments physique et géochimique du sol ainsi que d'étudier des transferts en 3D et de prendre en compte l'effet de l'hétérogénéité d'un milieu partiellement saturé. L'association entre les essais expérimentaux et les modèles numériques nous a permis de mettre au point une méthodologie d'estimation des paramètres clés de l'écoulement d'eau et du transport de soluté à travers le milieu non saturé. La modélisation numérique a permis, d'une part, de mettre en évidence le comportement du transfert couplé eau-soluté en 3D en fonction du temps et de l'espace et, d'autre part, de compléter des expériences avec le test de sensibilité afin de pré-

dimensionner des nouveaux essais. L'utilisation du lysimètre LUGH nous permet également d'étudier l'hétérogénéité du sol, les conditions initiales et aux limites du système, et leur rôle vis-à-vis des écoulements préférentiels. Notre étude a donné des renseignements pertinents sur le couplage entre les processus hydrodynamiques et le transfert des solutés dans les sols non saturés hétérogènes et a souligné le rôle des interfaces entre les matériaux ainsi que les conditions aux limites comme des facteurs clés des écoulements préférentiels.

Perspectives

Les recherches futures peuvent s'orienter suivant trois directions, détaillées ci-dessous : (1) en utilisant le lysimètre LUGH pour comprendre le comportement vis-à-vis de l'écoulement dans le massif compacté des inclusions de gravier macroporeux ; (2) en complétant le modèle d'écoulement par le transport réactif de solutés, et en particulier le transfert de colloïdes en milieu non saturé hétérogène ; et (3) en étudiant le rôle « d'inclusions » dans le sol de structures permettant de maîtriser le développement des flux préférentiels, comme par exemple des géotextiles, ou des filtres de sable.

En effet, nous avons besoin d'étudier les mécanismes d'écoulement dans les graviers sans matrice existant dans la zone non saturée. L'écoulement de l'eau dans les graviers (milieu à très gros macropores) est rapide et essentiellement gravitaire et peut se trouver en dehors de la limite des vitesses darciennes, et par conséquent en dehors des limites de validité de l'équation de Richards. Ceci demande le développement de modèles adaptés à la représentation des écoulements par ces macropores comme par exemple, le modèle d'ondes cinématiques (Di Pietro et al., 2003; Rousseau et al., 2004) ou l'approche double filtrage (Drouin, 2010). Ces modèles pourraient être utilisés pour traduire de façon plus réaliste ces écoulements rapides.

La seconde voie de recherche importante est l'étude du transfert de solutés réactifs et des traceurs nanoparticulaires. En effet, les nouveaux traceurs, comme les traceurs nanoparticulaires (détectables par fluorescence), se présentent comme un outil puissant pour l'étude du transfert des colloïdes dans les sols. L'utilisation des traceurs nanoparticulaires sur le terrain à grande échelle est aujourd'hui impossible. Cependant, à

l'échelle du lysimètre LUGH, nous pouvons les utiliser pour étudier, comprendre et modéliser, le mouvement de particules colloïdales dans les sols non saturés hétérogènes.

Enfin, à l'aide des outils numériques et expérimentaux développés, il sera possible d'étudier l'effet de barrière capillaire et de flux préférentiel pour divers cas qui intéressent l'ingénierie environnementale. Par exemple, il sera possible d'avoir une meilleure compréhension des effets produits par des inclusions dans le sol comme des barrières capillaires artificielles ou des systèmes de drainage construits dans la zone non saturée (géotextiles, filtre de sable, etc.) dans l'étude de l'amélioration de la fonction filtration/épuration/drainage.

Références:

- Abdou, H. M. and 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.
- Allaire-Leung, S. E., Gupta, S. C. and Moncrief, J. F. (2000) 'Water and solute movement in soil as influenced by macropore characteristics. 1. Macropore continuity', *Journal of Contaminant Hydrology* 41: 283-301.
- Allaire, S. E., Roulier, S. and Cessna, A. J. (2009) 'Quantifying preferential flow in soils: A review of different techniques', *Journal of Hydrology*(378): 179-204.
- Anguela, T. P. (2004) Etude du transfert d'eau et de solutés dans un sol à nappe superficielle drainée artificiellement, vol. Ph.D. Thesis. Paris, France: Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts.
- Angulo-Jaramillo, R., Gaudet, J. P., Thony, J. L. and Vauclin, M. (1996) 'Measurement of hydraulic properties and mobile water content of a field soil', *Soil Science Society of America Journal* 60(10): 710-715.
- Arya, L. M. and Dierolf, T. S. (1992) *Predicting soil moisture characteristics from particle size distribution: An improved method to calculate pore radii from particle radii*, Riverside, California.
- Arya, L. M., Leij, F. J., Van Genuchten, M. T. and Shouse, P. J. (1999) 'Scaling parameter to predict the soil water characteristic from particle size distribution data', *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63: 510-519.
- Arya, L. M. and 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.
- Arya, L. M., Richter, J. C. and Davidson, S. A. (1982) *A comparison of soil moisture characteristic predicted by the Arya Paris model with laboratory measured data*, Houston, Texas, USA: NASA Johnson Space Center.
- Aubertin, M., Bussière, B. and Chapuis, R. P. (1996) 'Hydraulic conductivity of homogenized tailings from hard rock mines', *Canadian Geotechnical Journal* 33: 470-482.
- Aubertin, M., Cifuentes, E., Apithy, S. A., Bussière, B., Molson, J. and Chapuis, R. P. (2009) 'Analyses of water diversion along inclined covers with capillary barrier effects', *Canadian Geotechnical Journal* 46(10): 1146-1164.
- Bajracharya, K. and Barry, D. A. (1997) 'Non-equilibrium solute transport parameters and their physical significance: numerical and experimental results', *Journal of Contaminant Hydrology* 24: 185-204.
- Baker, R. S. and Hillel, D. (1990) 'Laboratory tests of a theory of fingering during infiltration into layered soils', *Soil Sci. Am. J.*(54): 20-30.
- Basile, A. and D'Urso, G. (1997) 'Experimental corrections of simplified methods for predicting water retention curves in clay-loamy soils from particle size determination', *Soil Technol* 10: 261-272.
- Bazer-Bachi, F. (2005) Etude de l'influence de la rétention chimique sur la diffusion d'espèces anioniques dans les milieux argileux compacts *Ecole Doctorale RP2E*, vol. Docteur de l'INPL. Nancy: Institut National Polytechnique de Lorraine.
- Bear, J. (1972) 'Dynamics of fluids in porous media.', *New-yord: American Elsevier.*: 764p.
- Bergstrom, L. F. (1990) 'Use of lysimeters to estimate leaching of pesticides in agricultural soils.', *Environmental Pollution* 67: 325-347.

- Beven, K. J. (1981) 'Kinematic subsurface stormflow', *Water Resour. Res.*(17): 1419-1424.
- Beven, K. J. and Germann, P. (1982) 'Macropores and water flow in soils', *Water Resour. Res.*(18): 1311-1325.
- Bien, L. B., Angulo-Jaramillo, R., Predelus, D., Lassabatère, L. and Winiarski, T. (2013) Preferential flow and mass transport modeling in a heterogeneous unsaturated soil. in B. Caicedo (ed.) *First Pan-American Conference on Unsaturated Soils (Pam-Am UNSAT 2013)*. Cartagena de Indias, Colombia CRC Press, Taylor & Francis Group.
- Bien, L. B., Hehn, V., Angulo-Jaramillo, R., Lassabatère, L. and Winiarski, T. (2011a) 'An experimental facility for coupled preferential flow-colloidal transport modeling in heterogeneous unsaturated soil', paper give at a conference on 'American Geophysical Union, Fall Meeting', San Francisco, CA, USA, 5-9 décembre.
- Bien, L. B., Hehn, V., Lassabatère, L., Winiarski, T. and Angulo-Jaramillo, R. (2011b) 'Transfert de soluté à travers un grand lysimètre de sol non saturé et hétérogène', paper give at a conference on 'Journées Scientifiques GFHN – GEOFCAN 2011 ', Orléans, France, 29 novembre au 1 décembre 2011.
- Bien, L. B., Lassabatère, L., Winiarski, T. and Angulo-Jaramillo, R. (2011c) Simulation des écoulements et des transferts d'eau et de particules dans la Zone Non Saturée hétérogène : Pilote de laboratoire LUGH *Les 1ères Rencontres Interdisciplinaires Doctorales de l'Aménagement Durable RIDAD* Vaulx-en-Velin, France.
- Bien, L. B., Peyrard, X., Lassabatère, L., Winiarski, T. and Angulo-Jaramillo, R. (2010) Transferts d'eau et de particules dans la zone non saturée hétérogène : développement du pilote de laboratoire LUGH *35ième Journées du GFHN*. Louvain-la-Neuve, Belgique.
- Bouma, J. (1981) 'Comment on: Micro-, meso-, and macroporosity of soils', *Soil Sci. Soc. Am. J.*(45): 1244-1245.
- Bouma, J., Jongerius, A., Boersma, O., Jager, A. and Schoonderbeek, D. (1977) 'The function of different types of macropores during saturated flow through four swelling soil horizons', *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41: 945-950.
- Brooks, R. H. and Corey, A. T. (1964) 'Hydraulic properties of porous media', *Colorado State University Hydrology Paper No. 3*.
- Burdine, N. T. (1953) 'Relative permeability calculations from pore-size distribution data', *Petr. Trans. Am. Inst. Mining Metall. Eng.* 198: 71-77.
- Bürgisser, C. S., Cernik, M., Borkovec, M. and Sticher, H. (1993) 'Determination of nonlinear adsorption isothermes from column experiments: an alternative to batch studies', *Environmental Science Technology* 27(5): 943-948.
- Bussière, B., Apithy, S. A., Aubertin, M. and Chapuis, R. P. (2003) Water diversion capacity of inclined capillary barriers *56th CGS-IAH Conference*. Winnipeg.
- Butcher, B., Hinz, C., Flury, M. and Flüher, H. (1995) 'Heterogeneous flow and solute transport in an unsaturated stony soil monolith', *Soil Science Society of America Journal* 59: 14-21.
- Buttle, J. M. and McDonald, D. J. (2002) 'Coupled vertical and lateral preferential flow on a forested slope', *Water Resour. Res.* 38.
- Campbell, G. S. (1974) 'A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data', *Soil Science* 117: 311-314.
- Candela, L. and Aureli, A. (1998) *Agricultural Threats to Groundwater Quality*, Centre for Advanced Mediterranean Agronomic Studies (CIHEAM) and Technical University of Catalonia, Zaragoza, Spain: IHP-UNESCO, Intl.

- Carman, P. C. (1937) 'Fluid flow through granular beds', *Trans. Inst. Chem. Eng.* 15: 150-166.
- Carpaye, D. (2000) Contamination des eaux naturelles et des sols. Analyse des polluants majeurs, vol. DEA Sciences et stratégies analytiques: Université Claude Bernard - Lyon 1.
- Chapuis, R. P. and Aubertin, M. (2003) 'On the use of the Kozeny-Carman equation to predict the hydraulic conductivity of soils.', *Canadian Geotechnical Journal* 40: 616-628.
- Chapuis, R. P., Masse, I., Madinier, B. and Aubertin, M. (2006) 'Essai de drainage en colonne pour obtenir les propriétés non saturées de matériaux grossiers', *Sea to Sky Geotechnique 2006*: 905-912.
- Chocat, B. (1997) *Encyclopédie de l'hydrologie urbaine et de l'assainissement*, Paris: Lavoisier Tec & Doc.
- COMSOL AB (2008) 'COMSOL Multiphysics User's Guide, version 3.5a', *COMSOL AB ed : Grenoble*: 624p.
- COMSOL AB (2010) 'COMSOL Multiphysics User's Guide, version 4.0a', *COMSOL AB ed : Grenoble*: 804.
- Darcy, H. (1856) *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*, Dalmont, Paris.
- Davis, S. N., Campbell, D. J., Bentley, H. W. and Flynn, T. J. (1985) *Groundwater Tracers* National Water Well Association, Worthington.
- De Marsily, G. (1981) *Hydrogéologie quantitative*, Paris: Masson.
- Delage, P. and Cui, Y. (2000) 'L'eau dans les sols non saturés', *C 301, Traite Construction C2*. (1.2.1).
- Deschesne, M., Barraud, S. and Bardin, J. P. (2005) 'Experimental assessment of stormwater infiltration evolution', *Journal of environmental engineering*: 1090-1098.
- Di Pietro, L., Ruy, S. and Capowiez, Y. (2003) 'Predicting preferential water flow in soils by traveling-dispersive waves', *Journal of Hydrology* 278: 64-75.
- Diment, G. A. and Watson, K. K. (1985) 'Stability analysis of water movement in unsaturated porous materials: 3. Experimental studies', *Water Resour. Res.* 21(7): 979-984.
- Dixon, D. A., Graham, J. and Gray, M. N. (1999) 'Hydraulic Conductivity of Clays in Confined Tests under Low Hydraulic Gradients.', *Canadian Geotechnical Journal* 36(5): 815-825.
- Drouin, M. (2010) Modélisation des écoulements turbulents anisothermes en milieu macroporeux par une approche de double filtrage, vol. Docteur: Université de Toulouse.
- Dunne, T. and Black, R. D. (1970) 'An experimental investigation of runoff prediction in permeable soils', *Water Resour. Res.*(6): 478-490.
- Durner, W. (1994) 'Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure', *Water Resour. Res.* 32: 211-223.
- Fetter, C. W. (1993) *Contaminant Hydrogeology*, New York: Macmillan Publishing Company.
- Fetter, C. W. (1999) *Contaminant Hydrogeology*: Prentice Hall.
- Février, L. (2001) Transfert d'un mélange Zn-Cd-Pb dans un dépôt fluvio-glaciaire carbonaté. Approche en colonnes de laboratoire, vol. Ph.D. Thesis. Lyon, France: Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat.
- Feyen, J., Jacques, D., Timmerman, A. and Vanderborght, J. (1998) 'Modeling water flow and solute transport in heterogeneous soils: A review of recent approaches', *J. Agric. Engng. Res.*(70): 231-256.
- Flury, M., Flühler, H., Jury, W. A. and Leuenberger, J. (1994) 'Susceptibility of soils to preferential flow of water: a field study', *Water Resour. Res.* 30(7): 1945-1954.

- Gardner, W. R. (1958) 'Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table', *Soil Science* 85: 228-232.
- Gardner, W. R. (1960) *Water movement in soil*. Wash. State Univ., Pullman.
- Gaudet, J. P., Jegat, H., Vachaud, G. and Wierenga, P. J. (1977) 'Solute transfer, with exchange between mobile and stagnant water, through unsaturated sand', *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 41(4): 665-671.
- Gerke, H. H. and Van Genuchten, M. T. (1993) 'A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media', *Water Resour. Res.* 29(2): 305-319.
- Glass, R. J. (1985) A study of wetting front instability in layered porous media *Dept. of Agric. Eng.*, vol. M. Sc. thesis. Ithaca, New York: Cornell University.
- Glass, R. J., Parlange, J.-Y. and Steenhuis, T. S. (1989) 'Mechanisms for finger persistence in homogenous, unsaturated, porous media: Theory and verification', *Soil Sci.*(148): 60-70.
- Glossaire International d'Hydrologie (1992).
- Goutaland, D. (2008) Caractérisation hydrogéophysique d'un dépôt fluvioglaciaire. Evaluation de l'effet de l'hétérogénéité hydrodynamique sur les écoulements en zone non-saturée., vol. Ph.D. Thesis. Lyon, France: Institut National des Sciences Appliquées de Lyon.
- Goutaland, D., Winiarski, T., Dubé, J. S., Bièvre, G., Buoncristiani, J. F., Chouteau, M. and Giroux, B. (2008) 'Hydrostratigraphic characterization of glaciofluvial deposits underlying an infiltration basin using ground penetrating radar ', *Vadose Zone J.* 7: 194-207.
- Goyne, K. W., Day, R. L. and Chorover, J. (2000) 'Artifacts caused by collection of soil solution with passive capillary samplers.', *Soil Science Society of America Journal* 64: 1330-1336.
- Gupta, A., Destouni, G. and Jensen, M. B. (1999) 'Modelling tritium and phosphorous transport by preferential flow in structured soil', *Journal of Contaminant Hydrology* 35: 389-407.
- Hangen, E., Gerke, H. H., Schaaf, W. and Hüttl, R. F. (2005) 'Assessment of preferential flow processes in a forest-reclaimed lignitic mine soil by multicell sampling of drainage water and three tracers', *Journal of Hydrology* 303: 16-37.
- Hansen, J. B., Holm, P. E., Hansen, E. A. and Hjelm, O. (2000) 'Use of lysimeters for characterisation of leaching from soil and mainly inorganic waste materials.', *Nordtest Technical report 473. Institute of Water Management, Denmark.*
- Haverkamp, R., Debionne, S., Viallet, P., Angulo-Jaramillo, R. and de Condappa, D. (2006) *The handbook of Groundwater Engineering*, CRC: Boca Raton.
- Haverkamp, R., Leij, F. J., Fuentes, C., Sciortino, A. and Ross, P. J. (2005) 'Soil Water Retention: I. Introduction of a Shape Index.', *Soil Science Society of America Journal* 69: 1881-1890.
- Haverkamp, R., Ross, P. J., Smetten, K. R. J. and Parlange, J.-Y. (1994) 'Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation.', *Water Resour. Res.* 30: 2931-2935.
- Haverkamp, R., Vauclin, M., Tovina, J., Wierenga, P. J. and Vachaud, G. (1977) 'A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration', *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 41: 285-294.
- Heilig, A., Steenhuis, T. S., Walter, M. T. and Herbert, S. J. (2003) 'Funneled flow mechanisms in layered soil: field investigations', *Journal of Hydrology* 279(1-4): 210-223.
- Hendrickx, J. M. H. and Flury, M. (2001) Uniform and preferential flow, Mechanisms in the vadose zone. In *Conceptual Models of Flow and Transport in the Fractured Vadose zone*. in N. R. Council (ed.). Washington: National Academy Press.

- Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R. (1963) 'Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage', *J. Geophys. Res.*(68): 1081-1087.
- Hill, D. E. and Parlange, J.-Y. (1972) 'Wetting front instability in layered soils', *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 36(5): 697-702.
- Hillel, D. and Baker, R. S. (1988) 'A descriptive theory of fingering during infiltration into layered soils', *Soil Sci.* 146(1): 51-55.
- Holtz, R. D. and Kovacs, W. D. (1991) *Introduction à la géotechnique*, Montréal: Editions de l'Ecole Polytechnique de Montréal.
- Indrawan, I. G. B., Rahadjo, H. and Leong, E. C. (2007) 'Drying and wetting characteristics of a two-layer soil column', *Canadian Geotechnical Journal* 44: 20-32.
- Jury, W. A. and Horton, R. (2004) *Soil Physics*, Hoboken, New Jersey, USA: John Wiley & Sons, Inc.
- Kaskassian, S., Chastanet, J., Gleize, T., Côme, J. M., Getto, D., Barthes, V. and Angulo-Jaramillo, R. (2012) 'L'essai d'infiltration couplé à un traçage non réactif: un outil pour évaluer le transfert des polluants dans la zone non saturée des sols', *L'eau, l'Industrie, les Nuisances* 349: 38-45.
- Kaskassian, S., Gaudet, J. P., Chastanet, J., Decung, F., Angulo-Jaramillo, R., Szenknect, S., Côme, J. M., Getto, D., Barthes, V. and Krimissa, M. (2009) 'Projet ANR-PRECODD/TRANSAT 2005-2009 : Evaluation des temps de Transfert, dans la zone Non Saturée des sols, de contaminants dissous ou particules.', *Guide technique*: 106p.
- Koffi, K., Aubertin, M., Hernandez, M. A., Ouangrawa, M., Chapuis, R. P. and Bussière, B. (2008) Etude de la conductivité hydraulique des mélanges à granulométrie étalée *GéoEdmonton2008*. Edmonton, Canada: Edmonton'08 Organizing Committee.
- Kosugi, K., Hopmans, J. W. and Dane, J. H. (2002) Parametric models. in J. H. Dane and G. C. Topp (eds.) *Methods of Soil Analysis: Part 4, Physical Methods*. Madison, WI, USA: SSSA.
- Kozeny, J. (1927) 'Über die kapillare Leitung des Wassers im Boden', *Wien: Akademie der Wissenschaften*.
- Krebs, R., Sardin, M. and Schweich, D. (1987) 'Mineral dissolution, precipitation, and ion exchange in surfactant flooding', *AIChE Journal* 33(8): 1371-1378.
- Kung, K.-J. S. (1990a) 'Preferential flow in a vadose zone: 2. mechanism and implications ', *Geoderma*. 46: 59-71.
- Kung, K.-J. S. (1990b) 'Preferential flow in a sandy vadose zone: 1. Field observation', *Geoderma*.(46): 51-58.
- Kutilek, M. (2004) 'Soil hydraulic properties as related to soil structure', *Soil and Tillage Research* 79: 175-184.
- Lanthaler, C. (2004) 'Lysimeter Stations and Soil Hydrology Measuring Sites in Europe - Purpose, Equipment, Research Results, Future Developments.', *Dipl.Thesis Mag. rer. nat., School of Natural Sciences, Karl-Franzens-University Graz*.
- Larmet, H. (2007) Mobilisation et transfert de Zn, Cd, Cu et des colloïdes bactériens dans les bassins d'infiltration d'eaux pluviales: Influence des conditions hydrodynamiques, vol. Ph.D. Thesis: Université Joseph Fourier-Grenoble I.
- Lassabatère, L. (2002) Modification du transfert de trois métaux lourds (Zn, Pb et Cd) dans un sol issu d'un dépôt fluvio-glaciaire carbonate par l'introduction de géotextiles, vol. Ph.D. Thesis. Lyon, France: Institut National des Sciences Appliquées de Lyon.

- Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria Ugalde, J. M., Cuenca, R., Braud, I. and Haverkamp, R. (2006) 'Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments-BEST.', *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70: 521-532.
- Leij, F. J., Haverkamp, R., Fuentes, C., Zatarain, F. and Ross, P. J. (2005) 'Soil Water Retention: II. Derivation and Application of Shape index.', *Soil Science Society of America Journal* 69: 1891-1901.
- Leij, F. J., Russell, W. B. and Lesch, S. M. (1997) 'Closed-form expressions for water retention and conductivity data', *Groundwater* 35: 848-858.
- Lerner, D. N. (2001) *Urban Groundwater Pollution*, Rotterdam, The Netherlands: A. A. Balkema.
- Lischeid, G., Lange, H. and Hauhs, M. (2000) Information Gain by Single Tracers Under Steady State and Transient Flow Conditions: The Gårdsjön G1 Multiple Tracer Experiments *Tracers and Modelling in Hydrogeology*, vol. 262. Liège, Belgium: IAHS Publication.
- Luxmoore, R. J. (1981) 'Micro-, meso-, and macroporosity of soil', *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 45: 671-672.
- Magesan, G. N., Vogeler, I., Clothier, B. E., Green, S. R. and Lee, R. (2003) 'Solute movement through an allophanic soil', *Journal of Environmental Quality* 32(6): 2325-2333.
- Marsily, G. d. (1995) *L'eau: Dominos Flammarion*.
- Matocha, C. J. and Hossner, L. R. (1999) 'Mobility of the herbicide pyriithiobac through intact soil columns', *J. Agric. Food Chem.* 47(4): 1755-1759.
- Mbonimpa, M., Aubertin, M., Chapuis, R. P. and Bussière, B. (2000) Développement de fonctions hydriques utilisant les propriétés géotechniques de base *1st Joint IAHS-CNC-CGS Groundwater Specialty Conference*.
- Mbonimpa, M., Aubertin, M., Chapuis, R. P. and Bussière, B. (2003) 'Practical pedotransfer functions for estimating the saturated hydraulic conductivity', *Geotechnical and Geological Engineering* 20: 235-259.
- Merdun, H. (2005) 'Types and Modeling of Preferential Flow', *KSU Journal of Science and Engineering* 8(1).
- Mikkelsen, P. S., Häfliger, M., Ochs, M., Tjell, J. C., Jacobsen, P. and Boleer, M. (1996) 'Experimental assessment of soil and groundwater contamination from two old infiltration systems for road run-off in Switzerland', *the Sciences of the Total Environment* 189/190: 341-347.
- Millington, R. J. and Quirk, J. P. (1961) 'Permeability of porous media', *Trans. Faraday Soc.* 57: 1200-1207.
- Miquel, G. (2003) Rapport sur la qualité de l'eau et l'assainissement en France. Paris: Office parlementaire d'évaluation des choix scientifiques et technologiques.
- Miyazaki, T. (1988) 'Water flow in unsaturated soil layered slopes', *J. Hydrol.* 102: 201-214.
- Morel-Seytoux, H. J. (1992) *The capillary barrier effect at the interface of two soil layers with some contrast in properties*, 57 Shelby Lane, Atherton, CA: HYDROWAR Report 92.4, Hydrology Days Publications.
- Mualem, Y. (1976) 'A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media.', *Water Resour. Res.* 12: 513-522.
- Mubarak, I., Mailhol, J. C., Angulo-Jaramillo, R., Bouarfa, S. and Ruelle, P. (2009) 'Effect of temporal variability in soil hydraulic properties on simulated water transfer under high-frequency drip irrigation.', *Agric. Water Management* 96: 1547-1559.
- Muller, J.-C. (1996) 'Un point sur... trente ans de lysimétrie en France (1960-1990). Une technique, un outil pour l'étude de l'environnement', *INRA, éditions, Comifer, Paris*, : 360p.

