



HAL
open science

**Modélisation de l'impact des hétérogénéités lithologiques
sur les écoulements préférentiels et le transfert de masse
dans la zone vadose d'un dépôt fluvioglaciaire -
Application à un bassin d'infiltration d'eaux pluviales**

Erij Ben Slimene

► **To cite this version:**

Erij Ben Slimene. Modélisation de l'impact des hétérogénéités lithologiques sur les écoulements préférentiels et le transfert de masse dans la zone vadose d'un dépôt fluvioglaciaire - Application à un bassin d'infiltration d'eaux pluviales. Environnement et Société. Université de Lyon, 2016. Français. NNT : 2016LYSEI035 . tel-01497412

HAL Id: tel-01497412

<https://theses.hal.science/tel-01497412v1>

Submitted on 28 Mar 2017

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.



N° d'ordre NNT : 2016LYSEI035

THESE de DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE LYON
opérée au sein de
L'INSA LYON

Ecole Doctorale N° 206
Chimie, Procédés, Environnement

Spécialité : Environnement

Soutenue publiquement le 25/04/2016, par :
Erij Ben Slimene

**Modélisation de l'impact des
hétérogénéités lithologiques sur les
écoulements préférentiels et le
transfert de masse dans la zone vadose
d'un dépôt fluvioglaciaire
- Application à un bassin d'infiltration
d'eaux pluviales -**

Devant le jury composé de :

Germain, Patrick Professeur INSA/HDR INSA Lyon	Président
Coquet, Yves Professeur des universités/HDR ISTO	Rapporteur
Legrand, Jack Professeur des universités/HDR Université de Nantes	Rapporteur
Rossier, Yvan Professeur associé UJF Grenoble	Examineur
Wong, Henri Directeur de Recherche CNRS/HDR ENTPE	Examineur
Winiarski, Thierry Directeur de Recherche ENTPE/HDR ENTPE	Examineur
Gourdon, Rémy Professeur INSA/HDR INSA Lyon	Directeur de thèse
Lassabatere, Laurent IDTPE/HDR ENTPE	Directeur de thèse

Département FEDORA – INSA Lyon - Ecoles Doctorales – Quinquennal 2016-2020

SIGLE	ECOLE DOCTORALE	NOM ET COORDONNEES DU RESPONSABLE
CHIMIE	<p>CHIMIE DE LYON http://www.edchimie-lyon.fr</p> <p>Sec : Renée EL MELHEM Bat Blaise Pascal 3^e etage secretariat@edchimie-lyon.fr Insa : R. GOURDON</p>	<p>M. Stéphane DANIELE Institut de Recherches sur la Catalyse et l'Environnement de Lyon IRCELYON-UMR 5256 Équipe CDFA 2 avenue Albert Einstein 69626 Villeurbanne cedex directeur@edchimie-lyon.fr</p>
E.E.A.	<p>ELECTRONIQUE, ELECTROTECHNIQUE, AUTOMATIQUE http://edeea.ec-lyon.fr</p> <p>Sec : M.C. HAVGOUDOUKIAN Ecole-Doctorale.eea@ec-lyon.fr</p>	<p>M. Gérard SCORLETTI Ecole Centrale de Lyon 36 avenue Guy de Collongue 69134 ECULLY Tél : 04.72.18 60.97 Fax : 04 78 43 37 17 Gerard.scorletti@ec-lyon.fr</p>
E2M2	<p>EVOLUTION, ECOSYSTEME, MICROBIOLOGIE, MODELISATION http://e2m2.universite-lyon.fr</p> <p>Sec : Safia AIT CHALAL Bat Darwin - UCB Lyon 1 04.72.43.28.91 Insa : H. CHARLES Safia.ait-chalal@univ-lyon1.fr</p>	<p>Mme Gudrun BORNETTE CNRS UMR 5023 LEHNA Université Claude Bernard Lyon 1 Bât Forel 43 bd du 11 novembre 1918 69622 VILLEURBANNE Cédex Tél : 06.07.53.89.13 e2m2@univ-lyon1.fr</p>
EDISS	<p>INTERDISCIPLINAIRE SCIENCES SANTE http://www.ediss-lyon.fr</p> <p>Sec : Safia AIT CHALAL Hôpital Louis Pradel - Bron 04 72 68 49 09 Insa : M. LAGARDE Safia.ait-chalal@univ-lyon1.fr</p>	<p>Mme Emmanuelle CANET-SOULAS INSERM U1060, CarMeN lab, Univ. Lyon 1 Bâtiment IMBL 11 avenue Jean Capelle INSA de Lyon 696621 Villeurbanne Tél : 04.72.68.49.09 Fax :04 72 68 49 16 Emmanuelle.canet@univ-lyon1.fr</p>
INFOMATHS	<p>INFORMATIQUE ET MATHEMATIQUES http://infomaths.univ-lyon1.fr</p> <p>Sec : Renée EL MELHEM Bat Blaise Pascal 3^e etage infomaths@univ-lyon1.fr</p>	<p>Mme Sylvie CALABRETTO LIRIS – INSA de Lyon Bat Blaise Pascal 7 avenue Jean Capelle 69622 VILLEURBANNE Cedex Tél : 04.72. 43. 80. 46 Fax 04 72 43 16 87 Sylvie.calabretto@insa-lyon.fr</p>
Matériaux	<p>MATERIAUX DE LYON http://ed34.universite-lyon.fr</p> <p>Sec : M. LABOUNE PM : 71.70 –Fax : 87.12 Bat. Saint Exupéry Ed.materiaux@insa-lyon.fr</p>	<p>M. Jean-Yves BUFFIERE INSA de Lyon MATEIS Bâtiment Saint Exupéry 7 avenue Jean Capelle 69621 VILLEURBANNE Cedex Tél : 04.72.43 71.70 Fax 04 72 43 85 28 Ed.materiaux@insa-lyon.fr</p>
MEGA	<p>MECANIQUE, ENERGETIQUE, GENIE CIVIL, ACOUSTIQUE http://mega.universite-lyon.fr</p> <p>Sec : M. LABOUNE PM : 71.70 –Fax : 87.12 Bat. Saint Exupéry mega@insa-lyon.fr</p>	<p>M. Philippe BOISSE INSA de Lyon Laboratoire LAMCOS Bâtiment Jacquard 25 bis avenue Jean Capelle 69621 VILLEURBANNE Cedex Tél : 04.72 .43.71.70 Fax : 04 72 43 72 37 Philippe.boisse@insa-lyon.fr</p>
ScSo	<p>ScSo* http://recherche.univ-lyon2.fr/scso/</p> <p>Sec : Viviane POLSINELLI Brigitte DUBOIS Insa : J.Y. TOUSSAINT viviane.polsinelli@univ-lyon2.fr</p>	<p>Mme Isabelle VON BUELTZINGLOEWEN Université Lyon 2 86 rue Pasteur 69365 LYON Cedex 07 Tél : 04.78.77.23.86 Fax : 04.37.28.04.48</p>

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

A mes parents Om Kelthoum et Abdelhamid

A mon frère Ghassen

A mon chéri Rami

A vous qui m'avez appris que seul l'amour est grand, tout le reste est détresse

Remerciements

Cette thèse a été réalisée au Laboratoire d'Ecologie des Hydrosystèmes Naturels et Anthropisés (LEHNA) de l'ENTPE et au laboratoire Déchets Eaux Environnement Pollutions (DEEP) de l'INSA de Lyon. Je tiens à remercier respectivement les deux directeurs M. Yves Perrodin et M. Rémy Gourdon de m'avoir accueillie dans leurs équipes et d'avoir mis à ma disposition tous les moyens nécessaires pour effectuer ce travail de thèse.

Je voudrais remercier les membres du jury d'avoir accepté d'évaluer mon travail de thèse. Je remercie M. Yves Coquet et M. Jack Legrand qui ont accepté d'être rapporteurs de ce mémoire, ainsi que M. Patrick Germain, M. Yvan Rossier et M. Henri Wong d'avoir fait l'honneur de participer au jury.

J'exprime ma profonde reconnaissance à M. Laurent Lassabatere, mon directeur de thèse à l'ENTPE, pour la confiance qu'il m'a accordée, pour son encadrement enrichissant et ses grandes qualités scientifiques mais aussi pour ses innombrables qualités humaines : générosité, désintéressement, altruisme... Pour tout cela (et tant d'autres choses encore), je lui suis profondément reconnaissante.

Je remercie M. Rémy Gourdon, mon directeur de thèse à l'INSA, sans qui cette thèse n'aurait pas pu être possible. Merci pour les conseils avisés, les mots justes et les encouragements en toutes circonstances.

Je remercie très chaleureusement M. Thierry Winiarski, à l'initiative de ce sujet de recherche, pour la pertinence de ses propositions et pour les échanges qui m'ont guidée tout au long de cette thèse.

Mes remerciements vont également à M. Yves Perrodin, Mme Cécile Delolme et M. Rafael Angulo pour leur participation active à mes comités de pilotage.

Je remercie Thérèse Bastide qui m'a permis d'obtenir des résultats expérimentaux et de les mobiliser convenablement dans ma recherche. Je n'oublie pas l'aide précieuse de Marc Danjean au laboratoire, je le remercie pour son soutien logistique et son grand esprit pratique. Je remercie plus généralement toutes les personnes qui ont participé ou facilité les manipulations expérimentales, notamment Bérengère Lyan qui m'a beaucoup épaulée dans les expériences de traçages en colonnes de laboratoire. Je remercie également le Laboratoire Génie Civil et Bâtimet (LGCB) de l'ENTPE, et surtout M. Ali Mesbah, pour m'avoir permis de réaliser les analyses granulométriques dans son laboratoire.

Je remercie tous les membres du DEEP et du LEHNA. Je pense particulièrement à Agnès Brunella et Alicia Naveros pour la disponibilité et le

sourire, à Sylvie Bony pour les encouragements, à Alain Devaux pour la personnalité attachante et les échanges culturels et à Adriana pour la présence et l'amitié inconditionnelle.

Ces travaux ont bénéficié de l'aide financière de l'Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine (OTHU), du Grand Lyon, de l'Agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse, de la région Rhône-Alpes et du ministère de l'Ecologie (Programme GESSOL).

Table des matières

REMERCIEMENTS	7
TABLE DES MATIERES	9
Liste des figures	11
Liste des tableaux	15
INTRODUCTION GENERALE.....	17
1. CADRE DE LA THESE	21
1.1. PROGRAMME GESSOL ET PROJET FAFF.....	22
1.1.1. Objectifs.....	22
1.1.2. Programme de travail.....	23
1.1.3. Modélisation de la fonction filtration à l'échelle de la tranchée	24
1.2. SITE D'ETUDE : LE BASSIN D'INFILTRATION DJANGO REINHARDT	26
1.2.1. Les bassins de l'Est lyonnais.....	26
1.2.2. Choix du site d'étude	27
1.2.3. Description du site d'étude	28
1.3. CARACTERISATION DES SEDIMENTS URBAINS	32
1.3.1. Échantillonnage	32
1.3.2. Caractérisation des sédiments urbains	33
1.4. CARACTERISATION DU DEPOT FLUVIOGLACIAIRE	36
1.4.1. Réalisation de la tranchée.....	36
1.4.2. Caractérisation sédimentologique.....	37
1.4.3. Caractérisation géochimique et régionalisation de la pollution	40
1.5. CONCLUSION.....	44
2. ETAT DE L'ART SUR LE TRANSFERT D'EAU ET DE MASSE EN MILIEUX POREUX HOMOGENE ET HETEROGENES	46
2.1. TRANSFERT D'EAU ET DE MASSE EN MILIEUX POREUX HETEROGENES	47
2.1.1. Ecoulement dans un milieu poreux.....	47
2.1.2. Transport de solutés en milieu poreux.....	55
2.2. CONCLUSION.....	65
3. MATERIELS ET METHODES.....	66
3.1. INTRODUCTION.....	67
3.2. CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DES LITHOFACIES	68
3.3. CARACTERISATION HYDRODISPERSIVE DES LITHOFACIES	71
3.3.1. Introduction.....	71
3.3.2. Matériaux et solutions utilisés.....	71
3.3.3. Transfert en colonne de laboratoire	73

3.3.4.	<i>Traitement des données expérimentales</i>	79
3.4.	CARACTERISATION GEOCHIMIQUE ET ADSORPTION DU CUIVRE	83
3.4.1.	<i>Introduction</i>	83
3.4.2.	<i>Caractérisation physico-chimique des lithofaciès étudiés</i>	83
3.4.3.	<i>Essais en Batches</i>	88
3.4.4.	<i>Modélisation macroscopique de la rétention (sorption)</i>	90
3.5.	MODELISATION PAR LE CODE HYDRUS	92
3.5.1.	<i>Présentation du logiciel et principes de modélisation</i>	92
3.5.2.	<i>Domaine et options numériques</i>	92
4.	RESULTATS ET DISCUSSION	97
4.1.	INTRODUCTION.....	98
4.2.	MODELISATION DE L'ETABLISSEMENT DES ECOULEMENTS PREFERENTIELS.....	99
4.2.1.	<i>Introduction</i>	99
4.2.2.	<i>Etude des facteurs responsables des écoulements préférentiels</i>	99
4.2.3.	<i>Synthèse et discussion</i>	122
4.3.	REPERCUSSION DES ECOULEMENTS PREFERENTIELS SUR LE TRANSFERT NON REACTIF DE MASSE.....	124
4.3.1.	<i>Introduction</i>	124
4.3.2.	<i>Caractérisation hydrodispersive du gravier bimodal : Traçages en colonnes de laboratoire</i>	125
4.3.3.	<i>Caractérisation hydrodispersive du sable : Traçages en colonnes de laboratoire</i>	135
4.3.4.	<i>Modélisation de l'influence des hétérogénéités d'un sol sur l'écoulement</i>	143
4.3.5.	<i>Conclusion</i>	155
4.4.	REPERCUSSION DES ECOULEMENTS PREFERENTIELS SUR LE TRANSFERT REACTIF DE MASSE.....	157
4.4.1.	<i>Introduction</i>	157
4.4.2.	<i>Adsorption des métaux dans le sol : isothermes expérimentaux et modélisation de la rétention du cuivre</i>	157
4.4.3.	<i>Modélisation du transfert de solutés durant l'infiltration</i>	164
4.4.4.	<i>Conclusion</i>	174
	CONCLUSION GENERALE	176
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	179
	ANNEXES	189

