



HAL
open science

Écoulement et transfert colloïdal dans des matrices hétérogènes et stratifiées : Application à des milieux poreux modèles

Edvina Muca Lamy

► **To cite this version:**

Edvina Muca Lamy. Écoulement et transfert colloïdal dans des matrices hétérogènes et stratifiées : Application à des milieux poreux modèles. Génie des procédés. Ecole Centrale de Nantes (ECN), 2008. Français. NNT : . tel-00363379

HAL Id: tel-00363379

<https://theses.hal.science/tel-00363379>

Submitted on 8 Jul 2009

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

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

Ecole Centrale de Nantes

ÉCOLE DOCTORALE

SCIENCES POUR L'INGENIEUR GEOSCIENCES ARCHITECTURE (0367) EX M.T.GC

Année 2008

N° B.U. :

Thèse de DOCTORAT

Spécialité : GENIE CIVIL

Présentée et soutenue publiquement par :

EDVINA MUCA épouse LAMY

Le 5 décembre 2008

Au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Bouguenais, Loire-Atlantique

TITRE

ÉCOULEMENT ET TRANSFERT COLLOIDAL DANS DES MATRICES HÉTÉROGÈNES ET STRATIFIÉES
Application à des milieux poreux modèles

JURY

Président :	Jack LEGRAND
Rapporteurs :	Marie-Odile SIMONNOT Abdelaziz OMARI
Examineurs :	Hervé ANDRIEU Laurent LASSABATÈRE Henri BERTIN
Invité :	Béatrice BECHET

Directeur de thèse : Hervé ANDRIEU
Co-encadrant : Laurent LASSABATÈRE et Béatrice BECHET
Laboratoire : Laboratoire Central des Ponts et Chaussées

N° ED 428-24

A Enio et Hervé

AVANT PROPOS

Je tiens d'abord à remercier Marie-Odile Simonnot, Professeur d'université à l'Institut Polytechnique de Lorraine et Abdelaziz Omari, Professeur d'université à l'Institut des Sciences et Techniques Alimentaire de Bordeaux d'avoir accepté de rapporter ce travail.

Mes remerciements vont également à Jack Legrand, Professeur d'université de Nantes, Directeur du GEPEA, Henri Bertin, Directeur de Recherche au TREFLE Bordeaux, Hervé Andrieu, Chef de Division Eau et Environnement au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Laurent Lassabatere, Chargé de recherche au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées et Béatrice Bechet, Chargé de recherche au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées d'avoir accepté de faire partie du Jury.

J'exprime ma gratitude à Laurent Lassabatere pour son aide autant sur le plan scientifique qu'humain et à Béatrice Bechet pour son accompagnement au quotidien, sa disponibilité, de m'avoir fait partager ces connaissances en transfert colloïdal. Je tiens à les remercier pour leurs conseils et leur soutien permanent.

Un énorme merci à mon directeur de thèse, Hervé Andrieu. J'ai particulièrement apprécié son soutien et ses commentaires pertinents lors de la rédaction du manuscrit et tout au long du déroulement de la thèse.

Cette thèse, qui a un important volet expérimental, n'aurait pas pu se faire sans un fort appui technique. J'exprime toute ma reconnaissance à Dominique Demare et Gilles Dormal, pour leur aide technique, leur disponibilité et leurs conseils. Je remercie également tout ceux qui ont participé à ce travail : Laetitia, Valérie, Sophie, Lionel et Alice.

Merci à Frédérique et à Fabrice qui ont participé à la relecture du manuscrit, ainsi qu'à Claude pour avoir présenté ces travaux lors d'une conférence.

Merci à Dominique et Sonia pour leur aide dans toutes les tâches administratives. Merci à Jean-Marc pour sa bonne volonté, sa disponibilité et son aide dans tous les domaines.

Je souhaite également remercier toutes les personnes avec lesquelles j'ai partagé des moments agréables tout au long de ces trois années : les permanents du LCPC, Laetitia, Marie-Laure, Sophie, Valérie, Lionel, Fabrice... et les doctorants : Katerine, Amelie-Laure, Pierre-Antoine, Cédric, Deniz, ainsi qu'Olivier qui a débuté ses travaux en même temps que moi. J'ai une pensée particulière pour François, avec qui j'ai partagé un bureau et beaucoup de discussions plus ou moins scientifiques, pendant mes deux premières années de thèse.

Merci à toute ma famille franco-albanaise pour leur encouragement et leur soutien durant ces années. Enfin, ma dernière pensée va à celui qui a tout partagé durant cette thèse : des allers retour Paris-Nantes à la correction finale du manuscrit. Merci pour toute ta patience durant ces trois longues années.

RESUME

Le développement rapide des techniques d'infiltration des eaux pluviales urbaines amène à se préoccuper des risques de contamination des sols urbains et des nappes phréatiques. L'écoulement et le transfert colloïdal sont influencés par l'hétérogénéité du sol des bassins d'infiltration : présence de matériaux hétérogènes de porosité différente (macro-, mézo- et microporosités) et de strates artificielles générées par l'utilisation de géotextiles dans le fond des bassins. L'objectif de ces travaux de thèse est d'étudier l'effet de l'hétérogénéité et de la stratification du milieu poreux sur l'écoulement et le transfert colloïdal par des expériences de traçage et d'injection d'une suspension colloïdale en colonnes de laboratoire dans des milieux à double porosité naturelle (milieu granulaire) et artificielle (sable avec macropore artificiel).

L'effet de la stratification des deux milieux a été étudié par amendement avec un géotextile. Diverses conditions hydriques (saturé et non saturé) et hydrodynamiques (vitesses d'écoulement) ont été étudiées. La modélisation numérique a été utilisée pour proposer et valider :

- un modèle conceptuel d'écoulement et de transfert dans un milieu sableux rendu hétérogène par introduction d'un macropore artificiel, et
- un modèle d'influence de la stratification.

Les résultats expérimentaux et la modélisation numérique attestent du cheminement préférentiel de l'eau et des colloïdes au sein de la macroporosité en conditions saturées. En revanche, en conditions non saturées, les macropores ne jouent aucun rôle significatif, en raison de leur désactivation (effet capillaire faible de la macroporosité). Ce travail permet également de mettre en évidence l'effet réducteur de la stratification sur le rôle joué par la macroporosité. En conditions non saturées, la stratification n'apporte aucune modification. En revanche, en conditions saturées, la strate réduit les écoulements et les transferts préférentiels au sein de la macroporosité. L'effet de la strate est attribué à ses propriétés hydrauliques (faible conductivité hydraulique) qui lui confère un comportement de type barrière. La modélisation numérique montre que le comportement de type barrière favorise la redistribution de l'eau et des solutés de la macroporosité vers la microporosité au droit de la strate et réduit donc l'effet de la macroporosité.

Une des applications pratiques de ce travail concerne la réduction du transfert colloïdal, potentiellement vecteur de pollution, par l'introduction de géotextiles dans le sol des bassins d'infiltration. La modélisation a permis de décrire les transferts dans les sols présentant une macroporosité et de mettre en évidence la réduction des écoulements préférentiels et de ce fait la réduction du transfert des colloïdes par la mise en place de géotextiles.

TABLES DES MATIERES

1	Revue de la littérature	3
1.1	Milieu poreux, lieu d'écoulement	3
1.1.1	Variables caractéristiques du milieu poreux : masse volumique sèche apparente, porosité	3
1.1.2	Distribution des pores du milieu en fonction de la taille.....	4
1.1.3	Hétérogénéité physique du milieu poreux : milieu à double porosité.....	5
1.1.4	Écoulement dans un milieu poreux	7
1.1.4.1	Etats énergétiques de l'eau dans les sols et principes physiques fondamentaux	7
1.1.4.2	Principe 1 : flux d'eau induits par les gradients de hauteur hydraulique	9
1.1.4.3	Principe 2 : conservation de la masse.....	10
1.1.4.4	Écoulement en milieu poreux continu.....	11
1.1.4.5	Écoulement en milieu poreux hétérogène	14
1.1.5	Caractérisation de l'écoulement à l'aide des traceurs	15
1.1.6	Transport en milieu poreux	16
1.1.6.1	Processus de l'écoulement	16
1.1.6.2	Modélisation du transport de solutés.....	18
1.1.7	Écoulement en milieu poreux hétérogène en présence d'un géotextile	21
1.2	Le transfert colloïdal	23
1.2.1	Propriétés et interactions colloïdales.....	23
1.2.1.1	Colloïdes : définition, origine et source	23
1.2.1.2	Interactions colloïdales.....	23
1.2.1.3	Charge de surface et double couche électrochimique	24
1.2.1.4	Modèle physique électrostatique résultant des forces colloïdales.....	25
1.2.2	Transport colloïdal	28
1.2.2.1	Mouvement brownien	29
1.2.2.2	Force hydrodynamique s'exerçant sur une sphère en mouvement	29
1.2.2.3	Effet de gravité	30
1.2.3	Mécanismes influençant le transport colloïdal.....	30
1.2.3.1	Rétention des particules et mécanismes de collision	30
1.2.3.2	Chromatographie hydrodynamique et effet d'exclusion.....	32
1.2.4	Approche macroscopique du transport colloïdal.....	33
1.2.4.1	Théorie de la filtration.....	33
1.2.4.2	Equation de transport convection/dispersion/interaction	34
1.2.5	Investigation du transport colloïdal en laboratoire.....	35
1.2.5.1	Expérimentation en colonnes de laboratoire avec colloïdes	35
1.2.5.2	Paramètres modifiant le transport des colloïdes : revue bibliographique	36
1.3	Synthèse des données bibliographiques	41
1.3.1	Écoulement et transport de solutés.....	41
1.3.2	Transfert colloïdal	42
2	Méthodologie	45
2.1	Caractérisation des matériaux et des solutions utilisés lors des essais en laboratoire	46
2.1.1	Définition des milieux poreux.....	46
2.1.1.1	Milieu poreux à simple porosité : le sable d'Hostun.....	46
2.1.1.2	Milieu granulaire	49

2.1.2	Caractéristiques de la strate utilisée et des macropores artificiels	51
2.1.2.1	Le géotextile : élément de stratification des milieux poreux	51
2.1.2.2	Le macropore artificiel	52
2.1.3	Solutions utilisées.....	53
2.1.3.1	Solution neutre	53
2.1.3.2	Solution de traçage	53
2.1.3.3	Suspension colloïdale des particules de latex	53
2.2	Essais en colonnes de laboratoire.....	59
2.2.1	Construction des colonnes.....	59
2.2.2	Configuration et mise en place des systèmes étudiés.....	60
2.2.3	Saturation des colonnes.....	61
2.2.4	Dispositifs expérimentaux pour les essais en colonnes.....	62
2.2.4.1	Détermination du volume d'eau V_0 dans les colonnes.....	63
2.2.4.2	Détermination de la longueur équivalente du lit poreux	64
2.2.5	Injection de solutés et colloïdes : obtention des courbes d'élution	65
2.2.5.1	Débits d'injection	66
2.3	Caractérisation de l'écoulement	67
2.3.1	Analyse des courbes d'élution par la méthode des moments.....	67
2.4	Caractérisation du transfert colloïdal	69
3	Écoulement et transport de solutés.....	71
3.1	Introduction	71
3.2	Modélisation du transfert de solutés et détermination des paramètres hydrodispersifs	72
3.3	Écoulement dans le milieu sableux	77
3.3.1	Caractéristiques physiques et hydriques des colonnes de sable en conditions saturées	77
3.3.2	Élution du traceur en conditions saturées.....	78
3.3.3	Influence de la vitesse de l'écoulement sur l'élution du traceur	79
3.3.4	Détermination de paramètres hydrodispersifs du milieu sableux par la modélisation (MIM) en conditions saturées.....	82
3.3.4.1	Résultats de modélisation.....	82
3.3.5	Caractéristiques physiques des colonnes de sable en conditions non saturées	86
3.3.6	Élution du traceur en conditions non saturées.....	87
3.3.7	Influence de la vitesse d'écoulement sur l'élution du traceur.....	88
3.3.8	Modélisation du transport de solutés en conditions non saturées	90
3.3.9	Synthèse et discussion sur l'écoulement en milieu sableux.....	92
3.3.9.1	Un écoulement dépendant de la porosité du milieu et des conditions hydriques	92
3.3.9.2	Le rôle du géotextile sur l'écoulement et le transport de solutés	94
3.3.9.3	Effet de la vitesse d'écoulement.....	95
3.4	Écoulement dans le milieu granulaire	97
3.4.1	Conditions saturées	97
3.4.1.1	Caractéristiques physiques et hydriques des colonnes.....	97
3.4.1.2	Élution du traceur en conditions saturées.....	97
3.4.1.3	Détermination de paramètres hydrodispersifs du milieu granulaire par la modélisation (MIM) en conditions saturées.....	98
3.4.2	Conditions non saturées	101
3.4.2.1	Caractéristiques physiques et hydriques des colonnes.....	101
3.4.2.2	Élution du traceur en conditions non saturées en milieu granulaire	101

3.4.2.3	Détermination des paramètres hydrodispersifs du milieu granulaire par la modélisation (MIM) en conditions non saturées.....	102
3.4.3	Discussion sur l'écoulement en milieu granulaire	103
3.4.3.1	Effet des conditions hydriques	103
3.4.3.2	L'effet du géotextile	105
3.5	Conclusion.....	106
4	Modélisation de l'écoulement	107
4.1	Principes de modélisation	108
4.1.1	Le code HYDRUS-2D :	109
4.1.1.1	Caractéristiques générales du code HYDRUS-2D.....	110
4.1.1.2	Simulation numérique avec HYDRUS –2D.....	112
4.1.2	Modélisation préliminaire de l'écoulement et du transport de solutés dans le sable seul (T)	118
4.1.3	Modélisation de la colonne avec macropore (M).....	120
4.2	Un modèle conceptuel de l'écoulement et du transfert de solutés en présence d'un macropore.....	124
4.2.1	Détermination de la zone de l'écoulement préférentiel EP par la modélisation	125
4.2.2	Modélisation du transfert de solutés : étude de sensibilité.....	127
4.2.3	Ajustement final des éluions expérimentales et discussion	132
4.2.4	Simulation numérique des expériences en présence du géotextile	134
4.2.4.1	Effet des caractéristiques hydrodynamiques du géotextile sur l'écoulement et le transfert de solutés	135
4.2.5	Modification de la zone d'écoulement préférentiel par l'introduction du géotextile.....	140
4.2.5.1	Etude de sensibilité.....	140
4.2.6	Conclusion.....	144
5	Etude du transfert colloïdal	147
5.1	Transfert colloïdal dans le milieu sableux	148
5.1.1	Transfert colloïdal accéléré dans le milieu sableux en conditions saturées ...	148
5.1.1.1	Elution des colloïdes	148
5.1.2	Influence de la vitesse darcienne d'écoulement sur l'élution des colloïdes...	153
5.1.3	Rétention colloïdale en conditions saturées	155
5.1.4	Transfert colloïdal dans le milieu sableux en conditions non saturées	160
5.1.4.1	Élution de colloïdes.....	160
5.1.5	Rétention colloïdale en conditions non saturées	162
5.2	Transfert colloïdal dans le milieu granulaire	163
5.2.1	Transfert colloïdal en conditions saturées.....	164
5.2.1.1	Elution et rétention de colloïdes.....	164
5.2.2	Transfert colloïdal en conditions non saturées.....	167
5.2.2.1	Elution et rétention de colloïdes.....	167
5.3	Synthèse, discussion et conclusion sur le transfert colloïdal	170
5.3.1	Piégeage mécanique, processus responsable de la rétention colloïdale	170
5.3.2	Transfert colloïdal	170
6	Conclusion.....	175
7	Références bibliographiques	179
8	Annexes.....	190
8.1	Annexe 1 : Caractéristiques du sable d'Hostun et des particules de latex	190
8.2	Annexe 2 : Code de calcul des moments et fichier MIM.....	192

8.3	Annexe 3 : Courbes expérimentales d'élution du traceur et ajustement MIM sur les courbes expérimentales.....	198
8.4	Annexe 4 : Procédure expérimentale d'obtention de la courbe de rétention d'eau pour le milieu sableux	213
8.5	Annexe 5 : Ajustement de la colonne de sable T avec le modèle MIM.....	215
8.6	Annexe 6 : Calcul de rapport de vitesse entre la zone d'écoulement préférentiel EP et la zone de la matrice solide S	216
8.7	Annexe 7 : Courbes d'élution de colloïdes	218

LISTES DES FIGURES

Figure 1-1 : Modèle de Stern de l'interface solide-électrolyte. (IHP : plan moyen des contre-ions non hydratés ; OHP : plan moyen des contre-ions hydratés ; DL : couche diffuse ou nuage ionique.).....	25
Figure 1-2 : Courbe type d'énergie d'interaction.....	28
Figure 1-3 : Sites de rétention des particules colloïdales à l'intérieur du milieu poreux.....	31
Figure 1-4 : Mécanismes de transport et de capture d'une particule dans le champs d'un collecteur sphérique (Yao et al., 1971)	32
Figure 1-5 : Effet d'exclusion dans un tube capillaire ou fracture à parois lisses.....	33
Figure 2-1 : Distribution granulométrique du sable d'Hostun	47
Figure 2-2 : Observation au M.E.B. des grains de sable d'Hostun (grossissement 1250).....	47
Figure 2-3 : Aspect microscopique des grains du milieu granulaire.....	49
Figure 2-4 : Distribution granulométrique du milieu à double porosité	50
Figure 2-5 : Aspect microscopique des fibres du géotextile utilisé lors des expériences en colonnes stratifiées avec un géotextile	52
Figure 2-6 : Aspect microscopique des particules de latex sur un filtre en cellulose (Whatman)	54
Figure 2-7 : Influence de la concentration ionique sur la stabilité de la suspension colloïdale de particules de latex ($1\mu\text{m} - 200 \text{ mg.l}^{-1}$). (Valeurs moyennes avec les variations minimales et maximales autour de la moyenne)	55
Figure 2-8 : Influence du pH sur la stabilité de la suspension colloïdale de particules de latex ($1\mu\text{m} - 200 \text{ mg.l}^{-1}$)	56
Figure 2-9 : Potentiel total d'interaction entre les particules colloïdales de latex ($1\mu\text{m}, 200 \text{ mg.l}^{-1}$)	58
Figure 2-10 : Potentiel total d'interaction entre les particules colloïdales de latex et les grains des milieux poreux	58
Figure 2-11 : Description d'une colonne remplie de milieu poreux	59
Figure 2-12 : Configurations étudiées pour le milieu sableux	60
Figure 2-13 : Configurations étudiées pour le milieu à double porosité (L : colonne de milieu granulaire et LS : colonne de milieu granulaire stratifiée avec un géotextile).....	61
Figure 2-14 : Dispositif expérimental en conditions saturées (a) et non saturées (b).	62
Figure 2-15 : Injection et élution d'un créneau de traceur ou de particules.....	65

Figure 2-16 : Injection et élution en créneau représentées à l'aide des variables adimensionnelles	66
Figure 3-1 : Exemples de calages obtenus avec le modèle MIM pour la même colonne de sable en conditions non saturées	76
Figure 3-2 : Comparaison des courbes moyennes d'élution du traceur dans les colonnes de sable en conditions saturées ($Q=0,12 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$, $V_o =923\text{cm}^3$).....	78
Figure 3-3: Courbes d'élution du traceur dans les colonnes de sable sans géotextile (T) et avec géotextile (TS) en conditions saturées en fonction de la vitesse d'écoulement ($Q=0,12 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$, $q=0,03 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$, $V_{o \text{ moy}} =923\text{cm}^3$)	80
Figure 3-4 : Courbes moyennes d'élution du traceur dans les colonnes de sable avec macropore (M) et avec macropore et géotextile (MS) en conditions saturées en fonction de la vitesse d'écoulement ($Q=0,12 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$, $q=0,03 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$).....	81
Figure 3-5 : Ajustement du modèle MIM sur la courbe d'élution de la colonne de sable seul T ($f_m = 87,5 \%$; $\alpha =0,003$, $\lambda = 0,07 \text{ cm}$).....	83
Figure 3-6 : Ajustement du modèle MIM sur la courbe d'élution de la colonne de sable avec géotextile TS ($f_m = 87,9 \%$; $\alpha =0,0033$, $\lambda = 0,08 \text{ cm}$)	83
Figure 3-7 : Ajustement du modèle MIM sur la courbe d'élution de la colonne de sable avec macropore M ($f_m = 62 \%$; $\alpha =0,0025$, $\lambda = 1,4 \text{ cm}$).....	84
Figure 3-8 : Comparaison des courbes d'élution du traceur dans les colonnes de sable en conditions non saturées ($Q = 0,12 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$, $V_o = 406 \text{ cm}^3$).....	88
Figure 3-9 : Courbes d'élution du traceur dans les colonnes de sable en conditions non saturées en fonction de la vitesse d'écoulement ($Q = 0,12 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$, $q = 0,03 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$).....	90
Figure 3-10 : Fractionnement de l'eau en milieu sableux en conditions saturées à vitesse Q.	93
Figure 3-11 : Fractionnement de l'eau en conditions non saturées à vitesse Q	93
Figure 3-12 : Fractionnement de l'eau en conditions saturées en colonnes avec et sans géotextile	94
Figure 3-13 : Fractionnement de l'eau en conditions non saturées en colonnes avec et sans géotextile	95
Figure 3-14 : Fractionnement de l'eau en conditions saturées en fonction de la vitesse d'écoulement ($Q=0,12 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$, $q=0,03 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$)	96
Figure 3-15 : Courbes moyennes d'élution du traceur (avec les écarts types entre 3 répliquats) dans le lit granulaire avec strate (LS) et sans strate (L) en conditions saturées.....	98

Figure 3-16 : Ajustement du modèle MIM sur la courbe d'élution expérimentale de la colonne L1 ($f_m = 74 \%$; $\alpha = 0,0075$, $\lambda = 2,12 \text{ cm}$)	99
Figure 3-17 : Ajustement du modèle MIM sur la courbe d'élution expérimentale de la colonne LS1 ($f_m = 86,3 \%$; $\alpha = 0,0078$, $\lambda = 2,05 \text{ cm}$)	100
Figure 3-18 : Courbes moyennes d'élution du traceur dans le milieu granulaire avec et sans strate en conditions non saturées avec les écarts types entre 3 répliquas.....	102
Figure 3-19 : Schéma d'écoulement dans le milieu granulaire en fonction des conditions hydriques	104
Figure 3-20 : Fractionnement de l'eau en colonnes avec et sans géotextile en fonction du degré de saturation	105
Figure 4-1 : Courbes moyennes expérimentales de colonnes de sable (T) et de colonnes avec macropore (M) en fonction du temps pour chaque condition hydrique.....	108
Figure 4-2 : Géométrie du domaine : coupe d'une colonne avec macropore	112
Figure 4-3 : Courbes théorique et expérimentale de rétention d'eau dans le sable.....	114
Figure 4-4 : Conditions aux limites pour l'écoulement (q direction de l'écoulement).....	116
Figure 4-5 : Profil de vitesse dans les colonnes de sable T en conditions saturées et non saturées en fonction du rayon de la colonne	118
Figure 4-6 : Ajustement des courbes d'élution de la colonne de sable en conditions saturées et non saturées	119
Figure 4-7 : Profil de distribution de la concentration en fonction du temps de la colonne de sable T : a. en conditions non saturées b. en conditions saturées.....	120
Figure 4-8 : Profil de vitesses d'écoulement modélisées en colonne T et M en conditions non saturées pour un rapport de conductivité entre le macropore et le sable de $K = 4$ ($V_{\text{moyenne expérimentale}} = 0,12 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$)	120
Figure 4-9 : Profil de la vitesse d'écoulement modélisée en colonne T et M en conditions saturées en fonction du rapport de conductivité entre le macropore et le sable K ($V_{\text{moyenne expérimentale}} = 0,12 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$)	121
Figure 4-10 : Ajustement de la colonne M sur la courbe expérimentale en conditions non saturées	122
Figure 4-11 : Modélisation des éluions de la colonne M en fonction du rapport de conductivité entre le macropore et le sable K pour un rapport de section entre le macropore et le sable $R_S = 1 \%$	123

Figure 4-12 : Schéma de la zone d'écoulement préférentiel EP et de la matrice sableuse S dans la colonne	125
Figure 4-13 : Profil de vitesses d'écoulement en colonne avec macropore M en fonction du rapport de section R_S et du rapport de conductivité hydraulique à saturation K	126
Figure 4-14 : Modélisation du transfert des solutés en fonction du rapport de section R_S et de vitesse R_V (ou K).....	128
Figure 4-15 : Effet de la dispersivité transversale λ_T sur l'élution et le transfert de solutés ..	130
Figure 4-16 : Profils de distribution de concentration de solutés dans la zone EP et S en fonction du temps obtenus pour $K = 4$ et $R_S = 50\%$ et a) $\lambda_T = 0,001\text{ cm}$; b) $\lambda_T = 0,1\text{ cm}$	131
Figure 4-17 : Effet de la dispersivité longitudinale (λ_L^{EP}) dans la zone d'écoulement préférentiel EP sur l'élution et le transfert de solutés.....	132
Figure 4-18 : Ajustement du modèle sur la courbe expérimentale de la colonne M en conditions saturées	133
Figure 4-19 : Profils de distribution de concentration de solutés dans la zone EP et S en fonction du temps	134
Figure 4-20 : Effet de la conductivité du géotextile sur l'élution du traceur dans la colonne MS (simulations obtenues pour $R_S = 50\%$ et $K = 4$).....	136
Figure 4-21 : Profil de vitesse dans la colonne MS en conditions saturées	137
Figure 4-22 : Modification du champ de vitesse dans la zone au voisinage du géotextile (le géotextile est compris entre les deux lignes pointillées, le vecteur vitesse est représenté avec les deux composantes radiales et verticale)	138
Figure 4-23 : Effet du géotextile sur l'élution du traceur dans la zone EP et S (simulations réalisées pour un rapport $R_S = 50\%$ et $K = 4$ entre la zone EP et S).....	139
Figure 4-24 : Modélisation du transport de solutés dans la colonne MS en fonction du rapport de section R_S et de vitesse $R_V = K$	142
Figure 4-25 : Ajustement de la colonne MS sur la courbe d'élution expérimentale.....	143
Figure 4-26 : Distribution des profils de concentration obtenus par la modélisation de la colonne MS en conditions saturées	144
Figure 5-1 : Courbes d'élution du traceur et de colloïdes à vitesse Q en conditions saturées dans les colonnes T (Volumes injectés : $V_{\text{traceur}}=0,25V/V_o$, $V_{\text{colloïdes}}=0,05 V/V_o$)	149
Figure 5-2 : Courbes d'élution du traceur et des colloïdes à vitesse Q en conditions saturées dans les colonnes M (Volumes injectés : $V_{\text{traceur}}=0,25V/V_o$, $V_{\text{colloïdes}}=0,05 V/V_o$)	151

Figure 5-3 : Courbes d'élution des colloïdes à vitesse Q en conditions saturées (Volume injecté : $V_{\text{colloïdes}}=0,05 V/V_o$).....	152
Figure 5-4 : Courbes d'élution des colloïdes dans les colonnes de sable sans géotextile (T) et avec géotextile (TS) en conditions saturées en fonction de la vitesse d'écoulement (Q = $0,12 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$, $q = 0,03 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$)	153
Figure 5-5 : Courbes d'élution de colloïdes dans les colonnes de sable avec macropore (M) et avec macropore et géotextile (MS) en conditions saturées en fonction de la vitesse d'écoulement	154
Figure 5-6 : Image MEB des particules colloïdales piégées sur les fibres du géotextile dans une colonne TS.....	156
Figure 5-7 : Courbes d'élution des colloïdes à vitesse Q en conditions non saturées (Volumes injectés : $V_{\text{colloïdes}}=0,10 V/V_o$)	160
Figure 5-8 : Courbes moyennes d'élution du traceur à vitesse Q en conditions non saturées (Volumes injectés : $V_{\text{traceur}}=0,5V/V_o$).....	161
Figure 5-9 : Courbes moyennes d'élution des colloïdes en milieu granulaire avec et sans géotextile en conditions saturées (Volume injecté : $V_{\text{colloïdes}}=0,05 V/V_o$)	165
Figure 5-10 : Courbes moyennes d'élution du traceur (avec les écarts types entre 3 répliquats) dans le lit granulaire avec géotextile (LS) et sans géotextile (L) en conditions saturées (Volume injecté : $V_{\text{traceur}}=0,15V/V_o$).....	165
Figure 5-11 : Image des particules de latex retenues sur les grains du milieu granulaire (grossissement 2000).....	167
Figure 5-12 : Courbes moyennes d'élution des colloïdes en milieu granulaire avec et sans strate en conditions non saturées (avec l'étendue des valeurs autour de la moyenne)...	168
Figure 5-13 : Courbes moyennes d'élution du traceur en milieu granulaire avec et sans strate en conditions non saturées (avec l'étendue des valeurs autour de la moyenne)	168
Figure 5-14 : Rétention colloïdale et degré d'homogénéité de l'écoulement en milieu sableux et granulaire en fonction des conditions hydriques.....	171
Figure 5-15 : Rétention colloïdale en fonction des conditions de saturation.....	172
Figure 8-1 : Ajustement de la colonne T en conditions saturées avec MIM 1D (calage obtenu pour $\lambda = 0,16 \text{ cm}$, $\alpha = 0,003 \text{ min}^{-1}$ $\theta_{\text{im}} = 0,0446$)	215
Figure 8-2 Ajustement de la colonne T en conditions non saturées avec MIM 1D (calage obtenu pour $\lambda = 2,08 \text{ cm}$, $\alpha = 0,001 \text{ min}^{-1}$ $\theta_{\text{im}} = 0,0207$)	215

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1-1 : Classification des pores d'un milieu poreux selon Luxmore (1981)	5
Tableau 2-1 : Méthodes et normes utilisées pour la caractérisation du sable d'Hostun	48
Tableau 2-2: Concentrations en éléments chimiques en mg/kg dans le sable d'Hostun.....	48
Tableau 2-3 : Teneurs du milieu granulaire en différents éléments chimiques majeurs.....	50
Tableau 2-4 : Principales caractéristiques du géotextile (d'après Lassabatere, 2002).....	52
Tableau 2-5 : Concentration des éléments en sortie de colonne	62
Tableau 3-1 : Paramètres hydrodispersifs obtenus par le modèle MIM à vitesse Q en conditions saturées (valeurs moyennes de 3 colonnes avec des variations minimales et maximales autour de la moyenne entre parenthèses).	84
Tableau 3-2 : Paramètres hydrodispersifs obtenus par le modèle MIM à vitesse q en conditions saturées	86
Tableau 3-3 : Teneurs en eau θ des colonnes pour les expériences effectuées à vitesse q et Q (valeurs moyennes avec les écarts type de trois colonnes pour les essais à vitesse Q)....	87
Tableau 3-4 : Paramètres hydrodispersifs obtenus par le modèle MIM à vitesse Q, en conditions non saturées (valeurs moyennes de 3 colonnes avec les variations minimales et maximales autour de la moyenne entre parenthèses).	91
Tableau 3-5 : Paramètres hydrodispersifs obtenus par le modèle MIM à vitesse q en conditions non saturées	92
Tableau 3-6 : Paramètres hydrodispersifs et temps caractéristiques de l'écoulement en milieu granulaire en conditions saturées. Valeurs moyennes de trois colonnes (écarts types entre parenthèses).....	99
Tableau 3-7 : Paramètres hydrodispersifs et temps caractéristiques de l'écoulement en milieu granulaire en conditions non saturées. Valeurs moyennes de trois colonnes (écarts types entre parenthèses).....	103
Tableau 4-1 : Paramètres hydrodynamiques relatifs à chaque domaine	113
Tableau 4-2 : Paramètres hydrodispersifs pour chaque domaine.....	115
Tableau 4-3 : Paramètres relatifs à chaque zone EP et S obtenus par ajustement du modèle sur la courbe expérimentale de la colonne M en conditions saturées.	132
Tableau 4-4 : Rappel des paramètres hydrodispersifs relatifs à chaque domaine pour la modélisation de la colonne MS en conditions saturées.....	135
Tableau 4-5 : Paramètres relatifs à chaque domaine obtenus par ajustement du modèle sur la courbe expérimentale de la colonne MS en conditions saturées.....	143

Tableau 5-1 : Paramètres du transport colloïdal en conditions saturées (valeurs moyennes de deux colonnes).....	150
Tableau 5-2 : Rétention colloïdale dans les colonnes en conditions saturées.....	155
Tableau 5-3 : Paramètres du transfert colloïdal en conditions non saturées (valeurs moyennes de deux colonnes).....	161
Tableau 5-4 : Paramètres du transfert colloïdal en conditions non saturées	163
Tableau 5-5 : Paramètres de transfert colloïdal en conditions saturées dans le milieu granulaire	166
Tableau 5-6 : Paramètres de transfert colloïdal en conditions non saturées dans le milieu granulaire.....	169

LISTE DES ABREVIATIONS

α	coefficient d'échange.....	T^{-1}
δt	durée du créneau injecté.....	T
δV	volume du créneau injecté.....	L^3
λ	dispersivité du milieu.....	L
λ_L	dispersivité longitudinale du milieu.....	L
λ_T	dispersivité transversale du milieu.....	L
λ_m	dispersivité de l'eau mobile.....	L
θ	teneur en eau.....	$L^3.L^{-3}$
θ_{im}	teneur en eau immobile.....	$L^3.L^{-3}$
$\theta_{isolé}$	teneur en eau isolée.....	$L^3.L^{-3}$
θ_m	teneur en eau mobile.....	$L^3.L^{-3}$
θ_v	teneur en eau visitée par le soluté.....	$L^3.L^{-3}$
θ_{tot}	teneur en eau totale.....	$L^3.L^{-3}$
θ_r	teneur en eau résiduelle.....	$L^3.L^{-3}$
θ_s	teneur en eau à saturation.....	$L^3.L^{-3}$
ρ	densité de l'eau.....	$M.L^{-3}$
ρ_d	densité apparente sèche.....	$M.L^{-3}$
ρ_g	densité spécifique des géotextiles.....	$M.L^{-3}$
ρ_s	densité spécifique du sol.....	$M.L^{-3}$
τ_s	temps de séjour absolu.....	T

ψ	succion.....	L
BM	bilan de masse.....	sans unité
C	concentration en soluté en sortie.....	$M.L^{-3}$
C_o	concentration de la solution de percolation.....	$M.L^{-3}$
C_{im}	concentration dans l'eau immobile.....	$M.L^{-3}$
C_m	concentration dans l'eau mobile.....	$M.L^{-3}$
CDE.....	modèle de Convection-Dispersion	
D	coefficient de dispersion	$L^2.T^{-1}$
D_m	coefficient de dispersion dans l'eau mobile.....	$L^2.T^{-1}$
D_L	coefficient de dispersion longitudinale.....	$L^2.T^{-1}$
D_T	coefficient de dispersion transversale.....	$L^2.T^{-1}$
f_{im}	fraction immobile.....	$L^3.L^{-3}$
$f_{isolée}$	fraction isolée.....	$L^3.L^{-3}$
f_m	fraction mobile.....	$L^3.L^{-3}$
f_s	fraction visitée par les solutés.....	$L^3.L^{-3}$
h	potentiel de pression (hauteur d'eau).....	L
H	hauteur hydraulique.....	L
K	conductivité hydraulique.....	$L.T^{-1}$
K_s	conductivité hydraulique à saturation.....	$L.T^{-1}$
l	coefficient de connexion de pores.....	sans unité
L	longueur de la colonne.....	L

$L_{\text{éq}}$	longueur équivalente.....	L
MEBmicroscopie électronique à balayage	
MIMmodèle de convection-dispersion à deux régions d'eau Mobile-Immobile	
m	paramètre de forme de van genuchten (1980).....	sans unité
n	paramètre de forme de van genuchten (1980).....	sans unité
ε	porosité.....	sans unité
Pe	nombre de Péclet.....	sans unité
q	vitesse darcienne 0,03 cm.min ⁻¹	L.T ⁻¹
Q	vitesse darcienne 0,12 cm.min ⁻¹	L.T ⁻¹
R	facteur de retard.....	sans unité
S	degré de saturation.....	L ³ .L ⁻³
t	temps.....	T
t_{α}	temps caractéristique d'échange entre les deux fractions d'eau.....	T
$t_{\text{conv-disp}}$	temps de convection-dispersion moyen.....	T
t_s	temps de séjour.....	T
V	volume écoulé.....	L ³
v_m	vitesse de pores dans l'eau mobile.....	L.T ⁻¹
V_m	volume mort.....	L ³
V_0	volume d'eau total dans la colonne.....	L ³
v_p	vitesse de pores.....	L.T ⁻¹
V_{tot}	volume total.....	L ³

w	teneur en eau massique.....	$M.M^{-1}$
z	profondeur.....	L

Abréviations relatives aux essais colonnes

T	colonne de sable
M	colonne de sable avec macropore
TS	colonne de sable avec géotextile
MS	colonne de sable avec macropore et géotextile
L	colonne de milieu granulaire
TS	colonne de milieu granulaire avec géotextile
EP	zone d'écoulement préférentiel
S	zone de la matrice solide (sable)

Introduction

L'urbanisation se traduit par une imperméabilisation croissante des sols limitant l'infiltration des eaux de pluie et conduisant à une augmentation et une accélération du ruissellement provoquant ainsi une saturation des réseaux d'assainissement. La prise en charge des eaux pluviales s'attache de plus en plus à réduire le flux et diminuer la pollution en promouvant des techniques dites « alternatives » visant à ralentir, stocker ou infiltrer les eaux pluviales (Youssef et al. 1990). Ces techniques permettent de maîtriser les eaux pluviales au plus près de leur source et le plus en amont possible, en redonnant aux surfaces de ruissellement un rôle régulateur basé sur la rétention et l'infiltration des eaux de pluie. Les techniques d'infiltration des eaux pluviales se développent partout dans le monde. Ce développement amène beaucoup de chercheurs à se préoccuper des risques de contamination des sols et des nappes. En effet, les eaux pluviales peuvent véhiculer des quantités élevées de polluants organiques (hydrocarbures, pesticides) et inorganiques (métaux lourds) (Grommaire-Mertz, 1998).

De plus, les sols et les remblais urbains servant de support aux bassins d'infiltration sont souvent constitués de matériaux divers de granulométrie et porométrie hétérogènes. Afin d'augmenter la capacité épuratrice des bassins d'infiltration, des strates artificielles constituées de géomatériaux sont mises en place en leur fond pour drainer et filtrer les eaux pluviales (Chocat et al., 1999). Ces matériaux géosynthétiques permettent de séparer les différents géomatériaux, de drainer et de filtrer les eaux pluviales. L'introduction d'un géotextile en fond de bassin d'infiltration peut influencer de manière significative le transfert des contaminants sous forme dissoute (Lassabatere et al, 2004). De même, un piégeage des polluants particuliers est souvent observé dans les géotextiles.

Les polluants présents dans les eaux pluviales (métaux lourds, composés organiques, ...) sont en grande partie associés à la fraction particulaire grossière facilement décantable dans les bassins d'infiltration (Sansalone et Buchberger, 1997). Mais les polluants sont également présents sous forme dissoute ou particulaire colloïdale dans les eaux pluviales, les colloïdes étant des particules de taille comprise entre 1 nm et 10 μm (Mills et al. 1991). Les colloïdes se caractérisent, en raison de leur petite taille et de leur réactivité de surface, par une mobilité souvent égale voire supérieure à celle des solutés et par leur capacité importante d'adsorption de polluants (McCarthy et Zachara, 1989). Des études récentes ont commencé à s'intéresser à la fraction colloïdale des métaux lourds (Grout et al., 1999; Tucillo et al., 2005), mais le transfert des colloïdes dans les ouvrages d'infiltration demeure encore mal connu (Durin et al.

2007). La compréhension du comportement de transfert de ces composés est un vrai défi lors de la conception des ouvrages d'infiltration : solutés et colloïdes peuvent en effet migrer sur de grandes distances et contaminer le sol et la nappe phréatique.

L'hétérogénéité physique des sols constituant un bassin d'infiltration peut modifier l'écoulement et le transfert colloïdal dans les ouvrages d'infiltration. L'influence des géotextiles sur l'efficacité des ouvrages d'infiltration à retenir les contaminants sous forme colloïdale n'a pas été étudiée dans la littérature. La compréhension des mécanismes impliqués dans le devenir des polluants en forme colloïdale au cours de leur transfert permet pourtant d'évaluer l'impact à long terme de ces substances, de prévoir les risques de pollution et de concevoir des techniques de dépollution.

La contribution apportée ici à cette problématique passe cependant par une diminution de l'échelle d'observation. Cette concession est en effet nécessaire afin de travailler dans des conditions contrôlées permettant d'identifier de manière précise les mécanismes mis en jeu. L'étude porte sur des milieux poreux modèles et a été réalisée à l'échelle de colonnes de laboratoire. L'écoulement a été étudié par des méthodes classiques d'injection d'un traceur de l'eau. Le transfert des polluants est simulé par une suspension de particules de latex (colloïde modèle) d'un diamètre de 1 μm et de concentration de 200 mg.L^{-1} .

Ce travail consiste plus particulièrement à améliorer la compréhension de l'écoulement dans un milieu poreux à double porosité et stratifié (présence de géotextile) à l'échelle de colonnes et à traduire ces observations dans des modèles d'écoulement et de transport de solutés. Il s'agit ensuite de mettre en évidence les effets de l'écoulement sur la rétention colloïdale observée lors des expériences en colonnes.

Ce mémoire s'organise en cinq parties. Le premier chapitre présente les aspects théoriques nécessaires à la compréhension des mécanismes d'écoulement et de transport et des interactions physico-chimiques dans les milieux poreux. Le deuxième chapitre présente la démarche adoptée pour l'étude en laboratoire, le matériel et les outils utilisés ainsi que les méthodes d'interprétation des résultats. Le troisième chapitre est consacré à l'analyse du fonctionnement hydrodynamique des colonnes. Le quatrième chapitre propose un modèle conceptuel de l'écoulement et du transport de solutés en milieu à double porosité et en présence d'un géotextile. Enfin, le cinquième et dernier chapitre traite de l'élution et de la rétention des particules colloïdales injectées au cours de leur transfert en colonnes.

1 Revue de la littérature

1.1 Milieu poreux, lieu d'écoulement

Le milieu poreux est l'ensemble des grains solides ou des agrégats autour desquels existent des espaces vides appelés pores, pouvant être interconnectés ou non. D'un point de vue physique, un milieu poreux se distingue par trois caractéristiques : la texture, la structure et la porosité. La texture du milieu poreux est une notion purement quantitative qui permet de distinguer les milieux sur la base d'une répartition des grains solides en fonction de leur géométrie (volume et forme), indépendamment de la nature et de la composition de ces minéraux (Duchaufour, 1995). Cette répartition selon des classes de dimensions prédéfinies conduit à la notion de granulométrie. L'arrangement spatial des différents constituants de la phase solide et les liaisons entre ces constituants déterminent la structure du milieu poreux (Soil Science Society of America, 1997). La structure du sol permet, entre autre, de décrire l'organisation des pores, c'est-à-dire leur continuité et leur connectivité.

L'espace du milieu poreux non occupé par la phase solide (volume occupé par les phases gazeuse et liquide) constitue l'espace poral du milieu. C'est à travers ces vides que s'opèrent les processus d'écoulement. La porosité ne doit pas être jugée seulement en fonction de son volume ou de sa répartition, mais en tenant compte de la continuité des vides. Ainsi, on différencie les pores du milieu poreux selon leur degré d'ouverture et leur degré de connexion. On distingue les pores fermés, les pores ouverts en cul de sac (non communiquant à une extrémité) et les pores complètement communicants.

1.1.1 Variables caractéristiques du milieu poreux : masse volumique sèche apparente, porosité

Masse volumique apparente sèche (ρ_d)

Elle est définie comme le rapport entre la masse des solides M_s et le volume total de sol V_t :

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_t} \text{ (g.cm}^{-3}\text{)} \quad 1-1$$

Porosité : ε

Elle traduit la distribution quantitative des vides dans le sol. Elle est donc définie par le rapport du volume des vides au volume total de sol :

$$\varepsilon = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \text{ (sans unité), } \rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad 1-2$$

où ρ_s est la masse volumique du solide définie par le rapport de la masse de solide M_s au volume de solide V_s .

Bonneau et Soucher (1994) distinguent la porosité « texturale » de la porosité « structurale ». La porosité « texturale » est liée à l'arrangement des particules entre elles (sables, limons, enrobages ou amas d'argile). La porosité « structurale » est moins liée à la constitution du matériau qu'à son histoire. Les fissures délimitant les agrégats et la porosité tubulaire dues aux racines et autres organismes vivants constituent autant d'accidents structuraux jouant un rôle préférentiel dans les transferts rapides, le plus souvent verticalement, et souvent jusqu'à une grande profondeur.

1.1.2 Distribution des pores du milieu en fonction de la taille

A l'échelle microscopique, l'écoulement dans chaque espace particulier de la porosité d'un sol est lié à la taille et à la géométrie de cet espace. Cela conduit à une relation complexe entre la géométrie et les caractéristiques de l'écoulement à l'échelle macroscopique, d'où la classification des pores selon leurs tailles.

Il existe plusieurs classifications de pores dans la littérature. Ainsi, Kluté (1986) prend en compte une classification en fonction des tailles de pores : la microporosité correspond aux vides dont les dimensions sont inférieures à 0,2 μm . L'eau y est fortement soumise à une attraction moléculaire de Van der Waals. Les zones microporeuses représentent l'espace des pores où les gaz ne circulent pas. La mésoporosité correspond aux vides dont les dimensions sont comprises entre 0,2 et 2000 μm . La macroporosité correspond aux vides dont les dimensions sont supérieures à 2000 μm . Pour un sol non saturé en eau, les macropores sont en partie disponibles pour la circulation d'un flux gazeux. Luxmore (1981) suggère également de distinguer trois classes de pores : les micro-, méso-, et macropores, correspondant à des processus et des gammes de succion différents pour la vidange (tableau 1-1). La différence majeure entre macropores et mésopores réside pour cet auteur dans le fait qu'il faut une mise

en charge au niveau de la surface pour qu'il y ait un écoulement dans un macropore, alors qu'elle n'est pas nécessaire pour qu'il y ait un écoulement gravitaire dans un mésopore.

Tableau 1-1 : Classification des pores d'un milieu poreux selon Luxmore (1981)

Classe de porosité du sol	Pression (kPa)	Diamètre équivalent des pores (µm)	Phénomène dominant
Micro-	< -30	< 10	Evapotranspiration, gradient de pression matriciel pour la distribution de l'eau
Méso-	-30 à -0,3	10 à 1000	Drainage, hystérésis, force gravitaire pour la dynamique de l'eau
Macro-	> -0,3	> 1000	Écoulement canalisé à travers le profil depuis la surface saturée et/ou une nappe perchée

1.1.3 Hétérogénéité physique du milieu poreux : milieu à double porosité

Bien que l'hétérogénéité concerne de nombreux paramètres physiques des milieux géologiques, nous nous intéressons ici plus particulièrement à l'hétérogénéité liée à la porosité des milieux poreux. Ces hétérogénéités peuvent prendre différentes formes : porosité interne d'agrégats (sols agrégats), fractures dans le milieu poreux etc. Les milieux présentant ces hétérogénéités sont appelés milieux à double porosité.

Le concept de milieu à double porosité fut introduit par Barenblatt en 1960 dans le contexte de la modélisation des réservoirs pétroliers fracturés. Un milieu poreux est dit à double porosité lorsqu'il comprend deux systèmes poreux de caractéristiques très différentes (tailles de pore, perméabilités, porosités...). On suppose que le milieu peut être séparé en deux systèmes poreux différents, chacun d'entre eux étant considéré comme un système homogène avec des propriétés hydrauliques et de transport de solutés spécifiques. Le système à double porosité est considéré comme une superposition de ces deux systèmes sur le même volume (Dykhuizen, 1987). Les deux systèmes poreux agissent réciproquement en échangeant eau et solutés en fonction de la pression et des gradients de concentration. Macroscopiquement, le milieu poreux est donc caractérisé en chaque point (en temps et en espace) par deux vitesses d'écoulement, deux pressions, deux teneurs en eau et deux concentrations différentes de solutés (Gerke and Van Genuchten, 1993).

Le développement des modèles conceptuels qui décrivent l'hydrogéologie des milieux à double porosité nécessite des informations sur la géométrie du sol simulé (la taille et la forme des blocs matriciels, y compris la géométrie de l'interface grâce à laquelle l'eau et les solutés sont échangés entre deux systèmes de pores). Ce développement est donc généralement très complexe (Gerke and van Genuchten, 1996). En raison de cette complexité, des milieux modèles sont souvent utilisés.

En fonction de la distribution et de la taille des pores, on distingue deux types de milieux à double porosité :

- Milieux à porosité inter/intra agrégats

Il s'agit de milieux à double porosité qui, outre la porosité (vides) entre les grains du milieu (inter-porosité), présentent également une porosité de matrice dans les grains eux-mêmes (intra-porosité ou porosité matricielle). Dans la nature, les principales formations présentant une double porosité sont les formations crayeuses : elles sont constituées de grains (coccolites, foraminifères, ...) de taille extrêmement petite, entrecoupés d'un réseau de micro fissures. Un des intérêts majeurs de l'étude de ces milieux est d'aboutir à la définition de leur structure et notamment à la répartition des pores.

- Milieux fracturés ou macroporeux

Les milieux fracturés présentent une double porosité : une porosité matricielle (microporosité) et une macroporosité accessible au niveau des fractures. Dans le cadre de ce travail, le terme macropore est utilisé pour les structures qui permettent le cheminement préférentiel de l'écoulement quel que soit leur taille (Beven and Germann, 1982).

Types et origines des macropores

On peut distinguer plusieurs origines à la macroporosité (Beven et Germann, 1982) :

- Pores formés par la faune du sol : pores de 1 mm à 50 mm de diamètre, formés par le passage de la microfaune du sol. En général, ces pores se situent à proximité de la surface du sol et dépassent rarement la profondeur de 1 m.

- Pores formés par la végétation : ils sont formés lors de la pénétration des racines dans le sol et deviennent libres pour le passage de l'eau lorsque la plante meurt. La structure du réseau des macropores va dépendre du type de plante ainsi que du stade de développement végétatif.
- Fissures : ce type de porosité peut s'attribuer à des processus chimiques ou physiques tels que la diminution de la teneur en eau de sols argileux (phénomènes de retrait) ainsi qu'au lessivage de certains matériaux.

Certaines pratiques culturales peuvent aussi introduire de manière artificielle une macroporosité dans les sols.

1.1.4 Ecoulement dans un milieu poreux

L'écoulement dans un milieu poreux correspond à la description du mouvement de l'eau dans ce milieu. Lorsque la matrice est continue et que l'écoulement est homogène, il est possible de représenter la matrice solide comme un ensemble de Volumes Élémentaires Représentatifs (VER). Ces volumes élémentaires comprennent les trois phases du sol (particules solides, air et eau). Ils sont de dimension suffisamment grande pour définir l'ensemble des paramètres macroscopiques liés à l'état de l'eau dans le sol et à l'écoulement. Ils sont néanmoins de dimension suffisamment petite pour considérer que ces paramètres sont homogènes à l'état du VER. Dans chaque point d'espace, on définit des paramètres d'état moyens. Il est possible de définir en tout point du milieu $M(x,y,z)$ et pour tout temps (t) des paramètres d'état de milieu, tels que la vitesse de l'eau. L'écoulement correspond alors au champ $\vec{v}(x, y, z)$.

1.1.4.1 Etats énergétiques de l'eau dans les sols et principes physiques fondamentaux

Dans le sol, l'eau peut se trouver sous différents états : eau libre, eau liée capillaire et eau liée adsorbée. L'eau libre se déplace par gravité. L'eau liée capillaire est retenue dans les interstices entre les grains par les forces de capillarité. Elle peut être mise en mouvement tout comme l'eau libre, mais seulement par gradient de capillarité et par adsorption des plantes. L'eau liée adsorbée entoure les grains sous la forme d'une couche de molécules. Cette eau, caractérisée par une forte viscosité, se déplace peu et constitue souvent une fraction négligeable de l'eau présente dans le milieu poreux (De Marsily, 1981).

Pour un volume de sol donné, il est usuel de quantifier la quantité d'eau par les teneurs en eau massique w , volumique θ et le degré de saturation S selon les relations suivantes (Freeze et Cherry, 1979) :

$$w = \frac{M_w}{M_s}, \theta = \frac{V_w}{V_t} \text{ et } S = \frac{V_w}{V_t - V_s} \quad 1-3$$

avec M_w, V_w : masse et volume d'eau

M_s, V_s : masse et volume des particules solides

V_t : volume total

En tout point du sol, l'eau est caractérisée par un certain état énergétique. L'énergie de l'eau résulte de la somme de son énergie cinétique (liée à son mouvement) et de son énergie potentielle. Dans les milieux poreux naturels, les vitesses d'écoulement étant généralement faibles, l'énergie cinétique est négligeable devant l'énergie potentielle. L'énergie potentielle résulte de la somme de 3 potentiels induits par la gravité, la pression d'eau et la pression osmotique (induits par des gradients de salinité). Ces potentiels sont définis par les expressions suivantes pour un volume unitaire d'eau (Miyazaki et al., 1993) :

- le potentiel de gravité E_g associé à la hauteur $H_g = \frac{E_g}{\rho \cdot g} = z$
- le potentiel de pression E_p dû au champ de pression de l'eau associé à la hauteur $H_p = \frac{E_p}{\rho \cdot g} = \frac{P_e - P_0}{\rho \cdot g} = h$. En conditions saturées, ce potentiel correspond, en conditions hydrostatiques, à la hauteur de la colonne d'eau située au-dessus. En conditions non saturées, ce potentiel correspond à la succion exercée par les forces de capillarité. Il est alors d'usage de considérer la succion $\psi = -H_p = -h$.
- le potentiel osmotique E_o dû à des gradients de salinité et de concentrations en solutés et associé à la hauteur équivalente $H_o = \frac{E_o}{\rho \cdot g}$.

avec E_g, E_p et E_o : potentiels respectivement gravitaire, de pression et osmotique

ρ, g : respectivement masse volumique du milieu et constante de Newton

P_e et P_o : pressions respectives de l'eau et de l'atmosphère

Le potentiel total correspond à une hauteur totale appelée hauteur hydraulique H . La hauteur hydraulique H résulte de la somme des trois hauteurs H_g , H_p et H_o . En règle générale, le potentiel osmotique est négligé, excepté dans certains sols très salins ou argileux (Miyazaki et al., 1993). Le potentiel de l'eau correspond à la somme du potentiel de gravité et de pression :

$$H = H_g + H_p + H_o = z + h + H_o \approx z + h. \quad 1-4$$

L'écoulement est conditionné dans tout milieu poreux par les deux principes fondamentaux de la physique de l'écoulement :

- l'induction de flux d'eau par gradient de hauteur hydraulique H , et
- la conservation de la masse.

1.1.4.2 Principe 1 : flux d'eau induits par les gradients de hauteur hydraulique

La hauteur hydraulique est susceptible de varier d'un endroit à un autre du milieu poreux. Cette variabilité induit un écoulement et donc un flux d'eau volumique \vec{q} (vitesse darcienne) et massique \vec{j}_w des hauteurs hydrauliques les plus fortes vers les plus faibles. Les deux flux volumique et massique sont reliés par la relation : $\vec{j}_w = \rho \cdot \vec{q}$. Les flux volumiques ou massiques induits sont directement reliés au gradient local de hauteur hydraulique appelé aussi gradient hydraulique et noté $\vec{i} = \nabla H$. Une des hypothèses classiques consiste à postuler que la relation entre la vitesse darcienne \vec{q} et le gradient hydraulique $\vec{i} = \nabla H$ est une relation linéaire (loi de Darcy) :

$$\vec{q} = -[K] \cdot \vec{i} = -[K] \cdot \nabla H \quad 1-5$$

avec $[K]$: conductivité hydraulique selon les directions (x,y,z)

La conductivité hydraulique K qui intervient dans la loi de Darcy représente la capacité du milieu poreux à conduire l'eau. Lorsque le milieu est saturé, tous les pores sont remplis d'eau et conduisent l'eau, de sorte que la conductivité est maximale. On parle alors de conductivité hydraulique à saturation ($K = K_s$). En revanche, dans un milieu non saturé, de nombreux pores sont remplis d'air et de fait ne participent pas à l'écoulement. La conductivité hydraulique dépend alors de la teneur en eau : $K = K(\theta)$, où θ est la teneur en eau.

Vitesse de Darcy et vitesse de pores

La vitesse de Darcy q , déterminée par la loi de Darcy, représente une densité de flux volumique, faisant intervenir le débit volumique d'eau Q et la surface totale de la section du milieu poreux considéré S .

$$q = \frac{Q}{S} \quad (m.s^{-1}) \quad 1-6$$

C'est donc une vitesse fictive, puisqu'elle suppose que toute la surface (y compris les grains solides) participe à l'écoulement.

Dans la réalité, l'eau ne s'écoule qu'à travers les pores du milieu (le volume dans lequel s'effectue l'écoulement est le volume poral occupé par l'eau V_w). Une définition correcte de la vitesse d'écoulement implique donc une redéfinition de la section à travers laquelle s'effectue l'écoulement. On définit donc la vitesse de pore comme le rapport entre la vitesse de Darcy et la teneur en eau du milieu.

$$\vec{v}_p = \frac{\vec{q}}{\theta} \quad 1-7$$

1.1.4.3 Principe 2 : conservation de la masse

Le second principe est basé sur la conservation de la masse d'eau. La variation de la teneur en eau massique est égale à la masse d'eau apportée par le flux d'eau massique augmentée ou retranchée de la contribution des sources locales et de la contribution de l'évaporation ou de la condensation. En règle générale, cette évaporation est négligeable dans la profondeur du sol. L'eau est souvent considérée incompressible. Dans ce cas, la conservation de la masse équivaut à la conservation du volume (Freeze et Cherry, 1979 ; Banton et Bangoy, 1999) :

$$\frac{\partial \rho \theta}{\partial t} = \nabla \cdot \rho \vec{q} \quad 1-8$$

Les modalités de l'induction des flux par gradient hydraulique et de la distribution de l'eau dans le milieu poreux dépendent de la structure de celui-ci et notamment de la continuité de sa structure, de sa pométrie et de ses caractéristiques hydrauliques.

1.1.4.4 *Écoulement en milieu poreux continu*

Pour les milieux poreux aux caractéristiques structurales (porosité) et hydrauliques (conductivité hydraulique) continues, il est possible de représenter la matrice solide comme un ensemble de Volumes Élémentaires Représentatifs (VER). Pour chaque point de l'espace on définit des paramètres d'état moyens. Ces paramètres comprennent la teneur en eau volumique θ , la masse volumique de l'eau ρ , la hauteur hydraulique h , le potentiel de pression h (appelé succion en non conditions saturées), le gradient hydraulique $\vec{i} = \nabla H$, la vitesse darcienne \vec{q} et la vitesse de pores \vec{v}_p . Chacun de ces paramètres dépend de la position dans l'espace (x,y,z) et du temps (t).

Le transfert des flux d'eau dans un milieu poreux variablement saturé pour un fluide incompressible, de masse volumique et de viscosité dynamique constantes, peut se décrire par l'équation de Richards (1931) sous forme générale :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \vec{q} \quad 1-9$$

Détaillée sous forme cylindrique en coordonnées polaires pour un écoulement en colonne en deux dimensions avec axisymétrie et pour un milieu variablement saturé et isotrope, cette équation devient :

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial r} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \left(1 + \frac{\partial h}{\partial z} \right) \right) \quad 1-10$$

avec $K(h)$: conductivité hydraulique

$C(h)$: capacité spécifique de rétention d'eau dépendant de $\theta(h)$

Cette équation suppose que l'écoulement est laminaire et que le flux induit par le gradient hydraulique est linéaire par rapport à ce gradient (loi de Darcy). La résolution de cette équation en tenant compte des conditions aux limites et des conditions initiales permet de déterminer en tout point du milieu poreux et en tout temps la charge hydraulique h et d'en déduire la vitesse darcienne \vec{q} par la loi de Darcy. L'équation de Richards est une équation non-linéaire dont la résolution nécessite en général des moyens numériques. Sa résolution nécessite la connaissance de deux fonctions décrivant les propriétés hydrodynamiques du sol : la courbe de rétention hydrique $\theta(h)$ et la courbe de conductivité hydraulique $K(h)$.

En conditions non saturées, seule une partie des pores est saturée et permet l'écoulement. La teneur en eau du milieu θ est fonction du potentiel de pression, c'est-à-dire de la succion h . Elle a tendance à diminuer lorsque la succion augmente. La conductivité hydraulique du milieu K est fonction de la teneur en eau et donc de la succion h . Elle baisse de manière importante pour des succions fortes et tend vers la conductivité hydraulique à saturation pour des succions faibles. Les relations $\theta(h)$ et $K(h)$ déterminent le comportement hydraulique des milieux poreux en conditions non saturées.

Relations $\theta(h)$ et $K(h)$

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

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

Ces deux relations peuvent être déterminées expérimentalement sur le terrain ou en laboratoire. Klute et Dirksen (1986) présentent une revue des principales méthodes de mesure existantes.

Relation teneur en eau / potentiel de pression

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

Il existe deux types de modèles permettant de paramétrer $\theta(h)$: ceux à fondement empirique et ceux à fondement physique. Les modèles physiques (Assouline et al., 1998) utilisent directement certaines caractéristiques physiques du sol (granulométrie, densité, etc.) pour estimer les propriétés hydrodynamiques.

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

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

$$\begin{cases} \theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left[1 + \left(\frac{|h|}{h_g} \right)^n \right]^{-m} & h < 0 \\ \theta(h) = \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad 1-11$$

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

Relation conductivité / potentiel de pression

La courbe de conductivité hydraulique $K(h)$ peut se déduire de formules empiriques telles que celle de Gardner (1956) ou théoriquement par celle de Mualem (1976), modifiée par van Genuchten (1980), MvG. Dans le modèle MvG, il est possible de prédire la conductivité hydraulique en ayant la connaissance de la courbe de rétention hydrique et de la conductivité hydraulique à saturation. Les auteurs obtiennent ainsi la formulation suivante :

$$K(h) = K_s \cdot K_r(h) = K_s \cdot S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad 1-12$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad 1-13$$

où S_e est la saturation effective (-), l est le coefficient de connexion des pores (-).

Les milieux poreux continus donnent lieu à des écoulements homogènes et facilement modélisables. En revanche, les milieux fortement structurés (sols fortement agrégés, sols de

granulométrie et de porométrie hétérogènes) sont le lieu d'écoulements particuliers non continus et souvent hétérogènes.

1.1.4.5 Ecoulement en milieu poreux hétérogène

Rappelons qu'un milieu poreux à double porosité comprend deux systèmes poreux de caractéristiques très différentes (tailles de pore, perméabilités, porosités...). On suppose que le milieu peut être séparé en deux systèmes poreux différents, chacun d'entre eux étant considéré comme un système homogène avec des propriétés hydrauliques et de transport de solutés spécifiques.

Ainsi, les sols à structure agrégée sont représentés comme l'association d'éléments constitutifs appelés agrégats. Les sols fissurés sont représentés comme l'association d'éléments matriciels séparés par des fissures. Les milieux poreux hétérogènes présentent une porosité globale résultant de l'association de la microporosité, présente au sein même des éléments constitutifs (particules poreuses, amas de particules fines, etc.), de la mésoporosité et de la macroporosité séparant les éléments constitutifs.

L'écoulement s'effectue dans les réseaux poreux au travers des pores actifs, c'est-à-dire des pores complètement ou partiellement saturés. L'écoulement dépend donc de l'activation des différentes porosités. Lorsque la microporosité est la seule à être active, l'écoulement est réduit et peut présenter un certain caractère homogène (uniformité des vitesses dans les pores de la microporosité). Lorsque la microporosité et la mésoporosité sont simultanément activées, l'eau peut aussi s'écouler dans la mésoporosité. La mésoporosité est constituée de pores plus conducteurs quand ils sont saturés car ils sont de dimensions plus importantes que les pores de la microporosité. Dans certains cas, l'écoulement dans la microporosité peut être plus lent (Ma et Selim, 1995) voire négligeable (Gaudet et al., 1977 ; Gerke et Van Genuchten, 1993). Dans ce cas, il s'ensuit un fractionnement de l'eau en une eau mobile au sein de la mésoporosité et une eau immobile au sein de la microporosité (Van Genuchten et Wieranga, 1976). Lorsque la macroporosité est activée, les macropores sont saturés et participent aussi à l'écoulement. Si la vitesse au sein des macropores est comparable à la vitesse au sein des mésopores, la macroporosité joue un rôle similaire à la mésoporosité.

Dans le cas contraire, il est nécessaire de tenir compte de l'écoulement au sein des trois types de porosités (Bai et al., 1997). Dans certaines conditions (gradient hydraulique très important), les macropores sont le lieu d'écoulements très rapides et préférentiels de type contournement (« bypass »). L'eau passant par les macropores n'a que peu de contacts et

d'échanges avec les autres régions du milieu poreux (Beven et Germann, 1982 ; Gupta et al., 1999).

L'activation des différentes porosités dépend du potentiel de pression ou de la succion. La diminution de la succion se traduit par une activation progressive de toutes les porosités. L'activation ne concerne que la microporosité pour une succion importante. Elle concerne toute la porosité du milieu pour une succion quasi nulle.

1.1.5 Caractérisation de l'écoulement à l'aide des traceurs

Un traceur est une substance aisément décelable que l'on peut introduire en faible quantité dans une eau courante, de surface ou souterraine, pour matérialiser les trajectoires des particules ou mesurer des caractéristiques de l'écoulement telles que la vitesse du courant, le temps de parcours, la dilution, etc. (Glossaire International d'Hydrologie).

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

Deux grands groupes de traceurs sont distingués : les anioniques et les isotopiques. Ces derniers sont de loin les meilleurs traceurs de l'eau car ils sont représentés par la molécule d'eau elle-même. Elle peut être marquée de diverses façons : par du deutérium ($^2\text{H}_2\text{O}$), du tritium ($^3\text{H}_2\text{O}$) (Wierenga and Van Genuchten, 89) ou de l'oxygène 18 (H_2^{18}O) (J.M, Buttle et D. G. Leigh, 1997). Le coût du traceur isotopique et de l'analyse est élevé. De plus, les précautions à prendre lors des expériences sont importantes pour éviter tout fractionnement parasite (évaporation de l'isotope). Pour ces raisons, les traceurs anioniques sont souvent préférés.

Les traceurs anioniques les plus souvent utilisés sont le bromure (Br^-) (Muris, 2004 ; Lassabatere, 2002 ; Cohne et al., 2005 ; Ersahin et al., 2002) et le chlorure (Cl^-) (Harmand et al., 1996 ; Paris-Angueta, 2004). Ils ont l'avantage d'avoir un coût peu élevé et une facilité d'utilisation et d'analyse.

Cependant, les traceurs anioniques ne satisfont souvent pas à la définition de traceur idéal car leur charge négative peut interagir avec la matrice solide du sol. L'utilisation des traceurs anioniques doit donc se faire dans des conditions où il n'y a pas de réactivité ou en solution de chlorure (formations de complexes) et lorsque l'exclusion anionique ne peut avoir lieu (milieu à faible perméabilité).

1.1.6 Transport en milieu poreux

Le transport en milieu poreux homogène ou fracturé est un processus gouverné par le principe de conservation de la masse et trois mécanismes fondamentaux de transport : la convection, la dispersion mécanique et la diffusion moléculaire. La dispersion mécanique et la diffusion moléculaire sont généralement regroupées sous un même terme appelé dispersion hydrodynamique.

1.1.6.1 Processus de l'écoulement

Convection

La convection représente l'entraînement des éléments en solution dans le mouvement du fluide qui se déplace. Le soluté est transporté par le mouvement général de l'eau, à la vitesse \vec{q} définie par la loi de Darcy. Le transport de masse provoqué par la convection est déterminé par la densité de flux \vec{j}_{conv} . Ce flux est égal au produit de la concentration totale des solutés dissous en phase aqueuse (en $g.l^{-1}$) par la vitesse darcienne :

$$\vec{j}_{conv} = C \cdot \vec{q} = \theta \cdot C \cdot \vec{v}_p \quad 1-14$$

avec θ : teneur en eau du milieu

\vec{q} et \vec{v}_p : respectivement vitesse darcienne et vitesse de pores

C : concentration totale dissoute du soluté

Dispersion hydrodynamique

En l'absence de mouvement de l'eau, les solutés diffusent dans toutes les directions de l'espace, des concentrations les plus fortes vers les concentrations les plus faibles. Il en résulte un processus de diffusion moléculaire. Les solutés ne peuvent pas diffuser directement en ligne droite des concentrations les plus élevées vers les concentrations les plus faibles, mais doivent emprunter le réseau poral tortueux. En cas de mouvement de l'eau, la dispersion des solutés est accrue du fait de la variabilité des vitesses au sein d'un même pore et d'un pore à l'autre et en raison de la tortuosité du milieu (Freeze et Cherry, 1979). Le mélange est amélioré essentiellement dans la direction de l'écoulement. Ce processus est appelé dispersion mécanique. La dispersion hydrodynamique, résultant de la juxtaposition de la diffusion

moléculaire et de la dispersion mécanique, est reliée au gradient de concentration par une relation souvent considérée comme linéaire (Freeze et Cherry, 1979) :

$$\vec{j}_{Disp.} = -\theta \cdot [D] \cdot \nabla C \quad 1-15$$

avec $\vec{j}_{Dips.}$: flux de soluté induit par la dispersion hydrodynamique

[D] : tenseur hydrodynamique

∇C : gradient de concentration

Le tenseur [D] peut être relié aux propriétés de la matrice solide et à l'écoulement par des relations linéaires par rapport à chacune des caractéristiques du matériau poreux (tortuosité, dispersivité du milieu) et par rapport à la vitesse de l'écoulement v_p (vitesse de pores) selon les relations :

$$\begin{cases} D_L = \tau \cdot D_0 + \lambda \cdot v_p \\ D_T = \tau \cdot D_0 \end{cases} \quad 1-16$$

avec D_0 : coefficient de diffusion moléculaire

τ : tortuosité du milieu

λ : dispersivité du milieu

D_L et D_T : respectivement la dispersion longitudinale et transversale

La dispersivité dépend directement du milieu poreux étudié. Elle est en fait déterminée par la structure et la texture du milieu poreux et par son degré de saturation. La dispersivité est d'autant plus élevée que le milieu a une texture grossière ou est composé d'agrégats grossiers (Padilla et al, 1999). Les valeurs obtenues dans la littérature varient de quelques millimètres pour des milieux fins sableux, homogènes à quelques dizaines de centimètres pour des milieux naturels hétérogènes (Ma and Selim, 1996). La dispersivité est généralement plus faible en conditions saturées qu'en conditions non saturées (Padilla et al, 1999).

L'importance relative du transport par dispersion hydrodynamique par rapport au transport par convection est exprimée à l'aide du nombre de Peclet, nombre adimensionnel généralement défini par :

$$Pe = \frac{v_p L}{D_L} \quad 1-17$$

avec L : longueur du lit poreux

Lorsque le nombre de Peclet est très petit, l'équation de convection-dispersion se réduit à une équation de diffusion. A l'inverse, s'il tend vers l'infini, le transport par convection l'emporte sur le transport dû à la diffusion.

1.1.6.2 Modélisation du transport de solutés

Equation de Convection-Dispersion (CDE) pour un milieu homogène

Le modèle CDE correspond à un écoulement homogène au sein d'un volume poral, régulé uniquement par les phénomènes convectifs et dispersifs. Il se base sur le principe de conservation de masse, qui traduit l'égalité entre la variation du stock de soluté et la somme des flux entrants et sortants. L'équation de convection-dispersion s'écrit sous forme générale :

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = -\nabla(c\vec{q} - D\nabla C) \quad 1-18$$

Le terme de gauche de l'équation représente la variation du stock de soluté, le terme de droite est la somme d'un terme convectif (premier terme) et d'un terme dispersif (deuxième terme).

Equation de type MIM pour un milieu hétérogène à double porosité

Afin de décrire certains mécanismes ne pouvant pas être correctement décrits par l'équation de convection-dispersion (CDE), un deuxième modèle fondé sur les bases de CDE a été construit : le modèle de convection-dispersion à deux régions (MIM).

Il s'appuie sur une hypothèse selon laquelle la région liquide peut être divisée en une partie mobile et une autre immobile ou stagnante. Dans la région mobile, le transport de solutés se produit par convection-dispersion. Dans la région d'eau immobile, le transfert de solutés s'effectue par diffusion moléculaire uniquement. Ce transfert par diffusion entre la zone

mobile et la zone immobile est modélisé par une cinétique de 1^{er} ordre. En outre, on suppose que la dispersion est nulle dans cette région.