- Musy, A. and Soutter, M. (1991) *Physique du sol*: Lausanne: Presses polytechniques et universitaires romandes.
- Newman, L. L. (1999) Preferential flow in vertically oriented, unsaturated soil layers *Department of Civil Engineering*, vol. Master of Science. Saskatoon, Canada: University of Saskatchewan.
- Nieber, J. L. (1996) 'Modeling finger development and persistence in initially dry porous media', *Geoderma*.(70): 207-229.
- Nimmo, J. R. (1997) 'Modeling structural influences on soil water retention', *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 712-719.
- Nkedi-Kizza, P., Biggar, J. W., Van Genuchten, M. T., Wierenga, P. J., Selim, H. M., Davidson, J. M. and Nielsen, D. R. (1983) 'Modeling tritium and chloride 36 transport through an aggregated oxisol', *Water Resour. Res.* 19: 691-700.
- Padilla, I. Y., Jim Yeh, T.-C. and Conklin, M. H. (1999) 'The effect of water content on solute transport in unsaturated porous media', 35(11): 3303-3313.
- Pang, L. and Close, M. (1999) 'Field-scale physical non-equilibrium transport in an alluvial gravel aquifer', *Journal of Contaminant Hydrology* 38(4): 447-464.
- Parker, J. and Albrecht, K. (1987) 'Sample volume effects on solute transport predictions.', *at. Resour. Res.* 23(12): 2293-2301.
- Parlange, J.-Y. and Hill, D. E. (1976) 'Theoretical analysis of wetting front instability in soils', *Soil Sci.*(122): 236-239.
- Peters, A. and Durner, W. (2009) Design and Performance of a Large Modular Zero-Tension Lysimeter for in-situ Water Collection from Preferential Flow Paths *European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2009*. Vienna.
- Pilgram, D. H., Huff, D. D. and Steele, T. D. (1978) 'A field evaluation of surface subsurface runoff, 2, Runoff processes', *J. Hydrol.*(38): 319-341.
- Quisenberry, V. L. and Phillips, R. E. (1976) 'Percolation of surface applied water in field', *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 40: 484-489.
- Quisenberry, V. L., Smith, B. R., Phillips, R. E., Scott, H. D. and Nortcliff, S. (1993) 'A soil classification system for describing water and chemical transport', *Soil Science* 156(5): 306-315.
- Raats, P. A. C. (1973) 'Unstable wetting fronts in uniform and non-uniform soils', *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*(37): 681-685.
- Radcliffe, D. E. and Šimůnek, J. (2010) *Soil Physics with Hydrus: Modeling and Applications*, Boca Raton: CRC Press, Taylor & Francis Group.
- Rezaee, L., Shabanpour, M. and Davatgar, N. (2011) 'Estimating the soil water retention curve from soil particle size distribution using the Arya and Paris model for Iranian soils', *Turkish Journal of Agriculture & Forestry* 35(6): 649-657.
- Richards, L. A. (1931) 'Capillary conduction of liquids through porous mediums.', *Physics* 1(5): 318-333.
- Richards, T. L. and Steenhuis, T. S. (1988) 'Tile drain sampling of preferential flow on a field scale', *Rapid and Far Reaching Hydrologic Processes in the Vadose Zone (Special Issue)*, *Journal of Contaminant Hydrology* 3: 307-325.
- Rimmer, A., Steenhuis, T. S. and Selker, J. S. (1995a) 'One-dimensional model to evaluate the performance of wick samplers in soils.', *Soil Science Society of America Journal* 59: 88-92.

- Rimmer, A., Steenhuis, T. S., Selker, J. S. and Albrecht, G. J. (1995b) 'Wick samplers: an evaluation of solute travel times.', *Soil Science* 159: 235-243.
- Ritsema, C. J., Dekker, L. W., Nieber, J. L. and Steenhuis, T. S. (1998) 'Modeling and field evidence of finger formation and finger recurrence in a water repellent sandy soil', *Water Resour. Res.* 34(4): 555-567.
- Romano, C. G., Frind, E. O. and 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.
- Rousseau, M., Ruy, S., Di Pietro, L. and Angulo-Jaramillo, R. (2004) 'Unsaturated hydraulic conductivity of structured soils from a kinematic wave approach', *Journal of Hydraulic Research* 42: 83-91.
- Russow, R., Segschneider, H. and Förstel, H. (1996) Comparison of water and anion movement in agriculturally used sandy loess and loess black earth soils by multitracer studies, vol. 40. German: Archiv für Acker Pflanze Boden.
- Sardin, M., Schweich, D., Leij, F. J. and Van Genuchten, M. T. (1991) 'Modeling the nonequilibrium transport of linearly interacting solutes in porous media: a review', *Water Resour. Res.* 27(9): 2287-2307.
- Sasal, M. C., Andriulo, A. E. and Taboada, M. A. (2006) 'Soil porosity characteristics and water movement under zero tillage in silty soils in Argentinian Pampas', *Soil and Tillage Research* 87: 9-18.
- Schoen, R., Gaudet, J. P. and Bariac, T. (1999) 'Preferential flow and solute transport in a large lysimeter, under controlled boundary conditions', *Journal of Hydrology* 215: 70-81.
- Schud, W. M., Cline, R. L. and Sweeney, M. D. (1988) 'Comparaison of a laboratory procedure and a textural model for predicting in situ soil water retention', *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 1218-1227.
- Schweich, D. and Sardin, M. (1986) 'Les mécanismes d'interaction solide-liquide et leur modélisation: Applications aux études de migration en milieu aqueux.', 59-107.
- Selker, J. S., Keller, C. K. and McCord, J. T. (1999) *Vadose zone processes*, Boca Raton: CRC Press LLC.
- Shimajima, E. and Sharma, M. L. (1995) 'The influence of pore water velocity on transport of sorptive and non-sorptive chemicals through an unsaturated sand', *J. Hydrol.* 164: 239-261.
- Shipitalo, M. J. and Edwards, W. M. (1996) 'Effects of initial water content on macropore/matrix flow and transport of surface-applied chemicals', *Journal of Environmental Quality* 25: 662-670.
- Sigg, L., Behra, P. and Stumm, W. (2000) *Chimie des milieux aquatiques. Chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement*, Paris: Dunod.
- Silliman, S. E., Berkowitz, B., Simunek, J. and Van Genuchten, M. T. (2002) 'Fluid flow and solute migration within the capillary fringe', *Ground Water* 40(1): 76-84.
- Simunek, J., Angulo-Jaramillo, R., Schaap, M. G., Vandervaere, J.-P. and Van Genuchten, M. T. (1998) 'Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension-disc infiltrometer data.', *Geoderma.* 86: 61-81.
- Smullen, J. T., Shallcross, A. L. and Cave, K. A. (1999) 'Updating the U.S. nationwide urban runoff quality data base', *Water Science and Technology* 39(12): 9-16.
- Soil Survey Division Staff (1993) *Soil Survey Manual*, Soil Conservation Service. U.S.
- Soutter, M. and Mermoud, A. (2007) *Ingénierie des eaux et du sol: Processus et aménagement*: Presses polytechniques et universitaires romandes.
- Stagnitti, F., Parlange, M. B., Steenhuis, T. S. and Parlange, J.-Y. (1986) 'Drainage from a uniform soil layer on a hillslope', *Water Resour. Res.*(22): 631-634.

- Steenhuis, T. S. and Parlange, J.-Y. (1991) 'Preferential flow in structured and sandy soils.', *Am. Soc. Agric. Eng.*: 12-21.
- Stephens, D. B. (1996) *Vadose zone hydrology*, New York: Lewis Publishers.
- Tallon, L. K., Si, B. C., Korber, D. and Guo, X. (2007) 'Soil wetting state and preferential transport of *Escherichia coli* in clay soils', *Canadian Journal of Soil Science* 87: 61-72.
- Thomas, G. W. and Phillips, R. E. (1979) 'Consequences of water movement in macrospores', *J. Environ. Qual.*(8): 149-152.
- van Genuchten, M. T. (1980) 'A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils.', *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-898.
- Van Genuchten, M. T., Leij, F. J. and Yates, S. R. (1991) *The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils*: U. S. Environmental Protection Agency, Oklahoma.
- van Genuchten, M. T. and Wierenga, P. J. (1976) 'Mass transfer studies in sorbing porous media: I. Analytical solutions', *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40: 473-479.
- Vauclin, M. (1971) Effets dynamiques sur la relation succion-teneur en eau lors d'écoulements en milieu non saturé, vol. Ph.D. Thesis. Grenoble, France: Université scientifique et médicale de Grenoble.
- Vauclin, M., Kanji, D. and Vachaud, G. (1979) 'Experimental and numerical study of a transient, two dimensional unsaturated-saturated water-table recharge problem', *Water Resour. Res.* 15: 1089-1101.
- Vaz, C. M. P., Iossi, M. F., Naime, J. M., Macedo, A., Reichert, J. M., Reinert, D. J. and Cooper, M. (2005) 'Validation of the Arya and Paris water retention model for Brazilian soil', *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69: 577-583.
- Vrba, J. and Romijn, E. (1986) *Impact of Agricultural Activities on Ground Water*, Hannover, Germany: Verlag Heinz Heise.
- Walter, M. T., Kim, J.-S., Steenhuis, T. S., Heilig, A., Braddock, R. D., Selker, J. S. and Boll, J. (2000) 'Funneled flow mechanisms in a sloping layered soil: Laboratory investigation', *Water Resources Research* 36(4): 841-849.
- Wen, X., Du, Q. and Tang, H. (1998) 'Surface complexation model for the heavy metal adsorption on natural sediment', *Environ. Sci. Technol.* 32(7): 870-875.
- Whicker, F. W. and Schultz, V. (1982) *Radioecology: Nuclear energy and the environment*, Boca Raton, Fla.: CRC Press
- Whipkey, R. Z. (1965) 'Subsurface stormflow from forested watersheds', *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*(10): 74-85.
- Wierenga, P. J. (1995) *Water and solute transport and storage*, London: Lewis Publishers.
- Wierenga, P. J. and Van Genuchten, M. T. (1989) 'Solute transport through small and large unsaturated soil columns', *Ground Water* 27(1): 35-42.
- Yong, R. N., Mohamed, A. M. O. and Warkentin, B. P. (1992) *Principles of contaminant transport in soils*, Amsterdam: Elsevier.
- Zaporozec, A. (2002) *Groundwater contamination inventory: A methodological guide*: IHP-VI, series on Groundwater No. 2, UNESCO.
- Zhou, L. and Selim, H. M. (2003) 'Application of the fractional advection-dispersion equation in porous media', *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67: 1079-1084.

ANNEXES

ANNEXE A : Fiches techniques des matériaux utilisés



Carrières de Saint Laurent

Fiche Technique Produit		Mise à jour du : 12/01/2010	FTP KJV020
Unité de production	Classe granulair	Elaboration	
Carrière Petite Craz	0 / 2	Roulé	
Norme	Article	Code	
XP P 18-545	10 : Bétons hydrauliques et mortiers	A	
Nature pétrographique			
Alluvionnaire			

PARTIE NORMATIVE

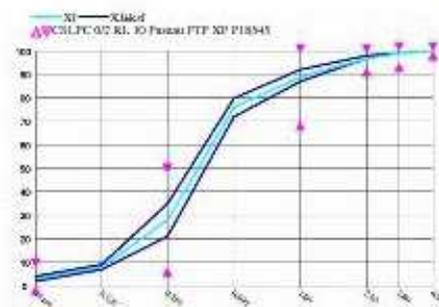
Nom	Symbole	Vsi	Vss	u	Vsi - u	Vss + u	Is	Is	e	e / 3,3
4 mm	2D	100	100							
2,8 mm	1,4 D	95	100	1						
2 mm	D	93	99	2			85	99	10	
1 mm	D/2	70	99	4					40	
0,250 mm		8	48	4					40	
63 µ	f	0	8	2				10	10	
Module de finesse	MF	1,7	2,3	0,15			1,5	2,8	0,6	
Valeur de bleu	MB									

PARTIE INFORMATIVE

(k=1,25)

Du 19/05/2009 au 22/09/2009

Nom	Symbole	Maxi	Xf + ksf	Xf	sf	Xf - ksf	Mini	Nb val
4,00	2,0 D	100,00	100,00	100,00	0,00	100,00	100,00	8
2,80	1,4 D	99,90	99,90	99,90	0,10	99,80	99,80	8
2,00	D	98,30	98,30	97,90	0,40	97,40	97,30	8
1,00	1 mm	91,40	92,20	89,70	2,00	87,20	85,40	8
0,250	0,250 mm	41,30	35,20	28,10	5,70	21,00	23,30	8
63 µm	Fines	4,00	4,30	3,30	0,80	2,30	1,90	8
Teneur en eau	w	21,0	20,3	12,5	6,3	4,6	6,5	8
Module de finesse	MF	2,16	2,13	2,00	0,11	1,86	1,80	8
V de bleu 0/2	MB	0,62	0,63	0,49	0,11	0,35	0,35	8
SE 0/2 933,8	SE	79	79	78	1	78	78	3



Date	Nom de l'essai	Norme essai	Symbole	Valeur
22/12/09	Abs d'eau (%)	NF EN 1097-6 articles 7	WA24	0,87
19/05/09	Chlorure+eau (pot) (%)	NF EN 1744-1 art 8	%Cl	0,0001
12/01/10	Impuretés prohibées (%)	XP P 18545 3-42	IP	0,00
22/12/09	Masse vol. en vrac (t/m3)	NF EN 1097-3	MVA	1,63
19/05/09	Matière humique	NF EN 1744-1 art 15.1	Couleur	neg
22/12/09	MV réctte - µ rd (t/m3)	NF EN 1097-6 article 8	MVR	2,63
22/12/09	Qualification Alenti	FD P18-542	NQ	
25/06/09	SE 0/2 933,8 (%)	NF EN 933-8	SE	78
09/10/09	Teneur en eau (%)	NF EN 1097-5	w	12,0
19/05/09	Teneur en Soufre Total S%	LECO Type S200	S	0,0050
09/10/09	V de bleu 0/2 (µ/kg)	NF EN 933-9	MB	0,38

	Editée par : Carrières de Saint Laurent - CD 147 - 69720 - ST LAURENT DE MURE	Tél : 04 72 09 16 07 Fax : 04 72 09 65 80
--	--	--



Carrières de Saint Laurent

**Annexe des caractéristiques de la
Fiche Technique Produit**

 Mise à jour du : 12/01/2010
FTP KJV020

Unité de production	Classe granulaire	Elaboration
Carrière Petite Craz	0 / 2	Roulé
Norme	Article	Code
XP P 18-545	10 : Bétons hydrauliques et mortiers	A

COMPTAGE PETROGRAPHIQUE						
Silice	Quartz	Grès	Granitoïde	Calcaire	Autres	Silice-réactive
6.1%	62.4%		4.2%	27.4%	0.0%	9.0%

CHIMIE											
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	perte feu
64.25	2.21	0.92	16.98	0.31		0.45	0.49	0.06	0.05%	0.053	13.79

Détail: Analyse granulométrique									Du 19/05/2009 au 22/09/2009	
	63 µm	0.125	0.250	0.500	1.00	2.00	2.80	4.00		
Maximum	4.00	9.90	41.30	79.40	91.40	98.30	99.90	100.00		
Xf + k sf	4.30	9.90	35.20	80.50	92.20	98.30	99.90	100.00		
sf	0.80	1.00	5.70	3.40	2.80	0.40	0.10	0.00		
Xf	3.30	8.60	28.10	76.30	89.70	97.90	99.90	100.00		
Xf - k sf	2.30	7.30	21.00	72.10	87.20	97.40	99.80	100.00		
Minimum	1.90	6.60	23.30	69.30	85.40	97.30	99.80	100.00		

Observations

	Éditée par : Carrières de Saint Laurent - CD 147 - 69720 - ST LAURENT DE MURE	Tél : 04 72 09 16 07 Fax : 04 72 09 65 80
--	---	--

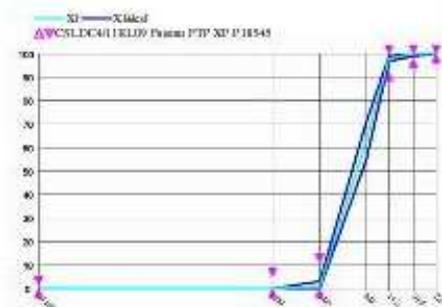


Carrières de Saint Laurent

Fiche Technique Produit		Mise à jour du : 13/02/2009	FTP KDU300
Unité de production	Classe granulair	Elaboration	
Carrière de Décines	4 / 11.2 RL	Roulé	
Norme	Article	Code	
XP P 18-545	10 : Bétons Hydrauliques	A	
Nature pétrographique			
Alluvionnaire			

PARTIE NORMATIVE										
Nom	Symbole	Vsi	Vst	u	Vsi - u	Vss + u	L1	Ls	e	e / 3.3
22.4	2D		100			100		100		
16	1.4D	98	100	1	97	100		100		
11.2	D	92	100	5	87	100	80	99	15	
8	D/1.4									
4	d	0	11	5	0	16	0	20	15	
2	d/2	0	3	1	0	6				
63µ	f	0	1.5	0.3	0	1.8				
Aplatissement	FI		20							
Los Angeles	LA							30		

PARTIE INFORMATIVE (k=1.25)						Du 04/08/2008 au 16/12/2008			
Nom	Symbole	Maxi	Xf + ksf	Xf	sf	Xf - ksf	Mini	Nb val	
22.4	2D	100.00	100.00	100.00	0.00	100.00	100.00	20	
16.0	1.4D	100.00	100.00	100.00	0.10	99.90	99.60	20	
11.2	D	99.78	99.68	98.80	0.70	97.90	96.60	20	
4.00	d	6.30	3.00	1.50	1.30	0.00	0.20	20	
2.00	d/2	1.70	0.80	0.30	0.40	0.00	0.00	20	
63 µm	f	0.70	0.50	0.20	0.20	0.00	0.00	20	
Teneur en eau	w	3.2	2.9	2.2	0.6	1.5	1.0	19	
Aplatissement	FI	11.3	10.8	9.3	1.2	7.7	8.0	5	



Date	Nom de l'essai	Nom de l'essai	Symbole	Valeur
02/02/09	Abs d'eau (%)	NF EN 1097-6 annexe B	WA24	0,87
04/08/08	Alcalins solubles (%)	LPC n°37	Na2O eq	0,0021
20/01/09	Aplatissement (%)	NF EN 933-3	FI	9,0
04/08/08	Boulettes d'Argile (%)	XP P 18-545 10-1-6	BA	0,00
04/08/08	Chlorure+eau (pot) (%)	NF EN 1744-1 art 8	%Cl	0,0000
04/08/08	Gel / dégel (%)	NF EN 1367-1	F	0,6
04/08/08	Impuretés prohibées (%)	XP P 18545 3-42	IP	0,00
04/08/08	Los Angeles ()	NF EN 1097-2 article 5	LA	18
02/02/09	Masse vol. en vme (t/m3)	NF EN 1097-3	MVA	1,57
02/02/09	MV réelle - µ rd (t/m3)	NF EN 1097-6 articles 7	MVR	2,62
05/01/09	Qualification Alenti	FD P18-542	NQ	
09/02/09	Teneur en eau (%)	NF EN 1097-5	w	3,0
09/02/09	Teneur en fines (%)	NF EN 933-1	f	0,30
04/08/08	Teneur en Soufre Total S%	LECO Type S200	S	0,0430

	Editée par : Carrières de Saint Laurent - CD 147 - 69720 - ST LAURENT DE MURE	Tél : 04 72 09 16 07 Fax : 04 72 09 65 80
--	---	--



Carrières de Saint Laurent

**Annexe des caractéristiques de la
Fiche Technique Produit**

 Mise à jour du : 13/02/2009
FTP KDU300

Unité de production	Classe granulatoire	Elaboration
Carrière de Décines	4 / 11.2 RL	Roulé
Norme	Article	Code
XP P 18-545	10 : Bétons Hydrauliques	A

COMPTAGE PETROGRAPHIQUE					
CALCAIRE	Quartz	Granitoïdes	silex	silice réactive	autres
60.0%	40.0%				

CHIMIE											
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Perte-feu
26.91%	2.00%	0.74%	38.16%	0.63%	0.05%	0.40%	0.53%	0.06%	0.03%	0.03%	31.12%