Liste des figures

Figure 1 : Méthodologie générale de la thèse.....	20
Figure 2 : Carte des formations superficielles et position géographique des bassins d'infiltration de l'Est Lyonnais.	28
Figure 3 : a) Situation des bassins de rétention-décantation et d'infiltration dans la zone industrielle située au sud de la ville de Chassieu à l'Est de l'agglomération lyonnaise. b) Photo aérienne et c) Principe de fonctionnement : représentation schématique des flux d'eau.....	29
Figure 4 : Schéma de principe du fonctionnement du site et localisation de la zone étudiée.....	30
Figure 5 : Vue générale des deux compartiments formant le site d'étude.....	30
Figure 6 : Quantité de MO en pourcentage dans les échantillons sédiments prélevés.	34
Figure 7 : Excavation réalisée dans les zones A du bassin DjR	36
Figure 8 : Réalisation de l'excavation de la zone A. La paroi d'excavation visible est celle qui a été décrite sédimentologiquement.	37
Figure 9 : Schéma de la tranchée et des lithofaciès ; les points rouges indiquent l'emplacement des 95 échantillons prélevés et analysés.....	37
Figure 10 : Triangle textural représentant les fractions en graviers ($D > 2$ mm), en sables ($2 \text{ mm} > D > 63 \mu\text{m}$), et en fines (argiles et silts, $D < 63 \mu\text{m}$) et les domaines de variation granulométrique des lithofaciès fluvioglaciers sous-jacents au bassin DjR.	40
Figure 11 : Moyennes et écart types des teneurs en MO des 9 sections de la tranchée.	41
Figure 12 : Moyennes et écart-types des concentrations en ETM (mg/kg de MS) par sections, en fonction de la profondeur (m).....	42
Figure 13 : Schéma conceptuel du domaine étudié.....	44
Figure 14 : Schéma de pores	48
Figure 15 : Trois types d'écoulement préférentiel : a) bypassing flow b) fingering flow c) funneled flow	50
Figure 16 : Modèles bimodaux d'écoulement préférentiel a) Modèle à double perméabilité (gauche) b) Modèle MIM (droite)	51
Figure 17 : Zone du modèle	52
Figure 18 : Distribution spatiale de la perméabilité intrinsèque.....	53
Figure 19 : Distribution spatiale du flux relatif pour le cas saturé	53
Figure 20 : Modélisation numérique des champs de teneur en eau (volumetric water content) et du potentiel de pression (water pressure head) en fonction du temps pour le cas de la géométrie complète.....	54
Figure 21 : Modélisation numérique des champs de teneur en eau (volumetric water content) en fonction du temps pour trois sections hétérogènes, les sections et leurs géométries respectives sont indiquées en haut de la figure.....	55
Figure 22 : Mécanismes physiques affectant le transport de solutés en milieu poreux	56

Figure 23 : courbes de rétention d'eau (droite) et de conductivité hydraulique (gauche) pour les 4 lithofaciès	70
Figure 24 : a) Photo aérienne de la carrière Perrier à Satolas située au sud de l'aéroport Saint-Exupéry de Lyon. b) Photo d'une partie de la carrière	72
Figure 25 : Tamis vibrant utilisé pour la classification granulométrique des matériaux utilisés	73
Figure 26 : Principe du traçage de l'écoulement en colonne de laboratoire	74
Figure 27 : Courbes d'élution	75
Figure 28 : Schéma conceptuel du dispositif expérimental en conditions saturées.....	75
Figure 29 : Schéma conceptuel du dispositif expérimental en conditions non saturées	76
Figure 30 : Dispositif expérimental réel en conditions non saturées	78
Figure 31 : Diffractogrammes des trois matériaux : Sable (0-2 mm), Gravier avec matrice (0-2 mm) et Gravier avec matrice (2-10 mm) mesuré (trait noir continu) et simulé (traits de couleur) pour les différents cristaux identifiés. Les barres en couleurs indiquent les positions de pics.....	84
Figure 32 : Essais Batchs en réacteurs fermés.....	88
Figure 33 : Eléments géométriques et maillage.....	93
Figure 34 : Scénarios numériques étudiés en fonction du degré d'hétérogénéité lithologique.....	94
Figure 35 : Conditions initiales.....	95
Figure 36 : Conditions aux limites	96
Figure 37 : Champs de vecteurs vitesse à l'état stationnaire pour une vitesse imposée de 1.5 mm h^{-1} (a) and 15 mm h^{-1} (b), calculés avec HYDRUS-2D pour une section uniforme (gauche) et une section hétérogène (droite) ; les temps d'atteinte du régime permanent étant de 300 h et 40 h, respectivement	101
Figure 38 : Evolution de la teneur en eau (a) et des vecteurs vitesse (b) au cours du temps pour le cas d'un flux imposé en surface de $2,5 \cdot 10^{-3} \text{ m/h}$. Echelle de couleur inversée par rapport aux autres figures (bleu = forte vitesse, rouge = faible vitesse).	104
Figure 39 : Temps caractéristiques d'infiltration pour un flux de surface de $2,5 \cdot 10^{-3} \text{ m/h}$	106
Figure 40 : Champ de vitesse à l'état stationnaire pour un flux de surface de $2,5 \cdot 10^{-3} \text{ m/h}$	109
Figure 41 : Evolution de la teneur en eau (a) et des vecteurs vitesse (b) au cours du temps pour le cas d'un flux imposé en surface de $4 \cdot 10^{-2} \text{ m/h}$. Echelle de couleur inversée par rapport aux autres figures (bleu = forte vitesse, rouge = faible vitesse).	111
Figure 42 : Effet de barrière capillaire induit localement par les lentilles de gravier, cas d'une vitesse imposée de 15 mm h^{-1} calculée avec HYDRUS-2D pour une section hétérogène	112
Figure 43 : Temps caractéristiques d'infiltration pour un flux de surface de $4 \cdot 10^{-2} \text{ m/h}$	113
Figure 44 : Champ de vitesse à l'état stationnaire pour un flux de surface de $4 \cdot 10^{-2} \text{ m/h}$	115

Figure 45 : Effet de l'hétérogénéité sur les temps caractéristiques pour l'infiltration de l'eau et la vitesse à l'état d'équilibre en fonction du flux imposé en surface	118
Figure 46 : Ratio des conductivités hydrauliques globales des sections hétérogènes sur celles de la section homogène en fonction de la configuration, tous flux confondus (a) ou en fonction du flux (b), Gradient hydraulique en fonction de la configuration (c) ou du flux (d).....	120
Figure 47 : Courbes d'élution du traceur pour le gravier (a) Points expérimentaux : Col A, Col B et Col C et (b) Modèle numérique : col A MIM, col B MIM et col C MIM en conditions saturées et non saturées pour la vitesse faible $q_1 = 0.025 \text{ cm. min}^{-1}$, la vitesse moyenne $q_2 = 0.064 \text{ cm. min}^{-1}$ et la vitesse forte $q_3 = 0.127 \text{ cm. min}^{-1}$	129
Figure 48 : Courbes d'élution du traceur pour le sable (a) Points expérimentaux : Col A, Col B et Col C) (b) Modèle numérique : col A MIM, col B MIM et col C MIM en conditions saturées et non saturées pour la vitesse faible $q_1 = 0.025 \text{ cm. min}^{-1}$, la vitesse moyenne $q_2 = 0.064 \text{ cm. min}^{-1}$ et la vitesse forte $q_3 = 0.127 \text{ cm. min}^{-1}$	138
Figure 49 : Ecoulements non réactifs modélisés avec HYDRUS-2D : Cartes de pression h (-m) à l'état stationnaire pour la section homogène (a) et pour la section hétérogène (b) pour le cas d'une vitesse faible (0.015 m/h)	145
Figure 50 : Transfert des solutés dans les deux sections (homogène et hétérogène) en fonction de la vitesse et du fractionnement de l'écoulement.....	146
Figure 51 : Ajustement du modèle CDE sur un écoulement fractionné de type MIM à travers une section homogène à vitesse faible (à gauche) et à vitesse moyenne (à droite)	149
Figure 52 : Ajustement du modèle CDE sur un écoulement de type CDE à travers la section hétérogène à vitesse faible (à gauche) et à vitesse moyenne (à droite).....	151
Figure 53 : Ajustement du modèle MIM sur un écoulement de type CDE à travers la section hétérogène à vitesse faible (à gauche) et à vitesse moyenne (à droite).....	151
Figure 54 : Ajustement du modèle CDE sur un écoulement fractionné de type MIM à travers la section hétérogène à vitesse faible (à gauche) et à vitesse moyenne (à droite)	152
Figure 55 : Ajustement du modèle MIM sur un écoulement fractionné de type MIM à travers la section hétérogène à vitesse faible (à gauche) et à vitesse moyenne (à droite)	153
Figure 56 : Fraction mobile et coefficient d'échange à vitesse faible	154
Figure 57 : Fraction mobile et coefficient d'échange à vitesse moyenne	154
Figure 58 : Données expérimentales (points) et modèles d'isotherme complète et linéaire (lignes), en fonction du type de lithofaciès (colonne) et de la solution multi-contaminée (ligne).	159
Figure 59 : Images MEB (microscope électronique à balayage) de grains calcaires poreux propices à la rétention des métaux lourds (ici, Zn, Cd et Pb). Images obtenues sur le gravier avec matrice constituant la couche supérieure du bassin d'infiltration et soumis à l'injection de solutions tri-métalliques en colonnes de laboratoire.....	160

Figure 60 : Isothermes d'adsorption avec les solutions synthétiques monométalliques pour le sable (gauche) et pour le gravier bimodal (droite), cinétiques d'adsorption (haut) et isothermes déterminés pour deux temps de contact : 5 minutes et 24 h (bas).	163
Figure 61 : Concentration des solutés à 2.5 m de profondeur pour différents coefficients d'adsorption K_d , pour des flux entrants de 1.5 mm h^{-1} (gauche) et 15 mm h^{-1} (droite), données pour la section uniforme (ligne continue) et la section hétérogène (en pointillés). (a,b) Traceur, (c,d) $K_d = 1\text{E}-4 \text{ L g}^{-1}$, (e,f) $K_d = 1\text{E}-3 \text{ L g}^{-1}$	167
Figure 62 : Modélisation numérique de la concentration pour la vitesse faible et un coefficient d'adsorption $K_d = 1\text{E}-5$ en fonction du temps pour les cas de la section homogène et la section hétérogène (injection échelon).....	169
Figure 63 : Illustration des points d'échantillonnage (a), de l'accumulation de matière organique dans la section (b) avec régionalisation des zones noires au sein des lentilles de gravier.....	171
Figure 64 : Profils de concentrations (g/L) dans la section hétérogène, calculés avec HYDRUS-2D pour deux valeurs de vitesses imposées en surface 1.5 mm/h (a) et 15 mm/h (b) pour un coefficient d'adsorption $K_d = 1\text{E}-3 \text{ L/g}$	172

Liste des tableaux

Tableau 1 : Classification des bassins étudiés d'après le SAGE de l'Est Lyonnais (2009).....	27
Tableau 2 : Nombre de points de prélèvements en fonction de la surface du bassin	32
Tableau 3 : Concentration moyenne en ETM des sédiments (9 échantillons) ...	33
Tableau 4 : Concentrations en contaminants organiques de l'échantillon du bassin DjR.....	34
Tableau 5 : Concentrations en HAP (ng/g) de l'échantillon composite du bassin DjR.....	35
Tableau 6 : Typologie de lithofaciès du dépôt fluvioglaciaire sous-jacent au bassin DjR basée sur la classification de Heinz, le dépôt fluvioglaciaire est majoritairement constitué par les lithofaciès mélanges sablo-graveleux sans ou avec bimodalité.....	39
Tableau 7 : Propriétés hydrodynamiques estimées par la méthode BEST pour les lithofaciès constitutifs du dépôt fluvioglaciaire.....	69
Tableau 8 : Fractions granulométriques utilisées pour les essais en colonne de laboratoire	72
Tableau 9 : Récapitulatif des conditions d'expérience fixées pour la caractérisation de l'écoulement au travers de chaque lithofaciès.....	77
Tableau 10 : Interprétation Y (en %) des spectres fondée sur la hauteur des pics des spectres.....	86
Tableau 11 : Caractéristiques du sol.....	87
Tableau 12 : Teneurs du sol étudié en différents éléments chimiques majeurs et en éléments traces	87
Tableau 13 : Caractéristiques des colonnes de gravier et résultats des traçages en conditions saturées	126
Tableau 14 : Caractéristiques des colonnes de gravier et résultats des traçages en conditions non saturées	128
Tableau 15 : Paramètres hydrodispersifs obtenus pour le gravier bimodal par le modèle MIM pour des essais réalisés à des vitesses différentes en conditions saturées.....	132
Tableau 16 : Paramètres hydrodispersifs obtenus pour le gravier bimodal par le modèle MIM pour des essais réalisés à des vitesses différentes en conditions non saturées.....	133
Tableau 17 : Caractéristiques des colonnes de sable et résultats des traçages en conditions saturées	136
Tableau 18 : Caractéristiques des colonnes et résultats des traçages en conditions non saturées	137
Tableau 19 : Paramètres hydrodispersifs du sable obtenus par le modèle MIM pour des essais réalisés à des vitesses différentes en conditions saturées.....	140
Tableau 20 : Paramètres hydrodispersifs du sable obtenus par le modèle MIM pour des essais réalisés à des vitesses différentes en conditions non saturées ..	141

Tableau 21 : Paramètres hydrodispersifs obtenus par le code PHREEQC pour le même type de sol	142
Tableau 22 : Bilan de masse (MB), facteur de retard (R) et paramètres hydrodynamiques MIM obtenus pour le sol S issu du bassin DjR	143
Tableau 23 : Caractéristiques et paramètres hydrodispersifs des écoulements modélisés à travers une section de sol homogène	148
Tableau 24 : Caractéristiques et paramètres hydrodispersifs des écoulements modélisés à travers une section de sol hétérogène	150
Tableau 25 : Valeurs des paramètres de l'isotherme de sorption du cuivre (Équation 29 avec unité de masse g, unité de volume L) pour les trois lithofaciès, par solution	161

Introduction générale

L'extension de l'urbanisation, très forte au XX^e siècle, s'est traduite par une augmentation considérable des zones urbaines et donc des volumes d'eaux pluviales ruisselées lessivant les surfaces urbaines et entraînant avec elles une quantité considérable de polluants (métaux lourds, hydrocarbures etc.) (Gasperi *et al.*, 2012; Lee et Bang, 2000). Il s'en est suivi une sur-sollicitation des réseaux de collecte et de traitement des eaux ainsi que divers dysfonctionnements avec rejets vers les milieux naturels et donc dégradation des milieux récepteurs (Dechesne *et al.*, 2005; Loperfido *et al.*, 2014; Pitt *et al.*, 1999). Ainsi, les techniques alternatives aux techniques classiques de gestion des eaux pluviales se sont développées pour favoriser l'infiltration des eaux pluviales à la source, permettant du même coup de réduire la sollicitation des réseaux de collecte et de traitement et de recharger directement les nappes phréatiques (Lee *et al.*, 2012). Cependant, ces techniques posent deux types de problèmes : i) l'accumulation en surface de polluants qui, à terme, avec la formation géologique support (essentiellement des alluvions), forme, un sol pollué ; ii) la réinfiltration des eaux de ruissellement potentiellement chargées en divers polluants, qui constitue un risque de dégradation de la qualité des sols récepteurs et de la nappe phréatique.