Le modèle MIM sous sa forme générale, s'écrit donc (Van Genuchten and Wierenga, 1976) :

$$\begin{cases} \frac{\partial \theta C_{tot}}{\partial t} = -\nabla(C_m \bar{q} - D \nabla C_m) \\ \theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \alpha(C_m - C_{im}) \end{cases} \quad 1-19$$

Détaillée en coordonnées polaires sous forme cylindrique pour un écoulement permanent uniforme en colonne et pour un milieu isotrope, cette équation devient :

$$\begin{cases} \theta_m \frac{\partial C_m}{\partial t} + \theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \theta_m D_L \frac{\partial^2 C_m}{\partial z^2} + \theta_m D_T \left(\frac{\partial^2 C_m}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial C_m}{\partial r} \right) - q \frac{\partial C_m}{\partial z} \\ \theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \alpha(C_m - C_{im}) \end{cases} \quad 1-20$$

avec : C_m : concentration dans la phase mobile (mol.l⁻¹) ou (g.l⁻¹)

C_{im} : concentration dans la phase immobile (mol.l⁻¹) ou (g.l⁻¹)

θ_m : teneur en eau volumique dans la région d'eau mobile (cm³.cm⁻³)

θ_{im} : teneur en eau volumique dans la région d'eau immobile (cm³.cm⁻³)

D_m : coefficient de dispersion (cm².s⁻¹)

v_p : vitesse de pore, $v_m = \frac{q}{\theta_m}$ (cm.s⁻¹)

α : coefficient d'échange (s⁻¹)

Paramètres caractéristiques : fraction d'eau mobile, coefficient de dispersion et coefficient cinétique d'échange.

Le modèle MIM comporte trois paramètres : la fraction d'eau mobile, le coefficient de dispersion et le coefficient cinétique d'échange. La valeur de chacun d'entre eux dépend du milieu, des conditions de saturation et/ou de la vitesse d'écoulement. Ces paramètres sont interdépendants :

- la fraction d'eau mobile f ($f = \theta_m / \theta$) : cette fraction définit le degré de régionalisation à prendre en compte. Si $f=1$, alors l'écoulement n'est pas régionalisé.
- le coefficient cinétique d'échange α : il caractérise l'échange par diffusion entre les deux régions d'eau (Van Genuchten and Wierenga, 1976) :
 - si α est nul, il n'y a pas d'échange et donc seule la région mobile intervient. Le soluté se propage donc uniquement par convection-dispersion, mais de manière plus rapide que dans un modèle CDE classique.
 - si α tend vers l'infini, le taux d'échange est très rapide, et tend donc vers un nouvel équilibre où il y a même concentration dans tout le volume poral.
 - la valeur de ce coefficient dépend des propriétés du milieu poreux et en particulier de la géométrie des pores. Il est donc corrélé à la dispersivité (Pang and Close, 1999b). Il dépend aussi de la dynamique de l'écoulement : α est corrélé à la vitesse de pores (Padila et al, 1999) et plus particulièrement au temps convectif (Pang and Close, 1999b), mais aussi à la teneur en eau (Padila et al, 1999) et à la durée d'injection de soluté.
- le coefficient de dispersion D_m : il est identique à celui du modèle CDE. On suppose dans le modèle MIM que la dispersion hydrodynamique n'affecte que la région mobile ($D_{im}=0$). On a donc $D_m = \lambda \cdot v_p$ où λ est la dispersivité du milieu poreux.

1.1.7 Ecoulement en milieu poreux hétérogène en présence d'un géotextile

Les géotextiles sont des produits manufacturés sous forme de nappes continues appartenant à la famille des géosynthétiques. La norme internationale ISO 10318 les définit comme « *des matériaux tissés, non-tissés ou tricotés, perméables, à base de polymères, utilisés dans le domaine de la géotechnique et du génie civil* ».

Dans la littérature, on trouve beaucoup d'exemples d'utilisation de géotextiles au sein des ouvrages de génie civil : ils peuvent servir de matériaux drainants en raison de leur forte perméabilité, ils forment de bonnes séparations entre des couches de matériaux distincts (Lee et Manjunath, 1999 ; Nagahara et al, 2003), leur structure permet une filtration des particules constituant un sol (Muthukumaran et Ilamparuthi, 2006) et leurs propriétés mécaniques peuvent être utilisées pour le renforcement de sols contre l'érosion (Lekha, 2003) ou d'une manière générale pour leur protection. En fond de bassins d'infiltration, les géotextiles sont utilisés pour leur fonction séparatrice (séparation de géomatériaux de granulométries différentes) et pour filtrer la pollution des eaux pluviales sous forme particulaire.

Mis en place dans un sol, les géotextiles provoquent une discontinuité structurale, en particulier à l'interface sol/géotextile. Cette discontinuité provoque des processus de modification du sol au voisinage du géotextile. Ces processus peuvent être physiques, chimiques ou biologiques. Ils peuvent modifier l'écoulement dans le sol et, par ce biais, modifier le transport aqueux, les mécanismes de rétention ainsi que le transport particulaire.

La revue de la littérature met en évidence l'importance de la stratification sur les processus d'écoulement. Celle-ci peut jouer sur l'homogénéité de l'écoulement en connectant ou au contraire déconnectant les zones d'écoulement préférentiel (Huang et al, 1995). Des paramètres déterminants ont été proposés pour déterminer à priori l'effet de la stratification.

Lassabatere et al. (2004) ont proposé, dans le cas d'une strate introduite dans une matrice environnante, le rapport entre la conductivité hydraulique de la strate et celle du sol environnant comme paramètre prépondérant. Lorsque la strate constitue une couche moins conductrice que le sol environnant, elle permet la connexion des zones d'écoulement préférentiel et peut homogénéiser de manière très significative l'écoulement.

Mais le rôle des géotextiles dans l'écoulement préférentiel dans un milieu à double porosité n'a pas fait l'objet d'un questionnement particulier. Aucune étude n'a été trouvée dans la

littérature concernant son effet en fonction de l'hétérogénéité du milieu et de la distribution et de la taille des pores.

1.2 Le transfert colloïdal

1.2.1 Propriétés et interactions colloïdales

1.2.1.1 Colloïdes : définition, origine et source

Les colloïdes, ou « solutions » colloïdales, sont des mélanges (liquide, gel) qui contiennent des particules en suspension. Ces particules, ou objets colloïdaux, ont une taille supérieure aux molécules qui les constituent (taille supramoléculaire) mais suffisamment petite pour que le mélange demeure homogène. D'après la définition de Mills et al. (1991), leur taille est comprise entre un nanomètre (10^{-9} m) et une dizaine de micromètres (soit 10^{-5} m). La taille minimale qui sépare les colloïdes de la matière dissoute est autour de 10 nm selon Ryan and Elimelech (1996).

Plusieurs mécanismes contribuent à la génération de colloïdes présents dans le sol. Ces mécanismes sont les suivants (Kretzschmar et al., 1999): (i) l'altération de la roche mère, (ii) la dissolution de la matrice en raison de changements physico-chimiques du milieu tels que la dissolution de carbonates sous l'effet d'une acidification, (iii) la précipitation en milieu sursaturé de nouvelles phases colloïdales telles que les oxyhydroxydes de fer, (iv) la dispersion et la libération des particules du sol dans la solution, (v) la mobilisation ou l'introduction de biocolloïdes (bactéries), (vi) la mobilisation ou l'introduction de colloïdes exogènes au sol ayant pour origine des apports anthropiques (épandages de déchets).

1.2.1.2 Interactions colloïdales

Les colloïdes présentent d'importantes surfaces spécifiques. Leur comportement est prédominé par les phénomènes de surface. Les propriétés des systèmes colloïdaux sont en partie dépendantes des forces d'interactions s'exerçant entre les particules. La stabilité d'une solution colloïdale résulte de l'équilibre entre les interactions attractives et les interactions répulsives qui s'exercent sur les particules. Les principales interactions sont :

- les interactions électrostatiques (interactions entre doubles couches diffuses),
- les forces de van der Waals,
- les forces de Born (énergie à très courte distance).

Toutes ces forces sont définies par la suite dans ce chapitre. D'autres composantes peuvent être citées comme, par exemple, les forces d'hydratation, les effets hydrophobiques, les effets sphériques, l'influence des polymères adsorbés.

La dimension des particules colloïdales, de l'ordre du micromètre, oblige à considérer les forces prédominantes particulières qui s'établissent à cette échelle (forces électrostatiques et forces de van der Waals) (Israelachvili, 1998). Tenir compte des interactions ainsi établies entre colloïdes ou entre colloïdes et milieu poreux peut se faire à travers l'observation des propriétés de surface du milieu. Cet examen est d'autant plus nécessaire que ce sont les propriétés de surface des colloïdes qui contrôlent leur capacité à fixer des polluants ou à être stabilisés à la surface du milieu poreux.

1.2.1.3 Charge de surface et double couche électrochimique

La charge de surface d'une particule dépend de sa nature et du milieu qui l'entoure (Stumm, 1992). La charge de surface d'un colloïde varie en fonction de la nature même du colloïde et des facteurs physico-chimiques du milieu environnant (pH, force ionique ...). Dans le cas de particules colloïdales dispersées en milieu liquide, cette charge est essentiellement liée à l'ionisation de groupes chimiques situés à la surface ainsi qu'à l'adsorption de surfactants ioniques. Pour compenser les charges surfaciques, une double couche électrochimique composée d'un excès de contre-ions par rapport au reste de la solution aqueuse se développe à l'interface solide-liquide. La distribution des contre-ions autour d'une particule chargée peut être représentée par un modèle à double couche électrique comme schématisé à la figure 1-1. La première couche (couche de Stern) comporte des contre-ions non hydratés solidement liés à la surface ; la seconde (couche de Helmholtz), externe, est plus diffuse et comporte des contre-ions hydratés ; la troisième, appelée couche diffuse, est constituée d'un nuage ionique. Par cette compensation de charge se crée un gradient électrostatique entre la surface solide et la solution. Le potentiel électrostatique décroît linéairement dans les premières couches et de manière exponentielle dans la couche diffuse et lorsque l'on s'éloigne de la surface de la particule.

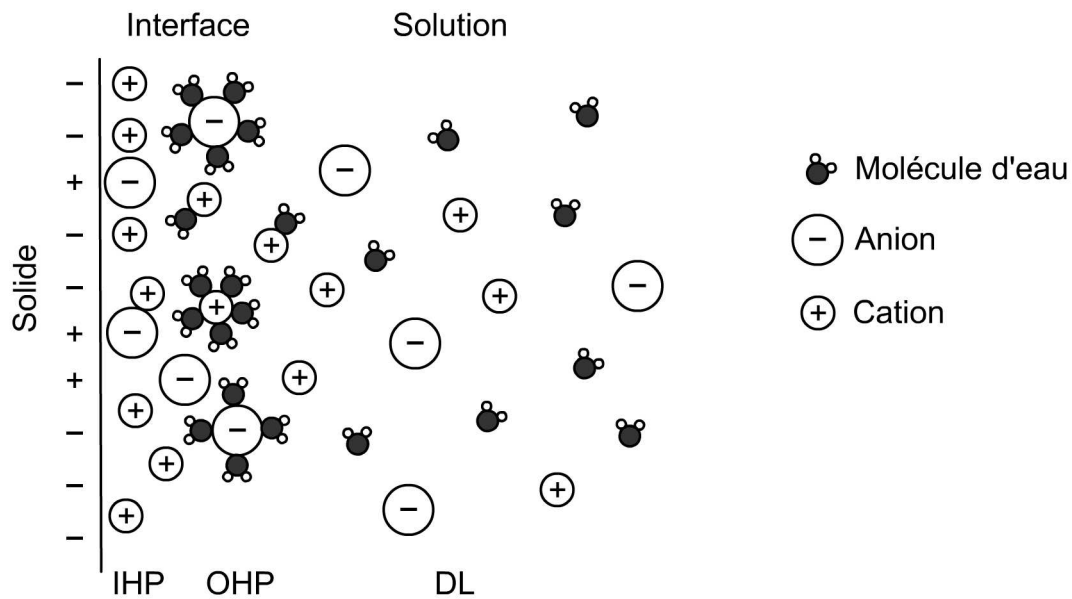


Figure 1-1 : Modèle de Stern de l'interface solide-électrolyte. (IHP : plan moyen des contre-ions non hydratés ; OHP : plan moyen des contre-ions hydratés ; DL : couche diffuse ou nuage ionique.)

Le comportement des systèmes colloïdaux est souvent contrôlé directement ou indirectement par la charge de surface ou le potentiel de surface des particules. Ces grandeurs dépendent de la distribution des ions à la surface des solides. Cette distribution intervient dans le calcul d'énergie d'interaction déterminant la stabilité des suspensions. Cependant, il est souvent difficile d'avoir accès directement à la charge de surface par des mesures expérimentales. Par contre, différentes méthodes ont été développées pour accéder au potentiel à la distance d_{OHP} de la surface, appelé potentiel Zêta. Le potentiel Zêta se définit comme le potentiel au niveau du plan de coupure hydrodynamique ou plan de cisaillement entre la partie « fixée » de la double couche et la couche diffuse. Ce plan correspond au plan externe de Helmholtz. La mesure du potentiel Zêta peut être réalisée, dans les milieux faiblement concentrés, grâce à une simple mesure de vitesses de déplacement de particules soumises à un champ électrique.

1.2.1.4 Modèle physique électrostatique résultant des forces colloïdales.

Le principe de la stabilisation colloïdale a été proposé dans deux articles célèbres, l'un de Derjaguin et de Landau (1941) et l'autre de Verwey et d'Overbeek (1948). Il est plus connu sous le nom de théorie D.L.V.O. (initiales des auteurs). Cette théorie propose d'étudier la stabilité des particules colloïdales à partir de l'équilibre entre les forces attractives et répulsives qui s'exercent sur les colloïdes (Elimelech et al, 1995).

Elle résume les forces exercées sur une solution colloïdale à deux types : forces attractives de van der Waals et forces répulsives constituées de la répulsion électrostatique (répulsion de la double couche) et des forces de répulsion de Born :

$$V_T = V_{VDW} + V_{DC} + V_B \quad 1-21$$

Répulsion électrostatique de la double couche diffuse

Lors d'un contact entre une surface plane et un colloïde (interaction plan-sphère) ou entre colloïdes (interaction sphère-sphère), le recouvrement des couches diffuses conduit à une répulsion électrostatique entre les deux solides. Une expression du potentiel d'interaction entre une sphère et un plan pour une distance d'interaction x grande devant l'épaisseur de la double couche est la suivante (Gregory, 1975) :

$$V_{DC} = 64\pi\epsilon_d a_p \left(\frac{k_b T}{ze} \right)^2 \gamma_1 \gamma_2 \exp(-kx) \quad 1-22$$

$$\text{avec } \gamma_i = \tanh \frac{\exp(z e \xi_i / 2 k_b T) - 1}{\exp(z e \xi_i / 2 k_b T) + 1} \quad \text{et } k = \sqrt{\frac{e^2 \sum n_{i0}^2 z_i^2}{\epsilon_d k_b T}} \quad 1-23$$

où a_p est le rayon du colloïde (m), z la valence des ions de la solution, e la charge d'électron ($1,6 \cdot 10^{-19}$ C), ϵ_d la constante diélectrique ($C^2/J.m$), k_b la constante de Boltzmann ($1,38 \cdot 10^{-23}$ J.K⁻¹), T température absolue (K), k la longueur réciproque de Debye-Huckel, n_{i0} la concentration des ions i en surface.

Pour calculer ce potentiel entre deux sphères de rayon a_1 et a_2 et de potentiel zeta ζ_1 et ζ_2 , a_p est remplacé par $(a_1 a_2 / a_1 + a_2)$. Si $a_1 = a_2$, alors :

$$V_{DC} = 64\pi\epsilon_d a_p \left(\frac{k_b T}{ze} \right)^2 \gamma^2 \exp(-kx) \quad 1-24$$

L'attraction de van der Waals

La force de van der Waals (V_{VDW}), très puissante à faible distance, est une force attractive d'origine électromagnétique traduisant les interactions dipôle-dipôle existant entre les molécules de chaque colloïde.

L'approche de Hamaker (1937) pour les calculer est basée sur l'additivité de toutes les forces intermoléculaires. Ruckenstein et Prieve (1976) donne comme expression du potentiel d'interaction entre deux sphères de rayon a_p :

$$V_{VDW} = -\frac{A}{6} \left(\frac{2(L+1)}{L(L+2)} + \ln \left(\frac{L}{L+2} \right) \right), \text{ avec } L = \frac{x}{a_p} \quad 1-25$$

avec x : distance d'interaction,

A : constante de Hamaker

La constante de Hamaker dépend de la nature des solides interagissant. Elle est liée entre autres au nombre d'atomes par unité de volume.

Khilar et Fogler (1987) montrent que ces forces agissent sur une distance de 10 nm et que leur magnitude est comparable à celle des forces répulsives de double couche. Lorsque x devient très petit devant a_p , l'expression (1-25) se réduit à :

$$V_{VDW} = -\frac{Aa_p}{12x} \quad 1-26$$

Cette expression est également utilisée pour décrire l'interaction entre une surface plane et une sphère (Spielman et Cukor, 1973).

La répulsion de Born

La répulsion de Born V_B , intégrée dans les équations de calcul général de l'énergie d'interaction entre surfaces, résulte de l'interaction de nuages électroniques des surfaces à très faibles distances (0,1 à 0,2 nm). Ruckenstein et Prieve (1976) donnent une expression du potentiel qui en résulte entre une sphère et un plan semi-infini faisant intervenir un diamètre de collision σ_c de l'ordre de 5 Å. :

$$V_B = \frac{A\sigma_c^6}{7560} \left(\frac{8a_p + x}{(2a_p + x)^7} + \frac{6a_p - x}{x^7} \right) \quad 1-27$$

Energie totale d'interaction

Sur un profil type de l'énergie totale d'interaction, trois points particuliers sont distingués :

une énergie minimale primaire V_p (ou minimum de van der Waals), une barrière énergétique V_b et un minimum secondaire V_s (figure 1-2).

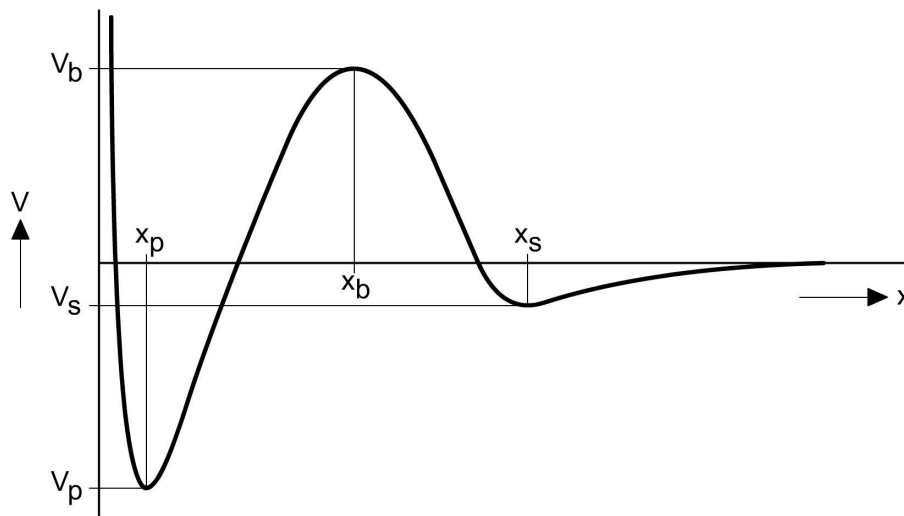


Figure 1-2 : Courbe type d'énergie d'interaction

Le minimum primaire est toujours présent mais la barrière énergétique et le minimum secondaire peuvent exister ou non en fonction des paramètres chimiques de la solution. Si le minimum secondaire est suffisant, on peut s'attendre à une fixation faible et réversible. Si la valeur de la barrière énergétique est insignifiante, les colloïdes sont piégés dans les « puits » d'énergie primaire et sont fixés irréversiblement. L'influence de V_b ou de V_c est évaluée par rapport à l'énergie propre des particules composées principalement de l'énergie thermique, moteur du mouvement Brownien, et de l'énergie hydrodynamique lorsque les fluides sont soumis à un écoulement (van der Lee, 1994).

1.2.2 Transport colloïdal

Les interactions colloïdales décrites précédemment ont des effets à courtes distances ; elles opèrent lors de collisions entre particules ou lorsqu'une particule approche suffisamment près de la surface d'un milieu poral. D'autres types de forces interviennent dans le transport proprement dit des particules : le mouvement brownien des particules engendré par le bombardement des molécules du fluide, la force hydrodynamique, la force de gravité (fonction de la taille et de la densité des particules), la force d'Archimède.

1.2.2.1 Mouvement brownien

Le déplacement ou mouvement brownien est défini comme le mouvement irrégulier, perpétuel, aléatoire des particules en suspension dans les trois directions de l'espace. Il résulte de l'action combinée de l'énergie thermique des particules de la solution et des fluctuations de la force moyenne exercée sur ces particules par les molécules de fluide environnant. De ce mouvement résulte la diffusion brownienne qui est la manifestation macroscopique du mouvement thermique et se traduit par l'homogénéisation spontanée de la concentration des particules :

$$D_{bw} = \frac{k_b T}{3\pi\mu d_p} \quad (\text{m}^2/\text{s}) \quad 1-28$$

avec k_b : constante de Boltzmann ($1,38 \cdot 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$)

T : température absolue (K)

μ : viscosité dynamique du fluide ($\text{N}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}$)

d_p : diamètre de la particule (m).

D_{bw} dépend de la température, de la viscosité dynamique du fluide et de la taille de colloïdes, mais il est indépendant de la densité des particules.

1.2.2.2 Force hydrodynamique s'exerçant sur une sphère en mouvement

Les composantes de la force hydrodynamique dépendent de la distance de séparation entre la particule et l'obstacle qui influe sur la particule. Hubbe (1984) décompose la force hydrodynamique en deux composantes : la force tangentielle F_D (« drag » force) et la force orthogonale F_l (« lift » force) :

$$\begin{aligned} F_D &= 32,06 a_p^2 \tau_0 \\ F_l &= 81,2 \mu^{-1/2} v^{-1/2} a_p^3 \tau_0^{3/2} \end{aligned} \quad 1-29$$

où τ_0 est la contrainte à la paroi (Pa).

$\tau_0 = \mu\gamma$ pour un fluide newtonien où γ est le gradient de vitesse donné pour un milieu poreux par $\gamma = \frac{4v_p}{r_i}$.

1.2.2.3 Effet de gravité

Dans les cas des particules très denses, les effets de la gravité ne peuvent être négligés. Une particule en suspension est donc soumise à un vecteur force de gravité F_G proportionnel à la taille de la particule et à la différence de densité entre la particule et l'eau :

$$F_G = \frac{4}{3}\pi a_p^3 (\rho_p - \rho) g \quad 1-30$$

avec ρ_p : masse volumique d'une particule ($L^{-3}.M$)

ρ : masse volumique de l'eau ($L^{-3}.M$)

g : vecteur d'accélération gravitationnelle ($L.T^{-2}$)

1.2.3 Mécanismes influençant le transport colloïdal

1.2.3.1 Rétention des particules et mécanismes de collision

Il y a trois principaux types de mécanismes physiques limitant le mouvement de colloïdes dans le sol (McDowell –Boyer et al., 1986) :

- le « cake » de surface où la taille des particules est comparable ou supérieure à celle du pore. Dans ce cas, les particules ne peuvent pas pénétrer le milieu poreux et forment une couche sur sa surface. L'accumulation des particules peut entraîner une diminution de la perméabilité ;
- le piégeage, ou filtration, où la taille des particules est suffisamment petite pour pénétrer le milieu poreux, mais où les particules sont incapables de passer dans les petits pores ou se font piéger. Ce phénomène est désigné souvent dans la littérature sous le nom « straining » ;
- la rétention physico-chimique où les particules de très petite taille par rapport à celles des pores peuvent se déplacer, mais sont retenues par l'effet des forces physico-chimiques entre particules et milieux poreux tel que la théorie DVLO le décrit. Les forces électrostatiques et de London-van-der-Waals déterminent si les associations particule-particule ou particule-milieu poreux sont favorables. L'association particule-milieu poreux a lieu quand les charges des particules sont positives et celles du milieu poreux négatives et vice versa. Par conséquent, les propriétés de surface des colloïdes

et des grains du milieu ainsi que les paramètres physico-chimique du fluide (force ionique, pH, température) sont alors déterminants.

Les milieux poreux granulaires comportent plusieurs types de sites où sont susceptibles de se déposer les particules colloïdales (figure 1-3). En dehors des sites de surface où opèrent les phénomènes physico-chimiques, les colloïdes peuvent être retenus au niveau de rétrécissements. On distingue également les sites où la vitesse du fluide est nulle.

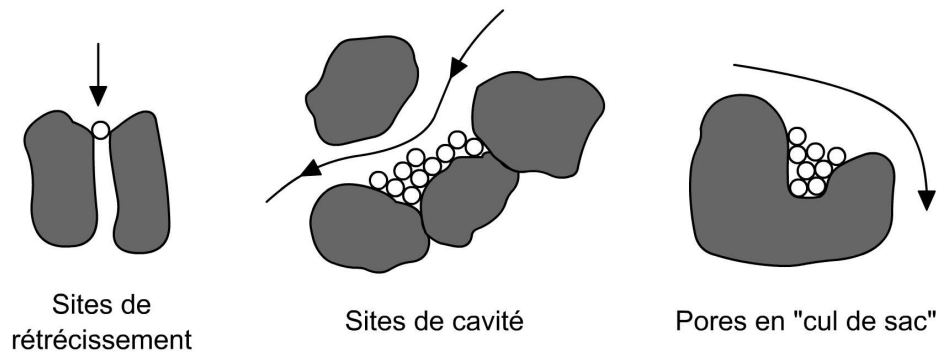


Figure 1-3 : Sites de rétention des particules colloïdales à l'intérieur du milieu poreux

La cinétique de dépôt des colloïdes en milieu poreux est contrôlée par deux facteurs (Yao et al, 1971) :

- la fréquence des collisions entre les colloïdes et la surface du milieu,
- la fraction des collisions engendrant une fixation de colloïdes à la surface du milieu ; on parle alors d'efficacité de collision.

La fréquence de collisions est surtout fonction des paramètres physiques tels que la distribution de la taille des pores, la vitesse de l'écoulement, la taille et la densité des colloïdes. Les principaux mécanismes d'approche des colloïdes vers la surface du milieu poreux sont le mouvement brownien, l'hydrodynamique, l'interception et la gravité. La figure 1-4 présente les trois principaux processus de transport de particules colloïdales vers la surface d'un grain de milieu poreux dénommé « collecteur » :

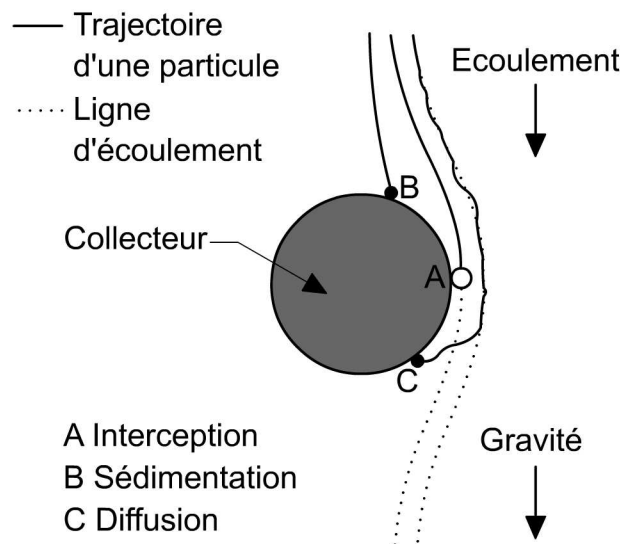


Figure 1-4 : Mécanismes de transport et de capture d'une particule dans le champs d'un collecteur sphérique (Yao et al., 1971)

- l'interception (figure 1-4 cas A) : un colloïde peut, par sa propre taille, entrer en collision avec un collecteur s'il suit une ligne d'écoulement proche de ce dernier ;
- la sédimentation (figure 1-4 cas B) : un colloïde de densité supérieure à celle de l'eau suivra un chemin différent de la ligne d'écoulement sous l'effet de la force gravitationnelle ;
- la diffusion (figure 1-4 cas C) : une particule infra micronique peut atteindre la surface d'un collecteur sous l'effet du mouvement brownien.

L'efficacité de collision est largement contrôlée par la chimie de surface des colloïdes et du milieu. En présence d'une barrière énergétique liée à la répulsion électrostatique entre surfaces, seule une partie des collisions engendrera une rétention. Si cette barrière énergétique répulsive est absente, chaque collision donnera lieu à une fixation.

1.2.3.2 Chromatographie hydrodynamique et effet d'exclusion

La distribution des vitesses au sein de l'espace poral n'est pas uniforme : la vitesse est minimale à proximité des surfaces des grains. Dans un tube capillaire ou dans une fracture à parois lisses, le profil de vitesse prend une forme parabolique, la vitesse étant plus forte au niveau de l'axe du tube ou au centre de la fracture (figure 1-5).

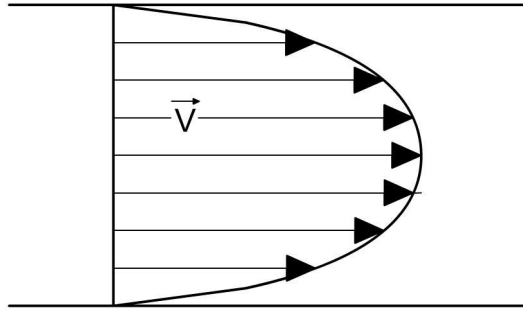


Figure 1-5 : Effet d'exclusion dans un tube capillaire ou fracture à parois lisses

Les particules colloïdales les plus grosses sont, en raison de leur taille, exclues des zones où l'écoulement est le plus lent. La vitesse moyenne des plus grosses particules sera donc plus importante que celle d'un soluté par exemple.

Les colloïdes peuvent être exclus de l'espace poral pour d'autres raisons. Dans les milieux poreux constitués de grains aux formes très irrégulières ou possédant une porosité intra-grains, une part de l'espace poral contient de l'eau immobile. Cette eau immobile, même si elle ne contribue pas à l'écoulement, présente des échanges avec l'eau porale mobile (porosité cinématique). En comparaison avec les solutés ou les molécules d'eau, les colloïdes possèdent un faible coefficient de diffusion qui peut expliquer leur exclusion de cette porosité immobile.

1.2.4 Approche macroscopique du transport colloïdal

1.2.4.1 Théorie de la filtration

Cette approche exprime, grâce à un bilan de matière, la variation de concentration en particules avec la distance (Iwasaki, 1937) :

$$\frac{\partial C}{\partial z} = -\lambda C \quad 1-31$$

où λ est le coefficient de filtration qui a pour dimension l'inverse d'une distance (L^{-1}).

Dans cette équation, le taux de dépôt de particules est une fonction du premier ordre avec la concentration. Le coefficient de filtration peut être calculé directement à partir des données expérimentales. Si, en injectant une concentration C_0 de suspension dans une colonne de longueur L , on observe en sortie une concentration C , alors λ vaut :

$$\lambda = -\frac{1}{L} \ln\left(\frac{C}{C_0}\right) \quad 1-32$$

1.2.4.2 Equation de transport convection/dispersion/interaction

En régime permanent d'écoulement en conditions saturées, le transport des particules colloïdales dans un milieu poreux peut être décrit par l'équation de transport par convection-dispersion CDE (equation 1-18). Afin de décrire le phénomène de rétention colloïdale, il est nécessaire d'inclure dans cette équation un terme prenant en compte le dépôt et le relargage des particules colloïdales (Kretzschmar et al., 1999). L'équation CDE pour un écoulement monodimensionnel en milieu homogène s'écrit alors :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - v \frac{\partial C}{\partial z} + \Gamma \quad 1-33$$

avec Γ : terme source exprimé en masse de particules par unité de volume fluide et par unité de temps ($L^{-3}.M.T^{-1}$)

La forme la plus simple de Γ est un terme du premier ordre avec la concentration (Kretzschmar et al., 1997) :

$$\Gamma = -KC \quad 1-34$$

avec K : paramètre de cinétique (T^{-1})

Le coefficient cinétique K et le coefficient de filtration λ sont liés par la relation :

$$K = v\lambda = -\frac{1}{t_s} \ln\left(\frac{C}{C_0}\right) \quad 1-35$$

avec t_s : temps de résidence moyen (T) pour un colonne de longueur L

Afin d'incorporer les processus simultanés de rétention et de relargage de particules, il est nécessaire d'introduire une seconde variable S correspondant à la masse de particules retenues par unité de volume de fluide (Corapcooglu et Jiang, 1993) :

$$\Gamma = -\frac{\partial S}{\partial t} = K_d C - K_r S \quad 1-36$$

avec K_d et K_r : coefficient cinétique de dépôt et de relargage des particules colloïdales respectivement.

La quantité de particules retenues peut être rapportée dans la littérature par unité de volume poreux, par unité de surface de milieu poreux ou par unité de masse de milieu poreux avec densité spécifique. Si l'on rapporte la quantité de particules retenues par unité de masse de milieu poreux, alors l'équation 1-33 devient :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - v \frac{\partial C}{\partial z} - \frac{\rho_b}{\theta} \frac{\partial S}{\partial t} \quad 1-37$$

Où
$$\frac{\rho_b}{\theta} \frac{\partial S}{\partial t} = k_d C - \frac{\rho_b}{\theta} k_r S \quad 1-38$$

avec ρ_b : densité sèche du milieu poreux

Cette équation décrit l'évolution en fonction du temps t de la masse colloïdale ou de la concentration colloïdale C et de la quantité colloïdale déposée par unité de masse de la matrice poreuse S .

1.2.5 Investigation du transport colloïdal en laboratoire

1.2.5.1 Expérimentation en colonnes de laboratoire avec colloïdes

De nombreuses expérimentations ont été réalisées sur le transport de colloïdes et des contaminants associés en milieu poreux. Celles-ci ont pris généralement la forme d'expériences dans des colonnes de laboratoire. Dans la plupart des exemples, la solution en sortie de la colonne est analysée pour produire les courbes d'élution de colloïdes ou des contaminants associés. De nombreux types de particules colloïdales ont été utilisés pour étudier le transport colloïdal sur différents milieux. Ainsi, Kretschmar et al. (1997), Cumbie et McCay (1999), Chen et al. (2001), Baumann et Werth (2005), Bradford et Bettahar (2006) ont travaillé sur des colloïdes modèles de latex en milieu poreux modèle (milieu sableux).

D'autres auteurs ont étudié le transport des contaminants chimiques et radioactifs associés aux colloïdes : le transport colloïdal du Cd, Cr et Mo (Karathanasis et Johnson, 2005), le transport colloïdal de l'uranium (Artinger et al., 2002), les métaux lourds associés aux colloïdes

(Grolimund et al., 1996), (Citeau, 2004), etc. Un grand nombre de recherches ont porté sur l'étude en colonnes des contaminants biologiques (Kim, 1997), (Muris, 2004) (Brown et al, 2002).

1.2.5.2 Paramètres modifiant le transport des colloïdes : revue bibliographique

Trois types de paramètres peuvent contrôler le transport et le piégeage des colloïdes : les paramètres mécaniques (taille des particules, flux) ; les paramètres physico-chimiques (force ionique, pH, nature des ions, des colloïdes, du milieu poreux) ; d'autres paramètres tels que la concentration des particules et la longueur du milieu poreux.

Influence du diamètre des particules sur la rétention

La rétention mécanique des colloïdes désignée sous le nom « straining » peut s'opérer dans les plus petites régions du pore (Bradford et al., 2002, 2003, 2006a), au niveau des points de contact entre les grains. Dans les plus petites régions du pore, la vitesse de l'eau est très faible : ces endroits peuvent être considérés comme des zones d'écoulement immobiles ou stagnantes. Le piégeage mécanique peut également se produire dans des gorges de pores trop petites pour permettre le passage des colloïdes (Bradford et al., 2002).

Bradford et al. (2005) indiquent que la taille des colloïdes est un paramètre important pour que le phénomène de piégeage ait lieu. En effet, selon Herzig et al. (1970), pour avoir un piégeage des colloïdes, il faut que le rapport entre le diamètre de colloïdes et le diamètre médian du milieu poreux soit supérieur à 0,05 ($d_c/d_{50} > 0,05$). Des études récentes ont estimé que le critère théorique de Herzig et al. (1970) sous-estime l'ampleur du piégeage dans la rétention colloïdale et que le piégeage peut se produire pour un rapport de d_c/d_{50} aussi faible que 0,002 (Bradford et al, 2002, 2003 2005; Li et al, 2004).

Bradford and Bettahar (2006) ont confirmé que, pour une concentration donnée de colloïdes, la diminution de la taille des pores du milieu poreux et l'augmentation de la taille des colloïdes augmentent la masse colloïdale retenue dans le sable à proximité de l'entrée de la colonne. Huber et al (2000) ont étudié le transport des latex dans un sol hétérogène.

Selon cet auteur, l'effet de l'exclusion des particules est plus important pour de grosses particules que pour des petites. Cet effet est plus prononcé dans les milieux hétérogènes avec une large distribution de tailles granulométriques des particules. Sirivithayapakorn et Keller (2004) ont constaté que le phénomène d'exclusion de taille se produit quand le rapport de la gorge de pore au diamètre colloïdal est inférieur de 1,5. Selon Harvey et al. (1993), le

diamètre optimum pour le transport des microsphères carboxyle à travers un milieu poreux constitué des grains de 0,5 à 1 mm est de 2 μm .

Influence des paramètres vitesse d'écoulement /force ionique

Un grand nombre d'études concernant l'influence du débit sur le transport colloïdal ont été réalisées en milieu poreux homogène. Ainsi Harmand (1996) ; Compère (1999) ; Wang et al. (2000) ; Ko and Elimelech (2000) ont constaté que la diminution du débit entraîne une augmentation de la rétention des particules colloïdales lors d'expériences d'injection de colloïdes de latex en colonnes de laboratoire remplies d'un milieu poreux homogène (sable). Harmand (1996) suggère que cet effet correspond à une diminution des forces hydrodynamiques par rapport aux forces d'interaction de van der Waals et de double couche. Lorsque les forces de nature physico-chimiques sont suffisamment fortes, leur influence domine par rapport aux forces hydrodynamiques.

En conditions répulsives (colloïdes et surfaces de milieu poreux possédant des charges de même signe), une augmentation de la force ionique entraîne une augmentation de la rétention. L'augmentation de la force ionique engendre une diminution de l'épaisseur de double couche diffuse et donc des forces répulsives de double couche (Elimelech et O'melia, 1990a). Comme les forces attractives de van der Waals sont indépendantes de la chimie de la solution, l'augmentation de la force ionique se traduit par une diminution de la barrière de potentiel qui apparaît lorsque les deux surfaces s'approchent. La rétention des particules colloïdales est alors accrue. L'effet de la force ionique est inverse lorsque les particules et les grains de milieu poreux possèdent des charges opposées. On est alors en conditions attractives et une augmentation de la force ionique engendre une diminution de la rétention (Elimelech, 1991).

Influence des conditions hydriques

Le potentiel des colloïdes à faciliter le transport des contaminants dans la zone non saturée a catalysé l'intérêt du transport colloïdal dans les milieux poreux non saturés (Saiers et Lenhart, 2003).

La rétention colloïdale dans un milieu poreux saturé est principalement conditionnée par la rétention sur les surfaces des grains, ou à l'interface de liquide-solide. La présence d'une phase gazeuse (air) dans les milieux partiellement saturés introduit un mécanisme supplémentaire d'interactions colloïdales qui n'est pas pris en compte dans les modèles existants utilisés pour le transport colloïdal en milieu saturé.

Selon Bear (1972), un milieu poreux non saturé peut être conçu comme un système triphasique, qui consiste en une phase liquide (eau), gazeuse (air) et solide (grains minéraux). Les colloïdes sont transportés dans les régions remplies d'eau par convection et dispersion et sont susceptibles d'être retenus dans l'eau porale par un dépôt dans les interfaces eau-air et eau-solide (Saiers and Lenhart, 2002). Les mécanismes de la rétention colloïdale en conditions non saturées sont : l'adsorption (adsorption/desorption) dans l'interface solide-liquide (Ryan and Elimelech, 1996) et gaz-liquide (Wan and Wilson, 1994a), le piégeage physique, processus souvent désigné par le terme « straining » (McDowell-Boyer et al. 1986; Bradford et al. 2002, 2003) et le piégeage dans le film d'eau désigné par le terme « film strainig » (Saiers and Lenhart, 2003a). L'adsorption à l'interface liquide-solide implique une collision entre les colloïdes et le grain du milieu et dépend par conséquent aussi bien des caractéristiques chimiques et physiques des colloïdes et des surfaces de sol que de la chimie de la solution (Ryan et Elimelech, 1996). L'interface solide-liquide en milieu poreux non saturé peut servir comme collecteur pour les particules colloïdales, retenues d'une façon irréversible et maintenues par les forces capillaires ou électrostatiques.

En plus du piégeage, la rétention dans les films d'eau (Wan et Tokunaga, 1997) est un autre mécanisme potentiel de rétention colloïdale ayant besoin d'enquête postérieure. La rétention film est le déplacement des colloïdes en milieu poreux partiellement saturé se produisant en raison des restrictions physiques au transport colloïdal par des films d'eau ayant des épaisseurs plus petites que le diamètre des colloïdes. Cette situation est possible seulement dans le cas d'une surface suffisamment hydrophile où un film mince d'eau existe.

Influence de l'hétérogénéité du milieu poreux

Plusieurs études ont décrit le transport colloïdal en colonnes de laboratoire remplies d'un milieu poreux homogène (Tong et al. 2006 ; Torkzaban, 2008). Le transport colloïdal en milieu homogène est convenablement caractérisé par le dépôt et le relargage du premier ordre (équation 1-33). Les travaux concernant les milieux poreux comportant des hétérogénéités ou présentant une double porosité sont relativement récents.

Une forme d'hétérogénéité du milieu poreux est l'hétérogénéité géochimique de la surface des grains. L'autre forme d'hétérogénéité est l'hétérogénéité physique du milieu poreux due à la forme de porosité et à la distribution de la taille de pores. Lors de ces travaux de thèse, on étudiera l'effet de l'hétérogénéité physique sur le transport colloïdal.

Plusieurs chercheurs ont discuté de l'importance des macropores et des fractures sur le transport des contaminants colloïdaux. Quelques auteurs tel que Ibaraki et Sudicky (1995a,b) et Gwo et al. (1998) utilisent le terme fractures au lieu de macropores. Cependant, décrit comme des macropores ou des fractures, les lois de transport d'eau et des contaminants associés sont identiques. McDowell-Boyer et al. (1986) suggèrent que les macropores sont le seul cheminement par lequel la matière en suspension peut passer par la zone non saturée, jusqu'à ce qu'elle soit retenue par la filtration physique en se déplaçant par les pores de matrice de sol plus tortueux.

Le transport rapide des colloïdes (présentant des facteurs de retard inférieur à 1) dans différents milieux fracturés en conditions saturées a été étudié par (Toran and Palumbo, 1992 ; Jacobsen et al., (1997) ; Cumbie et McKay, (1999) ; McCarthy et al., 2002 ; McKay et al., 2002). Ces études ont été conduites en milieu artificiel (Toran and Palumbo, 1992) en insérant des tubes polyéthylène de 0,2 à 1 mm de diamètre dans des colonnes de sable. Ces auteurs ont montré que les colloïdes (microsphères, bactéries et colloïdes de matière organique) arrivent plus tôt qu'un traceur conservatif (NaCl). Ce phénomène est expliqué par la présence de chemins préférentiels qu'empruntent les colloïdes et qui réduisent leur rétention. Jacobsen et al. (1997) ont étudié le transport particulaire dans les macropores dans une colonne de sol structuré. Ils ont montré que la présence d'un système continu de macropores et la cinétique de détachement des particules de ces macropores sont les principales conditions qui contrôlent le détachement et le transport des particules.

La masse et la distribution des particules ont indiqué que le transport particulaire est contrôlé par différentes interactions physiques et chimiques entre les parois du macropore et les particules en suspension. La présence des macropores peut augmenter la mobilité des particules car la sédimentation est moins prononcée dans les gros pores (Jacobsen et al., 1997). Des études de terrain ont également été entreprises par McCarthy et al. (2002) et McKay et al. (2002) afin d'étudier le transport colloïdal. Cependant, il est difficile de tirer des conclusions sur le rôle exact des mécanismes impliqués dans le transport, compte tenu de la complexité des systèmes naturels. Selon Bouman and Werth (2005), les milieux hétérogènes peuvent affecter de manière significative le transport des colloïdes et l'application de la théorie de filtration.

Transport colloïdal en milieu stratifié avec géotextile

L'introduction d'un géotextile en fond de bassin d'infiltration peut influencer de manière significative le transfert des contaminants. Un piégeage des polluants particulaires est souvent observé dans les géotextiles. Les géotextiles peuvent filtrer les particules et réduire le transport particulaire des métaux. Ainsi, Legret et al. (1995) ont mis en évidence que la pollution particulaire et métallique s'accumule sur la chaussée et au niveau du géotextile. Le géotextile et la chaussée semblent assurer la rétention des particules fines et des métaux lourds liés à celles-ci (Colandini, 1997). Le développement bactérien peut aussi jouer un rôle important. Les géotextiles sont des milieux fibreux favorables à la colonisation par des micro-organismes et à la formation de biofilms (Fauvet, 2000).

Il n'existe pas, à notre connaissance, d'études sur le transfert colloïdal dans le système sol géotextile. Cependant, Lassabatere (2002) a étudié la modification du transfert de trois métaux lourds (Zn, Pb et Cd) en solution, par l'introduction de géotextiles dans un sol saturé et soumis à un écoulement unidirectionnel permanent. L'étude, basée sur des essais en colonnes, met en évidence une augmentation de la rétention des métaux en présence de géotextiles introduits secs, différente selon le type de géotextile (aiguilleté ou thermosoudé). S'ils n'induisent aucune rétention particulière en leur sein, les géotextiles favorisent la rétention des métaux dans le sol avoisinant. Cette rétention résulte d'un meilleur contact entre la solution métallique et les particules réactives du sol (carbonates), induit par une homogénéisation locale de l'écoulement. Cette homogénéisation dépend du degré de saturation des géotextiles et de leurs caractéristiques hydrauliques.

Des études récentes ont commencé à s'intéresser à la fraction colloïdale des métaux lourds (Grout *et al.*, 1999 ; Tucillo *et al.*, 2005), mais le transfert des colloïdes dans les ouvrages d'infiltration demeure encore mal connu (Durin *et al.*, 2007). La présence des colloïdes dans les eaux d'infiltration peut modifier la propagation des métaux lourds dans le sol sous-jacent des bassins d'infiltration. Ainsi, l'association des ions de métaux (Fe et Mn) aux colloïdes et aux particules dans un bassin d'infiltration a été étudiée par Bauman (2006).

Selon cet auteur, 20% de toute la concentration des ions métalliques était associé à des particules de taille comprise entre 10 nm et 1 mm, considérées comme la fraction la plus mobile dans un milieu poreux.

1.3 Synthèse des données bibliographiques

1.3.1 Ecoulement et transport de solutés

Ces dernières années, beaucoup d'attention a été portée au problème de transport de contaminants dans les eaux de surfaces et souterraines, en particulier quand ces contaminants rendent les eaux souterraines non potables. Il est difficile de prévoir le transport des flux d'eau et de solutés dans la zone non saturée du fait de l'hétérogénéité de la structure des formations de sol. La difficulté est augmentée dans les sols qui contiennent des chemins préférentiels d'écoulement dus à la présence de fissures, de fractures des milieux ou d'une double porosité (inter/intra porosité) dans les milieux à agrégats. Feyen et al. (1998) suggèrent que la formulation traditionnelle du transport par convection-dispersion est inadéquate pour décrire le transport de solutés dans les sols macroporeux ou agrégats.

L'importance des macropores sur l'écoulement et le transport de solutés a fait l'objet de plusieurs études. Des études sur le terrain ont été effectuées en utilisant des méthodes hydrométriques et/ou des traceurs naturels ou artificiels (Villholth et al., 1998 ; Shipitalo et al., 2004 ; Weiler and Fluhler, 2004 ; Léonard et al., 2004). Ces études permettent l'estimation de l'écoulement dans les macropores dans des conditions de terrain. Toutefois, elles sont confrontées aux complexités introduites par la variation climatique et les difficultés associées à l'estimation des propriétés hydrauliques sur site.

L'importance des macropores sur l'écoulement et le transport de solutés a été démontrée à plusieurs reprises au moyen d'analyses des courbes d'élution obtenues dans des petites colonnes de sol non remanié où la morphologie des macropores est souvent inconnue. Souvent, les courbes d'élution sont le seul moyen utilisé pour caractériser la présence ou l'absence des macropores (Ersahin et al, 2002). Même dans le cas d'études où les macropores sont caractérisés en détail au moyen de techniques tomographiques (imagerie) (Olsen et al, 1998 ; Neuens and Kirchner, 2000 etc...) ou de techniques d'injection des colorants, il est difficile d'isoler l'impact des caractéristiques des macropores sur l'écoulement préférentiel.

Il existe également des études de modélisation sur les sols macroporeux (Gardenas, 2006 ; Boivin, 2006 ; Brouyère, 2006). Ces modèles facilitent l'étude des contrôles climatique et pédologique sur l'écoulement dans les macropores. Une difficulté majeure de l'application de ces modèles sur des conditions de terrain est la description précise des macropores. Il est difficile de prédire l'écoulement préférentiel et le transport de solutés sans avoir

d'information sur les caractéristiques d'un sol structuré tels que la nature, la distribution et la continuité des pores.

Relativement peu d'études en laboratoire existent sur des colonnes de sol, où les macropores sont introduits artificiellement (Czapar 1992; Butle and Leigh 1996; Allaire et al., 2000a,b). Les résultats obtenus à l'aide de l'analyse des courbes d'élution ont montré de grandes variations dans le comportement du transport entre colonnes individuelles, celui-ci variant du transport rapide au transport nul dans les macropores. L'utilisation des milieux modèles élimine l'influence des caractéristiques du sol sur l'écoulement par les macropores et fournit une description complète des caractéristiques des macropores. Bien que la structure du sol et l'écoulement préférentiel soient fortement liés, la quantification de cette relation reste problématique.

La mise en place des géotextiles dans un sol hétérogène provoque une discontinuité structurale, en particulier à l'interface sol / géotextile. Cette discontinuité conditionne des processus de modification du sol au voisinage du géotextile. Les géotextiles peuvent modifier l'écoulement dans le sol et, par ce biais, modifier le transport aqueux, les mécanismes de rétention ainsi que le transport particulaire. Mais leur rôle dans l'écoulement préférentiel au sein d'un milieu à double porosité n'a pas fait l'objet d'un questionnement particulier.

1.3.2 Transfert colloïdal

Le transfert colloïdal peut être convenablement bien décrit par l'équation de transport par convection-dispersion avec un coefficient de dépôt et de relargage du premier ordre dans un milieu homogène. Les travaux sur les milieux hétérogènes sont relativement récents. Les milieux poreux hétérogènes peuvent affecter de manière significative le transport des colloïdes et l'application de la théorie de filtration (Bauman et Werth, 2005).

De nombreuses études se sont concentrées sur les facteurs chimiques qui influencent la rétention colloïdale, et beaucoup moins d'informations sont disponibles sur l'effet du champ d'écoulement. L'effet de l'hydrodynamique sur la rétention colloïdale en milieu poreux est souvent décrit en utilisant la théorie de filtration, qui prend en considération les propriétés des colloïdes et du milieu poreux. Cependant, ce concept est limité aux milieux saturés et ne s'applique pas aux milieux partiellement saturés ou à l'échelle de pore. La présence d'une phase gazeuse (air) dans les milieux partiellement saturés introduit un mécanisme supplémentaire d'interactions colloïdales qui ne sont pas pris en compte dans les modèles

existants utilisés pour le transport colloïdal en milieu saturé. Bien que de nombreuses études existent sur le transfert colloïdal en colonnes de laboratoire, il est difficile de distinguer l'impact des différents mécanismes impliqués (Keller et Sirivithayapakorn 2004). Enfin, l'introduction d'un géotextile en fond de bassin d'infiltration peut influencer de manière significative le transfert des contaminants dissous par le biais de la modification de l'écoulement. Il existe également de nombreuses études sur le rôle du géotextile dans la rétention particulaire des polluants. Mais son rôle sur la rétention de la fraction colloïdale des polluants en fonction des conditions hydriques n'a pas été étudié dans la littérature.

2 Méthodologie

Les sols et les remblais urbains servant de support aux bassins d'infiltration sont souvent constitués de divers matériaux de granulométrie et porométrie hétérogènes et stratifiés (présence de strates « naturelles » ou artificielles « géotextiles ») favorables à l'infiltration d'eau et au transfert de polluants. Les processus de transfert d'eau et de polluants sous forme colloïdale dans ces matrices hétérogènes demeurent encore mal connus. La contribution apportée par ce travail à cette problématique passe par une diminution de l'échelle d'observation. Cette réduction d'échelle est en effet nécessaire afin de travailler dans des conditions contrôlées, qui permettent d'identifier de manière précise les mécanismes mis en jeu. L'avantage des expériences en colonnes réside dans la maîtrise des conditions hydrauliques et hydrodynamiques (vitesse d'écoulement, teneur en eau, débit d'injection), des concentrations et du signal d'injection des particules colloïdales. Cela permet également d'étudier les phénomènes d'un point de vue dynamique. L'objectif de ces travaux de thèse est d'étudier l'effet de l'hétérogénéité du milieu poreux sur l'écoulement et le transport de colloïdes. Il s'agit de mettre en évidence la modification de l'écoulement et, par ce biais, de la rétention des colloïdes en colonnes de laboratoire. Le transfert d'eau et de colloïdes dans un milieu poreux est conditionné par l'hétérogénéité de ce dernier et par les conditions hydriques et hydrodynamiques dans lesquelles ce transfert a lieu (vitesse d'écoulement, degré de saturation). Par conséquent, l'écoulement et le transfert colloïdal en colonnes de laboratoire sont étudiés en fonction :

- de la structure des matériaux : deux types de milieux poreux sont étudiés : un milieu sableux homogène à simple porosité (sable) et un milieu à double porosité.
- de la présence ou non de strates artificielles (géotextile) afin de déterminer l'effet de la présence d'un géotextile sur le transfert d'eau et de solutés.
- des conditions hydriques : l'ensemble des expériences est mené en conditions saturées et non saturées.
- des conditions hydrauliques imposées : deux vitesses d'écoulement différentes, correspondant à des vitesses rencontrées dans un bassin d'infiltration sont étudiées.

2.1 Caractérisation des matériaux et des solutions utilisés lors des essais en laboratoire

2.1.1 Définition des milieux poreux

2.1.1.1 Milieu poreux à simple porosité : le sable d'Hostun

Le sable d'Hostun a été retenu comme milieu poreux modèle pour nos expérimentations. Le sable provient des usines SIKA situées à Hostun (Drôme). La carrière est implantée dans une strate de sable d'origine Eocène qui remplit des poches karstiques. Avant d'être utilisé en colonne, le sable d'Hostun est tamisé entre 0,3 mm et 2 mm afin d'éliminer la fraction fine inférieure à 0,3 mm. Le traitement suivant est ensuite appliqué : deux lavages au NaCl 10^{-2} M afin d'éliminer la fraction fine par choc de salinité, suivis d'un rinçage à plusieurs reprises à l'eau déionisée. Le sable est ensuite séché à l'étuve à 104° C pendant 24 heures et calciné au four le lendemain à la température de 550 °C pendant 2 heures afin d'éliminer toute trace de matière organique. Ce sable est dénommé « sable traité ». Ce traitement préparatoire minimise la présence de particules fines dans le milieu poreux afin d'obtenir des surfaces de quartz très pures et d'étudier uniquement l'interaction entre ces surfaces et les colloïdes, dans le cas de l'étude du transport colloïdal.

Granulométrie du sable d'Hostun et morphologie des grains

La courbe granulométrique du sable d'Hostun, tracée à l'aide des analyses granulométriques réalisées par tamisage (norme NF EN 933-1), montre un diamètre minimal et maximal de grains de 0,3 et 2 mm respectivement et un diamètre médian (d_{50}) de 0,9 mm (figure 2-1).

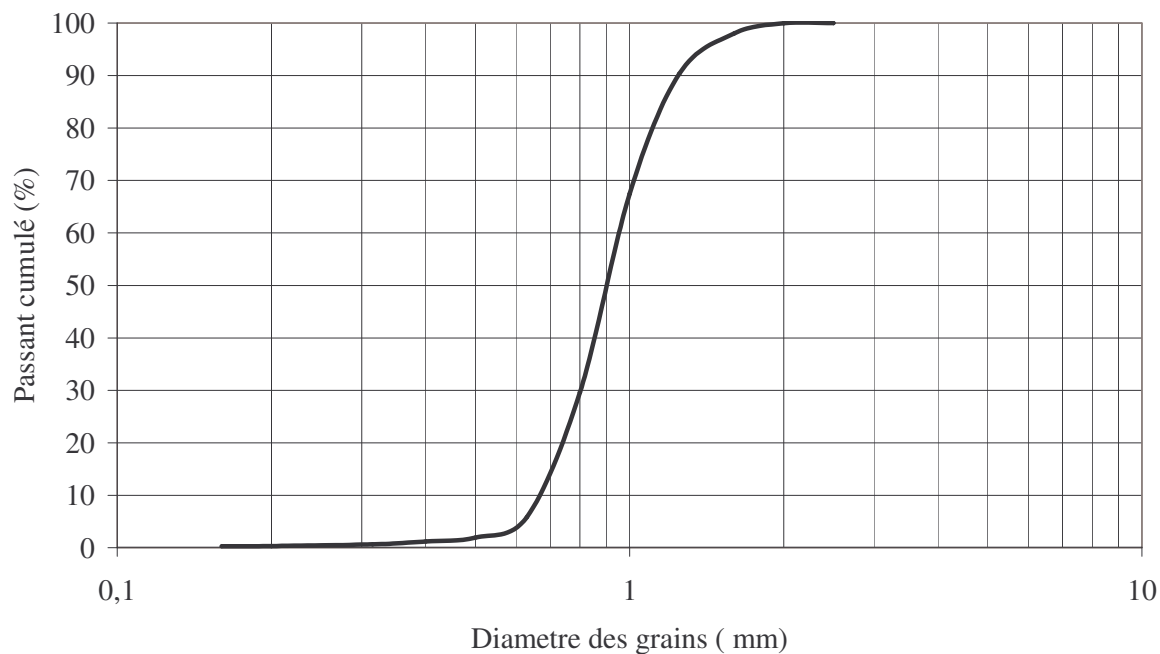


Figure 2-1 : Distribution granulométrique du sable d'Hostun

L'observation au microscope électronique à balayage (M.E.B.) montre que le sable d'Hostun est constitué de grains de forme irrégulière et angulaire avec une surface très hétérogène au niveau du même grain (figure 2-2).

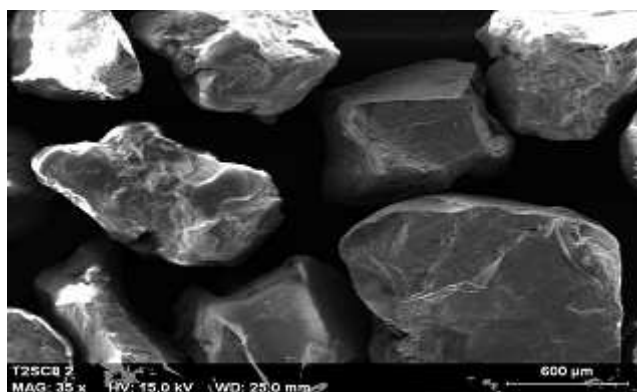


Figure 2-2 : Observation au M.E.B. des grains de sable d'Hostun (grossissement 1250)

Minéralogie et composition chimique

L'analyse minéralogique du sable d'Hostun, réalisée par spectrométrie de diffraction des rayons X (DRX) (CEREGE Aix en Provence), montre qu'il s'agit d'un matériau constitué très majoritairement de quartz. Le spectre obtenu est présenté en annexe 1.

Les analyses physico-chimiques sont effectuées sur un échantillon du sable d'Hostun traité. Les protocoles de mesures employés sont présentés au tableau 2-1.

Tableau 2-1 : Méthodes et normes utilisées pour la caractérisation du sable d'Hostun

Elément	Protocole de mesure
M. V. 550 ° C	NF EN 12879
Attaque totale	NF X 31-147
Na, K	NF EN ISO 11885
Ca, Mg	NF EN ISO 11885
Al, Fe, Mn, Zn	NF EN ISO 11885
Si,Cu, Cr, Ni, Pb	NF EN ISO 11885

Les concentrations en éléments chimiques majeurs et traces (Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn, Zn, Si) ainsi que les matières volatiles (M.V. 550° C) sont dosées (tableau 2-2).

Tableau 2-2: Concentrations en éléments chimiques en mg/kg dans le sable d'Hostun

Elément	Teneur (mg/kg)	Elément	Teneur (mg/kg)
Cr	5,5	Na	267
Cu	<0,2	Fe	423
Ni	2,8	Mn	3
Pb	2,0	Al	858
Ca	32	Zn	5
Mg	4	Si	429385
K	172	MV (échantillon brut)	0,002

Il convient de noter que ce sable est composé à 98 % de SiO₂ confirmant ainsi l'analyse minéralogique. Du potassium, sodium, aluminium et du fer sont également retrouvés.

La faible présence de matières volatiles montre que le sable possède une très faible teneur en matière organique, confirmant l'efficacité du traitement. Les teneurs en éléments traces sont en quantités négligeables.

2.1.1.2 Milieu granulaire

Il s'agit d'un milieu granulaire (à base de quartz et de tobermorite) ayant la formule stœchiométrique suivante : $\text{Ca}_5(\text{OH})_2\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{H}_2\text{O})_4$. Il est commercialisé sous le nom de "Catsan" en tant que litière à chats. Delay et al. (1997) ont décrit ce matériau comme un milieu granulaire, formé de grains vacuolaires, de disques grossiers de 5 mm possédant une double porosité : une macroporosité intergranulaire et une microporosité visible, intragranulaire, dite aussi porosité matricielle. Une image du matériau obtenue par l'observation au M.E.B. est présentée à la figure 2-3 ci-dessous.

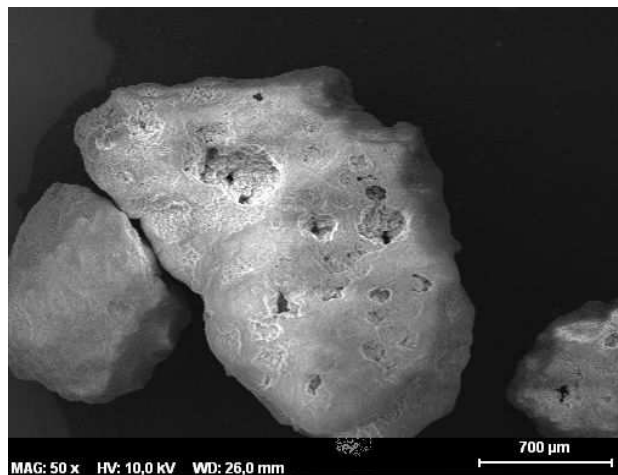


Figure 2-3 : Aspect microscopique des grains du milieu granulaire

Afin d'estimer la porosité matricielle, une masse de 100 g de matériau mouillé a été maintenue à 105°C pendant 24 h, puis pesée. La nouvelle masse obtenue était de 50 g. Ainsi la masse évaporée de l'eau déduite par soustraction du poids de matériau mouillé et sec est de 50 g. Cette masse, comparée à tout le volume, donne une porosité approximative de matrice de 50 % de la porosité totale.

Granulométrie

La courbe granulométrique du milieu granulaire réalisée par tamisage (norme NF EN 933-1) montre un matériau hétérogène avec une distribution minimale et maximale de grains de 0,4 et 5 mm respectivement et un diamètre médian d_{50} de 1,5 mm (figure 2-4).

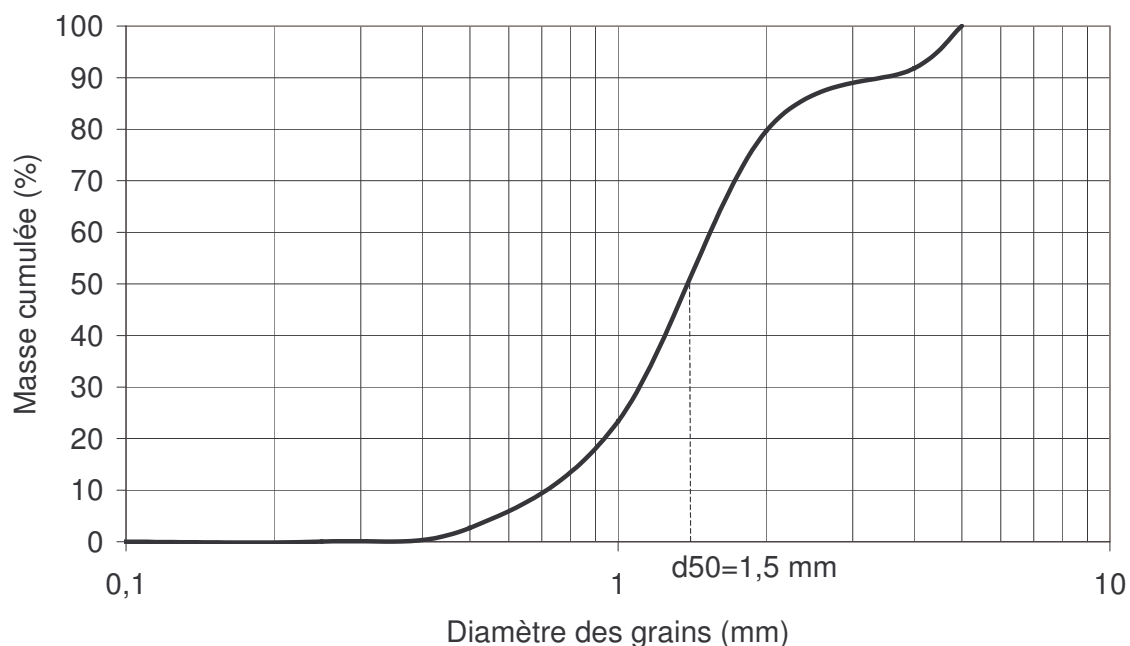


Figure 2-4 : Distribution granulométrique du milieu à double porosité

Composition chimique du milieu granulaire

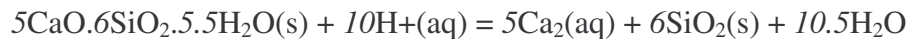
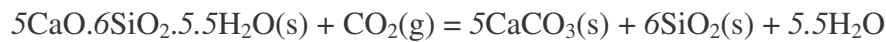
L'analyse chimique après attaque totale montre une composition en éléments majeurs (en masse) de : Ca, 18% ; Mg, 1,5% ; K, 0,02% ; Na, 0,01% ; Si, 81,47% (tableau 2-3). Avant d'être utilisé en colonne, ce milieu est préalablement lavé à plusieurs reprises à l'eau déionisée afin d'éliminer la fraction fine, et ensuite avec une solution de NaCl $5 \cdot 10^{-4}$ mol.L⁻¹ pour stabiliser la conductivité électrique de la solution en colonne.

Tableau 2-3 : Teneurs du milieu granulaire en différents éléments chimiques majeurs

Elément	Attaque totale (g/kg)
Ca	184,8
Mg	15,5
Na	0,241
Pb	0,126

La thermodynamique chimique des hydrosilicates de calcium

Aux faibles températures (inférieures à 90°C), les tobermorites sont stables (Babushkin et al., 1985). En présence de saturation en CO₂ gazeux, un ensemble de réactions de dissolution met en jeu les tobermorites :



Ces équations illustrent le fait qu'aux conditions atmosphériques terrestres, les tobermorites ne sont pas stables, et qu'en milieu aqueux, leur stabilité est atteinte pour un pH supérieur à 10,4 (Babushkin et al., 1985).

Fleurant (1995) a constaté qu'en colonne (simulation d'un aquifère captif), la tobermorite ne présente aucune modification physico-chimique dans le temps. Les conditions initiales de pH sont contrôlées par les réactions de dissolution de la tobermorite en milieu aqueux. Le pH tend vers 10,5 (le pH de stabilité de la tobermorite en milieu aqueux étant de 10,4).

2.1.2 Caractéristiques de la strate utilisée et des macropores artificiels

2.1.2.1 Le géotextile : élément de stratification des milieux poreux

Un géotextile non tissé aiguilleté à fibres longues est utilisé afin d'étudier l'effet de la stratification sur l'écoulement et le transport colloïdal (figure 2-5). C'est un matériau utilisé fréquemment dans les ouvrages d'infiltration d'eaux pluviales en raison de sa forte perméabilité et de sa facilité d'emploi. Ses principales caractéristiques sont présentées ci-dessous (tableau 2-4). Avant utilisation, les géotextiles sont lavés à l'eau savonneuse. Des études ont montré (Henry et Holtz, 1997) qu'un seul lavage à l'eau pouvait suffire pour enlever efficacement les adjuvants rajoutés au cours de leur fabrication et rendre aux géotextiles leurs caractéristiques hydrauliques intrinsèques.

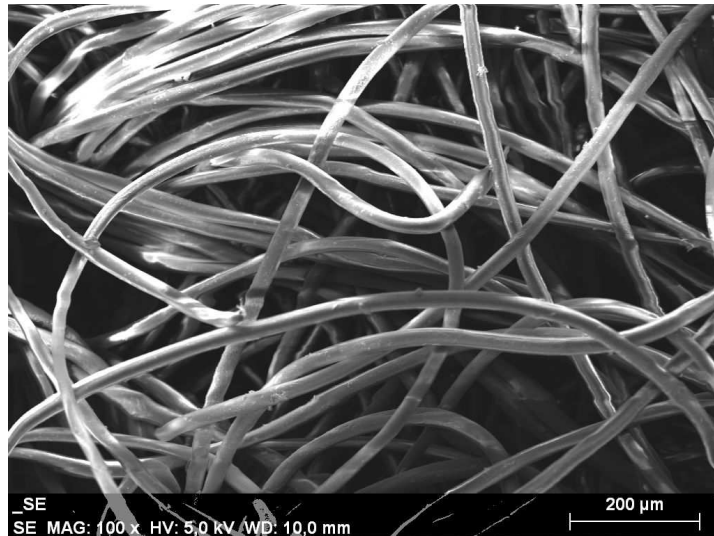


Figure 2-5 : Aspect microscopique des fibres du géotextile utilisé lors des expériences en colonnes stratifiées avec un géotextile

Lassabatere (2002) a noté que le taux de mouillabilité du géotextile modifie l'écoulement et, par ce biais, la rétention des métaux dans un sol. Mouillé, il n'a aucun effet sur les mécanismes de rétention, alors que sec, il favorise la rétention des métaux au voisinage du géotextile.

Tableau 2-4 : Principales caractéristiques du géotextile (d'après Lassabatere, 2002)

Paramètre	Valeur
Longueur des fibres (ordre de grandeur)	mètre
Densité ρ (g.cm ⁻²)	0,91
Epaisseur (mm)	5,8
Masse surfacique m (g.cm ⁻²)	720
Ouverture de filtration (μ m)	50
Porosité (%)	86,5
Conductivité hydraulique à saturation K_s (m.s ⁻¹)	$3,5 \cdot 10^{-3}$

2.1.2.2 Le macropore artificiel

Le macropore artificiel est constitué d'une tôle en acier trouée (25 trous.cm⁻², d'un diamètre de 0,08 cm), pliée en forme de triangle équilatéral de 9 mm de côté et de 24 cm de long. Sa forme triangulaire est choisie pour des raisons pratiques de construction. Il est continu tout le long de la colonne.

2.1.3 Solutions utilisées

2.1.3.1 Solution neutre

La solution « neutre » est utilisée comme solution de conditionnement pour assurer les conditions de saturation et la stabilité chimique du milieu (force ionique constante). Pour les expériences de traçage en milieu sableux, le conditionnement est assuré par une solution de NaCl de concentration de $10^{-2} \text{ mol.L}^{-1}$, fixant ainsi une force ionique de $10^{-2} \text{ mol.L}^{-1}$.

En milieu granulaire, le conditionnement des colonnes avant le traçage est assuré par un lavage avec une solution de NaCl de concentration de $5 \times 10^{-4} \text{ mol.L}^{-1}$. La force ionique du milieu joue un rôle prépondérant dans les mécanismes de transfert et de rétention colloïdale (Harmand, 1996).

2.1.3.2 Solution de traçage

Deux traceurs ont été testés pour les expériences de traçage en colonne : l'ion bromure et l'ion chlorure. Pour les expériences en milieu sableux, des résultats de traçage identiques ont été obtenus avec les deux traceurs. Il a été choisi par la suite d'effectuer les expériences de traçages avec l'ion chlorure, en raison de la simplicité des mesures. En effet, nous disposons d'un dispositif de mesure qui permet de suivre la conductivité de la solution éluante en continu. Le traceur est injecté en colonne sous forme de NaCl à $5 \times 10^{-2} \text{ mol.L}^{-1}$ et est détecté par une mesure de conductivité électrique.

Concernant le milieu granulaire, le choix du traceur s'est porté vers l'ion bromure. Des essais de traçage au chlorure ont montré que le suivi de la conductivité électrique du traceur en continu n'était pas adapté à ce milieu. En effet, lors de la phase de conditionnement du matériau en colonne, la réactivité de ce dernier a été observée notamment par une conductivité élevée en sortie de colonne (phénomène de dissolution). C'est la raison pour laquelle le bromure a été choisi (non réactif dans le milieu). L'ion bromure a été utilisé pour les expériences de traçage avec le milieu à double porosité. Il était injecté en colonne sous forme de KBr à $5 \times 10^{-2} \text{ mol.L}^{-1}$ et dosé par chromatographie ionique (DIONEX DX-100).