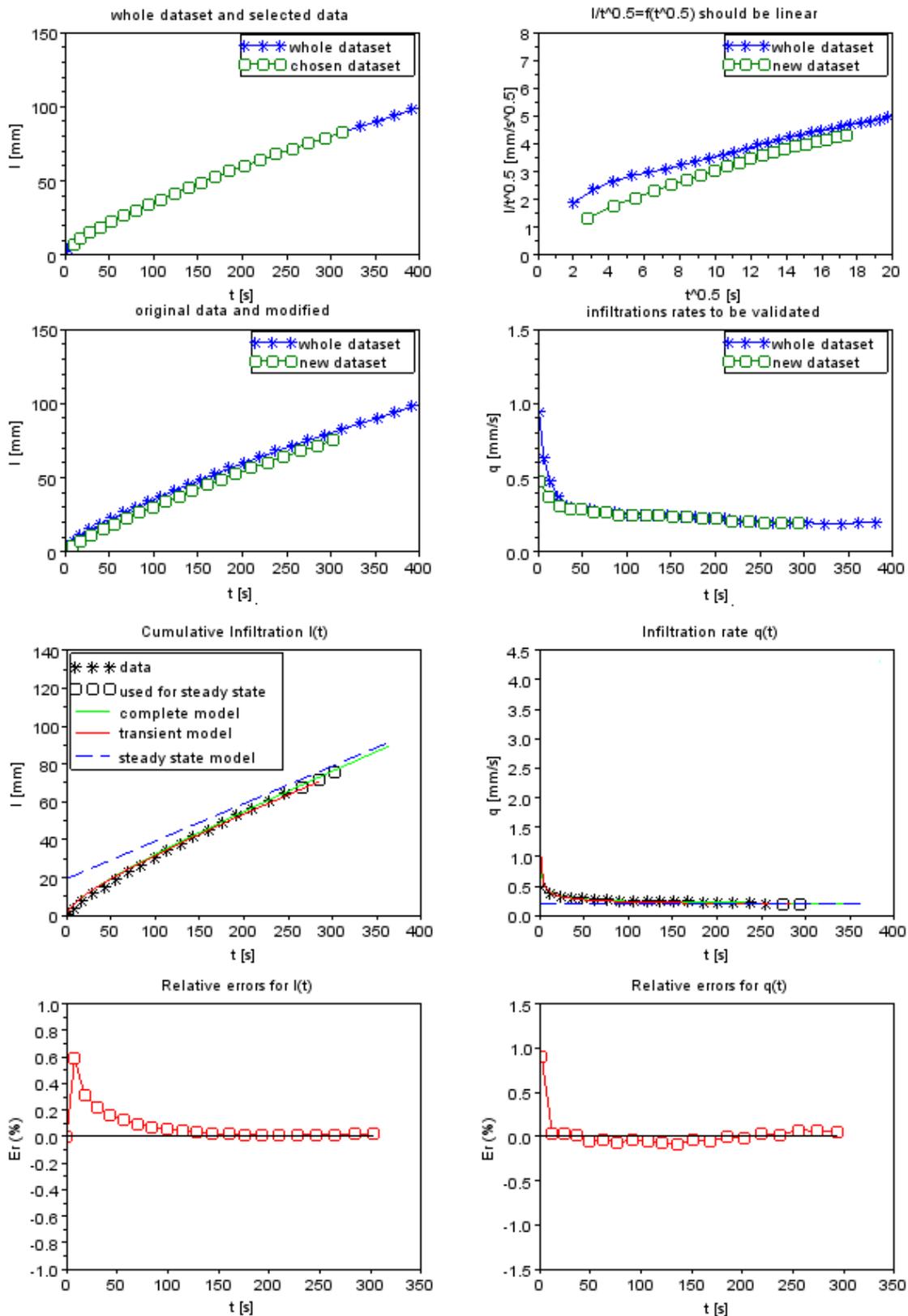
Détail: Analyse granulométrique
Du 04/08/2008 au 16/12/2008

	63 µm	2.00	4.00	8.0	11.2	16.0	22.4
Maximum	0.70	1.70	6.30	78.80	99.70	100.00	100.00
Nf + k sf	0.50	0.80	3.00	71.60	99.60	100.00	100.00
sf	0.20	0.40	1.30	6.60	0.70	0.10	0.00
Nf	0.20	0.30	1.50	63.40	98.80	100.00	100.00
Nf - k sf	0.00	0.00	0.00	55.10	97.90	99.90	100.00
Minimum	0.00	0.00	0.20	50.20	96.60	99.60	100.00

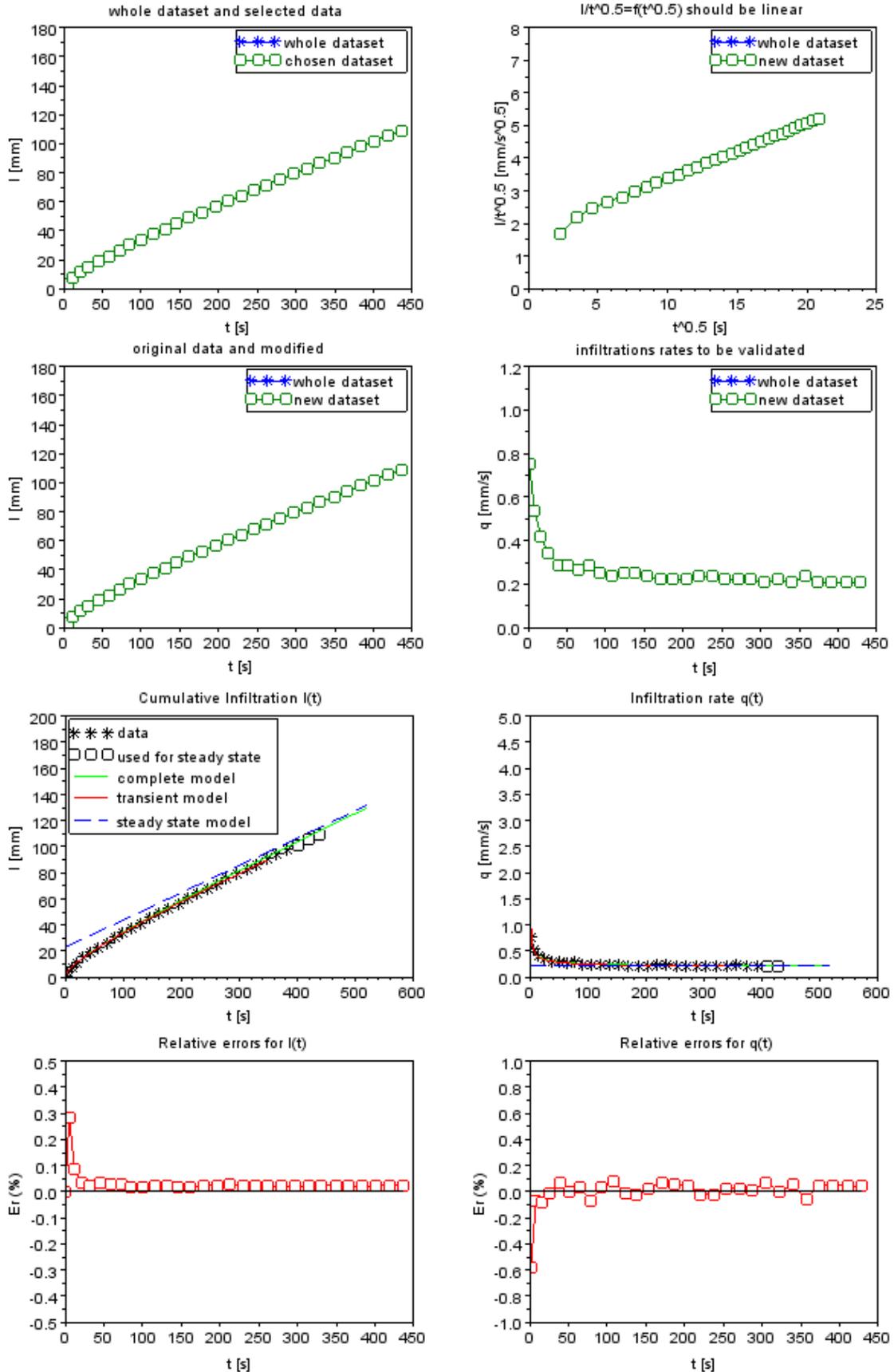
Observations

	Editée par : Carrières de Saint Laurent - CD 147 - 69720 - ST LAURENT DE MURE	Tél : 04 72 09 16 07 Fax : 04 72 09 65 80
--	--	--

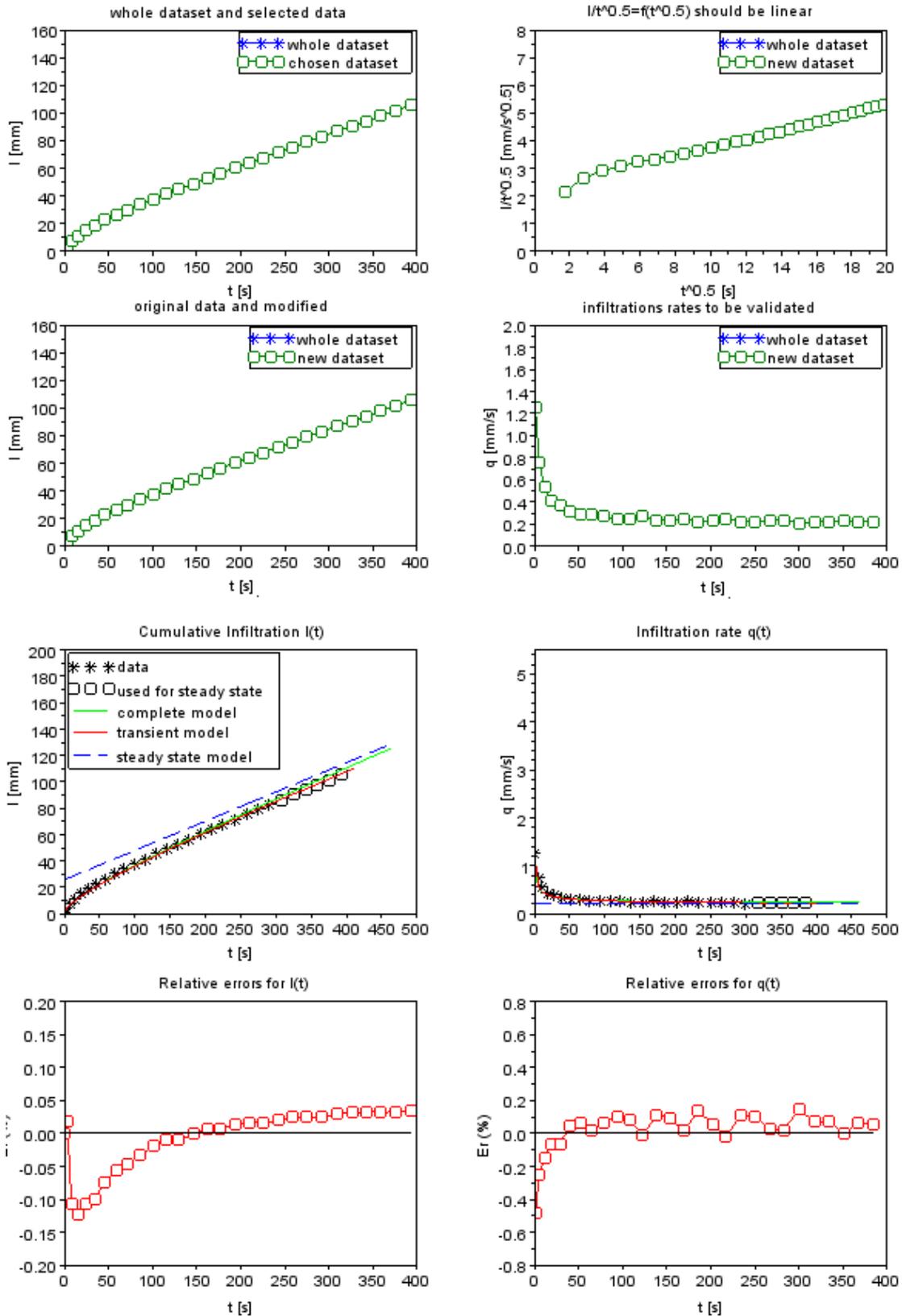
ANNEXE B : Résultats fournis par l'essai Beerkan (méthode BEST)



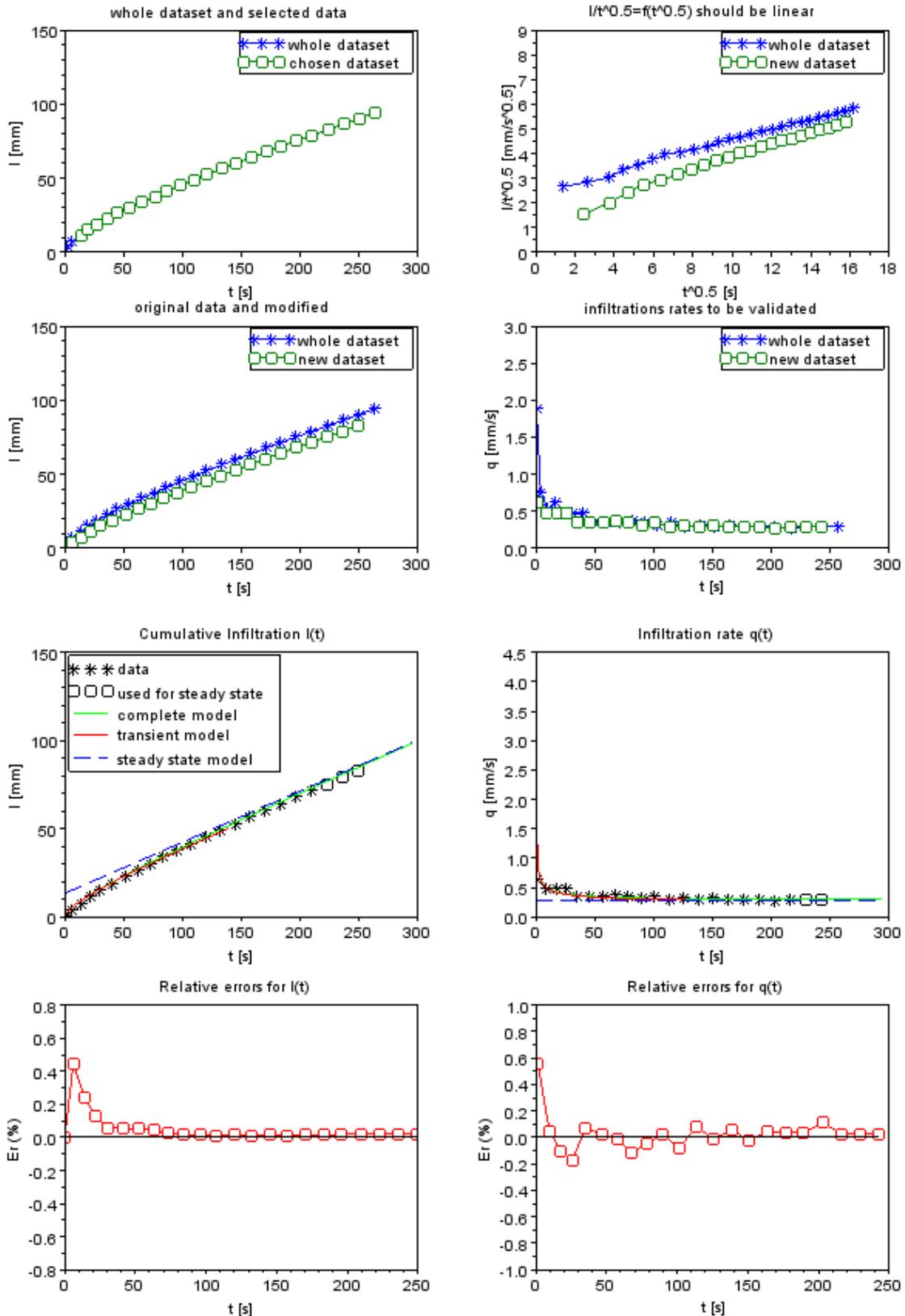
Résultats de la méthode BEST pour le bimodal 1



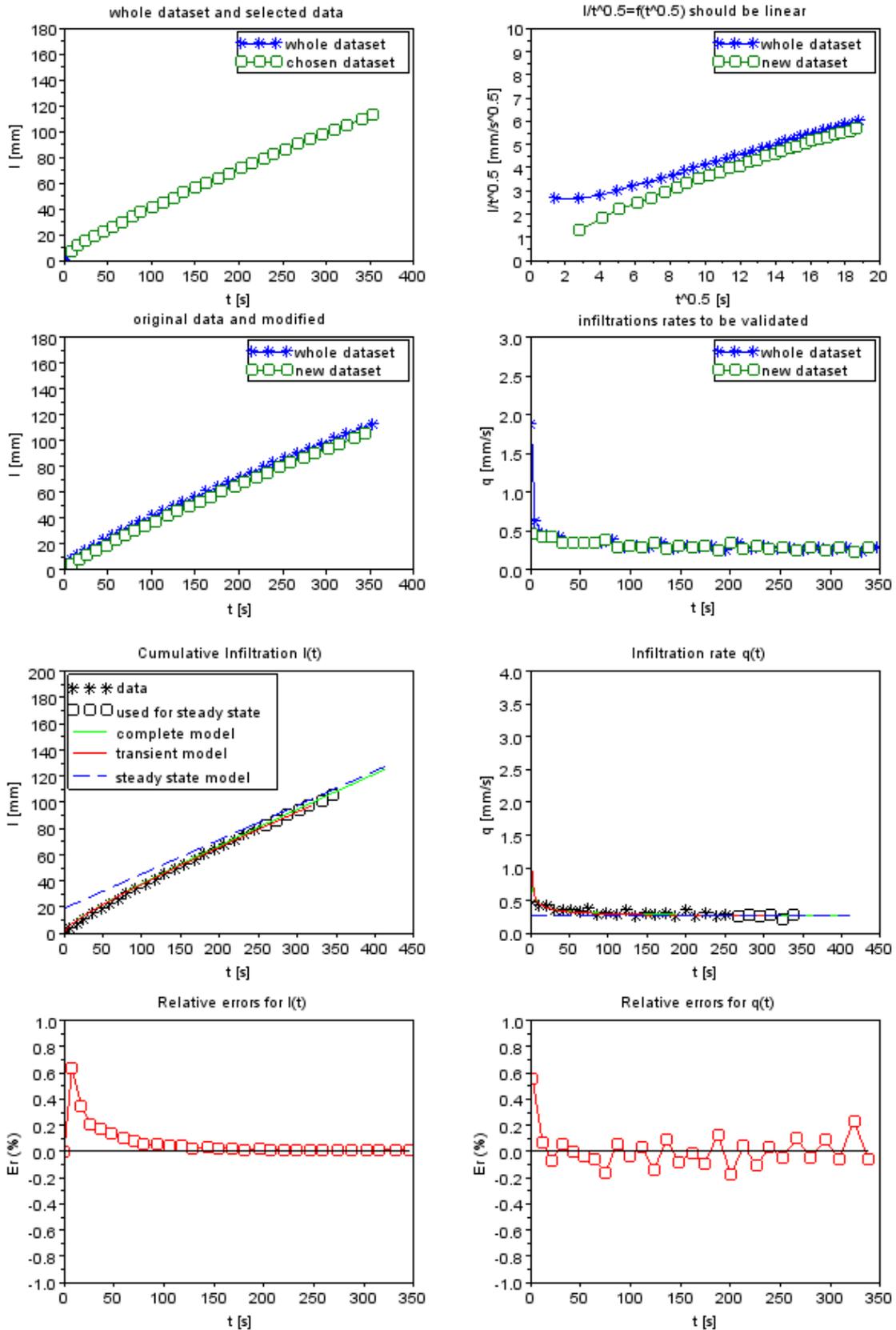
Résultats de la méthode BEST pour le bimodal 2



Résultats de la méthode BEST pour le bimodal 3



Résultats de la méthode BEST pour le sable 1



Résultats de la méthode BEST pour le sable 2

ANNEXE C : Codes de calcul sur MathCad 2000

ORIGIN= 1

TOL= 1×10^{-8}

Entrées des données

q := 0.1102

q : la vitesse Darcy cm/mn avec le débit est 612.96ml/heure

θ := 0.2577

teneur volumique en eau : $V_0=1167$ ml, $V_{total}= 56.5 \cdot 10^2/4 \cdot \pi=4437.5$ ml

$V := \frac{q}{\theta}$

V = 0.4276

δt := 40

durée du créneau injecté

z := 57

la hauteur du sable dans de la colonne (cm)

Lecture du fichier de données (NOM A ENTRER en module de LIREPRN)

M := LIREPRN("D:\travaux temporels\Novembre-2012\donnees colonne a calculer BM et R\S1.txt")

Traitement des données du fichier

n := lignes(M)

n = 23

x := M^{<1>}

y := M^{<2>}

tF := x_n

tF = 345

fin d'entrée des des données

Traitement des données du fichier

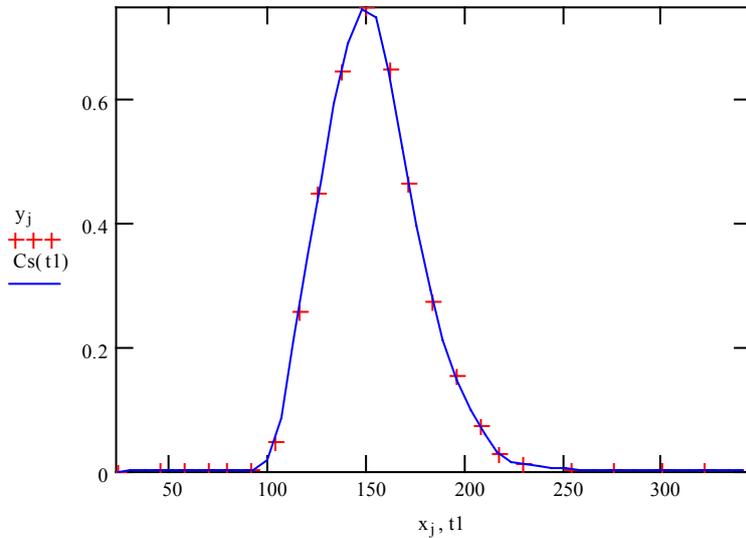
CeS := lspline(x, y)

Cs(t1) := interp(CeS, x, y, t1)

$$\Delta t_{spl} := \frac{tF}{50}$$

$$t1 := x_1, x_1 + \Delta t_{spl}.. tF$$

$$j := 1.. n$$



fin du lissage de la courbe

Calcul des moments

1. Moment d'ordre 0 pour le bilan de masse

A est la surface sous la courbe.

Ath est la surface du créneau injecté.

$$A := \int_{x_1}^{x_n} Cs(t1) dt1$$

$$Ath := 1 \cdot \delta t$$

$$Ath = 40$$

$$A = 39.9675$$

Bilan de Masse:

$$BM := \frac{A}{Ath}$$

$$BM = 0.999$$

2. Moment d'ordre 1 pour le temps moyen de séjour et facteur de retard

M1 est le premier moment.

E est l'espérance mathématique

ou le temps moyen de séjour.

Tsc est le temps convectif moyen

$$M1 := \int_{x_1}^{x_n} \left(t1 - \frac{\delta t}{2} \right) \cdot Cs(t1) dt1$$

$$M1 = 5.20575 \times 10^3$$

Temps moyen de séjour : E

$$E := \frac{M1}{A}$$

$$Tsc := \frac{Z}{V}$$

$$E = 130.24953$$

$$Tsc = 133.30215$$

Facteur de Retard :R

Vcalc = vitesse effective expérimentale.

R est le facteur de retard (adoption instantanée).

$$Vcalc := \frac{Z}{E}$$

$$R := \frac{E}{Tsc}$$

$$R = 0.9771$$

3. Moment d'ordre 2 pour Variance

M2 est le second moment normé par la moyenne.

VAR est la variance.

$$M2 := \int_{x_1}^{x_n} \left(t1 - \frac{\delta t}{2} \right)^2 \cdot Cs(t1) dt1$$

Variance : VAR

$$M2 = 7.02032 \times 10^5$$

$$Edet2 := \frac{M2}{A}$$

$$VAR := Edet2 - E^2$$

$$VAR = 600.15135$$

ANNEXE D : Matériel des essais en colonne et en lysimètre LUGH



Dispositifs des essais en colonne

1 : Tête de la colonne ; 2 : Deux segments de la colonne ; 3, 4 : Grille et billes de verre ; 5 : Fraction de collecteur ; 6 : Pompe péristaltique ; 7 : Tubes d'essai ; 8 : Solution.



Bloc du béton

1, 2 : Moule du béton ; 3 : Montage des moules ; 4, 5 : Remplissage du béton ; 6, 7 : Décoffrage ; 8, 9, 10 : Raccords ; 11 : Vérification ; 12 : Bloc de béton.



Fond du lysimètre LUGH

1 : Fond ; 2, 3 : Arrangement des blocs ; 4, 7 : Géo-membrane ; 5, 6 : Maille et couche de gravier ; 8 : Trou au fond du lysimètre.