A Chassieux (Est de Lyon), le bassin Django Reinhardt a été mis en place au-dessus du dépôt fluvioglaciaire qui occupe une grande partie de la plaine lyonnaise pour infiltrer les eaux de ruissellement d'un bassin versant industriel et pavillonnaire. Des études ont fait apparaître, au niveau de la zone non saturée (ZNS) du bassin, une pollution significative et régionalisée, c'est-à-dire de fortes concentrations de polluants en certains endroits particuliers et notamment aux interfaces entre matériaux de propriétés granulométriques contrastées. Ce type de formation géologique est caractérisé par une hétérogénéité lithologique forte résultant des divers types de remplissages sédimentaires successifs. A grande échelle (bassin versant), ces hétérogénéités sont souvent négligées (Destouni et Cvetkovic, 1989; Russo, 1993; Vrugt *et al.*, 2004). En revanche, à l'échelle d'un ouvrage tel qu'un bassin d'infiltration, elles doivent être prises en compte car elles peuvent être favorables à l'établissement de chemins préférentiels pouvant avoir un impact important sur la qualité des eaux souterraines. La présence de polluants et leur régionalisation observée dans le dépôt étudié pose la question du devenir des polluants en zone vadose sous les bassins d'infiltration (Clark *et al.*, 2010), et en particulier dans le cas des formations fluvioglaciaires fortement hétérogènes. Il est nécessaire de comprendre les mécanismes de transferts des polluants afin d'évaluer la fonction épuration de ces systèmes d'infiltration en vue d'évaluer le risque de contamination de la nappe phréatique et du sous-sol.

Sur le site étudié, le dépôt fluvioglaciaire résulte de l'assemblage de matériaux (lithofaciès) aux propriétés probablement contrastées. Ainsi, la cause de la régionalisation des polluants est non établie mais supposée provenir soit du contraste de propriétés hydrodynamiques et son corollaire en termes d'écoulements préférentiels, soit d'un contraste de propriétés hydrodispersives ou géochimiques. En effet, les lithofaciès constitutifs du dépôt fluvioglaciaire étudié peuvent se distinguer, *a priori*, au regard de ces trois types de propriétés : propriétés hydrodynamiques (transfert d'eau et écoulements préférentiels), propriétés hydrodispersives (modes de convection-dispersion des polluants au sein de chacun des lithofaciès) et propriétés géochimiques (notamment réactivité vis-à-vis des polluants). Dans ce travail, on cherche à identifier la cause de la régionalisation de la pollution observée sur le site étudié, de sorte à identifier la nature des propriétés mises en question, et dans un objectif plus global de compréhension des mécanismes de transfert de masse. Plus précisément, l'hypothèse sous-

jacente est que le contraste de propriétés hydrodynamiques important induit des écoulements préférentiels à l'origine d'une forte régionalisation des polluants retenus par le sol et que le facteur physique est prédominant. L'objectif de la thèse est d'évaluer, par une étude numérique, l'effet des écoulements préférentiels sur le transfert des polluants à l'échelle de la section. Pour cela, un premier volet est réalisé pour permettre de déterminer les comportements hydrodynamiques de chacun des lithofaciès et de démontrer l'influence de l'architecture du dépôt (agencement des lithofaciès) sur l'établissement d'écoulements préférentiels pour certaines conditions hydriques initiales et hydrauliques appliquées en surface. Un second volet concerne les répercussions de tels écoulements sur les transferts non réactifs. Cette partie permet de distinguer les rôles relatifs de l'hétérogénéité des écoulements à l'échelle de la section et le fractionnement de l'écoulement localement (du fait des hétérogénéités intrinsèques propres à chaque lithofaciès), notamment pour les lithofaciès grossiers qui sont souvent propices à des écoulements fractionnés de type MIM (eau Mobile-IMmobile). Le troisième volet traite de la caractérisation géochimique de chaque lithofaciès et du couplage de l'écoulement avec les processus géochimiques de rétention des polluants. Il s'agit de sélectionner les mécanismes majoritairement responsables de la rétention des polluants dans le dépôt. Pour chaque volet, plusieurs scénarii seront proposés en se basant sur un profil uniforme ou à hétérogénéité lithologique croissante (prise en compte de tous les lithofaciès observés in situ, prise en compte des lithofaciès majoritaires en volume, etc.) et sur des mécanismes plus ou moins complexes (adsorption simple, précipitation des métaux, etc.). Cette étude permettra de quantifier l'impact des hétérogénéités physiques et géochimiques sur les transferts des polluants et d'établir les hétérogénéités à considérer à minima pour expliquer les observations faites in situ.

En se concentrant sur la caractérisation de l'état et du fonctionnement de la zone filtrante d'un sol urbain particulier (bassin d'infiltration de Chassieu), l'approche proposée dans la thèse vise à développer des connaissances propres à ce milieu hétérogène et complexe, dont la représentation a été, jusqu'à ce jour, trop simpliste au regard du rôle crucial de zone tampon qu'elle joue entre la ville et les ressources hydrogéologiques.

La méthodologie générale de la thèse suit le schéma proposé ci-dessous (Figure 1).

Il s'agit, dans un premier temps, de positionner la thèse dans son cadre d'étude. Le chapitre 1 '**Positionnement de la thèse dans le projet GESSOL**' recontextualise le projet Gessol, décrit précisément le site d'étude et caractérise les sédiments urbains accumulés en fond de bassins d'infiltration ainsi que le dépôt fluvioglaciaire et son architecture lithologique. On se basera sur des travaux antérieurs qui ont proposé une étude sédimentologique complète du dépôt fluvioglaciaire (typologie locale des lithofaciès et éléments architecturaux fluvioglaciers). L'auscultation d'une tranchée dans le bassin permet de caractériser la rétention des polluants dans le corps même du dépôt fluvioglaciaire et de poser la question de la compréhension et de l'identification des mécanismes responsables de la rétention observée.

Les questions posées et le recensement des données à disposition sur le bassin et le dépôt fluvioglaciaire permettent d'établir la nécessité de faire appel à l'outil modélisation numérique pour test et validation des hypothèses sur les mécanismes en jeu, par confrontation aux données observées. La question posée amène donc la nécessité de présenter les modèles de transferts usuels, et en particulier ceux sélectionnés dans cette étude. De ce chapitre 2 '**Etat de l'art sur le transfert d'eau et de masse en milieux poreux homogènes et hétérogènes**', on fait apparaître le besoin de connaître tous les paramètres d'entrée du modèle et notamment les propriétés hydrodynamiques, hydrodispersives et géochimiques.

Le chapitre 3 '**Matériels et méthodes**' fait un bilan des propriétés hydrodynamiques, hydrodispersives et géochimiques connues ou restant à déterminer. Si les propriétés

hydrodynamiques ont fait l'objet d'études antérieures et sont à disposition, les propriétés hydrodispersives et géochimiques restent à déterminer. Ce chapitre présente donc tous les aspects méthodologiques relatifs à l'obtention de ces paramètres, incluant la description des essais colonnes pour la détermination des paramètres hydrodispersifs et des batchs pour les propriétés géochimiques. Le Cuivre (Cu) est étudié ici comme polluant modèle.

Le chapitre '**Résultats et discussion**' présente tour à tour (i) la modélisation des écoulements préférentiels et étudie les facteurs qui leur sont favorables (notamment en termes de flux imposés en surface), (ii) la répercussion des écoulements préférentiels sur les transferts de masse pour les solutés non réactifs et (iii) l'effet de la réactivité du polluant vis-à-vis de sa sensibilité aux écoulements préférentiels, et la validation des hypothèses de modélisation par confrontations aux observations (teneurs observées sur la tranchée). Concernant le transfert réactif de masse, les cartographies des teneurs en métaux lourds seront étudiées en mettant en évidence une accumulation des polluants en certains points, ce qui engendre une hétérogénéité spatiale des concentrations à l'échelle d'une tranchée.

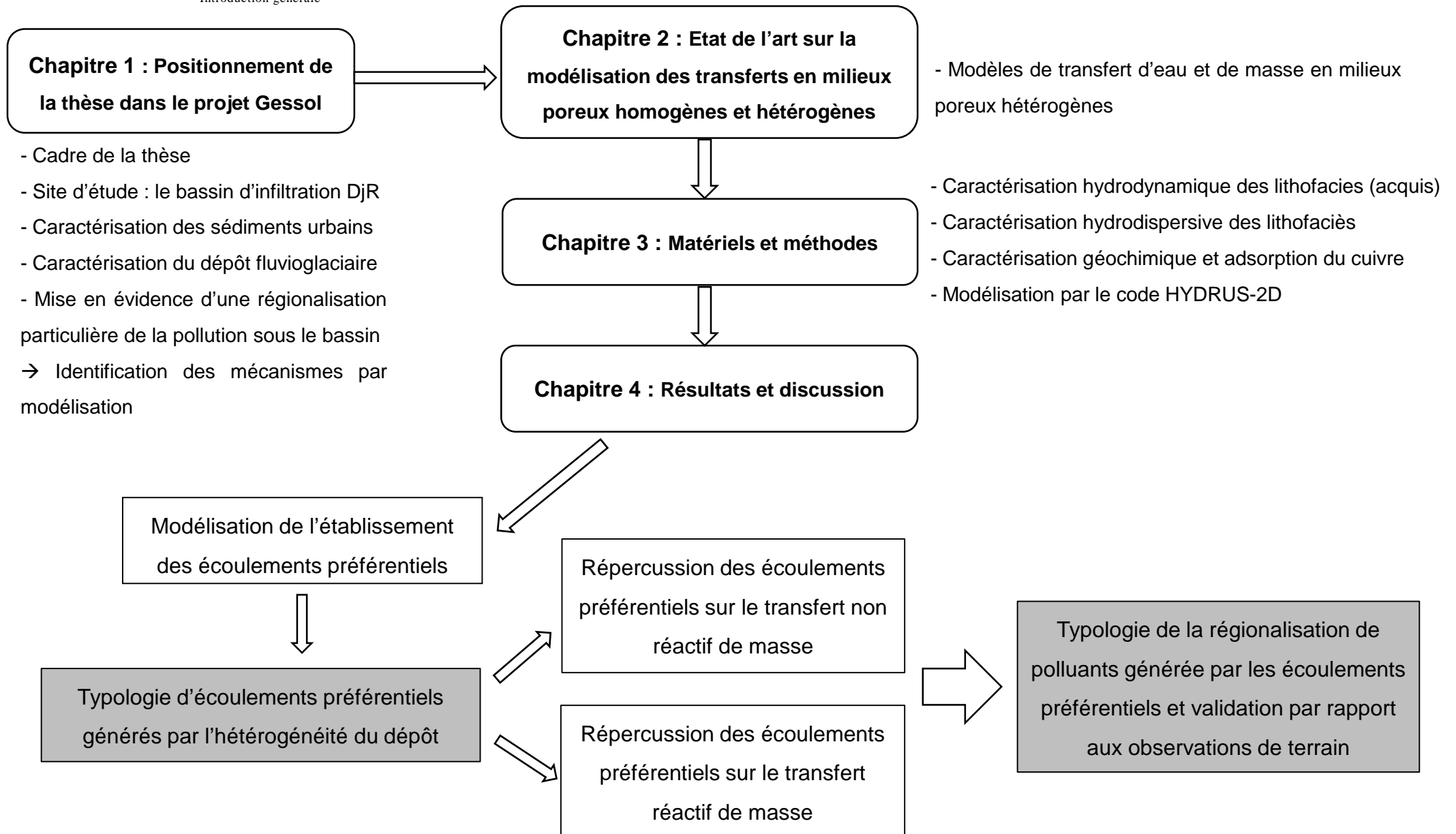


Figure 1 : Méthodologie générale de la thèse

1. Cadre de la thèse

1.1. Programme GESSOL et projet FAFF

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du programme de recherche GESSOL "fonctions environnementales et GESTion du patrimoine SOL", et plus particulièrement du projet Formation et évolution d'un Anthroposol et évaluation de sa Fonction Filtration (FAFF). Ce projet a pour objet d'étude les bassins d'infiltration. Ces ouvrages sont considérés comme des incubateurs d'anthroposol dans la mesure où les matières transportées par les eaux pluviales ont tendance à décanter en surface, à s'accumuler et former avec les premiers horizons du sol sous-jacent un néosol ou anthroposol. Cet anthroposol constitue un filtre entre les eaux injectées en surface et la nappe phréatique dont il convient d'optimiser les fonctions filtration et épuration. Le programme FAFF vise donc la compréhension du fonctionnement de cet anthroposol et la thèse vise à traiter la problématique de la modélisation des transferts des polluants dans la zone vadose en vue de l'identification des mécanismes impliqués. Dans ce chapitre, on contextualise le travail de thèse en présentant successivement le projet GESSOL et le programme de recherche FAFF, et en définissant finalement la question précisément traitée dans cette thèse.

1.1.1. Objectifs

Le programme de recherche GESSOL a été initié en 1998 par le ministère en charge de l'écologie. La première phase du programme de recherche (1998 et 2000) a focalisé les recherches sur les fonctions environnementales des sols qui déterminent aussi la qualité des autres composantes de l'écosystème (eau, air et biodiversité). La deuxième phase (2003) a consisté en l'étude de l'influence des pratiques agricoles sur les transferts et la qualité des sols et la qualité des eaux souterraines. La troisième phase (2008 et 2009) a eu pour objectifs, entre autres, d'observer et évaluer les fonctions du sol et les services rendus à la société.

L'objectif du programme de recherche GESSOL est de structurer une communauté de recherche sur la gestion des sols, de fournir aux décideurs publics et aux usagers des sols des connaissances et des outils opérationnels pour évaluer, surveiller, gérer, voire améliorer la qualité des sols, qu'ils soient naturels, agricoles ou urbains. Le projet de recherche FAFF au sein duquel cette thèse a été effectuée fait partie intégrante du programme GESSOL et répond à trois de ses axes principaux : (i) Evaluer et observer les fonctions du sol et les services rendus à la société, (ii) Préserver le patrimoine « sol » et sensibiliser les acteurs et (iii) Améliorer et restaurer les sols pour une ou plusieurs de leurs fonctions. Il s'agit d'étudier la mise en place d'un anthroposol au sein d'un bassin d'infiltration et d'étudier l'évolution temporelle de sa fonction de filtration vis-à-vis des flux d'eau et de polluants.

Les bassins d'infiltration d'eaux pluviales sont des ouvrages qui ont été développés dans le contexte des techniques alternatives pour gérer en amont les flux d'eaux ruisselées sur les surfaces urbaines imperméables et notamment les routes. Les bassins d'infiltration infiltrent les eaux pluviales collectées sur des bassins versants

urbains sur une surface relativement restreinte. Or, les eaux pluviales transportent un ensemble de polluants et de matière en suspension. Les volumes conséquents d'eau collectés sur de larges surfaces urbaines sont ensuite infiltrés sur une surface restreinte au sein de bassins d'infiltration (Mikkelsen *et al.*, 1997), ce qui est favorable à une accumulation importante de matière en surface et donc la formation d'une couche sédimentaire en fond de bassin d'infiltration. Il s'agit de la première étape de formation d'un anthroposol. Les matières issues de la couche accumulée en surface vont ensuite migrer vers la profondeur et contaminer graduellement les horizons supérieurs du sol au sein des bassins d'infiltration. Ces processus d'accumulation et formation d'une couche sédimentaire en surface ainsi que de contamination progressive des horizons sous-jacents sont des facteurs d'évolution des sols et de formation d'un anthroposol (Datry *et al.*, 2003). Les bassins d'infiltration peuvent être vus comme des incubateurs d'anthroposols.

A partir de l'étude d'un bassin d'infiltration d'eaux pluviales urbaines de la région lyonnaise, le projet FAFF avait pour objectif d'étudier la formation et l'évolution d'un anthroposol formé au sein d'un bassin d'infiltration mis en place au-dessus d'un dépôt fluvioglaciaire hétérogène (dépôt couvrant une grande superficie de la région lyonnaise). Les facteurs structurant la pédogénèse sont l'eau comme vecteur principal de transport et la distribution des hétérogénéités des premiers mètres de la zone non saturée. Dans ce contexte, il a été question d'étudier la fonction filtration de cet anthroposol, définie comme une fonction de régulation et de filtration des eaux s'infiltrant dans le bassin et des substances chimiques (métaux lourds et matière organique) et particulaires (minérales et organiques) associées (Winiarski *et al.*, 2006).