2.1.3.3 Suspension colloïdale des particules de latex

Les particules colloïdales utilisées sont des particules de polystyrène (latex) fournies par Polysciences Europe GmbH. Ce sont des microsphères d'un diamètre de $1 \mu\text{m}$ avec une déviation indiquée par le fabricant de $0,01 \mu\text{m}$. Une image obtenue au M.E.B. d'une

suspension de latex à une concentration de 200 mg.L^{-1} sur une membrane est présentée ci-dessous (figure 2-6).

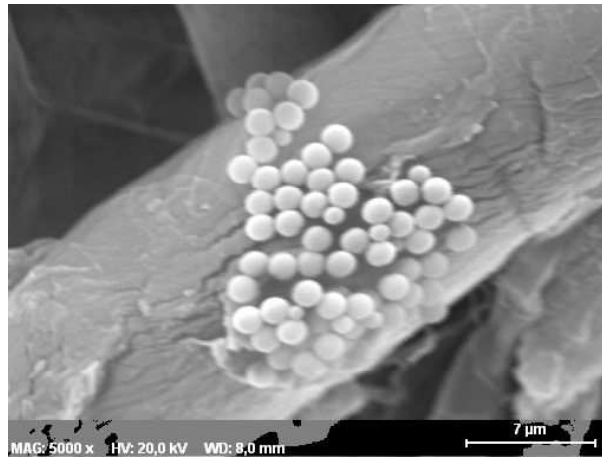


Figure 2-6 : Aspect microscopique des particules de latex sur un filtre en cellulose (Whatman)

Il s'agit de particules largement utilisées lors des études portant sur le transfert colloïdal en milieu poreux artificiel (Cumbie and McCay, 1999; Chen et al., 2001; Bradford and Bettahar, 2006 etc.). Les suspensions de latex sont fournies en flasques plastiques dans de l'eau déionisée à une concentration de 2,5% (2,5 g de latex pour 100 ml de solution) ou $4,55 \cdot 10^{10}$ particules par ml. La densité d'une suspension de latex (indiquée par le fabricant) est de $1,05 \text{ g.ml}^{-1}$. Toutes les suspensions de latex ont été préparées avec de l'eau ultra pure à une concentration de 200 mg.L^{-1} . La force ionique de la suspension colloïdale a été fixée à $5 \cdot 10^{-4} \text{ M}$ par ajout de NaCl. Les mesures de densité optique pour caractériser les solutions de latex en réacteur fermé ont été effectuées avec un spectrophotomètre Perkin Elmer à une longueur d'onde de 254 nm. La longueur d'onde pour l'appareil Perkin Elmer varie entre 190 et 900 nm. Le spectre d'adsorption des particules de latex (présenté en annexe 1) réalisé à une longueur d'onde variant de 190 à 900 nm a montré que l'absorbance des particules est stable autour d'une longueur d'onde de 254 nm.

En conditions dynamiques en colonne, la densité optique en ligne est suivie avec une cellule de mesure de densité optique à la même longueur d'onde (254 nm). Une droite d'étalonnage est établie pour les deux modes de mesure afin de traduire l'absorbance de la solution en concentration de particules de latex (annexe 1).

Stabilité de la suspension colloïdale en fonction du pH et de la force ionique

Afin de déterminer l'influence de la concentration ionique sur le comportement des colloïdes, un volume de suspension colloïdale de 200 mg.L^{-1} préparé dans de l'eau ultra pure a été mis en contact avec du NaCl de concentration croissante de 10^{-4} à $10^{-1} \text{ mol.L}^{-1}$. L'absorbance de la solution avant et après l'ajout de NaCl dans chaque solution a été mesurée au moyen du spectrophotomètre UV Perkin Elmer avec une longueur d'onde fixée à 254 nm. La variation de la densité optique (moyenne de trois mesures) en fonction de la concentration ionique est représentée à la figure 2-7.

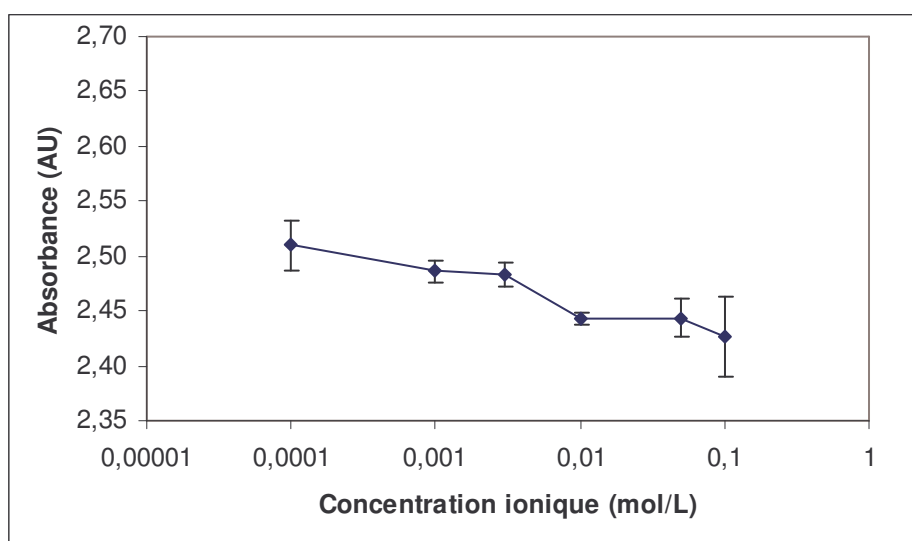


Figure 2-7 : Influence de la concentration ionique sur la stabilité de la suspension colloïdale de particules de latex ($1\mu\text{m} - 200 \text{ mg.l}^{-1}$). (Valeurs moyennes avec les variations minimales et maximales autour de la moyenne)

La courbe de variation présente une allure stable jusqu'à une valeur de concentration ionique de $3 \times 10^{-3} \text{ mol.L}^{-1}$. Au-dessus de cette valeur, la densité optique commence à chuter. Ces observations sont en accord avec des études antérieures de Harmand (1996), et de Tong et al, (2008).

L'effet du pH a été étudié en préparant des suspensions colloïdales de pH variant de 5,2 à 11,9 par ajout d'une solution de NaOH 1 M. L'absorbance de la solution avant et après l'ajout de NaOH dans chaque solution préparée a été mesurée par spectrophotométrie UV ($\lambda=254 \text{ nm}$). La variation de la valeur moyenne de l'absorbance pour trois répliquats de mesures (avec les variations minimales et maximales autour de la moyenne) est illustrée à la figure 2-8.

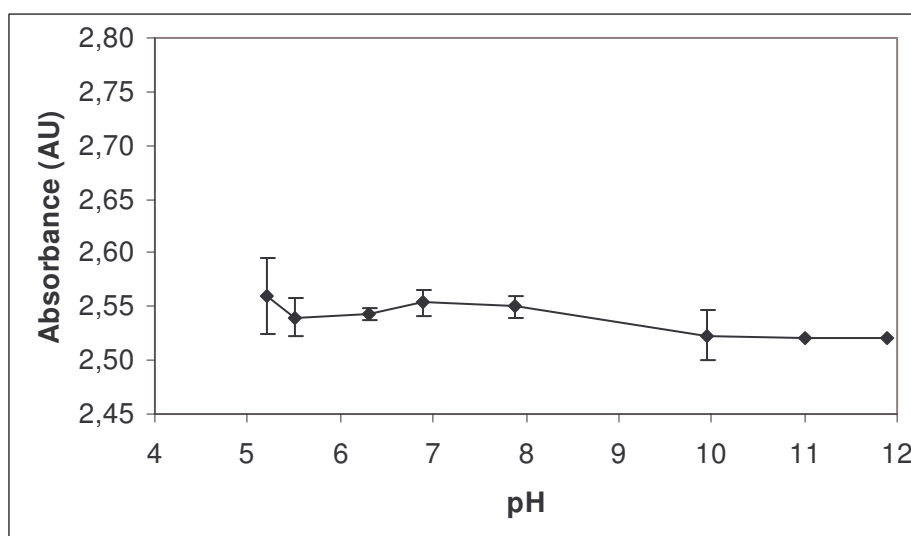


Figure 2-8 : Influence du pH sur la stabilité de la suspension colloïdale de particules de latex ($1\mu\text{m} - 200\text{ mg.l}^{-1}$)

La courbe de variation présente une allure stable jusqu'à une valeur de pH de 8. Au-dessus de cette valeur la densité optique chute légèrement. Cependant, pour des pH variant de 5 à 11, les valeurs de l'absorbance de la solution sont comprises entre 2,53 et 2,55. Cet écart faible entre les valeurs d'absorbance de chaque solution nous conduit à dire que la stabilité de la suspension colloïdale n'est pas affectée pour des valeurs de pH variant de 5,2 à 11,9.

Stabilité des particules de latex par le calcul d'interaction particule - particule et particule - milieu poreux

La théorie DVLO (chapitre 1 paragraphe 1.2.1.4) a été utilisée pour calculer les forces d'interaction en fonction de la distance de séparation entre les particules elles-mêmes et entre les particules et les surfaces des grains.

Bien que d'autres forces peuvent influencer les forces d'interaction (par exemple les forces hydrophobes, stériques, d'hydratation, etc.), seules les forces de van der Waals et les forces électriques de la double couche ont été prises en compte dans cette étude. Les forces de répulsion de Born, généralement prises en compte, ont été négligées en raison de leurs faibles valeurs (de l'ordre de 10^{-40} J) devant les forces de van der Waals et les forces électrostatiques de double couche (de l'ordre de 10^{-20} J). Les interactions colloïde-colloïde ont été déterminées en considérant le système colloïde-colloïde comme une interaction sphère-sphère. Les interactions colloïde-grain de milieu poreux ont été considérées en prenant en compte un

système sphère-plan. Les forces répulsives de double couche diffuses ont été déterminées par la relation de Gregory (1975) (équation 1-22) et les forces attractives de van der Waals selon la relation de Ruckenstein and Prive (1975) (équations 1-25). Les valeurs du potentiel Zêta employées pour le calcul des forces d'interaction par la théorie DVLO ont été prises dans la littérature. Le potentiel Zêta vaut -0,085 V pour le sable et -0,019 V pour les particules de latex selon les mesures réalisées par Harmand (1996).

Concernant le milieu granulaire (faisant partie de la famille des hydrosilicates de calcium), Viallis et al. (2001) ont montré que le potentiel Zêta des hydrosilicates de calcium est déterminé par la concentration de l'ion Ca^{2+} dans la solution d'équilibre provenant de la dissolution du matériau. Selon cet auteur, le potentiel Zêta mesuré par microélectrophorèse est négatif pour les faibles concentrations en calcium, il s'annule pour environ $[\text{Ca}^{2+}] = 2 \text{ mmol.L}^{-1}$ et devient positif lorsque la concentration de l'ion calcium est supérieure à 2 mmol.L^{-1} . La concentration en calcium de la solution en sortie de colonne pour toutes nos expériences est de $[\text{Ca}^{2+}] = 0,4 \text{ mmol.L}^{-1}$, ce qui donne un potentiel Zêta de -0,013 V du milieu granulaire, d'après Viallis et al. (2001).

La constante de Hamaker proposée par (Tong et al, 2006) pour un système de particules de latex-sable a été choisie pour le calcul des forces d'interaction : elle vaut $4,17.10^{-21} \text{ J}$ pour le système colloïde-eau-colloïde et $3,84.10^{-21} \text{ J}$ pour le système colloïde-eau-collecteur.

Des forces d'interactions positives se traduisent par une répulsion particule-particule et particule-surface de grain de milieu. A l'inverse, les forces d'interactions négatives témoignent d'une attraction entre particule-particule et particule-grain de milieu.

L'existence de ces forces attractives indique que les interactions de nature physico-chimique ne peuvent pas être négligées dans les mécanismes de transfert colloïdal.

Les calculs de forces d'interactions correspondent à la vérification de la stabilité des suspensions colloïdales lors de leur préparation dans du $\text{NaCl } 5.10^{-4} \text{ mol.L}^{-1}$ en contact avec la solution interstitielle du milieu granulaire (hydrosilicate de calcium) à une force ionique de $2,27.10^{-3} \text{ mol.L}^{-1}$ (calcul d'après tableau 2-5). Ces calculs ont démontré que les interactions colloïde - colloïde sont répulsives (figure 2-9).

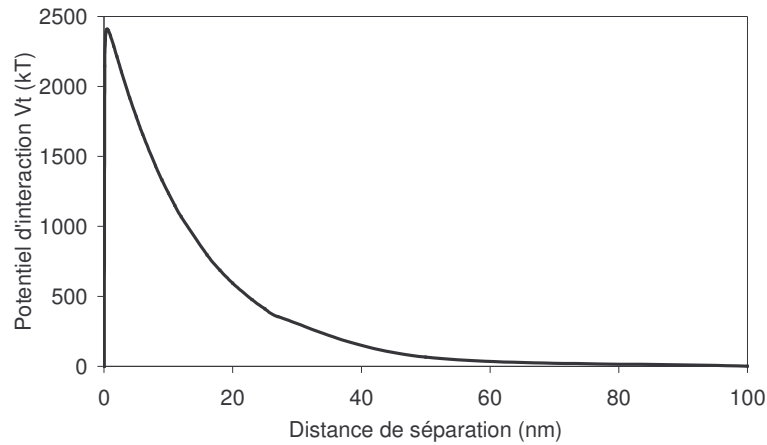


Figure 2-9 : Potentiel total d'interaction entre les particules colloïdales de latex ($1\mu\text{m}$, 200 mg.l^{-1})

Les forces d'interactions colloïde-surface solide ont également été calculées pour vérifier théoriquement l'existence d'une interaction physico-chimique entre les particules de latex et les grains de sable et de milieu granulaire. La figure 2-10 représente le potentiel d'interaction entre les colloïdes et la surface des grains de chaque milieu étudié pour les conditions chimiques des solutions observées dans les expériences de transport (force ionique de la solution de $5 \times 10^{-4}\text{ mol.L}^{-1}$ et $\text{pH} = 7$ en milieu sableux et force ionique de la solution $2,27 \cdot 10^{-3}\text{ mol.L}^{-1}$ et $\text{pH} = 10,4$ en milieu granulaire).

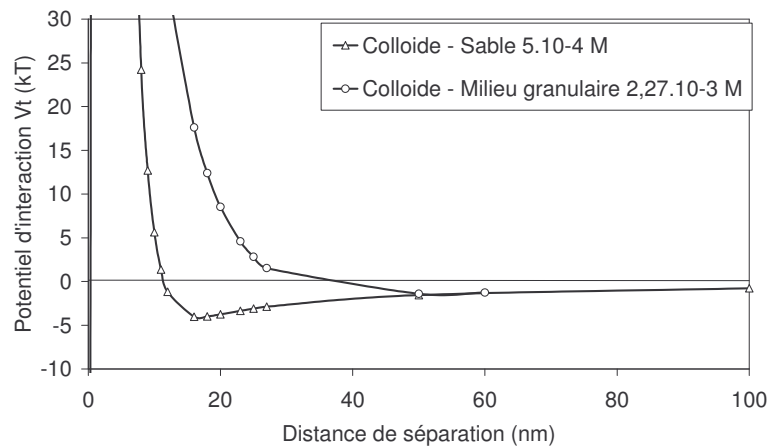


Figure 2-10 : Potentiel total d'interaction entre les particules colloïdales de latex et les grains des milieux poreux

Les calculs indiquent qu'il n'y pas de minimum primaire d'énergie mais on constate l'existence d'un minimum d'énergie secondaire peu profond à une distance de séparation

entre colloïde et interface autour de 20 nm pour le sable et de 50 nm pour le milieu granulaire. Ce résultat indique qu'il existe un potentiel d'interaction de type physico-chimique des particules de latex avec le milieu poreux mais que l'interaction sera de type « faible ». Notons que le choix de la valeur de Hamaker est déterminant dans le calcul des forces d'interaction. Cette constante n'a pas été recalculée ou mesurée pour notre système expérimental.

2.2 Essais en colonnes de laboratoire

2.2.1 Construction des colonnes

Les colonnes en PVC (Poly Chlorure de Vinyle) ont été fabriquées par Technico-Plast SAS. Elles ont un diamètre intérieur de 10 cm et une hauteur de 27 cm. La section des colonnes est de 78,54 cm². Des billes de verres de 0,2 cm de diamètre sont placées en bas et en haut des colonnes sur approximativement 1,5 cm pour permettre une bonne homogénéisation de la solution à l'entrée et à la sortie des colonnes (figure 2-11).

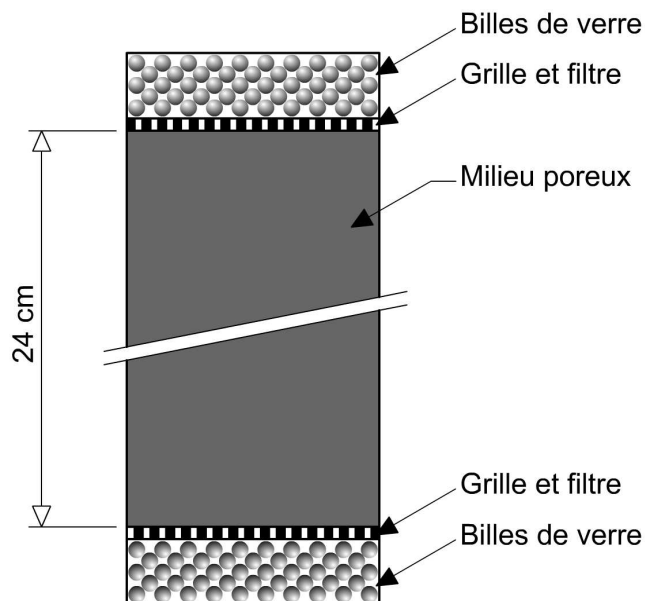


Figure 2-11 : Description d'une colonne remplie de milieu poreux

Un filtre de cellulose (Whatman 41 Ashless) d'ouverture de filtration de 20 à 25 μm et des grilles en PVC placées entre les billes de verre permettent de limiter le lessivage des particules fines des matériaux. Le milieu poreux a été mis en place par couches successives de

3 cm d'épaisseur en tassant de manière manuelle sans détruire la structure granulaire. La longueur du lit poreux pour chaque colonne est de 24 cm.

2.2.2 Configuration et mise en place des systèmes étudiés

Pour chaque milieu poreux (sable ou milieu à double porosité), différentes configurations ont été étudiées. En milieu sableux, l'expérimentation a été menée dans quatre configurations (figure 2-12).

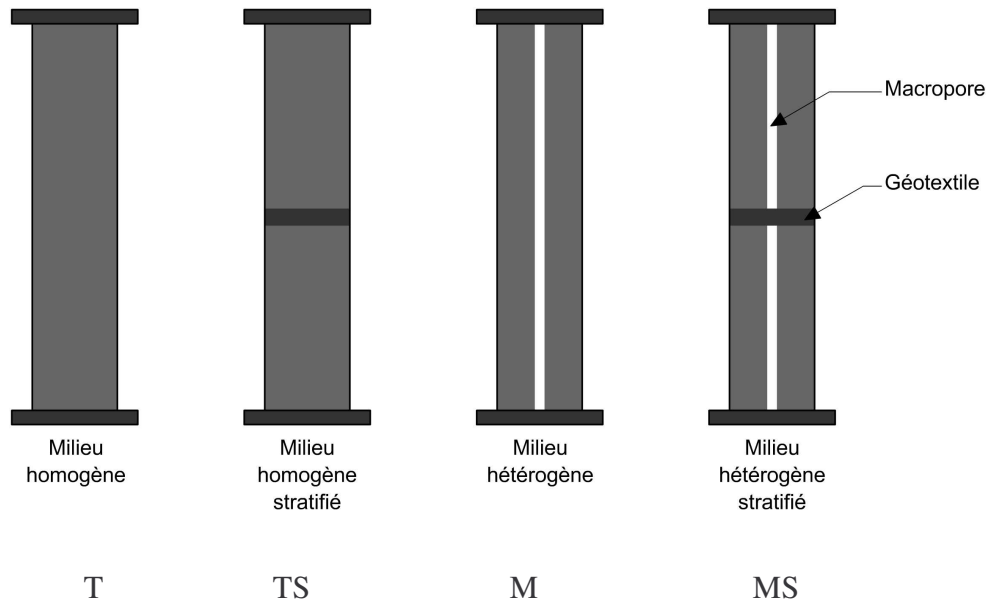


Figure 2-12 : Configurations étudiées pour le milieu sableux

1. colonnes de milieu poreux homogène constituées de sable seul mis en place comme décrit dans le paragraphe ci-dessus. Ces colonnes, dénommées « colonnes T » servent de témoin. La compréhension de l'influence de l'hétérogénéité et de la stratification sur l'écoulement et le transfert colloïdal demande en premier lieu la compréhension de l'écoulement et des mécanismes de rétention dans le milieu homogène (sable seul).
2. colonnes de milieu homogène stratifié, dénommées « colonnes TS ». Le milieu sableux est stratifié par introduction d'un géotextile, placé au centre de la colonne.
3. colonnes de milieu hétérogène artificiel dénommées « colonnes M ». Il s'agit de colonnes de sable où l'hétérogénéité a été créée par l'introduction d'un macropore artificiel. Celui-ci est placé au centre de la colonne, entouré par le sable.

4. colonnes de milieu hétérogène stratifié dénommées « colonnes MS », constituées de sable avec un macropore et un géotextile. Pour ces colonnes, le macropore a été coupé en deux pour permettre l'installation du géotextile au milieu de la colonne. Les deux moitiés ont alors été placées de part et d'autre du géotextile, face à face et au milieu de la section.

En ce qui concerne le milieu granulaire, deux configurations ont été testées : colonnes sans et avec géotextile (figure 2-13).

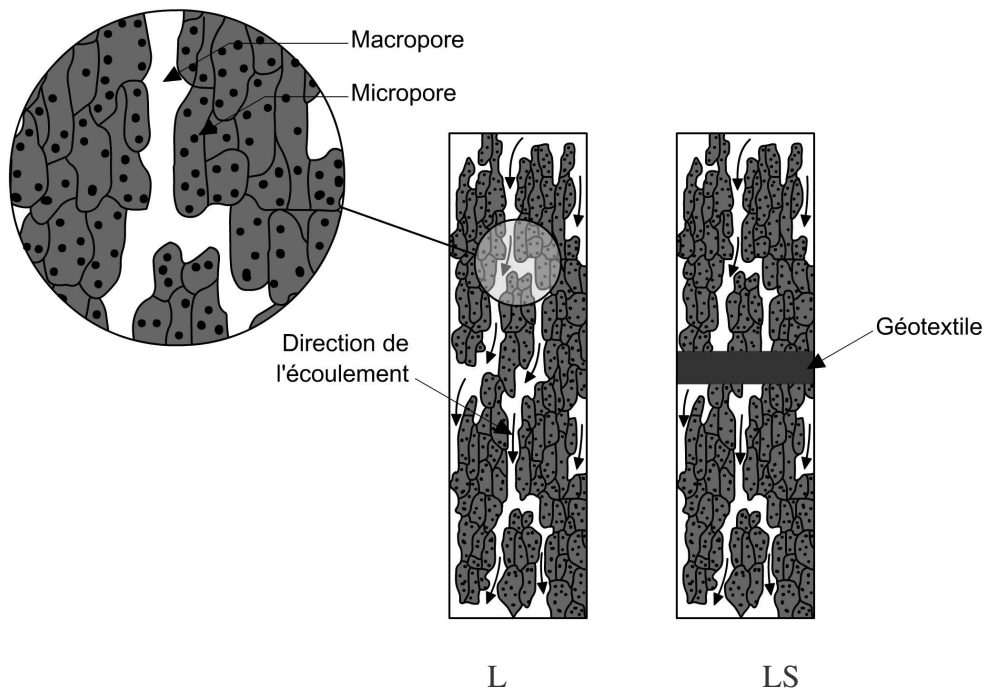


Figure 2-13 : Configurations étudiées pour le milieu à double porosité (L : colonne de milieu granulaire et LS : colonne de milieu granulaire stratifiée avec un géotextile)

2.2.3 Saturation des colonnes

Les colonnes de sable mises en place comme décrit ci-dessus ont été préalablement saturées au CO_2 pendant 4 heures afin de remplacer toutes les bulles d'air piégées entre les grains de milieu poreux par ce gaz soluble dans l'eau. Elles ont ensuite été saturées avec une solution de $\text{NaCl } 10^{-2} \text{ mol.L}^{-1}$ pendant 48 heures, à une vitesse darcienne q de $0,06 \text{ cm.min}^{-1}$. Le pH et la conductivité de la solution en sortie de colonne étaient respectivement de 7 et $0,085 \text{ mS.cm}^{-2}$.

Dans le cas des expériences avec le milieu granulaire, les colonnes ont été saturées après la mise en place du milieu poreux avec une solution de $\text{NaCl } 5.10^{-4} \text{ mol.L}^{-1}$ à une vitesse

darcienne q de $0,06 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$ pendant 72 heures, temps nécessaire pour atteindre l'équilibre chimique entre l'eau et le matériau. Le pH et la conductivité électrique de la solution en sortie de colonne étaient respectivement de 10,4 et $0,26 \text{ mS}\cdot\text{cm}^{-2}$.

Un dosage des éléments majeurs ainsi que la concentration des sulfates, des nitrates a été effectué sur la solution en sortie de colonne (tableau 2-5).

Tableau 2-5 : Concentration des éléments en sortie de colonne

Elément	Concentration (mg/l)
Ca	17,5
Mg	0,4
K	1,3
Na	14,6
Nitrates	1,1
Sulfates	71,7

2.2.4 Dispositifs expérimentaux pour les essais en colonnes

Pour les expériences en conditions saturées, une pompe péristaltique à galet (Ismatec IPC-8), placée en entrée de colonne, permet d'injecter les solutions du bas vers le haut de la colonne à une vitesse darcienne constante (figure 2-14a). Un système de vannes permet de passer sans interruption de débit d'une solution à une autre au niveau du bas des colonnes. La percolation de bas en haut facilite la sortie de l'air et conserve la saturation des colonnes.

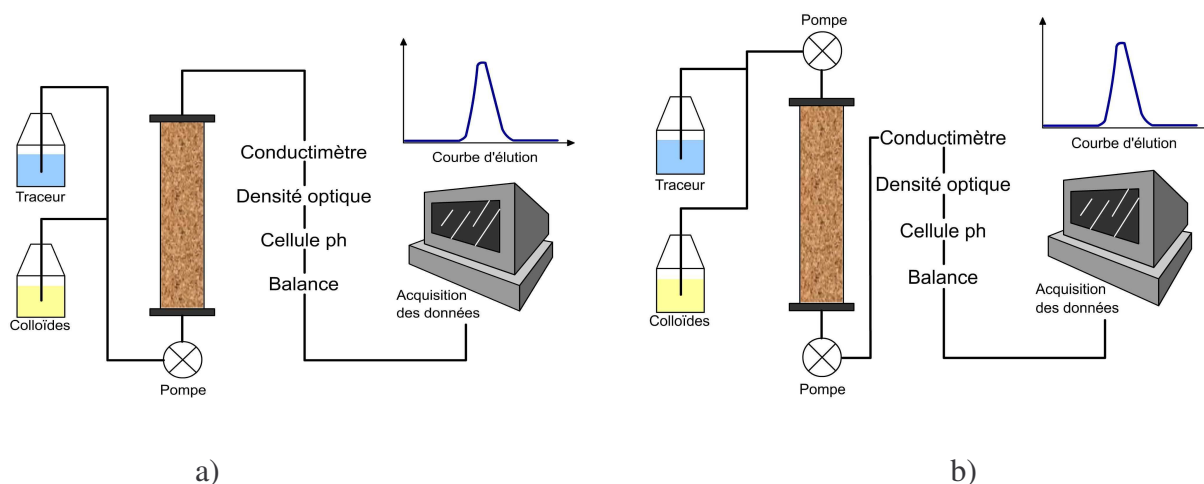


Figure 2-14 : Dispositif expérimental en conditions saturées (a) et non saturées (b).

Dans le cas des expériences en conditions non saturées (figure 2-14b), les colonnes préalablement saturées sont drainées pendant 24 heures.

La teneur en eau dans chaque colonne a été fixée en injectant, par le haut, la solution neutre de NaCl. Au moment de l'apparition de la première goutte de solution en bas de la colonne, un pompage avec une deuxième pompe est enclenché en sortie de colonne afin d'assurer un régime hydraulique permanent (égalité du débit en entrée et en sortie de colonne). Les solutions ont été injectées du haut vers le bas dans la colonne. Pour plus de détails sur la mise au point du dispositif expérimental en conditions non saturées, il convient de se rapporter à Le Claire (2007). La stationnarité de l'écoulement lors des deux conditions hydriques étudiées est vérifiée par la linéarité entre le volume élué V et le temps t . Une balance placée en sortie de colonne permet de déterminer ce volume par pesée.

Une cellule de mesure de conductivité, de densité optique et une électrode pour la mesure du pH sont disposées à la sortie des colonnes. Elles permettent de suivre l'évolution de la conductivité électrique, du pH et de la densité optique de la solution en sortie de la colonne par une mesure directe en continu. Ces cellules sont reliées à un système d'acquisition de données qui fournit les courbes résultantes de variation de densité optique, de conductivité et de pH en fonction du temps d'injection. L'élution des ions chlorure dans les colonnes est étudiée en se basant sur l'évolution de la conductivité électrique en sortie de colonne.

Un collecteur de fraction placé en sortie de colonne permet de collecter des échantillons d'éluat à intervalles de temps réguliers. La concentration de l'ion bromure dans les échantillons collectés est mesurée par chromatographie ionique (DIONEX DX-100) après collecte des fractions à intervalles de temps réguliers. Le suivi de la densité optique ($\lambda=254$ nm) en continu permet de mesurer la concentration en colloïdes en sortie de colonne.

2.2.4.1 Détermination du volume d'eau V_0 dans les colonnes

Le volume d'eau dans chaque colonne est noté V_0 . Il est déterminé par la relation :

$$V_0 = V_p + V_m \quad 2-1$$

où V_p est le volume poreux et V_m est le volume mort.

Le volume poreux V_p comprend le volume occupé par l'eau dans le milieu poreux et le volume d'eau dans le géotextile et le macropore (quand ils sont présents).

Le volume mort V_m comprend le volume d'eau dans les billes de verres et les volumes d'eau dans les tuyaux qui relient la sortie de la colonne aux cellules de mesure. En conditions saturées, V_0 est estimé par la différence du poids de la colonne avant et après saturation. Le volume mort V_m correspond à 100 cm^3 soit approximativement 11 % du volume d'eau V_0 pour le milieu sableux et 5,4 % en milieu à double porosité.

En conditions non saturées, V_0 est évalué par pesée des colonnes en début et en fin d'expérience. Le volume d'eau en début d'expérience correspond au volume d'eau présent après drainage de la colonne auquel s'ajoute le volume d'eau injecté jusqu'à l'apparition de la première goutte de solution en bas de colonne. Le volume mort V_m est de 50 cm^3 . Il correspond au volume d'eau occupé par les billes de verre en bas de colonne et le volume d'eau dans les tuyaux qui relient la sortie de la colonne aux cellules de mesure.

2.2.4.2 Détermination de la longueur équivalente du lit poreux

Les résultats sont représentatifs de tous les mécanismes effectifs dans le volume d'eau V_0 . Le volume mort compris dans V_0 induit un biais au niveau des éluions des solutés et de colloïdes. Ceci est dû à un retard supplémentaire, lié au temps mis à percoler à travers ce volume. Toute différence sur les éluions de solutés et de colloïdes, d'une colonne à l'autre, est attribuée aux mécanismes autres que le biais induit par le volume mort. De manière à permettre l'interprétation et l'exploitation des résultats, chaque colonne, comprenant le système mis en place et les billes de verre, est assimilée à un milieu poreux homogène équivalent. La teneur en eau du milieu poreux équivalent est considérée comme égale à la teneur en eau globale du système mis en place. Elle correspond au ratio entre le volume d'eau et le volume total des vides au sein du système. La longueur $L_{\text{éq}}$ du milieu équivalent est déterminée de manière à ce que le volume total d'eau présent dans le milieu équivalent soit égal à V_0 :

$$L_{\text{éq}} = \left(1 + \frac{V_m}{V_0 - V_m} \right) \cdot L \quad 2-2$$

où $L_{\text{éq}}$ est la longueur du milieu poreux équivalent et L est la longueur du système.

2.2.5 Injection de solutés et colloïdes : obtention des courbes d'élution

Préalablement à l'injection sous forme de créneau du soluté ou de la suspension colloïdale, la solution neutre est injectée jusqu'à l'établissement du régime permanent (débit et teneur en eau constants). Le traçage consiste en l'injection d'un traceur limité dans le temps à un intervalle δt , précédé et suivi par l'injection de la solution neutre. La mesure de la concentration $C(t)$ en traceur ou en colloïdes en sortie du système permet de tracer les courbes d'élution en fonction du temps (figure 2-15).

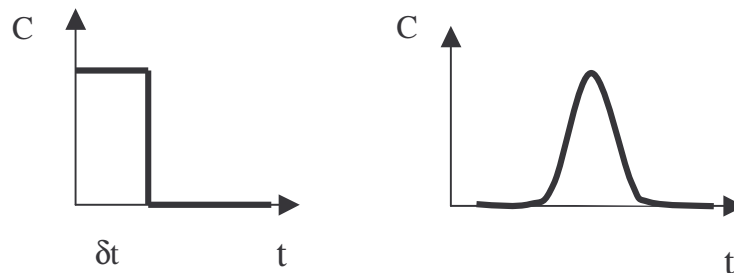


Figure 2-15 : Injection et élution d'un créneau de traceur ou de particules

Afin de les comparer facilement dans des conditions opératoires différentes (concentration d'entrée, vitesse d'écoulement, etc.), les courbes d'élution obtenues sont exprimées à l'aide de variables adimensionnelles :

- la concentration relative C/C_0 est la concentration C en sortie de colonne divisée par la concentration imposée à l'entrée de la colonne C_0 ,
- le volume relatif V/V_0 est le volume écoulé V au temps t divisé par le volume d'eau total dans la colonne V_0 .

L'élution du soluté ou des colloïdes est alors représentée par l'évolution de C/C_0 en fonction de V/V_0 où l'intervalle d'injection est représenté en fonction du volume relatif ($\delta V/V_0$) (figure 2-16).

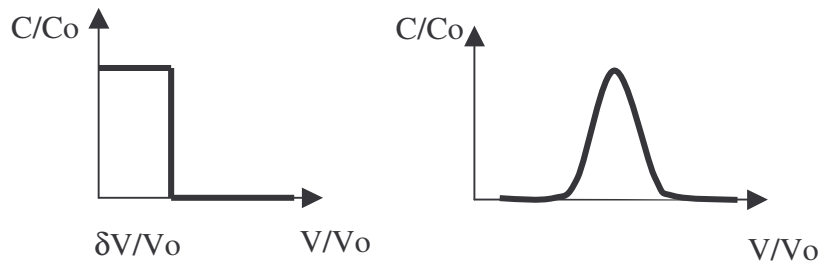


Figure 2-16 : Injection et élution en créneau représentées à l'aide des variables adimensionnelles

L'injection d'un créneau de base ($\delta V/V_0$) de solutés ou de suspension colloïdale définit un signal d'entrée $C/C_0 (V/V_0)$ (figure 2-16). Les mécanismes de transfert déforment le signal d'entrée et produisent comme réponse la courbe d'élution du soluté ou de colloïdes $C/C_0 (V/V_0)$ en sortie. L'approche « dynamique des systèmes » permet de déduire des informations sur les mécanismes au sein des systèmes, à partir de l'analyse des signaux de réponse (Gaudet et al., 1977).

2.2.5.1 Débits d'injection

L'emploi des pompes péristaltiques permet de travailler à débit constant. Les vitesses de Darcy utilisées dans nos expériences sont : $Q = 0,11 \text{ cm.min}^{-1}$ et $q = 0,03 \text{ cm.min}^{-1}$. Ces vitesses correspondent aux vitesses classiquement utilisées pour les études de transfert de solutés dans les sols (Fevrier, 2001 ; Lassabatere, 2002). Elles correspondent aux vitesses d'écoulement rencontrées dans les bassins d'infiltration. A titre d'exemple, la vitesse d'écoulement dans le bassin d'infiltration de Cheviré est de l'ordre de $0,02$ à $0,04 \text{ cm.min}^{-1}$ (Durin, 2006).

La détermination exacte du débit pendant chaque expérience est obtenue par une régression linéaire sur les volumes écoulés en sortie de colonne (mesurés par pesée à l'aide d'une balance installée en sortie de colonne) en fonction du temps.

2.3 Caractérisation de l'écoulement

L'écoulement est caractérisé par des expériences de traçage en colonne. Le traçage est réalisé par l'injection en créneau d'un volume de 200 cm³ de la solution traçante (NaCl ou KBr). Préalablement à l'injection de la solution traçante, un volume 1V₀ de la solution neutre est injecté jusqu'à l'établissement du régime permanent. Ce créneau est suivi par une injection de 4V₀ de la solution neutre jusqu'à l'obtention de la conductivité initiale en sortie de colonne.

La comparaison de l'élution du traceur dans les différents systèmes s'appuie sur la comparaison des courbes d'élution C/C₀ (V/V₀). Cette comparaison directe est rendue possible par l'égalité des bases de créneaux δV/V₀. Les courbes C/C₀ en fonction du temps t servent à l'analyse mathématique basée sur la méthode des moments et la modélisation avec le modèle de transfert MIM.

2.3.1 Analyse des courbes d'élution par la méthode des moments

Cette méthode est basée sur la comparaison des moments de l'élution du traceur en sortie de colonne. Elle ne s'applique que dans les cas où le bilan de masse du soluté étudié est égal à 1 (Das and Kluitenberg, 1996).

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

$$\mu_N = \int_0^{+\infty} \frac{[C]_t}{[C]_0} \cdot t^N \cdot dt \quad 2-3$$

Le rapport entre le moment d'ordre 1, et le moment d'ordre 0 représente la position du centre de gravité de la courbe d'élution. Ces moments s'expriment par les relations suivantes :

$$\mu_0 = \int_0^{+\infty} \frac{[C]_t}{[C]_0} dt, \quad \mu_1 = \int_0^{+\infty} t \frac{[C]_t}{[C]_0} dt \quad 2-4$$

Le moment d'ordre 0 de la courbe d'élution, qui représente l'aire sous cette courbe, permet de calculer la masse de soluté récupérée en sortie de colonne (Schweich and Sardin, 1986).

Le bilan de masse BM correspond au rapport entre la masse récupérée en sortie et la quantité injectée en entrée :

$$BM = \frac{\mu_0}{\delta t} \quad 2-5$$

avec δt : durée d'injection en créneau de la solution traçante

Le bilan de masse égal à 1 signifie que la masse de soluté injectée en entrée est entièrement restituée en sortie de colonne. Le soluté est dit « conservatif ». Un bilan de masse différent de 1 signifie que le soluté a subi des réactions irréversibles. On parle de rétention du soluté dans la colonne quand $BM < 1$ et de relargage du soluté quand $BM > 1$ (Sardin et al, 1991).

Le temps de séjour moyen du soluté dans la colonne est déterminé par :

$$t_{s \text{ soluté}} = \frac{\mu_1}{\mu_0} - \frac{\delta t}{2} \text{ (min)} \quad 2-6$$

Le retard que subit un soluté réactif au cours de son transfert par rapport au transfert d'une molécule d'eau (ou d'une espèce non réactive) peut être évalué par le facteur retard R. Ce dernier est défini par le rapport entre le temps de séjour du soluté ($t_{s \text{ soluté}}$) et le temps de séjour théorique d'une molécule d'eau (ou d'un traceur non réactif).

$$R = \frac{t_{s \text{ soluté}}}{\tau_{s \text{ eau}}} = \frac{\left(\frac{\mu_1}{\mu_0} - \frac{\delta t}{2} \right)}{\frac{L_{eq} \cdot \theta_{tot}}{q}} \quad 2-7$$

avec L_{eq} : longueur équivalente du milieu poreux (cm),

θ_{tot} : teneur en eau totale de la colonne,

q : vitesse darcienne ($\text{cm} \cdot \text{min}^{-1}$).

R égal à 1 signifie que le soluté ne réagit pas avec la matrice solide. Lorsqu'il subit des interactions avec cette dernière au cours du transfert, R est supérieur à 1 (signifiant que le soluté est en retard par rapport à la molécule d'eau).

Pour certains solutés anioniques, le facteur de retard peut être légèrement inférieur à 1 en raison d'un phénomène d'exclusion anionique. Une valeur du facteur de retard inférieure à 1 peut être aussi révélatrice de la présence de volumes totalement exclus de l'écoulement et du transfert des molécules d'eau et des solutés.

Les codes de calculs procèdent à la transformation des courbes d'élution discrètes en courbes continues intégrables. Les courbes d'élution discrètes correspondent aux n couples $(t_i, C/C_0(t_i))$, où n est le nombre total d'échantillons prélevés. Les courbes sont rendues continues par interpolation cubique entre les points expérimentaux. Les courbes d'élution continues $C/C_0(t)$ servent pour la détermination des moments. Ceux-ci sont déterminés par les fonctions d'intégration du logiciel MathCad 2000 Professionnel. Les paramètres associés sont calculés à partir des moments à l'aide des équations 2-5 et 2-7.

A la suite de la partie expérimentale, une étape de modélisation du transfert de solutés avec des modèles mathématiques de transfert permettra de déterminer les paramètres hydrodispersifs de l'écoulement. Les paramètres hydrodispersifs de l'écoulement seront déterminés par calage des courbes d'élution théoriques calculées à l'aide d'un modèle de distribution de solutés entre zones mobiles et immobiles présenté en détail ci-après (modèle MIM) sur les courbes expérimentales.

2.4 Caractérisation du transfert colloïdal

Le transfert colloïdal est caractérisé par l'injection d'une suspension colloïdale et le suivi d'élution des colloïdes au cours du transfert en colonne. La suspension est injectée sous forme d'un créneau de 40 ml lors de l'étude du transfert en milieu sableux et de 80 ml en milieu à double porosité.

Préalablement à l'injection de la suspension colloïdale, la solution neutre d'un volume de $1V_0$ est injectée jusqu'à l'établissement du régime permanent. Ces créneaux sont suivis par une injection d'environ $4V_0$ de la solution neutre jusqu'à l'obtention d'une concentration de colloïdes nulle en sortie de colonne.

La quantité de colloïdes éluee est déterminée par le calcul du bilan de masse BM en pourcentage sur les courbes d'élution (voir chapitre 2.3.1). Le facteur de retard est également déterminé par le moment d'ordre 1 (voir chapitre 2.3.1).

La rétention colloïdale au sein de la colonne est déterminée par bilan de masse selon la relation suivante :

$$Rétention = 1 - BM \qquad 2-8$$

Une tentative visant à déterminer expérimentalement la quantité de colloïdes retenue dans les colonnes en fin d'expérience a été effectuée à l'aide du profil de concentration en fonction de la profondeur Z des colonnes. Le contenant du milieu poreux a été récupéré par tranches de 3 cm. L'analyse de chaque tranche au microscope électronique à balayage M.E.B. ne nous a pas apporté d'informations supplémentaires en raison de la faible quantité de colloïdes injectés.

3 Ecoulement et transport de solutés

3.1 Introduction

Dans ce chapitre, le milieu poreux est étudié du point de vue hydrodynamique afin d'améliorer la compréhension des mécanismes intervenant dans l'écoulement et de déterminer l'effet des paramètres pouvant l'influencer (nature et hétérogénéité physique du milieu, vitesse d'écoulement, teneur en eau du milieu). L'écoulement est caractérisé par des expériences de traçage en colonnes de laboratoire. Le chapitre s'organise en deux parties :

- la caractérisation de l'écoulement et l'influence de la présence du géotextile dans le milieu sableux, rendu hétérogène par introduction d'un macropore artificiel,
- la caractérisation de l'écoulement et l'influence de la présence du géotextile dans le milieu granulaire.

Pour chaque milieu étudié, les paramètres hydrodispersifs et les temps caractéristiques des mécanismes de l'écoulement sont déterminés par calage des courbes d'élution théoriques calculées à l'aide d'un modèle de distribution de solutés entre zones mobiles et immobiles présenté en détail ci-après (modèle MIM) sur les courbes expérimentales. L'effet de la stratification, par l'introduction d'un géotextile, est déterminé par comparaison des courbes d'élution et des paramètres hydrodispersifs des colonnes sans et avec géotextile. L'influence de la vitesse sur l'élution du traceur et les paramètres hydrodispersifs de l'écoulement est étudiée pour le milieu sableux. Deux vitesses darciennes sont choisies : $q = 0,03 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$ et $Q = 0,12 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$. Les vitesses utilisées lors des expériences conditionnent un régime d'écoulement convectif à l'échelle de la colonne. Le nombre de Peclet (Pe), mettant en évidence l'importance de la convection par rapport à la diffusion, est de 150 en moyenne pour toutes les expériences, ce qui signifie que le processus de la convection domine par rapport à la diffusion.

Enfin, une synthèse générale met en évidence les mécanismes prépondérants intervenant dans les processus d'écoulement et de transport des solutés.

3.2 Modélisation du transfert de solutés et détermination des paramètres hydrodispersifs

La modélisation du transfert de solutés avec le modèle mathématique de transfert MIM permet de déterminer les paramètres hydrodispersifs de l'écoulement. Ce modèle se base sur une hypothèse de fractionnement de l'eau en eau mobile correspondant à la teneur en eau mobile θ_m , immobile correspondant à la teneur en eau immobile θ_{im} et isolée correspondant à la teneur en eau isolée θ_{is} . Les solutés sont alors transportés par convection et dispersion dans l'eau mobile, et diffusent à l'interface eau mobile / eau immobile selon une cinétique de 1^{er} ordre. La fraction isolée ne participe pas à l'écoulement. Dans ces conditions, le transfert non réactif de traceurs est régi par le système d'équations suivant (Van Genuchten et Wieranga, 1976 ; Gaudet et al., 1977) :

$$\begin{cases} \theta_m \frac{\partial C_m}{\partial t} + \theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \theta_m D_m \frac{\partial^2 C_m}{\partial z^2} - \theta_m v_m \frac{\partial C_m}{\partial z} \\ \theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \alpha (C_m - C_{im}) \end{cases} \quad 3-1$$

avec θ_m : teneur en eau mobile (supposée constante et uniforme) [L^3/L^3]

θ_{im} : teneur en eau immobile (supposée constante et uniforme) [L^3/L^3]

C_m : concentration dans la fraction d'eau mobile [M/L^3]

C_{im} : concentration dans la fraction d'eau immobile [M/L^3]

v_m : vitesse moyenne dans la fraction mobile [L/T]

D_m : coefficient de dispersion dans la fraction mobile [L^2/T]

α : coefficient d'échange de solutés entre zone mobile et immobile [$1/T$]

La détermination des paramètres hydrodispersifs (θ_m , θ_{im} , α , D_m) est réalisée par ajustement des courbes d'élution calculées (solutions du modèle MIM avec les conditions initiales et aux limites adaptées présentées par la suite dans ce chapitre) aux résultats expérimentaux des essais de traçage.

L'élution théorique est déterminée pour une injection créneau de largeur (δt) en fonction de la vitesse darcienne q , des teneurs en eau mobile θ_m et immobile θ_{im} , du coefficient d'échange α , de la dispersion du milieu D_m et de la longueur de la colonne $L_{\text{éq}}$. (équation 2-2).

Les fractions d'eau mobile f_m , immobile f_{im} , isolée $f_{\text{isolée}}$ et la fraction d'eau visitée par le soluté f_v sont définies par les relations suivantes :

$$f_{\text{isolée}} = \frac{\theta_{\text{isolée}}}{\theta_{\text{tot}}}, \quad f_m = \frac{\theta_m}{\theta_{\text{tot}}}, \quad f_{im} = \frac{\theta_{im}}{\theta_{\text{tot}}}, \quad \text{et} \quad f_v = \frac{\theta_v}{\theta_{\text{tot}}} = f_m + f_{im} \quad 3-2$$

où $f_{\text{isolée}}$, f_m , f_{im} et f_v sont les contributions relatives des fractions d'eau.

La fraction d'eau mobile f_m définit le degré d'homogénéité de l'écoulement. Plus f_m est important, plus l'écoulement est homogène.

En supposant que l'exclusion anionique est négligeable, la fraction isolée peut être quantifiée par le facteur de retard R . Le temps de séjour moyen du traceur t_s correspond au temps de séjour moyen de l'eau en excluant la fraction d'eau totalement isolée. Ce temps de séjour est déterminé à partir de la teneur en eau visitée par le soluté θ_s selon la relation :

$$t_s = \frac{L \cdot \theta_v}{q}, \quad R = \frac{t_s}{\tau_s} = \frac{\theta_v}{\theta_{\text{tot}}} \quad 3-3$$

La détermination de R permet d'estimer la fraction non isolée et de déduire ainsi la fraction isolée selon la relation :

$$f_{\text{isolée}} = \frac{\theta_{\text{isolée}}}{\theta_{\text{tot}}} = 1 - \frac{\theta_v}{\theta_{\text{tot}}} = 1 - R \quad 3-4$$

Résolution du modèle MIM

Le modèle MIM est résolu pour des conditions initiales et aux limites adaptées aux essais en colonne. La colonne y est considérée comme un système semi-infini (l'entrée du soluté se fait par l'extrémité finie), auquel on impose une condition de flux comme condition à la limite supérieure (Schwartz et al., 1999).

Le modèle MIM permet de modéliser le transfert de traceurs dans les conditions suivantes :

- milieu semi-infini homogène compris entre 0 et $+\infty$ pour z,
- écoulement unidirectionnel permanent (selon l'axe des z),
- fractionnement de l'eau (eau mobile θ_m et eau immobile θ_{im}) avec échange de solutés caractérisé par une cinétique de 1^{er} ordre,
- injection créneau de durée δt et de concentration de flux unitaire,
- concentration en soluté initialement nulle dans le milieu et toujours nulle à $+\infty$.

Les conditions initiales et aux limites (CIL) sont définies par les équations suivantes :

$$(CIL) \begin{cases} C_{im}(z,0) = C_m(z,0) = 0 \\ C_{im}(+\infty,t) = C_m(+\infty,t) = 0 \\ C^f(0,t) = \theta_m v_m C_m(0^+,t) - \theta_m D_m \cdot \frac{\partial C_m}{\partial z}(0^+,t) = \theta_m v_m C_0 \quad \text{si } t \leq \delta t \\ C^f(0,t) = \theta_m v_m C_m(0^+,t) - \theta_m D_m \cdot \frac{\partial C_m}{\partial z}(0^+,t) = 0 \quad \text{si } t \geq \delta t \end{cases} \quad 3-5$$

Ce modèle est résolu analytiquement par les solutions proposées par (Toride et al., 1993). La concentration de flux du traceur $C^f(L,t)$ est déterminée par le produit de convolution de la concentration en entrée $C^f(0,t)$ et de la distribution des temps de séjour $f_z(t)$ déterminée analytiquement en fonction du fractionnement de l'eau et du coefficient d'échange (Toride et al., 1993). La concentration en sortie $C^f(z,t)$ est déterminée par la relation :

$$C^f(z,t) = \int_0^t C^f(0,t') \cdot f_z(t-t') \cdot dt' \quad 3-6$$

La courbe théorique est obtenue en considérant que $C_{MIM}/C_0(t)$ correspond à $C^f(L_{\text{éq}}, t)/C_0$. Cette résolution se fait sous le logiciel Mathcad et est présentée en annexe 2.

Calage des paramètres hydrodispersifs

Le calage des courbes d'élution théoriques $C_{MIM}/C_0(t)$ sur les courbes d'élution expérimentales $C/C_0(t)$ permet de déterminer les paramètres hydrodispersifs (θ_m , α , D_m). Les paramètres identifiés par ajustement des courbes sont les coefficients θ_m , D_m et α . Le modèle MIM étant conçu pour le transfert d'un soluté conservatif, la modélisation du traceur a été réalisée de manière à ce que les bilans de masse et les facteurs de retard du traceur soit rigoureusement égaux à 1 (traceur conservatif). Pour avoir $BM = 1$, les courbes d'élution sont normalisées en divisant la concentration relative $C/C_0(t)$ par le bilan de masse.

Les valeurs de $R=1$ impliquent la prise en compte uniquement du volume d'eau participant effectivement à l'écoulement θ_v dans les équations de l'écoulement de type MIM. Cette teneur en eau effective a donc été définie pour toutes les colonnes par la relation :

$$\theta_v = R \cdot \theta_{tot} = \theta_m + \theta_{im} \quad 3-7$$

Les paramètres du modèle MIM sont fortement interdépendants. Plusieurs triplés de paramètres peuvent donc décrire la même courbe d'élution. Le choix du triplé "correct" repose alors sur le réalisme et la signification physique des valeurs obtenues (Koch and Flühler, 1993). Le calage des courbes s'est fait de manière à respecter des valeurs de dispersivité cohérentes entre les essais. La dispersivité est un paramètre caractéristique du milieu poreux, qui dépend du diamètre des grains solides, du diamètre des pores, des dimensions des colonnes et du degré de saturation du milieu. Un exemple de calage de la même courbe d'élution obtenue pour une colonne de sable en conditions non saturées avec des paramètres dispersifs différents est illustré à la figure 3-1. Pour quasiment la même qualité de calage, on obtient des couples de paramètres différents : quand les valeurs de dispersivité et de coefficient d'échange entre zones mobile et immobile doublent, la fraction mobile de la colonne passe de 68 % à 76 %. Ainsi, il a été choisi de conserver des valeurs de dispersivité les plus proches possible entre les expériences réalisées dans des conditions identiques de saturation et d'hétérogénéité physique du milieu, de manière à pouvoir comparer les colonnes en terme de degré d'homogénéité d'écoulement (c'est-à-dire de fraction mobile dans la colonne).

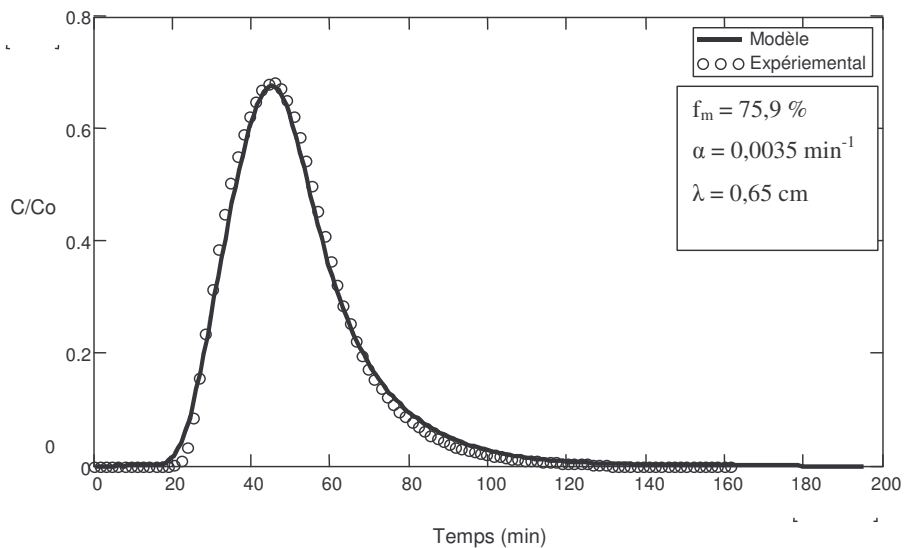
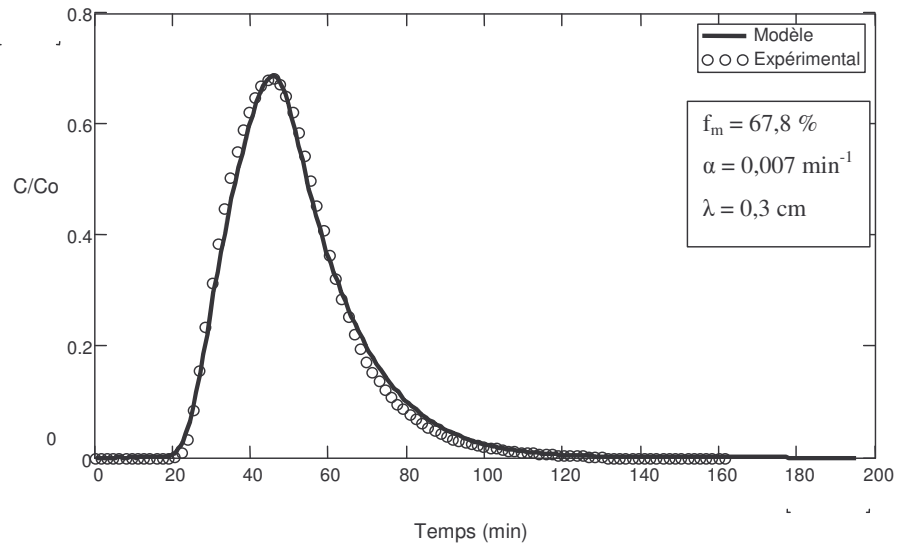


Figure 3-1 : Exemples de calages obtenus avec le modèle MIM pour la même colonne de sable en conditions non saturées

Un calcul de l'erreur relative de l'ajustement est réalisé à titre indicatif (l'erreur est calculée par la méthode des moindres carrés).

Temps caractéristiques du transport aqueux des solutés

Chaque phénomène intervenant dans l'écoulement est caractérisé par les paramètres des modèles ci-dessus et possède des temps caractéristiques propres (Sardin et al., 1991).

Ces temps sont le temps de séjour moyen t_s , le temps de convection-dispersion $t_{conv-disp}$ et le temps d'échange t_α . Ils sont définis selon les relations suivantes :

$$t_s = \frac{L_{\acute{e}q} \cdot \theta_v}{q}, t_{conv-disp} = \frac{L_{\acute{e}q} \cdot \theta_m}{q} \text{ et } t_\alpha = \frac{\theta_{im}}{\alpha} \quad 3-8$$

Le temps de séjour moyen t_s est le temps nécessaire à une molécule de soluté pour parcourir une distance donnée dans un milieu poreux lors de l'écoulement. Ce temps résulte de tous les facteurs intervenant dans l'écoulement : convection, dispersion et diffusion.

Le temps de convection-dispersion $t_{conv-disp}$ est le temps nécessaire à une molécule de soluté pour parcourir une distance donnée dans un milieu poreux, sous l'effet de la convection-dispersion.

Le temps caractéristique d'échange t_α est le temps au bout duquel la concentration dans la phase mobile et celle de la phase immobile sont en équilibre. Il n'intervient donc que dans le cas d'un écoulement régionalisé avec échange diffusif entre deux régions.

La comparaison des différents temps caractéristiques permet de déterminer la prépondérance des mécanismes convectifs ou diffusifs dans l'écoulement (Sardin et al., 1991). Ces temps sont également très importants pour l'étude du transfert de solutés réactifs dans un milieu poreux.

3.3 Ecoulement dans le milieu sableux

3.3.1 Caractéristiques physiques et hydriques des colonnes de sable en conditions saturées

Douze colonnes ont été mises en place et étudiées lors des essais avec le milieu sableux en conditions saturées. Quatre configurations ont été étudiées : colonne de sable seul (T), colonne de sable stratifiée avec un géotextile (TS), colonne de sable avec un macropore (M) et colonne avec macropore stratifiée avec un géotextile (MS) (chapitre 2 paragraphe 2.2.2). Le remplissage des colonnes pouvant légèrement varier d'une colonne à l'autre, la masse volumique apparente sèche est calculée précisément pour chaque colonne. La masse volumique sèche apparente est de $1,50 \pm 0,07 \text{ g.cm}^{-3}$ et la porosité du sable est de $0,40 \pm 0,01 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ en moyenne.

Le volume d'eau moyen V_0 dans chaque colonne, calculé par pesée avant et après saturation est de $923 \text{ cm}^3 \pm 41 \text{ cm}^3$. La teneur en eau de milieu estimée selon la relation (1-3) est de $0,40 \pm 0,01 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$. Elle est égale à la porosité du milieu. Ceci signifie que le milieu est à saturation complète.

3.3.2 Elution du traceur en conditions saturées

La figure 3-2 représente les courbes moyennes d'élution des trois répliquats de l'ion chlorure pour les quatre configurations étudiées.

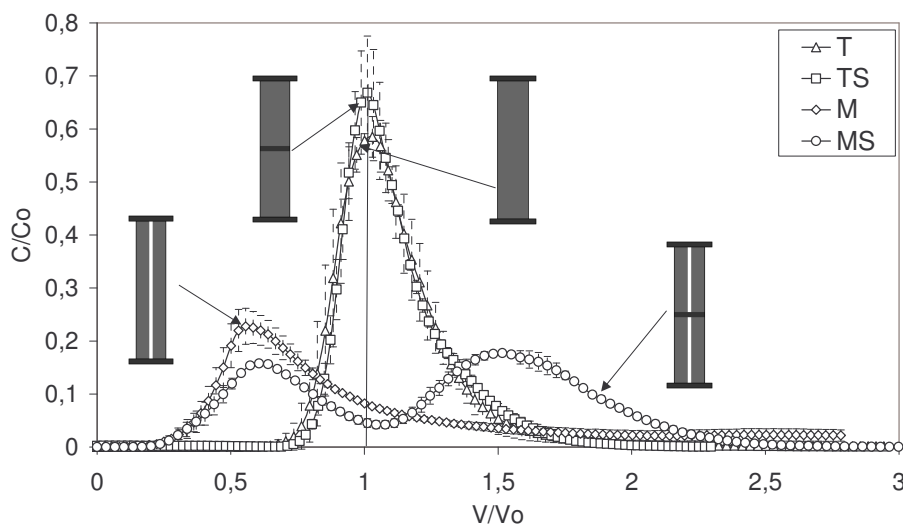


Figure 3-2 : Comparaison des courbes moyennes d'élution du traceur dans les colonnes de sable en conditions saturées ($Q=0,12 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$, $V_0 = 923 \text{ cm}^3$)

Les courbes moyennes d'élution des colonnes T et TS se caractérisent par une bonne symétrie entre la partie croissante et la partie décroissante de la courbe. Aucune différence significative n'est remarquée entre les courbes d'élution de ces colonnes. Leur symétrie témoigne d'un écoulement homogène au sein de ces colonnes (Sardin et al, 1991). Ce résultat nous laisse supposer que la strate ne joue pas de rôle significatif sur l'écoulement en conditions saturées dans le milieu sableux.

L'introduction d'un macropore dans le milieu sableux homogène se traduit par une modification de l'élution du traceur par rapport aux colonnes T et TS.

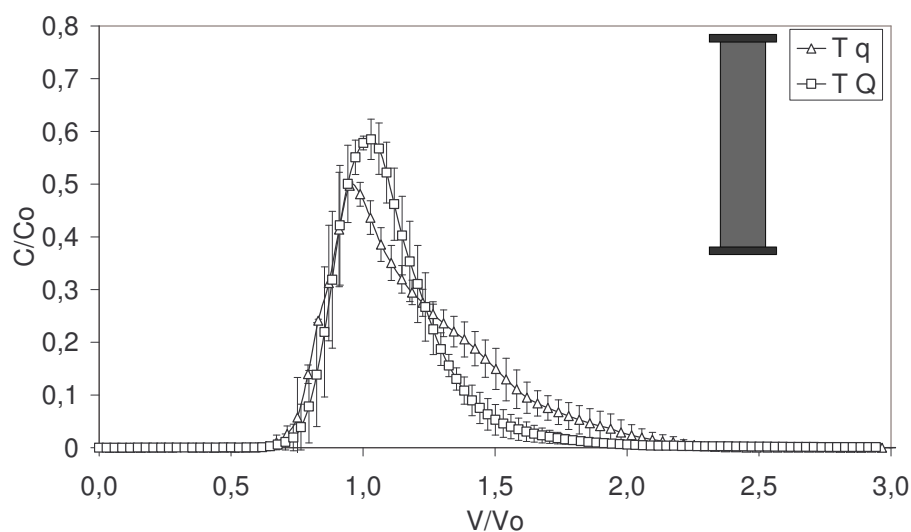
En effet, le signal de type Gaussien subit une déformation au cours de son élution représentée par une dissymétrie très nette, une sortie précoce du traceur et une traînée importante dans les colonnes avec macropores (M et MS). Cette traînée de la courbe est témoin d'un écoulement hétérogène (Sardin et al, 1991).

Les colonnes MS se distinguent des autres colonnes par une courbe d'élution bi-modale avec deux pics distincts. Cette courbe témoigne à priori d'une contribution au transfert de deux zones d'écoulement. Le fonctionnement de ces colonnes ainsi que la distribution des flux de solutés transférés dans le macropore et dans le sable sont explicités par la modélisation numérique de l'écoulement au chapitre suivant (chapitre 4).

Les bilans de masse BM et les facteurs de retard R de l'ion chlorure pour les colonnes T, TS, et MS sont proches de 1 ($BM=1 \pm 0,06$ et $R=0,96 \pm 0,09$ en moyenne pour toutes ces colonnes). Les valeurs de BM inférieures à 1 ($BM=0,87$) dans les colonnes M sont expliquées par l'arrêt des expériences avant que le traceur ne soit totalement restitué.

3.3.3 Influence de la vitesse de l'écoulement sur l'élution du traceur

Les courbes représentées ci-dessous sont des courbes moyennes de trois colonnes pour les essais à vitesse Q avec les fourchettes de variation autour de la courbe moyenne (figures 3-3 et 3-4). Les essais à vitesse q sont effectués en deux ou trois répliquats de mesure. Un seul répliquat est représenté ici, les autres étant représentés en annexe 3. L'influence de la vitesse de l'écoulement sur l'élution du traceur dans les colonnes T et TS est illustrée par le comportement des courbes d'élution à la figure 3-3.



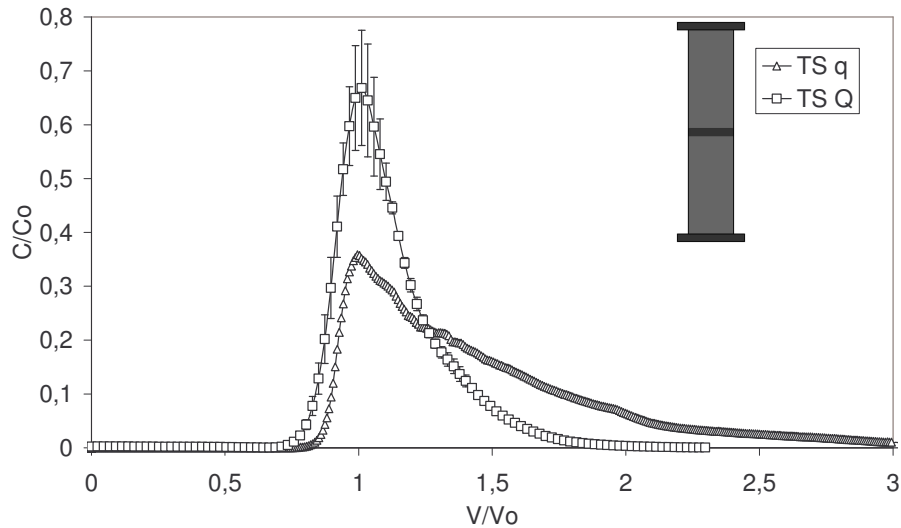


Figure 3-3: Courbes d'élution du traceur dans les colonnes de sable sans géotextile (T) et avec géotextile (TS) en conditions saturées en fonction de la vitesse d'écoulement ($Q=0,12 \text{ cm.min}^{-1}$, $q=0,03 \text{ cm.min}^{-1}$, $V_{o \text{ moy}} = 923 \text{ cm}^3$)

L'influence de la vitesse de l'écoulement pour ces colonnes se traduit par une différence dans le pic de restitution du traceur de la courbe d'élution et par un effet de traînée plus important à faible vitesse. En effet, les courbes d'élution des colonnes T et TS subissent une déformation dans la partie décroissante à vitesse q par rapport à celle à vitesse Q . La diminution de la vitesse peut donner lieu à un échange long de solutés entre les gros pores et les petits pores (formés aux points de contact entre les grains, pores en cul de sac, etc.). Aucune information concernant cet effet n'a été trouvée dans la littérature.

En présence du macropore, les courbes d'élution du traceur présentent le même comportement pour les deux vitesses testées (figure 3-4). Elles se caractérisent par une sortie précoce du traceur (pic de concentration avant $1V/Vo$), une asymétrie et une traînée importante.

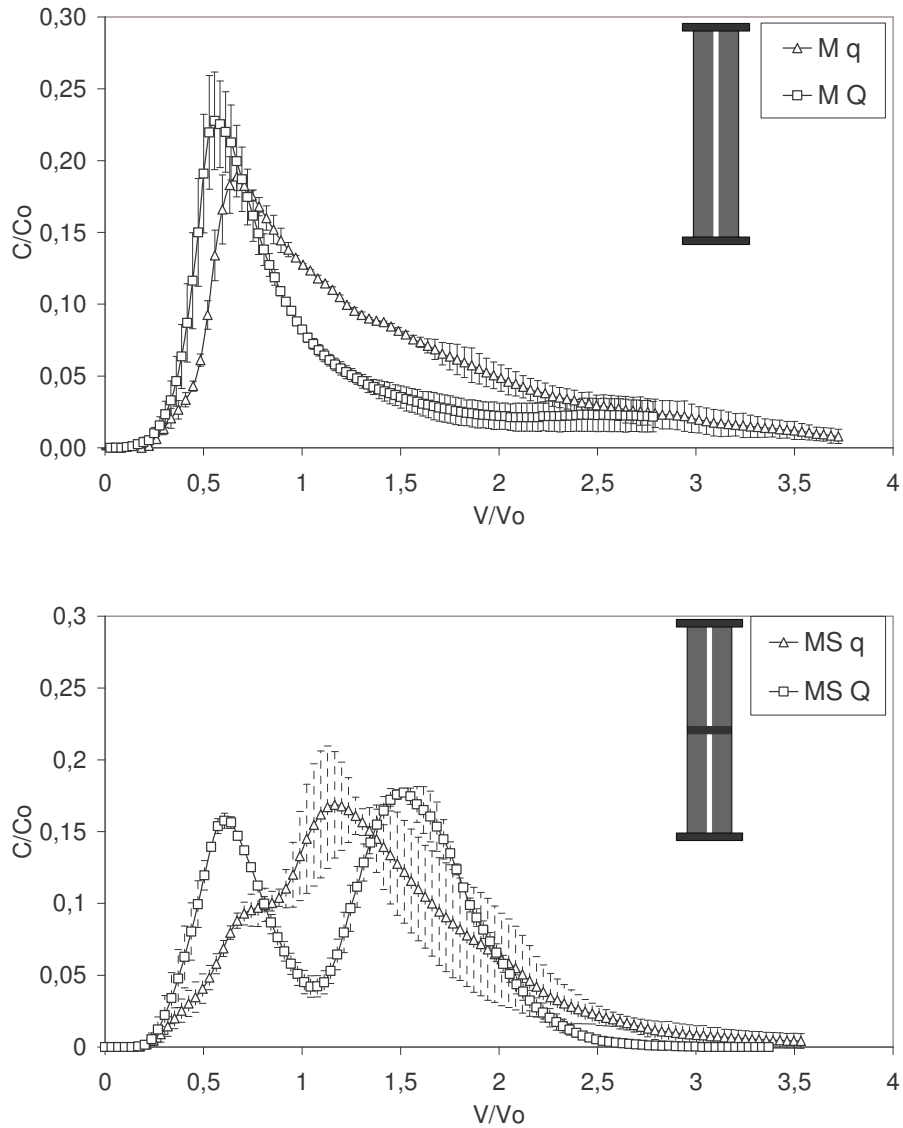


Figure 3-4 : Courbes moyennes d'éluion du traceur dans les colonnes de sable avec macropore (M) et avec macropore et géotextile (MS) en conditions saturées en fonction de la vitesse d'écoulement ($Q=0,12 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$, $q=0,03 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$)

Cependant, ces caractéristiques varient légèrement en fonction de la vitesse d'écoulement. A vitesse Q, on note une sortie légèrement plus rapide et une traînée moins importante qu'à vitesse q. Pour les colonnes stratifiées en présence de macropore, la vitesse d'écoulement modifie l'allure des courbes d'éluion du traceur. Il semble que la diminution de la vitesse de l'écoulement rapproche les deux pics de la même courbe d'éluion. De plus, à faible vitesse q, le premier pic est moins prononcé qu'à vitesse Q.

En supposant que le premier pic est dû à l'effet du macropore sur le transport de solutés, alors ce dernier semble être moins conducteur à faible vitesse qu'à forte vitesse.

3.3.4 Détermination de paramètres hydrodispersifs du milieu sableux par la modélisation (MIM) en conditions saturées

3.3.4.1 Résultats de modélisation

La modélisation avec MIM permet de quantifier la présence de différentes fractions d'eau : une fraction mobile f_m , une fraction immobile f_{im} et une fraction isolée f_{is} . Ce fractionnement de l'eau quantifie les pourcentages volumiques des pores directement accessibles, accessibles par l'échange diffusif et totalement exclus de l'écoulement. Le pourcentage volumique dans chaque type de pores est déterminé par le rapport entre le volume d'eau présent dans chaque type de pores et le volume d'eau total.