Remplir le lysimètre LUGH

1 : Séchage des matériaux ; 2, 3, 4 : Remplir chaque couche de matériaux ; 5, 6 : Vérification l'interface entre deux matériaux ; 7, 8, 9 : Mise en place des capteurs TDR et tensiomètre ; 10 : Pente entre deux matériaux ; 11 : Surface de lysimètre ; 12 : Couche de gravier à la surface de lysimètre LUGH.



Système d'arrosage

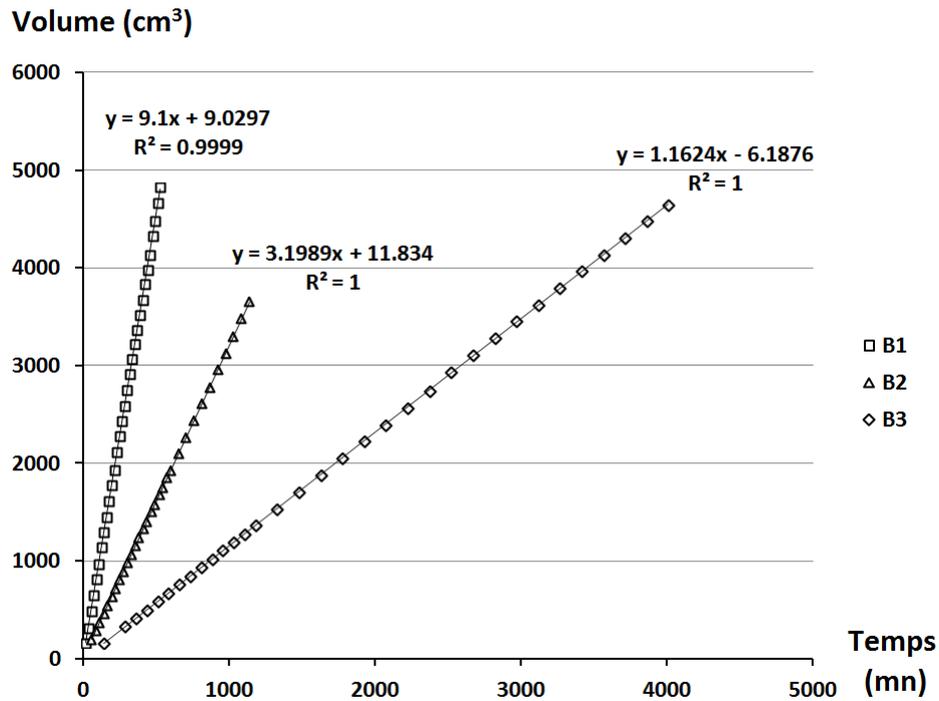
1 : Bac réservé du soluté ; 2, 3, 4 : Programmateur et deux électrovannes ; 5 : Détendeur ; 6, 7 : Vérification la distribution d'eau à la surface.



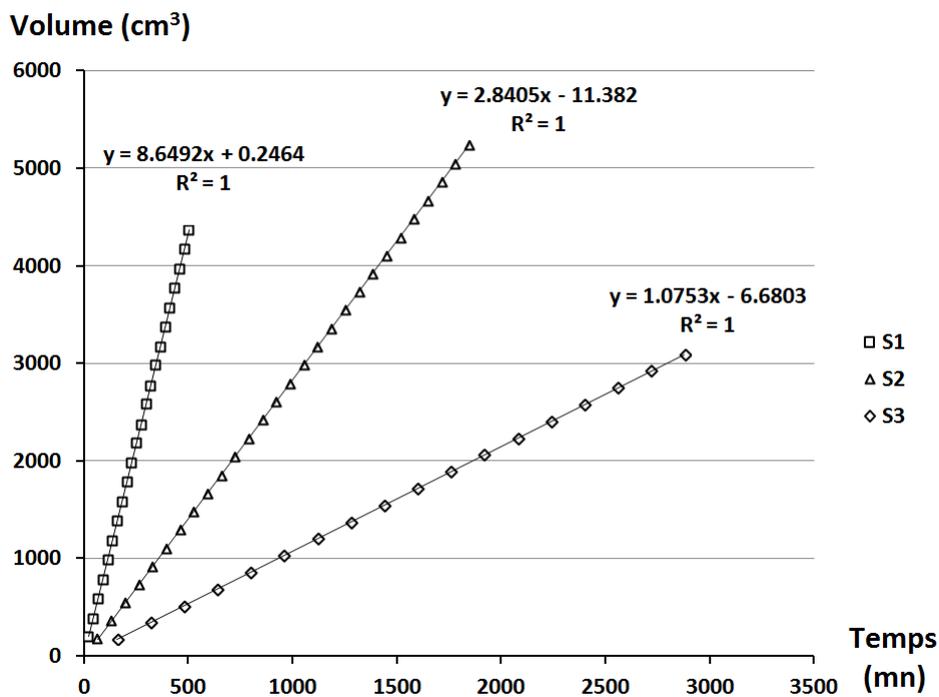
Collecteur des échantillons

1, 2 : Collecteur des échantillons en manuel ; 3, 4 : Mesure par la conductivité électrique.

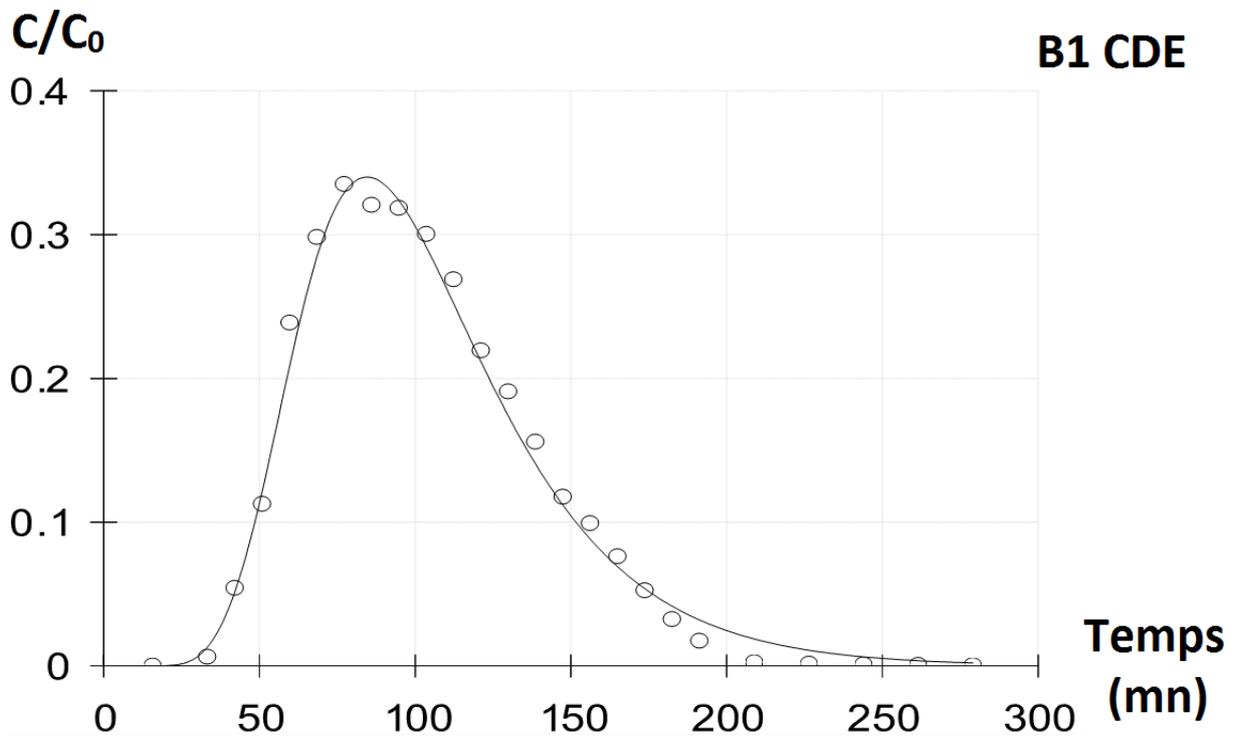
ANNEXE E : Essai en colonne



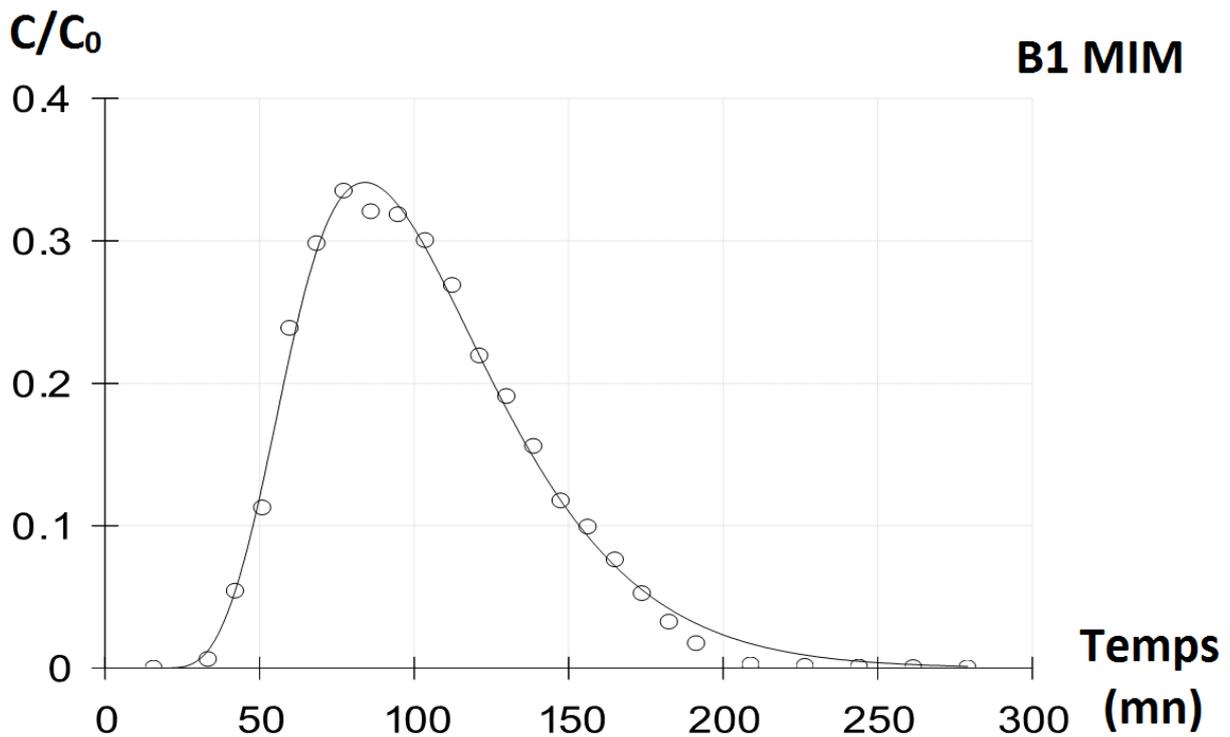
Stationnarité du débit en sortie des essais en colonne de bimodal.



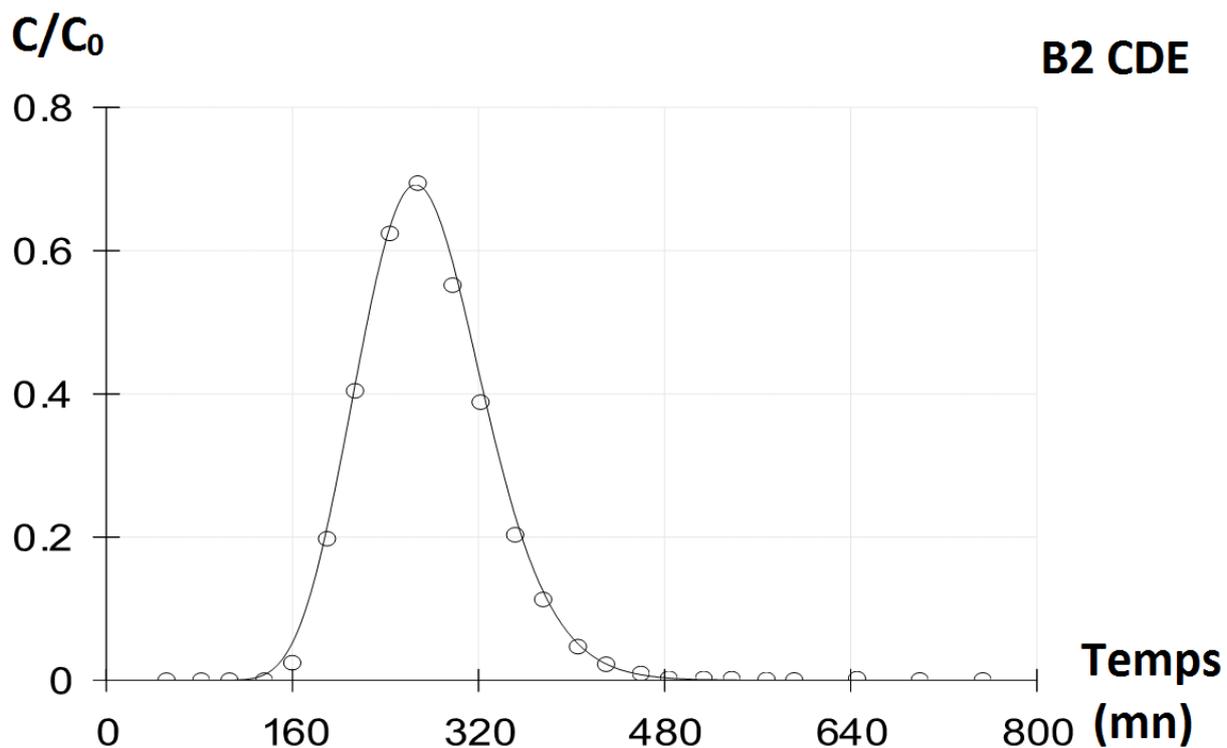
Stationnarité du débit en sortie des essais en colonne de sable.



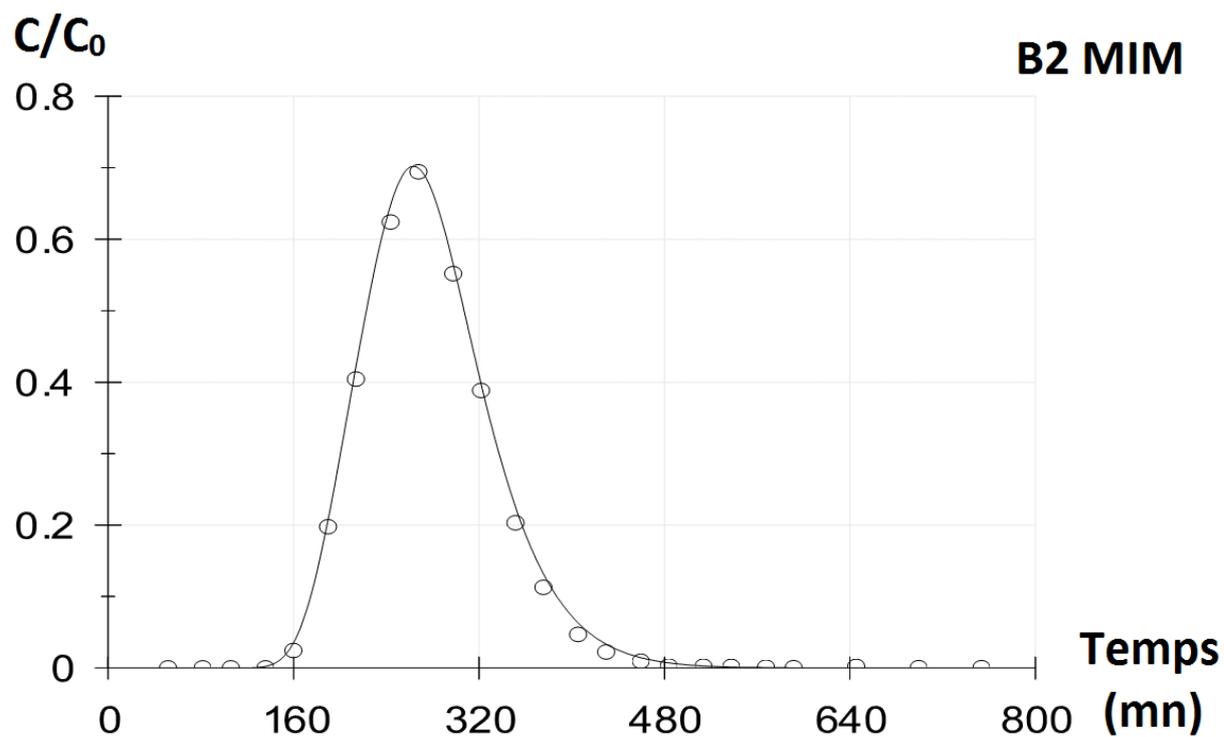
Ajustement du modèle CDE à la courbe d'élution du cas B1.



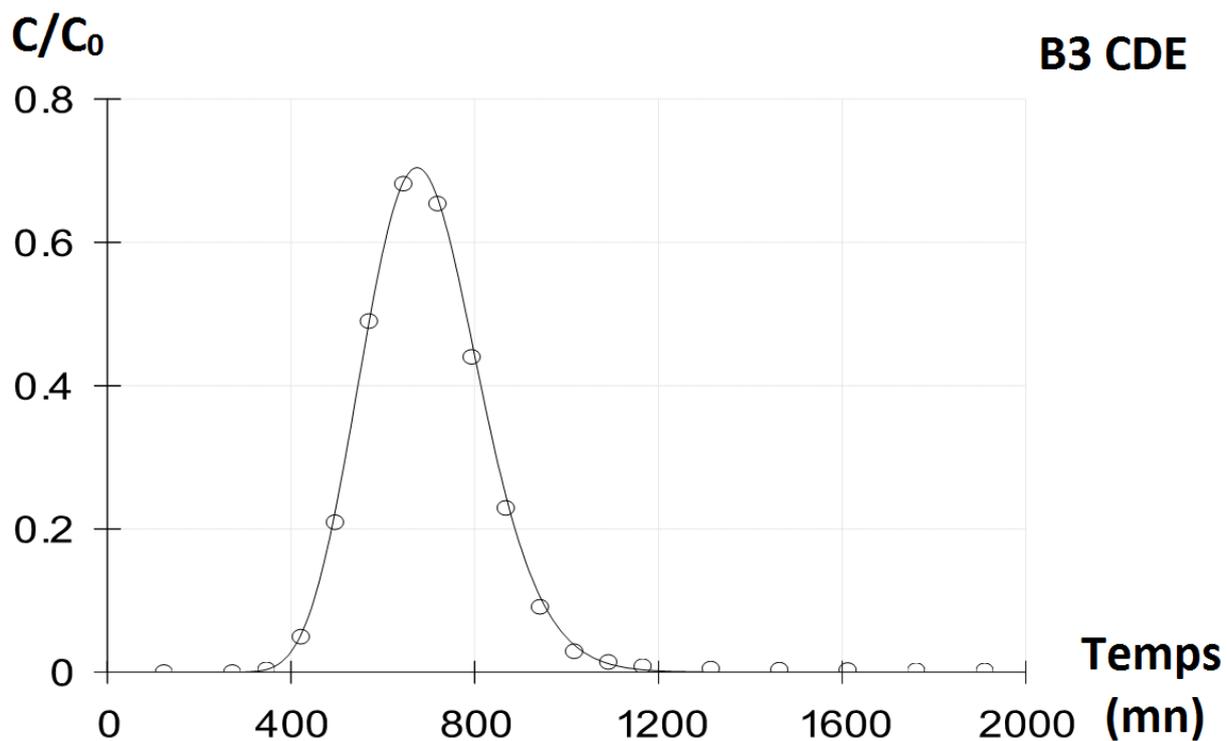
Ajustement du modèle MIM à la courbe d'élution du cas B1.



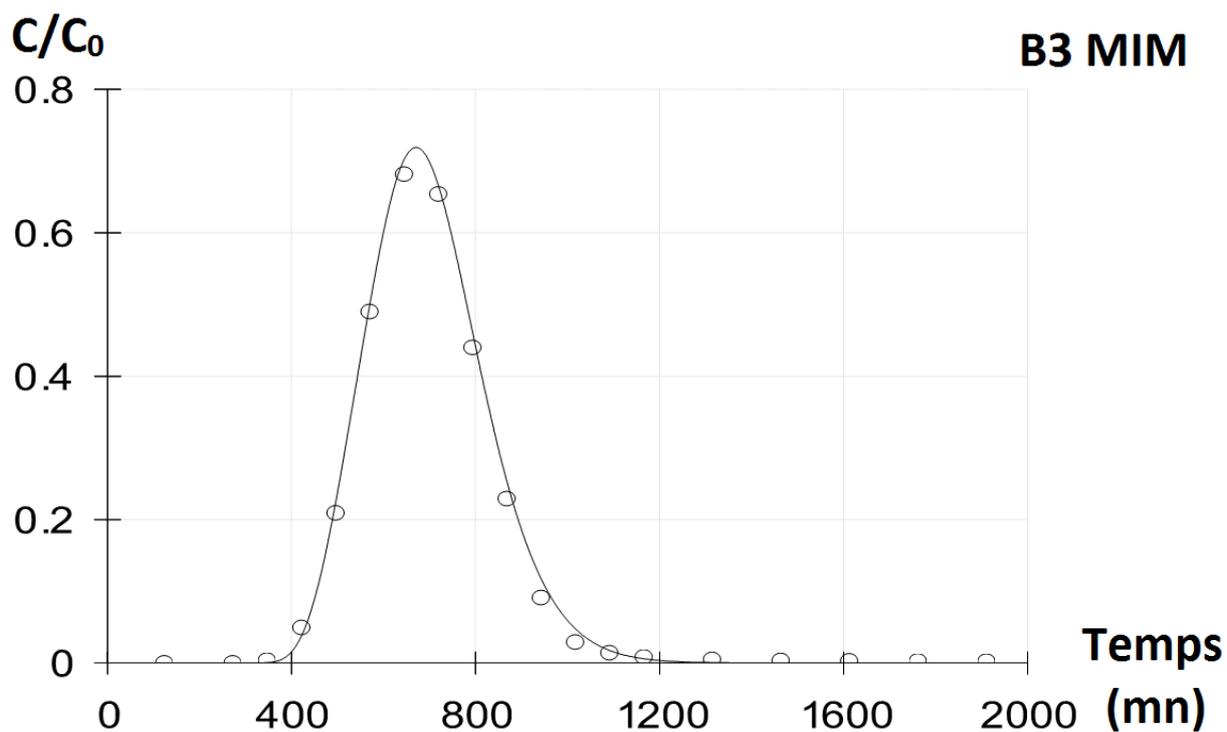
Ajustement du modèle CDE à la courbe d'élution du cas B2.