Un site a été particulièrement étudié. Il s'agit du bassin de rétention-infiltration Django Reinhardt qui est un site OTHU équipé depuis une dizaine d'années. L'OTHU (Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine) est un laboratoire extramuros d'observation des rejets urbains et de leurs impacts sur les milieux récepteurs sur la région lyonnaise pour proposer de nouvelles solutions de conception et de gestion de l'assainissement. L'OTHU unit 9 établissements de recherche, 12 laboratoires, 110 chercheurs et de nombreux partenaires opérationnels (Grand Lyon, Agence de l'eau, région Rhône-Alpes, etc.)

Le bassin Django Reinhardt infiltre les eaux pluviales recueillies sur un bassin versant périurbain semi industriel. Pour ce site, une caractérisation complète de la couche de surface (polluants accumulés) et du dépôt fluvioglaciaire sous-jacent est proposée et permet de suivre l'évolution de l'anthroposol. Par ailleurs, FAFF a été aussi l'occasion de procéder à une caractérisation de sédiments urbains provenant d'une vingtaine d'autres sites (industriels, tertiaires, résidentiels) situés sur la même formation géologique afin de généraliser les résultats obtenus sur le site pilote Django Reinhardt.

1.1.2. Programme de travail

Le programme de travail se déroule selon 4 actions (Winiarski, 2014) :

1. Caractérisation de la structure lithologique et du fonctionnement hydrologique de l'anthroposol par approche hydrogéophysique.

2. Etude du front de taille d'une tranchée afin de caractériser l'accumulation des polluants (métaux lourds, matière organique, etc.) et de faire la correspondance avec l'effet des hétérogénéités lithologiques rencontrées.
3. Construction et validation de modèles numériques hydrodynamiques simulant la fonction filtration en adéquation avec le pattern d'accumulation des polluants décrits plus haut (résultats de la tranchée). C'est dans une des composantes de cette partie-là que ce travail de thèse intervient.
4. Valorisation des résultats quant à la conception et la gestion d'ouvrages urbains. Elaboration de scénarios afin d'évaluer cette fonction filtration en fonction des conditions initiales et aux limites du milieu, et de son degré d'hétérogénéité lithologique, de sorte à généraliser les résultats à d'autres sections présentant des hétérogénéités lithologiques différentes.

1.1.3. Modélisation de la fonction filtration à l'échelle de la tranchée

Comme énoncé précédemment, il s'agit de l'étape n°3 du projet GESSOL. On cherche dans cette étape à proposer une modélisation conceptuelle du fonctionnement hydrologique et géochimique de la capacité de filtration de la pollution de la section étudiée. On cherche donc à comprendre et modéliser la fonction de filtration de l'anthroposol. Pour cela, la couche supérieure (sédiments accumulés) est considérée comme source de pollution et modélisée comme condition limite supérieure (Dechesne *et al.*, 2005). Le dépôt fluvioglaciaire sous-jacent est modélisé en prenant en compte l'hétérogénéité lithologique et le contraste de propriétés hydrodynamiques, hydrodispersives et géochimiques des lithofaciès qui le constituent.

La modélisation de la filtration à l'échelle de la tranchée passe avant tout par la modélisation des écoulements dans la zone non saturée, étant donné que l'eau est le principal vecteur des matières exogènes. Les écoulements au sein-même du bassin (et donc dans les alluvions sous-jacentes) sont modélisés pour les conditions météorologiques et hydrauliques réelles. Les résultats de modélisation sont validés par confrontation à des données expérimentales. L'analyse des écoulements dans la zone non saturée, et en particulier les écoulements préférentiels mis en exergue par la modélisation, sont mis en correspondance avec des zones préférentielles d'accumulation des polluants au sein de la tranchée.

La modélisation du transfert de solutés requiert ensuite le couplage des données d'écoulements avec les processus de transport aqueux (convection et dispersion), les mécanismes biophysicochimiques (rétention des polluants) et de filtration particulaire (Brusseau et Rao, 1990). La détermination des caractéristiques hydrodispersives de chaque hydrofaciès est obtenue à l'aide de l'outil colonne de laboratoire par le biais des techniques classiques de traçage : injection et suivi d'un traceur et modélisation associée prenant en compte la potentialité de fractionnement de l'eau en zone stagnante et mobile (modèle MIM). Ces résultats permettront de modéliser, dans un premier temps, le transfert de solutés non réactifs au sein de chacun des lithofaciès constitutifs du dépôt fluvioglaciaire

Une fois les mécanismes de transport aqueux de solutés déterminés, ceux-ci seront couplés avec les mécanismes de rétention pour les polluants. Pour cela, des isothermes d'adsorption sont effectués pour caractériser le potentiel d'adsorption à l'équilibre pour chacun des lithofaciès.

Les outils numériques correspondent à des modèles (2D et 3D) tels que HYDRUS (Simunek *et al.*, 2005). Ces modèles sont disponibles en tant qu'intégrateur de connaissances des processus dans les sols et milieux poreux pour la détermination des champs de vitesse et des concentrations en polluants dans l'ensemble de la couche de surface/sous-sol. Ces modèles sont en outre employés au sein de l'équipe depuis plusieurs années.

1.2. Site d'étude : le bassin d'infiltration Django Reinhardt

1.2.1. Les bassins de l'Est lyonnais

À l'échelle de l'Est lyonnais, le projet FAFF a permis de collecter un jeu de données très riche sur les anthroposols en formation dans divers bassins d'infiltration. Une étude complète de l'anthroposol comprenant la couche de surface et le dépôt fluvioglaciale sous-jacent a été réalisée sur le bassin d'infiltration pilote Django Reinhardt. Ce bassin est l'objet des investigations principales et sert de bassin pilote incubateur d'un anthroposol typique. Pour pouvoir généraliser les résultats aux autres bassins d'infiltration de la région lyonnaise, 19 autres bassins d'infiltration ont été étudiés au regard de la couche accumulée en surface. En effet, le contexte géologique est identique dans toute la région et la seule différence notable entre bassins provient de l'entrant et en particulier de la couche accumulée en surface. On a voulu ici étudier la correspondance entre caractéristiques physico-chimiques de la couche et type de bassin versant associé au bassin d'infiltration. Ainsi, pour les 19 autres bassins d'infiltration, seule la couche de surface a été prélevée et caractérisée d'un point de vue physico-chimique. Les bassins étudiés ont été sélectionnés sur des critères de taille, d'âge, de volume et sur le type d'environnement urbain d'où proviennent les eaux de pluies infiltrées dans ces bassins. La liste des bassins étudiés comprend :

- 5 bassins classés comme agricoles.
- 5 bassins classés en catégorie : résidentiel, parking et voirie.
- 9 bassins classés comme industriels, Django Reinhardt est le bassin le plus vieux de l'étude

Tableau 1 : Classification des bassins étudiés d'après le SAGE de l'Est Lyonnais (2009)

Chemin de Feyzin	Agricole
Grange Blanche	Agricole
Parilly	Agricole
Pierre Blanche	Agricole
Villardier	Agricole
Centre routier	Parking
Triangle de Bron	Parking
Le Carreau	Résidentiel
ZAC Paul Claudel	Résidentiel
Boulevard Urbain Est	Voirie
Charbonnier	Industriel
Django Reinhardt	Industriel
IUT DOUA	Industriel
Leopha	Industriel
Minerve	Industriel
PAE Mi-plaine	Industriel
ZAC des Pivolles	Industriel
ZAC du Chêne	Industriel
ZAC Pesseliere	Industriel

1.2.2. Choix du site d'étude

Le site d'étude choisi (bassin d'infiltration d'eaux pluviales Django Reinhardt) est un des plus grands bassins d'infiltration de l'Est lyonnais avec une activité industrielle marquée. Par ailleurs, il est le plus ancien bassin d'infiltration parmi les ouvrages étudiés. Par la suite, nous utiliserons l'abréviation « bassin DjR » lorsque nous y ferons référence. Le choix a été porté sur ce bassin en particulier, celui-ci ayant fait l'objet, depuis plusieurs années, d'un suivi expérimental en vue de mieux comprendre et modéliser les phénomènes de transferts des polluants dans les ouvrages réels. Nous disposons donc de plusieurs données sédimentologiques, hydrodynamiques et géochimiques constituant une base de données considérable à laquelle nous ferons référence dans ce chapitre. Cela permet de faire un état des lieux des connaissances disponibles au début de la thèse et ainsi des connaissances à acquérir et expérimentations de caractérisation nécessaires pour aboutir à une modélisation complète des phénomènes de transferts dans le dépôt fluvioglaciaire.

1.2.3. Description du site d'étude

Le bassin DjR est situé à l'Est de Lyon (Figure 2), au sud de la commune de Chassieu. Cette commune est en partie située sur la colline à dominance morainique de Genas. Le sud de la ville se situe dans le couloir fluvioglaciaire de Décines. Les dépôts fluvioglaciaires datent du Würm récent d'après (Mandier, 1984).

Ce bassin d'infiltration recueille les eaux pluviales provenant d'un bassin versant constitué par une zone industrielle d'une superficie de 185 ha, située au sud de Chassieu (Figure 3). Le bassin versant est imperméabilisé à 75% et est équipé d'un réseau séparatif. Les eaux pluviales collectées séjournent, en premier lieu, dans un bassin de rétention-décantation situé en amont du bassin d'infiltration (Figure 3c et Figure 4). Une partie des eaux pluviales accède ensuite au bassin d'infiltration par surverse (Figure 4). Le bassin d'infiltration, d'une surface d'1 ha, est creusé dans des alluvions fluvioglaciaires dont la conductivité hydraulique saturée moyenne varie entre 7.10^{-3} et 9.10^{-3} m.s⁻¹ (BURGEAP, 1995). L'épaisseur de la zone non-saturée est de 13 m sous la surface du bassin, soit 18 m sous la surface topographique.

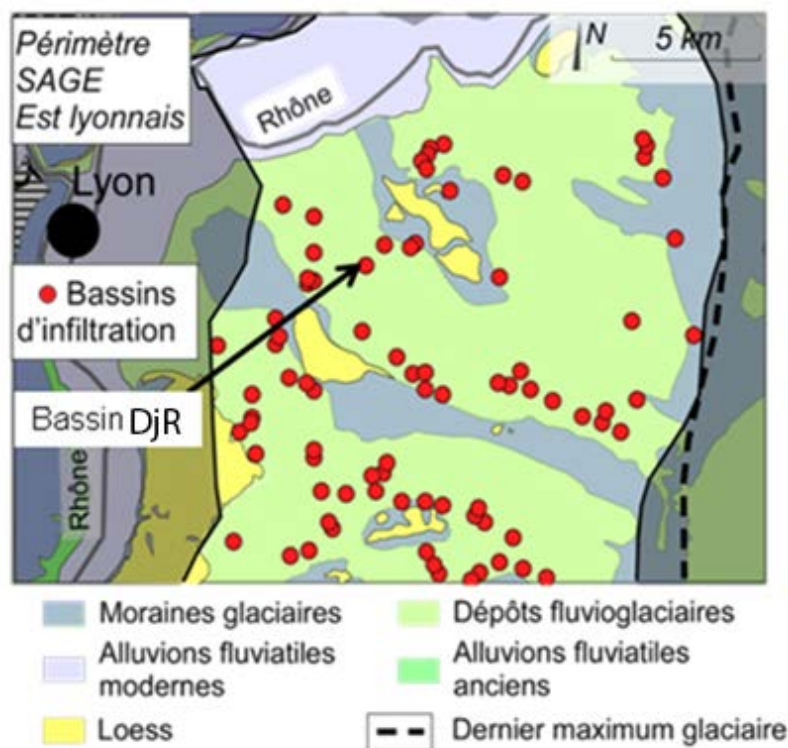


Figure 2 : Carte des formations superficielles et position géographique du bassin DjR par rapport aux bassins d'infiltration de l'Est lyonnais (Winiarski, 2014)

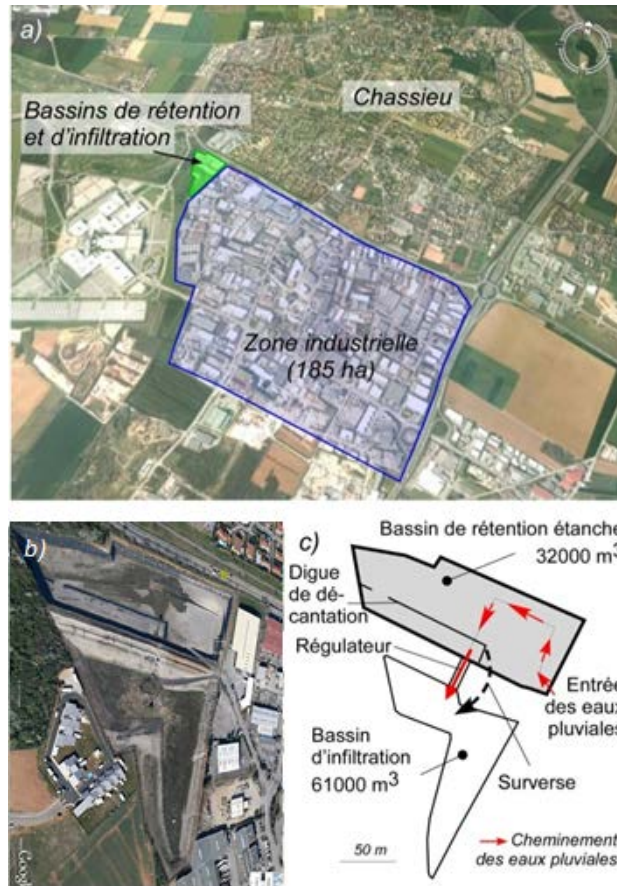


Figure 3 : a) Situation des bassins de rétention-décantation et d'infiltration dans la zone industrielle située au sud de la ville de Chassieu à l'Est de l'agglomération lyonnaise (Goutaland, 2008) b) Photo aérienne (image Google Earth 2015) et c) Principe de fonctionnement : représentation schématique des flux d'eau (Goutaland, 2008)

On distingue deux compartiments à étudier : les sédiments issus des eaux pluviales urbaines et le sous-sol en place (dépôt fluvioglaciaire) datant du dernier maximum glaciaire (Figure 4). Un agrandissement de la « zone étudiée » dans la Figure 4 nous permet de distinguer plus clairement les composantes de cette zone. La Figure 5 permet de mettre en évidence la superposition de deux matériaux d'origines distinctes.

Les sédiments urbains ou « poussières de routes » proviennent de Bassins Versants Urbains (BVU) ou péri-urbains et reposent sur un substrat fluvioglaciaire décapé par les travaux de construction des bassins d'infiltration. Tous les 5 à 6 ans, ces matériaux de surface, exogènes, sont curés et exportés hors des bassins.