La modélisation a été effectuée pour les colonnes de sable seul T, de sable avec géotextile TS et de sable avec macropore M. Les colonnes MS, présentant une courbe d'élution bimodale, ne peuvent pas être modélisées avec le modèle MIM. En effet, l'hypothèse de fractionnement de l'eau en une fraction mobile et une fraction immobile du modèle MIM implique un seul mode correspondant au transport par une seule zone mobile. La courbe moyenne des colonnes MS est en effet témoin de la présence de deux fractions d'eau mobiles (la fraction mobile dans la macroporosité et dans la microporosité de la matrice avec deux vitesses différentes). Un exemple de calage pour chaque configuration de colonne est présenté ci-dessous. La visualisation de tous les calages non présentés ici est jointe en annexe 3.

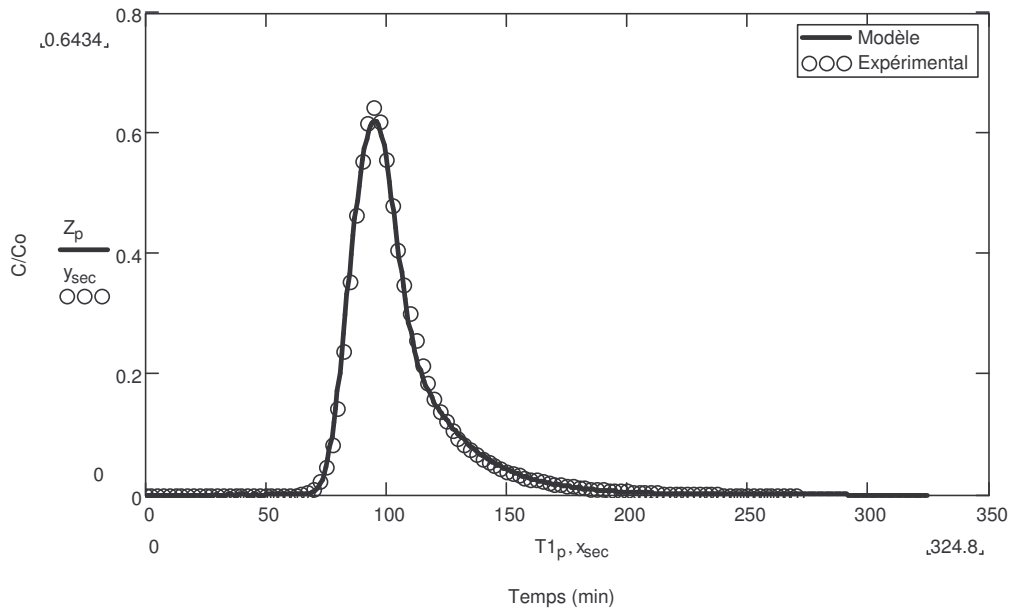


Figure 3-5 : Ajustement du modèle MIM sur la courbe d'élution de la colonne de sable seul T ($f_m = 87,5\%$; $\alpha = 0,003$, $\lambda = 0,07$ cm)

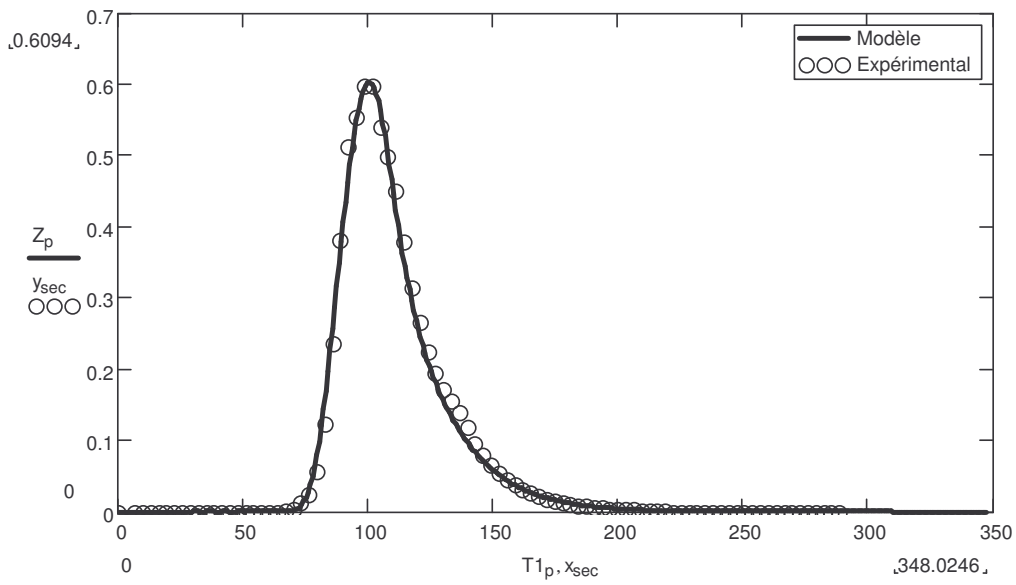


Figure 3-6 : Ajustement du modèle MIM sur la courbe d'élution de la colonne de sable avec géotextile TS ($f_m = 87,9\%$; $\alpha = 0,0033$, $\lambda = 0,08$ cm)

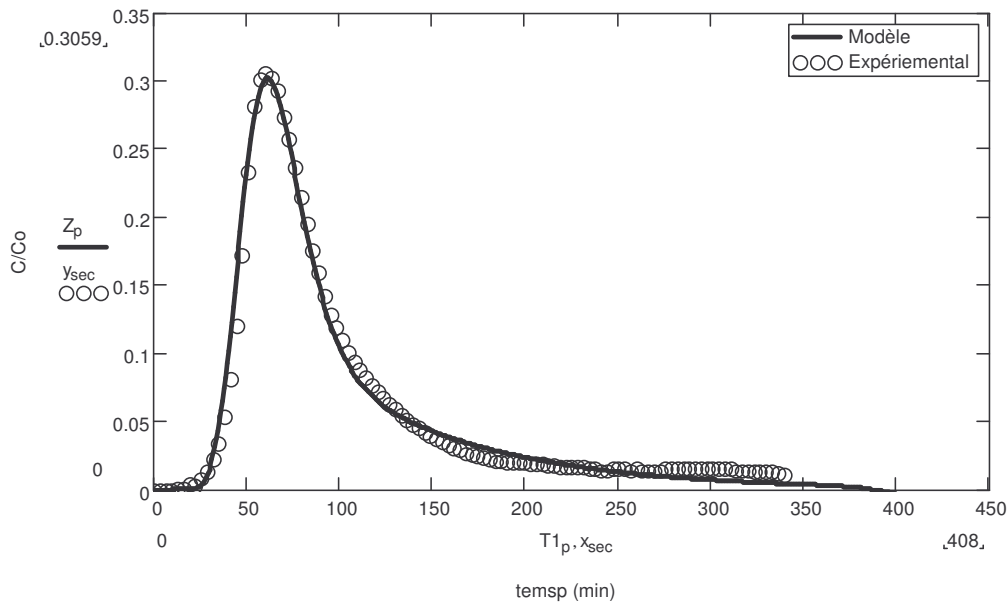


Figure 3-7 : Ajustement du modèle MIM sur la courbe d'élution de la colonne de sable avec macropore M ($f_m = 62\%$; $\alpha = 0,0025$, $\lambda = 1,4$ cm)

Les paramètres hydrodispersifs présentés au tableau 3-1 sont des valeurs moyennes des trois colonnes réalisées pour chaque configuration avec les écarts type correspondants, à vitesse Q. La fraction isolée moyenne présente dans toutes les colonnes réalisées est négligeable puisqu'elle ne dépasse pas 1,5 % du volume d'eau total.

Tableau 3-1 : Paramètres hydrodispersifs obtenus par le modèle MIM à vitesse Q en conditions saturées (valeurs moyennes de 3 colonnes avec des variations minimales et maximales autour de la moyenne entre parenthèses).

Colonne	T	TS	M
f_{is} (%)	1,5 (6,0)	0 (0,0)	0 (0,0)
f_m (%)	88,5 (7,8)	90,9 (3,5)	62,7 (5,4)
f_{im} (%)	10 (2,3)	10,1 (1,7)	37,3 (2,4)
D ($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)	0,04 (0,02)	0,03 (0,01)	0,57 (0,11)
λ (cm)	0,13 (0,06)	0,10 (0,03)	1,35 (0,07)
t_s (min)	99,1 (11,6)	98,8 (5,1)	108,5 (11,6)
$t_{\text{conv-disp}}$ (min)	88,9 (9,4)	89,9 (7,5)	67,8 (7,7)
t_a (min)	14,3 (4,0)	12,6 (1,7)	65,1 (6,8)

Dans les colonnes T et TS, l'eau mobile participant à l'écoulement représente respectivement 88,5 et 90,9 % du volume d'eau total, confirmant ainsi l'hypothèse que la présence d'un géotextile dans le milieu sableux n'a pas d'effet significatif sur l'écoulement en conditions saturées. La fraction mobile moyenne représente seulement 63 % du volume d'eau total dans les colonnes M. Cette diminution de la fraction mobile dans les colonnes M par rapport aux colonnes T et TS traduit le fait que l'écoulement devient plus hétérogène en présence du macropore. A l'inverse, la fraction de l'eau immobile passe de 10 % dans les colonnes sans macropore (T et TS) à 37 % dans les colonnes avec macropore (M).

La dispersion du traceur dans les colonnes T est comparable à celle de la colonne TS ($0,04 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et $0,03 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ respectivement). Elle augmente dans les colonnes M ($0,57 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). La dispersivité de 0,13 cm dans les colonnes T et de 0,10 cm dans les colonnes TS reste dans le même ordre de grandeur que le diamètre des grains (le sable d'Hostun est constitué de grains de diamètre médian de 1 mm). L'insertion du macropore dans les colonnes de sable entraîne une augmentation de la dispersivité de ces colonnes. Toutefois, les valeurs de dispersivité de 1,35 cm demeurent cohérentes compte tenu des dimensions du macropore (triangle équilatéral de 0,9 cm).

Les temps caractéristiques t_s , $t_{\text{conv-disp}}$ et t_α de chacun des mécanismes intervenant dans l'écoulement sont calculés pour chacune des colonnes selon les formules (équation 3-8). Le temps de convection-dispersion $t_{\text{conv-disp}}$ des colonnes T et TS est comparable au temps de séjour moyen de l'eau et est plus important que le temps d'échange (tableau 3-1).

Ceci indique que le transport des solutés est essentiellement conditionné par le processus de convection dans les zones d'eau mobile et par une cinétique d'échange rapide entre zones mobiles et immobiles. La faible différence entre les temps caractéristiques respectifs des colonnes T et TS montre que le géotextile ne modifie pas les mécanismes de transport de solutés. Pour les colonnes M, le temps de convection-dispersion et le temps d'échange sont comparables. L'échange entre deux fractions d'eau n'est donc pas suffisamment rapide et ne peut donc pas être négligé devant la vitesse moyenne de l'eau.

Les paramètres obtenus par calage pour les essais à vitesse q sont présentés au tableau 3-2. La visualisation de ces calages est jointe en annexe 3. A faible vitesse q , la fraction mobile chute légèrement par rapport à celle à vitesse Q pour les trois configurations (tableau 3-2), indiquant un écoulement plus hétérogène qu'à vitesse Q .

Tableau 3-2 : Paramètres hydrodispersifs obtenus par le modèle MIM à vitesse q en conditions saturées

Colonne	T	TS	M
f_{is} (%)	2,7	0	6,3
f_m (%)	74,9	79,9	46,0
f_{im} (%)	22,4	20,1	47,7
D (cm ² .s ⁻¹)	0,002	0,0019	0,0575
λ_m (cm)	0,015	0,013	0,507
t_s (min)	251,0	247,8	504,0
$t_{conv-disp}$ (min)	193,1	198,1	247,4
t_a (min)	32,0	27,2	140,4

A faible vitesse, l'échange entre les gros pores et les petits pores (formés aux points de contact entre les grains, pores en cul de sac, etc.) est plus long contrairement aux expériences à forte vitesse (tableau 3-2).

Les valeurs de dispersion et de dispersivité à vitesse q suivent le même comportement qu'à vitesse Q : elles sont comparables entre les colonnes T et TS et augmentent dans les colonnes M. Cependant, la dispersivité est plus faible à vitesse q . Ces résultats sont en accord avec les études effectuées par Février (2001). Le temps de séjour dans les colonnes est fonction de la teneur en eau effective contribuant à l'écoulement et de la vitesse d'écoulement.

A vitesse q comme à vitesse Q , le même comportement est remarqué : un transport des solutés essentiellement conditionné par le processus de convection-dispersion dans les zones mobiles et par une cinétique d'échange rapide entre zones mobiles et immobiles dans les colonnes T et TS. La cinétique d'échange moins rapide dans les colonnes M par rapport aux colonnes T et TS montre que cette dernière ne peut pas être négligée par rapport au temps de séjour moyen de l'eau.

3.3.5 Caractéristiques physiques des colonnes de sable en conditions non saturées

Lors des essais en conditions non saturées, la densité sèche et la porosité du milieu sont respectivement de $1,51 \pm 0,03$ g.cm⁻³ et de $0,40 \pm 0,01$ cm³.cm⁻³ en moyenne. Le volume d'eau moyen V_0 et la teneur en eau des colonnes sont estimés comme au paragraphe 3.1.2.1.

Le volume V_0 est de $406 \text{ cm}^3 \pm 45 \text{ cm}^3$ en moyenne pour toutes les colonnes. Les valeurs de teneur en eau des colonnes dans toutes les configurations étudiées sont représentées au tableau 3-3 pour les deux vitesses testées. Etant conditionnée par la vitesse d'écoulement et l'instauration du régime permanent hydraulique, la teneur en eau est légèrement différente entre les deux vitesses testées (tableau 3-3).

Tableau 3-3 : Teneurs en eau θ des colonnes pour les expériences effectuées à vitesse q et Q (valeurs moyennes avec les écarts type de trois colonnes pour les essais à vitesse Q)

Colonne	T	TS	M	MS
θ à vitesse Q ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	0,18 (0,2)	0,25 (0,01)	0,2 (0,01)	0,21 (0,01)
θ à vitesse q ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	0,13	0,16	0,2	0,16

La teneur en eau varie en fonction de la configuration et de la vitesse d'écoulement. Cette teneur en eau n'étant pas strictement la même pour toutes les colonnes, il est difficile d'obtenir de bonnes conditions de reproductibilité.

3.3.6 Elution du traceur en conditions non saturées

La figure 3-8 représente les courbes moyennes d'élution des trois répliquats de l'ion chlorure dans les quatre configurations étudiées pour le milieu sableux en conditions non saturées.

Ainsi, pour toutes les configurations étudiées, les fourchettes de variation des tripliquats de mesure autour de la courbe moyenne sont plus importantes qu'en conditions saturées, en raison de la légère variabilité de la teneur en eau.

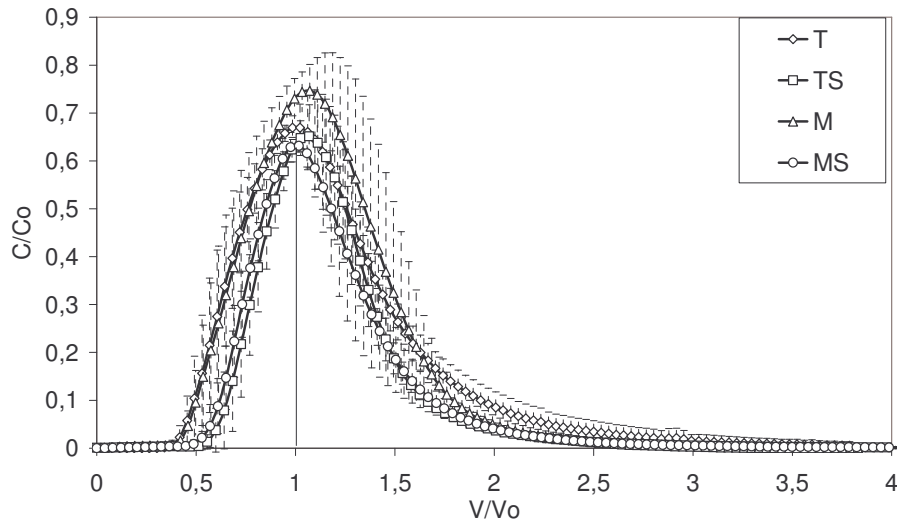
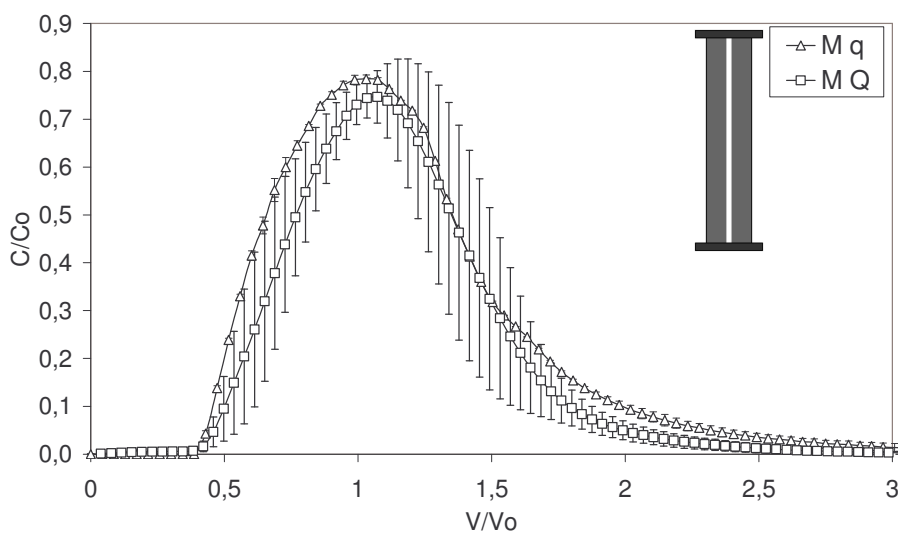
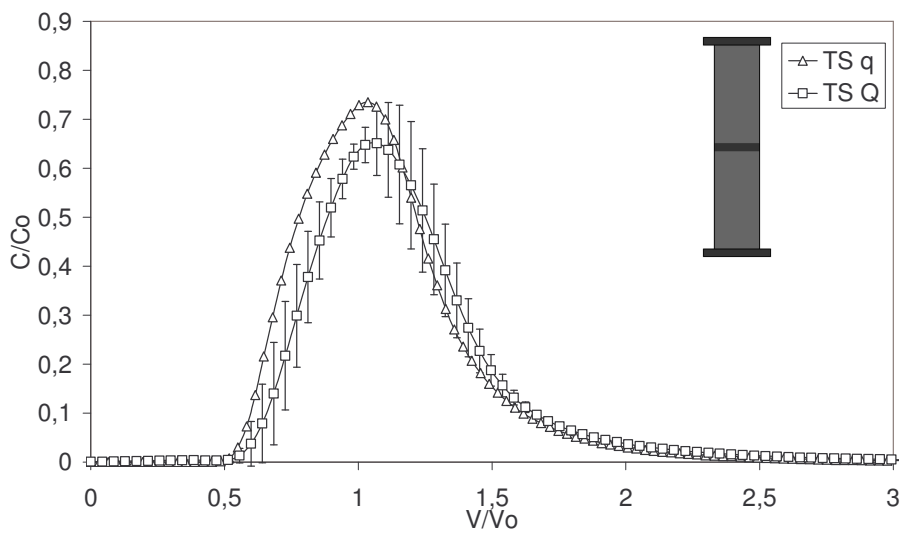
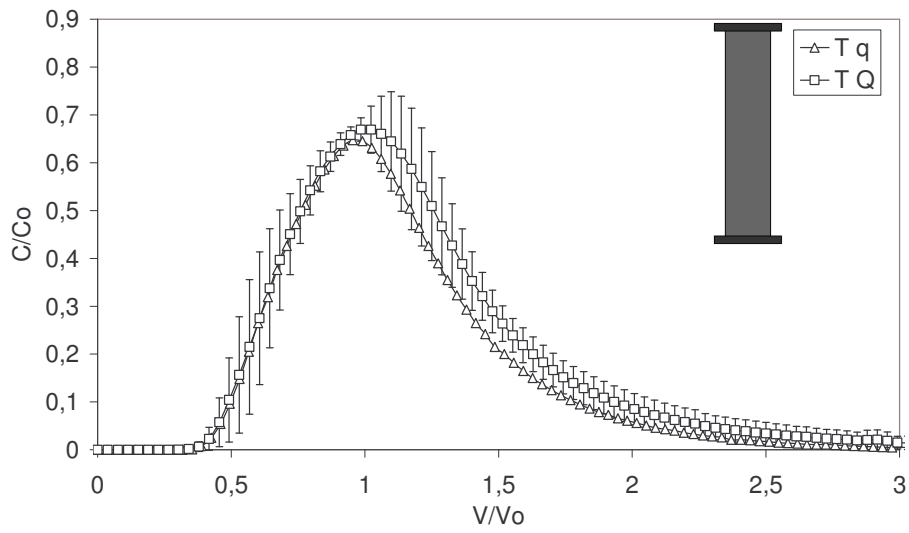


Figure 3-8 : Comparaison des courbes d'élution du traceur dans les colonnes de sable en conditions non saturées ($Q = 0,12 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$, $V_o = 406 \text{ cm}^3$)

Les courbes d'élution de toutes les configurations présentent la même allure : une sortie du traceur à $0,5 V/V_0$ et un pic d'élution autour de $1 V/V_0$. La différence entre les courbes moyennes d'élution est comprise dans la fourchette de variation des tripliquats de mesure. Ceci nous laisse supposer que l'effet de l'hétérogénéité du milieu poreux sur l'élution du traceur dépend des conditions hydriques dans lesquelles l'écoulement s'opère. Alors qu'en conditions saturées la présence des hétérogénéités (macropore et géotextile) modifie les courbes d'élution, aucun rôle significatif n'est joué par ces hétérogénéités en conditions non saturées.

3.3.7 Influence de la vitesse d'écoulement sur l'élution du traceur

Les courbes moyennes des trois répliquats sont présentées pour chaque configuration étudiée avec les écarts type correspondant pour les essais à vitesse Q . Les expériences à vitesse q sont effectuées en 2 ou 3 répliquats. Un seul répliquat est représenté ici (figure 3-9), les autres étant représentés en annexe 3 pour chaque configuration.



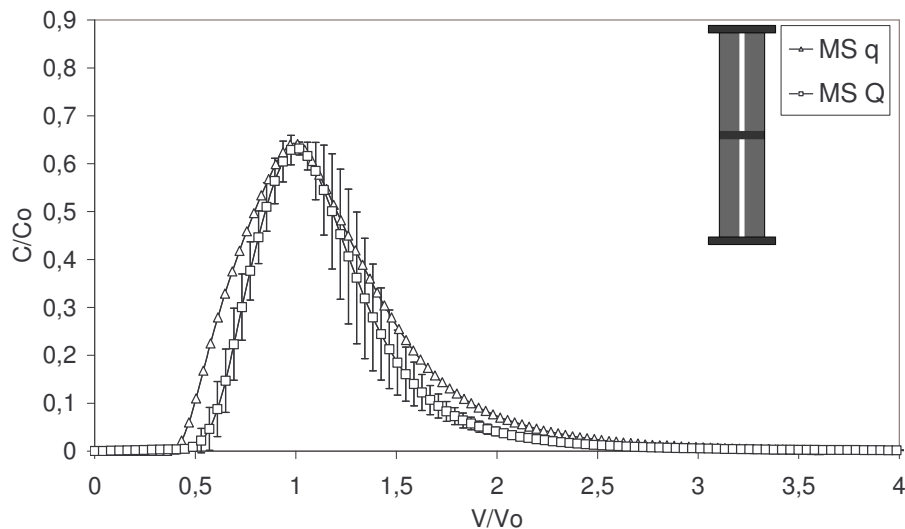


Figure 3-9 : Courbes d'élution du traceur dans les colonnes de sable en conditions non saturées en fonction de la vitesse d'écoulement ($Q = 0,12 \text{ cm.min}^{-1}$, $q = 0,03 \text{ cm.min}^{-1}$)

La diminution de la vitesse de l'écoulement ne semble pas modifier l'allure des courbes d'élution pour les quatre configurations étudiées. La faible différence entre les courbes à vitesse Q et q est compensée par la fourchette de variation des courbes d'élution autour de la courbe moyenne de trois répliquats. La teneur en eau différente entre les essais à vitesse q et Q contribue à la différence entre les courbes d'élution respectives.

3.3.8 Modélisation du transport de solutés en conditions non saturées

La teneur en eau du milieu n'étant pas strictement la même d'une configuration à l'autre, il faut être vigilant quant à la comparaison des résultats pour ces essais. Cependant, des remarques d'ordre qualitatif (en étudiant les paramètres en terme de tendance générale et non en terme de valeur absolue) peuvent être émises au regard des valeurs obtenues pour chacun des paramètres étudiés. Tous les calages effectués pour ces colonnes sont joints en annexe 4.

L'analyse des paramètres hydrodispersifs obtenus pour les essais en conditions non saturées permet de mettre en évidence que les colonnes T et M sont comparables en termes de paramètres hydrodispersifs (tableau 3-4). Contrairement aux conditions saturées, la présence du macropore ne semble pas modifier sensiblement l'écoulement.

Le macropore étant supposé inactif (non rempli d'eau) en conditions non saturées, l'écoulement s'effectue dans les zones microporeuses du sable. L'introduction du géotextile dans les colonnes TS et MS entraîne une légère augmentation de la fraction mobile donnant lieu à un écoulement légèrement plus homogène et moins dispersif par rapport aux colonnes sans géotextile (tableau 3-4). Les paramètres hydrodispersifs pour les colonnes TS et MS sont également très proches.

Tableau 3-4 : Paramètres hydrodispersifs obtenus par le modèle MIM à vitesse Q, en conditions non saturées (valeurs moyennes de 3 colonnes avec les variations minimales et maximales autour de la moyenne entre parenthèses).

Colonne	T	TS	M	MS
f_{is} (%)	5,0 (5,0)	0,0 (0,0)	13,6 (1,0)	5,7 (4,4)
f_m (%)	75 (2,0)	84,0 (3,0)	75,3 (10,0)	82,7 (5,1)
f_{im} (%)	20,0 (7,0)	16,0 (7,0)	11,1 (9,2)	11,6 (2,7)
D (cm².s⁻¹)	0,88 (0,12)	0,44 (0,06)	0,68 (0,1)	0,5 (0,08)
λ_m (cm)	0,88 (0,3)	0,72 (0,11)	0,83 (0,06)	0,75 (0,02)
t_s (min)	34,4 (5,4)	46,3 (0,8)	36,5 (5,4)	40,4 (0,3)
t_{conv-disp} (min)	25,6 (6,0)	39,3 (1,3)	31,8 (4,6)	35,4 (0,9)
t_α (min)	14,4 (2,0)	28,6 (5,1)	25,5 (5,3)	19,3 (4,9)

Les temps de convection-dispersion comparables aux temps d'échanges, dans toutes les configurations étudiées, attestent que la cinétique d'échange entre les zones mobiles et immobiles ne peut pas être négligée. Le géotextile modifie légèrement les mécanismes de transport de solutés en termes de temps caractéristiques d'écoulement. Il a tendance à homogénéiser légèrement l'écoulement.

A vitesse q, les colonnes sont comparables en terme de fractionnement de l'eau (tableau 3-5). Ceci signifie que la présence du macropore et du géotextile ne modifie pas le degré d'homogénéité de l'écoulement. Les valeurs de dispersion et de dispersivité supérieures dans les colonnes avec macropore (M et MS) que dans celles sans macropore (T et TS) montrent que l'écoulement est légèrement plus dispersif dans les premières.

A vitesse q, la fraction d'eau mobile chute par rapport aux essais à vitesse Q (tableau 3-5), mettant en évidence un écoulement plus hétérogène quand la vitesse diminue.

Tableau 3-5 : Paramètres hydrodispersifs obtenus par le modèle MIM à vitesse q en conditions non saturées

Colonne	T	TS	M	MS
f_{is} (%)	4,2	5,6	4,1	6
f_m (%)	64	61,9	62,5	67,7
f_{im} (%)	31,8	32,5	33,4	26,3
D (cm ² /s)	0,16	0,165	0,26	0,3
λ_m (cm)	0,41	0,54	0,68	0,83
t_s (min)	91	123,9	94,5	94,8
$t_{conv-disp}$ (min)	60,8	81,3	61,6	68,3
t_a (min)	18,8	24,4	26,7	20,2

3.3.9 Synthèse et discussion sur l'écoulement en milieu sableux

3.3.9.1 Un écoulement dépendant de la porosité du milieu et des conditions hydriques

L'écoulement est dépendant de l'hétérogénéité du milieu et des conditions hydriques dans lesquelles il s'opère. Il est homogène dans un milieu sableux à simple porosité. La présence des hétérogénéités introduites artificiellement dans ce milieu modifie l'écoulement en conditions saturées. Cette modification est vérifiée par la forme des courbes d'élution (courbes plus asymétriques en présence du macropore indiquant un écoulement plus hétérogène) et confirmée par la modification du fractionnement de l'eau. La fraction mobile diminue (figure 3-10) donnant lieu à un écoulement plus hétérogène dans les colonnes avec macropore.

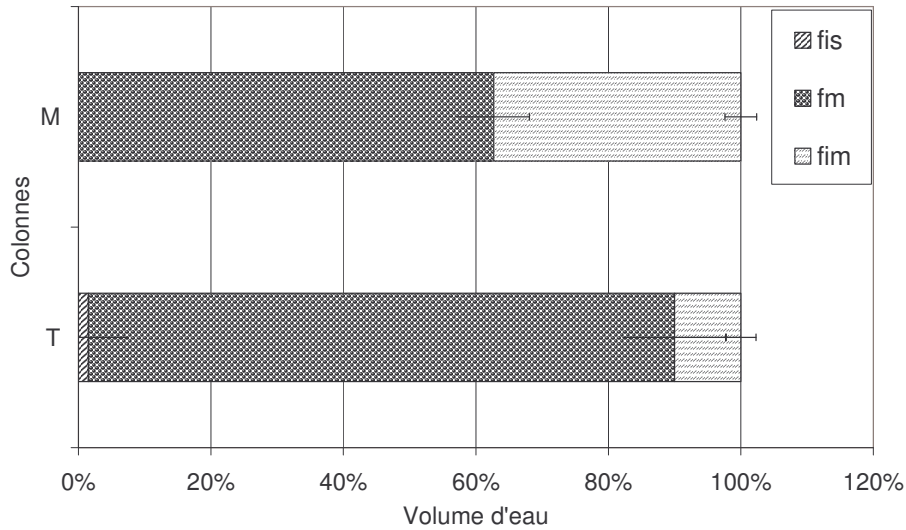


Figure 3-10 : Fractionnement de l'eau en milieu sableux en conditions saturées à vitesse Q

Alors qu'en conditions saturées la présence du macropore modifie les courbes d'élution, celui-ci ne joue pas de rôle significatif sur l'élution du traceur en conditions non saturées. Les fractions d'eau mobile (figure 3-11) et les temps caractéristiques de l'écoulement (tableau 3-3) comparables en présence ou non du macropore démontrent que la présence de la macroporosité ne modifie ni l'écoulement ni les mécanismes de transport en conditions non saturées. Ce résultat peut s'expliquer par l'hypothèse selon laquelle le macropore est non rempli d'eau en conditions non saturées et qu'ainsi, il n'intervient pas dans l'écoulement.

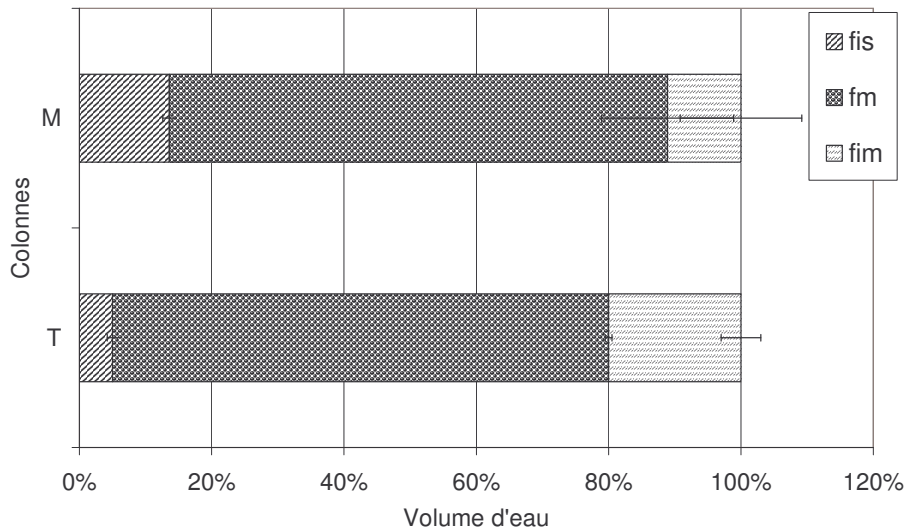


Figure 3-11 : Fractionnement de l'eau en conditions non saturées à vitesse Q

La dispersivité est plus importante en conditions non saturées qu'en conditions saturées. L'augmentation de la dispersivité avec la diminution de la teneur en eau est due à la création

de chemins plus tortueux de l'eau en raison de la présence de vides. Ce résultat est en accord avec ceux obtenus par Toride et al. (2003) et Torkzaban et al. (2008). Plusieurs chercheurs s'accordent pour affirmer qu'en cas de non saturation, la tortuosité s'abaisse jusqu'à 1/3 de la valeur du même milieu saturé (Biggar et Nelsen, 1980 ; van Genuchten et Wierenga, 1986), ce qui implique une dépendance vis-à-vis de la teneur en eau.

3.3.9.2 Le rôle du géotextile sur l'écoulement et le transport de solutés

Le rôle du géotextile sur l'écoulement et le transport de solutés a été déterminé par comparaison des courbes d'élution du traceur de l'eau et des fractions d'eau des colonnes avec et sans géotextile.

Le géotextile peut modifier l'élution du traceur dans le milieu sableux. Cependant, son effet est conditionné par l'hétérogénéité du milieu, en termes de distribution et de taille des pores, et par les conditions hydriques. Alors qu'en milieu homogène (colonne de sable seul), le géotextile ne joue aucun rôle, les courbes d'élution sont modifiées en présence d'un macropore artificiel en conditions saturées. En effet, l'introduction du géotextile génère des courbes d'élution bi-modales avec deux pics différents dans les colonnes MS.

Le géotextile ne modifie pas l'écoulement en milieu sableux en conditions saturées. Des valeurs très similaires des fractions mobiles sont en effet obtenues en présence ou non du géotextile (figure 3-12).

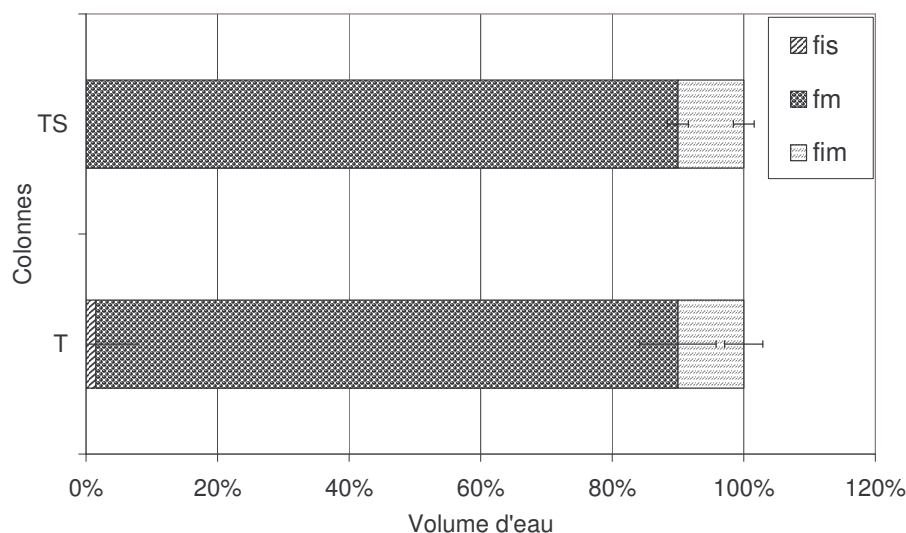


Figure 3-12 : Fractionnement de l'eau en conditions saturées en colonnes avec et sans géotextile

Le milieu sableux est en effet caractérisé par une distribution homogène de la porosité (voir la courbe granulométrique au chapitre 2, paragraphe 2.1.1.1). La vitesse de l'eau est ainsi la même dans tous les pores, ce qui donne lieu à un écoulement homogène. Le géotextile ne peut pas améliorer le degré d'homogénéité de l'écoulement dans un milieu homogène en conditions saturées.

En conditions non saturées (figure 3-13), une légère augmentation des fractions d'eau mobile a été notée, mettant en évidence une légère homogénéisation de l'écoulement quand le géotextile est présent.

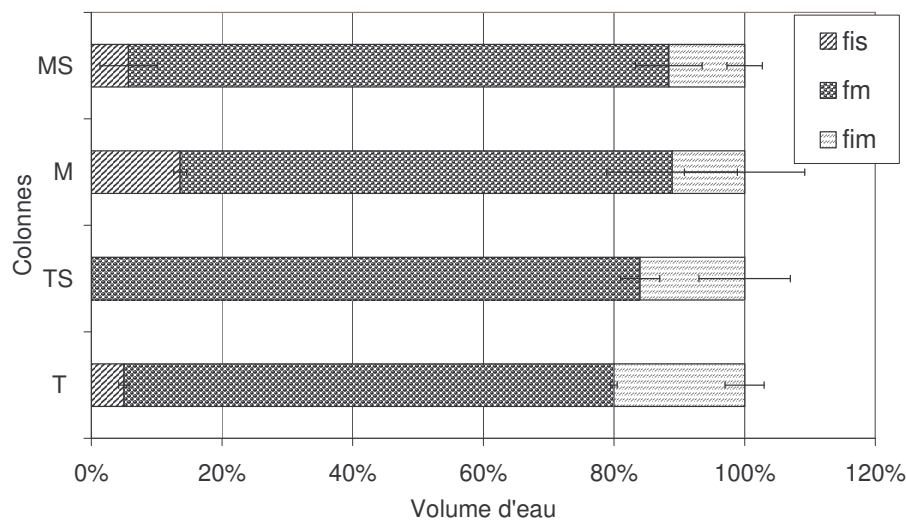


Figure 3-13 : Fractionnement de l'eau en conditions non saturées en colonnes avec et sans géotextile

Cette légère augmentation du degré d'homogénéité de l'écoulement est due à la distribution des flux d'eau et de solutés vers les pores vides dans la zone au voisinage du géotextile.

3.3.9.3 Effet de la vitesse d'écoulement

L'influence de la vitesse d'écoulement a été testée pour le milieu sableux. Elle modifie l'allure des courbes d'élution. L'influence de la vitesse de l'écoulement se traduit par une différence dans le pic de restitution du traceur de la courbe d'élution et par un effet de traînée plus important à faible vitesse. En effet, les courbes d'élution des colonnes T et TS subissent une déformation dans la partie décroissante à vitesse q par rapport à celle à vitesse Q.

A vitesse Q, on note une sortie légèrement plus rapide et une traînée moins importante qu'à vitesse q. La fraction mobile, à faible vitesse q, chute légèrement par rapport à celle à vitesse

Q pour les trois configurations (figure 3-14), indiquant un écoulement plus hétérogène qu'à vitesse q. Le même comportement a été également observé en conditions non saturées.

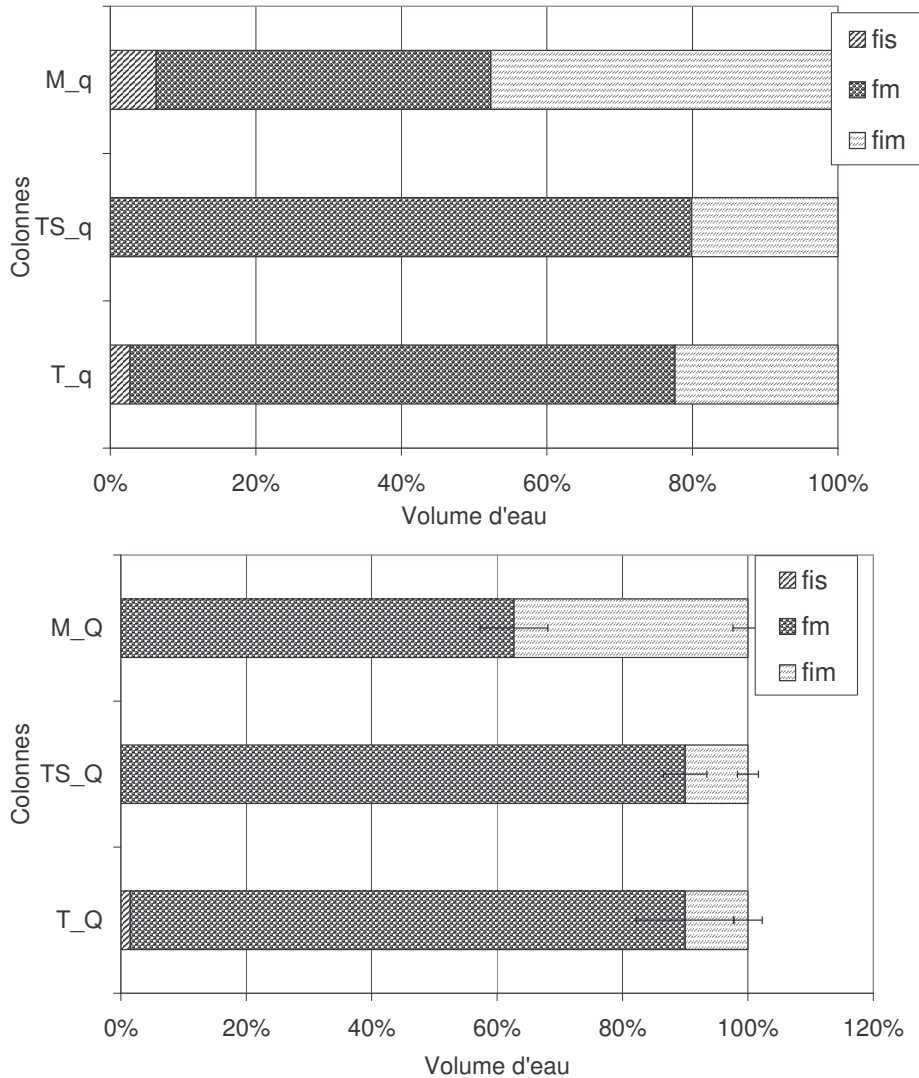


Figure 3-14 : Fractionnement de l'eau en conditions saturées en fonction de la vitesse d'écoulement ($Q=0,12 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$, $q=0,03 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$)

Pour les colonnes stratifiées avec macropore, la vitesse d'écoulement modifie l'allure des courbes d'éluion du traceur. Il semble que la diminution de la vitesse de l'écoulement rapproche les deux pics de la même courbe d'éluion.

De plus, à faible vitesse q, le premier pic est moins prononcé qu'à vitesse Q. Le fonctionnement de ces colonnes est explicité par la modélisation au chapitre 4.

3.4 Ecoulement dans le milieu granulaire

3.4.1 Conditions saturées

3.4.1.1 Caractéristiques physiques et hydriques des colonnes

Lors des essais avec le milieu granulaire, trois colonnes sans géotextile (L) et trois colonnes stratifiées avec géotextile (LS) ont été étudiées en conditions saturées. La masse volumique sèche apparente des colonnes est de $0,51 \pm 0,02 \text{ g.cm}^{-3}$ en moyenne. La porosité totale du milieu calculée par la densité sèche (équation 1-2) est de $0,79 \pm 0,08 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$. La macro- ou l'inter-porosité et la micro- ou l'intra-porosité représentent chacune 50 % de la porosité totale (estimée selon paragraphe 2.1.1.2 chapitre 2). Le volume d'eau moyen d'une colonne V_0 , calculé par pesée avant et après saturation, est de $1495 \text{ cm}^3 \pm 19 \text{ cm}^3$. Les expériences sont effectuées en tripliquats.

3.4.1.2 Elution du traceur en conditions saturées

En conditions saturées, les courbes moyennes d'élution du traceur en colonnes avec et sans géotextile se caractérisent par une dissymétrie très nette entre la partie croissante et décroissante de la courbe, une sortie précoce du traceur (pic de concentration avant $1 V/V_0$) et une traînée importante de la fin de courbe (figure 3-15). Les courbes dissymétriques avec une traînée importante sont révélatrices d'un écoulement hétérogène au sein du milieu poreux (Sardin *et al.*, 1991). La percée du traceur dans les colonnes sans géotextile est plus rapide que celle dans les colonnes avec géotextile. Ceci suppose une influence du géotextile sur l'écoulement et le transport des solutés.

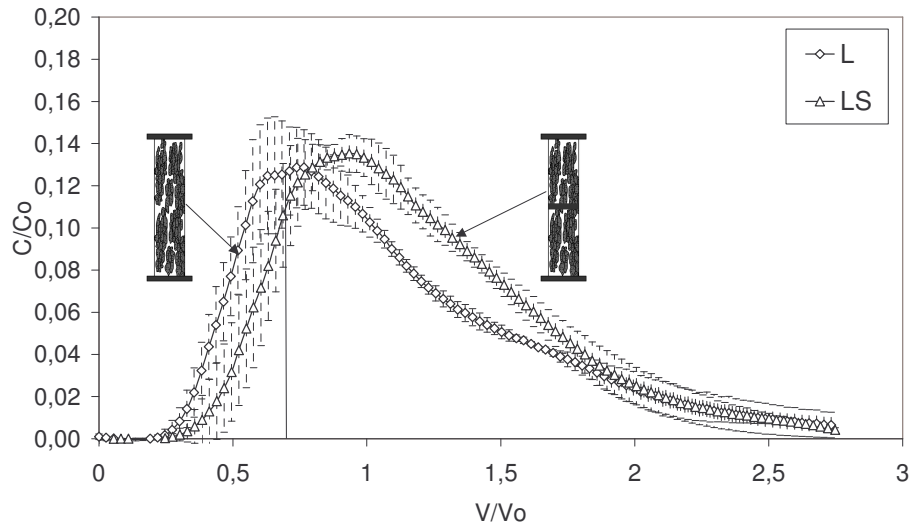


Figure 3-15 : Courbes moyennes d'élution du traceur (avec les écarts types entre 3 répliquats) dans le lit granulaire avec strate (LS) et sans strate (L) en conditions saturées.

Les bilans de masse BM de l'ion bromure (calculés selon l'équation 2-6) sont pour toutes les colonnes de $0,96 \pm 0,05$ en moyenne. Les valeurs des facteurs de retard R (équation 2-8), légèrement inférieures à 1 ($0,98 \pm 0,06$ en moyenne) sont expliquées par la présence de volumes isolés dans ces colonnes.

3.4.1.3 Détermination de paramètres hydrodispersifs du milieu granulaire par la modélisation (MIM) en conditions saturées

La figure 3-16 permet de visualiser le calage obtenu en utilisant le modèle MIM pour une colonne. Les résultats pour les deux autres répliquats non représentés ci-dessous sont joints en annexe 3. Les paramètres hydrodispersifs, évalués par calage du modèle MIM sur les courbes d'élution expérimentales sont présentés au tableau 3-6.

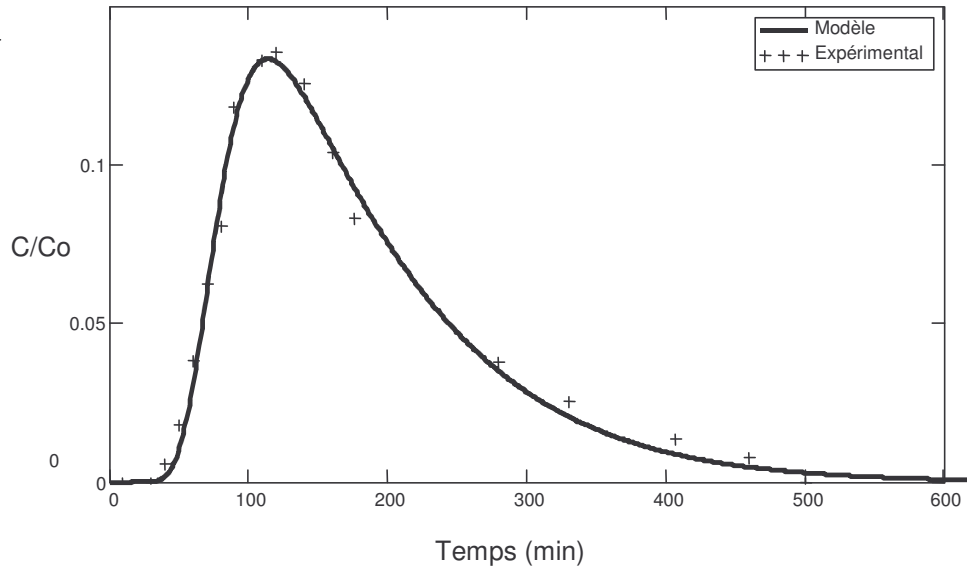


Figure 3-16 : Ajustement du modèle MIM sur la courbe d'éluion expérimentale de la colonne L1 ($f_m = 74\%$; $\alpha = 0,0075$, $\lambda = 2,12\text{ cm}$)

Ainsi, l'écoulement dans les colonnes L est régionalisé avec une fraction isolée de l'ordre de 4,8 % du volume d'eau total, représentant la fraction d'eau exclue de l'écoulement, une fraction mobile de 67,7 % du volume total participant activement à l'écoulement et 27,5 % du volume restant immobile et accessible uniquement par l'échange de solutés entre zones mobiles et immobiles (tableau 3-6).

Tableau 3-6 : Paramètres hydrodispersifs et temps caractéristiques de l'écoulement en milieu granulaire en conditions saturées. Valeurs moyennes de trois colonnes (écarts types entre parenthèses).

Colonne	L	LS
f_{is} (%)	4,8 (3,6)	0
f_m (%)	67,7 (5,8)	85,2 (1,6)
f_{im} (%)	27,5 (2,9)	14,8 (1,6)
D (cm^2/s)	0,43 (0,02)	0,32 (0,02)
λ_m (cm)	1,96 (0,17)	2,01(0,05)
t_s théorique (min)	174,2 (7,6)	181,4 (0,2)
t_s (min)	165,6 (7,3)	181,4 (6,5)
$t_{\text{conv-disp}}$ (min)	117,7 (5)	148,2 (0,4)
t_u (min)	35,6 (8,4)	19,8 (4,3)

Le calage obtenu pour une des colonnes LS est illustré à la figure 3-17. Les résultats pour les deux autres répliquats non représentés ci-dessous sont joints en annexe 3.

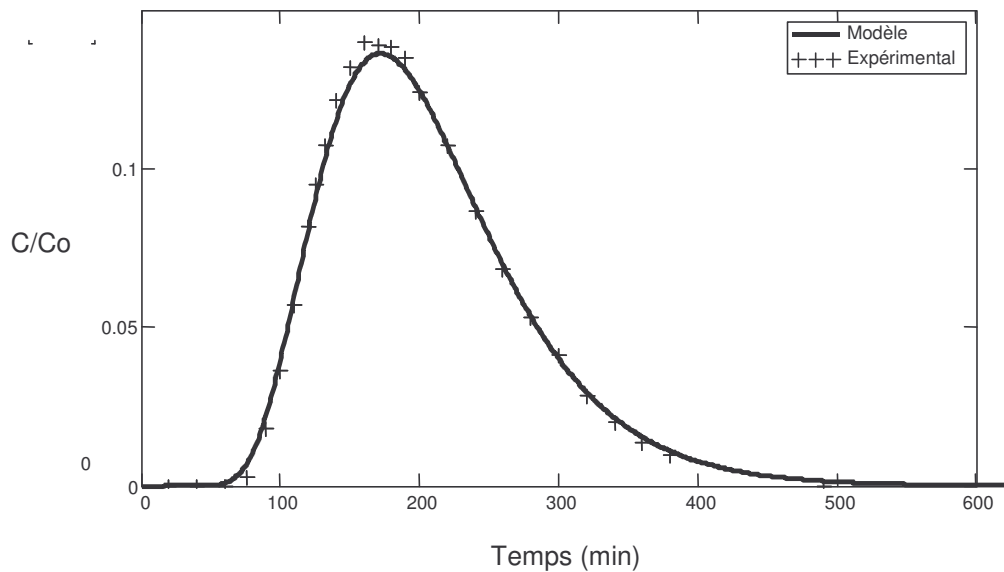


Figure 3-17 : Ajustement du modèle MIM sur la courbe d'éluion expérimentale de la colonne LS1 ($f_m = 86,3 \%$ $\alpha = 0,0078$, $\lambda = 2,05 \text{ cm}$)

La présence du géotextile dans les colonnes LS se traduit par une augmentation de la fraction d'eau mobile qui passe de 67,7 % dans les colonnes L à 85,2 % dans les colonnes LS. L'augmentation de la fraction d'eau mobile témoigne d'un écoulement plus homogène en présence du géotextile. Ces résultats sont en cohérence avec ceux obtenus sur un milieu naturel hétérogène (dépôt fluvio-glaciaire) par Lassabatere, (2002) en conditions saturées.

La dispersion du traceur dans les colonnes L est légèrement plus importante que celle dans les colonnes LS ($0,43 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et $0,32 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ respectivement). La dispersivité, se situant autour de 2 cm pour toutes les colonnes, reste dans le même ordre de grandeur que le diamètre des grains du milieu granulaire (diamètre minimal et maximal de 0,5 mm à 5 mm). Martin (2000) a obtenu des valeurs de dispersivité entre 0,5 cm et 1,5 cm sur la fraction tamisée entre 1,25 mm et 1,6 mm du même milieu granulaire. La distribution plus hétérogène de diamètre des grains peut expliquer nos valeurs plus importantes (2 cm).

Les temps caractéristiques t_s , $t_{\text{conv-disp}}$ et t_α de chacun des mécanismes intervenant dans l'écoulement sont calculés pour chacune des colonnes selon les équations 3-8. Le temps de convection-dispersion est comparable au temps de séjour théorique (tableau 3-6). Ceci

signifie que la convection est le processus prédominant du transport de solutés en milieu granulaire.

3.4.2 Conditions non saturées

3.4.2.1 Caractéristiques physiques et hydriques des colonnes

En conditions non saturées, les mêmes colonnes qu'en conditions saturées ont été utilisées. La densité sèche et la porosité du milieu sont de $0,50 \pm 0,01 \text{ g.cm}^{-3}$ et de $0,79 \pm 0,004 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ respectivement. Le volume d'eau moyen V_0 est de $1069 \text{ cm}^3 \pm 90 \text{ cm}^3$. Il a été estimé par différence de pesée entre le milieu sec et le milieu en début d'expérience. La teneur en eau du milieu en début d'expérience correspond à une teneur en eau, déterminée en injectant une solution de NaCl jusqu'à l'apparition d'une première goutte de cette solution en bas de colonne. Des essais préliminaires ont montré que cette apparition survient pour une teneur en eau initiale du milieu de $0,55 \pm 0,04 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ en moyenne, ce qui correspond à un degré de saturation de $70 \pm 5 \%$. Durant ces essais, la teneur en eau finale du milieu est conditionnée par la vitesse d'écoulement et l'instauration du régime hydraulique permanent. La pesée des colonnes en début et en fin d'expérience a montré dans certains cas une légère évolution de la teneur en eau du milieu en cours d'expérience. Cependant, cet écart ne dépasse jamais 5% de la valeur de teneur en eau initiale dans tous les cas. La teneur en eau n'étant pas strictement la même pour toutes les colonnes, il est donc difficile d'obtenir une très bonne reproductibilité.

3.4.2.2 Elution du traceur en conditions non saturées en milieu granulaire

Les courbes moyennes d'éluion du traceur dans les colonnes avec et sans géotextile ont la même allure qu'en conditions saturées : elles sont dissymétriques, avec une traînée importante et un pic précoce (autour de $0,5 V/V_0$ pour la colonne LS) (figure 3-18). Ce dernier est plus précoce qu'en conditions saturées (autour de $0,9 V/V_0$ pour la colonne LS).

Concernant l'effet du géotextile, le même comportement qu'en conditions saturées est observé : une percée légèrement plus rapide du traceur dans les colonnes L par rapport aux colonnes LS (figure 3-18).

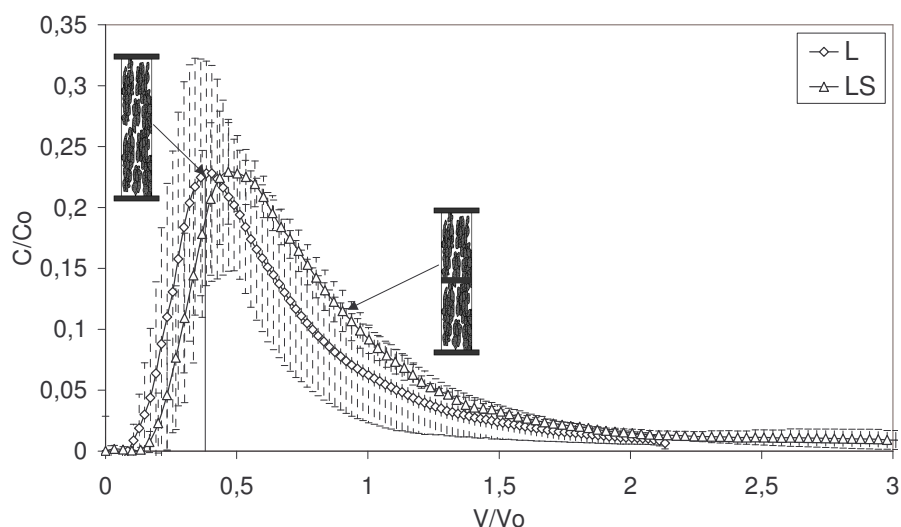


Figure 3-18 : Courbes moyennes d'éluion du traceur dans le milieu granulaire avec et sans strate en conditions non saturées avec les écarts types entre 3 répliquas.

Les bilans de masse de l'ion chlorure sont proches de 1 ($0,96 \pm 0,05$ en moyenne). Contrairement aux essais en conditions saturées, les facteurs de retard dans les colonnes sans géotextile sont de 0,5 à 0,6. Ceci signifie que seuls 50 à 60 % des pores du milieu sont directement ou indirectement accessibles à l'écoulement (par échange de solutés entre zones mobiles et immobiles), les pores restants étant totalement exclus de l'écoulement. Pour les colonnes avec géotextile, les facteurs de retard de l'ion bromure sont de $0,87 \pm 0,03$ en moyenne.

3.4.2.3 Détermination des paramètres hydrodispersifs du milieu granulaire par la modélisation (MIM) en conditions non saturées

L'écoulement dans les colonnes L est fortement régionalisé avec des fractions isolées importantes de l'ordre de 42 %, des fractions mobiles de l'ordre de 32 % et des fractions immobiles de 26 % dans toutes les configurations étudiées (tableau 3-7). Les calages obtenus entre les courbes théoriques et expérimentales sont représentés en annexe 4.

La présence du géotextile, tout comme en conditions saturées, entraîne une augmentation de la fraction mobile qui passe de 32 % dans les colonnes L à 55,7 % dans les colonnes LS, augmentant ainsi le degré d'homogénéité de l'écoulement.

Contrairement aux conditions saturées, le temps de convection-dispersion et le temps d'échange sont comparables. L'échange diffusif de solutés entre les zones mobiles et

immobiles ne peut donc pas être négligé devant le temps moyen de séjour de l'eau dans la colonne (Sardin et al., 1991).

Le temps de séjour théorique τ_s déterminé selon la relation 2-8 est plus important que le temps moyen de séjour du traceur. Ceci indique que le traceur n'explore pas tout le volume poreux. Il existe des zones exclues de l'écoulement à l'intérieur des colonnes L.

Tableau 3-7 : Paramètres hydrodispersifs et temps caractéristiques de l'écoulement en milieu granulaire en conditions non saturées. Valeurs moyennes de trois colonnes (écarts types entre parenthèses).

Colonne	L	LS
f_{is} (%)	41,8 (8,6)	13 (3,8)
f_m (%)	32,2 (9,9)	55,7 (3,0)
f_{im} (%)	26 (1,9)	31,2 (2,0)
D (cm²/s)	1,2 (0,4)	0,79 (0,2)
λ_m (cm)	1,74 (0,4)	2,06 (0,3)
τ_s (min)	103,9 (7,5)	115,9 (1,7)
t_s (min)	60,2 (3,8)	100,7 (17)
t_{conv-disp} (min)	33,1 (7,8)	64,7 (12,)
t_a (min)	27,6 (8,3)	57,5 (1,1)

L'augmentation des temps de séjour caractéristiques dans les colonnes LS est due à l'activation d'une partie plus importante de la porosité du milieu en présence du géotextile, donnant lieu à un écoulement plus homogène.

3.4.3 Discussion sur l'écoulement en milieu granulaire

3.4.3.1 Effet des conditions hydriques

L'écoulement dans le milieu granulaire est fortement dépendant des conditions hydriques. Cette dépendance peut être liée au type de porosité (inter- ou intra-porosité) accessible à l'écoulement dans ce milieu. Le milieu granulaire est un milieu à double porosité avec de gros pores entre les grains (inter- ou macro-porosité) et de petits pores au sein des grains (intra- ou micro-porosité). Ceci conditionne deux vitesses différentes de l'eau dans le milieu : une vitesse importante dans la macroporosité et une faible vitesse dans la microporosité, la

seconde étant négligeable par rapport à la première. On peut supposer que l'écoulement s'opère dans la macroporosité et que l'eau dans la microporosité n'est pas en mouvement. Ainsi, les petits pores (micropores) peuvent représenter des régions immobiles qui peuvent échanger des solutés, mais qui ne permettent pas un transport convectif. Ce comportement peut expliquer la régionalisation de l'écoulement entre zones mobiles et immobiles.

Les temps caractéristiques de l'écoulement permettent d'apporter des informations complémentaires sur les processus intervenant dans l'écoulement (convection ou diffusion entre les zones mobiles et immobiles). En conditions saturées, le temps de convection-dispersion légèrement inférieur au temps de séjour moyen de l'eau indique que le transport des flux de solutés résultant sera essentiellement conditionné par le processus de convection-dispersion dans les zones d'eau mobiles et par un processus d'échange diffusif entre les zones mobiles et immobiles.

Lorsque ce milieu se désature, les pores les plus larges se vident. L'écoulement s'opère alors au sein de pores de plus petites dimensions. On suppose que l'écoulement s'effectue essentiellement autour des grains du milieu. Une grande partie de la microporosité (la porosité matricielle) n'est pas visitée par les solutés (figure 3-19). Elle est totalement exclue de l'écoulement. Ceci est confirmé par les fractions d'eau isolées relativement importantes (autour de 40% dans les colonnes sans géotextile).

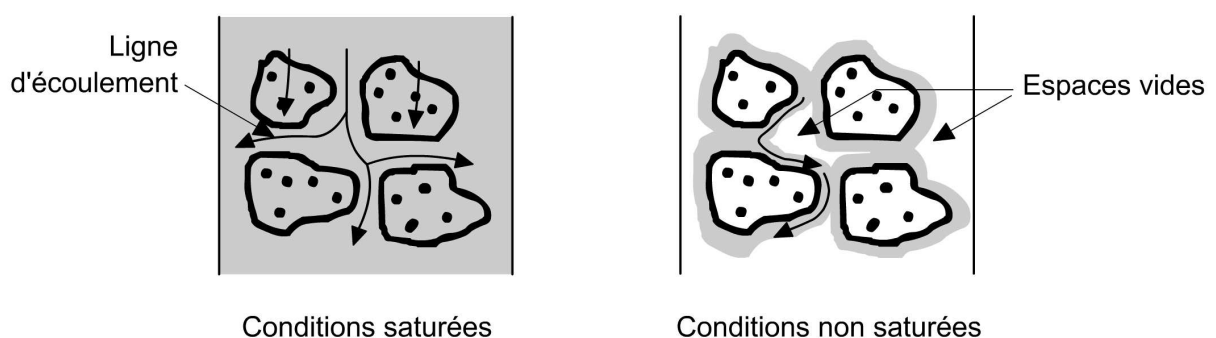


Figure 3-19 : Schéma d'écoulement dans le milieu granulaire en fonction des conditions hydriques

La dispersivité n'augmente pas avec la diminution de la teneur en eau, contrairement aux milieux sableux (dans le milieu sableux elle augmente d'un facteur 10). Ceci est peut être dû

au fonctionnement de ce milieu en conditions non saturées. En effet, la porosité matricielle étant exclue de l'écoulement, la vitesse moyenne de pores dans le système est seulement conditionnée par la vitesse des solutés autour des grains du milieu. Ceci donne lieu à une vitesse moyenne de pores plus importante en conditions non saturées qu'en conditions saturées. Dans le milieu granulaire, c'est le coefficient de dispersion qui augmente quand la teneur en eau diminue (voir tableau 3-2 et 3-3). Ainsi, la dispersivité, définie par le rapport entre le coefficient de dispersion et la vitesse moyenne de pores, reste inchangée. Tout ceci montre que l'écoulement est fortement conditionné par les conditions hydriques dans lesquelles il s'opère.

3.4.3.2 L'effet du géotextile

L'écoulement en milieu granulaire est modifié par la présence du géotextile. Il entraîne une augmentation de la fraction d'eau mobile dans les colonnes quelles que soient les conditions hydriques (figure 3-20).

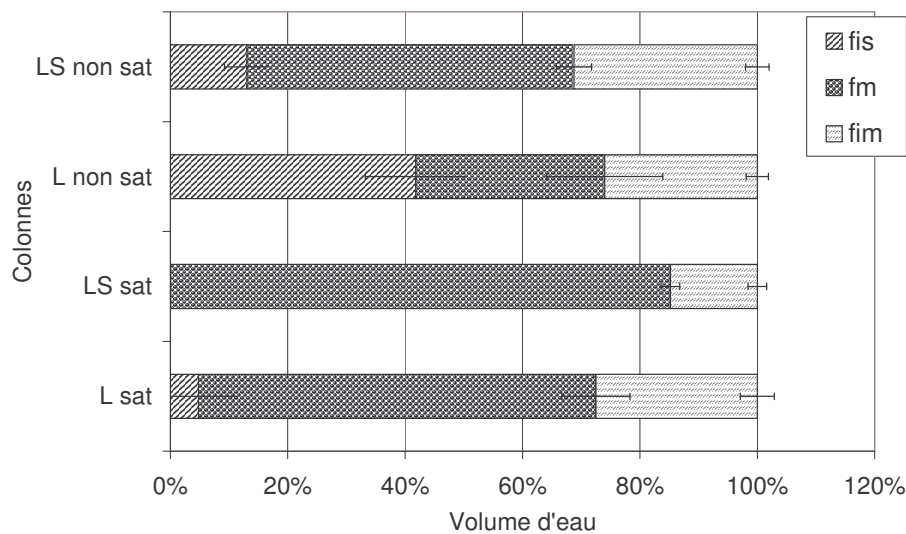


Figure 3-20 : Fractionnement de l'eau en colonnes avec et sans géotextile en fonction du degré de saturation

Dans la zone au voisinage du géotextile, les flux d'eau et de solutés peuvent être redistribués de l'inter-porosité vers l'intra-porosité de la matrice. Cette redistribution se traduit par une mise en mouvement d'une partie de l'eau au sein des micropores. Une partie de l'eau probablement immobile en absence du géotextile, peut donc devenir mobile. L'activation

d'une partie plus importante de la porosité du milieu est vérifiée par l'augmentation des temps caractéristiques d'écoulement (voir tableaux 3-6 et 3-7) quand le géotextile est présent.

3.5 Conclusion

Le processus d'écoulement dans un milieu poreux est un processus complexe qui dépend à la fois de la nature du milieu (taille et distribution des pores) et des conditions hydriques et hydrauliques dans lesquelles il s'opère. L'écoulement est homogène dans un milieu sableux à simple porosité. La présence des hétérogénéités introduites artificiellement dans ce milieu (macropore artificiel) modifie l'écoulement en conditions saturées. Cette modification a été mise en évidence par la diminution de la fraction mobile, indicateur du degré d'homogénéité de l'écoulement. Cependant, cet effet dépend des conditions hydriques. En conditions non saturées, la macroporosité étant inactive, l'écoulement devient similaire à celui dans le milieu sableux homogène.

Dans le milieu granulaire à double porosité (inter/intra porosité), le transport par convection et dispersion est restreint aux régions mobiles. L'échange entre les régions mobiles et immobiles (porosité matricielle), qui dépend d'un processus de cinétique d'échange, devient non négligeable dans ce milieu. De plus, la nature de ce milieu (intra- et inter-porosité) conditionne un écoulement fortement dépendant des conditions hydriques. En conditions saturées, l'écoulement s'opère dans l'interporosité, l'intraporosité ou la porosité matricielle du milieu. Lorsque le milieu se désature, les pores les plus larges se vident, l'écoulement s'opère alors autour des grains du milieu et la porosité matricielle est exclue de l'écoulement.

Alors que la présence d'un géotextile n'améliore pas le degré d'homogénéité de l'écoulement dans un milieu sableux où l'écoulement est déjà homogène, il homogénéise l'écoulement dans un milieu à double porosité en coupant l'effet du cheminement préférentiel par les gros pores.

Bien que la structure du milieu (présence ou non de macropores ou d'inter/intraporosité) et l'écoulement préférentiel soient fortement liés, la quantification de cette relation reste problématique. Une question non résolue encore est la quantification de la zone affectée par l'écoulement préférentiel dans les macropores. Comment cette zone d'écoulement préférentiel est modifiée en présence d'un géotextile ? Ce sont des questions auxquelles nous essayerons de répondre par la modélisation numérique des expériences réalisées avec le milieu sableux.

4 Modélisation de l'écoulement

Dans ce chapitre, le milieu poreux est étudié avec un code de calcul numérique afin d'identifier les mécanismes intervenant dans l'écoulement à l'échelle de colonne de laboratoire. Il s'agit de proposer et de valider un modèle conceptuel d'écoulement et de transfert dans un milieu sableux rendu hétérogène par l'introduction d'un macropore artificiel en conditions saturées et non saturées. Un modèle d'influence de la stratification (présence d'un géotextile) en conditions saturées est ensuite proposé.

Trois configurations de colonnes ont été modélisées : colonnes de sable seul (T), colonnes avec macropore (M) et colonnes de sable avec macropore stratifiées avec un géotextile (MS). Le géotextile peut modifier l'élution du traceur dans le milieu sableux. Cependant, son effet est conditionné par l'hétérogénéité du milieu, en termes de distribution et de taille des pores, et par les conditions hydriques. Alors qu'en milieu homogène (colonne de sable seul), il ne joue aucun rôle, les courbes d'élution sont modifiées en présence d'un macropore artificiel en conditions saturées (voir chapitre 3). En outre, la présence du géotextile génère des courbes d'élution bimodales avec deux pics différents dans les colonnes MS. De part de leur bimodalité, ces courbes révèlent que l'écoulement ne peut être représenté en terme de fractionnement de l'écoulement en eau mobile / eau immobile, mais en terme de superposition de deux zones d'écoulement ayant deux vitesses différentes et non nulles. L'obtention d'un tel champ d'écoulement est expliquée par la modélisation numérique dans ce chapitre.

Grâce à la bonne reproductibilité des expériences de transport de solutés, les simulations numériques ont uniquement été comparées à la courbe moyenne des trois répliquas pour chaque configuration de colonne, que ce soit en conditions saturées ou en conditions non saturées (figure 4-1). Pour chaque configuration, la modélisation a été réalisée en prenant en compte les paramètres moyens de trois colonnes en terme de conditions hydriques (teneur en eau moyenne θ_{moy}) et hydrauliques (vitesse darcienne moyenne q_{moy}).