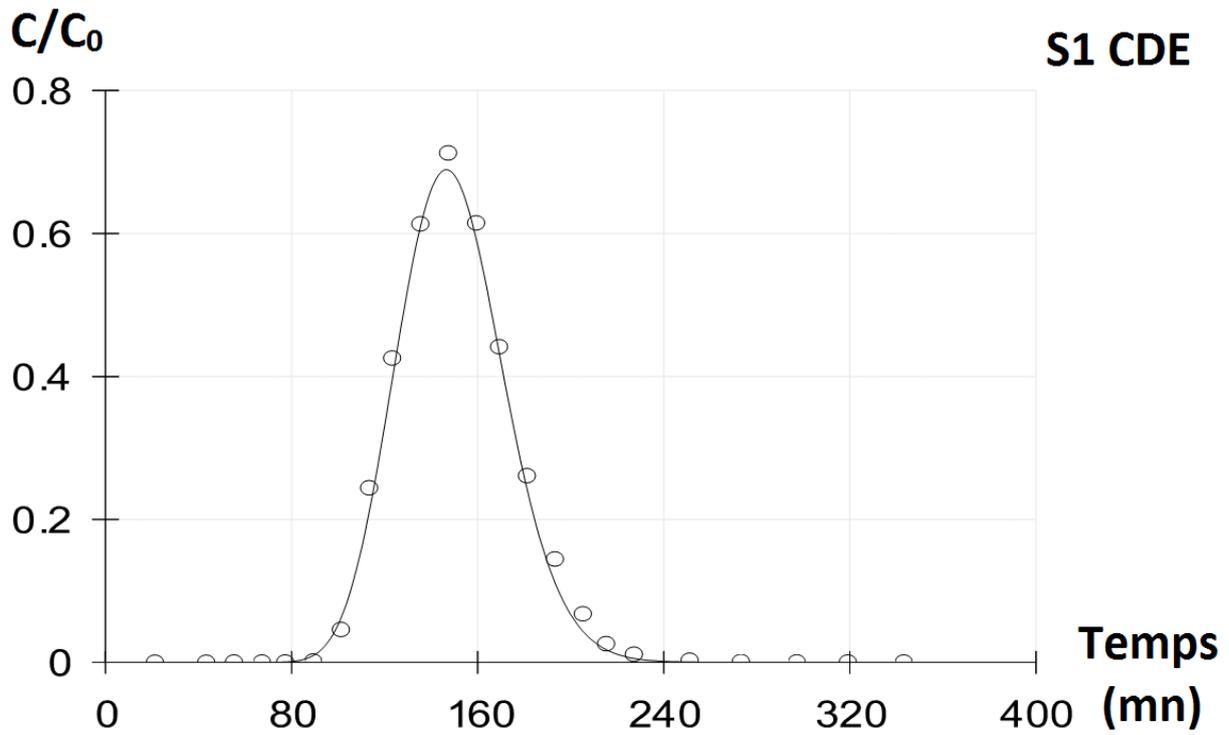
Ajustement du modèle MIM à la courbe d'élution du cas B2.



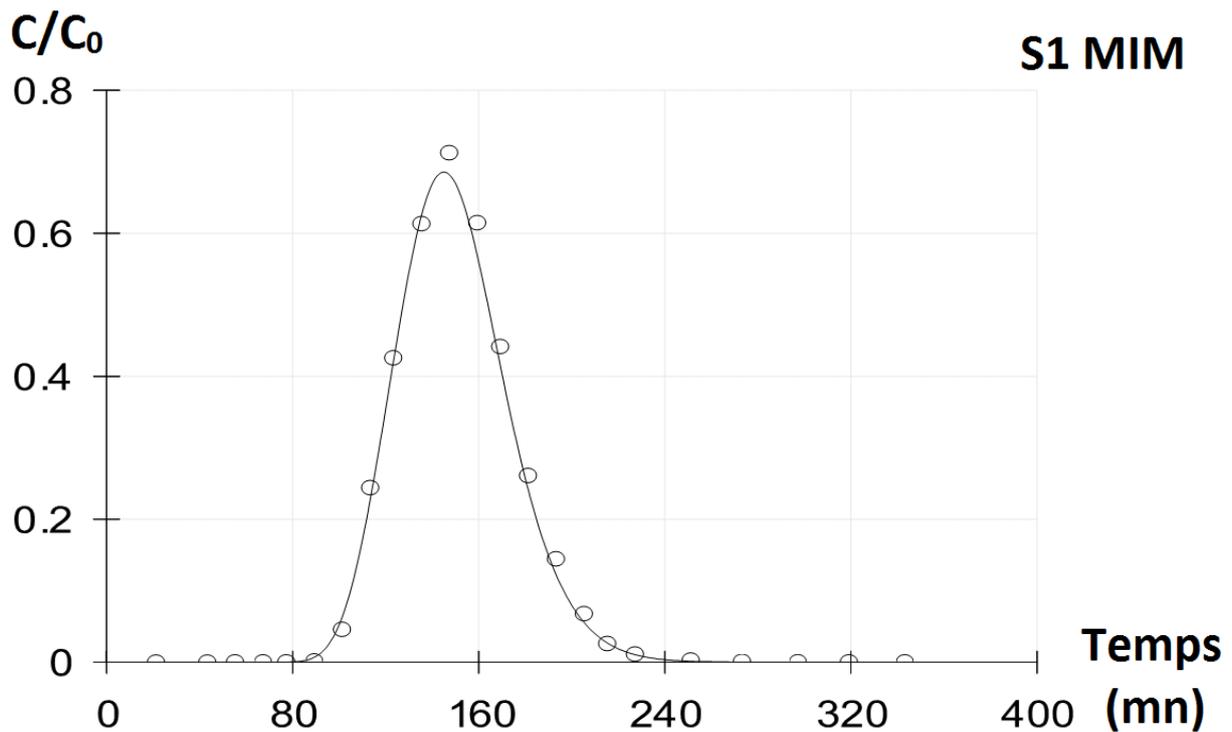
Ajustement du modèle CDE à la courbe d'élution du cas B3.



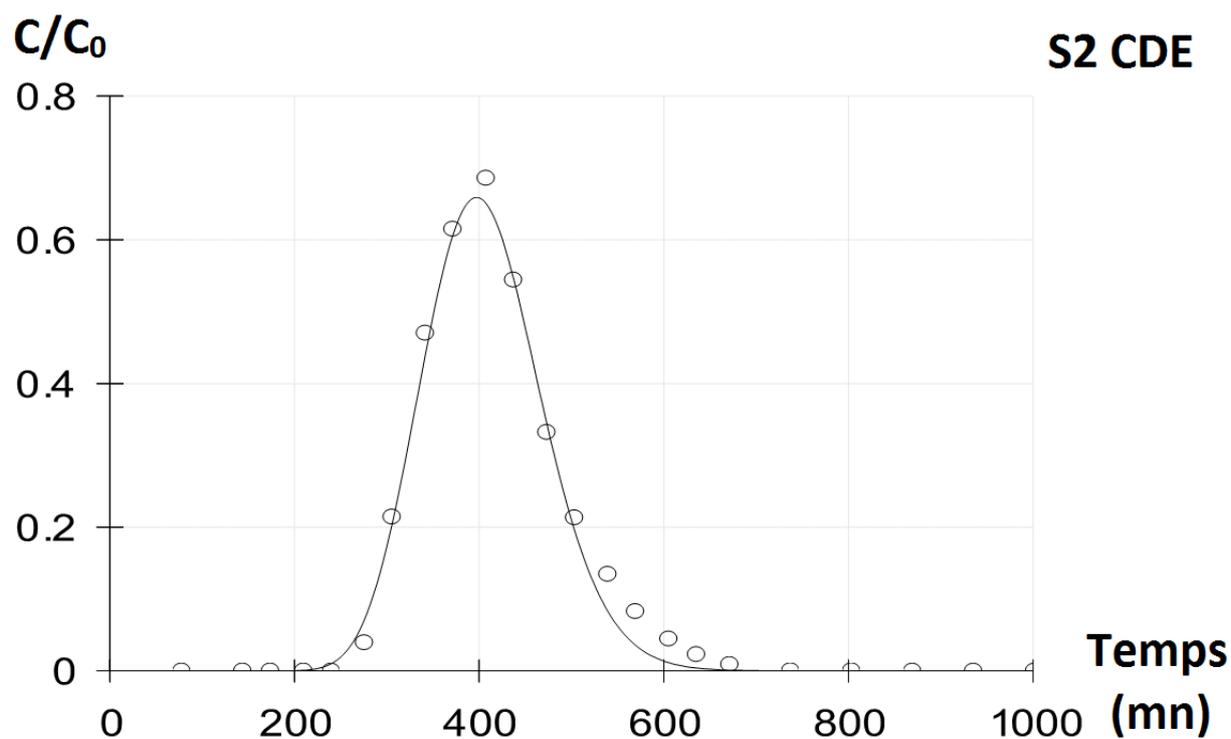
Ajustement du modèle MIM à la courbe d'élution du cas B3.



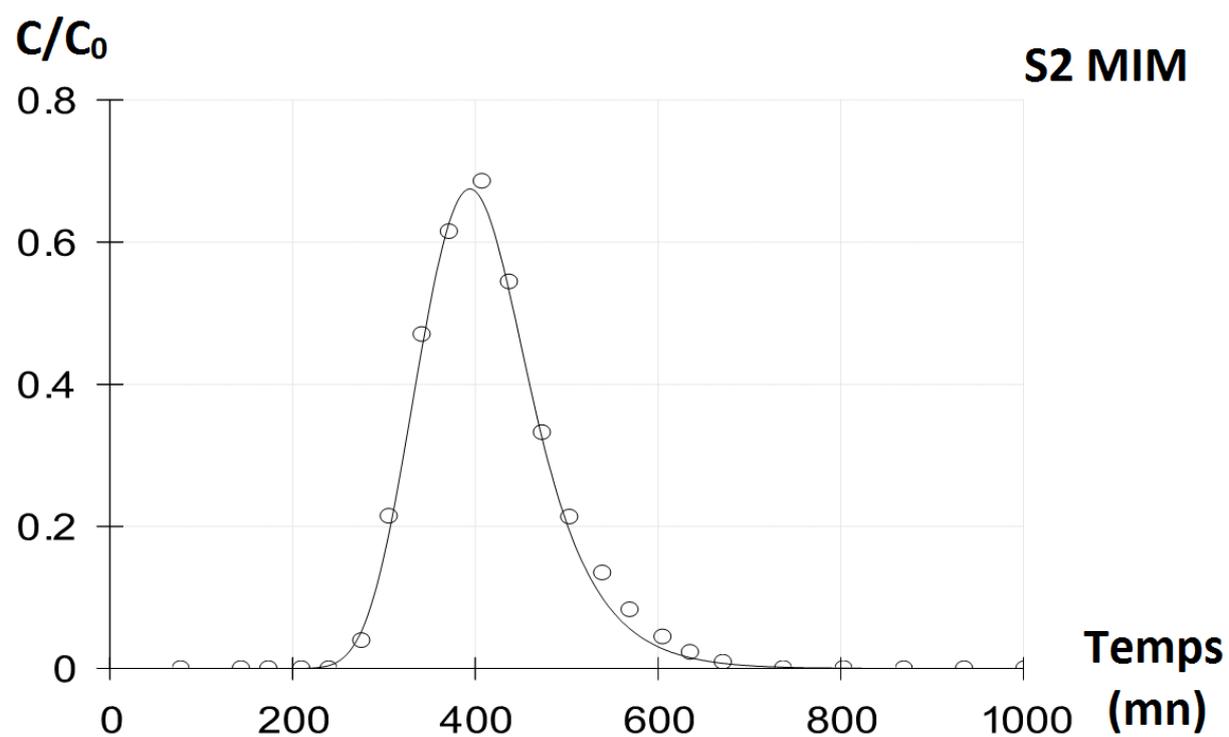
Ajustement du modèle CDE à la courbe d'élution du cas S1.



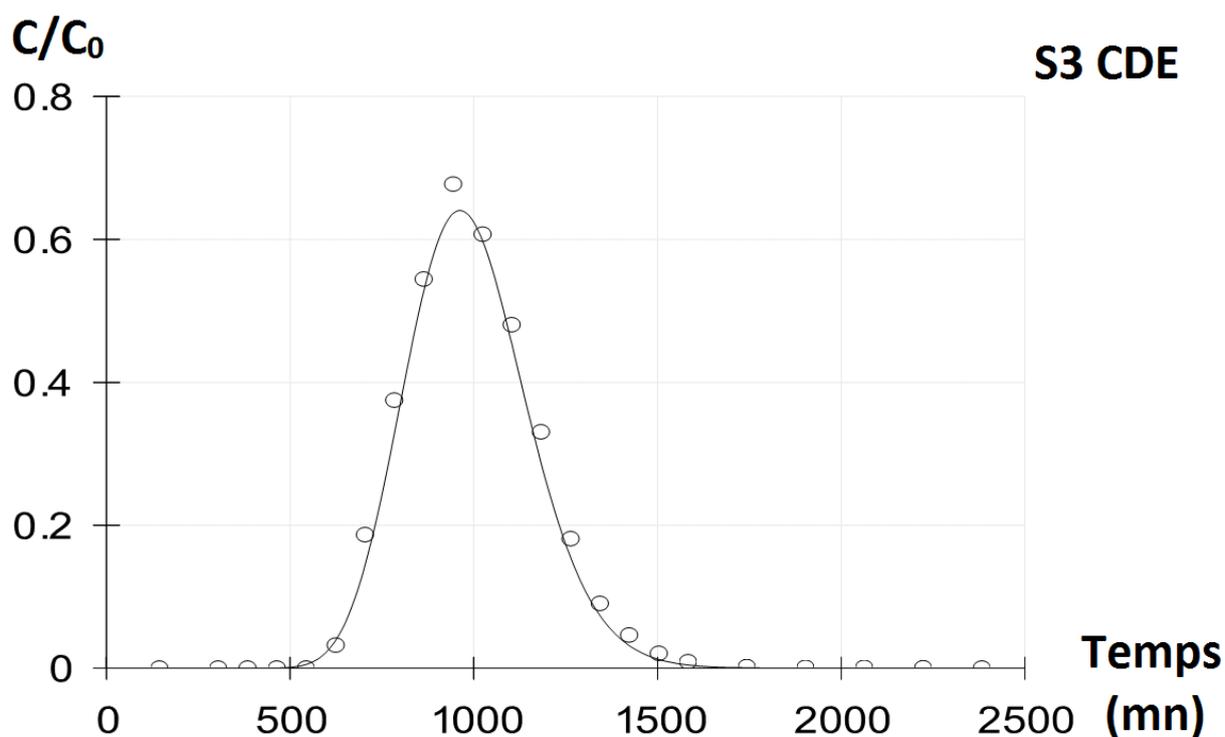
Ajustement du modèle MIM à la courbe d'élution du cas S1.



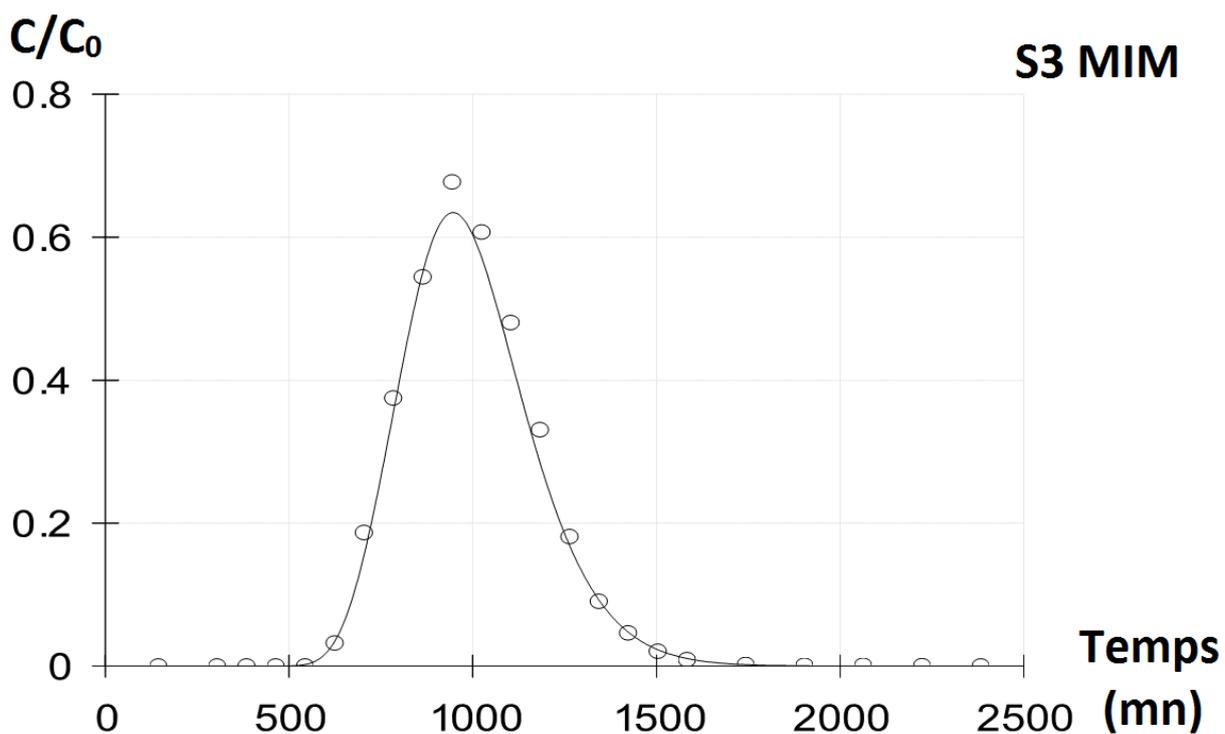
Ajustement du modèle CDE à la courbe d'élution du cas S2.



Ajustement du modèle MIM à la courbe d'élution du cas S2.

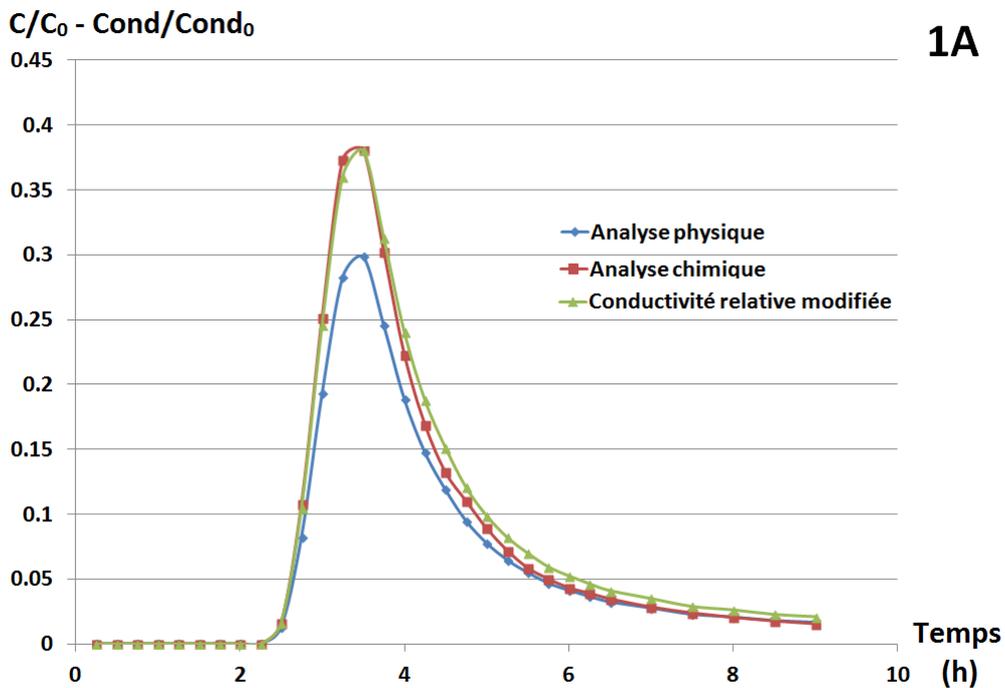


Ajustement du modèle CDE à la courbe d'élution du cas S3.

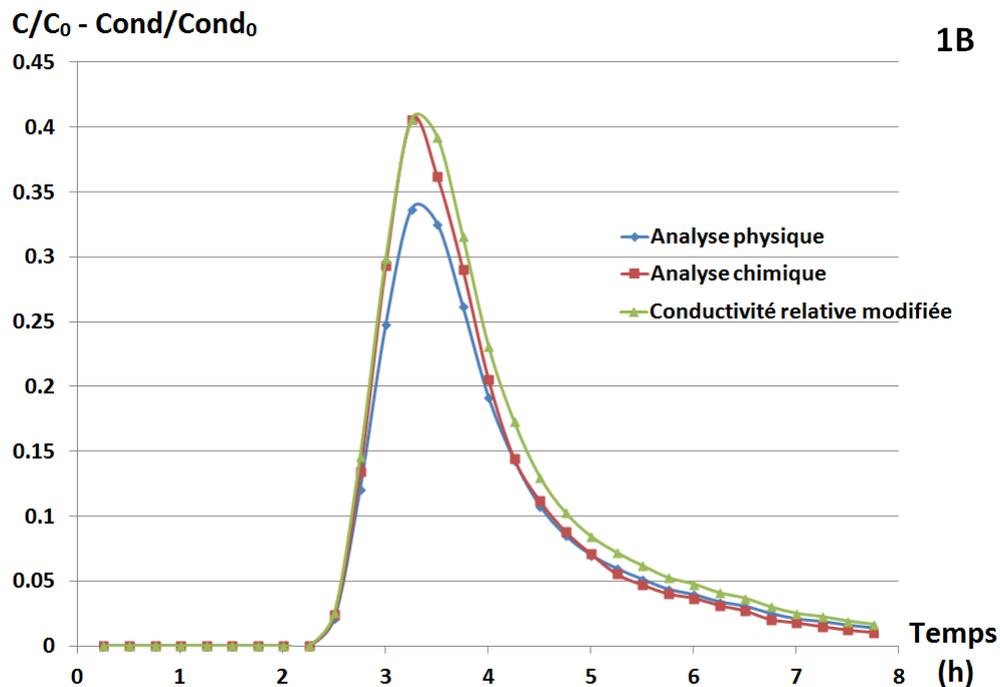


Ajustement du modèle MIM à la courbe d'élution du cas S3.

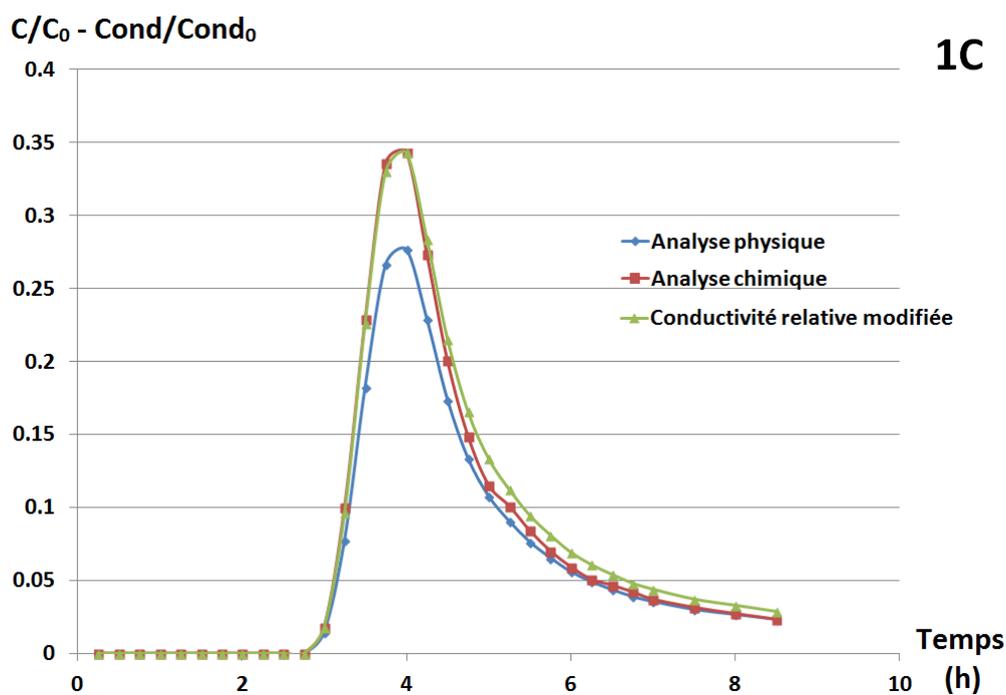
Annexe F : Comparaison des courbes d'élution par les deux méthodes : Chromatographie ionique et conductivité électrique



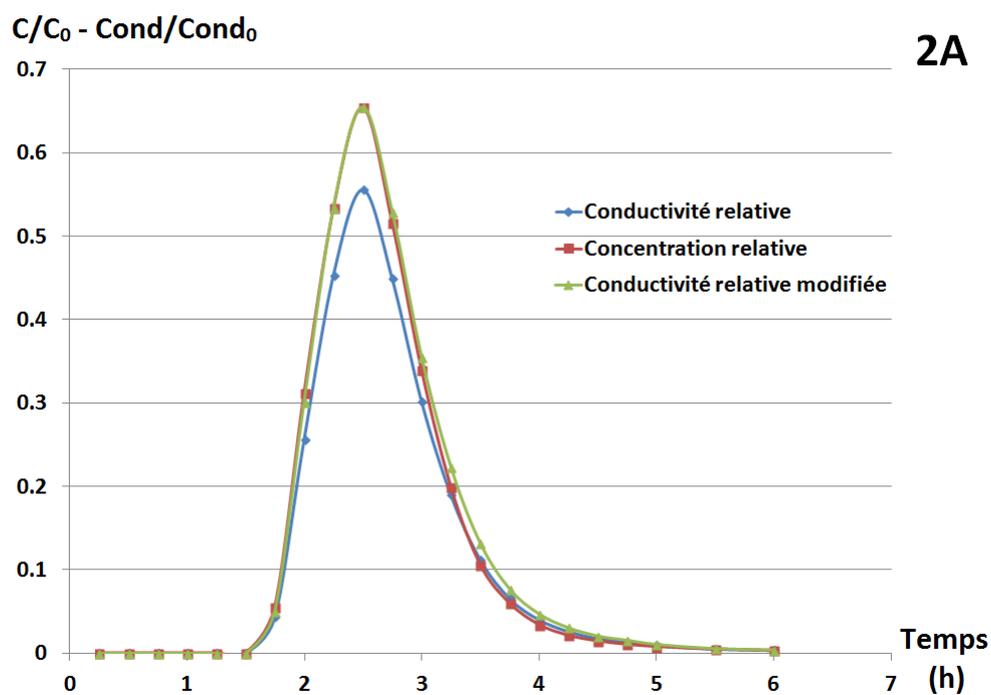
Courbes d'élution de la sortie 1A par les deux méthodes d'analyse.