Les matériaux de surface déposés sont des matériaux récents dont l'épaisseur est fonction du temps écoulé depuis le dernier curage et de la dynamique de transfert et de sédimentation (nature du bassin versant, rapport bassin versant/surface du bassin d'infiltration, nature et organisation des bassins de décantation, etc.). On observe sur le bassin DjR des épaisseurs allant de 5 à 20 cm.

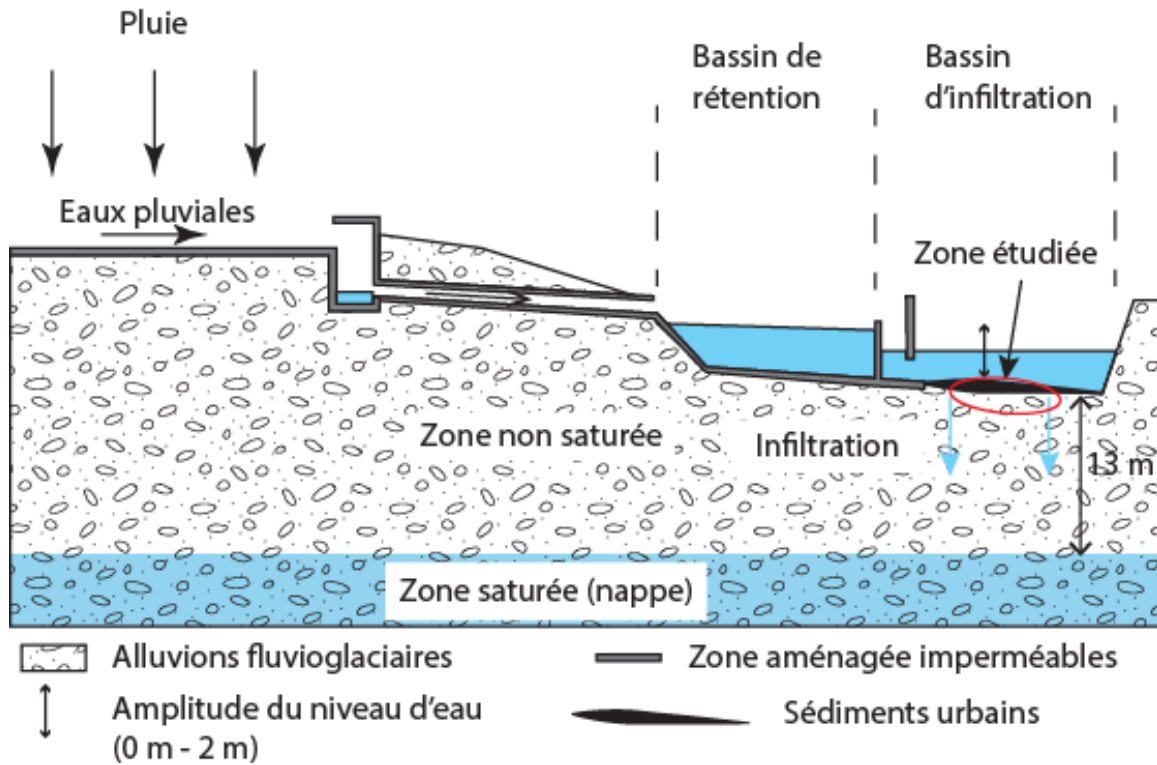


Figure 4 : Schéma de principe du fonctionnement du site et localisation de la zone étudiée (Winiarski, 2014)

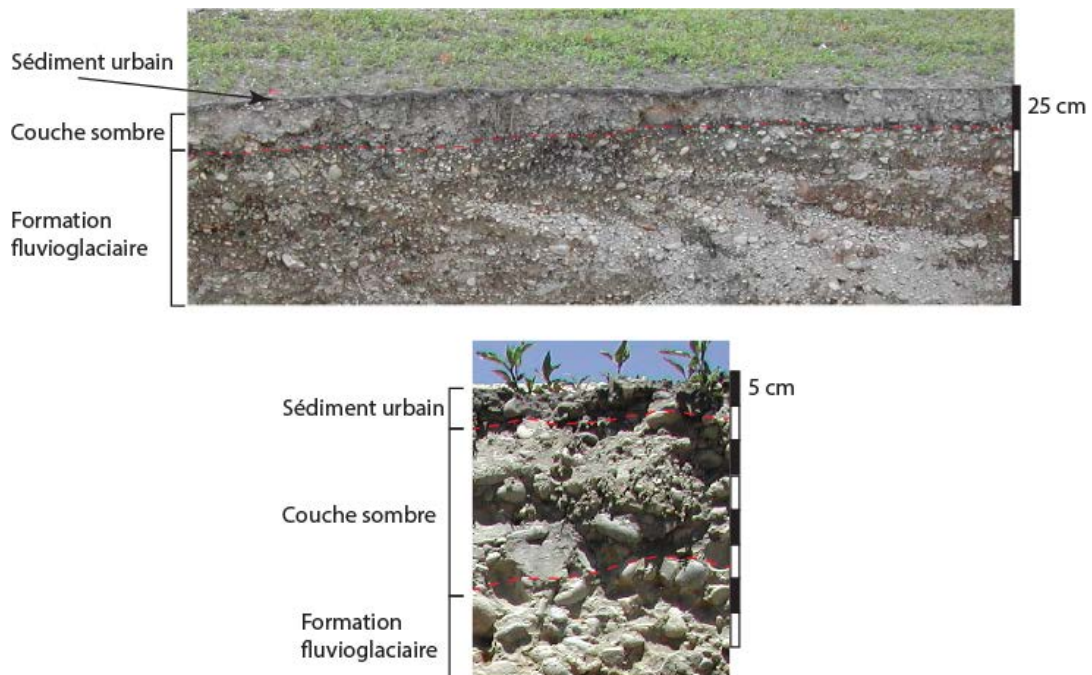


Figure 5 : Vue générale des deux compartiments formant le site d'étude (Goutaland, 2008)

En dessous des sédiments urbains, on observe une couche ayant subi des processus de transformation de par la proximité de la surface et de la couche sédimentée en surface. Dans le cas du bassin DjR étudié, cet horizon est constitué de graviers à matrice sableuse avec une assez forte proportion de limons. Ce niveau de 25 cm environ est enrichi en matière organique de couleur foncée d'où l'appellation « couche sombre ».

Enfin, on trouve les matériaux fluvioglaciaires sous-jacents issus des dynamiques de dépôt (tressage, chenalisation, phase érosive...) suite à la fonte des glaciers quaternaires. Cette dynamique a conduit à une grande hétérogénéité des lithofaciès et notamment de la distribution granulométrique dans ces matériaux. Tous les matériaux présentés dans ce chapitre ont fait l'objet d'une caractérisation sédimentologique avant le commencement de la thèse. L'étude sédimentologique de la couche accumulée en surface et du dépôt fluvioglaciaire est présentée ci-après.

1.3. Caractérisation des sédiments urbains

Comme présenté dans la description du site, deux compartiments sont pris en considération : les sédiments urbains et le dépôt fluvioglaciaire. Dans cette partie, l'étude va porter sur la qualité des sédiments urbains rencontrés dans le bassin (DjR) ainsi que dans les autres bassins d'infiltration.

1.3.1. Échantillonnage

Pour le prélèvement des matrices sédimentaires accumulées en surface, la stratégie d'échantillonnage a été établie à partir des recommandations émises par le Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (Tableau 2) dans le guide technique d'avril 2006 « Recommandations pratiques pour la gestion des produits de l'assainissement pluvial » et adaptée en fonction des caractéristiques des ouvrages (taille, présence ou non de sédiments).

Tableau 2 : Nombre de points de prélèvements en fonction de la surface du bassin

Rappel des recommandations du LCPC sur le plan d'échantillonnage	
$S > 100 \text{ m}^2$	8 prélèvements
$100 < S < 5000 \text{ m}^2$	14 prélèvements
$S > 5000 \text{ m}^2$	20 prélèvements

S : surface du bassin

Des fiches de prélèvements ont été établies pour chaque bassin d'infiltration avec le nombre de points de prélèvements, l'épaisseur de sédiments et les coordonnées GPS. Les positions des points ont été mesurées à l'aide d'un GPS de précision 5 m, et l'humidité exprimée en pourcentage volumique a été mesurée en surface lors du prélèvement à l'aide d'une sonde TDR portable TRIME EZ de la société IMKO GmbH (Ettlingen, Allemagne), avec électronique de mesure intégrée dans le corps des sondes. On note que, pour le site DjR, les prélèvements ont été concentrés près de l'arrivée des eaux pluviales (soit près de la sortie du bassin de rétention-décantation).

1.3.2. Caractérisation des sédiments urbains

1.3.2.1. Eléments majeurs et ETM

Les résultats montrent que les sédiments urbains sont riches en phosphore (1,81 mg/g) et azote (3,75 mg/g). Le phosphore est essentiellement sous forme inorganique (1,24 mg/g) et peu disponible. Il faut rappeler que le contexte géochimique est calcaire et que le phosphore peut donc précipiter avec le calcium ou s'adsorber sur l'oxyde de fer qui est aussi un élément majeur fortement concentré dans ces matériaux (Badin *et al.*, 2009).

Afin d'extraire les Éléments Traces Métalliques (ETM), une minéralisation par attaque acide sur la fraction inférieure à 1 mm a été réalisée. Les résultats montrent que la surface du bassin présente des caractéristiques pédologiques et géochimiques de matériaux fortement contaminés par les métaux lourds. Le Tableau 3 indique les concentrations de 3 ETM. Les sédiments de surface présentent donc des concentrations très élevées en ETM, en particulier en Zn.

Tableau 3 : Concentration moyenne en ETM des sédiments (9 échantillons)

Pb (mg/kg de MS)	Cu (mg/kg de MS)	Zn (mg/kg de MS)
113,9 ± 29,3	168,6 ± 47,9	2440,6 ± 851,5

Ces paramètres ont été mesurés à plusieurs reprises sur ce bassin. On perçoit une stabilité des concentrations en métaux lourds au cours du temps ("signature urbaine") avec des teneurs significatives et bien au-delà des teneurs usuelles pour les sols naturels (Baize, 1997).

1.3.2.2. Fraction minérale

En ce qui concerne la fraction minérale des matrices urbaines, nous avons analysé ponctuellement une quarantaine de particules grossières au microscope électronique à balayage MEB (> 10 microns). L'analyse des rayonnements X émis par les particules excitées par le faisceau d'électrons incidents a permis d'avoir une indication sur la composition atomique des phases analysées. La plupart des particules analysées présentent des compositions montrant l'abondance de quartz, de plagioclases et quelques feldspaths potassiques. Quelques particules riches en Ca (calcite) sont également observées. Nous n'avons observé que quelques minéraux présentant des éléments lourds : oxydes ou hydroxydes de fer, oxydes de titane et d'assez nombreuses particules grossières contenant du soufre et du baryum (barytine vraisemblablement).

1.3.2.3. Fraction Organique

La matière organique MO est obtenue par perte de masse après calcination de l'échantillon à 550°C pendant 4 heures. La teneur en carbonates correspond à la perte de masse à 950°C pendant 2 heures. Les sédiments de surface présentent des teneurs très élevées en MO qui peuvent être 50 fois supérieures à celles des échantillons du sol naturel sous-jacent. Dans tous les échantillons, cette quantité varie entre 7 et 15% (Figure 6).

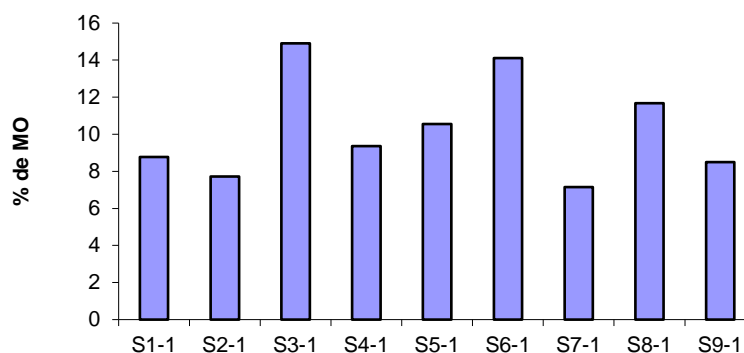


Figure 6 : Quantité de MO en pourcentage dans les échantillons sédiments prélevés (Winiarski, 2014)

Une partie de la matière organique est d'origine anthropique et provient de l'essence imbrulée ou de l'application de pesticides ou autres produits phytosanitaires à proximité du bassin versant. Les divers procédés industriels peuvent aussi se traduire par le rejet de substances liquides polluées avec des molécules organiques.

Tableau 4 : Concentrations en contaminants organiques de l'échantillon du bassin DjR

PCBs (ng/kg)		Dioxines (ng/kg)
255000,00		36,30
Pesticides et alkylphénols		
Diuron (ng/g)	Para-ter-octylphénol (ng/g)	4-nonylphénol (ng/g)
3,40	41,00	1019,10

Il n'existe pas de données sur les concentrations en PCBs dans les bassins d'infiltration. Ces premiers résultats (Tableau 4) montrent que les concentrations en PCBs et Dioxines sont importantes comparées à celles dans des sédiments du Rhône en aval de Lyon qui sont au maximum de 60-80 µg/kg. Les concentrations en diuron et en alkylphénols sont 4 à 10 fois plus élevées que celle retrouvées dans des sédiments impactés par des rejets urbains (Tissier *et al.*, 2005; Wu *et al.*, 2013), sachant que l'usage du diuron est interdit depuis 2009.

Les résultats montrent une forte contamination par les HAPs (Tableau 5). L'examen des ratios entre les différentes molécules permettent de montrer que l'origine des

HAPs est la combustion pyrolytique des carburants, des feux de végétation et des diverses émissions industrielles et domestiques (Durand, 2003). Cela dit, des études antérieures ont souligné que les HAPs ne renseignent que sur une infime fraction de la matière organique anthropique dans le milieu urbain. La forte teneur en matières organiques des sédiments leur confère une cohésion favorable à l'agrégation.

Tableau 5 : Concentrations en HAP (ng/g) de l'échantillon composite du bassin DjR

Naphtalene	Phenanthrene	Anthracene	Fluoranthene
39,3	65,4	26,4	133,6
Pyrene	Benz[a]anthracene	Chryzene	Benzo[b]fluoranthene
121,6	111,2	70,6	140,7
Benzo[k]fluoranthene	Benzo[a]pyrene	Indeno[1,2,3-cd]pyrene	Benzo[ghi]perylene
71,2	43,5	85,6	142,1

1.3.2.4. Conclusion

L'analyse simultanée de nombreux paramètres géochimiques et structuraux sur la surface du bassin d'infiltration Django Reinhardt et, en parallèle, de 19 bassins d'infiltration dans le contexte du programme de recherche FAFF (Winiarski, 2014) permet de tirer les conclusions suivantes : Malgré une certaine variabilité des paramètres mesurés entre les divers sites, on peut mettre en avant une certaine homogénéité de composition entre les bassins d'infiltration, essentiellement en lien avec les propriétés usuelles de sédiments urbains. Malgré une relative hétérogénéité des concentrations des éléments majeurs et micropolluants organiques ou minéraux, la présence systématique de certains éléments (métaux lourds, HAPs, Dioxines, PCBs, Alkylphénols) est spécifique aux 19 bassins et n'est pas différenciée par la typologie de l'activité ou les caractéristiques physiques du bassin versant. On est ainsi en présence d'une signature chimique urbaine. Le sédiment caractérisé dans le bassin DjR n'échappe pas à la règle et possède les caractéristiques spécifiques des sédiments urbains issus des milieux urbanisés et imperméabilisés.