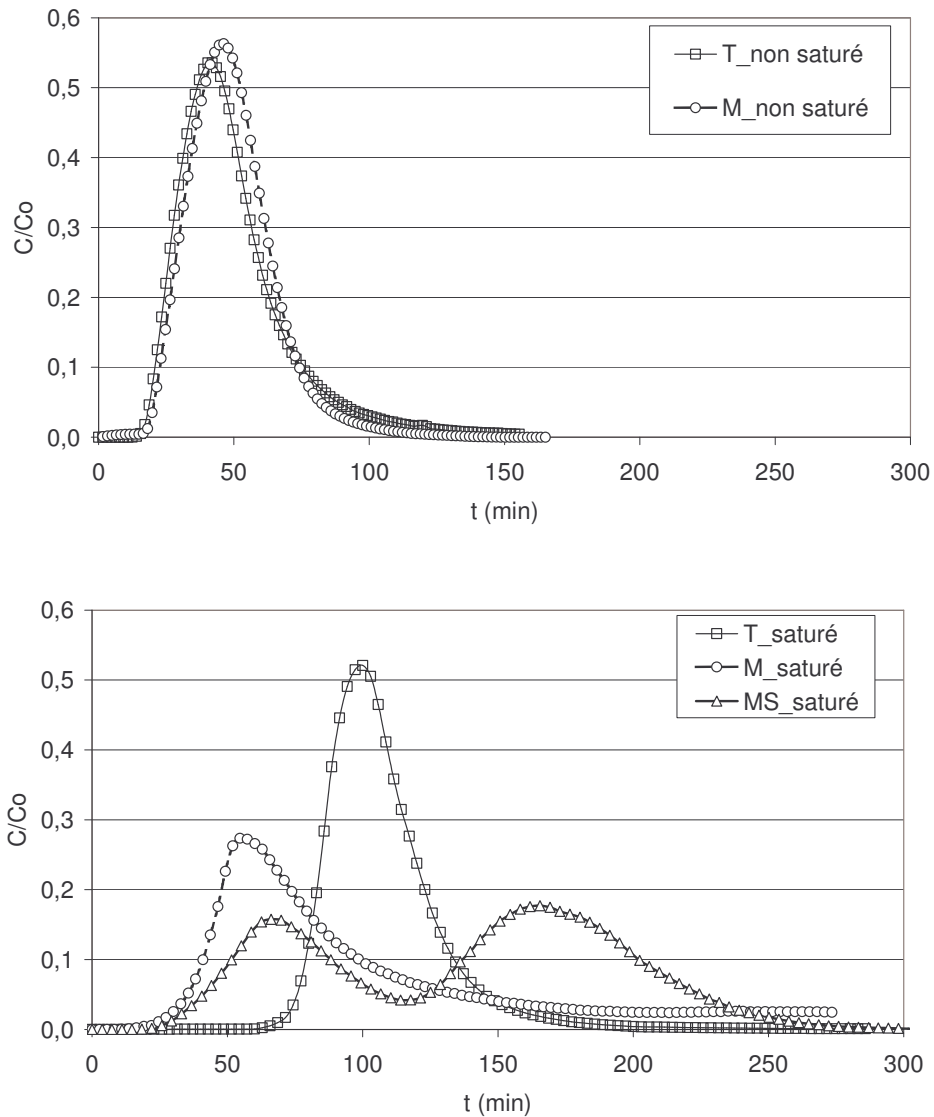


Figure 4-1 : Courbes moyennes expérimentales de colonnes de sable (T) et de colonnes avec macropore (M) en fonction du temps pour chaque condition hydrique

4.1 Principes de modélisation

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

Si l'évolution de différents paramètres (vitesse, pression, teneur en eau, température, ...) est étudiée sur un point de l'espace, on utilise alors les coordonnées eulériennes. A chaque instant, des particules différentes passent par le point considéré.

On étudie en ce point les variations temporelles des paramètres souhaités. Dans cette description, le changement des grandeurs est étudié en un point fixe de l'espace, $r=(x,y,z)$. Toutes les grandeurs relatives à la particule (vitesse, pression, température, ...) sont données en fonction du vecteur lieu actuel (r) et du temps t (par exemple, pour la vitesse : $v = v(r,t)$). Les équations de transport sont discrétisées par une méthode de différences finies ou d'éléments finis utilisant un maillage fixe (Leij *et al.*, 1999c).

Si l'on veut suivre la particule le long de sa trajectoire, les coordonnées lagrangiennes sont alors plus adaptées. Dans cette description, la particule est suivie dans un fluide. Son mouvement est repéré par rapport à sa position initiale $r_0 = (x_0, y_0, z_0)$ et au temps. L'image de cet écoulement est complète lorsque le vecteur lieu (ou vecteur position) de la particule, $r = (r_0, t)$, est bien connu. En règle générale, cette intégration est difficile à effectuer. Dans le plus grand nombre de cas, il n'est pas nécessaire d'obtenir les trajectoires et les positions relatives des particules le long des trajectoires par rapport au temps. Pour cette raison, la méthode d'Euler est souvent plus pratique à mettre en place et a été utilisée lors des simulations numériques.

La modélisation mécaniste permet d'accéder aux variables d'état (humidité, potentiel matriciel, concentration) et aux variables du transfert de masse.

Le code HYDRUS-2D a été choisi pour étudier l'écoulement et le transport de solutés en fonction des conditions hydriques. Ce code numérique résout les équations de Richards et les équations de transport de solutés (équations 1-18 et 1-20) en deux dimensions dans un milieu variablement saturé ou en 3D pour les problèmes à géométrie axisymétrique.

4.1.1 Le code HYDRUS-2D :

HYDRUS-2D (Simunek *et al.*, 1999) est une interface du code SWMS-2D (Simunek *et al.*, 1994) qui permet de simuler des écoulements bidimensionnels de l'eau et le transport de solutés dans un milieu poreux incompressible et variablement saturé, en régime permanent ou transitoire, pour un système de dimensions métriques. Pour l'écoulement, il résout l'équation de Richards et fournit en sortie, pour chaque noeud du maillage, les valeurs de pression, de teneur en eau, et les composantes verticales et horizontales du vecteur vitesse. Le code permet d'utiliser diverses formulations analytiques pour la description des courbes de rétention d'eau et de conductivité hydraulique.

Concernant le transfert de solutés, le code résout l'équation de convection-dispersion CDE (équation 1-18) et peut prendre en compte un écoulement fractionné de type MIM (équation 1-20). Les équations aux dérivées partielles sont résolues en utilisant un schéma numérique aux éléments finis.

Ce code est largement utilisé lors d'études en laboratoire et sur le terrain, en une et deux dimensions. De nombreux auteurs ont utilisé ce logiciel afin d'optimiser les paramètres hydrodynamiques du sol (Eching et Hopmans, 1993 ; Ventrella et al., 2000). D'autres auteurs ont utilisé ce logiciel pour modéliser le transfert d'eau et le transport de solutés avec les résultats d'expériences de traçage sur sols drainés sur le terrain (Abbasi et al., 2004; Boivin et al. 2006) ou sur un sable en colonnes de laboratoire (Kohne et al., 2006 ; Torkzaban et al., 2008).

4.1.1.1 Caractéristiques générales du code HYDRUS-2D

Méthode de résolution

HYDRUS est un code d'éléments finis qui modélise l'écoulement et le transfert de solutés. Il est rappelé que, pour modéliser le transfert, il est nécessaire de connaître le champ d'écoulement (champ vitesse) qui apparaît dans l'équation de transfert. Pour l'écoulement, le maillage est précisé par l'opérateur en termes de nombre de nœuds et de densité (éléments triangulaires). Le pas de temps est choisi selon une procédure adaptative explicitée ci-dessous. Pour les solutés, la méthode numérique de résolution choisie est celle des éléments finis par le schéma d'éléments finis de Galerkin. La résolution numérique s'effectue aux nœuds du maillage (et non au centre des cellules comme pour les différences finies). HYDRUS possède une procédure adaptative de définition du pas de temps (schéma de Crank-Nicholson). Pour un temps donné, la différence de temps Δt est testée et diminuée lorsque la convergence est difficile, et à contrario augmentée lorsque la convergence est aisée. Les données d'entrée à fournir au modèle sont la durée de la simulation, les unités de longueur et de temps choisies. Pour tous les domaines définis et à tous les pas de temps préalablement sélectionnés par l'utilisateur, HYDRUS-2D calcule un bilan de masse pour estimer les pertes dues aux approximations sur les différentes variables au cours du calcul. Il évalue ainsi la précision du calcul. Pour plus de détails sur la discrétisation spatiale et temporelle, il convient de voir Simunek *et al.* (1999).

Conditions initiales et aux limites

Les conditions initiales doivent être spécifiées sur tous les points du domaine. Ces conditions peuvent être exprimées en charge de pression, en teneur en eau pour la résolution de l'équation d'écoulement et en concentration pour l'équation de transfert de solutés. Le code permet aussi de prendre en compte une éventuelle anisotropie et hétérogénéité du milieu. Pour la résolution hydraulique, les conditions aux limites sont diverses : condition de flux ou de pression d'eau, ainsi que des conditions de surface atmosphériques pour des chroniques de pluies. Ces conditions peuvent être fixes dans le temps ou variables (flux d'eau ou pression).

Pour les solutés, trois types de conditions sont proposés par HYDRUS 2D :

- 1^{er} type, condition de concentration ou de Dirichlet : lors d'une injection de soluté en surface du sol, celle-ci est soumise immédiatement et de façon constante à une concentration C_0 . Néanmoins, cette condition n'est généralement pas conservatrice de la masse.
- 2^{ème} type, condition de Neumann : elle impose un gradient de concentration aux nœuds prédéfinis de la frontière.
- 3^{ème} type, condition de Cauchy ou de flux : à l'entrée du système étudié, elle exprime la continuité du flux de solution et de concentration de part et d'autre de la limite supérieure, c'est-à-dire que la solution subit immédiatement un mélange avec la solution initialement présente dans le sol.

Les paramètres requis

Les paramètres requis comme paramètres d'entrée sont des paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs du milieu poreux relatifs respectivement aux équations d'écoulement et de transfert de solutés.

Les paramètres hydrodynamiques retenus lors des simulations numériques avec le code HYDRUS 2D sont ceux décrits par les expressions de Mualem van Genuchten (1980) (équations 1-11 et 1-12) et la relation de Mualem (1976) : teneur en eau résiduelle θ_r , teneur en eau à saturation θ_s , perméabilité à saturation K_s , et les paramètres de forme α , n et l . Les paramètres hydrodispersifs nécessaires pour nos simulations sont : la dispersivité

longitudinale λ_L , la dispersivité transversale λ_T , la teneur en eau immobile θ_{im} et le coefficient d'échange entre la phase mobile et immobile α . Ces paramètres sont définis au chapitre 1.

4.1.1.2 Simulation numérique avec HYDRUS-2D

Par la suite, la géométrie du domaine, les conditions initiales et aux limites ainsi que la procédure suivie pour déterminer les paramètres hydrodynamiques sont détaillées.

La géométrie du domaine

Les simulations ont été effectuées pour des colonnes de sable sans macropore (T), avec macropore (M) et colonnes avec macropore et géotextile (MS). L'espace est discrétisé en éléments finis (101 nœuds horizontaux et 201 verticaux) par un maillage triangulaire. Le domaine d'écoulement est divisé en trois sous-domaines : le domaine de la matrice occupé par le sable, le domaine de macropore occupé par le macropore et le domaine de la strate occupé par le géotextile. Le macropore représente réellement 1 % de la section de la colonne. Le macropore a été décrit sous la forme d'un cylindre avec sa section réelle placée au centre de la colonne (figure 4-2). Le géotextile est inséré au milieu de la colonne et représente 3 % de la longueur de la colonne. La modélisation a été effectuée en symétrie axiale. Chaque domaine a des paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs propres.

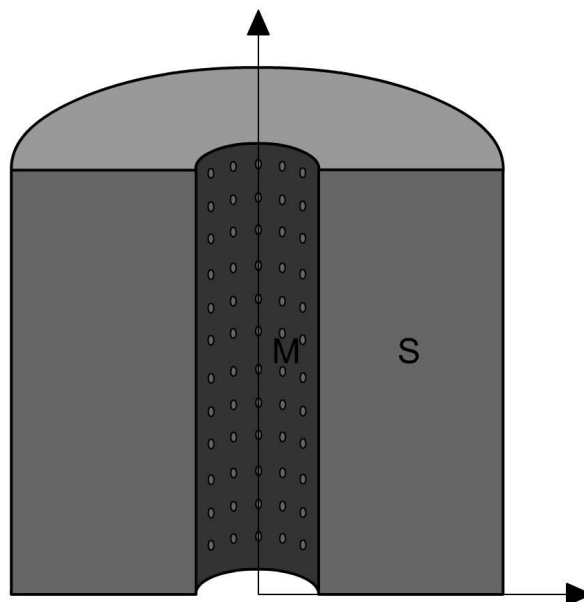


Figure 4-2 : Géométrie du domaine : coupe d'une colonne avec macropore

Détermination des paramètres hydrodynamiques

Pour tous les domaines (matrice, macropore ou géotextile), les courbes de rétention d'eau $\theta(h)$ et de la conductivité hydraulique $K(h)$ ont été décrites selon les relations de Mualem van Genuchten (1980) (équations 1-11 et 1-12). Les valeurs des paramètres hydrodynamiques relatifs à chaque domaine sont représentées au tableau 1. Elles ont été déterminées selon la procédure décrite ci-dessous.

Tableau 4-1 : Paramètres hydrodynamiques relatifs à chaque domaine

Paramètre	Sable	Macropore	Géotextile
h_g (cm)	5,2	0,52	
l (sans unité)	0,77	0,77	
α (sans unité)	0,193	0,5	
n (sans unité)	4,36	4,36	
θ_r ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0,175	0,000	
θ_s ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0,437	0,437	0.437
K_s ($\text{cm}, \text{min}^{-1}$)	0,495	K_s	$3,5 \cdot 10^{-3}$

Pour la matrice (sable), la teneur en eau θ_r , le paramètre de forme n et la pression h_g ont été déterminés par calage de la courbe théorique de rétention d'eau (van Genuchten, 1980) sur la courbe expérimentale de rétention d'eau. La procédure expérimentale d'obtention de la courbe de rétention d'eau au laboratoire est décrite en annexe 4. θ_s est déterminé par la porosité du milieu à partir de la mesure de la densité sèche. Ce calage est représenté à la figure 4-3. La conductivité hydraulique à saturation du sable K_s est de $0,495 \text{ cm min}^{-1}$. Le paramètre l a été déterminé par calage de l'équation 1-12 sur les données expérimentales de vitesse darcienne et de teneur en eau en supposant un écoulement gravitaire.

Pour le domaine du macropore, les mêmes paramètres ont été pris en compte à l'exception de la pression d'eau h_g et de la conductivité hydraulique à saturation (K_s). Cette dernière, inversement proportionnelle au rayon moyen de pore ($1/r$), a été déterminée pour chaque domaine. Elle vaut 5,2 cm pour le sable (en considérant que le rayon des grains de sable est égal au rayon de pore $r = 0,5 \text{ mm}$) et 0,52 cm pour le macropore (avec un rayon de pore de 0,5 cm). La conductivité hydraulique à saturation du domaine de macropore K_s est un paramètre

qui est ajusté de manière à optimiser les courbes d'élution en sortie de colonne. Les résultats de cet ajustement sont présentés dans le paragraphe 4.2.

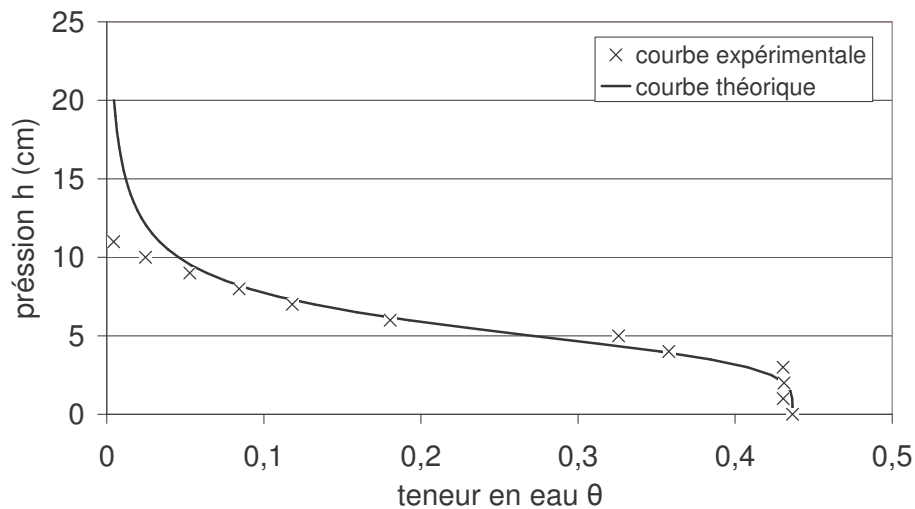


Figure 4-3 : Courbes théorique et expérimentale de rétention d'eau dans le sable.

Pour le domaine du géotextile, les paramètres l , α , n , θ_r n'ont aucune influence lors des simulations de la colonne MS en conditions saturées, puisqu'ils n'interviennent qu'en conditions non saturées. Pour rappel, seules les conditions saturées ont été modélisées pour les colonnes avec géotextile. La teneur en eau à saturation du géotextile θ_s a été supposée égale à la teneur en eau expérimentale de la colonne MS. La conductivité hydraulique à saturation du géotextile K_s de $3,5 \cdot 10^{-3}$ est fournie par le fabricant. Une étude de sensibilité de ce paramètre a également été menée.

Détermination des paramètres hydrodispersifs

Les paramètres hydrodispersifs, relatifs à chaque domaine et à chaque condition hydrique, nécessaires comme paramètres d'entrée pour le modèle sont : la teneur en eau immobile θ_{im} , le coefficient d'échange de solutés entre la phase mobile et immobile α , la dispersivité longitudinale λ_L , et la dispersivité transversale λ_T . Ces paramètres sont présentés ci-dessous (tableau 4-2) et ont été obtenus comme suit.

Tableau 4-2 : Paramètres hydrodispersifs pour chaque domaine

Paramètres	Sable		Macropore		Géotextile
	Saturé	Non saturé	Saturé	Non saturé	Saturé
θ_{im}	0,0446	0,0207	0,0446	0,0207	0,0446
α (min ⁻¹)	0,003	0,001	0,003	0,001	0,003
λ_L (cm)	0,16	2,08	λ_L^M	2,08	0,16
λ_T (cm)	10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	λ_T^M	10 ⁻⁴	10 ⁻⁴

Pour le domaine de la matrice sableuse θ_{im} , α et λ_L ont été déterminés par calage des courbes d'élution théoriques du modèle MIM – 1D sur la courbe moyenne expérimentale des colonnes de sable T pour chaque condition hydrique. La visualisation de ce calage est jointe en annexe 5. La dispersivité transversale pour le sable n'a pas été ajustée avec le modèle MIM. En effet, MIM étant un modèle à une dimension, la dispersivité transversale n'intervient pas. Dans cette étude, la dispersivité transversale du domaine de sable de 10⁻⁴ cm² min⁻¹ a été estimée par la dispersion moléculaire de l'ion chlorure en négligeant la tortuosité du milieu :

$$\lambda_T^S = \frac{D_0}{q} \theta_m \quad 4-1$$

Pour le macropore, en conditions non saturées, les paramètres hydrodispersifs ont été optimisés sur les données expérimentales. Un bon ajustement a été obtenu pour un degré d'homogénéité de l'écoulement (c'est-à-dire des paramètres θ_{im} et α) dans le macropore identique au sable.

Pour les colonnes avec géotextile, les paramètres hydrodispersifs du géotextile ont peu d'effet sur l'élution en sortie. En effet, en raison de sa faible épaisseur, les mécanismes de dispersion et de fractionnement de l'écoulement ne s'opèrent que sur une épaisseur de 0,8 cm, ce qui représente seulement 3 % de la longueur totale de la colonne de 27 cm. Ainsi, l'effet du géotextile sur l'élution en sortie de colonne résulte de la modification induite de l'écoulement et de ses répercussions sur la convection et la dispersion dans le sable et le macropore. Par défaut, les paramètres hydrodispersifs du géotextile ont ainsi été fixés égaux à ceux du sable.

Conditions initiales et conditions aux limites.

Pour les conditions saturées, les conditions de pression nulle ont été imposées sur tout le milieu comme conditions initiales. Les conditions aux limites pour l'écoulement sont schématisées à la figure 4-4 pour chaque condition hydrique. Une condition de flux nul a été appliquée sur les bords de colonne ainsi que sur l'axe de symétrie. Une condition de pression a été appliquée aux limites supérieures et inférieures du système. Une pression nulle est imposée en condition limite supérieure.

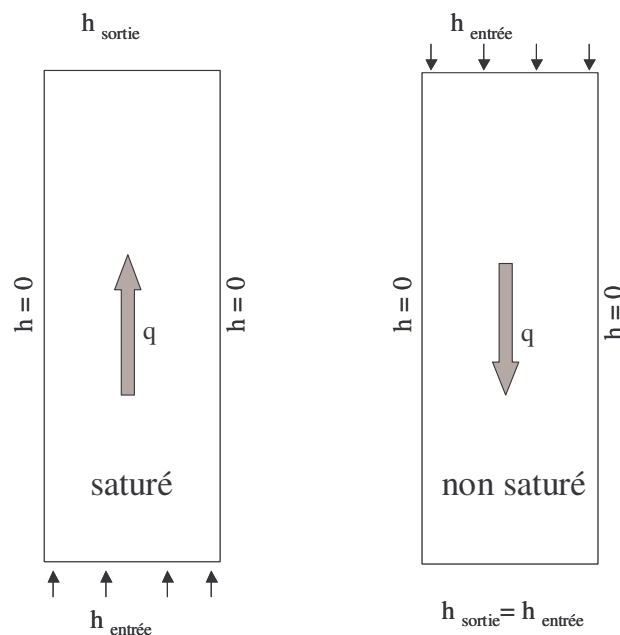


Figure 4-4 : Conditions aux limites pour l'écoulement (q direction de l'écoulement)

La valeur de la pression imposée en entrée de colonne ($h_{\text{entrée}}$) a été déduite de la loi de Darcy de manière à obtenir la vitesse darcienne q obtenue réellement dans les expériences en laboratoire :

$$h_{\text{entrée}} = h_{\text{sortie}} + \left(\frac{q}{K_{eq}} + 1 \right) L \quad 4-2$$

avec

L : longueur de la colonne,

K_{eq} : conductivité hydraulique équivalente du système (matrice, matrice-macropore, matrice-macropore-géotextile),

p_{sortie} : pression en sortie de colonne.

La conductivité hydraulique équivalente a été déterminée pour chaque configuration de colonne. Pour les colonnes de sable T, K_{eq} est égale à K_s^S . Pour les colonnes de sable avec macropore, $K_{eq\ SM}$ a été déterminée selon la relation de (Miysakcy, 1993) :

$$K_{eq\ SM} = \frac{K_s^S \cdot S_S + K_s^M \cdot S_M}{S_S + S_M} \quad 4-3$$

où K_s^S et K_s^M ($L\ T^{-1}$) sont les conductivités hydrauliques de la matrice de sable et de macropore respectivement, et S_S et S_M (L^2) sont les sections occupées par la matrice de sable et par le macropore. Pour les colonnes de sable avec macropore et géotextile MS, la conductivité hydraulique à saturation équivalente du système sable-macropore-géotextile a été déterminée en considérant un milieu équivalent constitué d'une superposition de deux milieux en série : milieu sable-macropore (avec une conductivité $K_{eq\ SM}$ déterminée selon l'équation 4-3) et le milieu géotextile avec une conductivité K_s^G . Ainsi, la conductivité équivalente du système sable-macropore-géotextile $K_{eq\ SMG}$ peut se calculer selon la relation suivante (Miysakcy, 1993) :

$$K_{eq\ SMG} = \frac{L}{\frac{e^G}{K_s^G} + \frac{L - e^G}{K_{eq\ SM}}} \quad 4-4$$

où e^G est l'épaisseur du domaine occupé par le géotextile, L est la longueur de la colonne, $K_{eq\ SM}$ est la conductivité hydraulique équivalente du domaine de sable et du macropore définie par l'équation 4-3 et K_s^G la conductivité du géotextile.

Pour les conditions non saturées, la modélisation a été effectuée en considérant un écoulement gravitaire (même pression dans tout le domaine). La pression appliquée en conditions limites et en entrée et sortie du système a été calculée par l'équation 1-11, où $\theta(h)$ correspond à la teneur en eau obtenue par des mesures au laboratoire.

Des valeurs de concentration de solutés nulle ont été utilisées comme conditions initiales pour les simulations des colonnes en conditions saturées et non saturées. Les solutés ont été injectés en entrée de colonne en utilisant comme condition limite une condition de troisième

type. Comme pour l'écoulement, des conditions de flux nul ont été attribuées au bord des colonnes et au niveau de l'axe de symétrie.

4.1.2 Modélisation préliminaire de l'écoulement et du transport de solutés dans le sable seul (T)

La vitesse locale d'écoulement $q(r)$ obtenue par la modélisation des colonnes de sable T est constante sur toute la section de la colonne (figure 4-5) pour les deux conditions hydriques. Ceci témoigne de l'absence de zones d'écoulement préférentiel au sein de la colonne T.

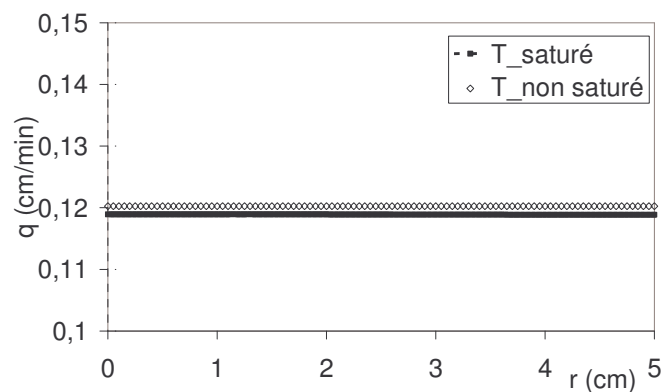


Figure 4-5 : Profil de vitesse dans les colonnes de sable T en conditions saturées et non saturées en fonction du rayon de la colonne

La vitesse darcienne d'écoulement modélisée est proche de celle expérimentale ($q_{\text{moy}} = 0,12 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$), avec des erreurs relatives inférieures à 1 % dans tous les cas. L'ajustement des courbes d'élution expérimentales est représenté ci-dessous (figure 4-6). Les paramètres obtenus par l'ajustement sont représentés au tableau 4-2.

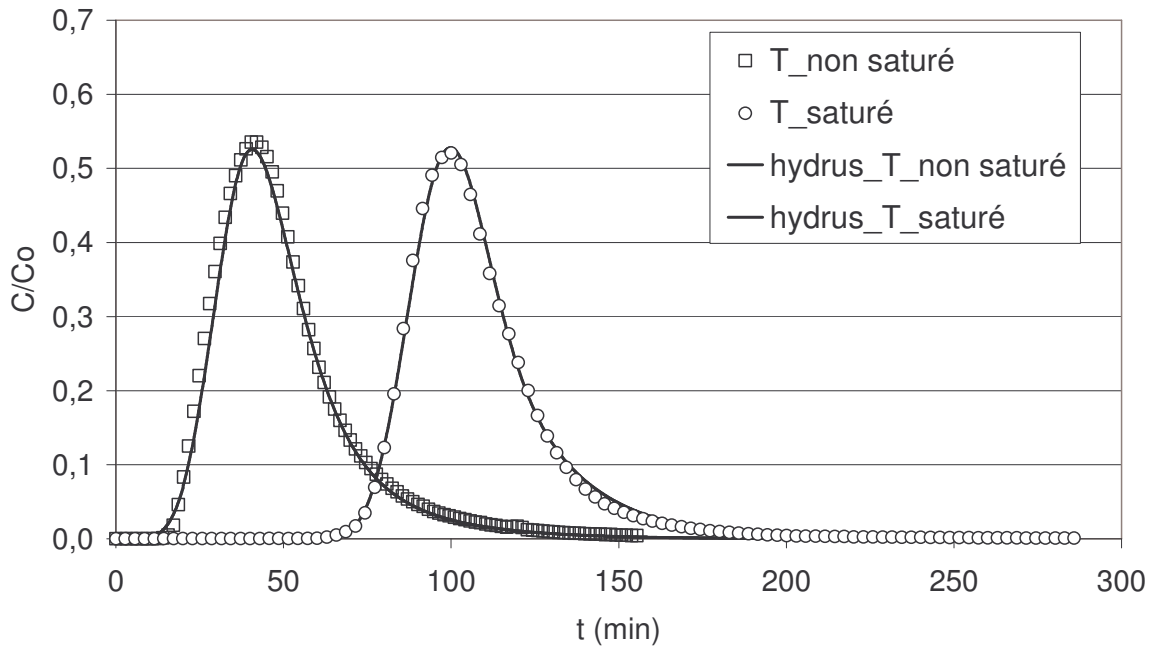


Figure 4-6 : Ajustement des courbes d'élution de la colonne de sable en conditions saturées et non saturées

On remarque que la dispersivité longitudinale λ_L^S et la valeur de la fraction immobile f_{im} diffèrent des valeurs exposées au chapitre 3 (écoulement). Au chapitre 3, on a noté que la même qualité de calage peut être obtenue pour différents couples (θ_{im}, λ) . Deux méthodes de calage sont possibles : soit on diminue la fraction mobile en passant des conditions saturées aux conditions non saturées, soit on augmente la dispersivité en gardant le même fractionnement de l'eau (c'est-à-dire les mêmes valeurs de θ_m et de θ_{im}). Dans cette étude, l'ajustement a été effectué de manière à avoir un écoulement homogène dans les colonnes (θ_{im} faible) ce qui équivaut à une augmentation de la dispersivité λ .

Les profils de vitesse constants obtenus par la modélisation de la colonne T en conditions saturées et non saturées favorisent un transport uniforme de solutés par convection sans gradient radial. La concentration de solutés dépend ainsi uniquement de l'axe Z.

La figure 4-7 illustre le processus de transport de solutés dans la colonne T pour chaque condition hydrique en fonction du temps d'élution du traceur. Le transport de solutés, que ce soit en conditions saturées ou non saturées, est assuré par un transfert de type piston (figure 4-7 a et b). Ceci se traduit par la migration du traceur par des fronts uniformes dans le sable.

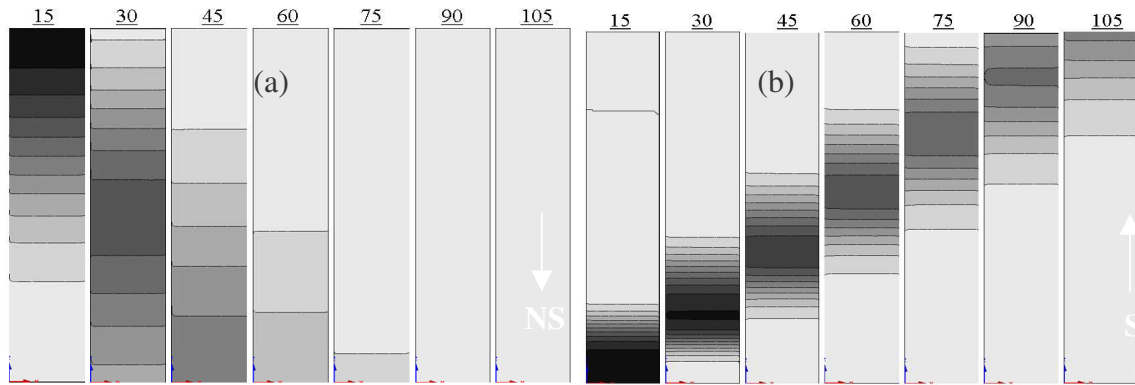


Figure 4-7 : Profil de distribution de la concentration en fonction du temps de la colonne de sable T : a. en conditions non saturées b. en conditions saturées

4.1.3 Modélisation de la colonne avec macropore (M)

Les figures 4-8 et 4-9 illustrent l'effet du macropore sur la vitesse $q(r)$ (dépendant du rayon) en conditions non saturées et saturées. En conditions non saturées, $q(r)$ présente un profil non uniforme avec des valeurs proches de zéro dans le macropore ($r = 0 - 0,5$ cm) et proches de la vitesse darcienne observée au laboratoire dans la zone de sable autour du macropore ($r = 0,5 - 5$ cm) (figure 4-8).

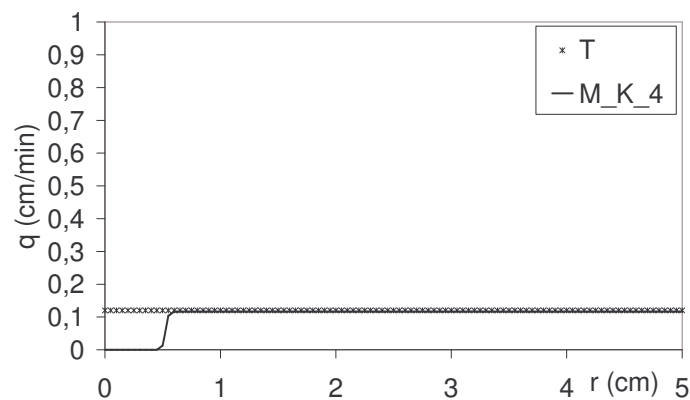


Figure 4-8 : Profil de vitesses d'écoulement modélisées en colonne T et M en conditions non saturées pour un rapport de conductivité entre le macropore et le sable de $K = 4$ ($V_{moyenne\ expérimentale} = 0,12\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$)

En revanche, en conditions saturées, la vitesse $q(r)$ est plus importante dans le macropore ($r = 0 - 0,5$ cm) que dans le sable ($r = 0,5 - 5$ cm, figure 4-9).

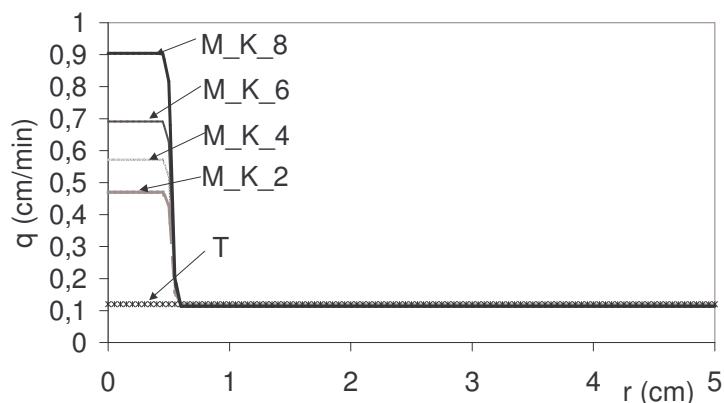


Figure 4-9 : Profil de la vitesse d'écoulement modélisée en colonne T et M en conditions saturées en fonction du rapport de conductivité entre le macropore et le sable K ($V_{moyenne\ expérimentale} = 0,12\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$)

Une telle configuration d'écoulement peut être expliquée en considérant que le gradient de pression est le même dans le macropore et le sable autour. Dans ce cas, le rapport entre les vitesses d'écoulement est égal au rapport des conductivités hydrauliques à saturation entre le domaine du macropore et celui du sable. En conditions non saturées, la conductivité hydraulique du macropore est beaucoup plus faible qu'en conditions saturées, en raison d'un très faible degré de saturation (faible rétention d'eau par capillarité). Ainsi, ayant une vitesse de l'eau très faible dans le macropore, l'écoulement a lieu dans le sable autour. Au contraire, en conditions saturées, la conductivité hydraulique est plus importante dans le macropore et une partie significative de l'écoulement se produit dans le macropore. Les profils de vitesses modélisés sont caractérisés par une discontinuité à l'interface macropore-sable (figures 4-8 et 4-9). Il semble que l'écoulement préférentiel dans le macropore n'ait aucun effet sur la vitesse dans le sable autour du macropore.

La comparaison des éluions expérimentales et celles modélisées avec HYDRUS-2D de la colonne M en conditions non saturées est illustrée à la figure 4-10. Ce calage a été obtenu pour les paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs présentés au tableau 4-1 et 4-2 pour le domaine de sable.

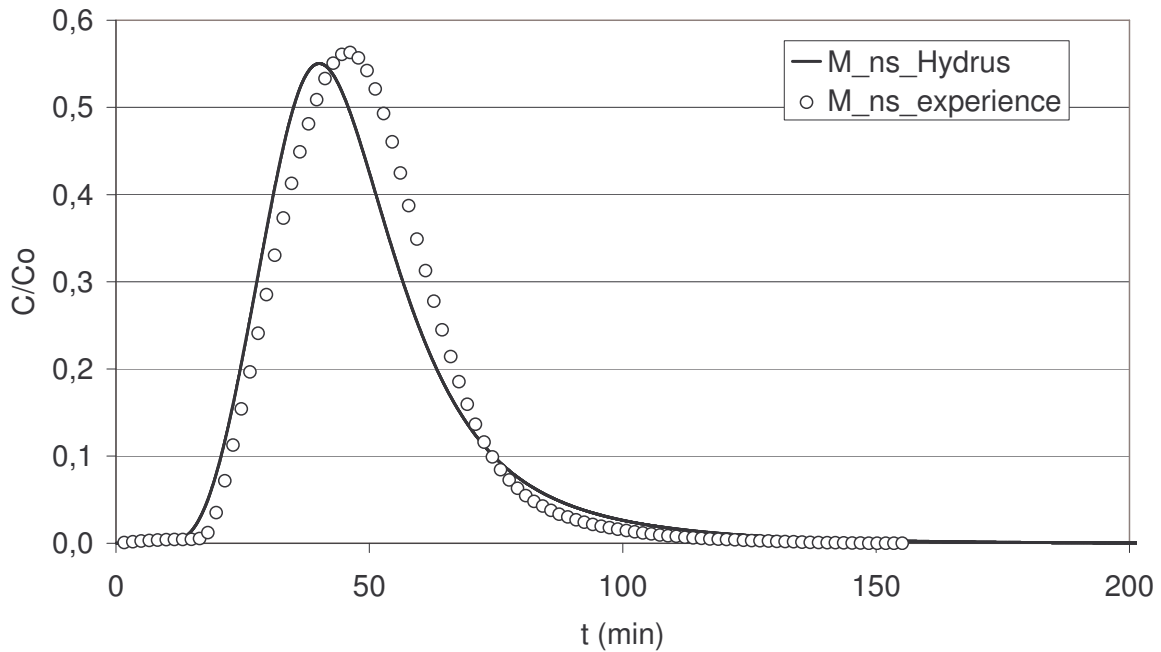


Figure 4-10 : Ajustement de la colonne M sur la courbe expérimentale en conditions non saturées

En conditions non saturées, le modèle prédit bien la montée et la descente de la courbe, mais le pic de la courbe modélisée ne correspond pas exactement à celui de la courbe expérimentale (figure 4-10). Ceci est peut être dû à l'hypothèse d'absence d'écoulement dans le macropore. En effet, le macropore est décrit dans le modèle comme un conduit vide en conditions non saturées. Mais, l'observation visuelle montre qu'il est saturé en bas de colonne. Une autre hypothèse est celle d'un écoulement gravitaire (pression uniforme). En fait, dans le sable, la teneur en eau est légèrement plus importante en bas qu'en haut de colonne. Ceci donne lieu à un profil non uniforme de la teneur en eau du sable dans la colonne.

La modélisation du traceur en conditions saturées a été réalisée pour des valeurs du rapport de conductivité entre le macropore et le sable K variant de 2 à 8. Dans ce cas, le modèle prédit des différences significatives entre les données expérimentales et celles modélisées pour toutes les valeurs de K étudiées (figure 4-11).

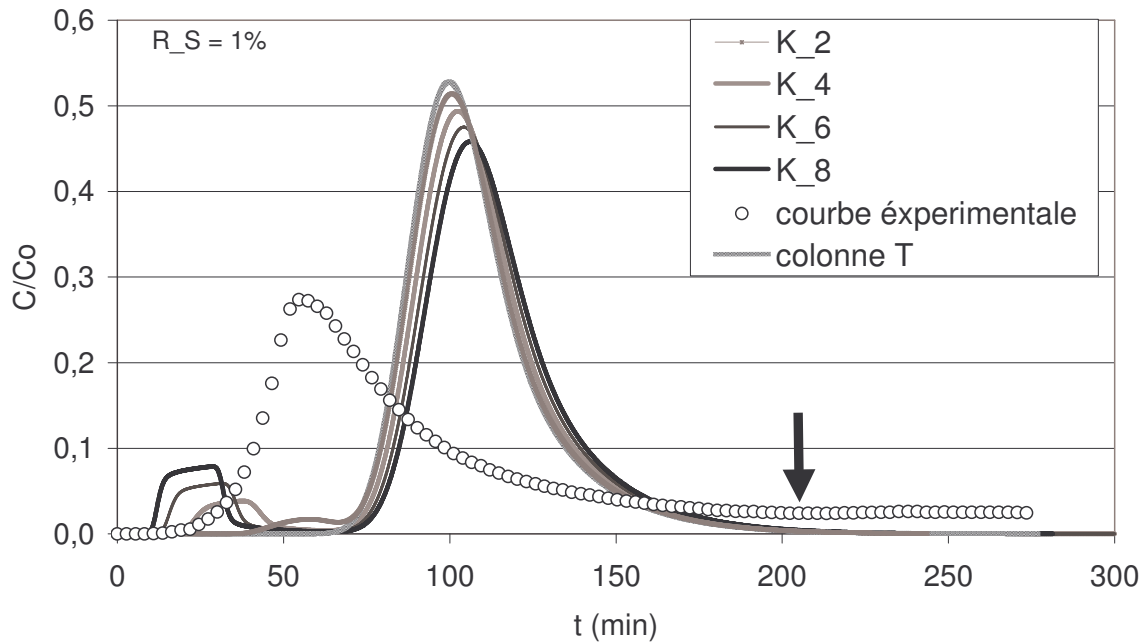


Figure 4-11 : Modélisation des éluions de la colonne M en fonction du rapport de conductivité entre le macropore et le sable K pour un rapport de section entre le macropore et le sable $R_S = 1\%$.

La courbe d'éluion du traceur modélisée dans tous les cas est caractérisée par deux pics d'éluion distincts : le premier pic a lieu de 30 à 40 min du début d'expérience et le second pic survient autour de 100 min du début d'expérience.

L'éluion expérimentale est caractérisée par un premier pic survenant autour de 60 min du début d'expérience. Un second pic très faible survient autour de 220 min du début d'expérience (ce pic n'est pas visible en raison d'un effet d'échelle). Dans tous les cas, les courbes modélisées ne sont pas en accord avec la courbe expérimentale.

La figure 4-11 montre que plus le rapport de conductivité K est faible, plus la courbe d'éluion s'approche de celle de la colonne de sable seule T. Pour des valeurs de K faibles ($K = 2$ dans la figure 4-11), ce qui implique une faible conductivité du macropore par rapport à celle du sable, le premier pic correspondant au transfert de solutés par le macropore est très faible. L'amplitude de celui-ci augmente avec l'augmentation de K . La position en fonction du temps (le temps de percée) ainsi que l'amplitude des pics d'éluion (la valeur C/C_0 du pic) dépend du rapport de vitesse entre le macropore et le sable, et donc du rapport des conductivités hydrauliques à saturation. Le premier pic le plus important et la percée la plus rapide sont obtenus pour la vitesse la plus importante dans le macropore, c'est-à-dire quand l'écoulement

préférentiel par le macropore est amplifié (figure 4-12). Toute augmentation de la conductivité hydraulique du macropore se traduit par une augmentation du premier pic de concentration mais la percée de ce dernier est plus rapide que celui de la courbe expérimentale. Ceci nous laisse supposer qu'aucune valeur de K_s pour le macropore ne peut permettre un ajustement correct du modèle sur la courbe d'élution expérimentale.

L'analyse de sensibilité détaillée plus tard dans ce chapitre démontre que les paramètres hydrodispersifs (θ_{im} , α , et λ_L) influencent la forme de la courbe d'élution sans modifier ni le temps de séjour moyen associé à chaque pic d'élution ni leurs amplitudes. Par exemple, pour toutes les valeurs de λ_L testées (comprises entre 0,1 et 0,001 cm), les courbes d'élution du traceur sont toujours caractérisées par un petit pic suivi par un deuxième pic plus important de la courbe d'élution. En revanche, la dispersivité transversale λ_T a une influence sur le temps de percée et l'amplitude des pics d'élution. Cependant, cette influence n'est pas suffisante pour permettre un bon ajustement des données. Ainsi, le désaccord entre les données expérimentales et le modèle ne peut pas être attribué aux choix des paramètres hydrodispersifs. Elle peut être attribuée à l'inadéquation entre le champ de vitesse prévu et le transfert résultant et les données expérimentales.

L'analyse des données expérimentales, avec un pic principal (en terme d'intensité) vers 60 min et un pic secondaire vers 220 min atteste d'un champ d'écoulement bimodal où la vitesse la plus rapide correspond à une section suffisamment importante pour conduire une fraction importante des solutés. Cette hypothèse est donc détaillée par la suite.

4.2 Un modèle conceptuel de l'écoulement et du transfert de solutés en présence d'un macropore

L'analyse des éluions expérimentales permet de supposer que la section d'écoulement préférentiel responsable du premier pic est nettement plus importante que la seule section du macropore. Les simulations numériques en colonnes avec macropore ont montré que l'écoulement est caractérisé par des champs de vitesses différents (la vitesse est plus importante dans le macropore et plus faible dans le sable, en conditions saturées) avec une discontinuité en termes de vitesse à l'interface macropore/sable. En réalité il doit y avoir de profil de vitesse plus progressive (non discontinue) à l'interface macropore / sable). Ceci nous

laisse supposer qu'il existe une zone autour du macropore où la vitesse est plus importante que celle du sable. Ainsi il doit y avoir une zone d'écoulement préférentiel constituée du macropore et de la zone de la matrice solide (le sable) autour affectée par l'écoulement préférentiel dans le macropore. Cette zone doit avoir une étendue plus large que la section du macropore. Cette hypothèse est vérifiée ci-dessous.

4.2.1 Détermination de la zone de l'écoulement préférentiel EP par la modélisation

Une zone d'écoulement préférentiel dénommée ici zone EP (Ecoulement Préférentiel) a été définie. Cette zone est constituée du macropore lui-même et de la zone du sable autour influencée par l'écoulement préférentiel dans le macropore. La vitesse dans la zone EP est plus importante que celle dans la zone de sable non influencée par l'écoulement préférentiel dans le macropore, dénommée zone de la matrice solide S (figure 4-12).

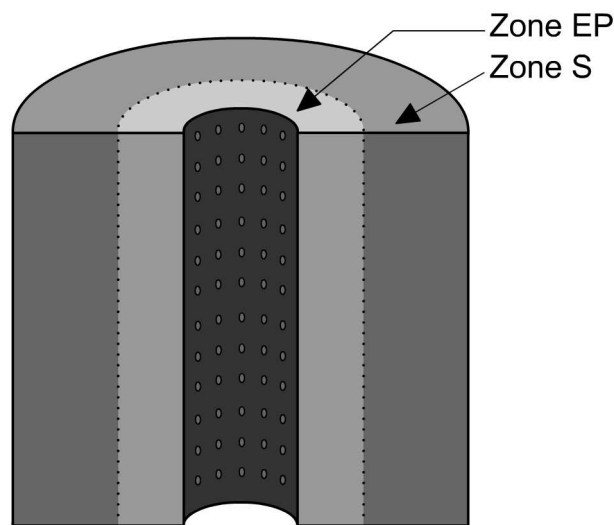


Figure 4-12 : Schéma de la zone d'écoulement préférentiel EP et de la matrice sableuse S dans la colonne

L'écoulement bi-modal a été modélisé de la manière suivante : la section de la zone EP est supposée être plus importante que la section réelle du macropore, soit de l'ordre de 10, 25, 50 et 75 % de la section totale de la colonne, contre une section réelle du macropore de 1%. Le rapport de section entre la zone EP et la section de la colonne est dénommé R_s (rapport de section). Les zones d'écoulement préférentiel et de matrice solide sont représentées comme

deux milieux poreux darcéens avec des conductivités hydrauliques à saturation spécifiques. Le rapport des conductivités hydrauliques entre le macropore et le sable est dénommé K. Des valeurs de K variant de 2 à 8 ont été attribuées à la zone d'écoulement préférentiel EP. La modélisation numérique de l'écoulement mène aux profils de vitesse en fonction des valeurs du rapport de section R_S et de conductivité K entre la zone EP et S, illustrés à la figure 4-13.

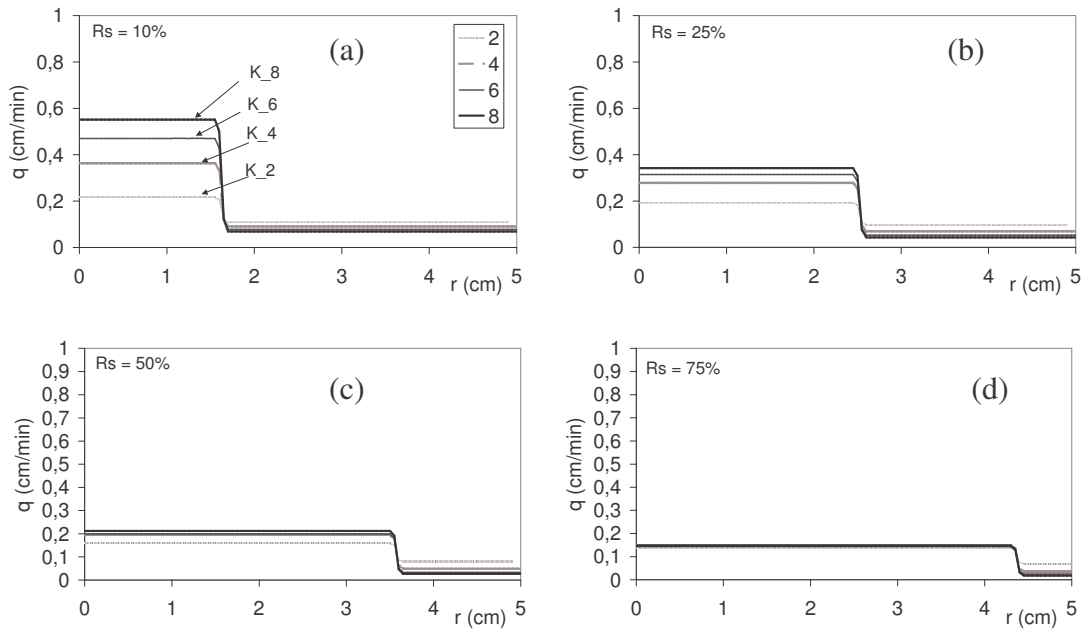


Figure 4-13 : Profil de vitesses d'écoulement en colonne avec macropore M en fonction du rapport de section R_S et du rapport de conductivité hydraulique à saturation K

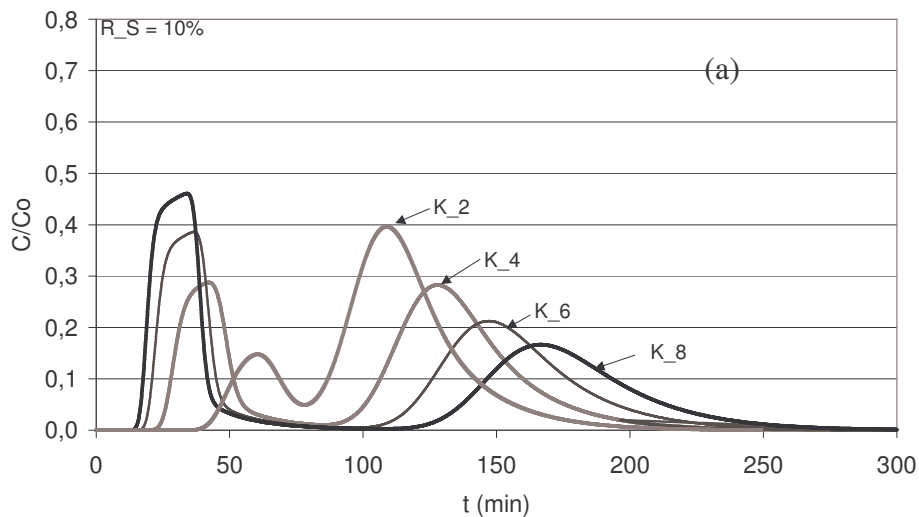
L'écoulement obtenu est bimodal avec deux vitesses distinctes mais uniformes dans les zones EP et S, et une discontinuité à l'interface entre les deux zones. Le rapport des conductivités hydrauliques à saturation entre la zone EP et la matrice solide S correspond au rapport des vitesses entre elles, dénommé ici R_V (rapport de vitesse). Cela résulte de l'égalité des gradients de pressions dans les deux zones EP et S. Le ratio de vitesse dans la zone EP (R_q^{EP}) et dans la zone S (R_q^S) par rapport à la vitesse darcienne moyenne de la colonne observée sur toute la section, est uniquement fonction du rapport de section R_S et du rapport de vitesse R_V :

$$\begin{cases} R_q^{EP} = \frac{q^{EP}}{q} = \frac{R_V}{(1-R_S) + R_S R_V} \\ R_q^S = \frac{q^S}{q} = \frac{1}{(1-R_S) + R_S R_V} \end{cases} \quad 4-5$$

où q^{EP} et q^S correspondent aux vitesses dans la zone EP et S respectivement. Le développement mathématique de cette équation est représenté en annexe 6. Selon l'équation 4-5, quand la section de la zone EP tend vers zéro (section très petite), la vitesse dans la zone EP tend vers $R_V \times q$ et la vitesse dans la matrice solide tend vers la vitesse expérimentale q . C'est le cas d'un écoulement préférentiel important ayant lieu dans une petite section. En revanche, quand la section de la zone EP tend vers la section de la colonne, la vitesse dans la zone EP tend vers la vitesse expérimentale q et la vitesse dans la matrice solide tend vers $1/R_V \times q$ (valeur faible). Ce cas correspond à un écoulement homogène avec une zone immobile (matrice solide) très faible.

4.2.2 Modélisation du transfert de solutés : étude de sensibilité

La modélisation du transfert de solutés a été effectuée en considérant les mêmes valeurs des paramètres hydrodispersifs (α , θ_{im} , λ_T , λ_L) pour la zone d'écoulement préférentiel EP et la zone de la matrice solide S. Une valeur faible de dispersivité transversale ($\lambda_T=10^{-4} \text{ cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}$) a été attribuée à chaque zone, valeur correspondant à la seule action de la diffusion moléculaire. La figure 4-14 illustre les éluions modélisées en fonction du rapport de section R_S et du rapport de vitesse R_V ou de conductivité K .



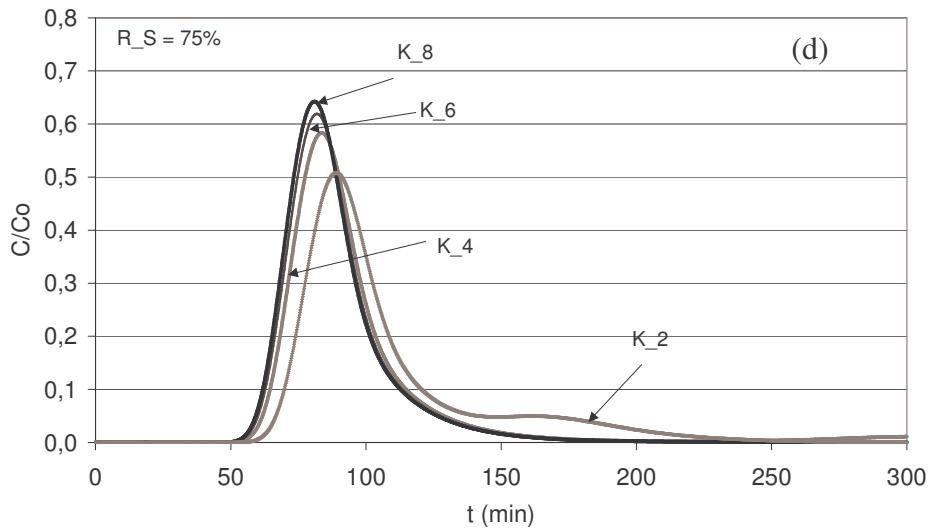
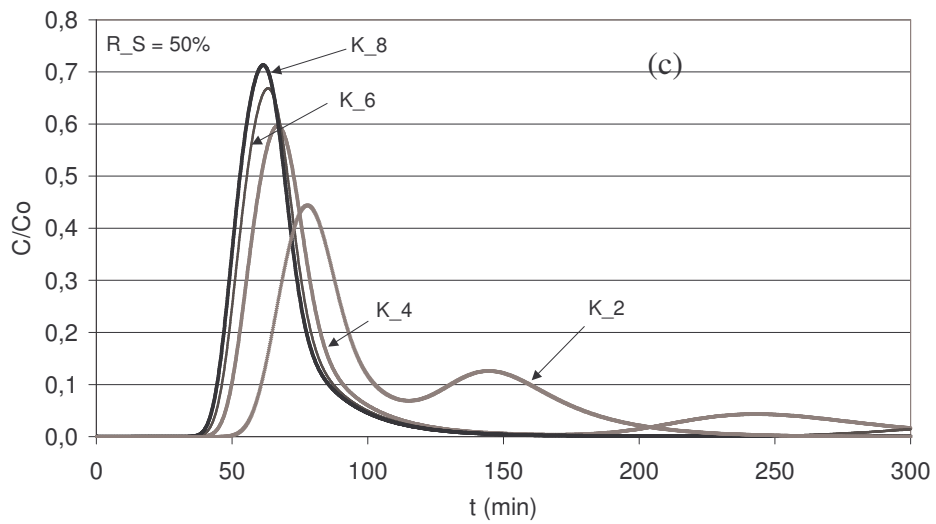
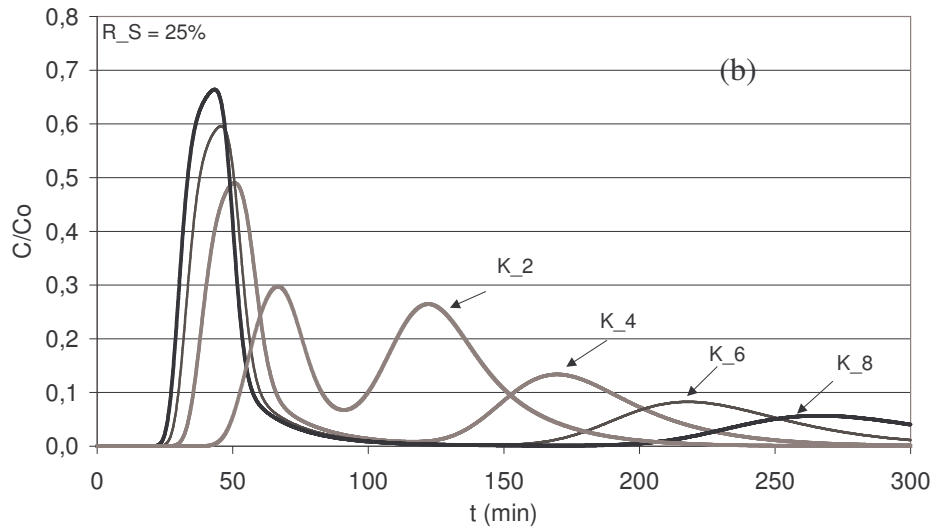


Figure 4-14 : Modélisation du transfert des solutés en fonction du rapport de section R_S et de vitesse R_V (ou K).

Les résultats numériques montrent que les solutés sont transférés d'abord par la zone d'écoulement préférentiel EP et ensuite par la matrice solide S, avec un faible échange de solutés entre les deux zones (valeur faible de λ_T). Cet échange faible entre les deux zones mène à une forme bi-modale de la courbe d'élution avec deux pics d'élution distincts (figure 4-14). L'aire sous chaque pic d'élution ainsi que sa position dans le temps (temps de percée) dépendent du rapport de section R_S et de vitesse R_V entre les deux zones.

Rappelons que l'aire sous chaque pic d'élution correspond à la masse des solutés transférée dans chaque zone et la position du pic de la courbe d'élution correspond au temps de séjour moyen des solutés transférés dans chaque zone.

La modélisation de l'écoulement avec la section réelle (figure 4-11) du macropore a montré que, quel que soit le rapport de vitesse entre le macropore et la matrice sableuse, la vitesse dans la zone S est toujours proche de celle expérimentale Ceci implique une élution du traceur caractérisée par un premier pic faible de concentration suivi d'un deuxième pic plus important. La percée du deuxième pic d'élution (correspondant au transfert de solutés dans la zone S) a un temps proche du temps de séjour moyen du traceur.

C'est le cas également pour un rapport de section de $R_S = 10 \%$ et de conductivité de $K = 2$ (figure 4-14). Au contraire, pour des rapports de section importants ($R_S = 25 \%$; 50% ; 75%), une quantité importante de solutés passent par la zone EP et une faible quantité traverse la matrice solide S. Quand le rapport de section tend vers 1, la vitesse dans la zone EP tend vers la vitesse moyenne q (voir figure 4-14d). Ainsi, le premier pic a lieu à un temps proche du temps de séjour. Dans la zone S, le transfert de solutés (représenté par le deuxième pic) s'effectue très lentement avec un temps de séjour supérieur au temps de séjour moyen de solutés dans la colonne (105 min). Le transfert de solutés dans la zone S représente dans ce cas des zones immobiles d'écoulement. Ce comportement génère une élution bimodale des solutés caractérisée par deux pics d'élution : un premier grand pic suivi d'un second pic faible qui a lieu très tard (figure 4-14d).

La traînée de la courbe d'élution entre les deux pics dépend de la valeur de dispersivité transversale. La même valeur de λ_T a été affectée aux deux zones EP et S. La figure 4-15 montre l'effet de la dispersivité transversale sur l'élution et le transfert de solutés, pour une valeur donnée du rapport de section et de conductivité entre les deux zones de $R_S = 50 \%$ et de $R_V = 4$ respectivement. L'augmentation de la dispersivité transversale entraîne une

augmentation de la dispersion transversale et ainsi une augmentation d'échange de solutés entre les zones EP et S.

Les profils de distribution de concentration de solutés illustrent les échanges entre les deux zones pour une valeur faible de $\lambda_T = 0,001$ cm (figure 4-16a) et pour une valeur importante de $\lambda_T = 0,1$ cm (figure 4-16b).

Ces profils montrent que pour des valeurs élevées de λ_T , les solutés transférés dans la zone EP peuvent atteindre la zone S au début de l'expérience de transfert (figure 4-16b, temps = 30 min). Par la suite, lorsqu'il n'y a plus de solutés dans la zone EP, les solutés dans la zone S diffusent vers la zone EP et sont ainsi élués plus rapidement (figure 16b, temps = 90 min). A 210 min du début d'expérience il n'y a plus de solutés dans la zone S, alors qu'avec moins de dispersion transversale, il reste encore des solutés dans la zone S (figure 4-16a, temps = 210 min).

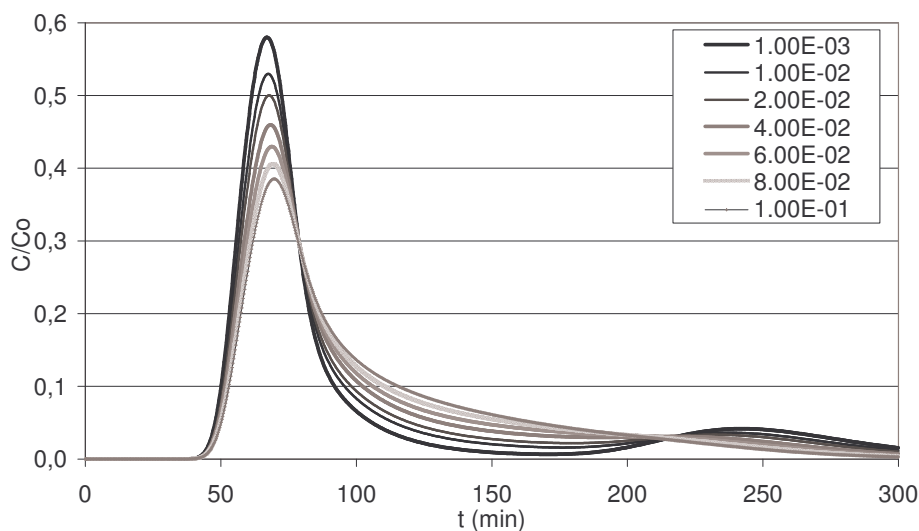


Figure 4-15 : Effet de la dispersivité transversale λ_T sur l'élution et le transfert de solutés

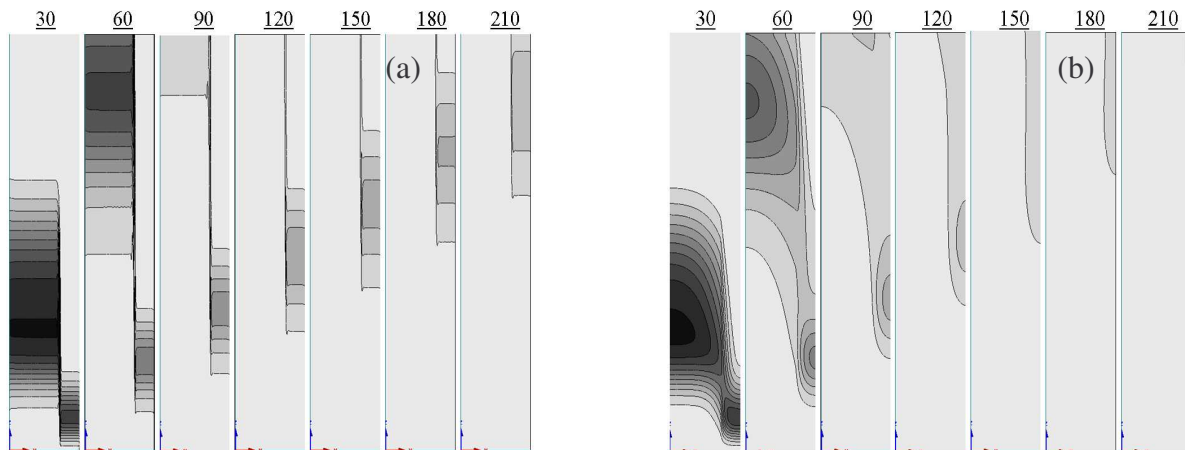


Figure 4-16 : Profils de distribution de concentration de solutés dans la zone EP et S en fonction du temps obtenus pour $K = 4$ et $R_S = 50\%$ et a) $\lambda_T = 0,001\text{ cm}$; b) $\lambda_T = 0,1\text{ cm}$

En ce qui concerne l'élution des solutés, l'augmentation de λ_T entraîne une diminution de l'amplitude du premier pic d'élution et une diminution du second pic avec un décalage vers la gauche, allant jusqu'à la disparition de ce dernier (figure 4-16). En fait, lorsque λ_T augmente, les solutés diffusent de la zone S vers la zone EP ce qui se traduit par une percée plus rapide. Cela se traduit par un décalage vers la gauche du pic associé à la zone S lorsque la dispersivité augmente. Les autres paramètres hydrodispersifs (α , θ_{im} , λ_L^{EP} et λ_L^S) jouent un rôle sur la forme de chaque pic. Par exemple, l'effet de la dispersivité longitudinale dans la zone EP sur l'élution et le transfert de solutés est illustré à la figure 4-17. Une augmentation de λ_L^{EP} entraîne une augmentation de la dispersion associée au premier pic. Cela explique le décalage du pic associé à la zone S vers la gauche lorsque la dispersivité augmente.

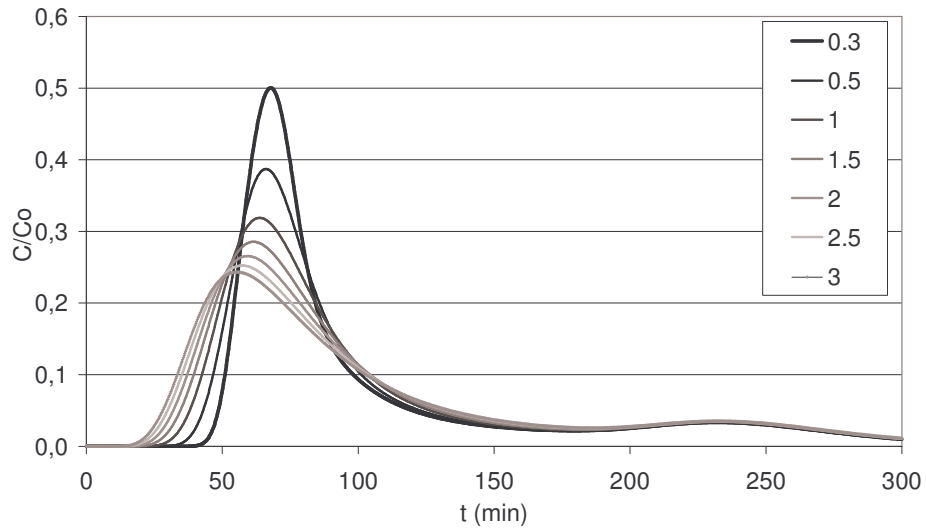


Figure 4-17 : Effet de la dispersivité longitudinale (λ_L^{EP}) dans la zone d'écoulement préférentiel EP sur l'élution et le transfert de solutés.

4.2.3 Ajustement final des éluions expérimentales et discussion

Le bon ajustement des données théoriques sur celles expérimentales en conditions saturées (figure 4-18) a été obtenu pour des paramètres détaillés au tableau 4-3.

Tableau 4-3 : Paramètres relatifs à chaque zone EP et S obtenus par ajustement du modèle sur la courbe expérimentale de la colonne M en conditions saturées.

Paramètres	Zone	
	EP	S
R_S	50,5 %	
$R_V=K$	4	
θ_{im}	0,0446	
α	0,003	
λ_L (cm)	0,16	2,08
λ_T (cm)	$2 \cdot 10^{-2}$	

En conditions saturées, le bon ajustement du modèle sur les données expérimentales a été obtenu pour un rapport de vitesse entre la zone d'écoulement préférentiel EP et celle de la matrice solide S de $R_V = 4$ et un rapport de section $R_S = 50,5 \%$.

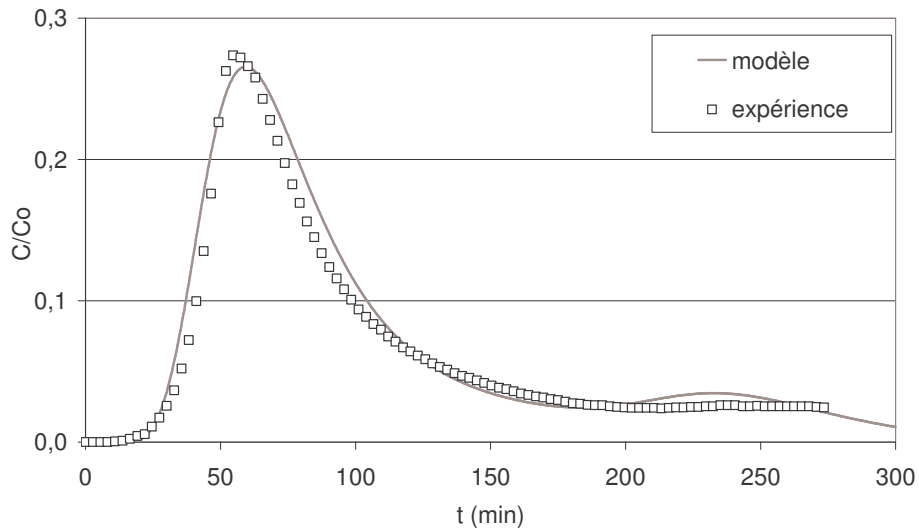


Figure 4-18 : Ajustement du modèle sur la courbe expérimentale de la colonne M en conditions saturées

La dispersivité longitudinale a dû être augmentée dans la zone EP, afin d'obtenir un bon accord entre les données expérimentales et le modèle. La présence du macropore se traduit par une augmentation de la taille moyenne des pores dans la colonne M. Ceci entraîne ainsi une augmentation de la dispersion et de la dispersivité longitudinale globale (λ_L^{EP}), qui dépend entre autres du rayon des pores du milieu. Toutefois, la valeur de dispersivité de 2 cm demeure cohérente compte tenu des dimensions du macropore (triangle équilatéral de 1 cm). La valeur optimale de dispersivité transversale λ_T obtenue par ajustement est de $2 \cdot 10^{-2}$ cm.

On admet en règle générale un ratio de 1/10 entre la dispersivité transversale et la dispersivité longitudinale (Domenico et Schwartz, 1990 ; Paris-Anguella, 2004). La valeur de $2 \cdot 10^{-2}$ cm est en accord avec les données de la littérature, puisqu'elle représente environ 1/10 de la valeur de la dispersivité du sable (0,16 cm).

La distribution des profils de concentration de solutés en sortie de colonne en conditions saturées est illustrée à la figure 4-19. Le traceur est injecté simultanément dans le macropore et dans la matrice solide (sable) à l'entrée de la colonne M. Le transport de solutés est accéléré par le chemin préférentiel d'écoulement à travers le macropore. Les flux de solutés

dans la matrice de sable sont déplacés plus lentement que dans le macropore, produisant la traînée importante observée lors des expériences au laboratoire et prédite par la modélisation.

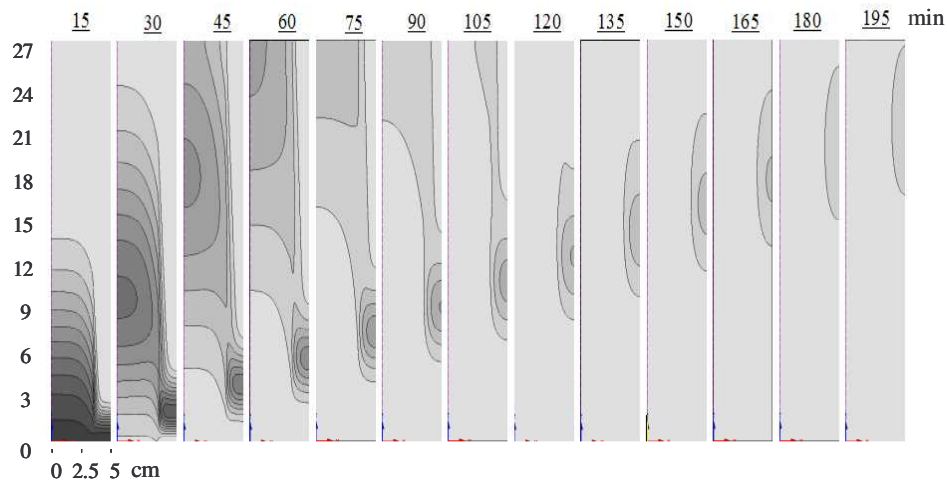


Figure 4-19 : Profils de distribution de concentration de solutés dans la zone EP et S en fonction du temps

4.2.4 Simulation numérique des expériences en présence du géotextile

Pour les simulations numériques de la colonne MS, le domaine d'écoulement est divisé en trois sous-domaines : le domaine de la zone d'écoulement préférentiel EP, le domaine de la matrice solide S, et le domaine du géotextile. Les seuls paramètres hydrodynamiques influents en conditions saturées sont la teneur en eau à saturation θ_s et la conductivité hydraulique à saturation K_s relative à chaque domaine. Les autres paramètres hydrodynamiques tels que l , α , n , θ_r n'ont aucune influence sur les simulations de la colonne MS en conditions saturées, puisqu'ils n'interviennent qu'en conditions non saturées. Les paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs de la zone EP et S ont été définis par ajustement de la colonne M en conditions saturées (tableau 4-4).