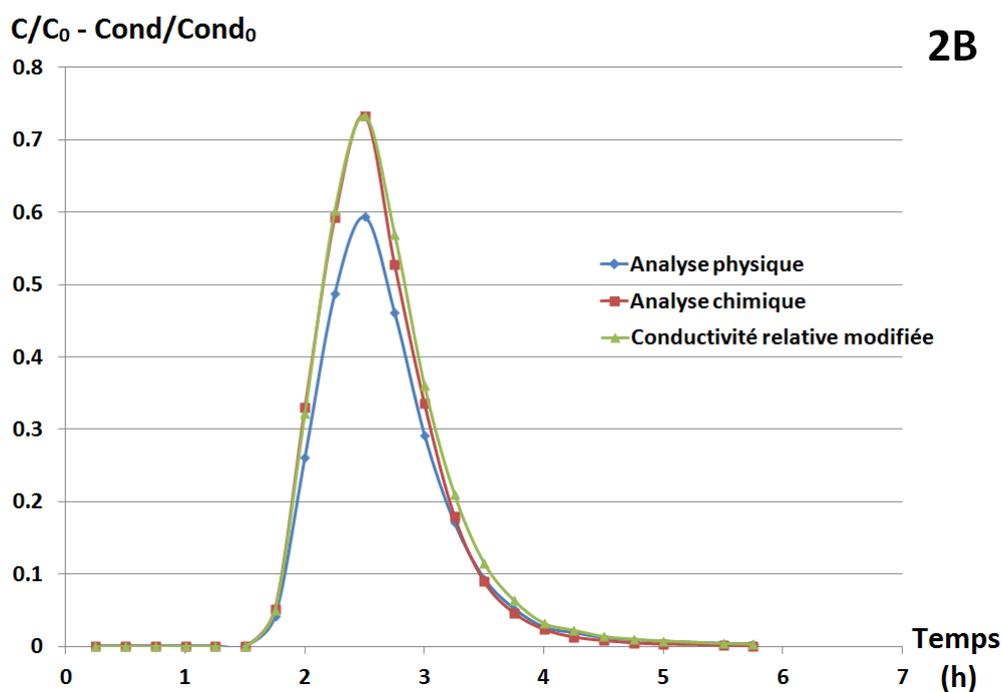
Courbes d'élution de la sortie 1B par les deux méthodes d'analyse.



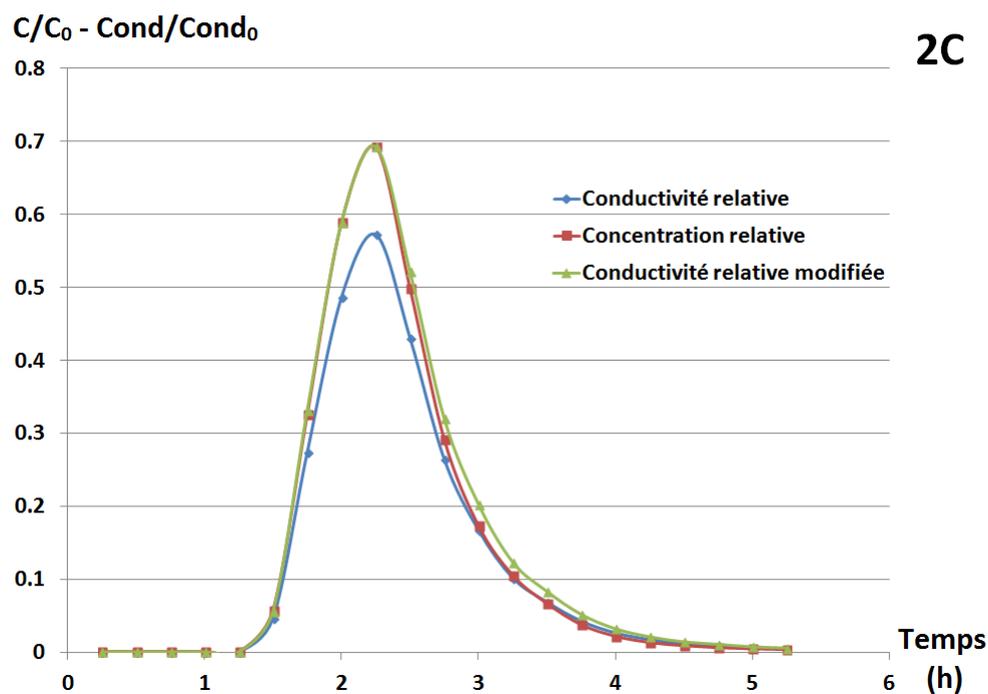
Courbes d'élution de la sortie 1C par les deux méthodes d'analyse.



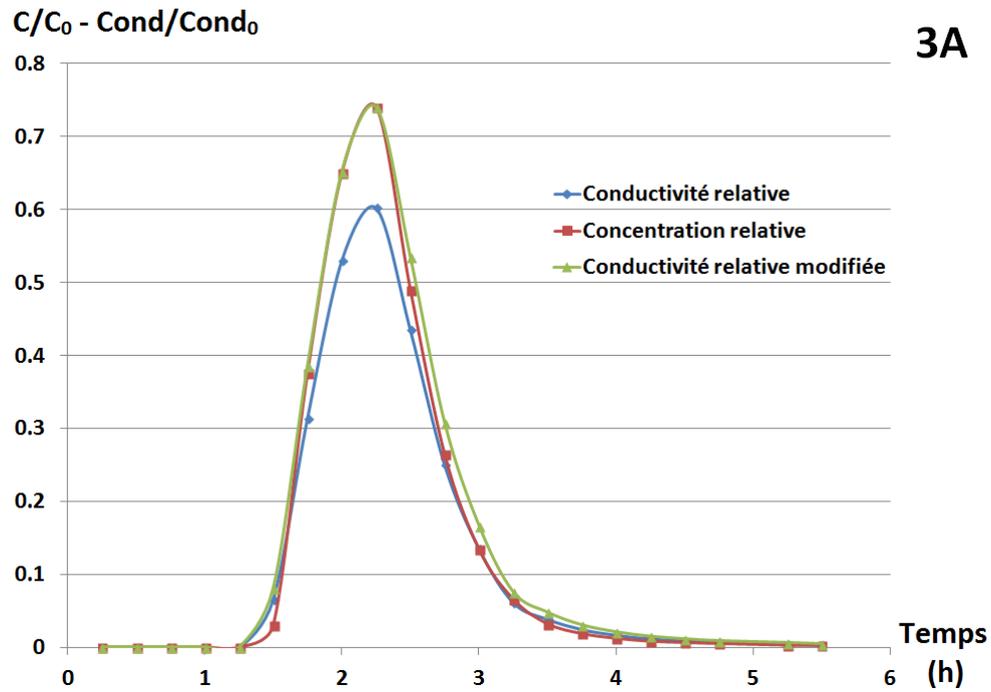
Courbes d'élution de la sortie 2A par les deux méthodes d'analyse.



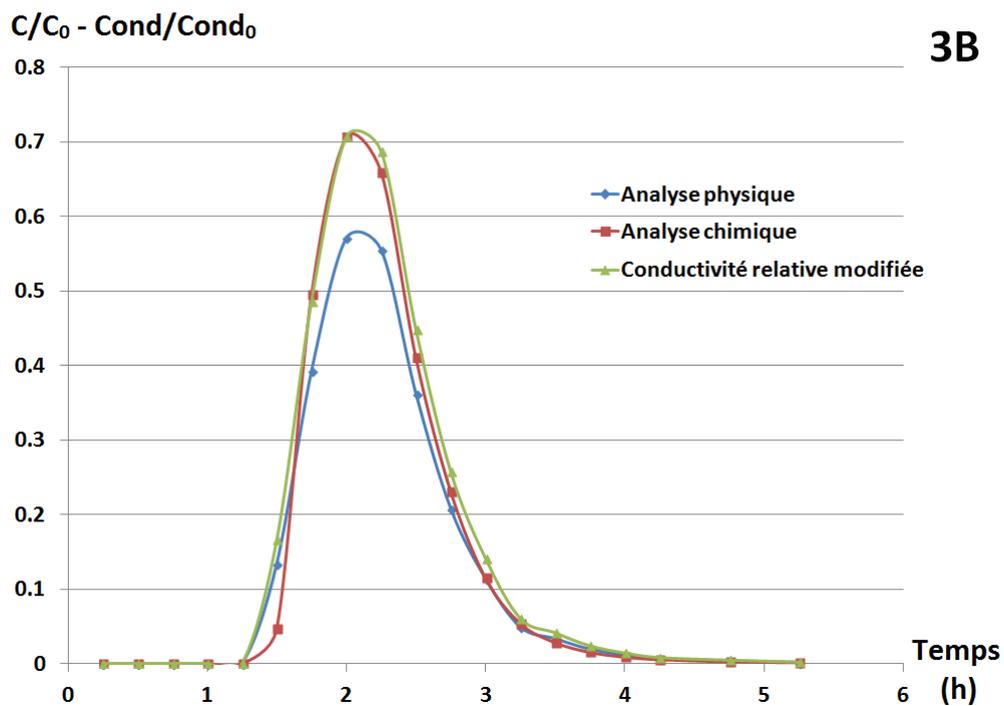
Courbes d'élution de la sortie 2B par les deux méthodes d'analyse.



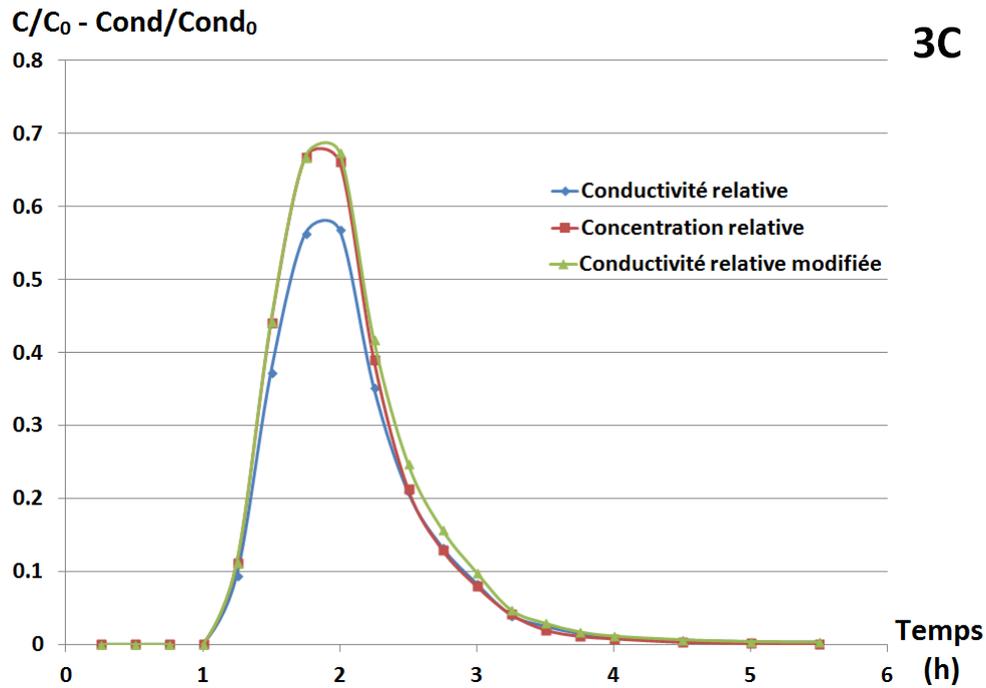
Courbes d'élution de la sortie 2C par les deux méthodes d'analyse.



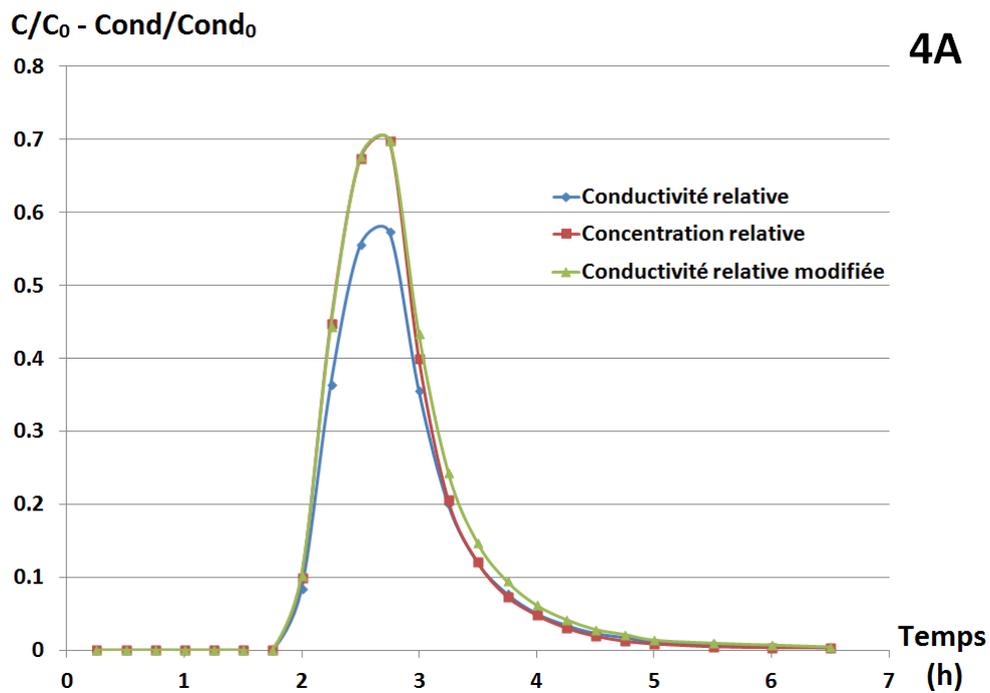
Courbes d'élution de la sortie 3A par les deux méthodes d'analyse.



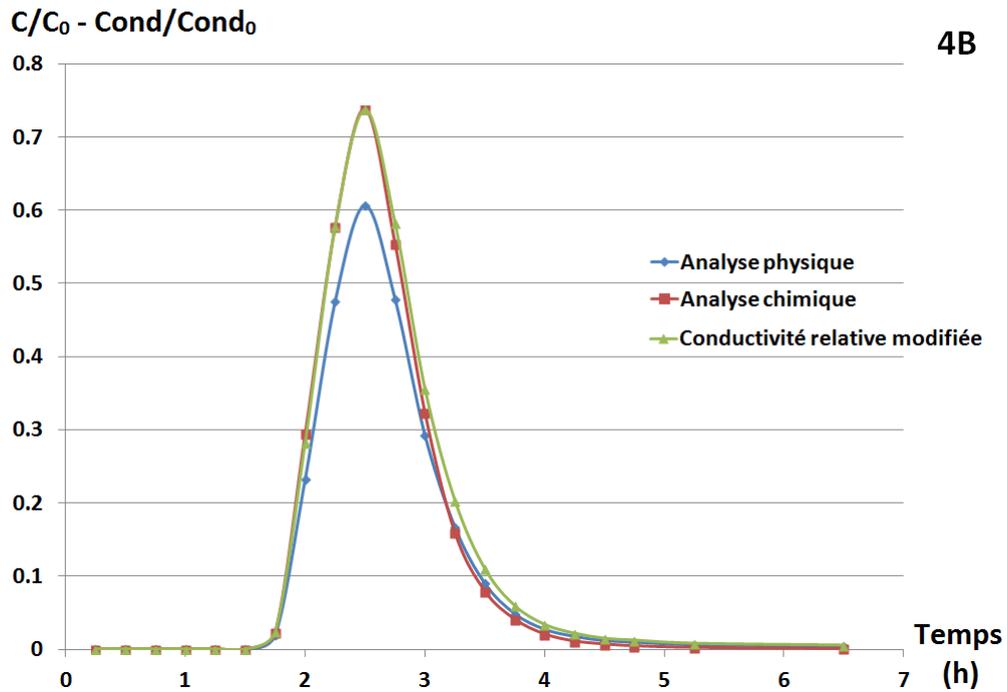
Courbes d'élution de la sortie 3B par les deux méthodes d'analyse.



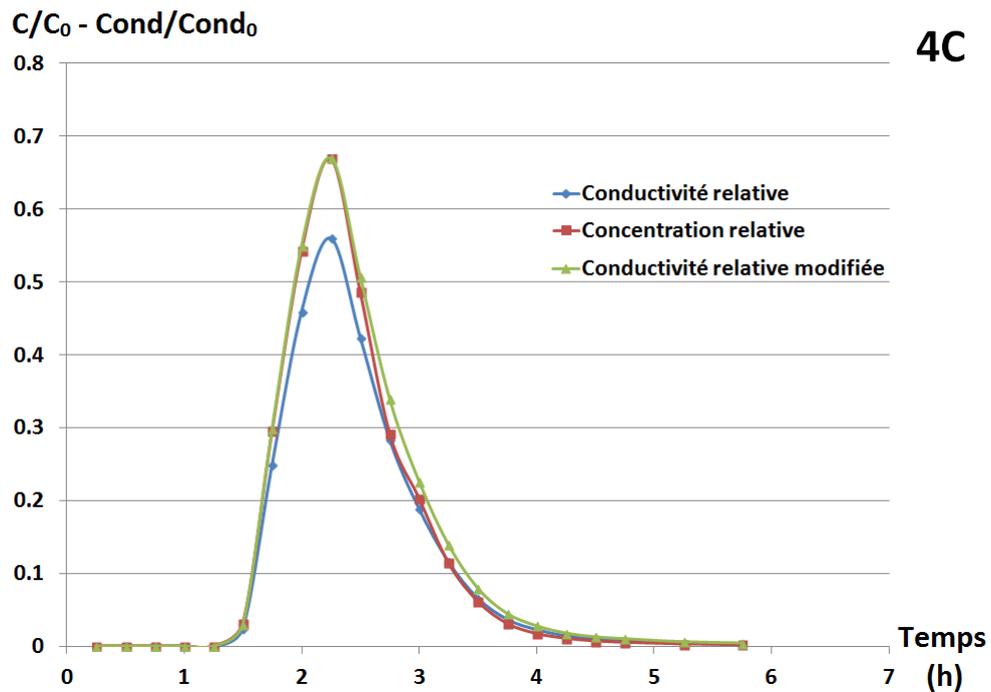
Courbes d'élution de la sortie 3C par les deux méthodes d'analyse.



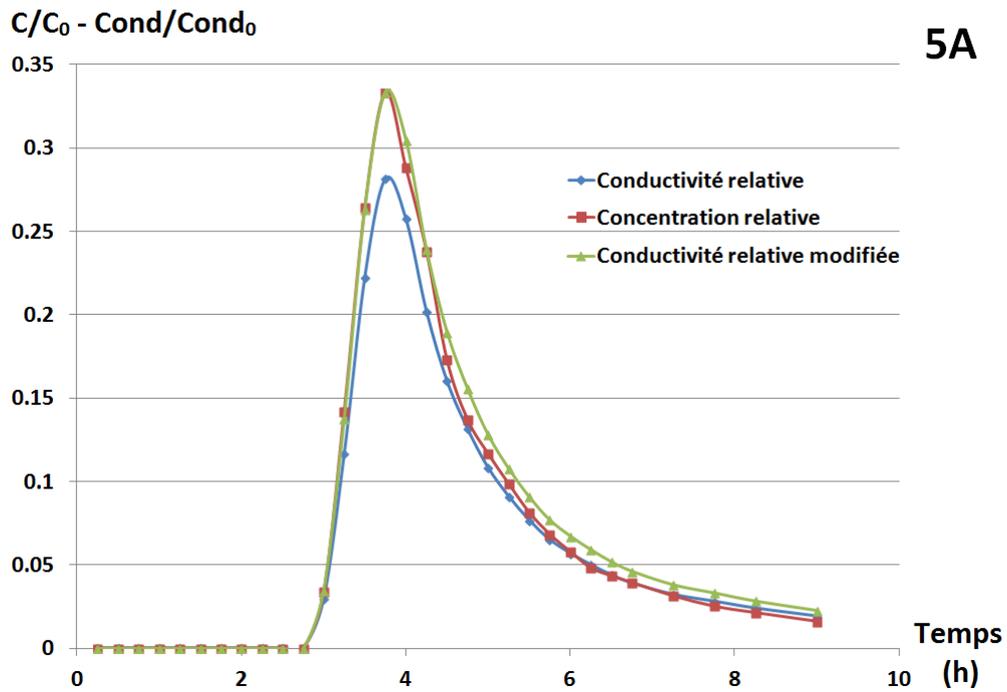
Courbes d'élution de la sortie 4A par les deux méthodes d'analyse.



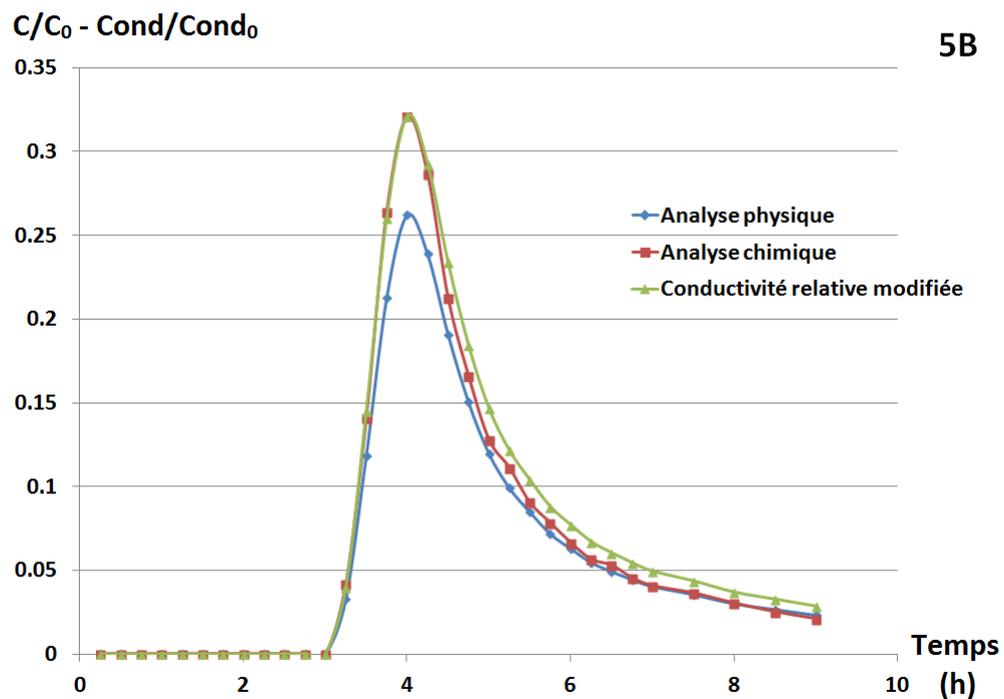
Courbes d'éluion de la sortie 4B par les deux méthodes d'analyse.