En complément de ces données, les résultats du programme FAFF montrent que les sédiments urbains sont le facteur essentiel de la mise en place d'un anthroposol dans un bassin d'infiltration (Winiarski, 2014). C'est une source de pollution pouvant migrer principalement dans le sous-sol. Elle constitue donc un risque pour la qualité du sous-sol et de la nappe phréatique. La présence de polluants organiques et métalliques connus pour leur toxicité chronique à faible dose montre les enjeux liés à la gestion de ces ouvrages d'infiltration. Les questions qui se posent portent alors sur le rôle des sédiments urbains : Représentent-ils un bon piège à polluants qui permettent de limiter leur mobilité dans l'environnement ? Quelle est leur influence sur les transferts vers le sous-sol et la nappe phréatique ? Dans ce contexte de compréhension des transferts en zone vadose, une description sédimentologique, c'est-à-dire une analyse précise de l'anthroposol dans toute sa profondeur, devient nécessaire et est présentée dans ce qui suit.

1.4. Caractérisation du dépôt fluvioglaciaire

Afin d'étudier le continuum sédiments urbains (résidu) - formation alluvionnaire (filtre), une tranchée a été effectuée pour ausculter une partie de la zone non saturée sous la surface d'infiltration dans le bassin d'infiltration DjR. Cette tranchée permet de décrire les différents matériaux rencontrés dans la zone non saturée pouvant constituer des hétérogénéités influençant les écoulements d'eau, la rétention et le transfert des polluants et matières relargués par les sédiments de surface. Plusieurs types d'interprétation de cette tranchée sont proposés :

- Une caractérisation sédimentologique permettant de décrire la structure et la texture des matériaux rencontrés sous la surface. Cette description permettra d'obtenir une géométrie utilisable dans la partie modélisation.
- Une caractérisation géochimique permettant de décrire l'accumulation dans la zone non saturée des polluants relargués par les lessivats chargés en ETM et MO provenant des sédiments urbains décrits dans le chapitre précédent. La description des zones d'accumulation préférentielle dans le dépôt permettra de donner des indications sur les mécanismes de transferts et de rétention.

1.4.1. Réalisation de la tranchée

Une excavation à la pelle mécanique a mis à jour une paroi verticale, sur laquelle a été effectuée la description sédimentologique aux échelles du lithofaciès et de l'élément architectural. Cette excavation a été réalisée dans la zone A du bassin d'infiltration en mai 2005 (Figure 7).

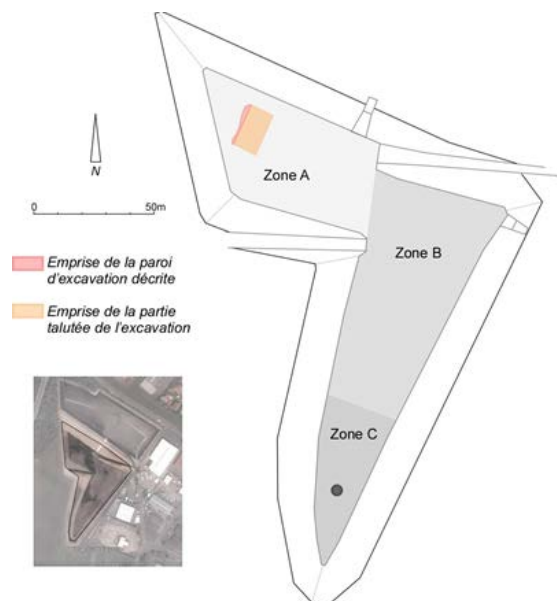


Figure 7 : Excavation réalisée dans les zones A du bassin DjR (Goutaland, 2008)

La Figure 8 montre la réalisation de l'excavation de la zone A. Les dimensions des parois verticales sont de 13,5 m de long et 2,5 m de profondeur.



Figure 8 : Réalisation de l'excavation de la zone A. La paroi d'excavation visible est celle qui a été décrite sédimentologiquement (Goutaland, 2008)

Une première description a été effectuée et un échantillonnage a été réalisé du haut vers le bas, à l'aide d'une pelle couloir et d'une truelle. Au total, 95 échantillons ont été prélevés sur la paroi de l'excavation réalisée, soit 86 échantillons dans le dépôt fluvioglacière et 9 échantillons de sédiments urbains.

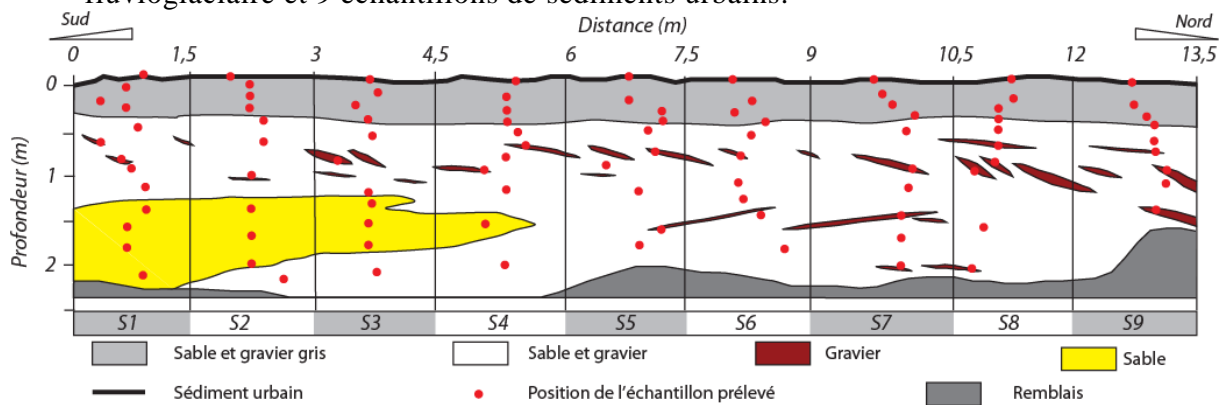


Figure 9 : Schéma de la tranchée et des lithofaciès ; les points rouges indiquent l'emplacement des 95 échantillons prélevés et analysés (Winiarski, 2014)

1.4.2. Caractérisation sédimentologique

Les analyses granulométriques ont été réalisées par tamisage à sec selon la norme NF P94-056. Les classes granulométriques sont définies de la façon suivante (D correspondant au diamètre des grains) : argiles : $D < 4 \mu\text{m}$, silts : $4 \mu\text{m} < D < 63 \mu\text{m}$,


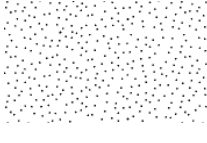
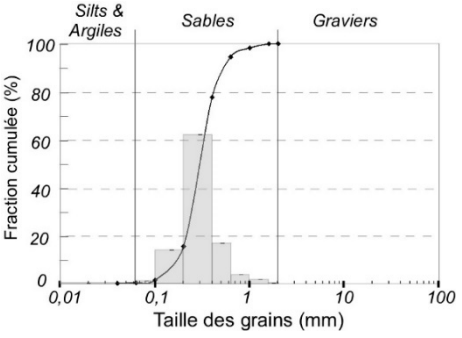
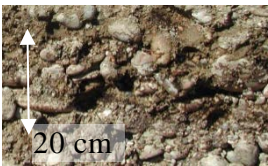
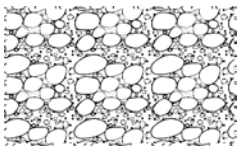
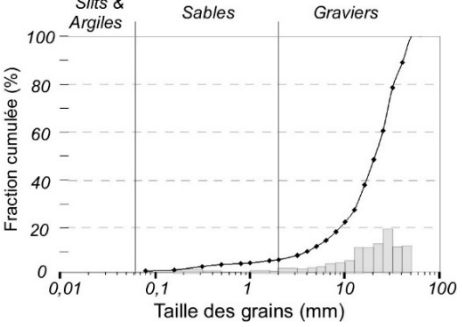
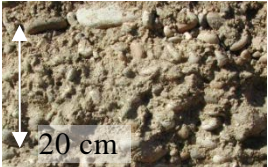
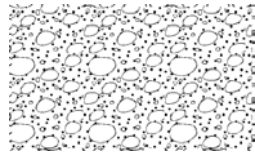
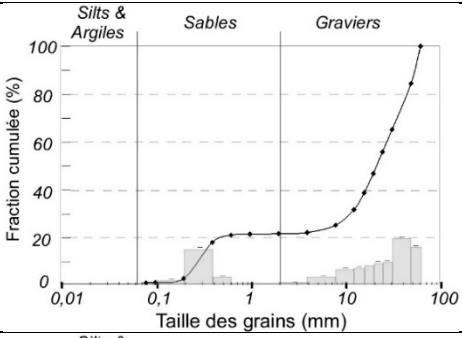

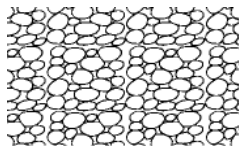
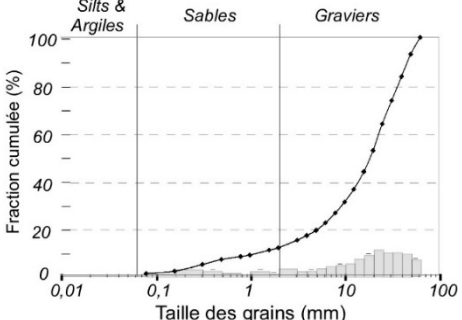
sables : $63 \mu\text{m} < D < 2 \text{ mm}$, graviers : $2 \text{ mm} < D < 64 \text{ mm}$, cailloux : $64 \text{ mm} < D < 256 \text{ mm}$, blocs : $256 \text{ mm} < D$.

La caractérisation de ce dépôt fluvioglacière à l'échelle de la tranchée met en évidence une typologie de 4 lithofaciès, présentée dans le Tableau 6 :

- Sable : Sables moyens, pauvrement à bien classés, de grain moyen $325 \pm 43 \mu\text{m}$, sans matrice silteuse ou argileuse, laminations internes planes ou inclinées correspondant aux phases de dépôt des sables et se présentant sous la forme de lentilles d'épaisseur très variable à stratifications internes.
- Gravier avec matrice : Mélanges sablo-graveleux présentant une granulométrie étalée (sables fins à graviers grossiers), généralement présents dans les 30 à 80 premiers centimètres sous la surface du bassin, fraction de graviers prépondérante (85%).
- Gravier bimodal : Mélanges sablo-graveleux à granulométrie bimodale, présentant un mode grossier - graviers moyens à grossiers - et un mode sableux - matrice de sables moyens ($325 \mu\text{m}$).
- Graviers sans matrice sableuse, assez bien à bien classés, de taille centimétrique pour les éléments les plus grossiers, sous la forme de lentilles inclinées progradantes ou de fines couches subhorizontales. Ils sont associés aux graviers sableux bimodaux, au sein d'une structure d'alternance.

Sur le triangle des textures graviers/sables/fines présenté en Figure 10, l'ensemble des lithofaciès échantillonnés sur la paroi de l'excavation creusée dans le bassin DjR a représenté, soit 86 échantillons au total, dont 11 lithofaciès Sable, 13 lithofaciès Gravier sans matrice, 30 lithofaciès Gravier avec matrice et 32 lithofaciès Gravier bimodal. L'analyse granulométrique par tamisage mécanique permet de distinguer facilement les lithofaciès sableux (fraction sableuse supérieure à 70% et fraction en particules fines inférieure à 5%), et dans une moindre mesure les graviers sans matrice (fraction en graviers supérieure à 90%). La distinction entre les deux types de graviers sableux est cependant moins nette. Les graviers sableux ont une fraction en graviers comprise entre 70 et 90%. La limite entre les lithofaciès gravier bimodal et gravier avec matrice se situe à environ 15% de fraction sableuse.

Tableau 6 : Typologie de lithofaciès du dépôt fluvioglacière sous-jacent au bassin DjR basée sur la classification de Heinz (Heinz *et al.*, 2003), le dépôt fluvioglacière est majoritairement constitué par les lithofaciès mélanges sablo-graveleux sans ou avec bimodalité (Goutaland, 2008)

Lithofaciès		Distribution granulométrique
Photo	Lithologie	
Faciès 1: Sable		
		
Faciès 2: Gravier avec matrice		
		
Faciès 3: Gravier bimodal		
		
Faciès 4 : Gravier sans matrice		
		

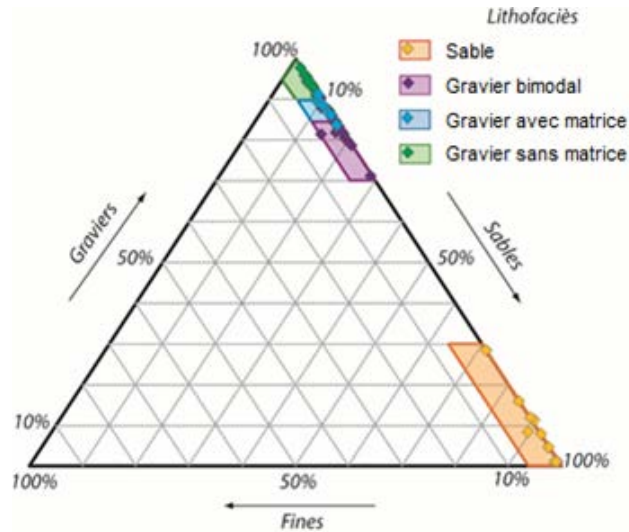


Figure 10 : Triangle textural représentant les fractions en graviers ($D > 2 \text{ mm}$), en sables ($2 \text{ mm} > D > 63 \mu\text{m}$), et en fines (argiles et silts, $D < 63 \mu\text{m}$) et les domaines de variation granulométrique des lithofaciès fluvioglaciers sous-jacents au bassin DjR (Goutaland, 2008)

1.4.3. Caractérisation géochimique et régionalisation de la pollution

La tranchée a permis de prélever divers échantillons et de reporter les zones d'accumulation des polluants dans la tranchée. Pour l'ensemble des polluants, on trouve un pattern similaire. Les données sont présentées pour la matière organique et quelques métaux lourds.

La teneur en MO fluctue en fonction de la profondeur (Figure 11). La couche supérieure de gravier avec matrice présente des teneurs en MO relativement élevées à 25 cm en dessous de la surface. En ce qui concerne la lentille de sable, la teneur en MO augmente entre 1,50 m et 2 m de profondeur. La teneur en MO est quasiment nulle dans les graviers sans matrice.