Tableau 4-4 : Rappel des paramètres hydrodispersifs relatifs à chaque domaine pour la modélisation de la colonne MS en conditions saturées

Paramètres	Zone EP	Zone S	Géotextile
Paramètres hydrodynamiques			
θ_s (cm ³ cm ⁻³)	0,437	0,437	0,437
K_s (cm, min ⁻¹)	1,98	0,495	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Paramètres hydrodispersifs			
θ_{im}	0,0446	0,0446	0,0446
α (min ⁻¹)	0,003	0,003	0,003
λ_L (cm)	2,00	0,16	0,16
λ_T (cm)	0,02	0,02	0,02

La teneur en eau à saturation θ_s du géotextile a été prise égale à la teneur en eau expérimentale $\theta_s = 0,437 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ obtenue pour la colonne MS. Pour le géotextile, la valeur de K_s indiquée par le fabricant est de $0,0035 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$. Rappelons que la teneur en eau immobile θ_{im} et le coefficient d'échange de solutés entre zones mobile et immobile α ont été supposés identiques pour les trois domaines. La dispersivité longitudinale λ_L et transversale λ_T pour le géotextile ont été supposées égales à celles du sable. La modélisation montre qu'en cas de valeurs différentes de dispersivité transversale, c'est la valeur la plus faible qui conditionne le calcul.

4.2.4.1 Effet des caractéristiques hydrodynamiques du géotextile sur l'écoulement et le transfert de solutés

Afin d'étudier l'influence de la conductivité hydraulique à saturation du géotextile sur le comportement de la courbe d'éluion de la colonne MS, des valeurs de conductivité hydrauliques à saturation variant de $0,0035 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$ à $4 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$ ont été affectées au géotextile. Les simulations obtenues pour un ratio de section $R_S = 50 \%$ et de conductivité $K = 4$ entre la zone EP et S sont représentées à la figure 4-20.

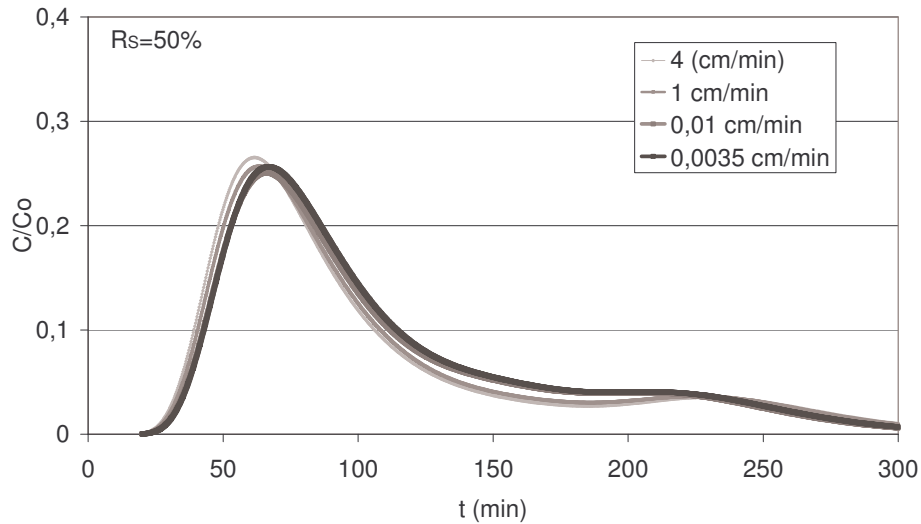


Figure 4-20 : Effet de la conductivité du géotextile sur l'élution du traceur dans la colonne MS (simulations obtenues pour $R_S = 50\%$ et $K = 4$)

De très légères différences ont été observées entre les éluions modélisées pour toutes les valeurs de K_s^G variant de 0,0035 à 4 $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$. Dans tous les cas, les courbes d'élution obtenues diffèrent de la courbe expérimentale de la colonne MS (figure 4-21). Dans tous les cas, les courbes d'élutions modélisées sont très similaires à la courbe d'élution obtenue pour la colonne avec macropore seul M. Ces modélisations attestent que quelle que soit la conductivité hydraulique du géotextile, l'effet sur l'élution en sortie de colonne est peu significatif.

L'étude du champ de vitesse permet de mettre en évidence une modification significative du champ au voisinage du géotextile. Ce dernier modifie la vitesse ainsi que la direction des champs de vitesse dans la zone au voisinage du géotextile (figure 4-21) :

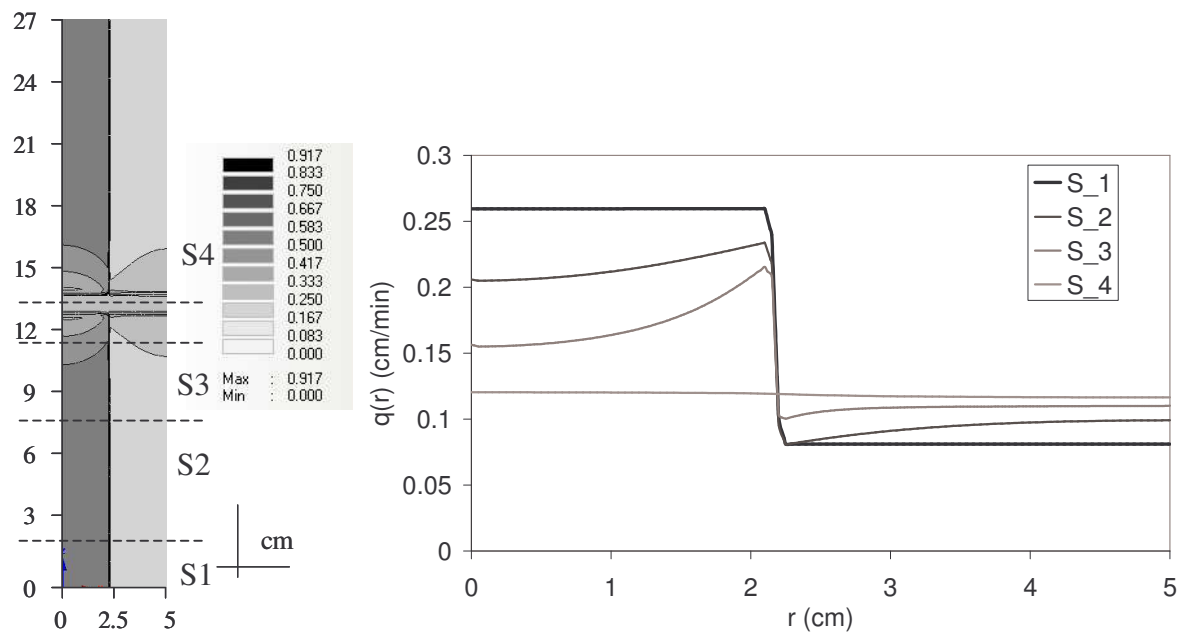


Figure 4-21 : Profil de vitesse dans la colonne MS en conditions saturées

A l'approche de cette zone, la vitesse des flux d'eau et de solutés diminue dans la zone d'écoulement préférentiel EP et augmente légèrement dans la zone de la matrice sableuse S par rapport à la vitesse dans la zone non influencée par le géotextile (figure 4-21).

Une homogénéisation des vitesses entre la zone EP et S est remarquée au voisinage du géotextile. Cette homogénéisation est détaillée par les sections $q(r)$. Loin du géotextile (figure 4-21 section S1), la vitesse dans la zone EP est supérieure à celle dans la zone S. Cet écart diminue dans la zone au voisinage du géotextile (sections S2 et S3). La vitesse des flux d'eau et de solutés diminue dans la zone EP et augmente dans la zone S. Enfin, au sein du géotextile (section S4) la vitesse dans la zone EP devient égale à celle dans la zone S, ce que signifie un écoulement homogène.

De cette homogénéisation résulte un échange des flux d'eau entre les deux zones EP et S. Ceci est mis en évidence par l'analyse du champ écoulement en termes de vecteurs vitesses. Au niveau du géotextile, dans la zone d'homogénéisation des écoulements, le vecteur vitesse prend une composante radiale. Ce fait est illustré en considérant les lignes de champ (lignes et tout point colinéaires au vecteur vitesse) qui correspondent aux trajectoire des solutés (ligne blanche figure 4-22).

Au voisinage du géotextile, les solutés ont une vitesse dirigée vers la zone S en amont du géotextile et vers la zone EP en aval. Par la modification de la trajectoire dans cette zone, un report des flux d'eau et de solutés se produit de la zone EP vers la zone S.

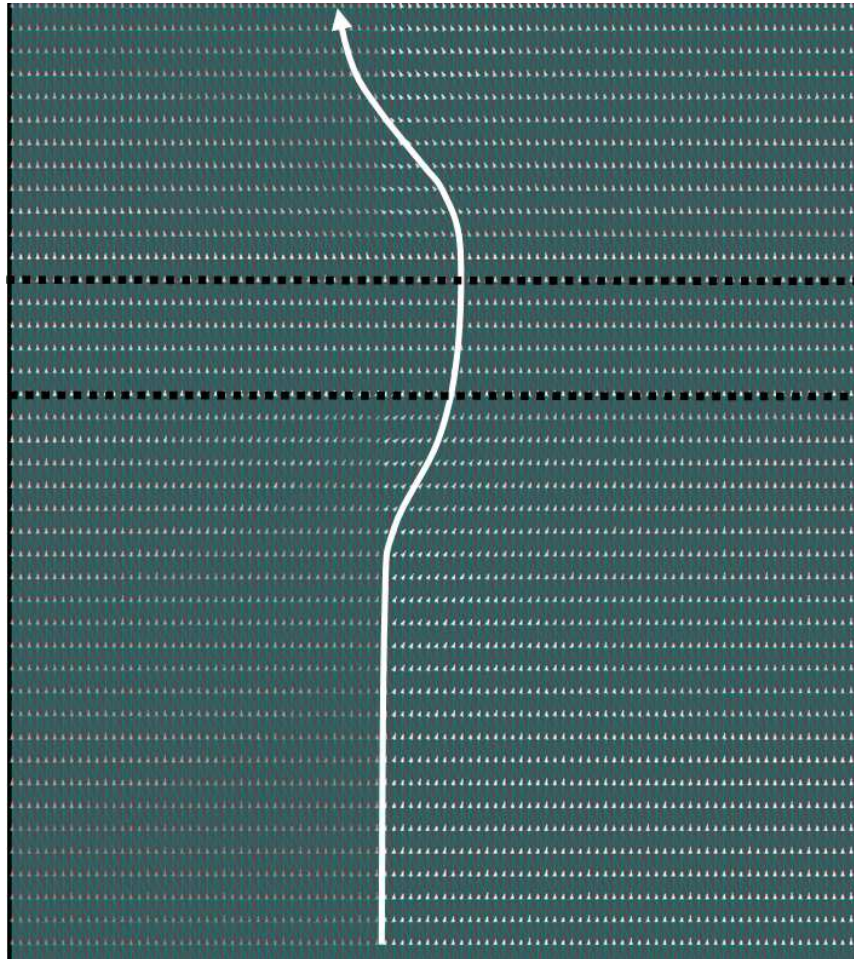


Figure 4-22 : Modification du champ de vitesse dans la zone au voisinage du géotextile (le géotextile est compris entre les deux lignes pointillées, le vecteur vitesse est représenté avec les deux composantes radiales et verticale)

L'effet du géotextile sur le report des flux de solutés de la zone EP vers la zone S.

Afin de comprendre l'effet du géotextile sur le report de flux de solutés de la zone EP vers la zone S, des simulations numériques ont été réalisées en présence ou non du géotextile (colonnes MS et M). Plus précisément, l'effet du géotextile sur la déformation du signal (en

l'occurrence sur la courbe d'éluion du traceur) a été caractérisé séparément dans chaque zone (EP ou S) :

- 1 modélisation du transport de solutés dans la zone EP. Les solutés ont été injectés uniquement dans la zone EP en utilisant comme condition limite une concentration nulle de solutés dans la zone S.
- 2 modélisation du transport de solutés dans la zone S. Les solutés ont été injectés uniquement dans la zone S en utilisant comme condition limite une concentration nulle de solutés dans la zone EP.

L'effet du géotextile sur l'éluion du traceur a été estimé par comparaison des résultats numériques obtenus en présence ou non du géotextile. Les éluions obtenues dans les colonnes sans géotextile (M) et avec géotextile (MS) sont représentées à la figure 4-23.

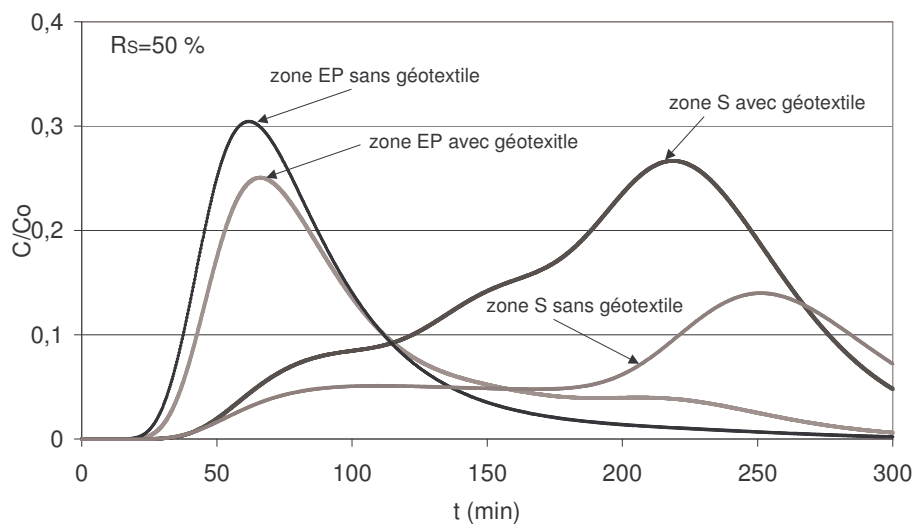


Figure 4-23 : Effet du géotextile sur l'éluion du traceur dans la zone EP et S (simulations réalisées pour un rapport $R_S = 50\%$ et $K = 4$ entre la zone EP et S)

La figure 4-23 montre que l'éluion du traceur est modifiée en présence du géotextile. Lorsque les solutés sont injectés dans la zone EP, la présence du géotextile se traduit par une diminution du pic de concentration, une dispersion plus importante (traînée plus importante de la courbe) et un décalage vers la droite de la courbe d'éluion. En raison de la modification de la trajectoire, une partie des solutés se dirige de la zone EP vers la zone S. Dans cette zone, la vitesse d'écoulement étant plus faible que dans la zone EP, les solutés sont transférés plus lentement. Ceci engendre une plus grande dispersion et un décalage vers la droite de la courbe

d'élution. Au contraire, lorsque les solutés sont injectés dans la zone S en présence du géotextile, la courbe d'élution est décalée vers la gauche. Dans ce cas, la trajectoire de solutés est également modifiée, mais la vitesse de solutés augmente car une partie de solutés se dirige de la zone S vers la zone EP où la vitesse d'écoulement est plus importante. Ceci engendre un transfert plus rapide dans la zone S quand le géotextile est présent (avec un pic de concentration ayant lieu à 220 min du début d'expérience par rapport à 250 min quand le géotextile n'est pas présent).

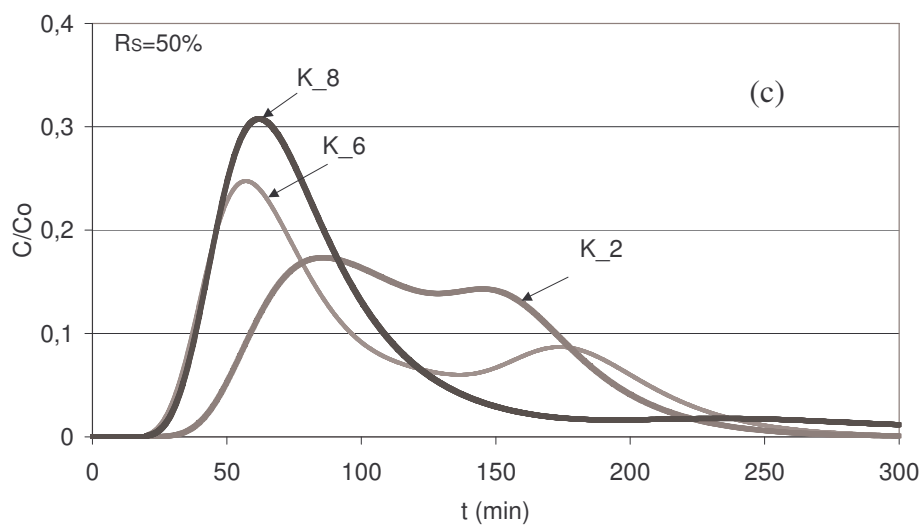
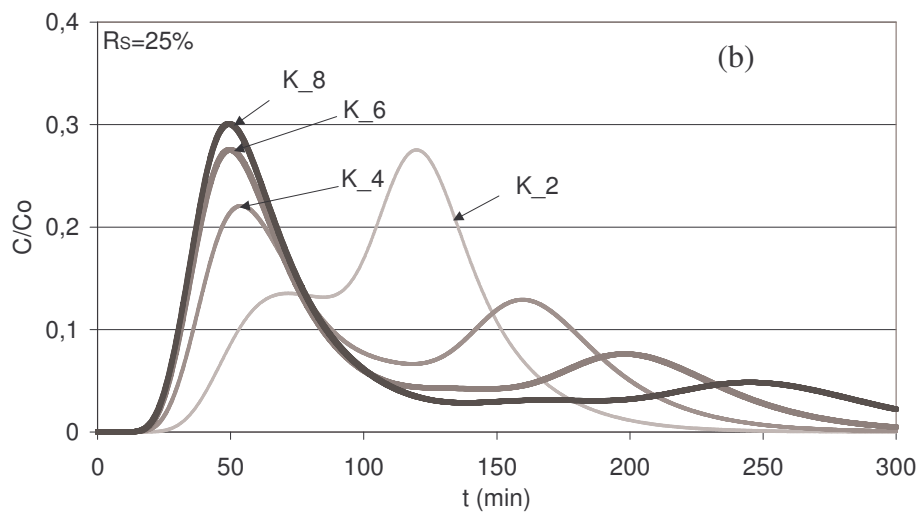
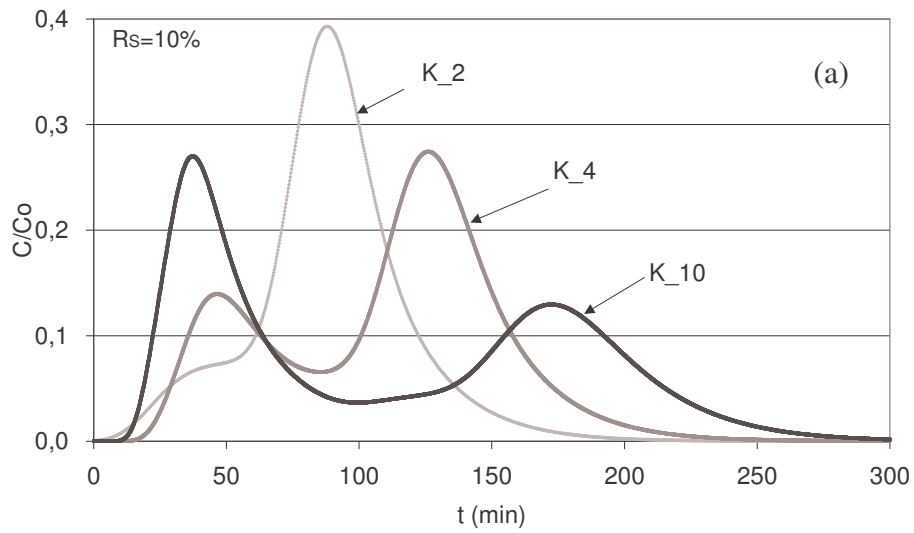
Lorsque les solutés sont injectés sur l'ensemble des deux zones (cas des expériences), on retrouve la combinaison des deux effets. Cependant, l'effet du géotextile n'est pas assez significatif pour obtenir l'élution expérimentale observée au laboratoire. Le modèle prévoit une faible modification de l'écoulement contrairement à la modification des courbes d'élution obtenues au laboratoire. L'hypothèse de la modification des paramètres de la zone d'écoulement préférentiel EP en présence du géotextile, de manière à ajuster le modèle sur les données expérimentales est vérifiée dans la suite du chapitre.

4.2.5 Modification de la zone d'écoulement préférentiel par l'introduction du géotextile.

L'hypothèse de la modification des paramètres de la zone d'écoulement préférentiel EP en présence du géotextile, de manière à ajuster le modèle sur les données expérimentales est vérifiée ci-dessous. Les caractéristiques des zones EP et S sont ajustées en fixant les caractéristiques du géotextile données par le fabricant (épaisseur de 0,85 cm et conductivité hydraulique à saturation de $0,0035 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$).

4.2.5.1 Etude de sensibilité

Afin de déterminer le rôle du géotextile sur l'élution du traceur, une étude de sensibilité a été réalisée pour les paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs relatifs à chaque domaine représentés au tableau 4-4. L'effet du rapport de section R_S et du rapport de conductivité K (égal au rapport de vitesse R_V entre la zone EP et S en considérant la même pression dans les deux zones) entre la zone EP et S est illustré à la figure 4-24 ci-dessous :



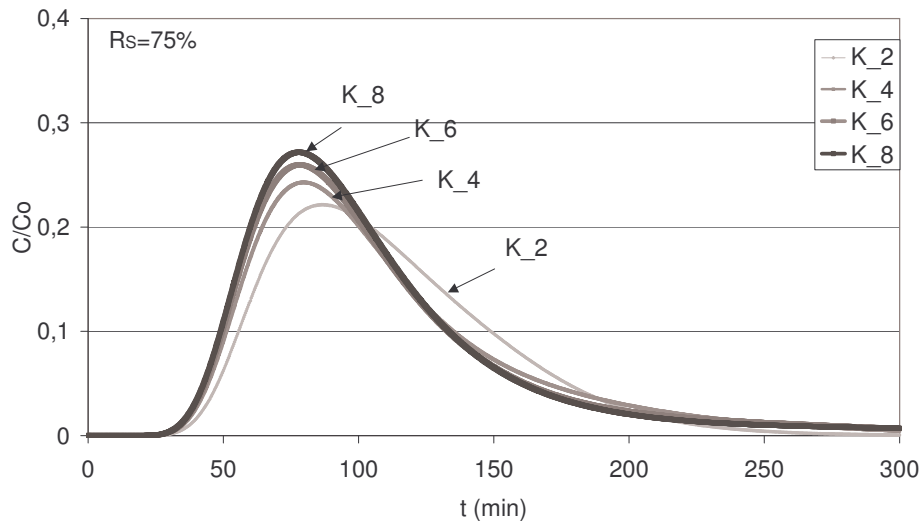


Figure 4-24 : Modélisation du transport de solutés dans la colonne MS en fonction du rapport de section R_S et de vitesse $R_V = K$.

Pour des valeurs du rapport de section R_S de 10%, 25% et 50% (figure 4-24 a,b,c), l'augmentation de K , c'est-à-dire l'augmentation de la conductivité de la zone EP par rapport à celle de la zone S, entraîne une augmentation de l'importance du premier pic d'élution. Ce pic correspond au transfert de solutés dans la zone EP. Ceci se traduit par une augmentation de la masse de solutés transférée dans la zone EP (rappelons que cette masse est calculée par l'intégrale de l'aire sous le pic d'élution). L'importance du premier pic devient significative devant le second (qui représente les solutés transférés dans la zone S) quand le rapport de section R_S et de conductivité K augmente (figure 24 b, c, d).

Pour des sections importantes ($R_S = 75\%$ figure 24 d), les courbes d'élution obtenues pour des valeurs de K variant de 2 à 8 s'approchent de la courbe d'élution obtenue pour la colonne avec macropore en conditions saturées. Ces courbes se caractérisent par une dispersion très importante (étalement de la courbe d'élution) et la disparition du deuxième pic d'élution. L'augmentation de K accentue très légèrement l'amplitude du pic d'élution et réduit l'effet de traînée de la courbe d'élution. Quel que soit le rapport de conductivité entre les zones EP et S, les éluions correspondantes ne sont pas en accord avec l'élution expérimentale de la colonne MS.

Les configurations qui se rapprochent le plus de la courbe expérimentale sont celles qui ont un rapport de section R_S entre 10% et 25% et de vitesse R_V compris entre 2 et 4 (figure 4-24 a,b).

Ajustement final

Le bon ajustement de la courbe modélisée avec HYDRUS –2D sur la courbe expérimentale (figure 4-25) a été obtenu pour les paramètres représentés au tableau 4-5.

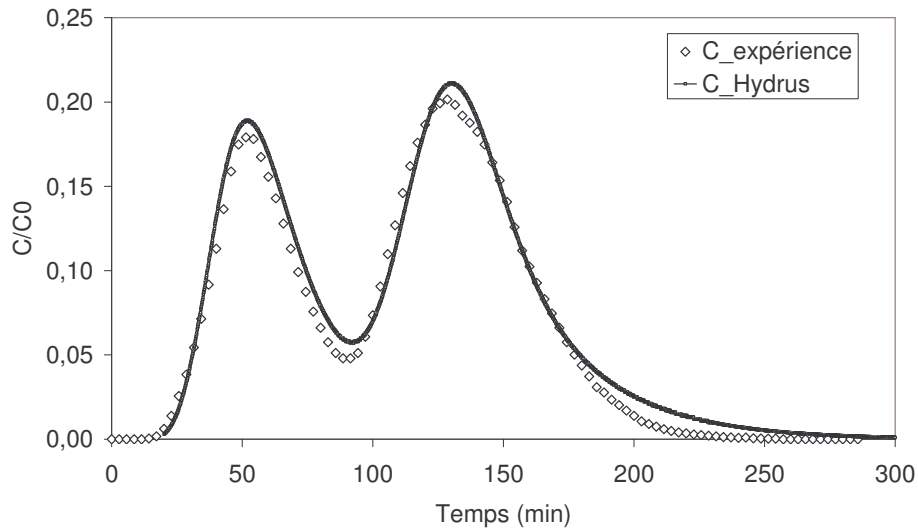


Figure 4-25 : Ajustement de la colonne MS sur la courbe d'elution experimentale

Les paramètres hydrodispersifs du géotextile ont été considérés identiques à ceux de la zone de la matrice sableuse S (tableau 4-6).

Tableau 4-5 : Paramètres relatifs à chaque domaine obtenus par ajustement du modèle sur la courbe expérimentale de la colonne MS en conditions saturées.

Paramètres	Zone EP	Zone S	Géotextile
R_S (%)	18,5		
$R_V=K$	3,2		
θ_{im}		0,0446	
α (min^{-1})		0,003	
λ_L (cm)	2,00	0,16	0,16
λ_T (cm)		0,02	

L'effet du géotextile sur l'écoulement réside dans la modification des paramètres (section et vitesse) de la zone d'écoulement préférentiel EP. Le bon ajustement est obtenu pour un rapport de section R_s de 18,5 % et de vitesse de 3,2 entre la zone d'écoulement préférentiel EP

et la zone de la matrice de sable S. Ces valeurs sont inférieures aux valeurs obtenues pour la colonne avec macropore M. Cela signifie que les éluions expérimentales témoignent d'une réduction de la section occupée par l'écoulement préférentiel et d'une diminution du rapport de vitesse entre les zones EP et S.

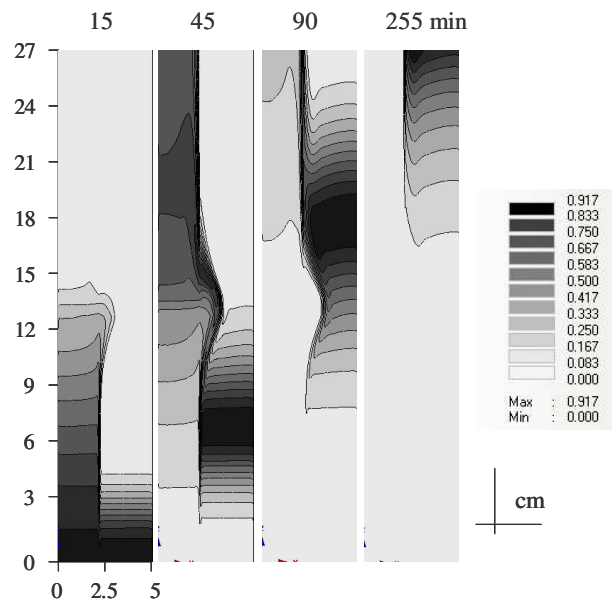


Figure 4-26 : Distribution des profils de concentration obtenus par la modélisation de la colonne MS en conditions saturées

La modélisation réalisée en diminuant la section et la vitesse de la zone d'écoulement préférentiel, atteste que le géotextile se comporte comme une barrière en favorisant la redistribution de l'eau et des solutés de la macroporosité vers la microporosité (figure 4-27), dans la zone au voisinage du géotextile.

4.2.6 Conclusion

La modélisation numérique avec le code numérique HYDRUS-2D a été réalisée pour proposer et valider :

- un modèle conceptuel d'écoulement et de transfert dans un milieu sableux rendu hétérogène par l'introduction d'un macropore artificiel en conditions saturées et non saturées, et
- un modèle d'influence de la stratification (présence d'un géotextile) en conditions saturées.

Les résultats expérimentaux et leur modélisation numérique attestent du cheminement préférentiel de l'eau et des solutés au sein de la macroporosité en conditions saturées.

En revanche, en conditions non saturées, le macropore ne joue aucun rôle significatif, du fait de sa désactivation (effet capillaire faible de la macroporosité). Les éluions expérimentales et le calage du champ d'écoulement sur ces éluions montrent que la zone d'écoulement préférentiel s'étend au delà du macropore lui-même, contrairement à ce qui est prévu par la modélisation directe de l'écoulement. Le macropore, d'un rayon de 0,5 cm, peut affecter l'écoulement dans un rayon d'approximativement 3,5 cm.

Ce travail a permis également de mettre en évidence l'effet de la stratification comme réducteur du rôle joué par la macroporosité. En conditions non saturées, la stratification n'apporte aucune modification. En revanche, en conditions saturées, la strate (le géotextile) réduit les écoulements et les transferts préférentiels au sein de la macroporosité. L'effet de la strate est attribué à ses propriétés hydrauliques (faible conductivité hydraulique) qui lui confère un comportement de type barrière. La modélisation numérique montre que le comportement de type barrière favorise la redistribution de l'eau et des solutés de la macroporosité vers la microporosité au droit de la strate et réduit l'effet de la macroporosité, par la réduction de la vitesse et de la section de la zone d'écoulement préférentiel en conditions saturées.

Cependant, dans le cadre de ce travail, les résultats ont été obtenus en considérant le macropore comme un milieu darcéen. L'analyse des courbes d'éluion montre que l'écoulement au sein des colonnes diffère de celui prédit par la modélisation avec une zone d'écoulement préférentiel étendue bien au delà de la dimension réelle du macropore. En appliquant la loi de Darcy sur le macropore, on obtient une inadéquation entre le modèle d'écoulement et la structure d'écoulement réelle mise en évidence par le traceur. Dans le futur, une étape de modélisation peut être envisagée en décrivant le domaine du macropore

sur la base de lois comportementales plus réalistes. Ceci permettra de comparer et de valider les résultats obtenus lors de cette étude.

5 Etude du transfert colloïdal

Les essais en colonnes ont pour objectif de mettre en évidence l'effet des propriétés hydrodynamiques du milieu poreux sur la rétention des colloïdes au cours de leur transfert. Le transfert colloïdal est étudié, comme pour les expériences de traçage, pour deux milieux poreux à différentes vitesses d'écoulement et à différentes teneurs en eau. Les conditions expérimentales sont choisies de manière à ce qu'elles ne soient pas favorables à une rétention physico-chimique de colloïdes par le milieu poreux (solution de faible force ionique, pH de 7 à 10, sable de quartz, milieu granulaire et particules de latex chargées négativement). Le chapitre s'organise en deux parties :

- la caractérisation du transfert colloïdal et l'influence de la présence du géotextile dans le milieu sableux à simple porosité, rendu hétérogène par l'introduction d'un macropore artificiel,
- la caractérisation du transfert colloïdal et l'influence de la présence du géotextile dans le milieu granulaire à double porosité (inter- et intra-particulaire).

Dans les deux cas, le transfert colloïdal est étudié en fonction de l'hétérogénéité physique du milieu (porosité et présence ou non de géotextile) et de la teneur en eau. L'effet du géotextile est déterminé par comparaison des résultats des courbes d'élution obtenus dans les colonnes sans et avec géotextile. L'effet de la vitesse darcienne d'écoulement est étudié pour le milieu sableux en conditions saturées.

Le transfert colloïdal est étudié par comparaison des courbes d'élution et des paramètres de transfert (bilan de masse et facteur de retard). Les bilans de masse et les facteurs de retard sont déterminés par les relations exprimées par les moments d'ordre 0 et d'ordre 1 (voir chapitre 2). La rétention colloïdale est déterminée par la différence entre la quantité colloïdale injectée en colonne en début d'expérience et celle obtenue en sortie de colonne en fin d'expérience.

Il convient de rappeler que la suspension colloïdale (préparée dans du NaCl $5 \cdot 10^{-4}$ M à une concentration de 200 mg.L^{-1}) est injectée sous forme d'un créneau représentant environ 5 % du volume poreux de la colonne V_0 dans chaque milieu poreux étudié.

5.1 Transfert colloïdal dans le milieu sableux

Quatre configurations sont étudiées : colonne de sable seul (T), colonne de sable stratifiée avec un géotextile (TS), colonne de sable avec macropore (M) et colonne avec macropore stratifiée avec un géotextile (MS) (cf. matériel et méthodes).

Le transfert colloïdal dans les colonnes de sable est étudié pour deux vitesses darciennes moyennes $Q = 0,12 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$ et $q = 0,03 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$. Les expériences sont dupliquées pour les essais à vitesse Q . Les expériences à vitesse q sont dupliquées en conditions saturées. Un seul répliquât est effectué en conditions non saturées.

Les expériences d'injection de colloïdes ayant suivies les expériences de traçage, les caractéristiques physiques des colonnes sont identiques à celles de l'étude du traceur (V_0 de $923 \text{ cm}^3 \pm 41 \text{ cm}^3$ et teneur en eau de milieu de $0,40 \pm 0,01 \text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$; voir chapitre 3, paragraphes 3.2.1 et 3.2.5) à l'exception du volume d'eau moyen et de la teneur en eau du milieu en conditions non saturées. Lors de ces essais, le volume d'eau moyen V_0 , mesuré avant chaque expérience d'injection colloïdale, est de $396 \text{ cm}^3 \pm 42 \text{ cm}^3$ et la teneur en eau des colonnes varie de $0,17$ à $0,23 \text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$.

5.1.1 Transfert colloïdal accéléré dans le milieu sableux en conditions saturées

5.1.1.1 Elution des colloïdes

Transport en milieu sableux

La courbe d'élution d'un seul répliquât est présentée pour le milieu sableux pour toutes les configurations étudiées. Le deuxième répliquât de chaque essai effectué est présenté en annexe 7.

En conditions saturées, la courbe d'élution des colloïdes obtenue pour la colonne de sable T a la même allure que la courbe moyenne d'élution du traceur pour cette même colonne (figure 5-1).

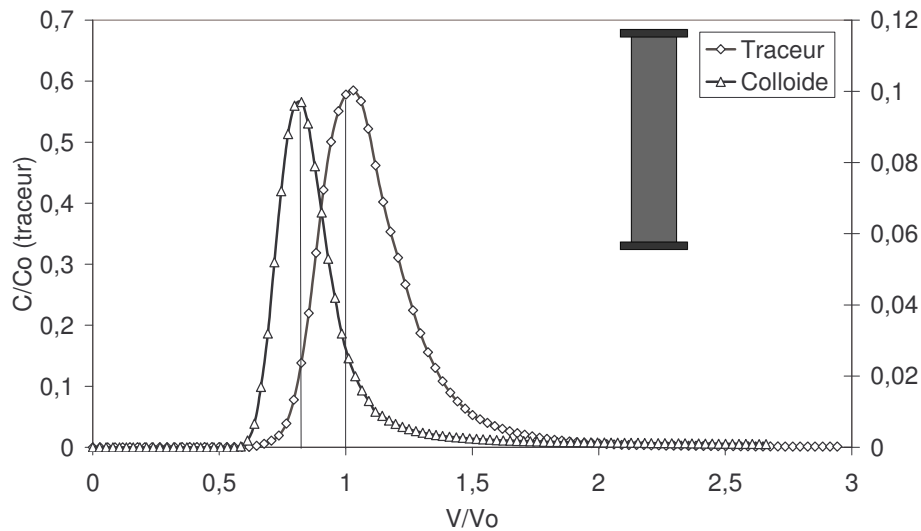


Figure 5-1 : Courbes d'éluion du traceur et de colloïdes à vitesse Q en conditions saturées dans les colonnes T (Volums injectés : $V_{traceur}=0,25V/V_0$, $V_{colloïdes}=0,05 V/V_0$)

Cependant, le comportement des colloïdes diffère de celui du traceur de l'eau avec une sortie plus rapide (pic de concentration ayant lieu avant $1 V/V_0$ pour les colloïdes et à $1 V/V_0$ pour le traceur) et un temps de séjour plus faible dans toutes les configurations étudiées. Ceci signifie que les colloïdes, contrairement au traceur de l'eau, n'explorent pas tout le volume poreux.

Le volume non exploré par les colloïdes, dénommé volume d'exclusion, peut être calculé par le facteur de retard R (tableau 5-1) et le volume moyen d'eau V_0 dans la colonne de 923 ml :

$$V_{exclusion} = (1 - R) V_0$$

Ce calcul donne un volume d'exclusion de 92 ml, ce qui représente environ 10 % de volume moyen d'eau exploré par le traceur.

L'existence de ce volume d'exclusion ne peut pas être attribuée à l'effet de chromatographie hydrodynamique (chapitre 1 paragraphe 1.2.3.2). Cet effet n'est sensible dans un milieu poreux que lorsque le rayon de pore du milieu est suffisamment petit par rapport à la taille des particules colloïdales, ce qui n'est pas le cas dans cette étude. Selon Ddods (1982), le diamètre de pore de milieu peut se calculer par la relation $d_p = d_g/6$ où d_g est le diamètre de grains du milieu.

En prenant en compte le diamètre médian des grains de sable de $1000 \mu\text{m}$, le diamètre de pore vaut alors $167 \mu\text{m}$, ce qui est trop important pour induire une exclusion hydrodynamique des particules de latex de $1 \mu\text{m}$.

Le transport des particules colloïdales plus rapide que le traceur de l'eau dans un milieu sableux a été observé par des études antérieures sur des particules de latex (Kinzelbach, 1998). Ces auteurs remarquent que les colloïdes, possédant un coefficient de diffusion plus faible que celui de solutés, sont transférés plus rapidement que le traceur.

Un autre processus d'exclusion des colloïdes d'une partie du volume poreux peut se produire pour des gradients de pression importants (fortes vitesses d'écoulement). Dans ces conditions, les colloïdes ont tendance à dévier des régions d'écoulement relativement stagnantes (ou régions immobiles), en empruntant uniquement les régions mobiles. Le volume d'eau immobile calculé par la modélisation avec le modèle MIM au chapitre 3 est de 10 % dans les colonnes de sable (tableau 1, chapitre 3). Ceci correspond au volume d'exclusion calculé ci-dessus. Ainsi, l'hypothèse d'exclusion de particules colloïdales des régions immobiles peut expliquer le transport plus rapide des particules colloïdales par rapport au traceur de l'eau dans les colonnes de sable T.

Tableau 5-1 : Paramètres du transport colloïdal en conditions saturées (valeurs moyennes de deux colonnes)

Colonne	T	TS	M	MS
C/C₀	0,1	0,06	0,075	0,02
R	0,9	1	0,7	0,72
t_s colloïdes	88,4	96	78,5	89

Influence de la macroporosité

La présence du macropore dans les colonnes M se traduit par une dispersion plus importante (traînée importante de la courbe) que dans les colonnes sans macropore et un transport nettement plus rapide (pic d'élution ayant lieu à 0,47 V/V₀ dans la colonne M et autour de 0,85 V/V₀ dans la colonne de sable T).

Le facteur de retard de 0,7 dans les colonnes M montre que le transfert colloïdal est nettement plus rapide dans ces dernières que dans les autres colonnes (tableau 5-1). Ceci est également vérifié par le temps de séjour des colloïdes plus faible dans les colonnes M que dans les autres colonnes (tableau 5-1).

Le même effet que dans les colonnes de sable T est observé : une sortie plus rapide des colloïdes par rapport au traceur de l'eau (pic de concentration ayant lieu avant 0,5 V/V_0 pour les colloïdes et après 0,5 V/V_0 pour le traceur) (figure 5-2).

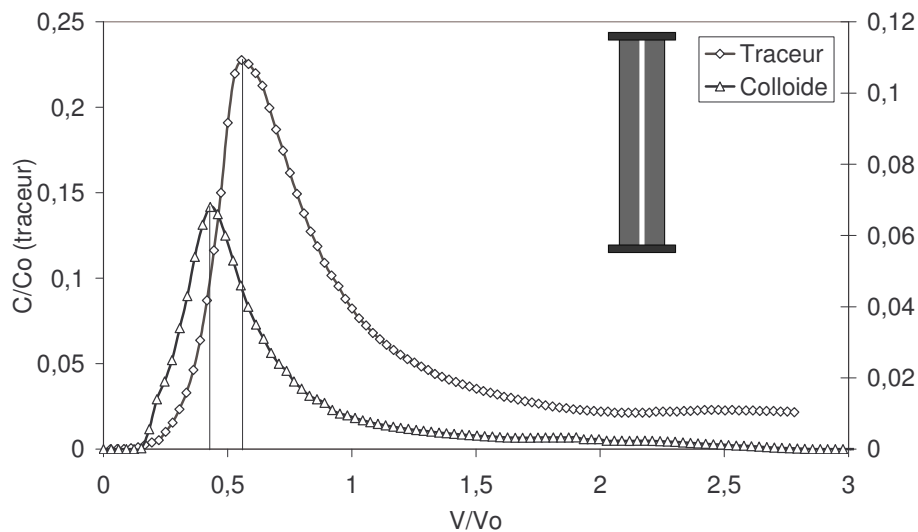


Figure 5-2 : Courbes d'élution du traceur et des colloïdes à vitesse Q en conditions saturées dans les colonnes M (Volumes injectés : $V_{traceur}=0,25V/V_0$, $V_{colloïdes}=0,05 V/V_0$)

Le macropore crée un chemin de transport préférentiel des colloïdes dans ces colonnes. En empruntant le macropore, les particules colloïdales évitent les interactions avec le sable, d'où la sortie plus rapide des colloïdes dans les colonnes de sable avec macropore M (0,2 V/V_0) que dans les colonnes de sable sans macropore. Ce transfert préférentiel de colloïdes par les macropores ou fractures artificielles a également été observé par Zvikelsky et Weisbrod, (2006).

Influence du géotextile

La différence entre les courbes d'élution des différentes configurations avec et sans géotextile réside dans l'amplitude du pic de restitution des colloïdes et la position du pic de la courbe (figure 5-3).

Les courbes d'élution des colloïdes dans les colonnes T et TS se caractérisent par une bonne symétrie et une faible dispersion des colloïdes (les courbes ne présentent pas d'effet de traînée). La présence du géotextile se traduit par un pic de concentration plus faible pour les colonnes TS que pour les colonnes T sans géotextile (tableau 5-2). Ceci témoigne d'une augmentation de la rétention au sein des colonnes. La raison de cette augmentation est explicitée plus tard dans le chapitre.

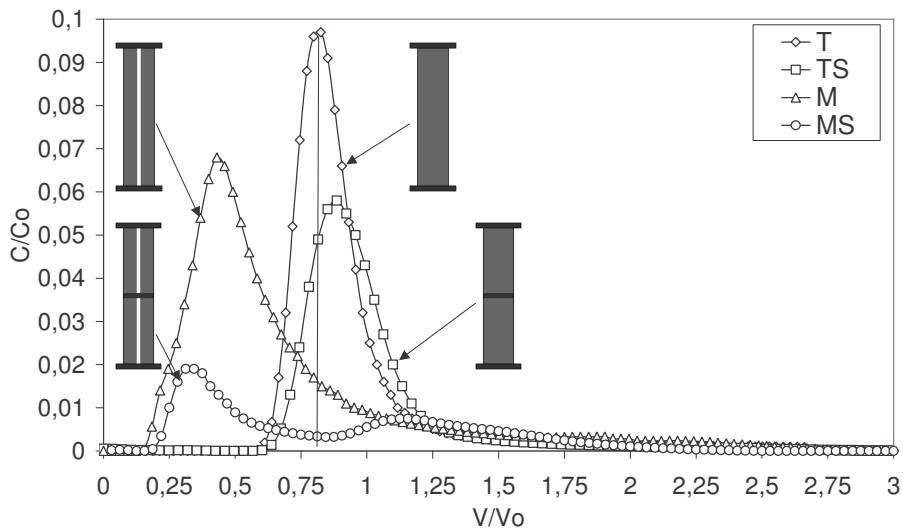


Figure 5-3 : Courbes d'éluion des colloïdes à vitesse Q en conditions saturées (Volume injecté : $V_{colloïdes}=0,05 V/V_0$)

L'introduction du géotextile dans les colonnes avec macropore conduit à une forme bimodale de la courbe d'éluion avec deux pics distincts. En effet, les courbes d'éluion dans les colonnes MS présentent deux pics, comme pour le traceur. Ceci témoigne de deux modes de transfert colloïdal dans les colonnes avec macropore : un premier mode de transfert de colloïdes dans la zone d'écoulement préférentiel EP constituée du macropore lui-même et la zone du sable autour du macropore affectée par l'écoulement préférentiel dans le macropore (voir chapitre 4) et un deuxième mode de transfert (représenté par le deuxième pic) dans le sable. Dans les colonnes avec macropore M, la majeure partie de la quantité colloïdale injectée est transférée essentiellement par le macropore. Le deuxième mode de transfert (dans le sable) est négligeable. Ceci est démontré par l'absence du deuxième pic d'éluion dans ces colonnes.

La présence du géotextile dans les colonnes MS contribue au report de flux d'eau et de solutés du macropore vers le sable (voir chapitre 4). La quantité colloïdale associée à ce flux d'eau va ainsi se reporter du macropore vers le sable. Ceci entraîne un deuxième mode de transfert (dans le sable) non négligeable et donc l'apparition du deuxième pic d'éluion des particules colloïdales.

5.1.2 Influence de la vitesse darcienne d'écoulement sur l'élution des colloïdes

La diminution de la vitesse de l'écoulement ne modifie pas l'allure des courbes d'élution pour les colonnes de sable avec et sans géotextile (T et TS). L'effet de la vitesse se traduit par contre par une rétention plus importante lorsque la vitesse diminue (pic de concentration nettement plus faible à vitesse q) pour les colonnes T et TS (figure 5-4).

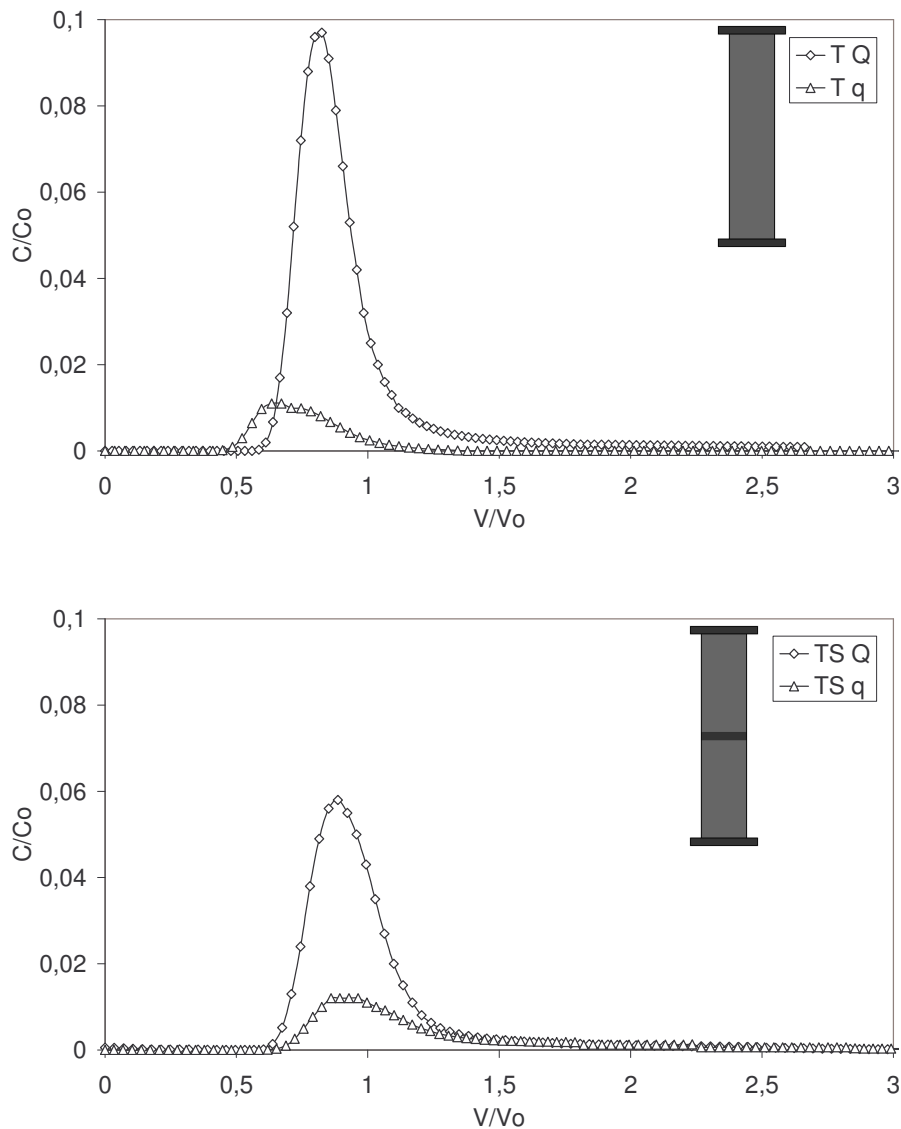


Figure 5-4 : Courbes d'élution des colloïdes dans les colonnes de sable sans géotextile (T) et avec géotextile (TS) en conditions saturées en fonction de la vitesse d'écoulement ($Q = 0,12 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$, $q = 0,03 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$)

Ce phénomène a été observé également par (Harmand, 1996, Compere et al., 2001, Tong et al., 2008). Harmand (1996) suggère que cet effet correspond à une diminution des forces

hydrodynamiques (conditionnées par la vitesse d'écoulement) par rapport aux forces d'interaction de van der Waals et de double couche. Lorsque les forces de nature physico-chimiques sont suffisamment fortes, leur influence domine par rapport aux forces hydrodynamiques. A faible vitesse, les forces de nature physico-chimique dominent complètement et contrôlent le phénomène de filtration. On peut également supposer que les particules vont aussi visiter des zones immobiles, non explorées à forte vitesse d'écoulement.

La même influence de la vitesse est remarquée pour les colonnes avec macropore M et MS (figure 5-5). La diminution de la vitesse dans ces colonnes entraîne une diminution du pic de concentration, se traduisant par une rétention plus importante à vitesse q .

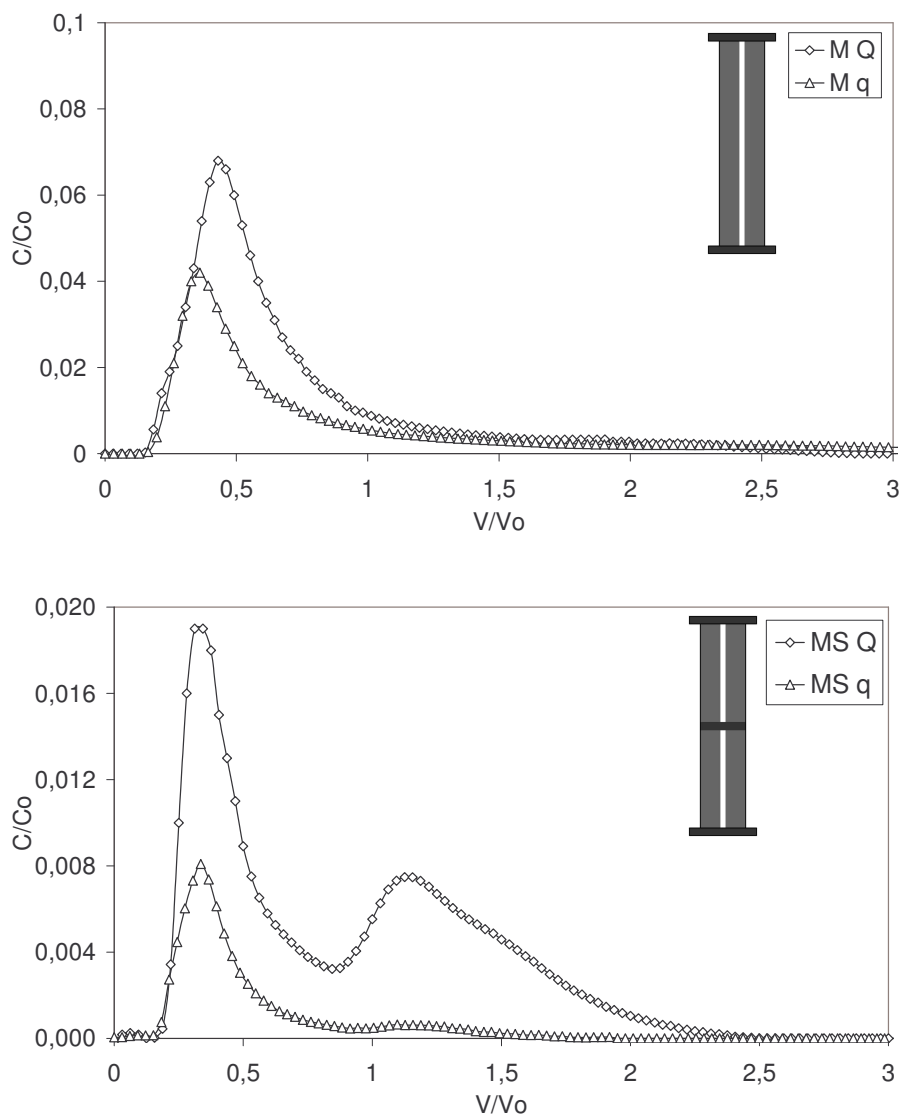


Figure 5-5 : Courbes d'élution de colloïdes dans les colonnes de sable avec macropore (M) et avec macropore et géotextile (MS) en conditions saturées en fonction de la vitesse d'écoulement

Dans les colonnes stratifiées en présence de macropore (MS), le deuxième pic de concentration correspondant au transfert de colloïdes par le sable diminue également avec la vitesse darcienne d'écoulement.

5.1.3 Rétention colloïdale en conditions saturées

Dans toutes les configurations étudiées, le bilan de masse (BM) colloïdale est inférieur à 1, indiquant une rétention de colloïdes au sein des colonnes (tableau 5-2). La masse colloïdale retenue dans les colonnes est fonction de la configuration étudiée et de la vitesse darcienne d'écoulement.

Tableau 5-2 : Rétention colloïdale dans les colonnes en conditions saturées

Colonne	T		TS		M		MS	
$Q_{\text{moy}} = 0,12 \text{ cm.min}^{-1}$								
Rétention	0,38	0,49	0,52	0,58	0,21	0,26	0,88	0,70
<i>moyenne</i>	0,44		0,55		0,24		0,79	
$q_{\text{moy}} = 0,03 \text{ cm.min}^{-1}$								
Rétention	0,9	0,99	0,98	0,98	0,84	0,53	0,93	0,95
<i>moyenne</i>	0,94		0,98		0,68		0,94	

Influence de la macroporosité

Le tableau 5-2 présente la rétention colloïdale obtenue pour chaque configuration étudiée ainsi que la valeur moyenne de rétention des deux colonnes. La rétention dans les colonnes de sable seul (T) est de 44 % (moyenne de deux répliquats). Cette rétention est plus importante que celle prédite par la théorie de la filtration.

En appliquant les équations 1-34 et 1-35 pour les colonnes de sable T, pour un temps de séjour moyen des colloïdes de 88,4 min, pour des valeurs de pic de concentration C/C_0 obtenues par les courbes d'élution de ces colonnes (0,095 et 0,065) et pour une concentration de particules injectées de 200 mg.L^{-1} , on obtient une rétention moyenne pour les deux colonnes T de 24 %. Cependant, il convient de noter que la théorie de filtration est applicable

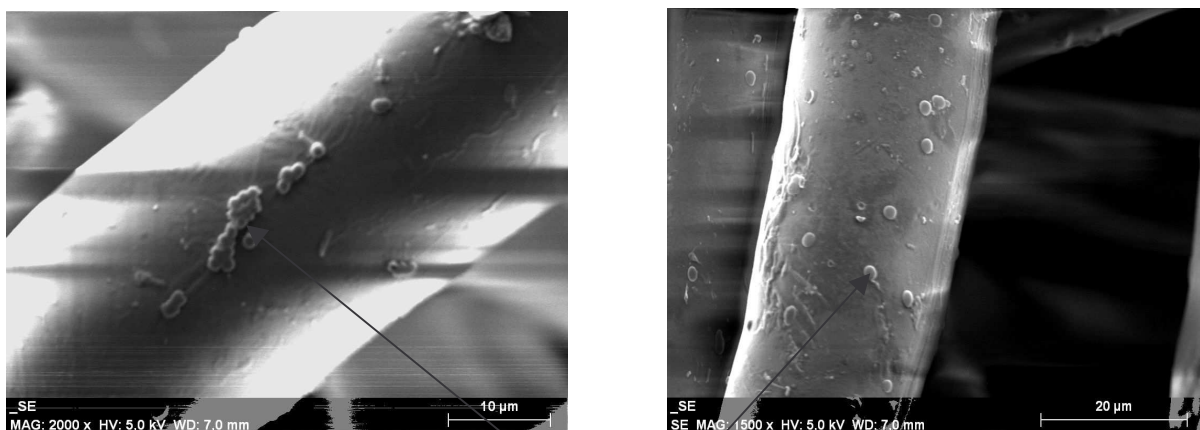
pour un milieu poreux homogène. Ce dernier est décrit comme un assemblage de grains du milieu (collecteurs) de forme sphérique identique, ce qui n'est pas le cas du milieu sableux.

La présence du macropore dans les colonnes M se traduit par une réduction de la rétention des colloïdes dans ces colonnes. Seul 24% de la masse colloïdale en moyenne est retenue. Le macropore crée un chemin de transport préférentiel de colloïdes dans ces colonnes. En empruntant le macropore, les particules colloïdales évitent les interactions avec le sable, d'où la faible rétention dans les colonnes M.

Influence du géotextile

La présence du géotextile se traduit par une augmentation de la rétention passant, en moyenne, de 44 % dans les colonnes T à 55 % dans les colonnes TS (tableau 5-2). La première hypothèse de l'augmentation de la rétention en présence du géotextile est celle d'un piégeage des colloïdes sur le géotextile. Le géotextile utilisé en colonnes stratifiées a une ouverture de filtration de 50 μm largement suffisante pour que les colloïdes d'un diamètre de 1 μm puissent le traverser sans être piégés.

Une observation au microscope optique à balayage MEB a été réalisée sur tous les géotextiles après leur utilisation en colonne. Un exemple du piégeage des particules colloïdales sur les fibres d'un géotextile utilisé dans les colonnes TS est illustré à la figure 5-6.



Particules colloïdales

Figure 5-6 : Image MEB des particules colloïdales piégées sur les fibres du géotextile dans une colonne TS

La fraction colloïdale piégée dans le géotextile a été grossièrement estimée par comptage des particules observées sur les morceaux de géotextiles observés. Le nombre des particules a été rapporté au volume total du géotextile. Le calcul du nombre de particules piégées sur le géotextile représente ainsi environ 0,2 % du nombre des particules injectées en colonne. Cette faible quantité de particules retenues ne peut pas expliquer l'écart de rétention colloïdale observé entre les colonnes sans géotextile (T) et avec géotextile (TS).

Les réactions physico-chimiques entre les colloïdes et le géotextile constitué de fibres en polypropylène (surface neutre) sont supposées être négligeables en raison de la faible réactivité de ce polymère (Mathur et al. (1994) citée dans Lassabatere (2002)). Cette hypothèse est à confirmer car des agglomérations de particules de latex ont été observées sur les fibres du géotextile (figure 5-6). Cependant, la quantité de ces particules n'est pas assez significative pour expliquer la rétention colloïdale dans les colonnes avec géotextile.

Ainsi, l'augmentation de la rétention colloïdale en colonnes stratifiées ne peut pas être uniquement attribuée à un piégeage mécanique ou physico-chimique au sein du géotextile. Cette modification de la rétention peut également être liée à la modification de l'écoulement en présence du géotextile. La modélisation de l'élution du traceur de l'eau réalisée par le modèle MIM (voir chapitre 3) a montré un écoulement légèrement plus homogène dans les colonnes de sable en présence du géotextile (fractions d'eau mobile de 88 % dans les colonnes T et de 91 % dans les colonnes TS). Ceci signifie que le pourcentage volumique des pores accessibles à l'écoulement est plus important, conduisant donc à une augmentation de la zone explorée et de la surface d'interaction entre les particules colloïdales et le sable. Ces interactions mènent à une rétention plus importante des colloïdes par les grains de sable.

Cependant, il est difficile de conclure sur l'effet du géotextile sur la rétention dans les colonnes de sable seul, compte tenu de la reproductibilité médiocre des expériences dans ces colonnes. En effet, une différence de rétention de 11 % a été obtenue sur deux répliquats identiques de colonnes de sable seul. Ceci ne nous permet pas de tirer une conclusion précise sur le rôle joué par le géotextile sur la rétention colloïdale.

La rétention la plus importante (79 %) a été observée dans les colonnes MS (tableau 5-2). La modélisation de l'écoulement avec le code HYDRUS a montré qu'il existe un rapport de 4,5 entre la vitesse du fluide dans le macropore et celle dans la matrice poreuse.

Ainsi, le macropore, en créant un cheminement préférentiel de transport colloïdal, entraîne une diminution de la rétention de colloïdes. Son rôle de cheminement préférentiel est réduit

par la présence du géotextile. Ceci est confirmé par une augmentation de la rétention qui passe de 24% dans les colonnes avec macropore (M) à 79 % dans les colonnes avec macropore et géotextile (MS). La valeur de rétention de 79 % dans les colonnes MS est inattendue car elle est plus importante que dans les colonnes de sable seul T (44 % en moyenne). Ce résultat peut s'expliquer par la modification de l'écoulement dans les colonnes MS par rapport aux colonnes T et M.

L'introduction du géotextile dans les colonnes MS modifie la vitesse et la direction des champs de vitesse dans la zone au voisinage du géotextile (voir figure 4-23). Dans cette zone, la vitesse des flux d'eau diminue dans le macropore et augmente légèrement dans le sable par rapport à la vitesse dans la zone non influencée par le géotextile. La modification des champs de vitesse en présence du géotextile modifie la trajectoire des colloïdes dans la zone au voisinage du géotextile. La trajectoire des colloïdes est déviée du macropore vers la matrice sableuse au niveau du géotextile. Cependant, on observe plus de rétention que ce qui pourrait être uniquement dû au géotextile (environ 30 % de plus). Leur trajectoire étant modifiée, les colloïdes augmentent la surface de contact avec les grains de sable, accentuant ainsi la possibilité d'être piégés par ces derniers. Tout ceci se traduit par une plus forte rétention dans ces colonnes.

Influence de la vitesse d'écoulement

Dans toutes les configurations étudiées, la rétention colloïdale en colonne augmente lorsque la vitesse d'écoulement diminue (tableau 5-2).

La rétention colloïdale à vitesse q est de 94,5 % dans les colonnes T et de 98 % dans les colonnes TS en moyenne. L'écart des valeurs de rétention de 4,5 % entre les colonnes sans et avec géotextile est plus faible que celui des deux expériences identiques réalisées avec les colonnes T (9 %). Ainsi, aucune conclusion ne peut être tirée sur l'effet du géotextile sur la rétention colloïdale lorsque la vitesse darcienne d'écoulement diminue.

Pour les colonnes M, les expériences à vitesse q ont présenté plus d'incertitudes quant à la reproductibilité de mesure, avec des taux de rétention variant de 53 à 84 %.

Cependant, la rétention observée pour les deux répliquas à vitesse q est plus importante que celle à vitesse Q . Elle passe ainsi de 24 % à vitesse Q à 53-84 % à vitesse q . Plusieurs

hypothèses potentiellement additives peuvent être avancées pour expliquer cette augmentation de la rétention à l'échelle de la colonne :

- La diminution de la vitesse entraîne une augmentation du temps de séjour des particules colloïdales dans le sable et ainsi une augmentation des interactions entre particules colloïdales et grains de sable.
- Le piégeage en lui-même est augmenté pour deux raisons :
 - L'effet couplé des forces électrostatiques et de double couche et des forces hydrodynamiques peut expliquer l'augmentation de la rétention colloïdale quand la vitesse d'écoulement diminue. En effet, la diminution des forces hydrodynamiques (conditionnées par la vitesse d'écoulement) par rapport aux forces d'interaction électrostatiques et aux forces de van der Waals peut entraîner un dépôt de particules de latex sur les surfaces rugueuses ou au point de contact entre les grains, augmentant ainsi l'efficacité de rétention après collision.
 - Si l'on raisonne à l'échelle du grain, on peut supposer que la diminution de la vitesse d'écoulement va entraîner une augmentation de l'épaisseur de la couche fluide où le phénomène diffusif l'emporte sur le convectif et une augmentation du piégeage mécanique par l'accès à des pores à faible vitesse d'écoulement. Ainsi, Bradford et al. (2007) ont montré que les colloïdes retenus sur la surface des grains peuvent être déplacés par les forces hydrodynamiques et retenus dans les zones de faibles vitesses d'écoulement.
- L'augmentation de la rétention colloïdale ne peut pas s'expliquer par l'homogénéisation de l'écoulement. En effet, un écoulement plus homogène à vitesse Q qu'à vitesse q (fractions d'eau mobile plus importantes à forte vitesse Q qu'à faible vitesse) n'entraîne pas une augmentation de la rétention. Tout ceci contredit l'hypothèse selon laquelle l'augmentation du degré d'homogénéité de l'écoulement augmente la rétention.

Mais à faible vitesse, les forces hydrodynamiques (conditionnées par la vitesse d'écoulement) diminuent par rapport aux forces de nature physico-chimiques. Ces dernières peuvent dominer et contrôler le phénomène de filtration à faible vitesse.

Ainsi, le poids des forces hydrodynamiques étant très important dans le transfert colloïdal, l'augmentation de la vitesse induit une diminution de la rétention. L'effet de l'augmentation de la rétention due à l'homogénéisation de l'écoulement est très faible pour compenser l'effet des forces hydrodynamiques.

5.1.4 Transfert colloïdal dans le milieu sableux en conditions non saturées

5.1.4.1 Éluion de colloïdes

Les courbes d'éluion de colloïdes en conditions non saturées (figures 5-7 et 5-8) se caractérisent, tout comme en conditions saturées, par une sortie des colloïdes plus précoce que celle du traceur. Les facteurs de retard inférieurs à 1 témoignent d'un transfert plus rapide des colloïdes par rapport à celui du traceur de l'eau.

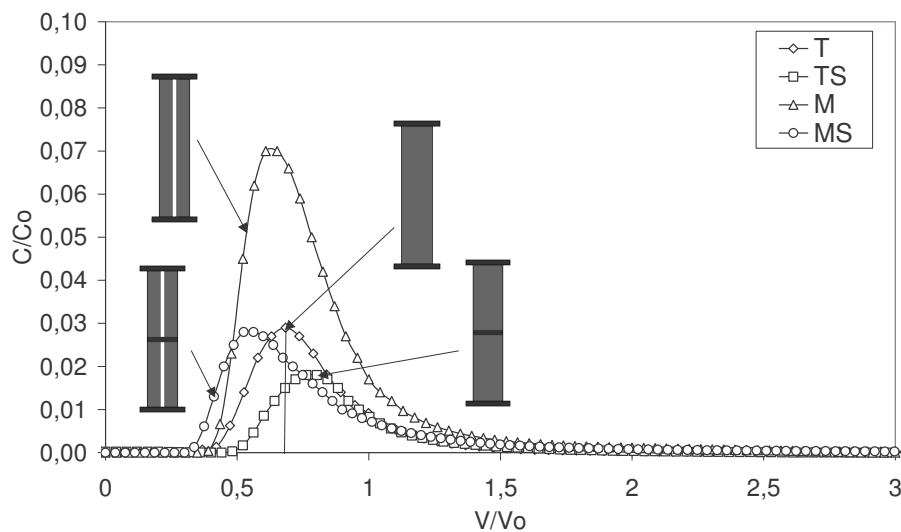


Figure 5-7 : Courbes d'éluion des colloïdes à vitesse Q en conditions non saturées (Volumes injectés : $V_{colloïdes}=0,10 V/V_o$)

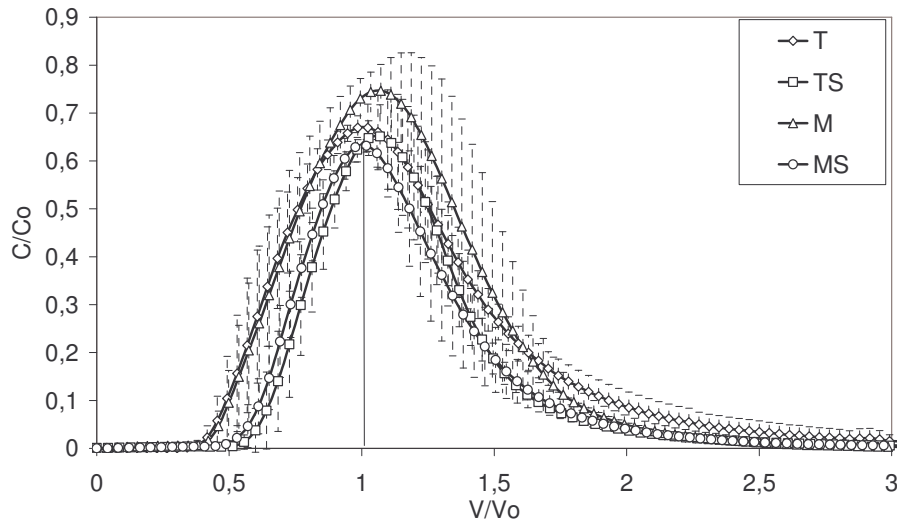


Figure 5-8 : Courbes moyennes d'élution du traceur à vitesse Q en conditions non saturées (Volumes injectés : $V_{\text{traceur}}=0,5V/V_0$)

La courbe des colonnes de sable T se caractérise par une bonne symétrie, indiquant une faible dispersion des colloïdes. La présence du macropore dans les colonnes M se traduit par un pic de concentration plus important que dans les autres colonnes, impliquant une plus faible rétention que dans les autres colonnes (tableau 5-3). L'écart important entre la courbe d'élution de colloïdes de la colonne M et celle des colonnes T, non observé pour le traceur, montre que le macropore constitue encore un chemin de transport préférentiel des particules colloïdales en conditions non saturées.

Tableau 5-3 : Paramètres du transfert colloïdal en conditions non saturées (valeurs moyennes de deux colonnes)

Colonne	T	TS	M	MS
C/C_0	0,027	0,027	0,07	0,015
R_{moy}	0,87	0,87	0,86	0,83
t_{smoy} colloïdes (min)	29,9	41,1	31,4	33,5

L'introduction du géotextile dans les colonnes TS se traduit par un pic de concentration légèrement plus faible que dans les colonnes T, indiquant une rétention colloïdale plus importante dans les colonnes avec géotextile.

Contrairement aux essais en conditions saturées, les colonnes avec macropore et géotextile (MS) présentent un seul pic, comme pour le traceur. Ce pic de concentration est plus faible que celui dans les colonnes M. Ceci nous laisse supposer que le géotextile coupe l'effet du transport préférentiel des particules colloïdales dans le macropore. Ce dernier est moins conducteur en présence du géotextile. Le géotextile contribue au report du flux d'eau et de solutés du macropore vers le sable (voir chapitre 4). La quantité colloïdale associée à ce flux d'eau va ainsi se reporter du macropore vers le sable où elle est entièrement retenue. Ceci peut expliquer l'absence du deuxième pic d'éluion dans les colonnes MS.