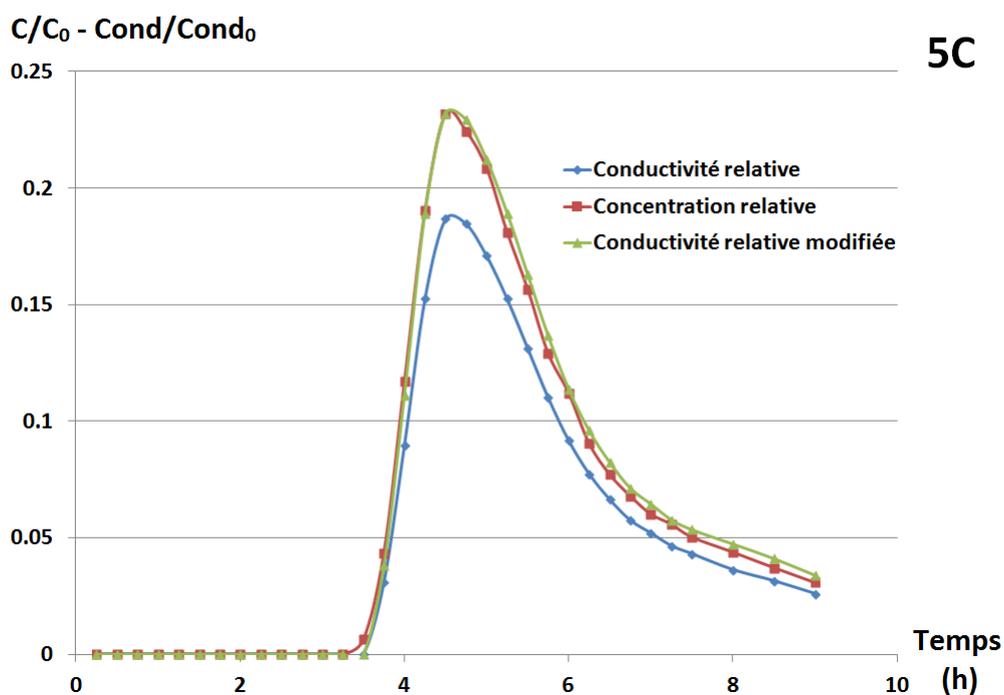
Courbes d'éluion de la sortie 4C par les deux méthodes d'analyse.



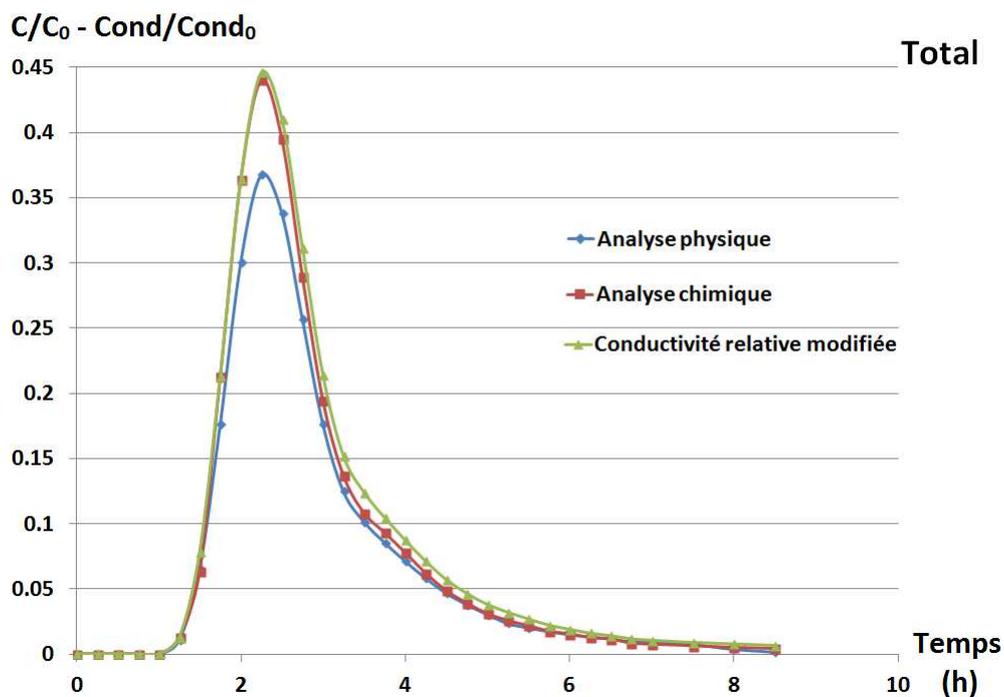
Courbes d'élution de la sortie 5A par les deux méthodes d'analyse.



Courbes d'élution de la sortie 5B par les deux méthodes d'analyse.

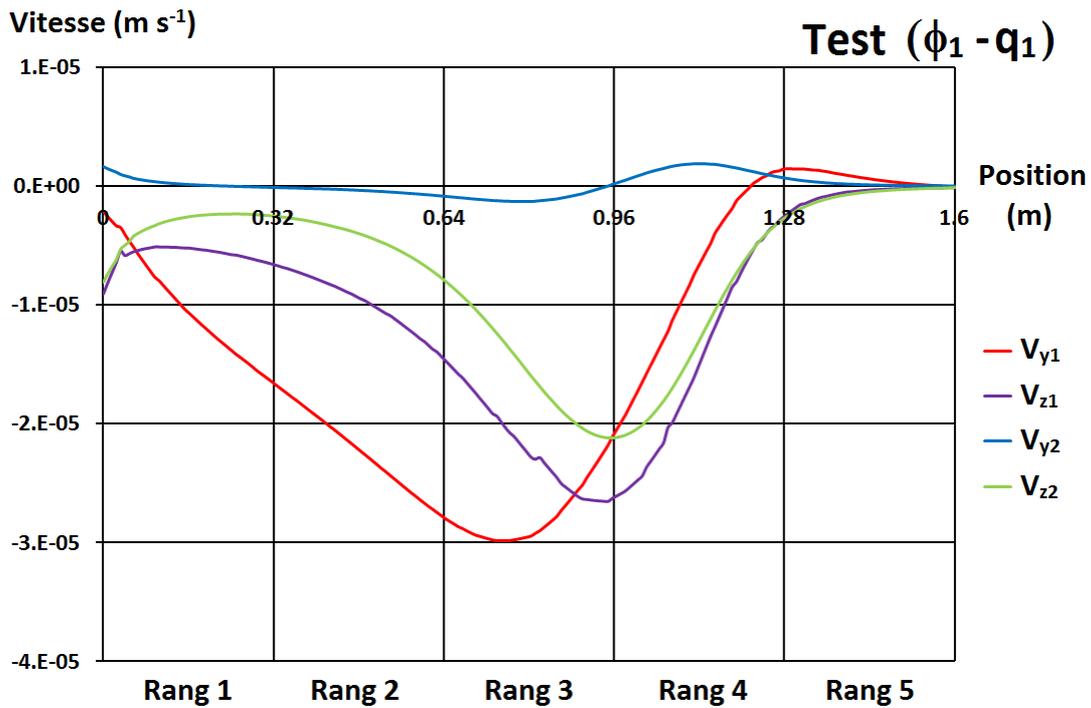


Courbes d'élution de la sortie 5C par les deux méthodes d'analyse.

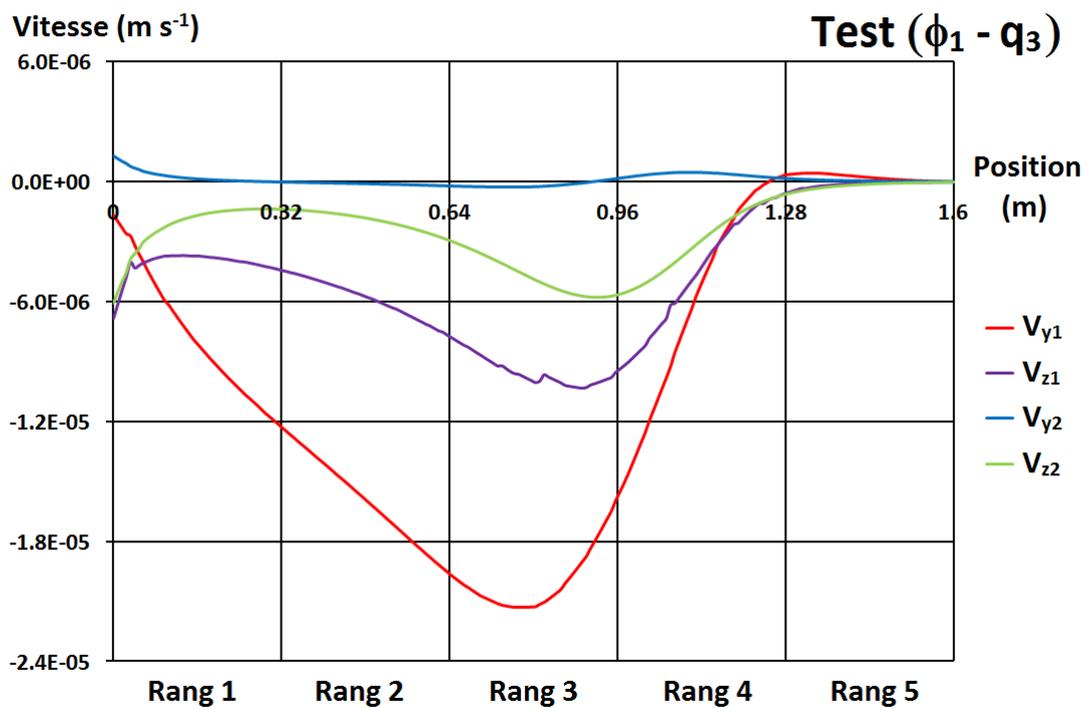


Courbes d'élution de la sortie total par les deux méthodes d'analyse.

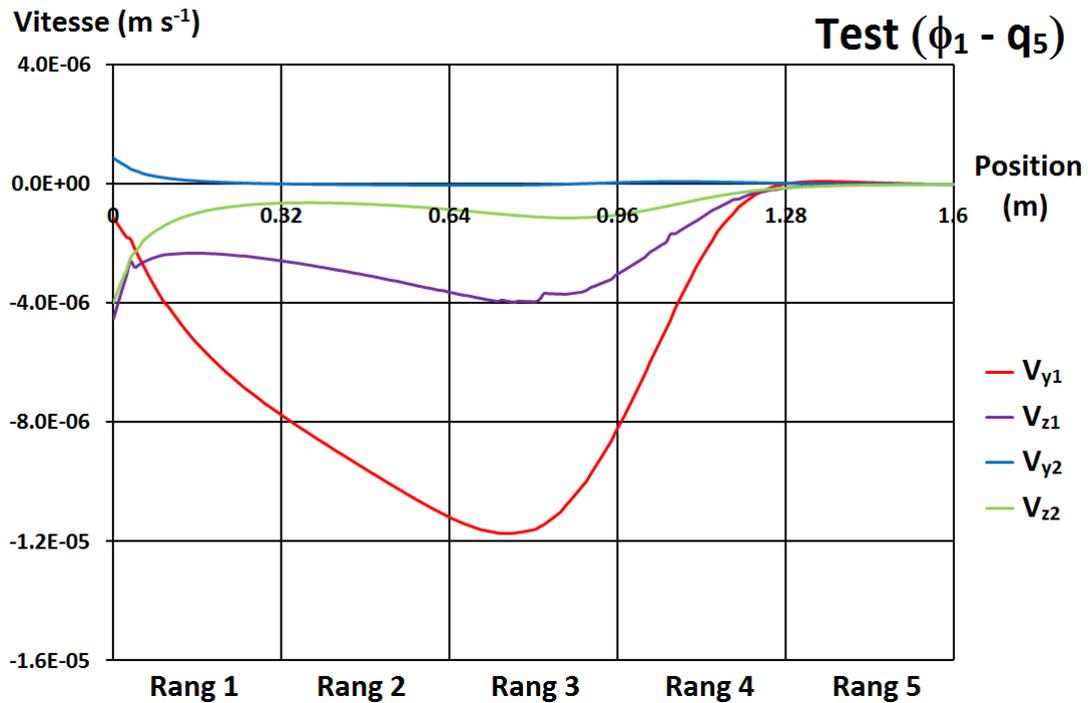
Annexe G : Champ de vitesse à l'interface de deux matériaux



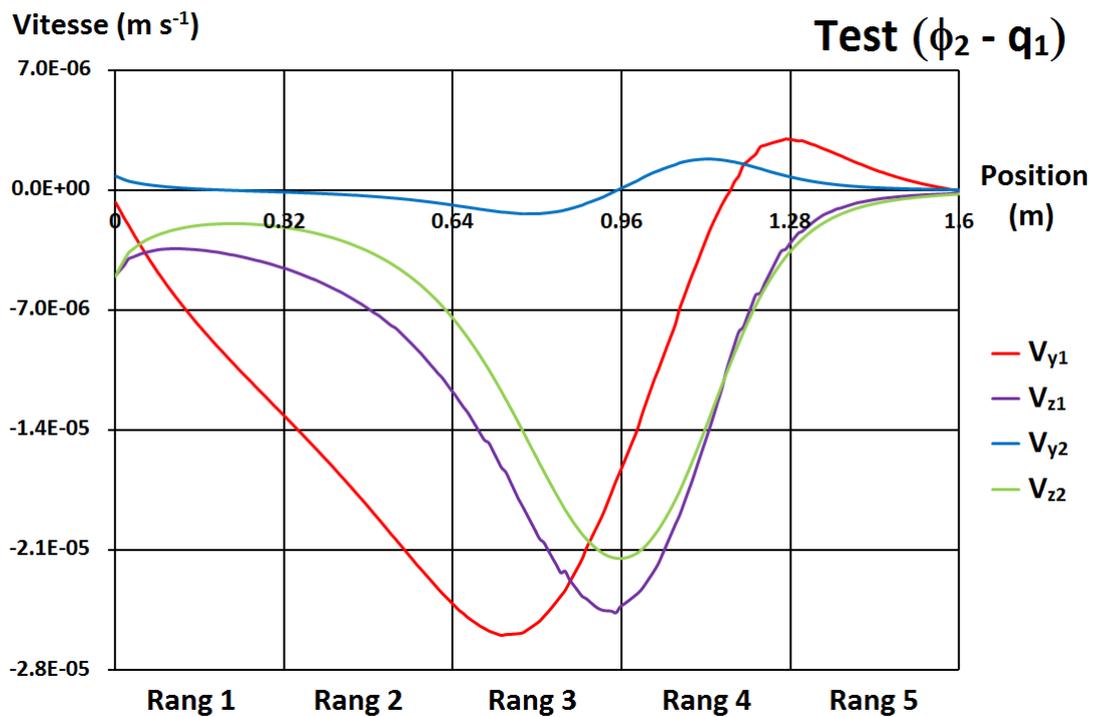
Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_1 - q_1$).



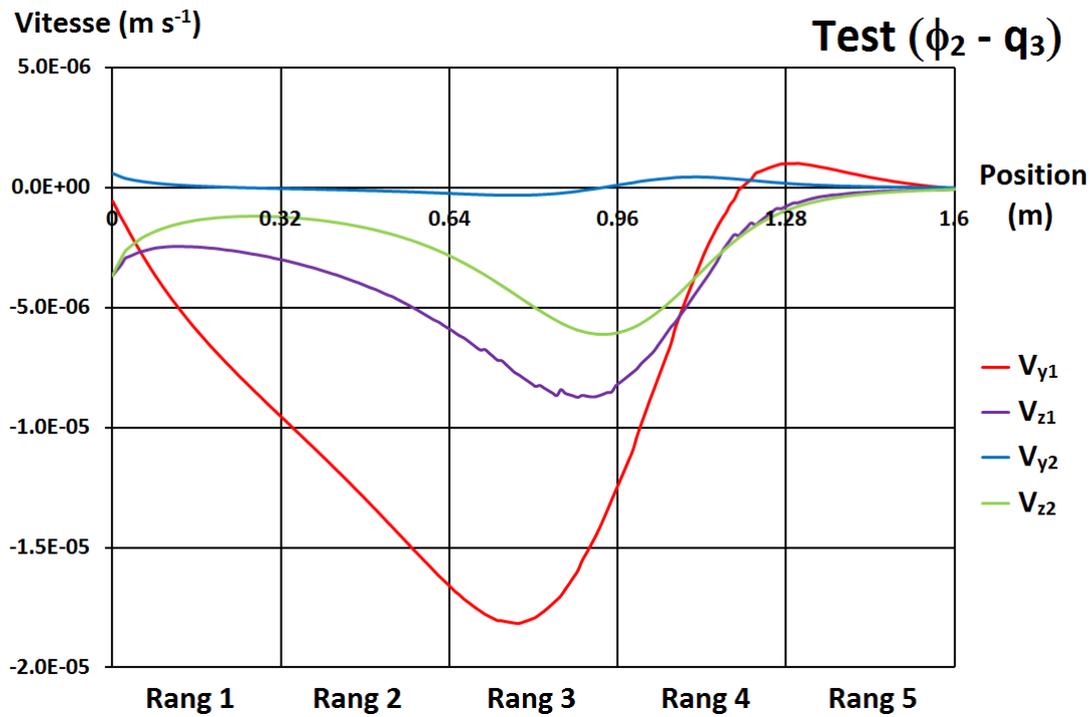
Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_1 - q_3$).



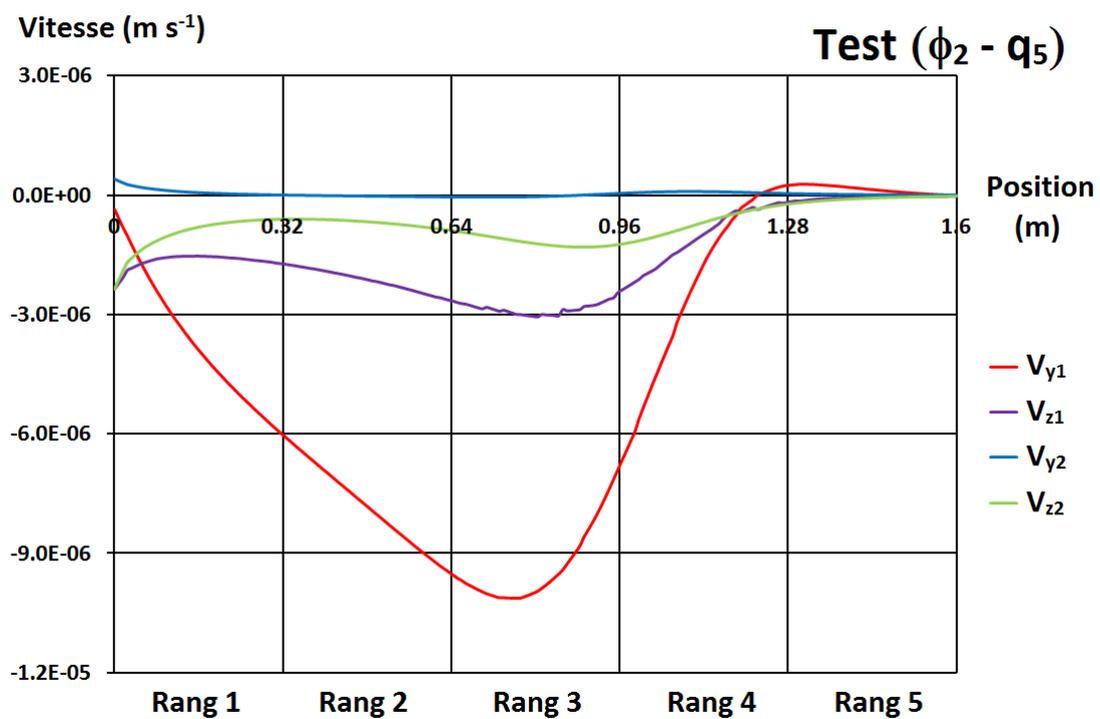
Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_1 - q_5$).



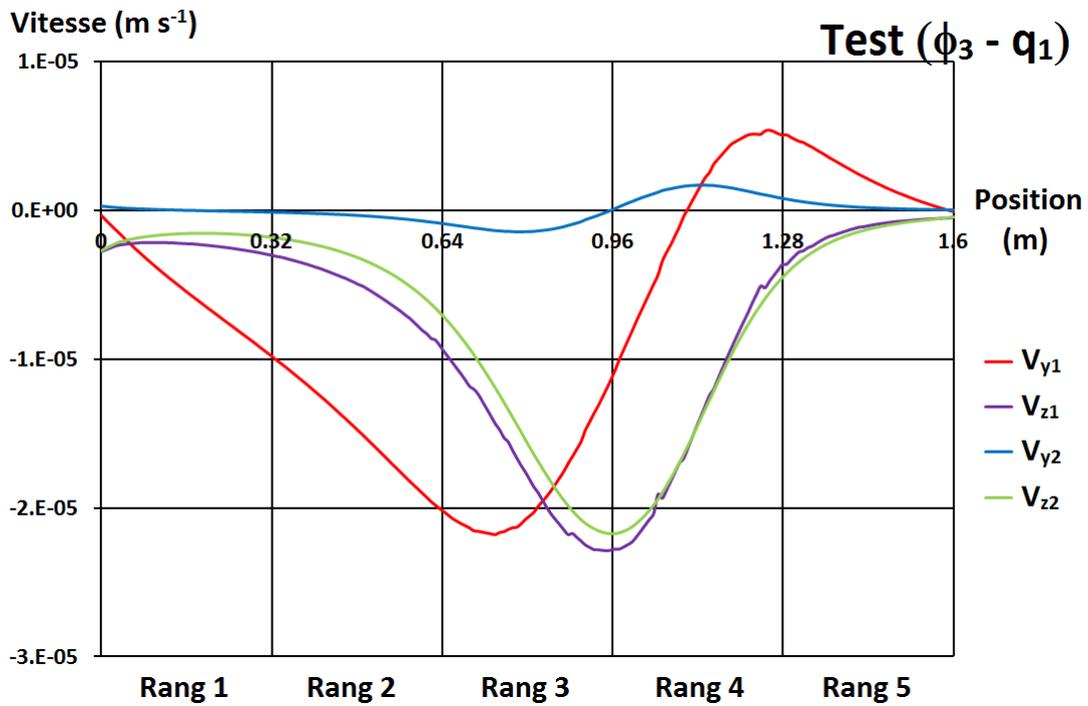
Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_2 - q_1$).