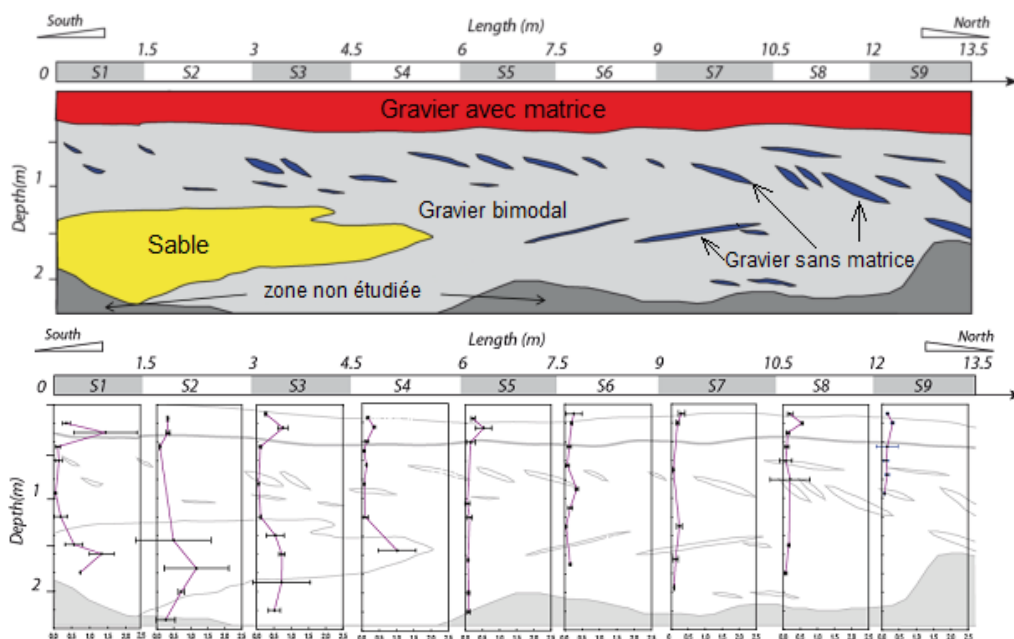


Figure 11 : Moyennes et écart types des teneurs en MO des 9 sections de la tranchée (Winiarski, 2014)

L'analyse des concentrations en ETM met en évidence un fonctionnement particulier pour les quatre lithofaciès suivants : la couche sombre d'une épaisseur moyenne de 25 cm (Gravier avec matrice), le sable, le gravier bimodal et le gravier sans matrice. En outre, les trois ETM étudiés (Pb, Cu et Zn) semblent avoir un comportement similaire (Figure 12). On se retrouve avec une accumulation dans le premier horizon ainsi que dans la lentille de sable. A la verticale de la lentille de sable, ces profils se traduisent par une bimodalité forte avec concentration à la fois en surface et entre 1.5 et 2 m de profondeur. On remarque un premier pic des concentrations en ETM entre 20 et 40 cm au niveau de la couche sombre (Figure 12). On observe une augmentation des concentrations en ETM entre 1,4 m et 2 m au niveau de de la lentille de sable (Figure 12). Enfin, les graviers propres ne semblent pas du tout participer à la rétention des métaux lourds.

Dans tous les cas, on note une distribution hétérogène des polluants avec accumulation en surface mais aussi au sein de la lentille de sable ou en certains endroits particuliers. La distribution non uniforme des polluants peut provenir soit d'écoulements particuliers avec présence d'écoulements préférentiels, soit de propriétés géochimiques particulières telles que les propriétés de rétention des polluants des divers lithofaciès.

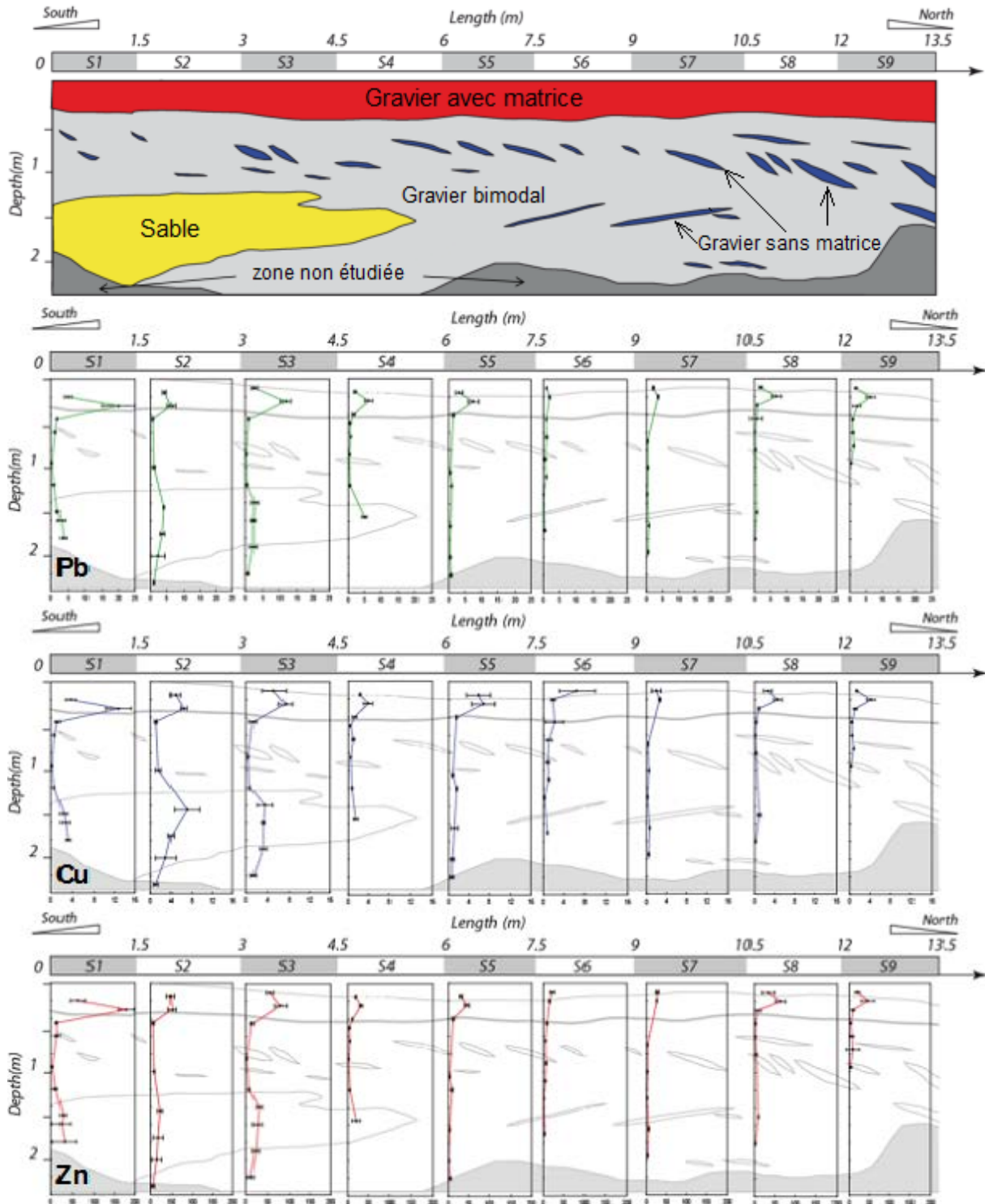


Figure 12 : Moyennes et écart-types des concentrations en ETM (mg/kg de MS) par sections, en fonction de la profondeur (m) (Winiarski, 2014)

D'une manière générale on observe des pics de teneur en MO qui provient de la surface notamment dans l'horizon sous-jacent à la couche de sédiments urbains. Plus en profondeur, et dans la lentille de sable en particulier, on retrouve des concentrations en MO significativement plus importantes que dans les autres lithofaciès. Cette régionalisation particulière pourrait trouver sa source soit dans des écoulements préférentiels conduisant les polluants en certains endroits de la tranchée soit d'autres facteurs tels que le contraste de propriétés géochimiques induisant ainsi une rétention différenciée. De par l'étude numérique de divers scénarios associés à une caractérisation complète des propriétés hydrodispersives et géochimiques des lithofaciès constitutifs de la tranchée, diverses hypothèses explicatives des résultats seront proposées et testées. Ce travail de validation numérique des différentes hypothèses permettra de proposer un modèle conceptuel de fonctionnement du système anthroposol présent en fond de bassin d'infiltration et de sa fonction de filtration de la pollution.

1.5. Conclusion

L'étude spécifique du bassin d'infiltration DjR dans une zone industrielle, ainsi que les données obtenues sur 19 autres bassins d'infiltration situés sur la plaine fluvioglaciaire de l'Est lyonnais, ont permis le recueil d'une masse importante et originale de données (Winiarski, 2014). Les résultats montrent plusieurs phénomènes (Figure 12) :

- i) une pollution importante des sédiments de surface par les métaux lourds, les HAP et les PCB, du fait des ruissellements sur les surfaces urbaines et les rejets de temps secs,
- ii) une régionalisation particulière de la pollution dans la zone vadose sous-jacente, avec des concentrations en ETM et MO relativement importantes au niveau de la lentille de sable auscultée (entre 1 m et 2 m de profondeur) et au niveau des lentilles de gravier sans matrice. Ainsi, ce pattern particulier constitue une photographie de la pollution en un instant donné qui résulte des mécanismes de rétention et de transfert en exergue dans l'anthroposol.

Ces données contiennent donc une information cruciale sur les mécanismes de transfert et de rétention des polluants dans les premières couches d'un bassin d'infiltration.

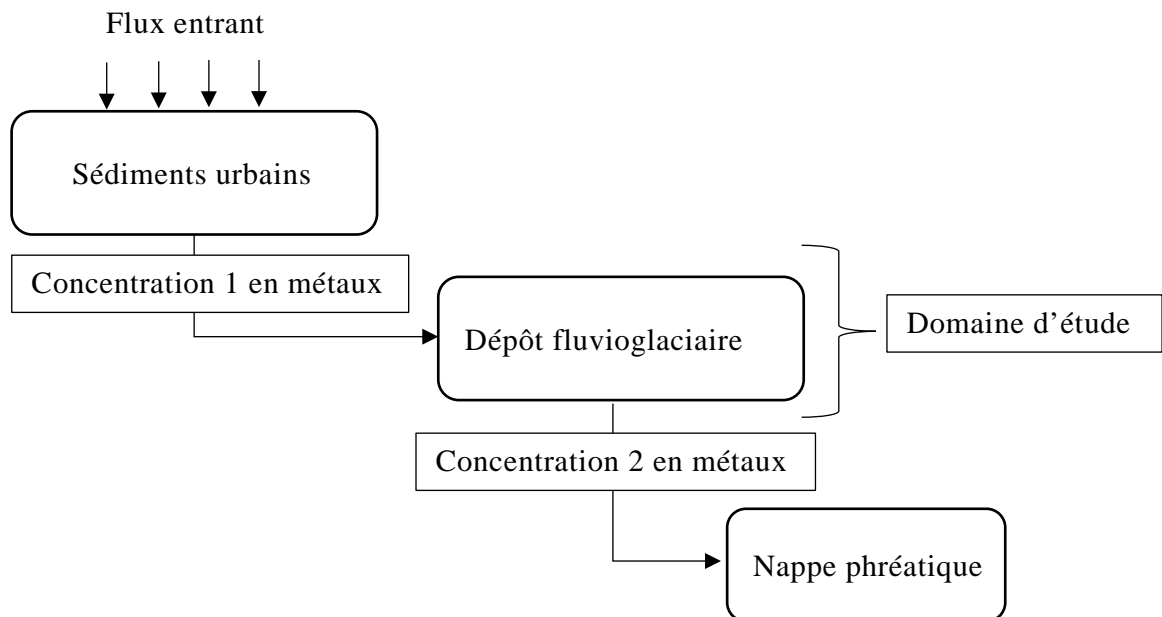


Figure 13 : Schéma conceptuel du domaine étudié

Dans cette thèse, on cherche à comprendre les causes de la régionalisation observée pour identifier les mécanismes de rétention et de transfert des polluants à l'échelle du dépôt. Cette forte régionalisation est liée au caractère hétérogène de la formation

géologique. La présence de divers lithofaciès (graviers avec matrice, sable et gravier sans matrice) laisse présumer des propriétés de transferts contrastées. Ainsi, plusieurs hypothèses sont plausibles pour expliquer la régionalisation observée :

- i) contraste de propriétés hydrodynamiques et mise en place d'écoulements préférentiels,
- ii) contraste de propriétés hydrodispersives et écoulements particuliers au sein de chaque lithofaciès, et
- iii) contraste de propriétés géochimiques et donc de potentiels de rétention des polluants.

On cherche donc à identifier la source parmi ces trois options. L'outil choisi est la modélisation numérique. En effet, l'outil modélisation numérique permet d'implémenter graduellement l'influence des trois sources potentielles (contraste de propriétés hydrodynamiques, hydrodispersives et géochimiques), de tester diverses hypothèses (exemples : épisodes pluvieux) et de quantifier le transfert de polluants à l'échelle de la section, tant en termes de rétention dans la section que de quantification des flux à 2.5 m de profondeur. Ces données numériques pourront ensuite être confrontées aux observations de la tranchée. Ce travail est effectué avec pour hypothèse centrale que le contraste de propriétés hydrodynamiques est de toute façon déterminant et que les écoulements préférentiels résultants ont une influence majeure sur le transfert de masse. Ainsi, ce travail de thèse porte précisément sur les conditions qui favorisent le cheminement préférentiel de l'eau et de polluants au-travers du dépôt fluvioglaciale jusqu'à l'arrivée à la nappe. Ces données numériques sont ensuite couplées avec diverses hypothèses, en prenant en compte les hétérogénéités quant aux propriétés hydrodispersives et / ou géochimiques potentielles, pour arriver à conclure sur les effets respectifs du contraste des propriétés hydrodynamiques, hydrodispersives et géochimiques.

La modélisation numérique ne peut se faire sans connaissance des principes de modélisation numérique des transferts de masse. Ainsi, dans le chapitre suivant, une revue de la littérature est proposée sur la modélisation des écoulements et le transfert de masse en zone vadose dans les formations hétérogènes.

2. Etat de l'art sur le transfert d'eau et de masse en milieux poreux homogène et hétérogènes

2.1. Transfert d'eau et de masse en milieux poreux hétérogènes

2.1.1. Ecoulement dans un milieu poreux

2.1.1.1. Caractéristiques physiques d'un sol

Le sol est un milieu poreux triphasique constitué d'une matrice solide, d'une composante liquide et d'une composante gazeuse. Il est caractérisé par sa texture, sa structure, sa porosité et sa masse volumique apparente sèche.

2.1.1.1.1. Masse volumique apparente sèche

La masse volumique apparente sèche ρ_d (exprimée en $g.cm^{-3}$) est définie comme le rapport de la masse du solide et du volume total de sol :

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_{tot}} \quad (\text{Équation 1})$$

2.1.1.1.2. Texture et structure

La texture d'un sol fait référence à sa composition granulométrique, qui se décline en plusieurs fractions selon la taille des particules constituant le sol. Les particules de diamètre supérieur à 2 mm sont appelées graviers. Les particules plus fines se subdivisent en trois classes texturales : les sables, les limons et les argiles. Les fractions respectives argile / limon / sable permettent de définir la texture des sols (triangle des textures). La structure d'un sol est déterminée par l'arrangement spatial des éléments de la phase solide et des liaisons entre eux. Alors que la texture est une caractéristique intrinsèque du milieu poral, la structure d'un sol est une caractéristique dynamique qui varie en fonction du temps et de l'espace.

2.1.1.1.3. Porosité

La porosité désigne l'espace occupé par les phases gazeuse et liquide dans le sol. Les pores sont des vides interstitiels interconnectés ou non. Ils se distinguent par leur degré d'ouverture et leur degré de connexion (Figure 14).