5.1.5 Rétention colloïdale en conditions non saturées

Pour tous les essais à vitesse Q , la rétention colloïdale est plus importante en conditions non saturées qu'en conditions saturées (tableau 5-4). La diminution de la teneur en eau entraîne une augmentation de la rétention colloïdale, résultat en accord avec ceux obtenus par Lenhart et Saiers (2002), Torkzaban et al. (2008) et Keller and Sirivithayapakorn (2004). Ceci est dû à l'existence de l'interface eau-air en conditions non saturées. Cette interface crée des zones de vitesses réduites d'écoulement, entraînant une augmentation de la rétention colloïdale.

A l'échelle du pore, la rétention des colloïdes en conditions non saturées peut également être attribuée à la rétention dans les films d'eau à l'interface air-liquide, désignée par « film straining » dans la littérature. Ce phénomène n'a pas fait l'objet de cette étude.

Influence de la macroporosité

La présence du macropore entraîne une diminution de la rétention qui passe de 90 % dans les colonnes T à 72 % dans les colonnes M (tableau 5-4). Ainsi, le macropore constitue encore un chemin préférentiel du transport colloïdal en conditions non saturées, contrairement au traceur de l'eau. La modélisation numérique avec le code HYDRUS a montré que le macropore est partiellement actif en conditions non saturées.

Les profils de concentration de solutés en fonction du temps ont montré qu'une faible quantité de solutés est transportée dans le macropore (figure 4-12, chapitre 4) mais que cette quantité n'est pas assez significative pour induire une modification importante de l'éluion du traceur dans la colonne. En revanche, la quantité colloïdale transférée dans le macropore entraîne une modification de l'éluion et de la rétention de colloïdes en présence du macropore.

Alors qu'en conditions saturées, l'effet du macropore sur le transport préférentiel des particules colloïdales est bien documenté dans la littérature (Oswald et Ibaraki, 2001 ; McKay et al., 2002 ; Zvikelsky and Weisbrod, 2006), aucune information n'a été trouvée concernant cet effet en conditions non saturées.

Tableau 5-4 : Paramètres du transfert colloïdal en conditions non saturées

Colonne	T		TS		M		MS	
θ (cm ³ .cm ⁻³)	0,19	0,16	0,24	0,22	0,16	0,2	0,18	0,23
Rétention	0,93	0,90	0,90	0,85	0,74	0,71	0,87	0,71
<i>Rétention moyenne</i>	<i>0,915</i>		<i>0,875</i>		<i>0,725</i>		<i>0,79</i>	

Effet du géotextile

Le géotextile ne semble pas modifier sensiblement la rétention colloïdale dans les colonnes de sable seul. Cette rétention est en moyenne de 91 % dans les colonnes T et de 87,5 % dans les colonnes TS (tableau 5-4). Le rôle du géotextile ne peut pas être mis clairement en évidence compte tenu de cette légère différence de rétention entre les colonnes avec et sans géotextile. Cette variation de rétention peut être due à la variation de teneur en eau du milieu d'une colonne à l'autre.

De plus, l'écoulement légèrement plus homogène en présence du géotextile en conditions non saturées (fractions d'eau mobile de 75 % dans les colonnes sans géotextile et de 84 % dans les colonnes avec géotextile) n'entraîne pas une augmentation de la rétention colloïdale, contrairement aux essais en conditions saturées.

Aucune relation n'a pu être établie sur l'effet du géotextile dans les colonnes avec macropore (M et MS) en raison de la mauvaise reproductibilité de ces colonnes (la rétention variant de 71 à 87 %).

5.2 Transfert colloïdal dans le milieu granulaire

Comme pour l'étude de l'écoulement, deux configurations ont été étudiées : colonne de milieu granulaire, dénommée colonne L, et colonne de milieu granulaire stratifiée avec un

géotextile dénommée colonne LS (cf. chapitre 2 paragraphe 2.2.2). Le transfert colloïdal dans ces colonnes a été étudié pour une seule vitesse darcienne moyenne $Q = 0,12 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$. Toutes les expériences ont été dupliquées. Les caractéristiques physiques des colonnes étaient les mêmes que pour l'étude du traceur (chapitre 3 ; paragraphe 3.4.1.1 et 3.4.2.1) à l'exception du volume d'eau moyen et de la teneur en eau du milieu en conditions non saturées mesurés avant chaque expérience d'injection de particules colloïdales. Pour ces expériences, le volume d'eau moyen V_0 était de $1024 \text{ cm}^3 \pm 83 \text{ cm}^3$ avec une teneur en eau de $0,54 \pm 0,04 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, indiquant un degré de saturation de $69 \pm 6 \%$.

5.2.1 Transfert colloïdal en conditions saturées

5.2.1.1 Elution et rétention de colloïdes

Le comportement des colloïdes (figure 5-10) diffère de celui du traceur de l'eau avec un transport plus rapide (figure 5-11) (pic de concentration ayant lieu à $0,35V/V_0$ pour les colloïdes et après $0,7V/V_0$ pour le traceur). Le facteur de retard R nettement inférieur à 1 met en évidence le transfert préférentiel des particules colloïdales dans le milieu granulaire (tableau 5-5). Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par Martin (2000) sur le même milieu poreux.

Les courbes de percée des colloïdes se caractérisent par une traînée moins importante que celle du traceur, indiquant une dispersion plus faible des colloïdes par rapport au traceur de l'eau (dû à un effet d'exclusion de taille, lorsque la taille des colloïdes est plus importante que la taille des pores de l'intraporosité du milieu, et une faible diffusion par rapport au traceur de l'eau).

En effet, les colloïdes, ayant un coefficient de diffusion plus faible que le traceur, n'explorent pas tout le volume poreux. Le volume d'exclusion, non exploré par les colloïdes, calculé par le facteur de retard R (tableau 5-10) et le volume moyen d'eau V_0 dans la colonne de 1495 ml est : $V_{\text{exclusion}} = (1 - R) V_0 = 867 \text{ ml}$, ce qui représente 58 % du volume moyen d'eau exploré par le traceur.

L'hypothèse d'exclusion des particules colloïdales des régions immobiles peut expliquer environ 30 % du volume d'exclusion (fraction immobile dans cette colonne de 30 %). Le volume d'exclusion restant (28 %) peut être expliqué par l'exclusion des colloïdes d'une partie de l'intraporosité du milieu en raison de leur taille.

Le milieu granulaire présente une intraporosité dans les grains eux-mêmes avec une distribution de taille de pore de l'ordre de $0,05 \mu\text{m}$ à $0,5 \text{ mm}$ (voir figure 2-3). Ainsi, les colloïdes de $1 \mu\text{m}$ de diamètre peuvent être exclus d'une partie de la microporosité.

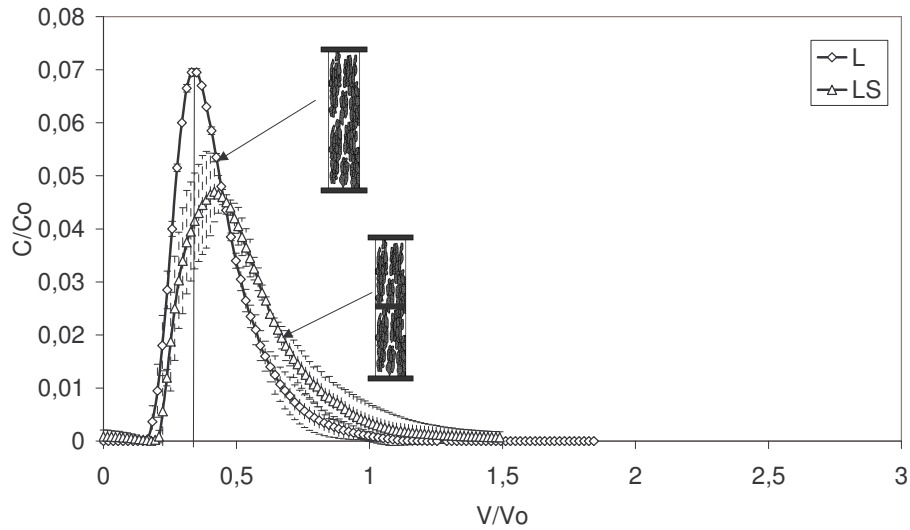


Figure 5-9 : Courbes moyennes d'éluion des colloïdes en milieu granulaire avec et sans géotextile en conditions saturées (Volume injecté : $V_{\text{colloïdes}}=0,05 V/V_o$)

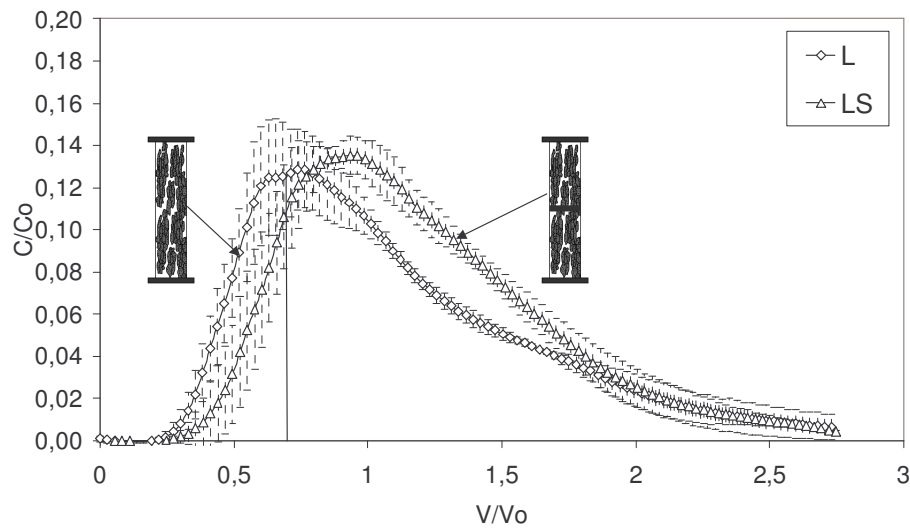


Figure 5-10 : Courbes moyennes d'éluion du traceur (avec les écarts types entre 3 répliquats) dans le lit granulaire avec géotextile (LS) et sans géotextile (L) en conditions saturées (Volume injecté : $V_{\text{traceur}}=0,15V/V_o$)

La différence entre les courbes moyennes d'éluion des colloïdes des colonnes avec et sans géotextile réside dans l'amplitude du pic de concentration, ce qui traduit un effet du géotextile sur les particules non observé pour le traceur. Cet effet se traduit par une augmentation du signal (de 0,045 C/C_0 à 0,07 C/C_0) lorsque le géotextile n'est pas présent.

Dans toutes les expériences, le bilan de masse est inférieur à 1, indiquant une rétention colloïdale au sein des colonnes (tableau 5-5).

Tableau 5-5 : Paramètres de transfert colloïdal en conditions saturées dans le milieu granulaire

Colonne	L			LS		
	L1	L2	moyenne	LS1	LS2	moyenne
C/C_0			0,07			0,045
Rétention	0,57	0,56	0,57	0,69	0,61	0,65
Retard	0,44	0,39	0,42	0,43	0,45	0,44
t_{sej} colloïdes (min)			68			84

La rétention dans les colonnes L sans géotextile est de 57 %. Cette rétention ne peut pas s'expliquer par la théorie de filtration. Cette théorie est applicable dans un milieu homogène, ce qui n'est pas le cas du milieu granulaire. Un exemple de l'hétérogénéité du milieu ainsi que des particules colloïdales retenues sur la surface des grains du milieu est représenté à la figure 5-12. Cette image a été obtenue par observation au MEB.

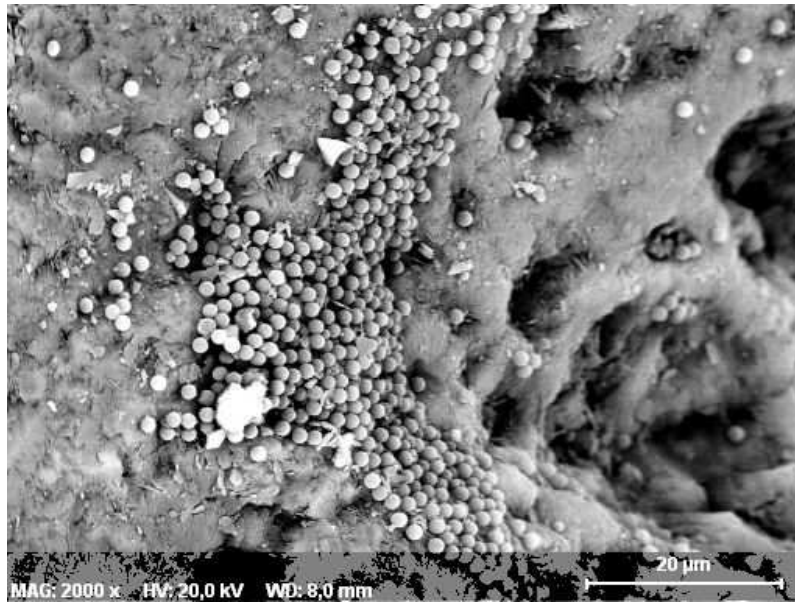


Figure 5-11 : Image des particules de latex retenues sur les grains du milieu granulaire (grossissement 2000)

La rétention passe de 57 % dans les colonnes L à 65% dans les colonnes LS en présence d'un géotextile. L'augmentation de la rétention est expliquée par la modification du degré d'homogénéité de l'écoulement lorsque le géotextile est présent. En effet, l'augmentation de la fraction mobile qui passe de 68 % dans les colonnes sans géotextile à 85 % dans les colonnes avec géotextile, entraîne une augmentation du volume poreux participant activement à l'écoulement. Les particules ont ainsi accès à une plus grande partie du volume poreux en présence du géotextile. Ceci augmente les interactions entre les particules colloïdales et les grains du milieu et donc la filtration des particules par le milieu poreux.

5.2.2 Transfert colloïdal en conditions non saturées

5.2.2.1 Elution et rétention de colloïdes

Le même comportement qu'en conditions saturées est observé pour l'éluion colloïdale en conditions non saturées : une sortie plus précoce et une dispersion moins importante des colloïdes par rapport au traceur de l'eau (figures 5-12 et 5-13). L'effet du géotextile, tout comme en conditions saturées, se traduit par une augmentation du simple au double du signal lorsque le géotextile n'est pas présent.

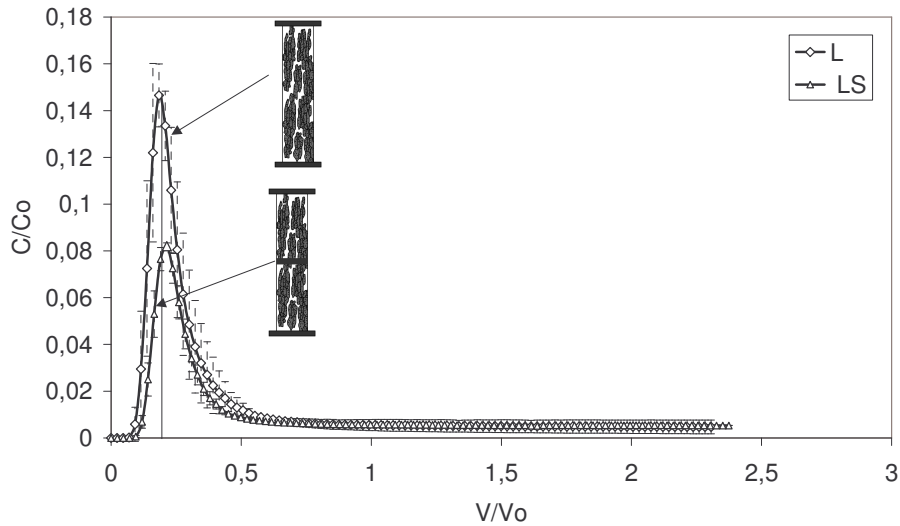


Figure 5-12 : Courbes moyennes d'éluion des colloïdes en milieu granulaire avec et sans strate en conditions non saturées (avec l'étendue des valeurs autour de la moyenne)

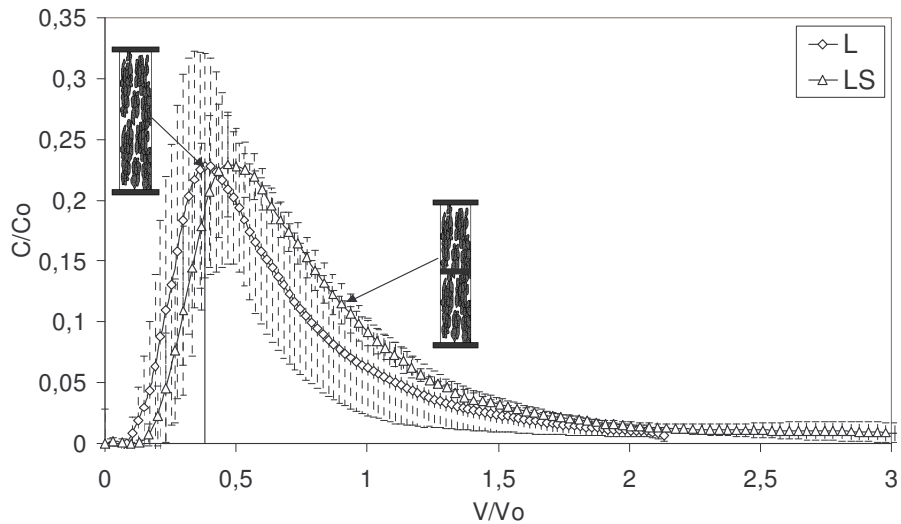


Figure 5-13 : Courbes moyennes d'éluion du traceur en milieu granulaire avec et sans strate en conditions non saturées (avec l'étendue des valeurs autour de la moyenne)

La présence du géotextile entraîne une augmentation de la rétention (de 58 % à 67 %) et du retard du transfert colloïdal (de 0,61 à 0,72) (tableau 5-6). Comme en conditions saturées, un écoulement plus homogène dans les colonnes avec géotextile (fraction mobile de 56 %) par rapport aux colonnes sans géotextile (fraction mobile de 32 %) entraîne une rétention plus importante.

Tableau 5-6 : Paramètres de transfert colloïdal en conditions non saturées dans le milieu granulaire

Colonne	L			LS		
	L1	L2	moyenne	LS1	LS2	moyenne
C/C₀			0,15			0,08
Rétention	0,61	0,54	0,58	0,67	0,67	0,67
Retard	0,53	0,68	0,61	0,69	0,74	0,72
t_{sej} colloïdes (min)			60			73

Les facteurs de retard des colloïdes sont plus importants qu'en conditions saturées. Kim et Corapcioglu (2002) ont démontré que la présence des particules colloïdales et des micropores inactifs (occupés par la teneur en eau immobile) dans les aquifères est la cause de la sortie précoce des colloïdes et de l'effet de traînée dans le transport des contaminants.

La diminution du degré de saturation dans le milieu granulaire ne modifie pas la rétention colloïdale (voir tableaux 5-5 et 5-6), contrairement au milieu sableux et aux études existantes dans la littérature. Des taux de rétention de colloïdes très similaires sont remarqués dans les colonnes L quelles que soient les conditions hydriques. Le fonctionnement hydrodynamique particulier de ce milieu en fonction du degré de saturation (chapitre 3, paragraphe 3.4.3) peut expliquer cette contradiction. En effet, les fractions d'eau isolées totalement exclues de l'écoulement sont relativement importantes (de l'ordre de 40 %) en conditions non saturées. Ainsi, solutés ou colloïdes n'ont aucun accès à 40% du volume de ce milieu ce qui entraîne une diminution de la surface d'interaction colloïde-grain du milieu et donc une diminution de la rétention.

L'effet couplé de la teneur en eau du milieu et du degré d'homogénéité de l'écoulement peut expliquer la rétention colloïdale observée dans ce milieu en conditions non saturées. Lorsque la diminution de la teneur en eau entraîne une augmentation de la rétention, un écoulement fortement régionalisé entraîne de faibles interactions entre les colloïdes et les grains du milieu et conduit ainsi à une diminution de la rétention colloïdale.

5.3 Synthèse, discussion et conclusion sur le transfert colloïdal

5.3.1 Piégeage mécanique, processus responsable de la rétention colloïdale

Le calcul des forces d'interaction (chapitre 2 paragraphe 2.1.3.3) indique qu'il existe un potentiel d'interaction des particules de latex avec le milieu poreux de type physico-chimique mais que cette interaction est de type « faible ». De plus, les conditions expérimentales ont été choisies de manière à être non favorables à une rétention physico-chimique des colloïdes par le milieu poreux (solution de faible force ionique, pH de 7 à 10, sable de quartz, milieu granulaire et particules de latex chargées négativement). Ainsi, la rétention physico-chimique n'est pas le mécanisme prédominant, responsable de la rétention colloïdale observée lors des expériences en laboratoire. La rétention ou le piégeage physique des colloïdes fournit une explication plausible du mécanisme qui régit le comportement colloïdal observé en conditions saturées.

La rétention des colloïdes en conditions non saturées est un phénomène plus complexe. Outre la rétention physique des colloïdes, il existe également, à l'échelle du grain, une rétention dans les films d'eau à l'interface air-liquide désignée par « film straining » dans la littérature. Le rôle du film d'eau sur la rétention colloïdale n'a pas été étudié lors de ces travaux. Il est ainsi difficile de dissocier le rôle des mécanismes impliqués dans la rétention colloïdale en conditions non saturées.

Une tentative visant à déterminer expérimentalement la quantité de colloïdes retenue dans les colonnes a été effectuée par destruction des colonnes en fin d'expériences. Aucun profil de rétention colloïdale permettant d'apporter une information complémentaire quant à la rétention colloïdale au sein des colonnes n'a pu être établi.

5.3.2 Transfert colloïdal

Ayant un coefficient de diffusion plus faible que le traceur, du fait de leur taille, les colloïdes n'explorent pas tout le volume poreux. Leur transport est restreint aux zones avec des vitesses d'écoulement importantes. Les colloïdes peuvent en effet être exclus des régions d'eau immobiles. Ceci peut expliquer le transport plus rapide des colloïdes par rapport au traceur de l'eau pour le milieu sableux. En plus de l'exclusion colloïdale des régions d'eau immobiles, la

présence de petits pores au sein des grains (intra- ou micro-porosité) dans le milieu granulaire, contribue à une exclusion des colloïdes de ces petits pores, en raison de leur taille.

Les expériences en colonnes ont mis en évidence l'effet des propriétés hydrodynamiques du milieu poreux sur la rétention des colloïdes au cours de leur transfert. Au chapitre 3, nous avons mis en évidence que l'écoulement dans un milieu poreux est fortement conditionné par la nature et l'hétérogénéité physique du milieu, la vitesse d'écoulement, et la teneur en eau du milieu. Ce sont des paramètres qui, par le biais de la modification de l'écoulement, influencent le transfert colloïdal. L'influence de l'écoulement sur le transfert colloïdal a été étudié par la relation entre le degré d'homogénéité de l'écoulement (défini par le pourcentage de la fraction d'eau mobile) et la rétention du milieu.

La modification du degré d'homogénéité de l'écoulement modifie la rétention colloïdale (figure 5-15) : la rétention augmente dans un écoulement homogène (fractions mobiles élevées) pour un milieu sableux (colonnes T) et diminue quand l'écoulement devient hétérogène en présence du macropore (colonnes M).

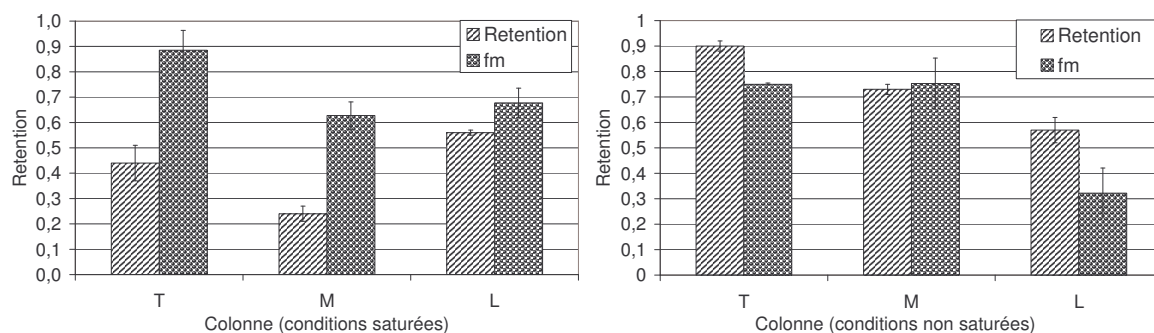


Figure 5-14 : Rétention colloïdale et degré d'homogénéité de l'écoulement en milieu sableux et granulaire en fonction des conditions hydriques.

Les expériences en colonnes ont montré que presque 45 % de la masse colloïdale injectée dans un milieu sableux à simple porosité est retenue en raison du piégeage mécanique de colloïdes sur la surface des grains de sable. L'introduction d'une autre porosité discontinue (macropore artificiel) dans les colonnes de sable entraîne une diminution de la rétention colloïdale, en raison d'un transfert préférentiel des particules colloïdales par le macropore. En empruntant le macropore, les colloïdes évitent le contact avec les grains de sable, évitant ainsi la possibilité d'être piégés.

En conditions non saturées, la rétention est un processus plus complexe qui dépend à la fois du degré d'homogénéité de l'écoulement et de la teneur en eau du milieu. Dépendant de la

teneur en eau, la rétention en conditions non saturées ne peut pas être comparée à celle en conditions saturées. De plus, pour un degré d'homogénéité similaire entre les colonnes T et M en conditions non saturées, la rétention est plus importante dans les colonnes T. Cette différence est due à l'influence de la porosité du milieu sur la rétention colloïdale. Même en conditions non saturées, le macropore constitue un chemin préférentiel pour les colloïdes. Ceci explique la rétention moins importante par rapport aux autres colonnes.

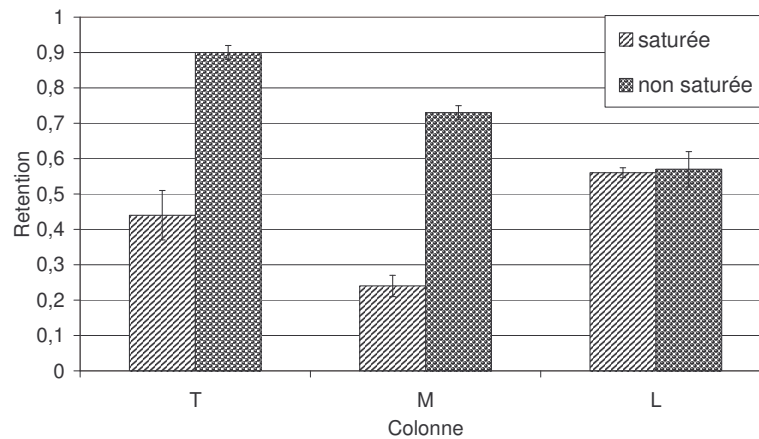


Figure 5-15 : Rétention colloïdale en fonction des conditions de saturation

La présence de l'intraporosité dans le milieu granulaire constitue des sites supplémentaires de piégeage des particules colloïdales par rapport au milieu sableux. Ainsi, la rétention colloïdale dans ce milieu ne peut pas être comparée à celle dans le milieu sableux (figure 5-15).

La présence du géotextile ne modifie pas les mécanismes de rétention en colonnes. Les observations au MEB ont montré que le piégeage des colloïdes sur le géotextile n'est pas assez significatif pour expliquer la rétention observée dans les colonnes où le géotextile est présent. Ces mécanismes sont liés à la modification du degré d'homogénéité de l'écoulement en présence du géotextile. En milieu granulaire, la présence du géotextile entraîne une augmentation des fractions d'eau mobiles, quelles que soient les conditions de saturation. En homogénéisant l'écoulement, le géotextile entraîne une augmentation de la surface de contact entre les colloïdes et la matrice solide, et ainsi la possibilité d'être piégés par le milieu. En revanche, en milieu sableux, le rôle du géotextile ne peut pas être mis clairement en évidence

compte tenu de la légère différence de rétention entre les colonnes sans et avec géotextile et de la reproductibilité médiocre des expériences dans ces colonnes.

L'effet de la vitesse d'écoulement sur le transfert colloïdal a été étudié pour le milieu sableux. La diminution de la vitesse entraîne une augmentation de la rétention au sein du milieu en présence ou non du macropore, résultat en accord avec des études antérieures. Cet effet correspond à une diminution des forces hydrodynamiques par rapport aux forces de nature physico-chimiques. A faible vitesse, ces dernières contrôlent le phénomène de filtration.

En conclusion, la rétention colloïdale dans un milieu poreux est un mécanisme complexe, dépendant à la fois de la distribution de la taille des pores, des paramètres hydrodynamiques, de la chimie de la solution et de la teneur en eau du milieu.

6 Conclusion

L'augmentation de la superficie des surfaces revêtues en milieu urbain et périurbain a induit, par effet d'imperméabilisation, un accroissement des volumes d'eaux pluviales ruisselées. Des techniques alternatives ont donc été mises au point pour réduire ces volumes au plus près de leur source et limiter les inondations et les déversements d'eaux polluées dans le milieu naturel. Une partie de ces techniques est basée sur l'infiltration des eaux pluviales au sein d'ouvrages dédiés tels que des tranchées, des puits et des bassins. Cependant, de telles techniques requièrent l'évaluation du risque de pollution des sols urbains et des nappes phréatiques. De plus, les sols et les remblais urbains, servant de support aux bassins d'infiltration, sont souvent constitués de divers matériaux, de granulométrie et porométrie hétérogènes, stratifiés (présence de strates « naturelles » ou artificielles « géotextiles »), favorables à l'infiltration d'eau et au transfert de matière. Ces hétérogénéités peuvent cependant modifier l'écoulement et le transfert colloïdal dans les ouvrages d'infiltration.

L'étude réalisée a porté sur l'écoulement et le transfert colloïdal dans des milieux à double porosité continue (milieu inter/intra agrégat) et discontinue (insertion de macropore artificiel dans un milieu sableux) en présence ou non de géotextiles. Elle a consisté à :

- mettre en évidence l'effet de l'hétérogénéité du milieu (matériaux de porométrie différente) sur l'écoulement en fonction des conditions hydriques et hydrauliques imposées.
- comprendre l'effet de la présence d'une strate (géotextile) sur l'écoulement et le transfert colloïdal en fonction de l'hétérogénéité du milieu et des conditions hydriques et hydrauliques.
- expliquer le transfert colloïdal par le biais de modifications de l'écoulement dans ces matrices hétérogènes et stratifiées

Le travail a été réalisé à l'échelle de laboratoire afin de travailler en conditions contrôlées, nécessaires à identifier les mécanismes mis en jeu.

Les résultats expérimentaux et l'analyse des données expérimentales ont mis en évidence que l'écoulement dans un milieu poreux est un processus complexe qui dépend à la fois de la nature du milieu (taille et distribution des pores) et des conditions hydriques et hydrauliques dans lesquelles il s'opère. L'écoulement est homogène dans un milieu sableux à simple porosité. La présence des hétérogénéités introduites artificiellement dans ce milieu (macropore artificiel) modifie l'écoulement, en favorisant l'écoulement préférentiel, en conditions saturées. Cependant, cet effet dépend des conditions hydriques. En conditions non saturées, la macroporosité étant inactive, l'écoulement devient similaire à celui dans le milieu sableux homogène.

Dans le milieu granulaire à double porosité (inter/intra porosité) l'écoulement est également régionalisé. De plus, la nature de ce milieu (intra- et inter-porosité) conditionne un écoulement fortement dépendant des conditions hydriques. En conditions saturées, l'écoulement s'opère dans l'interporosité, l'intraporosité ou la porosité matricielle du milieu. Lorsque le milieu se désature, les pores les plus larges se vident, l'écoulement s'opère alors autour des grains du milieu et la porosité matricielle est exclue de l'écoulement.

Dans les deux milieux, que ce soit à double porosité discontinue (sable avec macropore) ou continue (milieu granulaire), le géotextile réduit l'écoulement préférentiel par les gros pores.

La modélisation numérique avec le code numérique HYDRUS-2D a été réalisée pour proposer et valider :

- un modèle conceptuel d'écoulement et de transfert dans un milieu sableux rendu hétérogène par introduction d'un macropore artificiel en conditions saturées et non saturées, et
- un modèle d'influence de la stratification (présence d'un géotextile) en conditions saturées.

Les résultats expérimentaux et leur modélisation numérique attestent du cheminement préférentiel de l'eau et des solutés au sein de la macroporosité en conditions saturées. En revanche, en conditions non saturées, les macropores ne jouent aucun rôle significatif, en raison de leur désactivation (effet capillaire faible de la macroporosité). Les résultats obtenus montrent que la zone d'écoulement préférentiel s'étend au delà du macropore lui-même. Le

macropore, d'un rayon de 0,5 cm, peut affecter l'écoulement dans un rayon approximativement de 3,5 cm.

Ce travail a permis également de montrer que la stratification a un effet réducteur sur le rôle joué par la macroporosité. Alors qu'en conditions non saturées, la stratification n'apporte aucune modification, en conditions saturées elle réduit les écoulements et les transferts préférentiels au sein de la macroporosité. L'effet de la strate est attribué à ses propriétés hydrauliques (faible conductivité hydraulique) qui lui confère un comportement de type barrière. La modélisation numérique montre que le comportement de type barrière favorise la redistribution de l'eau et des solutés de la macroporosité vers la microporosité au droit de la strate et réduit donc l'effet de la macroporosité, par la réduction de la vitesse et de la section de la zone d'écoulement préférentiel en conditions saturées.

Une des applications pratiques de ce travail concerne le transfert colloïdal, potentiellement vecteur de pollution dans le sol des bassins d'infiltration. Les expériences en colonnes ont montré que presque 45 % de la masse colloïdale injectée dans un milieu sableux à simple porosité est retenue par piégeage mécanique de colloïdes sur la surface des grains de sable. L'introduction d'une autre porosité discontinue (macropore artificiel) dans les colonnes de sable entraîne une diminution de la rétention colloïdale, en raison d'un transfert préférentiel des particules colloïdales par le macropore. La présence de l'intraporosité dans le milieu granulaire constitue des sites supplémentaires de piégeage des particules colloïdales par rapport au milieu sableux.

Du point de vue de la gestion des ouvrages d'infiltration d'eau pluviale, ce travail met clairement en évidence l'intérêt d'infiltrer les polluants dans des conditions non saturées et à faibles vitesses, afin d'améliorer leur rétention dans la couche superficielle du sol. Non seulement, cela minimise les risques d'entraînement de ces polluants sous forme colloïdale vers les horizons géo-pédologiques plus profonds, mais cela facilitera également nettement le traitement de ces ouvrages en fin d'exploitation.

L'emploi de géotextiles en fond de bassin d'infiltration est une technique qui permet d'homogénéiser les écoulements dans des milieux hétérogènes à double porosité. Alors que la présence d'un géotextile n'améliore pas le degré d'homogénéité de l'écoulement dans un milieu sableux où l'écoulement est déjà homogène, il homogénéise l'écoulement dans un milieu à double porosité en coupant l'effet du cheminement préférentiel par les gros pores et

en redistribuant les flux d'eau et de polluants sous forme colloïdale des gros pores vers les pores plus petits. L'homogénéisation de l'écoulement permet d'augmenter la capacité filtrante du sol dans les bassins d'infiltration près de la surface du sol.

Perspectives

Notre approche expérimentale s'est limitée à l'étude de la rétention des particules colloïdales modèles dans des milieux poreux modèles. Des expériences sur le transfert de colloïdes naturels dans un milieu naturel pourraient compléter cette étude. Ceci permettrait de quantifier la capacité de rétention et les mécanismes impliqués dans le transfert colloïdal en milieu naturel. Seul l'effet de l'hétérogénéité physique du milieu poreux a été pris en compte lors de cette étude. Cependant les facteurs physico – chimiques jouent un rôle incontournable sur les mécanismes de transfert des polluants qui mériteraient d'être étudiés en plus des facteurs physiques.

En outre, il convient de valider sur le terrain les résultats obtenus sur le comportement hydrodynamiques des milieux poreux étudiés. Les phénomènes constatés à l'échelle du laboratoire peuvent en effet ne pas être significatifs, ou au contraire être bien plus importants, à l'échelle de terrain.

Dans cette étude, les modèles utilisés sont des modèles permettant une explication et une description simple de phénomènes. L'utilisation de ces modèles ne doit pas être confondue avec les modèles à des fins opérationnels dans les milieux naturels complexes. De plus, la modélisation numérique avec HYDRUS a été réalisée en considérant le macropore comme un milieu darcéen. Une étape plus fine de modélisation doit être envisagée en décrivant l'écoulement dans le macropore par des lois comportementales qui permettent de mieux décrire ce milieu.

Enfin, une question non résolue encore est comment obtenir l'information appropriée nécessaire pour passer de ces modèles simples ou artificiels aux milieux plus complexes (milieu granulaire) ou naturels. Un des défis de ces modèles simples est d'identifier les processus qui ont le plus d'impact à l'échelle microscopique et de les incorporer dans un modèle macroscopique pouvant s'appliquer au milieu naturel.

7 Références bibliographiques

Abbasi, F., J. Feyen, et al. (2004). "Two-dimensional simulation of water flow and solute transport below furrows: model calibration and validation." Journal of Hydrology **290**(1-2): 63-79.

Abu-Ashour, J., D. M. Joy, et al. (1998). "Movement of bacteria in unsaturated soil columns with macropores." Transactions of the ASAE **41**(4): 1043-1050.

Allaire, S. E., S. C. Gupta, et al. (2002). "Role of macropore continuity and tortuosity on solute transport in soils: 2. Interactions with model assumptions for macropore description." Journal of Contaminant Hydrology **58**(3-4): 283-298.

Allaire, S. E., S. C. Gupta, et al. (2002). "Role of macropore continuity and tortuosity on solute transport in soils: 1. Effects of initial and boundary conditions." Journal of Contaminant Hydrology **58**(3-4): 299-321.

Allaire, S. E., S. C. Gupta, et al. (2002). "Role of macropore continuity and tortuosity on solute transport in soils: 2. Interactions with model assumptions for macropore description." Journal of Contaminant Hydrology **58**(3-4): 283-298.

Allaire-Leung, S. E., S. C. Gupta, et al. (2000). "Water and solute movement in soil as influenced by macropore characteristics: 1. Macropore continuity." Journal of Contaminant Hydrology **41**(3-4): 283-301.

Allaire-Leung, S. E., S. C. Gupta, et al. (2000). "Water and solute movement in soil as influenced by macropore characteristics: 2. Macropore tortuosity." Journal of Contaminant Hydrology **41**(3-4): 303-315.

Artinger, R., T. Rabung, et al. (2002). "Humic colloid-borne migration of uranium in sand columns." Journal of Contaminant Hydrology **58**(1-2): 1-12.

Assouline, S., Tessier, D. et Bruand, A. (1998) A conceptual model of the soil water retention curve". Water Resources Research, **34**(2): 223-231.

Babuchkin V.I., Matveyev G.M. (1985) Thermodynamics of silicates, Editor in chief O.P. Mchedlov-Petrosyan, 460 p

Banton O., Bangoy M. L. (1999) Hydrogéologie. Multiscience environnementale des eaux souterraines. Presses de l'Université du Québec, 460 p

Baumann, T., P. and Fruhstorfer, (2006). "Colloid and heavy metal transport at landfill sites in direct contact with groundwater." Water Research **40**(14): 2776-2786.

Baumann, T. and C. J. Werth (2005). "Visualization of colloid transport through heterogeneous porous media using magnetic resonance imaging." Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects **265**(1-3): 2-10.

Bear, J. *Hydraulics of groundwater*. New-York : Mc Graw-Hill, 1972, 567 p. (Series in Water Resources and Environmental Engineering)

Beven K., German P. Macropores and water flow in soils. (1982). Water Resources Research, **18**(5): 1311-1325.

Biggar, J.W. and Nielsen, D.R. (1976). Spatial variability of the leaching characteristics of a field soil. Water Resources Research, **12**(1): 78-84.

Boivin A., Simunek J., Schiavon M. and van Genuchten M. Th. (2006). Comparison of Pesticide Transport Processes in Three Tile-Drained Field Soils using HYDRUS-2D. Vadose Zone Journal **5**: 838–849

Bradford S. A., Torkzaban S., Walkerb Sh. L. (2007). Coupling of physical and chemical mechanisms of colloid straining in saturated porous media Water Resources Research, **41**: 3012– 3024

Bradford, S.A., Yates, S.R., Bettahar, M., Simunek, J., (2002) Physical factors affecting the transport and fate of colloids in saturated porous media. Water Resources Research, **38**, Art. no. 1327, doi:10.1029/2002WR00134

Bradford, S.A., Simunek, J., Bettahar, M., van Genuchten, M.T., Yates, S.R., (2003) Modeling colloid attachment, straining, and exclusion in saturated porous media. Environmental Science and Technology **37**: 2242–2250.

Bradford, S.A., Simunek, J., Bettahar, M., Tadassa, Y.F., van Genuchten, M.T., Yates, S.R., 2005. Straining of colloids at textural interfaces. Water Resources Research **41**, Art. no. W10404, doi:10.1029/2004WR003675.

Bradford, S. A. and M. Bettahar (2006). "Concentration dependent transport of colloids in saturated porous media." Journal of Contaminant Hydrology **82**(1-2): 99-117.

Braga, A., M. Horst, et al. (2007). "Temperature Effects on the Infiltration Rate through an Infiltration Basin BMP." Journal of Irrigation and Drainage Engineering **133**(6): 593-601.

Brooks, R.H. et Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media, Hydrology Paper 3, Colorado State Univ., Fort Collins, CO.

Brouyere, S. (2006). "Modelling the migration of contaminants through variably saturated dual-porosity, dual-permeability chalk." Journal of Contaminant Hydrology **82**(3-4): 195-219.

Brown, D. G., J. R. Stencel, et al. (2002). "Effects of porous media preparation on bacteria transport through laboratory columns." Water Research **36**(1): 105-114.

Buttle, J. M. and D. G. Leigh (1997). "The influence of artificial macropores on water and solute transport in laboratory soil columns." Journal of Hydrology **191**(1-4): 290-313

Campbell, G.S., 1974. "A simple method for determining unsaturated conductivity moisture retention data". Soil Science, **117**(6): 311-314.

Citeau L. (2004) Etudes des colloïdes naturels présents dans les eaux gravitaire des sols contaminés : relation entre nature des colloïdes et réactivité vis à vis des métaux (Zn, Cd, Pb, Cu). Thèse de doctorat, INA-PG, Paris.

Chen, J. Y., C.-H. Ko, et al. (2001). "Role of spatial distribution of porous medium surface charge heterogeneity in colloid transport." Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects **191**(1-2): 3-15.

Chocat B., Bardin J.P., Gautier A. (1999) Filtration devices for urban drainage : a 50-year experience in Lyons. *Proceedings of the Engineering Foundation Conference : sustainable urban water resources in the 21th Century, September 1997, Malmo (Sweden)*. Reston (USA) : ASCE, , pp. 181-195.

Colandini V. (1997) Effet des structures réservoirs à revêtement poreux sur les eaux pluviales : Qualité des eaux et devenir des métaux lourds. Thèse Chimie et microbiologie de l'eau : Université de Pau et de l'Adour, 278 p.

Compere, F., G. Porel, et al. (2001). "Transport and retention of clay particles in saturated porous media. Influence of ionic strength and pore velocity." Journal of Contaminant Hydrology **49**(1-2): 1-21.

Corapcioglu M.Y., Jiang S. (1993). Colloid-Facilitated Groundwater Contaminant Transport. Water Resources Research, **29**(7): 2215-2226

Cumbie, D. H. and L. D. McKay (1999). "Influence of diameter on particle transport in a fractured shale saprolite." Journal of Contaminant Hydrology **37**(1-2): 139-157.

Czapar, G.F., Horton, P., Fawcett, R.S., (1992). Herbicide and tracer movement in soil columns containing artificial macropores. In: Journal of Environmental Quality. **21**, 110–115.

Das B.S., Kluitenberg G.J. (1996). Moment analysis to estimate degradation rate constants from leaching experiments. Soil Science Society of America Journal, **60**(6): 1724-1731.

Delay, F., G. Porel, et al. (1997). "Predicting solute transport in heterogeneous media from results obtained in homogeneous ones: an experimental approach." Journal of Contaminant Hydrology **25**(1-2): 63-84.

De Marsily G. Hydrogéologie quantitative. Collection Sciences de la Terre. Paris : Masson, 1981, 215 p.

Derjaguin, B.V., Landau, L.D., (1941). Theory of the stability of strongly charged lyophobic sols and of the adhesion of strongly charged particles in solutions of electrolytes. Acta Physicochim. USSR **14**: 733–762.

Dodds J., (1982). La Chromatographie Hydrodynamique, *Analysis* ; **10**(3), 109-119.

Domenico, P.A. et Schwartz, F.W. (1990). Physical and Chemical Hydrogeology. John Wiley and Sons, New York, 807 pp.

- Durin B. (2006) Transfert et transport colloïdal de polluants métalliques. Application en assainissement routier. Thèse de doctorat. Université de Nantes. 376 p
- Durin B., Bechet B., Legret M. and Le Cloirec P. (2007). Role of colloids in the heavy metals transfer through a retention-infiltration basin. Water Science and Technology **56**(11): 91-99.
- Dykhuizen, R.C. (1987). Transport of solutes through unsaturated fractured media. Water Resources Research **21**(12): 1531– 1539.
- Eching, S.O. et Hopmans, J.W., (1993) "Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data". Soil science of American Journal, **57**: 1167-1175.
- Elimelech M., Gregory J., Jia X., Williams R.A. (1995). Particle Deposition and Aggregation: Measurement, Modelling and Simulation, Butterworth-Heinemann, Stoneham, MA,
- Elimelech, M., O'Melia, C.R., 1990. Kinetics of deposition of colloidal particles in porous media. Environmental Science and Technology **24** :1528–1536
- Ersahin, S., R. I. Papendick, et al. (2002). "Macropore transport of bromide as influenced by soil structure differences." Geoderma **108**(3-4): 207-223.
- Fauvet G. (2000) Incidence des géotextiles sur les biofilms microbiens des milieux filtrants et sur leurs potentialités d'épuration biologique. Thèse de Biologie des Populations et des Ecosystèmes : Université de Savoie, 186 p.
- Fesch, C., P. Lehmann, et al. (1998). "Effect of water content on solute transport in a porous medium containing reactive micro-aggregates." Journal of Contaminant Hydrology **33**(1-2): 211-230.
- Fevrier L. (2001) Transfert d'un mélange Zn-Cd-Pb dans un dépôt fluvio-glaciaire carbonaté. Approche en colonnes de laboratoire. Thèse en sciences et techniques du déchet : INSA de Lyon, 297 p.
- Feyen, J., D. Jacques, et al. (1998). "Modelling Water Flow and Solute Transport in Heterogeneous Soils: A Review of Recent Approaches." Journal of Agricultural Engineering Research **70**(3): 231-256.
- Fleurant C. (1995) Approche expérimentale des processus de modification d'un milieu poreux absorbant, à double porosité, soumis à l'écoulement. Mémoire de DEA. Université de Poitiers 47 p.
- Freeze R.A., Cherry J.A. (1979). Groundwater. Englewood Cliffs : Prentice Hall, 604 p.
- Gaudet J.P., Jegat H., Vachaud G., Wieranga P.J. (1977). Solute transfer, with exchange between mobile and stagnant water, through unsaturated sand. Soil Science Society of America Journal, **41**(4): 665-671.

Gardenas, A. I., J. Simunek, et al. (2006). "Two-dimensional modelling of preferential water flow and pesticide transport from a tile-drained field." Journal of Hydrology **329**(3-4): 647-660.

Gardner, W.R., (1956) "Calculation of capillarity conductivity from pressure plate outflow data". Soil Science Society of America Proceedings, **20**: 317-320.

Gerke H.H., Van Genuchten M.T. (1993). A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. Water Resources Research, **29**(2): 305-319.

Gerke, H. H. and M. T. van Genuchten (1996). "Macroscopic representation of structural geometry for simulating water and solute movement in dual-porosity media." Advances in Water Resources **19**(6): 343-357.

Gregory, J. (1975). Interaction of unequal double layers at constant charge. Journal of Colloid Interface Science. **51**: 44–51.

Grolimund, D., Borkovec, M., Bartmettler, K., Sticher, H., 1996. Colloid-facilitated transport of strongly sorbing contaminants in natural porous media: a laboratory column study. Environmental Science and Technology **30** : 3118–3123.

Gromaire M.C. (1998). La pollution des eaux pluviales urbaines en réseau d' assainissement unitaire : origines et caractéristiques. Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 507p, Paris.

Grout H., Wiesner MR., Bottero J. (1999). Analysis of colloidal phases in urban stormwater runoff. Environmental Science and Technology, **33**(6): 831–839.

Gupta A., Destouni G., Jensen M.B. (1999). Modelling tritium and phosphorous transport by preferential flow in structured soil. Journal of Contaminant Hydrology, **35**: 389-407.

Gwo J P; O'Brien R O; Jardine P M (1998). Mass transfer in structured porous media: embedding mesoscale structure and microscale hydrodynamics in a two-region model. Journal of Hydrology, **208**: 204–222.

Gwo, J. P., P. M. Jardine, et al. (1995). "A multiple-pore-region concept to modeling mass transfer in subsurface media." Journal of Hydrology **164**(1-4): 217-237.

Hamaker, H. C., (1937). The London-van der Waals Attraction Between Spherical Particles. Physical **IV**, No. 10, 1058

Harmand, B., Rodier E., et al. (1996). "Transport and capture of submicron particles in a natural sand: short column experiments and a linear model." Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects : A collection of papers presented at the Symposium on Colloidal and Interfacial Phenomena in Aquatic Environments **107**: 233-244.

Hellweg, S., Fischer U., Hofstetter Th. B., Hungerbühler K. (2005). Site-dependent fate assessment in LCA: transport of heavy metals in soil. Journal of Cleaner Production **13** : 341-361.

Henry K.S., Holtz R.D. Capillary rise of water in geotextiles. (1997) In : Knutsson S. Ed. Ground Freezing 97 : proceedings of the international symposium on ground freezing and frost action in soils, April 1997, Luleå (Sweden). Rotterdam, A.A. Balkema, pp. 227- 233.

Herzig, J.P., Leclerc, D.M., LeGoff, P., 1970. Flow of suspension through porous media: application to deep filtration. Ind. Eng.Chem. Res. 62: 129–157.

Huang K., Toride N., Van Genuchten M.T. (1995). Experimental investigation of solute transport in large, homogeneous and heterogeneous saturated soil columns. Transport in Porous Media, **18**: 283-302.

Hubbe, M. A., (1984)."Theory of Detachment of Colloidal Particles from Flat Surfaces Exposed to Flow," Colloids and Surfaces **12**: 151-178.

Huber N., Baumann T., Niessner R. (2000). Assessment of colloid filtration in natural porous media by filtration theory, Environmental Science and Technology **34**: 3774–3779.

Ibaraki M; Sudicky E A (1995a). Colloid-facilitated contaminant transport in discretelyfractured porous media 1. Numerical formulation and sensitivity analysis. Water Resources Research, **31**: 2945–2960.

Ibaraki M; Sudicky E A (1995b). Colloid-facilitated contaminant transport in discretely fractured porous media 2. Fracture network examples. Water Resources Research, **31**: 2960–2969.

Israelachvili, J.N., (1992). Intermolecular and Surface Forces, second ed. Academic Press, London, England.

Iwasaki T (1937). Some notes on sand filtration. Journal of the American Water Works Association, **29**: 1591–1602.

Jacobsen, O. H., P. Moldrup, et al. (1997). "Particle transport in macropores of undisturbed soil columns." Journal of Hydrology **196**(1-4): 185-203.

Karathanasis, A. D. and D. M. C. Johnson (2006). "Stability and transportability of biosolid colloids through undisturbed soil monoliths." Geoderma **130**(3-4): 334-345.

Karathanasis, A. D. and D. M. C. Johnson (2006). "Subsurface transport of Cd, Cr, and Mo mediated by biosolid colloids." Science of The Total Environment **354**(2-3): 157-169.

Kim S.B. and Corapcioglu M. Y. (1997). The Role of Biofilm Growth in Bacteria-Facilitated Contaminant Transport in Porous Media. Transport in Porous Media **26**: 161–181.

Kim, S.B. and Corapcioglu M. Y. (2002). "Contaminant transport in dual-porosity media with dissolved organic matter and bacteria present as mobile colloids." Journal of Contaminant Hydrology **59**(3-4): 267-289.

Klute, A. et Dirksen, C. (1986). Hydraulic conductivity and Diffusivity : Laboratory Methods, Methods of Soil Analysis.

- Klute, A. (1986). Water retention : Laboratory methods, *Methods of soil Analysis*. Klute (ed.), pp. 635-662.
- Khilar K.C. and Fogler H.S. (1987). Colloidally induced fines migration in porous media, *Review of Chemical Engineering* **4** : 41–108.
- Ko, C.-H., and Elimelech, M. (2000). The Shadow Effect in Colloid Transport and Deposition Dynamics in Granular Porous Media: Measurements and Mechanisms", *Environmental Science and Technology*, **34**: 3681-3689.
- Koch, S. and Fluhler, H. (1993). Solute transport in aggregated porous media : comparing model independent and dependent parameter estimation. *Water, Air, Soil Pollution*, **68** : 275-289.
- Kohne, J.M., Gerke, H.H., 2005. Spatial and temporal dynamics of preferential bromide movement towards a tile drain. *Vadose Zone Journal*, **4** : 79–88.
- Kretzschmar, R. and H. Sticher (1997). "Colloid Transport in Natural Porous Media: Influence of Surface Chemistry and Flow Velocity." *Physics and Chemistry of The Earth* **23**(2): 133-139.
- Kretzschmar, R., Borkovec, M., Grolimund, D., and Elimelech, M. (1999). Mobile subsurface colloids and their role in contaminant transport." *Adv. Agron.*, **66**, 121–193.
- Lassabatere, L. (2002). Modification du transfert de trois métaux lourds (Zn, Cd, et Pb) dans un sol issu d'un dépot Fluvio-glaciaire carbonaté par l'introduction de géotextiles, Thèse de doctorat en sciences et techniques du déchet : INSA de Lyon, 235 p.
- Lassabatere, L., T. Winiarski, et al. (2004). "Retention of Three Heavy Metals (Zn, Pb, and Cd) in a Calcareous Soil Controlled by the Modification of Flow with Geotextiles." *Environmental Science and Technology* **38**(15): 4215-4221.
- Lassabatere, L., T. Winiarski, et al. (2005). "Can geotextiles modify the transfer of heavy metals transported by stormwater in infiltration basins?" *Water Science and Technology*, **51**(2): 29-36.
- Lazouskaya, V., Y. Jin, et al. (2006). "Interfacial interactions and colloid retention under steady flows in a capillary channel." *Journal of Colloid and Interface Science* **303**(1): 171-184.
- Leclaire G. (2007). Mise en place d'un dispositif de mesure en conditions non saturées. Rapport de stage de Licence au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Nantes, 50p.
- Legret M., Colandini V., Le Marc C. (1995) Impact d'une chaussée à structure réservoir sur la qualité des eaux pluviales et du sol. *Bulletin de Liaison des Ponts et Chaussées*, **197** : 25-31
- Leonard, J., E. Perrier, et al. (2004). "Biological macropores effect on runoff and infiltration: a combined experimental and modelling approach." *Agriculture, Ecosystems & Environment Soil Interactions: Biology, Erosion and Organic Matter* **104**(2): 277-285.

- Lekha K.R. (2004) Field instrumentation and monitoring of soil erosion in coir geotextile stabilised slopes—A case study Geotextiles and Geomembranes **22** : 399–413
- Lenhart, J.J., Saiers, J.E. (2002) Transport of silica colloids through unsaturated porous media: experimental results and model comparisons. Environmental Science and Technology **36**: 769–777.
- Luxmore, R.J. (1981). Micro-, meso-, and macroporosity of soil. Soil Science Society American Journal, **45**: 671-672.
- Ma L., Selim H.M. (1995). Transport of a nonreactive solute in soils : a two-flow domain approach. Soil Science, **159**(4) : 1-11.
- Ma, L. and Selim, H.M. (1996). Solute transport in soils under condition of variable flow velocities. Water Resources Research, 32(11): 3277-3283.
- Martin Ch. (2000). Transport de solutés et de particules argileuses colloïdales en milieu poreux saturé à double porosité. Memoire de DEA, Université de Poitiers. 49p.
- McCarthy J.F., Zachara J.M. (1989). Subsurface transport of contaminants. Environmental Science and Technology, **23**(5): 496– 502.
- McDowell-Boyer L M; Hunt J R; Sitar N (1986). Particle transport through porous media. Water Resources Research, **22**: 1901–1921
- McCarthy, J.F., McKay, L.D., Bruner, D.D. (2002). Influence of ionic strength and cation charge on transport of colloidal particles in fractured shale saprolite. Environmental Science and Technology **36** : 3735– 3743.
- McKay, L.D., Harton, A.D., Wilson, G.V. (2002). Influence of flow rate on transport of phage in a highly weathered and fractured shale. Journal of Environmental Quality **31**: 1095– 1105.
- Mills W B; Liu S; Fong F K (1991). Literature review and model (COMET) for colloid/metals transport in porous media. Ground Water, **29**, 199–208
- Miyazaki T., Hasegawa S., Kasabuchi T. (1993). Water flow in soils. New-York : Marcel Dekker Inc., 296 p.
- Musy, A. et Soutter, M., (1991). Physique du sol. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, 335 pp.
- Mualem, Y. (1976). "A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media". Water Resources Research, **12**: 513-522.
- Muthukumar, A. E. and K. Ilamparuthi (2006). "Laboratory studies on geotextile filters as used in geotextile tube dewatering." Geotextiles and Geomembranes **24**(4): 210-219.
- Nagaharaa H., Fujiyamab T., Ishigurob T., Ohtac H. (2004). FEM analysis of high airport embankment with horizontal drains Geotextiles and Geomembranes **22** : 49–62.

Neuhnsen et kirchener Neuens A. & Kirchner G. (2000). Tracer experiments as a basis for modelling the transport of water and solutes in soils with macropores. Source: IAHS Publication, **262** : 321-324.

P. A. Olsen, A. Binley, S. Henry-Poulter, W. Tych, (1999). Characterizing solute transport in undisturbed soil cores using electrical and X-ray tomographic methods. Hydrological Processes, **13**(2) : 211 – 221.

Oswald, J. G. and M. Ibaraki (2001). "Migration of colloids in discretely fractured porous media: effect of colloidal matrix diffusion." Journal of Contaminant Hydrology **52**(1-4): 213-244.

Padilla I.Y., JIM Yeh T.-C., Conklin M.H. (1999). The effect of water content on solute transport in unsaturated porous media. Water Resources Research, **35**(11): 3303-3313.

Pang L., Close M.E. (1999). Non-equilibrium transport of Cd in alluvial gravels. Journal of Contaminant Hydrology, **36**: 185-206.

Pang L., Close M.E. (1999b). Field-scale physical non-equilibrium transport in an alluvial gravel aquifer. Journal of Contaminant Hydrology, **38** : 447-464.

Paris Anguela Th. (2004). Etude du transfert d'eau et des solutés dans un sol à nappe superficielle drainée artificiellement. Thèse de doctorat à l'Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts, Paris , 188p.

Ruckenstein E. and Prieve D.C., (1976). Adsorption and Desorption of Particles and Their Chromatographic Separation, AIChE Journal **22**, 276.

Ryan, J. N. and M. Elimelech (1996). "Colloid mobilization and transport in groundwater." Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects :A collection of papers presented at the Symposium on Colloidal and Interfacial Phenomena in Aquatic Environments **107**: 1-56.

Saiers, J.E., Lenhart, J.J., (2003). Ionic-strength effects on colloid transport and interfacial reactions in partially saturated porous media. Water Resources Research **39**: 1256.

Sansalone J.J., Buchberger S.G. (1997).. Characterization of solid and metal element distributions in urban highway stormwater. Water Science and Technology **36**(8–9): 155–160.

Sardin M., Schweich D., Leij F.J., van Genuchten M.T. (1991). Modeling the nonequilibrium transport of linearly interacting solutes in porous media : a review. Water Resources Research, **27**(9): 2287-2307.

Schwartz, R.C., Mc Innes, K.J., Juo, A.S.R., Wilding, L.P. and Redell, D.L. (1999). Boundary effects on solute transport in finite soil columns. Water Resources Research, **35**(3): 671-681.

Schweich D., Sardin M. (1986). Interactions physico-chimiques en présence d'un écoulement In : AIEA. Les mécanismes d'interaction solide – liquide et leur modélisation : Applications aux études de migration en milieu aqueux. Vienne : AIEA, pp. 59-107.

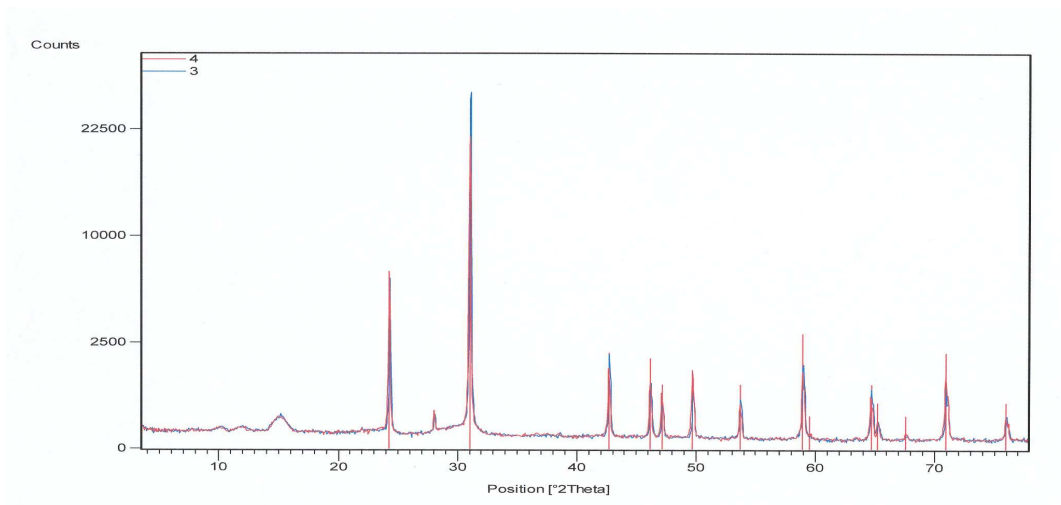
- Shipitalo, M. J., W. A. Dick, et al. (2000). "Conservation tillage and macropore factors that affect water movement and the fate of chemicals." Soil and Tillage Research **53**(3-4): 167-183.
- Simunek, J., N. J. Jarvis, et al. (2003). "Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone." Journal of Hydrology **272**(1-4): 14-35.
- Simunek, J., M. , Vogel, T. et van Genuchten, M.T. (1994). The SWMS2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. Technical report version 1.1. U.S. Salinity Laboratory, U.S.D.A., Agriculture Research Service, Riverside, CA.
- Simunek, J., Sejna, M. & van Genuchten, M.Th., (1999). The HYDRUS-2D Software Package for Simulating the Two-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. George Brown Jr. Salinity Laboratory, ARS-USDA, Riverside, CA, USA.
- Sirivithayapakorn S, Keller A. (2003) Transport of colloids in saturated porous media: A pore-scale observation of the size exclusion effect and colloid acceleration. Water Resources Research **39**(4):1119.
- Spielman L.A. and Cukor P.M. (1973). Deposition of non-Brownian particles under colloidal forces. Journal of Colloid and Interface Science **43**(1): 51-56.
- Tong, M. and Johnson W. P. (2006). "Excess Colloid Retention in Porous Media as a Function of Colloid Size, Fluid Velocity, and Grain Angularity." Environmental Science and Technology, **40**(24): 7725-7731.
- Tong, M., Ma H., Johnson W.P. (2008). Funneling of flow into grain-to-grain contacts drives colloid-colloid aggregation in the presence of an energy barrier. Environmental Science and Technology, **42**: 2826-2832.
- Toride N.; Leij F. J. & van Genuchten, M. Th. (1993). A Comprehensive set of solutions for nonequilibrium solute transport with first-order decay and zero-order production. Water Resources Research, **29**(7) : 2167-2182.
- Toride, N., Inoue, M., Leij, F.J. (200). Hydrodynamic dispersion in anunsaturated dune sand. Soil Science Society of America Journal, **67**: 703–712.
- Toran, L. and Palumbo A. V. (1992). "Colloid transport through fractured and unfractured laboratory sand columns." Journal of Contaminant Hydrology, **9**(3): 289-303.
- Torkzaban, S., Bradford S. A. (2008). "Colloid transport in unsaturated porous media: The role of water content and ionic strength on particle straining." Journal of Contaminant Hydrology, **96**(1-4): 113-127.

- Tuccillo, M. E. (2006). "Size fractionation of metals in runoff from residential and highway storm sewers." Science of The Total Environment ,**355**(1-3): 288-300.
- Van der Lee J., Ledoux E., de Marsily G. (1994). Microscopic description of colloid transport in fractured or porous media. In: IAHR/AIRH Symposium: Transport and Reactive Processes in Aquifers, pp 349–355
- Van Genuchten M.T., Wieranga P.J. (1976). Mass transfer studies in sorbing porous media I. Analytical solutions. Soil Science Society of America Journal, **40**(4): 473-480.
- Van Genuchten M.T., (1980). "A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils". Soil Science Society of America Journal, 44: 892-898.
- Ventrella, D., Mohanty, B.P., Simunek, J., Losavio, N. et van Genuchten, M.T. (2000). "Water and chloride transport in a fine-textured soil: Field experiments and modeling". Soil Science, **165**(8): 624-631.
- Verwey, E.J.W., Overbeek, J.T.G., (1948). Theory of the Stability of Lyophobic Colloids. Elsevier, Amsterdam.
- Viallis-Terrisse, H., A. Nonat, et al. (2001). "Zeta-Potential Study of Calcium Silicate Hydrates Interacting with Alkaline Cations." Journal of Colloid and Interface Science **244**(1): 58-65.
- Villholth, K. G. and K. H. Jensen (1998). "Flow and transport processes in a macroporous subsurface-drained glacial till soil II. Model analysis." Journal of Hydrology **207**(1-2): 121-135.
- Wan J, Wilson JL. (1994). Colloid transport in unsaturated porous media. Water Resources Research, **30**(4):847–64.
- Wan, J., Tokunaga, T.K., (1997). Film straining of colloids in unsaturated porous media: conceptual model and experimental testing. Environmental Science and Technology **31**, 2413–2420.
- Weiler, M. and H. Fluhler (2004). "Inferring flow types from dye patterns in macroporous soils." Geoderma **120**(1-2): 137-153.
- Wu, C.-S., Y.-S. Hong, (2006). "Soil-nonwoven geotextile filtration behavior under contact with drainage materials." Geotextiles and Geomembranes **24**(1): 1-10.
- Yao, K.M. Habibian M.T.andO'Melia C.R.. (1971) Environmental Science and Technology, **5** 1105.
- Zvikelski O. Wersbrook N. (2006). Impact of colloidal size on colloid transport in discrete fractures. Water Resources Research, **42** W12S08.

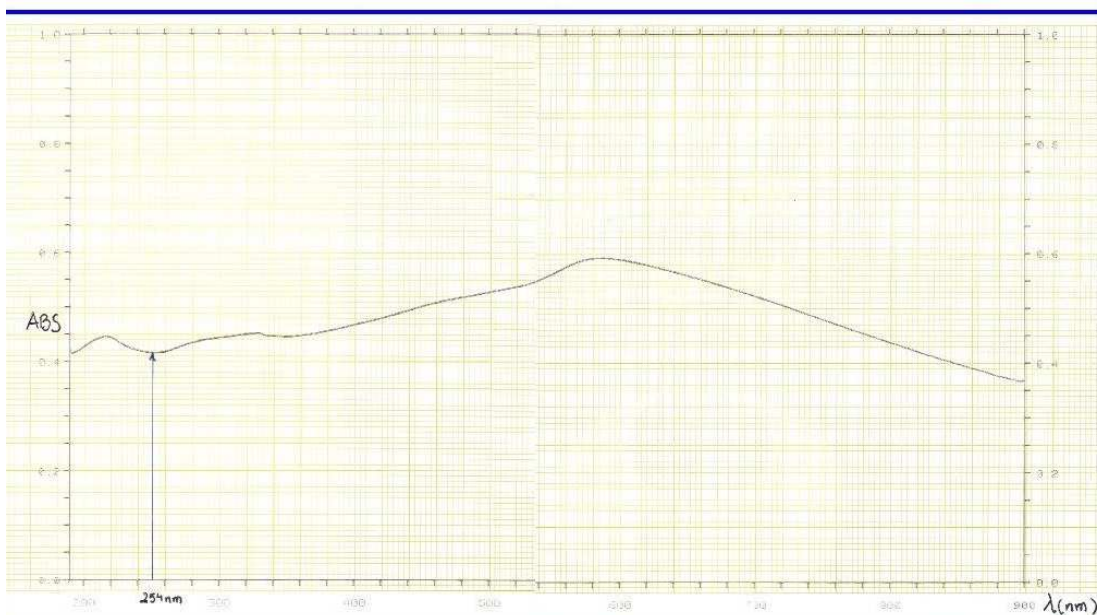
8 Annexes

8.1 Annexe 1 : Caractéristiques du sable d'Hostun et des particules de latex

Spectre minéralogique du sable d'Hostun



Spectre d'adsorption des particules de latex



Droite d'étalonnage des particules de latex

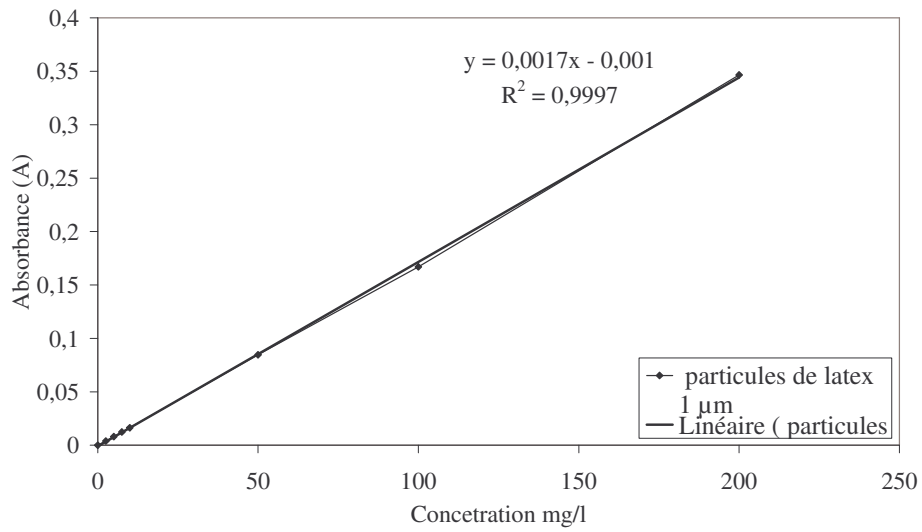


Figure : Droite d'étalonnage pour les mesures en continu avec la cellule de densité optique

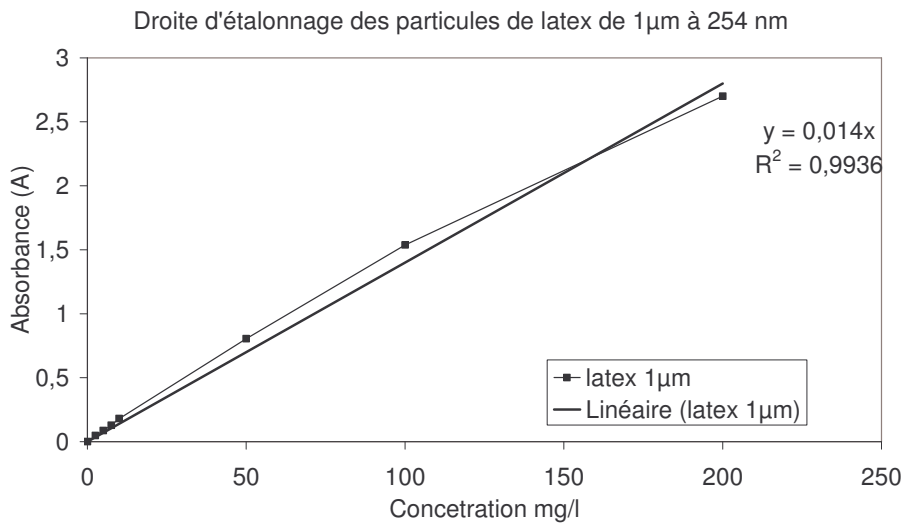


Figure : Droite d'étalonnage pour les mesures en statique avec l'appareil Hitachi

8.2 Annexe 2 : Code de calcul des moments et fichier MIM

* Calcul des moments

1. Moment d'ordre 0 pour bilan de masse

$$A := \int_{x_1}^{x_n} CS(t_1) dt_1 \quad Ath := 1 \cdot \delta t \quad \begin{array}{l} A \text{ est la surface sous la courbe.} \\ Ath \text{ est la surface du créneau injecté.} \end{array}$$

$$A = 60.2087 \quad Ath = 60.206$$

$$\text{Bilan de masse : BM} \quad BM := \frac{A}{Ath} \quad BM = 1$$

2. Moment d'ordre 1 pour temps moyen de séjour et facteur de retard

$$M1 := \int_{x_1}^{x_n} \left(t_1 - \frac{\delta t}{2} \right) \cdot CS(t_1) dt_1 \quad M1 = 5.5275 \times 10^3 \quad \begin{array}{l} M1 \text{ est le premier moment.} \\ E \text{ est l'espérance mathématique} \\ \text{ou le temps moyen de séjour.} \\ Tsc \text{ est le temps convectif moyen.} \end{array}$$

Temps moyen de séjour : E

$$E := \frac{M1}{A} \quad Tsc := \frac{z}{V} \quad E = 91.8059 \quad Tsc = 105.9661$$

Facteur de retard : R

$$V_{calc} := \frac{z}{E} \quad R := \frac{E}{Tsc} \quad R = 0.8664 \quad \begin{array}{l} V_{calc} = \text{vitesse effective expérimentale.} \\ R \text{ est le facteur de retard (adsorption} \\ \text{instantanée).} \end{array}$$

3. Moment d'ordre 2 pour variance

$$m2 := \int_{x_1}^{x_n} \left(t_1 - \frac{\delta t}{2} \right)^2 \cdot CS(t_1) dt_1 \quad m2 = 9.3185 \times 10^5 \quad \begin{array}{l} m2 \text{ est le second moment normé par la moyenne.} \\ VAR \text{ est la variance.} \end{array}$$

Variance : VAR

$$Edet2 := \frac{m2}{A} \quad VAR := Edet2 - E^2 \quad VAR = 7.0487 \times 10^3$$

Fichier de calcul MIM

Programme MIM.MCD

Ce programme permet de comparer les courbes expérimentales aux résultats de la modélisation par le modèle MIM.