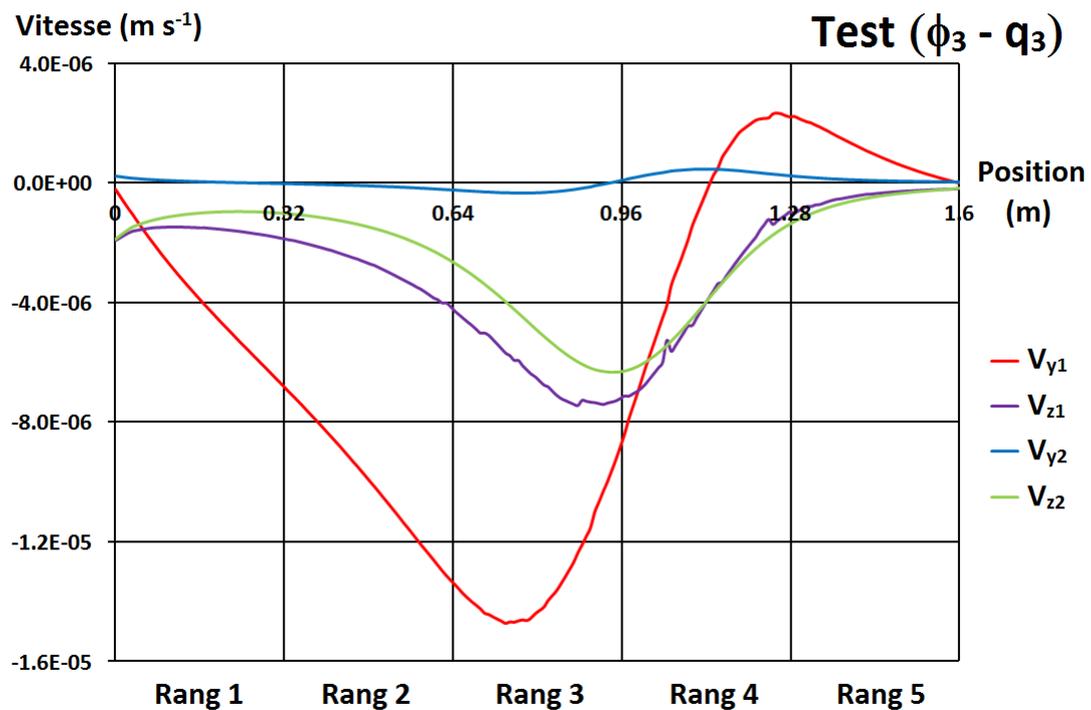
Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_2 - q_3$).



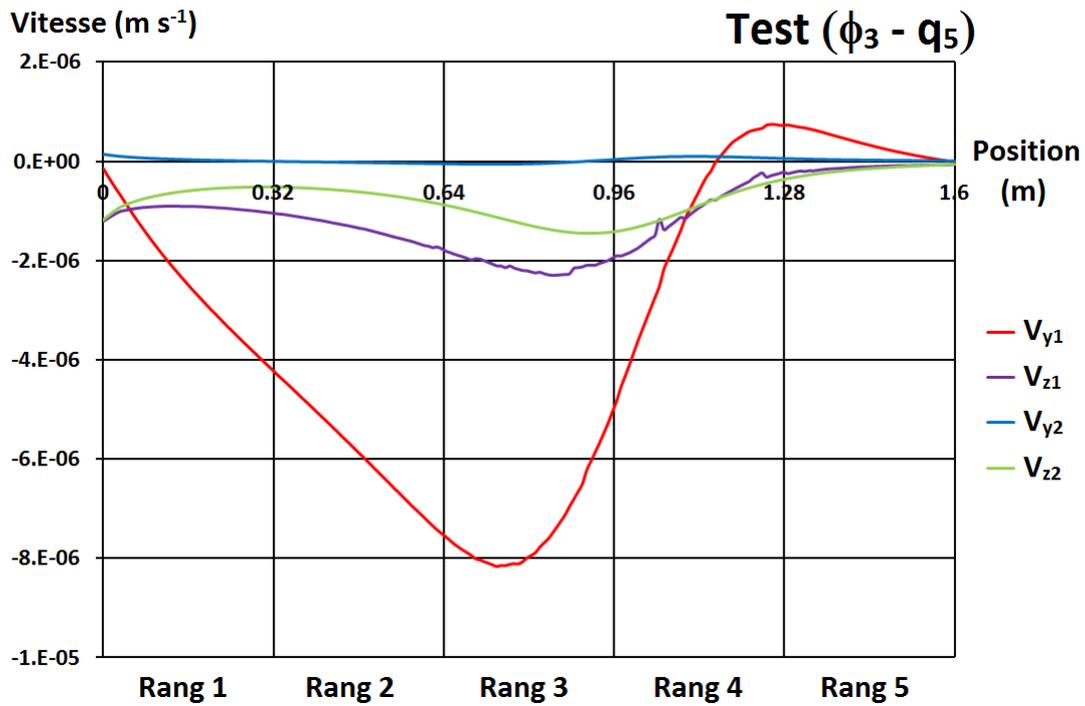
Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_2 - q_5$).



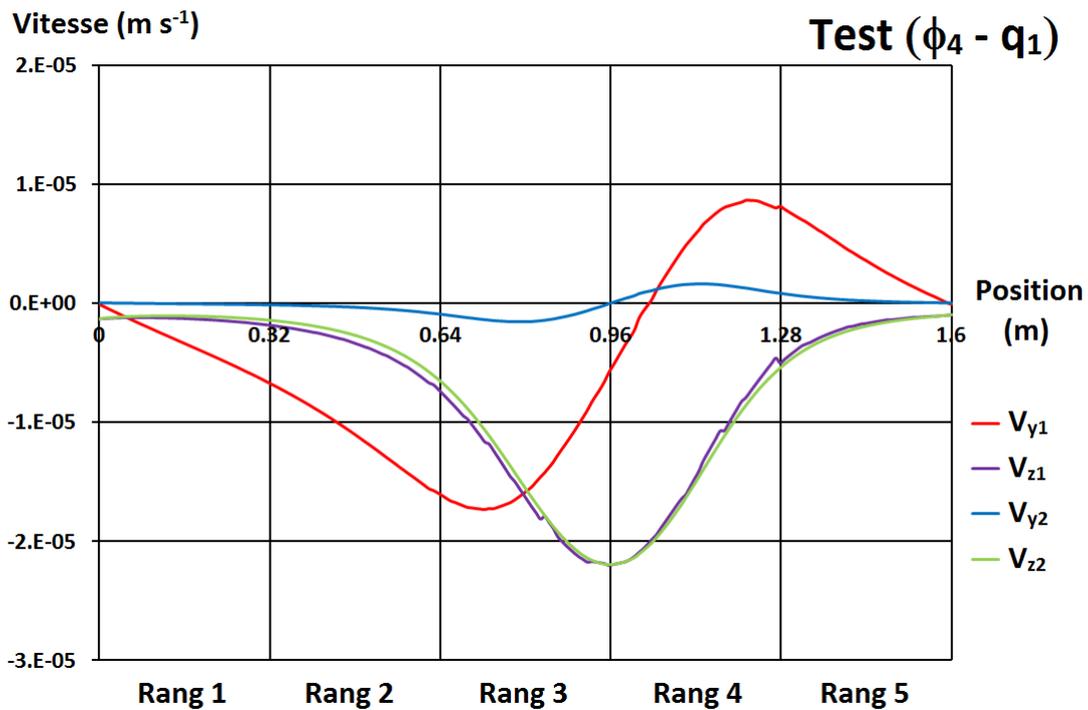
Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_3 - q_1$).



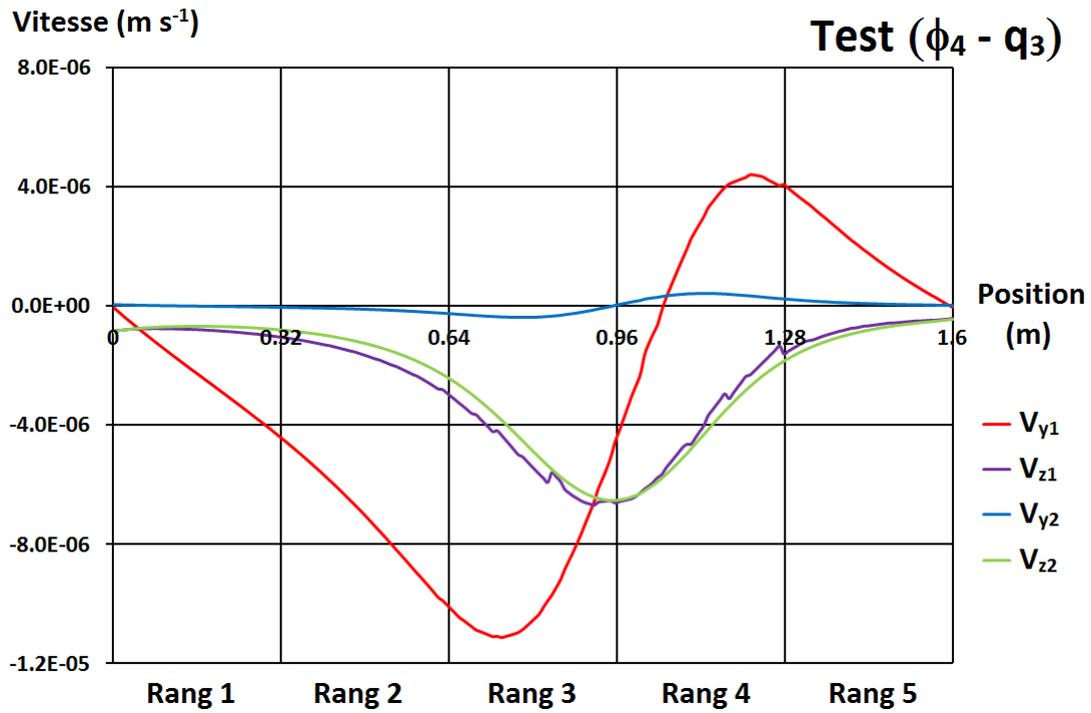
Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_3 - q_3$).



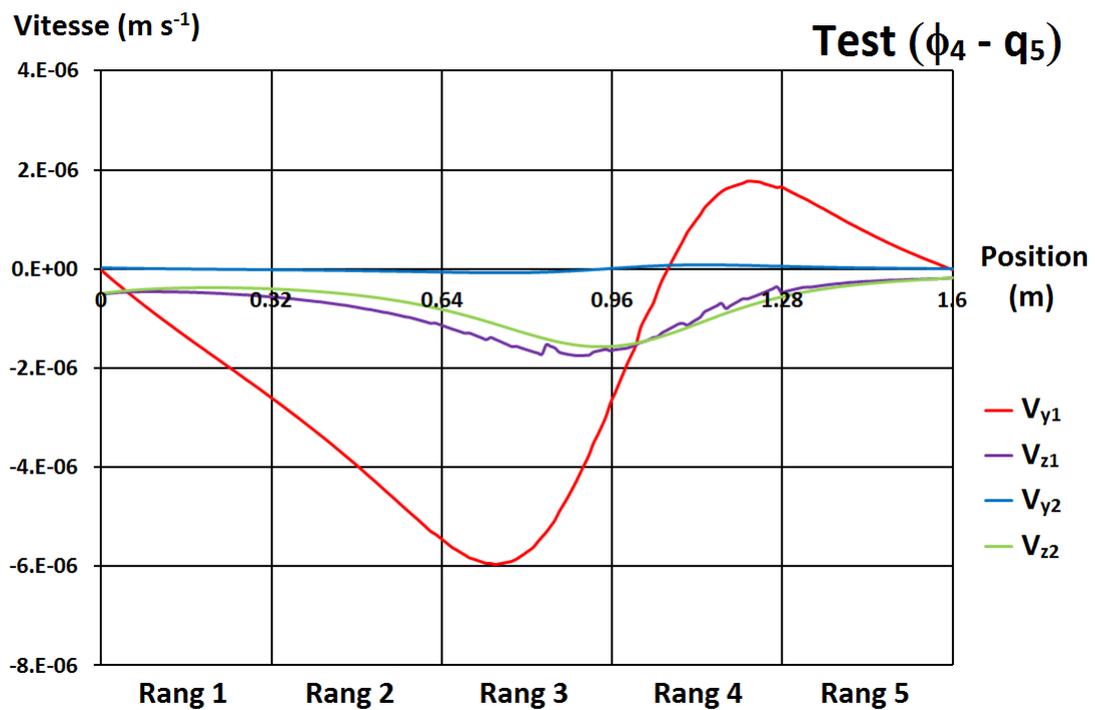
Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_3 - q_5$).



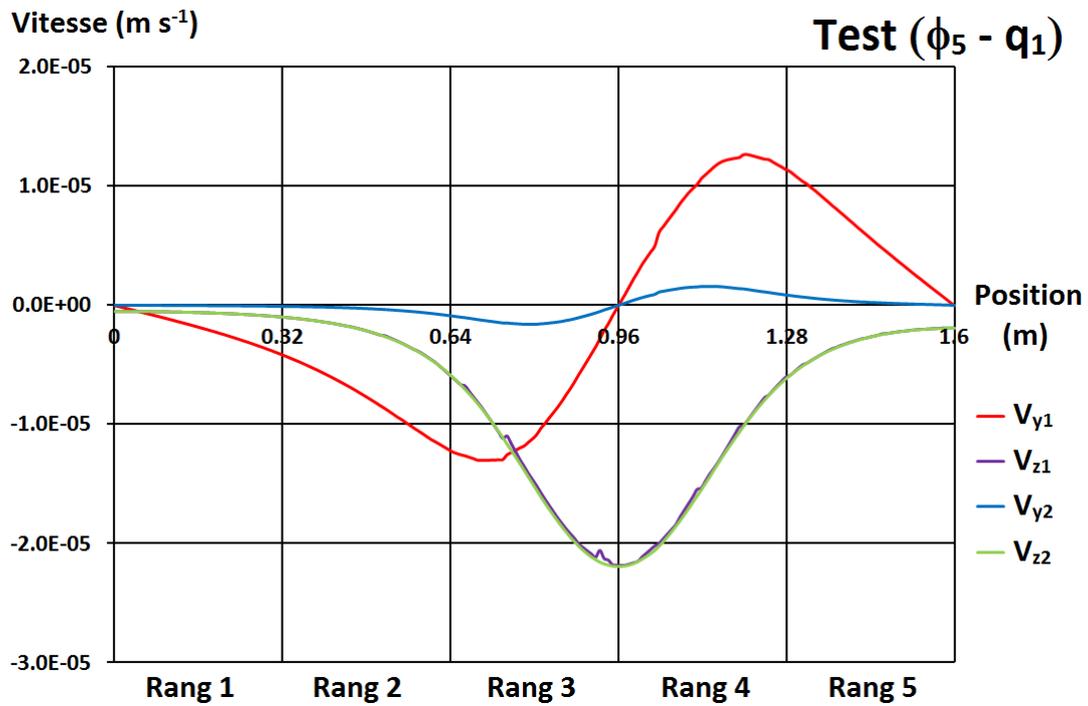
Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_4 - q_1$).



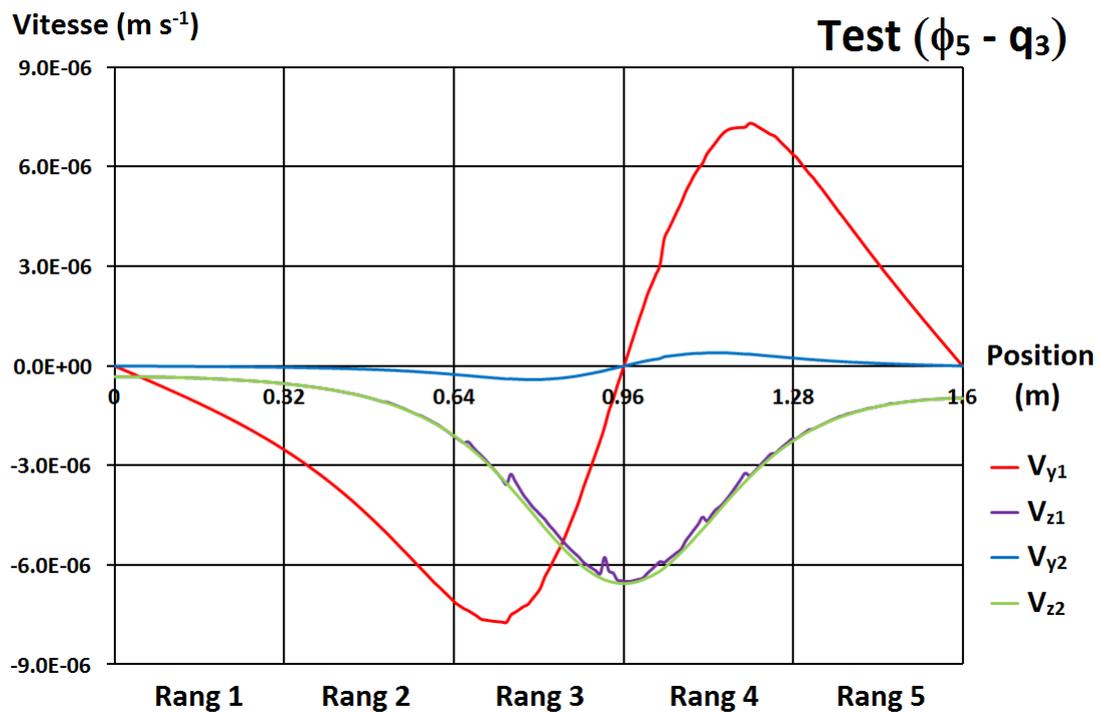
Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_4 - q_3$).



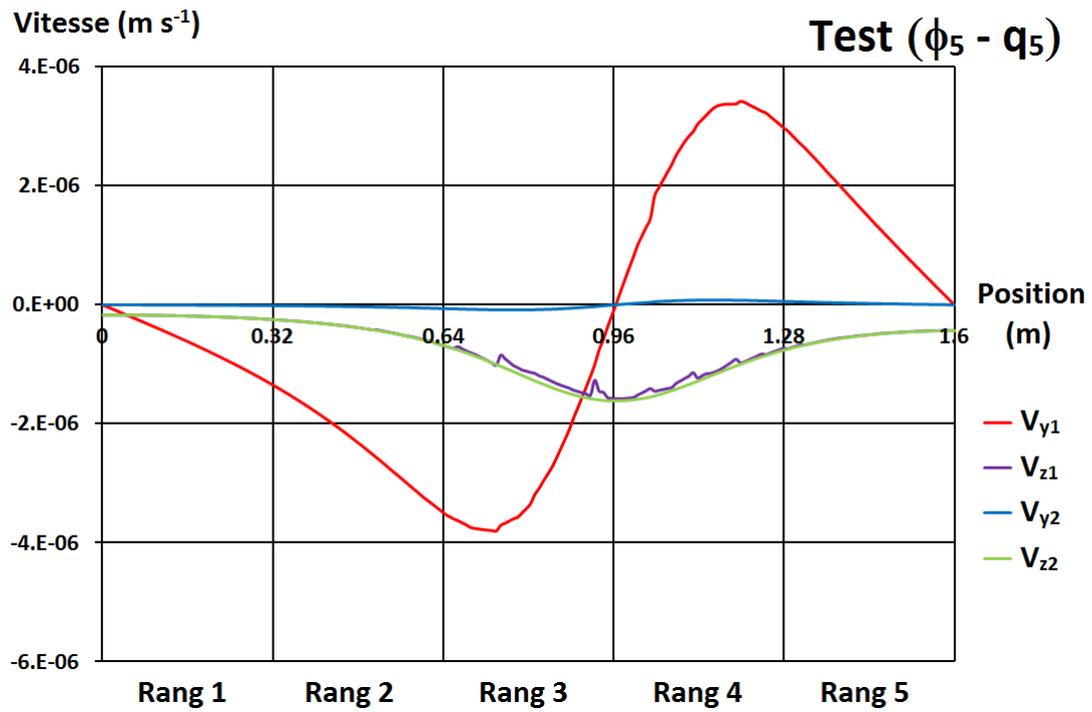
Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_4 - q_5$).



Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_5 - q_1$).



Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_5 - q_3$).



Composants de vitesse dans deux matériaux pour le test ($\phi_5 - q_5$).

FOLIO ADMINISTRATIF

THESE SOUTENUE DEVANT L'INSTITUT NATIONAL DES SCIENCES APPLIQUEES DE LYON

NOM : **BIEN**

DATE de SOUTENANCE : 04 Juillet 2013

Prénom : **Le Binh**

TITRE : Transferts d'eau et de soluté en milieu non saturé hétérogène à l'échelle d'un pilote de laboratoire: expériences et modélisations.

NATURE : Doctorat

Numéro d'ordre : AAAAISALXXXX

Ecole doctorale : Ecole doctorale de chimie de Lyon (Chimie, Procédés, Environnement)

Spécialité : Sciences de l'Environnement Industriel et Urbain

RESUME :

L'hétérogénéité de la zone non saturée joue un rôle important dans le transfert d'eau et de soluté car elle accentue à la fois le développement des zones de stockage temporelles et les écoulements préférentiels. Par conséquent, la validation des modèles prédictifs nécessite le développement des outils expérimentaux spécifiques afin d'observer et de quantifier les mécanismes de transport impliqués dans un système non saturé hétérogène. Cette thèse vise à étudier l'effet combiné de la vitesse d'infiltration, de la barrière capillaire et de la pente d'interface entre deux matériaux sur les processus de l'écoulement de l'eau et du transport de soluté dans un modèle physique, le lysimètre de laboratoire $1 \times 1 \times 1.6 \text{ m}^3$, nommé LUGH (Lysimeter for Urban Groundwater Hydrology) et un modèle numérique 3D de ce lysimètre. Le lysimètre LUGH est rempli par un sable fin et un mélange bimodal (50 % sable fin et 50 % gravier) en deux configurations: un profil uniforme de matériau bimodal ou un profil avec deux couches avec une pente de 14° . Ces agencements figurent l'hétérogénéité structurale et texturale observée sur un des sites expérimentaux de l'OTHU (Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine) : le bassin d'infiltration d'eaux pluviales Django Reinhardt géré par la ville de Lyon (France). Le lysimètre est alimenté en eau et avec un traceur inerte (bromure de potassium, KBr) sur une partie de la surface par un système d'arrosage automatique. Les effluents ont été recueillis dans quinze sorties différentes en bas du lysimètre. La forte hétérogénéité des flux des sorties et des courbes de percée souligne la mise en place des écoulements préférentiels résultant à la fois de l'effet de barrière capillaire et de l'effet de fond du lysimètre. A partir des résultats expérimentaux, la modélisation numérique à l'aide du logiciel COMSOL MultiphysicsTM a permis de mieux comprendre les mécanismes responsables de ces transferts hétérogènes. Lorsque le modèle numérique est validé, un test de sensibilité a été conduit pour étudier les effets de la vitesse d'infiltration et de la pente de l'interface sur l'écoulement. Les résultats montrent que la diminution de la vitesse d'infiltration ou l'augmentation de la pente de l'interface favorisent le développement des écoulements préférentiels. Notre étude a donné également des renseignements pertinents sur le couplage entre les processus hydrodynamiques et le transfert des solutés dans les sols non saturés hétérogènes en soulignant le rôle de la géométrie des interfaces ainsi que celui des conditions aux limites comme des facteurs clés pour la quantification des écoulements préférentiels.

MOTS-CLES : barrière capillaire, écoulement préférentiel, hétérogénéité, lysimètre, pente, sol non saturé, solutés, transfert, modélisation.

Laboratoire (s) de recherche : Laboratoire d'Ecologie des Hydrosystèmes Naturels et Anthropisés (LEHNA, UMR 5023 CNRS, ENTPE, UCB-Lyon 1) – Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat (ENTPE) à Vaulx-en-Velin.

Directeur de thèse: **Rafaël ANGULO-JARAMILLO**

Président de jury : **Rémy GOURDON**

Composition du jury : **Liliana DI PIETRO, Mathieu JAVAUX, Claude HAMMECKER, Henry WONG.**