Calcul correspondant à un écoulement :

- deux fractions d'eau : θ mobile et θ immobile
- injection en créneau de durée δt (concentration C_0)
- solution pour la concentration de flux

ORIGIN \equiv 1 TOL \equiv 0.00000001

* Entrée des données

$q := 0.07441$ cm/mn $\theta := 0.20170$ $\theta_m := 0.1166$ cm³ $\alpha_{MIM} := 0.00152$ mn⁻¹

$V := \frac{q}{\theta_m}$ cm/mn $V = 0.6382$ cm/mn

$\delta t := 60.206$ mn $z := 33.87$ cm $\theta_{im} := \theta - \theta_m$ $R := 1 + \frac{\theta_{im}}{\theta_m}$ $R = 1.7298$

$\theta_{im} = 0.0851$

$\alpha := \frac{\alpha_{MIM}}{\theta_{im}}$ $\alpha = 0.0179$ $D := 2.14$ cm²/mn

$\lambda := \frac{D}{V}$ $\lambda = 3.3534$ cm

Attention R n'est pas le coefficient de retard

Lecture du fichier de données (nom à entrer en module de LIREPRN)

M := LIREPRN ("nCsv_1.txt")

Traitement des données du fichier

n := lignes (M) n = 22

x := M^{<1>} y := M^{<2>} $x_n = 624.825$ tF := x_n tF = 624.825

Fin d'entrée des données

* Découpage du créneau δt en N intervalles

$$\text{newton} := 50 \quad \Delta t1 := \frac{\delta t}{\text{newton}} \quad \Delta t1 = 1.2041$$

$$t1 := \Delta t1, 2 \cdot \Delta t1 \dots \delta t \quad i := 1 \dots \text{newton} \quad T1_i := i \cdot \Delta t1$$

Le temps $> \delta t$ et $< t_F$ est découpé en intervalles $\Delta t5$ (on dépasse t_F de 20% pour les calculs pour le cas où la courbe expérimentale est tronquée).

$$\Delta t2 := 2 \cdot \Delta t1 \quad nt2 := \frac{1.2 \cdot t_F - \delta t}{\Delta t2} \quad nt2 = 286.3435$$

$$t2 := \delta t, \delta t + \Delta t2 \dots 1.2 \cdot t_F \quad j := 1 \dots nt2 \quad T1_{\text{newton}+j} := \delta t + (j) \cdot \Delta t2$$

* Remarque préliminaire

La solution de l'équation de transfert $F(z,t)$ dans le cas d'une injection d'entrée quelconque $E(0,t)$ peut être calculée (s'il n'y a pas de solution analytique connue) par le produit de convolution suivant :

$$F(z, t) := \int_0^t E(0, u) \cdot D_{\text{dir}}(z, t - u) \, du$$

où D_{dir} est la DTS (distribution des temps de séjour ou fonction de densité de probabilité) dans le cas d'une injection impulsionnelle de Dirac.

Dans notre cas l'injection $E(0,t)$ est exprimée sous la forme d'un créneau de concentration C_0 de durée δt . Pour pouvoir calculer $F(z,t)$ il nous faut connaître les DTS de Dirac correspondant au modèle MIM.

* Calcul, tracé et lissage des DTS de Dirac des deux modèles testés

Le tracé et le lissage des DTS ont pour but d'accélérer par la suite le calcul des produits de convolution.

1. Définition de la DTS utilisée

$$A_{CL} := 1 \quad \text{Masse injectée unitaire} \quad A_{CT} := 1 \quad \text{où } A_{CT} = A_{CL}/V.$$

$$G(z, t, R, D) := \frac{z \cdot \sqrt{R}}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot D \cdot t^3}} \cdot \exp \left[-\frac{(R \cdot z - V \cdot t)^2}{4 \cdot D \cdot R \cdot t} \right]$$

$$H(u, t, \alpha) := \exp[-\alpha \cdot (R - 1) \cdot u - \alpha \cdot (t - u)] \cdot I_1 \left[2 \cdot \alpha \cdot \sqrt{(R - 1) \cdot (t - u) \cdot u} \right]$$

I_1 est la fonction de Bessel modifiée d'ordre 1

$$D2_1(z, t, \alpha, D) := A_{CT} \cdot \left[G(z, t, 1, D) \cdot \exp[-\alpha \cdot (R - 1) \cdot t] + \alpha \cdot \sqrt{R - 1} \cdot \int_0^t \sqrt{\frac{u}{t - u}} \cdot G(z, u, 1, D) \cdot H(u, t, \alpha) \, du \right]$$

(pour une concentration de flux)

Le calcul de l'intégrale dans l'expression de $D2$ pose quelques problèmes avec Mathcad. Pour les temps t élevés, la fonction à intégrer est confinée sur un faible intervalle de temps (fonction = 0 pour les autres temps) et le calcul de l'intégrale est délicat. On limite alors le calcul de l'intégrale à une borne supérieure encadrant le domaine où la fonction est non nulle.

2. Détermination de la borne sup

Soit f la fonction sous l'intégrale dans l'expression de D2. Le calcul de l'intégrale de f impose la détermination de la borne b telle que pour tout $t < b$ f est non nulle.

$$f(t, u, \alpha, D) := \sqrt{\frac{u}{t-u}} \cdot G(z, u, 1, D) \cdot H(u, t, \alpha)$$

Recherche automatique de la borne supérieure et tracé de f

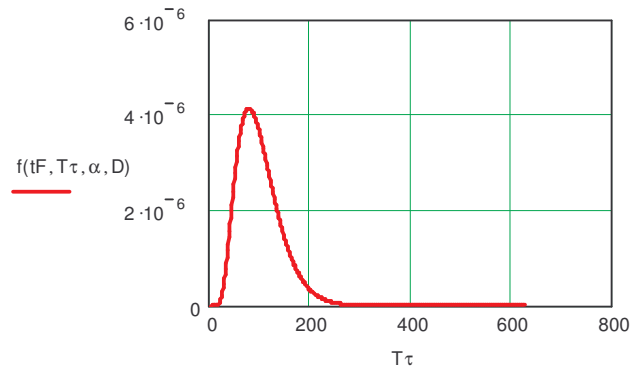
$$\Delta t\tau := \frac{tF}{500} \quad T\tau := 0.000001, \Delta t\tau.. tF \quad k := 1.. 499 \quad X_k := f(tF, k \cdot \Delta t\tau, \alpha, D)$$

$$tmax(X, eps) := \begin{cases} k \leftarrow 499 \\ \text{while } X_k < eps \\ \quad k \leftarrow k - 1 \\ k \end{cases}$$

$$eps1 := 10^{-30}$$

$$Tmax := tmax(X, eps1) \cdot \Delta t\tau$$

$$\text{Ici : } Tmax = 623.5753$$



On s'assure que la borne est inférieure à tF , le temps expérimental maximal (issu des données) :

$$B_1 := 1.2 \cdot Tmax \quad B_2 := tF$$

$$b := \min(B) \quad b = 624.825$$

3. Calcul de la DTS D2 avec prise en compte de la borne sup

$$D2_1(z, t, \alpha, D) := A_{CT} \cdot \left[G(z, t, 1, D) \cdot \exp[-\alpha \cdot (R-1) \cdot t] + \alpha \cdot \sqrt{R-1} \cdot \int_0^t \sqrt{\frac{u}{t-u}} \cdot G(z, u, 1, D) \cdot H(u, t, \alpha) du \right]$$

$$D2_2(z, t, \alpha, D) := A_{CT} \cdot \left[G(z, t, 1, D) \cdot \exp[-\alpha \cdot (R-1) \cdot t] + \alpha \cdot \sqrt{R-1} \cdot \int_0^b \sqrt{\frac{u}{t-u}} \cdot G(z, u, 1, D) \cdot H(u, t, \alpha) du \right]$$

$$D2(z, t, \alpha, D) := \text{si}(t \leq b, D2_1(z, t, \alpha, D), D2_2(z, t, \alpha, D))$$

4. Lissage des DTS (accélération du produit de convolution)

$$m := 1 .. 100 \quad xt_m := m \cdot \frac{tF}{100}$$

$$zt_m := D2(z, xt_m, \alpha, D)$$

$$Cd2 := Ispline(xt, zt)$$

$$D2lissé(z, r, D) := \text{interp}(Cd2, xt, zt, r)$$

Fin du calcul, tracé et lissage de la DTS de Dirac du modèle testé

* Résolution du produit de convolution

Une fois les DTS de Dirac calculées et lissées, le calcul des signaux de sortie est immédiat par l'expression du produit de convolution. Dans notre cas, l'injection d'entrée $E(0, t)$ est un créneau de concentration Co de durée δt . $E(0, t)$ est la somme d'un échelon positif de 0 à Co au temps $t = 0$ et d'un échelon négatif de Co à 0 au temps δt .

$$Co := 1 \quad C(0, u) := Co \blacksquare$$

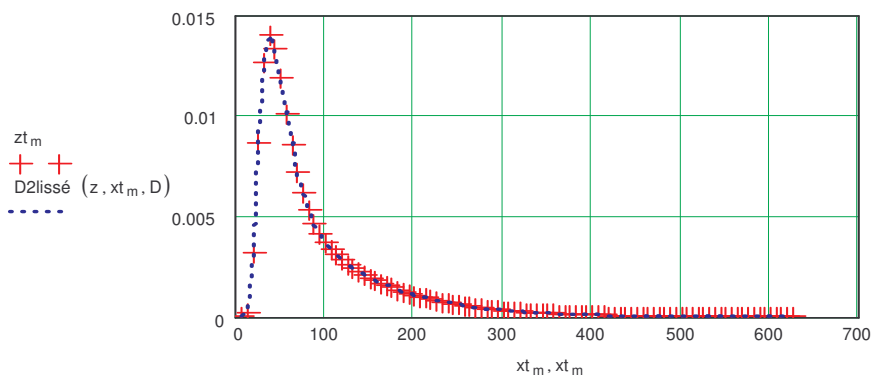
$F(z, t)$ pour le modèle MIM : F2

$$F2(z, t, \alpha, D) := \begin{cases} \left(Co \cdot \int_0^t D2lissé(z, t-u, D) du \right) & \text{if } t \leq T1_{\text{newton}} \\ \left(Co \cdot \int_0^{\delta t} D2lissé(z, t-u, D) du \right) & \text{otherwise} \end{cases}$$

Fin de la résolution du produit de convolution

* Tracé des DTS et des courbes F, et comparaison aux données expérimentales

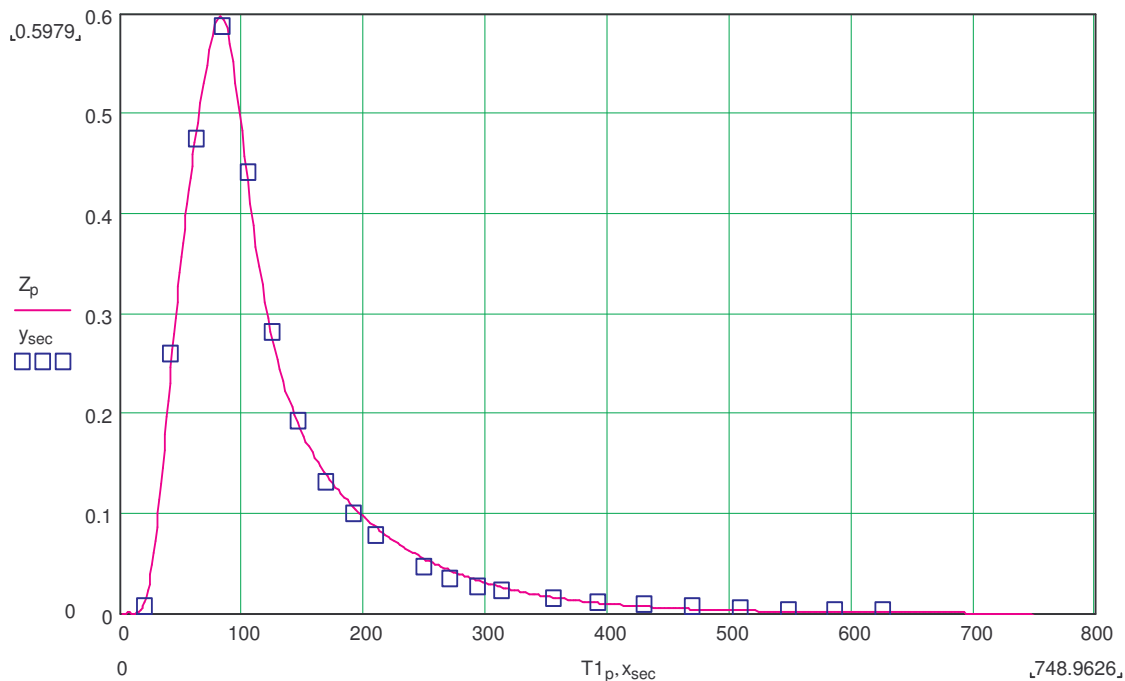
1. Tracé de la fonction D2 lissée



2. Tracé de la fonction F2 et comparaison aux valeurs expérimentales

$$p := 1 .. \text{newton} + \text{nt2} \quad \text{sec} := 1 .. n$$

$$Z_p := F2(z, T1_p, \alpha, D) \quad \text{Modèle MIM}$$



Rappel des données - Programme CD_mimch.MCD

q = 0.0744	cm/mn	θ = 0.2017	θm = 0.1166	V = 0.6382	cm/mn	
ᾱ = 60.206	mn	z = 33.87	cm	θim = 0.0851	R = 1.7298	
		αMIM = 1.52 × 10 ⁻³	mm ⁻¹	α = 0.0179	D = 2.14	cm ² /mn

* Calcul de l'erreur

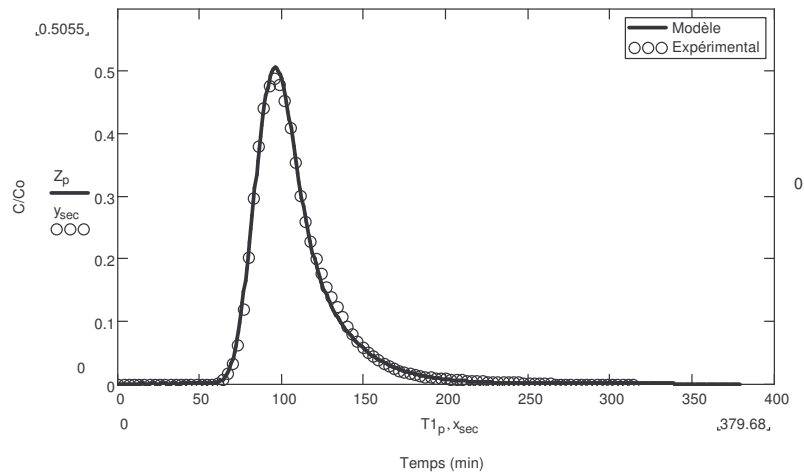
On détermine ici l'erreur relative faite lors de l'ajustement des données expérimentales par le modèle MIM. Cette erreur est calculée par le quotient de la racine carrée de la somme des différences au carré par la racine carrée de la somme des ordonnées expérimentales au carré.

$$\text{Erreur}(x, y) := \begin{cases} \text{for } k \in 1 \dots \text{lignes}(x) \\ \text{newton}_k \leftarrow F2(z, x_k, \alpha, D) \\ \text{Erreur} \leftarrow \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{\text{lignes}(x)} (y_i - \text{newton}_i)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{\text{lignes}(x)} (y_i)^2}} \end{cases} \quad \text{Erreur}(x, y) = 0.030077$$

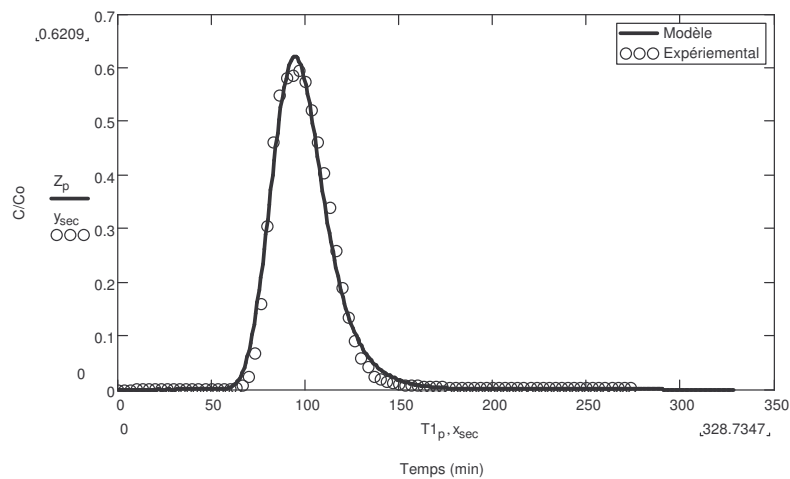
8.3 Annexe 3 : Courbes expérimentales d'éluion du traceur et ajustement MIM sur les courbes expérimentales

Milieu sableux

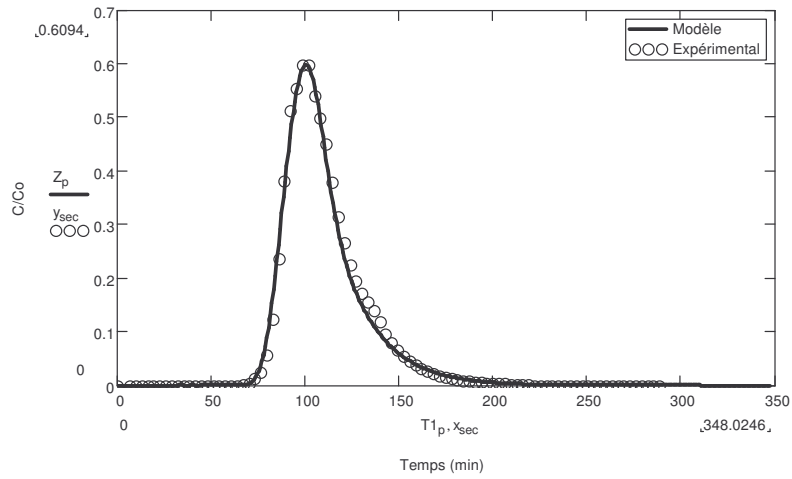
– Expériences à vitesse Q en conditions saturées



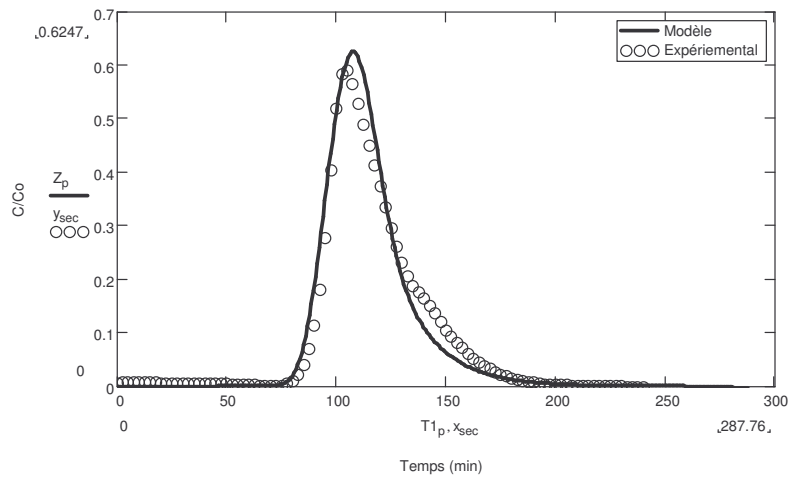
Colonne T2 en conditions saturées à vitesse Q ($f_m = 87,1 \%$, $\alpha = 0,003$, $\lambda = 0,12$ cm)



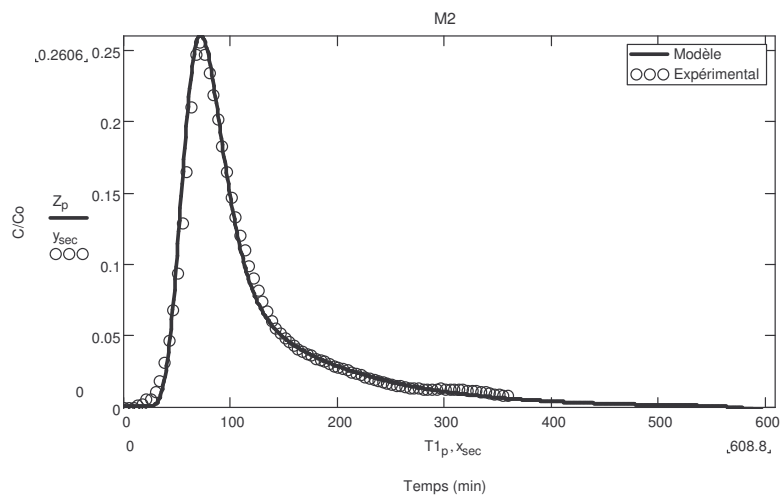
Colonne T3 en conditions saturées à vitesse Q ($f_m = 92,7 \%$, $\alpha = 0,003$, $\lambda = 0,18$ cm)



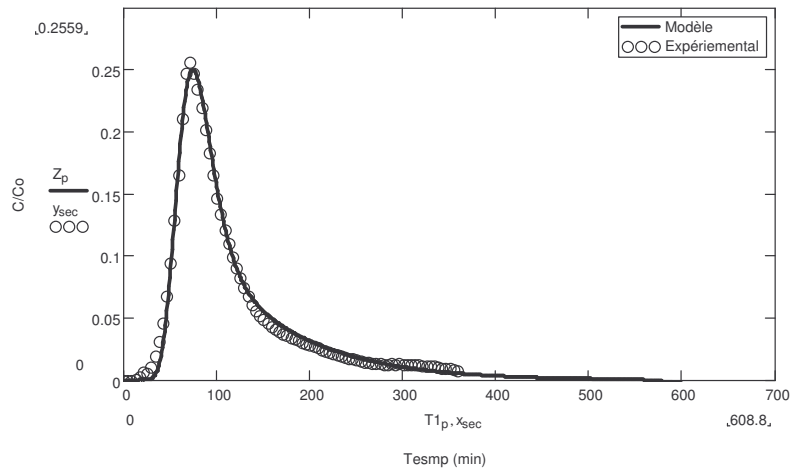
Colonne TS2 en conditions saturées à vitesse Q ($f_m = 90,1 \%$, $\alpha = 0,003$, $\lambda = 0,05$ cm)



Colonne TS3 en conditions saturées à vitesse Q ($f_m = 94,9 \%$, $\alpha = 0,003$, $\lambda = 0,11$ cm)

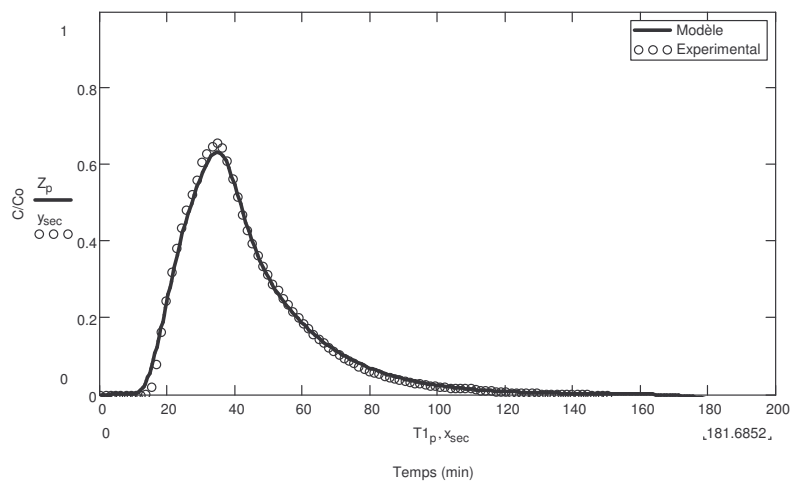


Colonne M2 en conditions saturées à vitesse Q ($f_m = 62,2 \%$, $\alpha = 0,002$, $\lambda = 1,3$ cm)

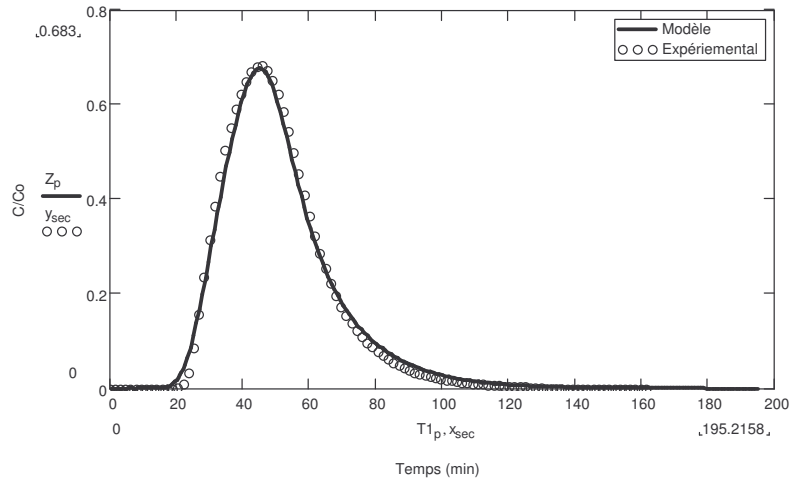


Colonne M3 en conditions saturées à vitesse Q ($f_m = 68,4\%$, $\alpha = 0,007$, $\lambda = 1,21$ cm)

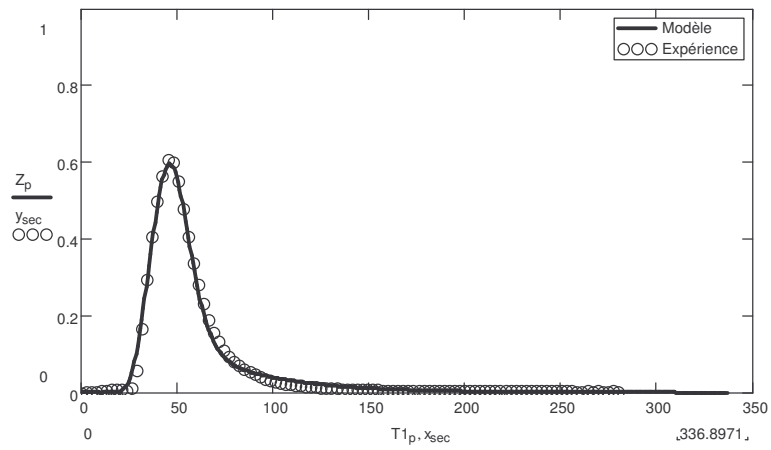
– **Expériences à vitesse Q en conditions non saturées**



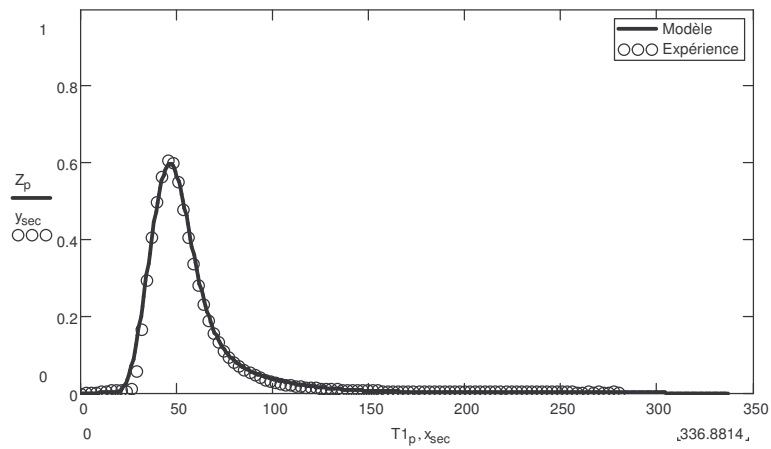
Colonne T2 en conditions non saturées à vitesse Q ($f_m = 73,4 \%$, $\alpha = 0,003$, $\lambda = 1,09$ cm)



Colonne T3 en conditions non saturées à vitesse Q ($f_m = 80,9 \%$, $\alpha = 0,002$, $\lambda = 0,65$ cm)

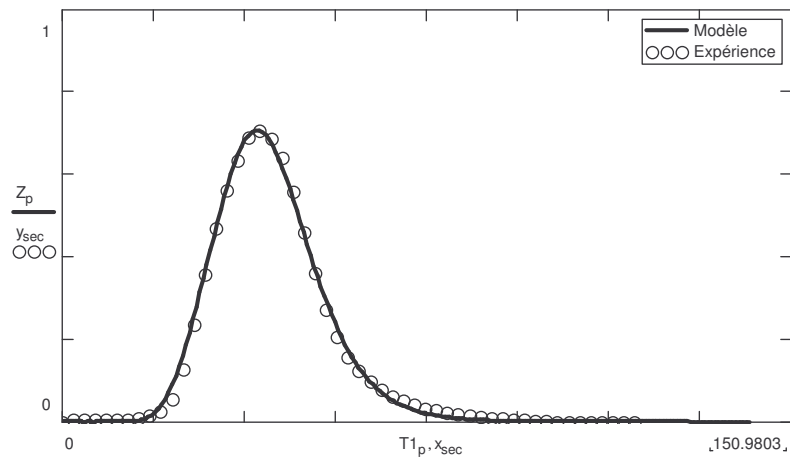


Colonne TS2 en conditions non saturées à vitesse Q ($f_m = 81,8 \%$, $\alpha = 0,003$, $\lambda = 0,65$ cm)



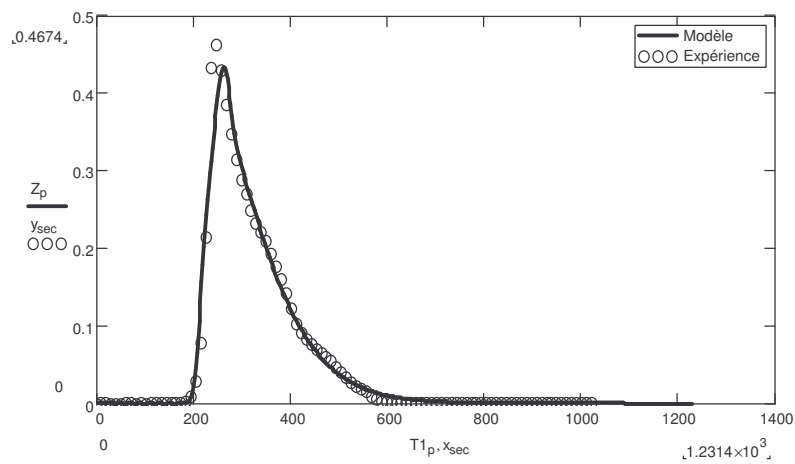
Colonne TS3 en conditions non saturées à vitesse Q ($f_m = 83 \%$, $\alpha = 0,0017$, $\lambda = 0,2$ cm)

Colonne sable avec macropore M2 en conditions non saturées à vitesse Q ($f_m = 76 \%$,
 $\alpha = 0,0007$, $\lambda = 0,9 \text{ cm}$)

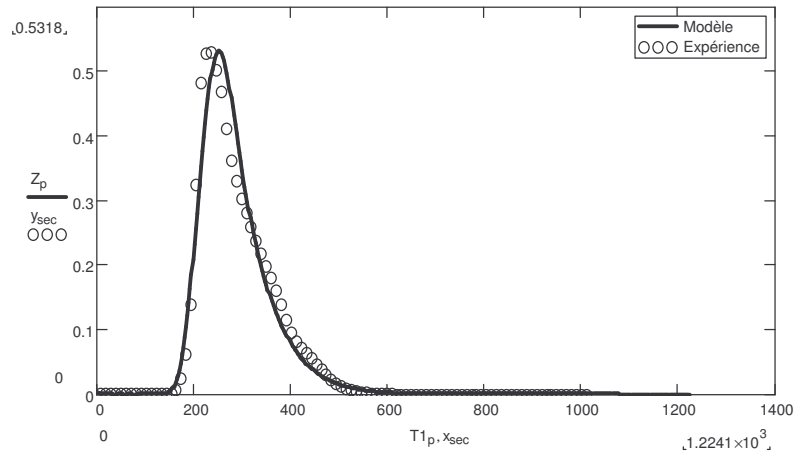


Colonne de sable avec macropore M3 en conditions non saturées à vitesse Q ($f_m = 85,4 \%$,
 $\alpha = 0,0007$, $\lambda = 0,8 \text{ cm}$)

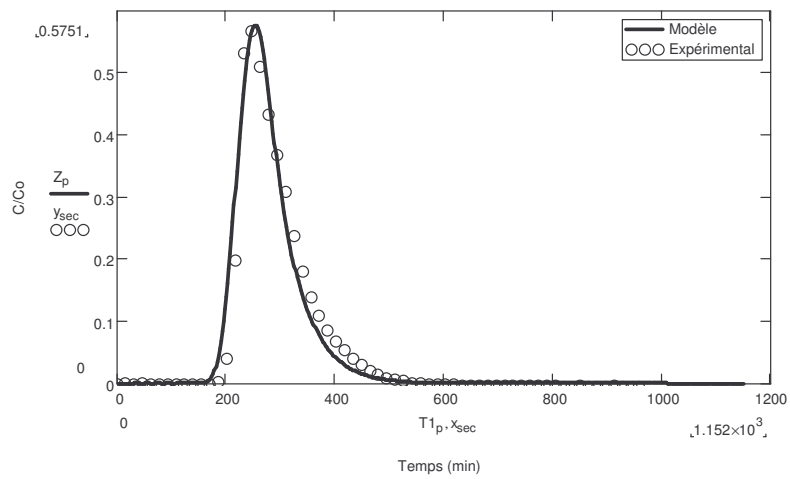
– **Expériences à vitesse q en conditions saturées**



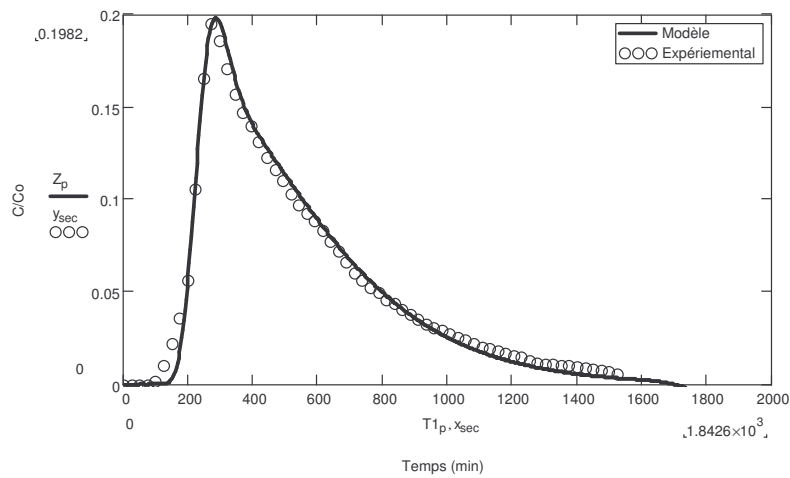
Colonne de sable T1 en conditions saturées à vitesse q ($f_m = 72,8 \%$, $\alpha = 0,0029$, $\lambda = 0,03 \text{ cm}$)



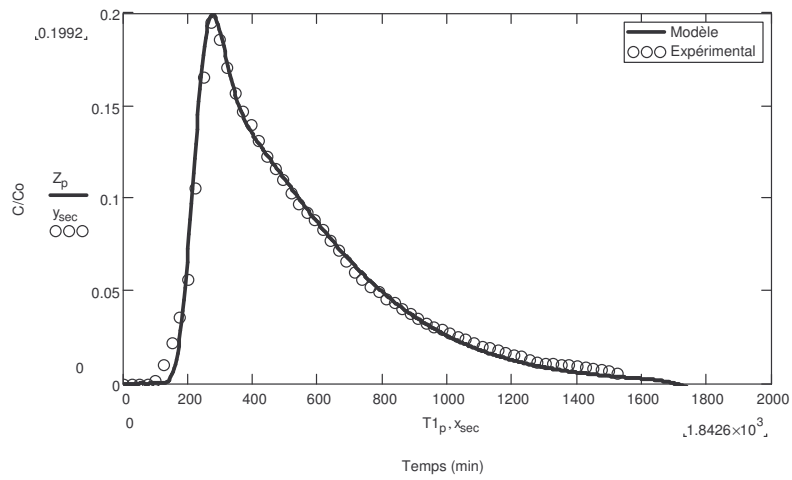
Colonne de sable T2 en conditions saturées à vitesse q ($f_m = 74,9 \%$, $\alpha = 0,0029$, $\lambda = 0,015$ cm)



Colonne de sable avec géotextile TS1 en conditions saturées à vitesse q ($f_m = 79,9 \%$, $\alpha = 0,003$, $\lambda = 0,013$ cm)

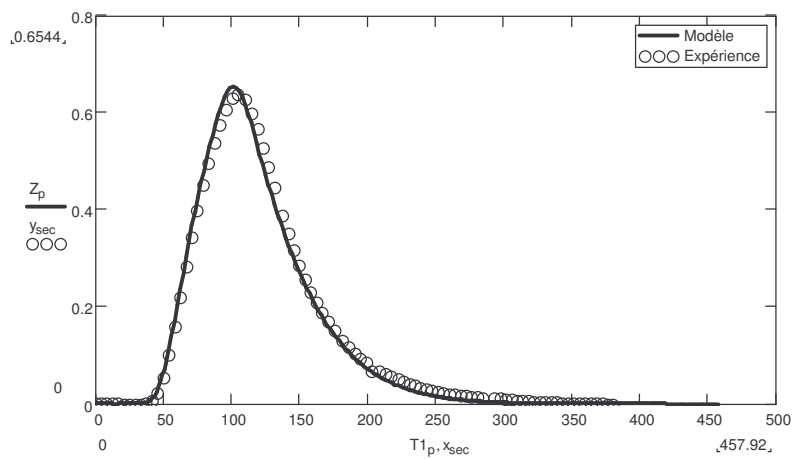


Colonne avec de sable avec macropore M1 en conditions saturées à vitesse q ($f_m = 46 \%$,
 $\alpha = 0,003$, $\lambda = 0,507$ cm)

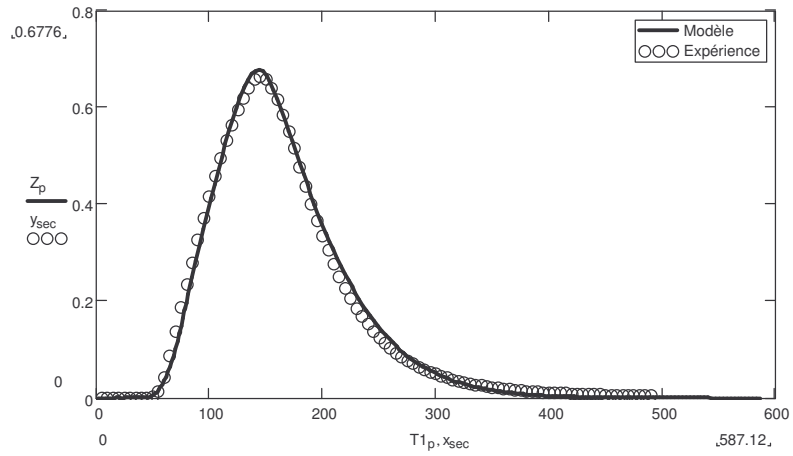


Colonne de sable avec macropore M2 en conditions saturées à vitesse q ($f_m = 50,6 \%$,
 $\alpha = 0,0029$, $\lambda = 0,8$ cm)

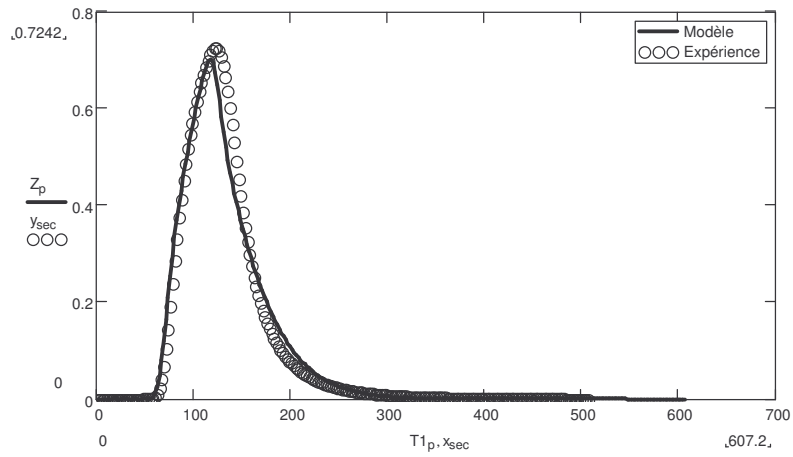
– **Expériences à vitesse q en conditions non saturées**



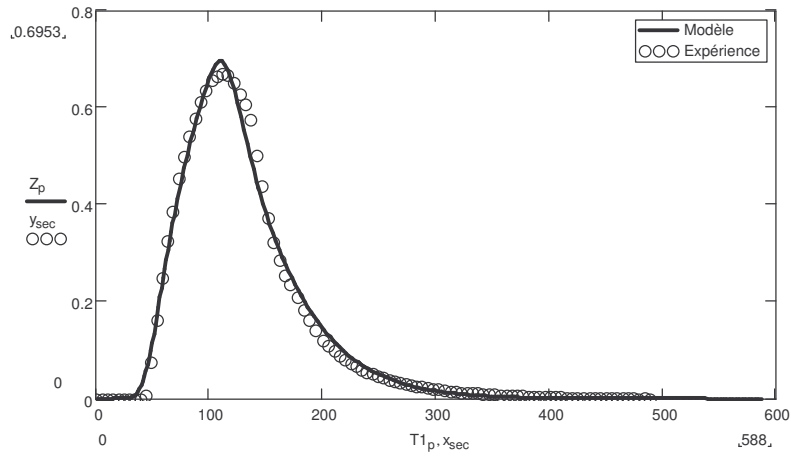
Colonne de sable T1 en conditions non saturées à vitesse q ($f_m = 66,8 \%$, $\alpha = 0,0021$,
 $\lambda = 0,41$ cm)



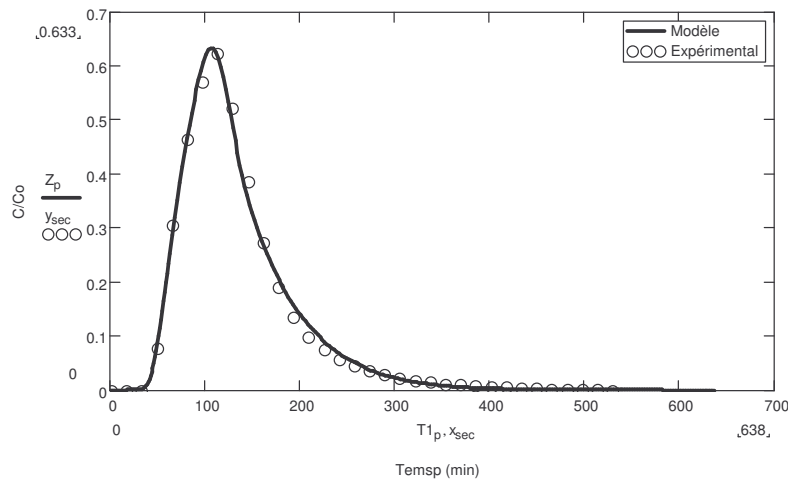
Colonne de sable avec géotextile TS1 en conditions non saturées à vitesse q ($f_m = 65,6 \%$,
 $\alpha = 0,0027$, $\lambda = 0,4$ cm)



Colonne de sable avec géotextile TS2 en conditions non saturées à vitesse q ($f_m = 69,2 \%$,
 $\alpha = 0,0027$, $\lambda = 0,53$ cm)



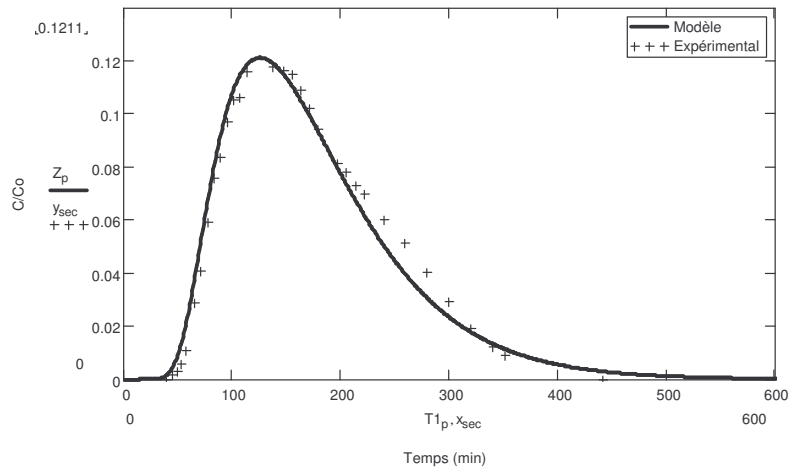
Colonne de sable avec macropore M1 en conditions non saturées à vitesse q ($f_m = 65,2 \%$, $\alpha = 0,0019$, $\lambda = 0,68 \text{ cm}$)



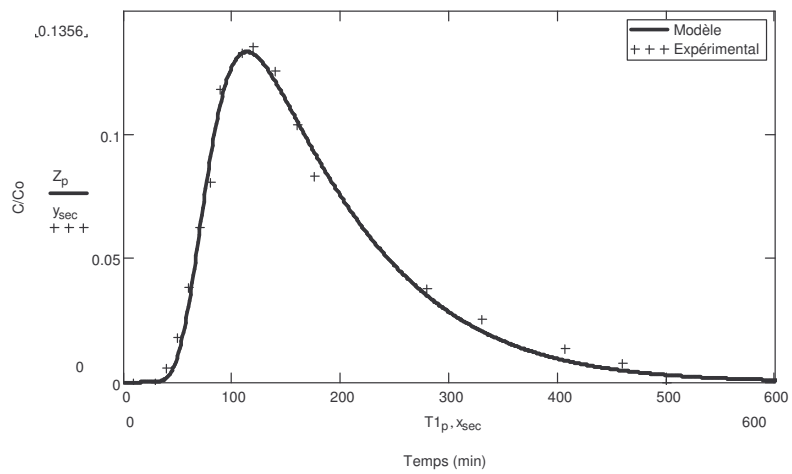
Colonne de sable avec macropore M2 en conditions non saturées à vitesse q ($f_m = 64,2 \%$, $\alpha = 0,0021$, $\lambda = 0,68 \text{ cm}$)

Milieu granulaire

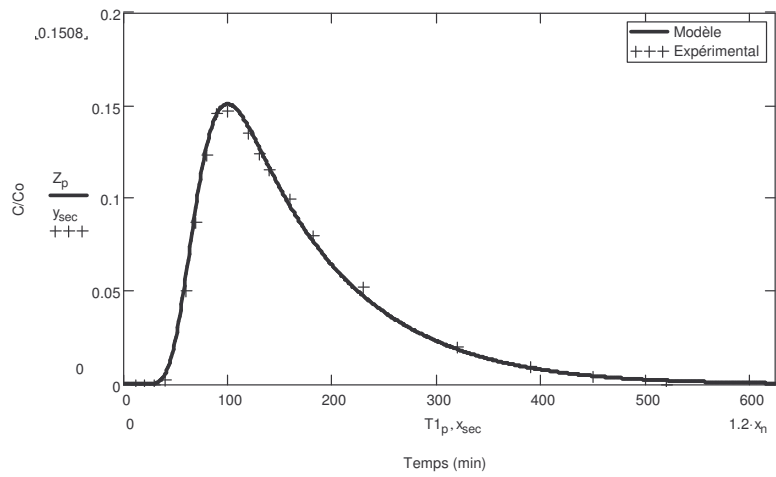
- Ajustement des courbes d'élution du traceur en milieu granulaire sans géotextile (L) et avec géotextile (LS) en conditions saturées



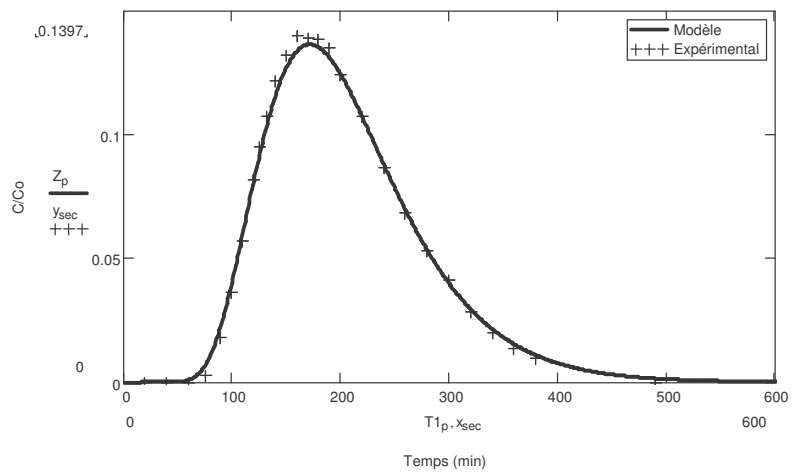
Colonne L1 en condition saturées à vitesse Q ($f_m = 74 \%$, $\alpha = 0,0075$, $\lambda = 2,1$ cm)



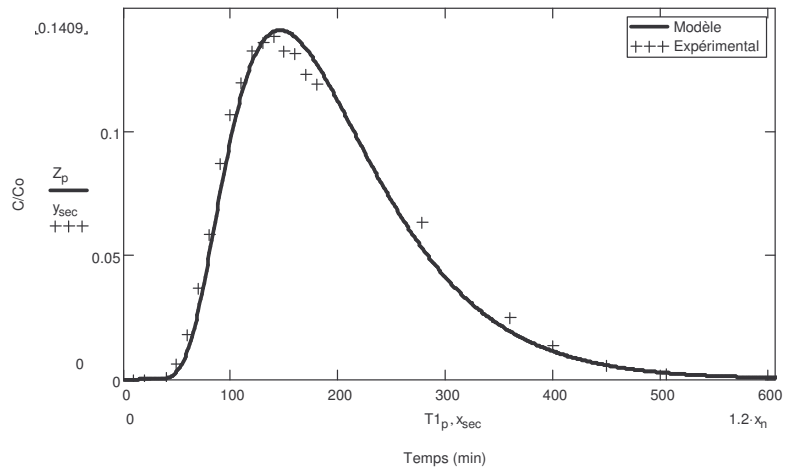
Colonne L2 en condition saturées à vitesse Q ($f_m = 66,4 \%$, $\alpha = 0,0055$, $\lambda = 1,98$ cm)



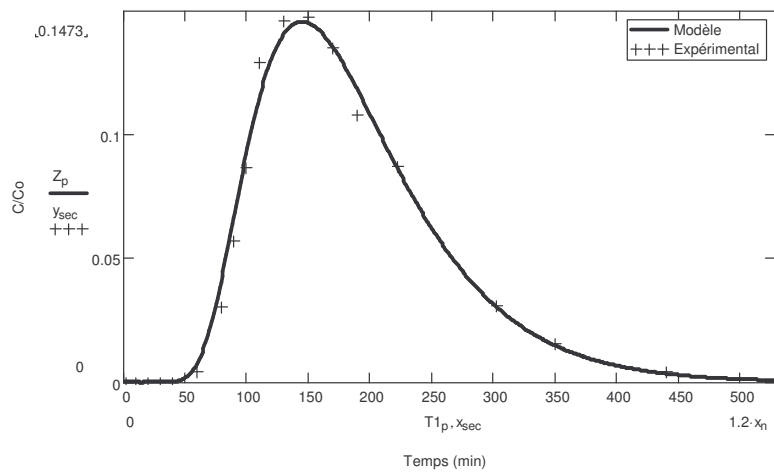
Colonne L3 en condition saturées à vitesse Q ($f_m = 62,7 \%$, $\alpha = 0,0059$, $\lambda = 1,78$ cm)



Colonne LS1 en condition saturées à vitesse Q ($f_m = 86,3 \%$; $\alpha = 0,0078$, $\lambda = 2,05$ cm)

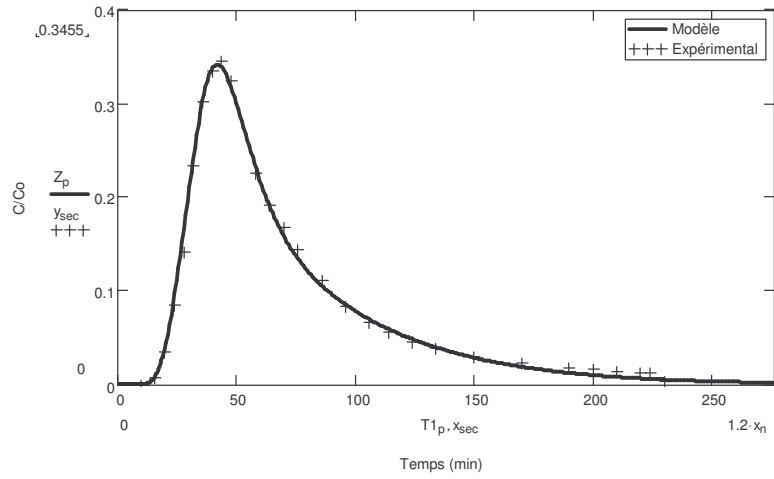


Colonne LS2 en condition saturées à vitesse Q ($f_m = 84,1 \%$; $\alpha = 0,0077$, $\lambda = 1,98$ cm)

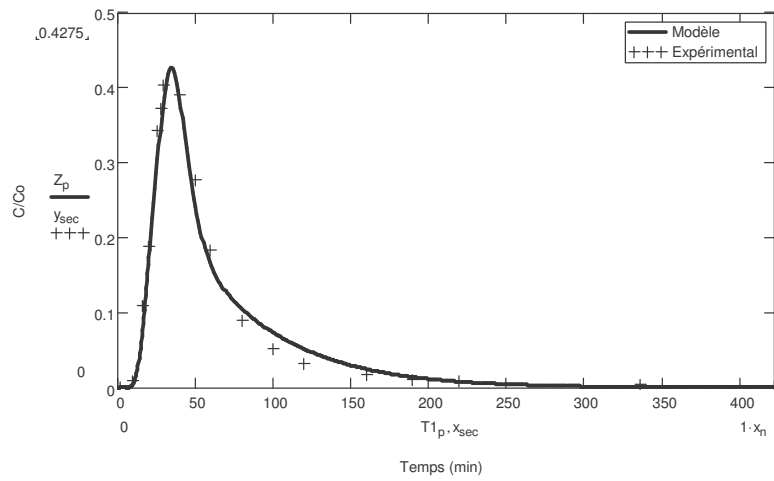


Colonne LS3 en conditions saturées à vitesse Q ($f_m = 85 \%$; $\alpha = 0,007$, $\lambda = 1,96$ cm)

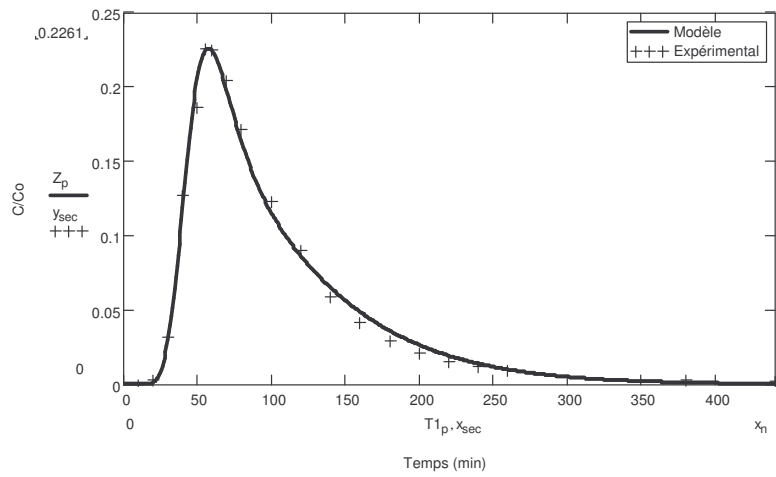
- **Ajustement des courbes d'éluion du traceur en milieu granulaire sans géotextile (L) et avec géotextile (LS) en conditions non saturées**



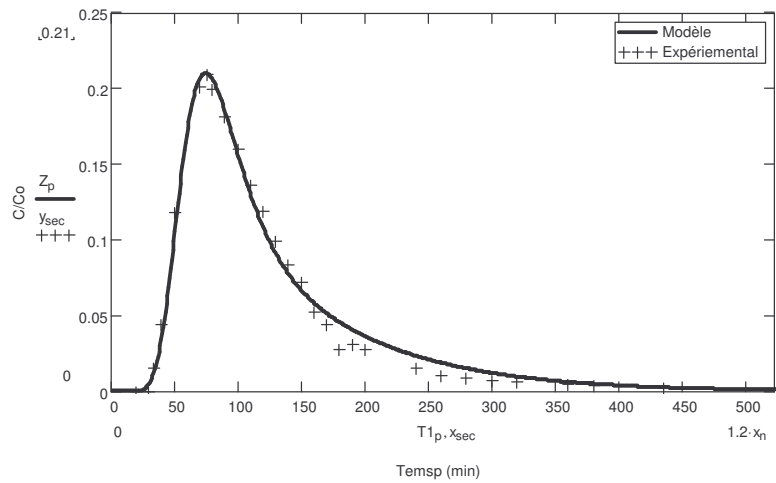
Colonne L1 en condition non saturées à vitesse Q ($f_m = 39,2 \%$; $\alpha = 0,0059$, $\lambda = 1,55$ cm)



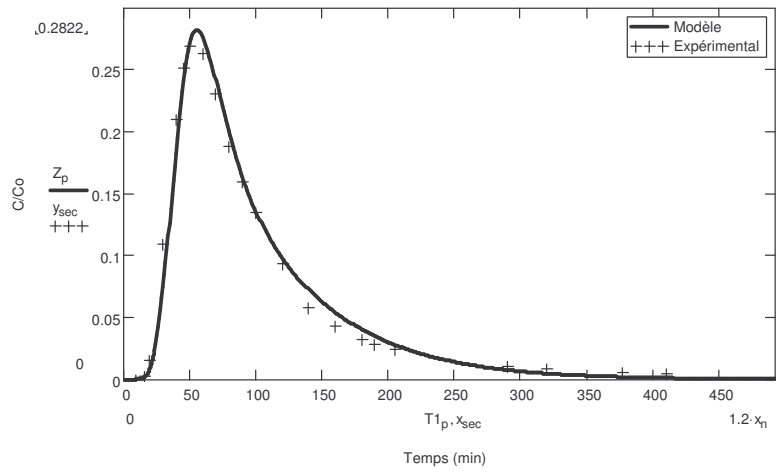
Colonne L2 en condition non saturées à vitesse Q ($f_m = 25,2 \%$; $\alpha = 0,0041$, $\lambda = 1,78$ cm)



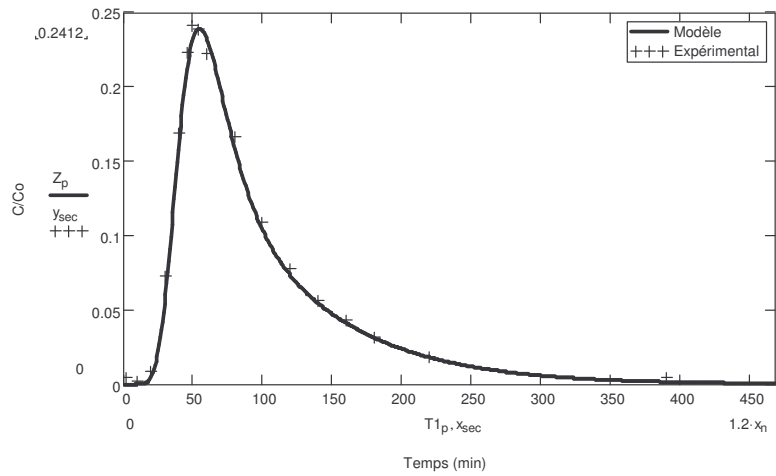
Colonne L3 en condition non saturées à vitesse Q



Colonne LS1 en condition non saturées à vitesse Q ($f_m = 57\%$; $\alpha = 0,0032$, $\lambda = 1,72\text{cm}$)



Colonne LS2 en condition non saturées à vitesse Q ($f_m = 52,8 \%$; $\alpha = 0,004$, $\lambda = 2,35$ cm)



Colonne LS3 en condition non saturées à vitesse Q ($f_m = 57,6 \%$; $\alpha = 0,0038$, $\lambda = 2,11$ cm)

8.4 Annexe 4 : Procédure expérimentale d'obtention de la courbe de rétention d'eau pour le milieu sableux

Pour effectuer la caractérisation hydrodynamique du sable, une colonne de sable ($d=20\text{cm}$ et $h=1,50\text{ m}$) a été mise en place et posée sur une balance (figure 7-1).



Figure 7-1 : Dispositif expérimental d'obtention de la courbe de rétention d'eau

L'eau est injecté à l'aide d'une bouteille de Mariotte en bas de colonne. L'injection continue jusqu'à ce que un équilibre s'établisse (la hauteur d'eau dans la bouteille de Mariotte et la celle dans la colonne s'egalisent). Cette hauteur s'appelle front de saturation (figure 7-2). L'eau dans la colonne monte par remontée capillaire jusqu'à une hauteur appelée front de succion. L'équilibre isostatique est atteint lors de l'arrêt de variation du poids. De tranche de sable sont alors prélevées (d'une hauteur de 5 cm). La différence de poids de chaque tranche, pesée mouillée et sec, indique la teneur en eau du sable dans chaque tranche prélevée. Ainsi on obtient un ecourbe de variation de la teneur en eau dans la colonne en fonction de la profondeur z .

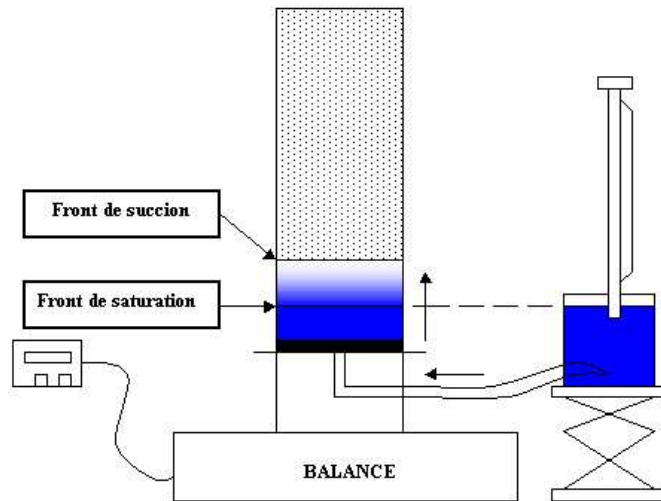


Figure 7-2: Schéma du dispositif de caractérisation hydrodynamique du sable

8.5 Annexe 5 : Ajustement de la colonne de sable T avec le modèle MIM

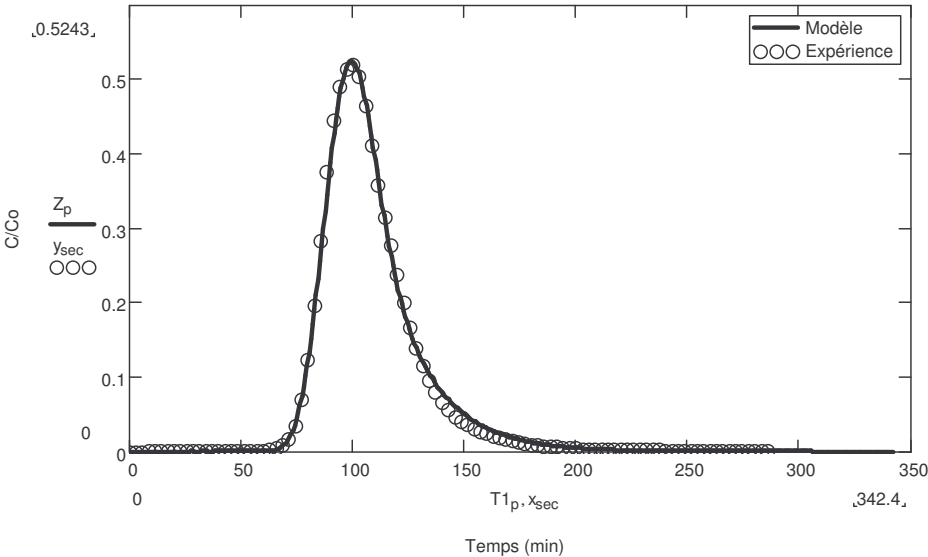


Figure 8-1 : Ajustement de la colonne T en conditions saturées avec MIM 1D (calage obtenu pour $\lambda = 0,16 \text{ cm}$, $\alpha = 0,003 \text{ min}^{-1}$ $\theta_{im} = 0.0446$)

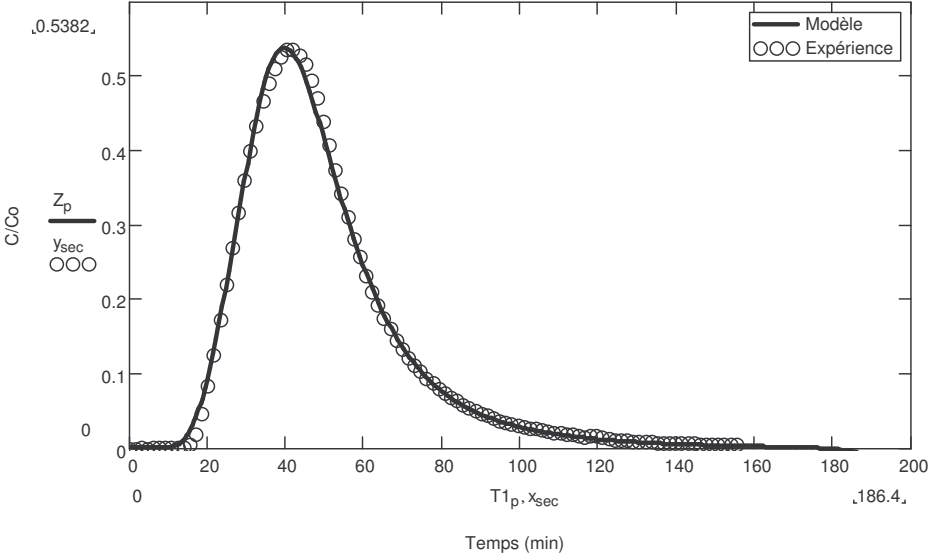


Figure 8-2 Ajustement de la colonne T en conditions non saturées avec MIM 1D (calage obtenu pour $\lambda = 2,08 \text{ cm}$, $\alpha = 0,001 \text{ min}^{-1}$ $\theta_{im} = 0,0207$)

8.6 Annexe 6 : Calcul de rapport de vitesse entre la zone d'écoulement préférentiel EP et la zone de la matrice solide S

L'écoulement obtenu est bimodal avec deux vitesses distinctes mais uniformes dans les zones d'écoulement préférentiel EP et de la matrice solide S avec une discontinuité à l'interface entre les deux zones. Le rapport des conductivités hydrauliques à saturation entre la zone EP et la matrice solide S correspond au rapport des vitesses entre elles dénommé ici R_V (rapport de vitesse). Cela résulte de l'égalité des gradients de pressions dans les deux zones EP et S. Le ratio de vitesse entre les deux zones est alors nommé R_V . Il est possible de déterminer la valeur des rapports de vitesse dans chaque zone en fonction des ratios de section R_S et de vitesse R_V . Pour cela, on peut exprimer en premier lieu le débit global en sortie de colonne, en fonction de la contribution des deux débits sortant des zones EP et S :

$$Q = S_S q^S + S_{EP} q^{EP}$$

$$q = (1 - R_S) q^S + R_S q^{EP}$$

$$1 = (1 - R_S) R_q^S + R_S R_q^{EP}$$

Où R_q^{EP} et R_q^S sont les rapports de vitesse dans la zone EP et dans la zone S par rapport à la vitesse darcienne moyenne q . On fait ensuite intervenir la définition du rapport des deux vitesses en fonction de R_q^{EP} et R_q^S ce qui donne un système de deux équations à deux inconnues :

$$\begin{cases} 1 = (1 - R_S) R_q^S + R_S R_q^{EP} \\ R_V = \frac{q_{EP}}{q_S} = \frac{R_q^{EP}}{R_q^S} \end{cases}$$

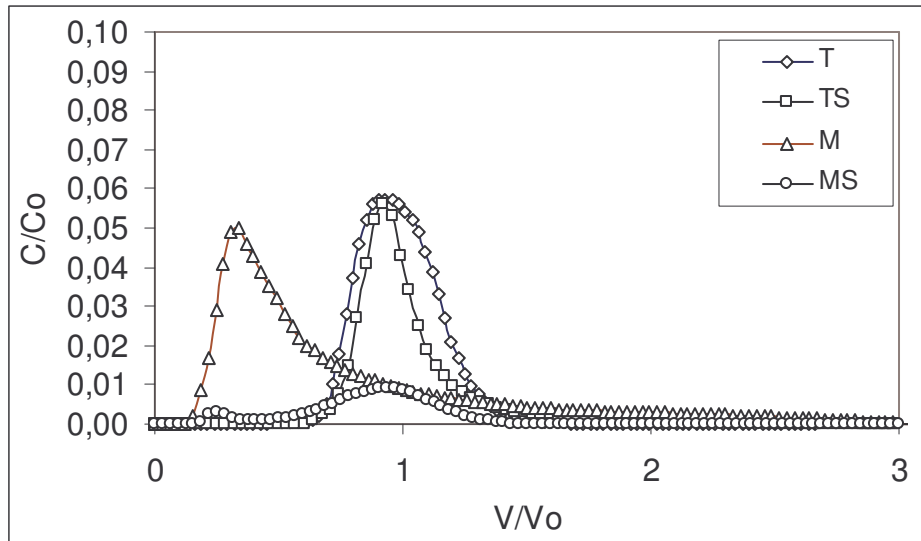
Pour aboutir aux solutions suivantes :

$$\left\{ \begin{array}{l} R_q^{EP} = \frac{q^{EP}}{q} = \frac{R_V}{(1-R_S) + R_S R_V} \\ R_q^S = \frac{q^S}{q} = \frac{1}{(1-R_S) + R_S R_V} \end{array} \right.$$

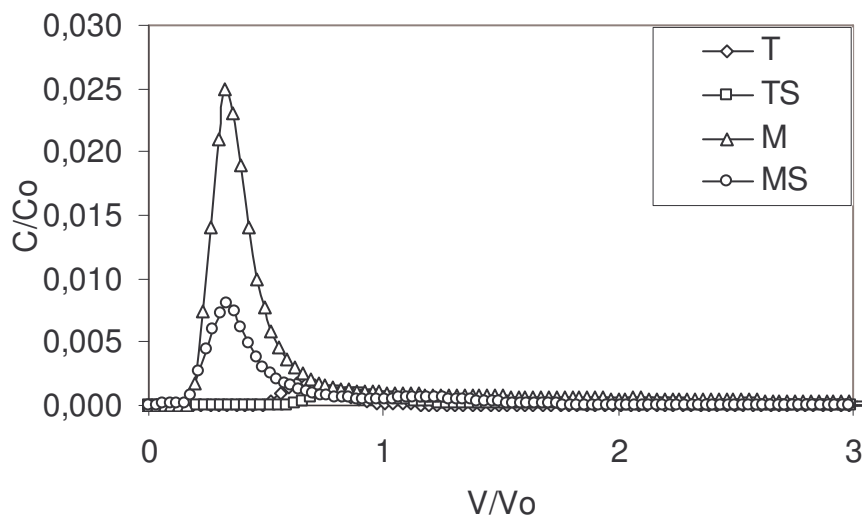
où q_{EP} et q_S correspondent aux vitesses dans la zone EP et S respectivement.

8.7 Annexe 7 : Courbes d'élution de colloïdes

- Courbe d'élution des colloïdes en milieu sableux en conditions saturées à vitesse Q



- Courbe d'élution des colloïdes en milieu sableux en conditions saturées à vitesse q



- Courbes d'élution des colloïdes en milieu sableux en conditions non saturées à vitesse Q