Figure 14 : Schéma de pores (Marsily, 1981)

La porosité est aussi un indice qui permet d'évaluer l'espace relatif de sol occupé par les vides. Elle est définie par le rapport entre le volume des vides occupé par l'air et le gaz et le volume total de sol :

$$\varepsilon = \frac{V_v}{V_{tot}} = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \quad (\text{Équation 2})$$

Où ρ_s est la masse volumique des solides.

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (\text{Équation 3})$$

La porosité est d'abord régie par la texture et la structure intrinsèque du sol mais elle peut être influencée par des événements extérieurs : présence de vers et de racines, fissures...

L'écoulement en milieu poreux désigne le mouvement de l'eau au sein de ce milieu. Il s'effectue au travers des pores actifs, partiellement ou complètement saturés. La capacité d'un fluide à se mouvoir dans un milieu poreux dépend notamment du degré d'hétérogénéité physique de ce milieu. Différents modèles permettent d'en rendre compte.

2.1.1.2. Ecoulement en milieu poreux continu et homogène

Le modèle darrien s'appuie sur les hypothèses de continuité du milieu poreux et d'homogénéité de l'écoulement. Il permet d'envisager la structure de la matrice par un ensemble de volumes représentatifs à l'intérieur desquels peuvent être définis des paramètres caractérisant en tout temps et en tout point du milieu l'état de l'eau dans le sol (teneur en eau, masse volumique, pression, concentration) et l'écoulement (vitesse de l'eau, propriétés hydrodispersives).

Dans les milieux darciens, l'eau est mise en mouvement au sein de la matrice poreuse par gradient de charge hydraulique. La variation de la hauteur hydraulique H en différents endroits de la matrice induit un flux d'eau \vec{q} selon la relation linéaire suivante appelée plus communément loi de Darcy :

$$\vec{q} = -[K] \nabla H \quad (\text{Équation 4})$$

$$\text{Avec } H = h + z \quad (\text{Équation 5})$$

Où h est le potentiel de pression de l'eau et z la charge de la gravité.
 K désigne la conductivité hydraulique du milieu ; elle représente la capacité du milieu poreux à conduire l'eau.

En milieu saturé, tous les pores du milieu sont remplis d'eau et participent ainsi à l'écoulement : la conductivité hydraulique est alors à saturation. En milieu non saturé, la conductivité hydraulique dépend de la teneur volumique en eau θ qui traduit le fait que seuls certains pores sont saturés et permettent l'écoulement. Le principe de conservation de la masse permet d'établir une équation de continuité, sous les hypothèses d'un fluide incompressible et d'un milieu à viscosité constante. Cette équation tient compte de la variation de la teneur en eau :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \vec{q} + \varphi_w \quad (\text{Équation 6})$$

Avec φ_w correspondant aux sources ponctuelles volumiques.

La combinaison des deux équations précédentes permet d'aboutir à une équation générale de l'écoulement en milieu non saturé appelée équation de Richards. Sous sa forme généralisée, elle s'écrit donc :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla(K(\theta) \nabla H) - \varphi_w \quad (\text{Équation 7})$$

La modélisation d'écoulement au sein d'un milieu à variabilité structurale et texturale est plus complexe. L'écoulement dans de tels milieux s'effectue de manière hétérogène et non continue. Sa modélisation requiert alors le recours à d'autres concepts plus élaborés que la modélisation classique par l'équation de Richards.

2.1.1.3. Ecoulement en milieu poreux non continu et hétérogène

2.1.1.3.1. Ecoulements préférentiels et zones stagnantes

Les hétérogénéités texturales et structurales d'un sol sont à l'origine d'une variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol. Cette variabilité se manifeste dans l'écoulement par une distribution non uniforme des vitesses du fluide au sein des pores. Il est possible de distinguer des zones où l'écoulement est plus ou moins lent, voire complètement nul. On parle de régionalisation de l'écoulement. On différencie ainsi dans le milieu poreux une eau libre qui se déplace sous l'action de la gravité ou sous l'effet d'un gradient de pression et une eau stagnante dont le déplacement est limité par des phénomènes de capillarité et/ou d'adsorption. La teneur en eau totale est considérée comme étant fractionnée en une eau dite immobile et une eau dite plus mobile. A l'inverse des zones stagnantes, l'écoulement est accéléré lorsqu'il a lieu au travers de chemins préférentiels. Aussi, les différences entre les paramètres hydrodynamiques entre deux lithofaciès

peuvent créer des écoulements préférentiels. Trois types d'écoulement ont été identifiés : le *bypassing flow*, le *fingering flow* et le *funneled flow* (Miyazaki, 2006).

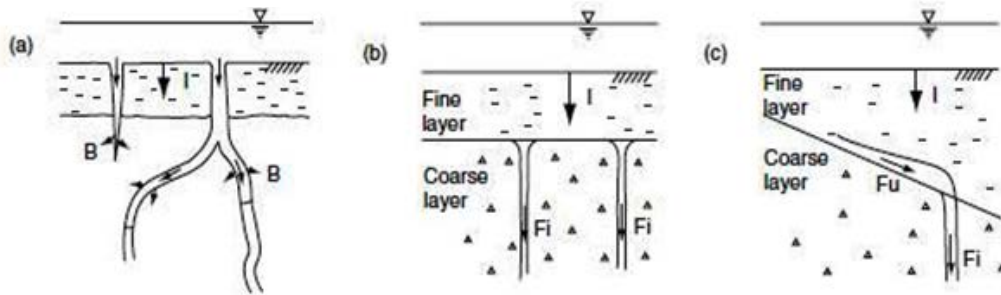


Figure 15 : Trois types d'écoulement préférentiel : a) bypassing flow b) fingering flow c) funneled flow (Miyazaki, 2006)

Le *bypassing flow* (Figure 15a) a lieu dans des fissures et macropores. Ce sont des zones très perméables à l'origine d'écoulements préférentiels si elles sont en contact avec l'atmosphère ou si la pression de l'eau à l'intérieur des fissures et macropores est positive. Néanmoins, les macropores peuvent aussi constituer des obstacles à l'écoulement lorsqu'ils sont sous-jacents à une couche d'eau souterraine et que la matrice du sol est sous succion.

Le *fingering flow* (Figure 15b) s'explique par la superposition d'une couche de sol fin sur une couche de sol de texture plus grossière. Sous certaines conditions, il peut être engendré dans des sols à texture homogène.

Le *funneled flow* (Figure 15c) se démarque du type précédent par l'inclinaison des deux couches de sols. La pression dans l'écoulement augmente avec la distance le long de l'interface à cause de l'accumulation d'eau et finit par provoquer une percée dans le sol grossier au-delà d'une valeur critique.

L'existence et l'intensité des écoulements préférentiels varient en fonction du niveau de saturation en eau du milieu (Birkholzer et Tsang, 1997) mais il a été observé que les écoulements préférentiels ont d'abord lieu dans des zones saturées en eau. Il a par ailleurs été démontré que la présence de macropores favorise l'écoulement en conditions saturées (Köhne et Gerke, 2005), (Lamy *et al.*, 2009).

2.1.1.3.2. Modèles d'écoulement à double porosité ou double perméabilité

Les écoulements ayant lieu dans des milieux présentant une hétérogénéité due à la présence d'agrégats ou encore de fissures peuvent être décrits par des modèles à double porosité ou double perméabilité. Les modèles bimodaux sont largement utilisés pour modéliser les écoulements préférentiels à toutes les échelles.

Ils reposent sur le principe d'un fractionnement de l'écoulement à l'échelle macroscopique dans deux domaines, l'un correspondant aux vides de la matrice poreuse (inter-porosité) ou au système de fracture (macroporosité) ; l'autre faisant

référence aux éléments constitutifs de la matrice poreuse (microporosité ou intraporosité). Le modèle à double perméabilité suppose que le fluide se déplace à la vitesse de Darcy dans les deux domaines alors que le modèle à double porosité permet seulement le mouvement du fluide dans les macropores ou fractures. Dans certains cas, la différence entre les deux vitesses est telle que l'écoulement au sein de la matrice poreuse peut être considéré comme négligeable. Le modèle MIM (Mobile-IMmobile) peut alors rendre compte d'un fractionnement de l'écoulement qui suppose un fluide immobile dans la microporosité et un fluide mobile dans la macroporosité (Figure 16).

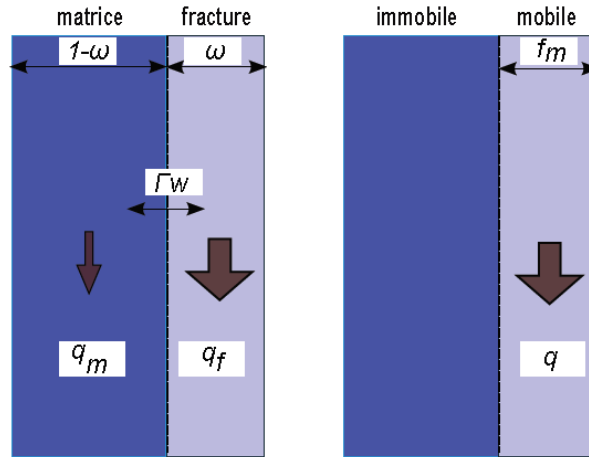


Figure 16 : Modèles bimodaux d'écoulement préférentiel a) Modèle à double perméabilité (gauche) b) Modèle MIM (droite) (Köhne *et al.*, 2009)

Il existe également des modèles multimodaux qui combinent l'approche avec une eau mobile et une eau immobile à l'existence de sous domaines aux porosités différentes. Par exemple, on peut envisager un écoulement préférentiel dans la fracture et un fractionnement de l'eau dans la matrice ou encore un écoulement fractionné dans la matrice ainsi que dans la fracture, etc.

Dans le cas des modèles à double perméabilité et à double porosité, on définit dans le milieu, à l'échelle macroscopique, deux systèmes poreux homogènes ayant chacun ses caractéristiques propres (tailles des pores, porosité, perméabilité...) et des propriétés différentes liées à l'écoulement et au transfert de solutés (teneur en eau, potentiel de pression...). Des échanges ont lieu entre les deux compartiments par gradient de charge hydraulique et/ou de concentration. L'application de la loi de Richards dans les deux systèmes permet d'aboutir à deux équations régissant l'écoulement dans le milieu à double-perméabilité (Simunek *et al.*, 2003) :

$$\frac{\partial \theta_f}{\partial t} = -\nabla \vec{q}_f + \varphi_{w_f} - \frac{\Gamma_w}{w} \quad (\text{Équation 8})$$

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} = -\nabla \vec{q}_m + \varphi_{w_m} + \frac{\Gamma_w}{1-w} \quad (\text{Équation 9})$$

Γ_w représente l'échange de solutés ou d'eau entre les deux domaines. Il dépend notamment de la différence de pression entre la matrice et la fracture (Gerke et van Genuchten, 1993a) :

$$\Gamma_w = \alpha_w (h_f - h_m) \quad (\text{Équation 10})$$

Où α_w est le coefficient d'échange de l'eau entre la matrice et la fracture.

Les expressions de la teneur en eau globale θ et de la vitesse d'écoulement globale q font intervenir les contributions correspondantes de la matrice et de la fracture ainsi que ω le pourcentage volumique occupé par la fracture et la matrice (Gerke et van Genuchten, 1993b) :

$$\theta = \omega \theta_f + (1 - \omega) \theta_m \quad (\text{Équation 11})$$

$$q = \omega q_f + (1 - \omega) q_m \quad (\text{Équation 12})$$

Les modèles à deux dimensions sont employés pour bien décrire l'écoulement préférentiel et le transport de solutés dans des milieux à agrégats (Rao *et al.*, 1980), (Seyfried et Rao, 1987) ou en présence de macropores (Gärdenäs *et al.*, 2006).

2.1.1.3.3. Ecoulements préférentiels aux échelles supérieures

Les modèles précédents d'adressent à l'échelle des matériaux (et donc échelle du cm^3). Des approches ont aussi été développées pour la modélisation des écoulements hétérogènes aux échelles supérieures. En modélisant la zone non saturée, (Birkholzer et Tsang, 1997) ont montré que les écoulements préférentiels s'effectuaient vers les zones à grande conductivité hydraulique en s'appuyant sur un modèle découpant le milieu poreux en pixels affectés de perméabilités différentes.

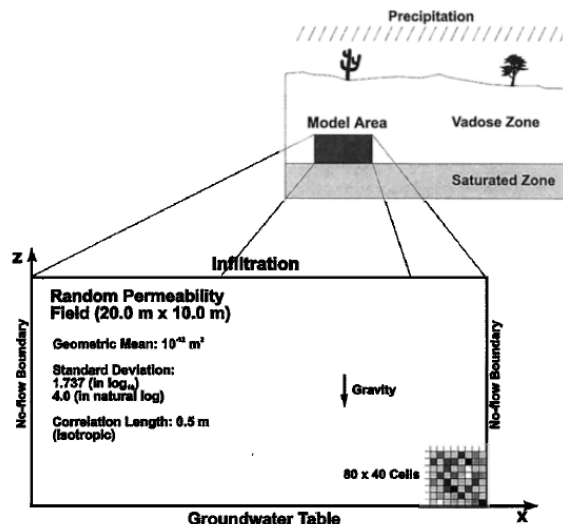


Figure 17 : Zone du modèle (Birkholzer et Tsang, 1997)

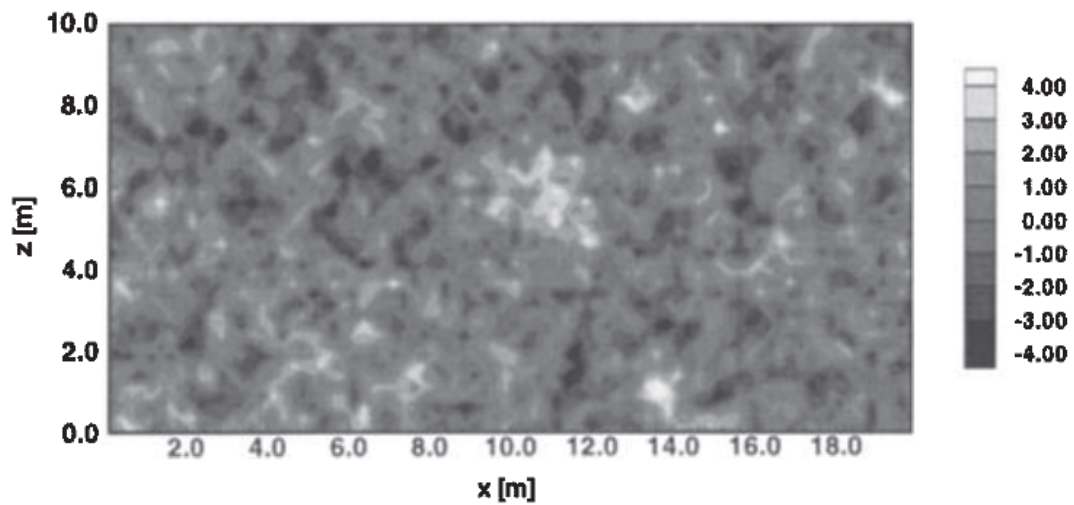


Figure 18 : Distribution spatiale de la perméabilité intrinsèque ($\log_{10} \left(\frac{k_s}{\bar{k}_s} \right)$) avec $\log_{10} \bar{k}_s = -12.07 \text{ m}^2$ (Birkholzer et Tsang, 1997)

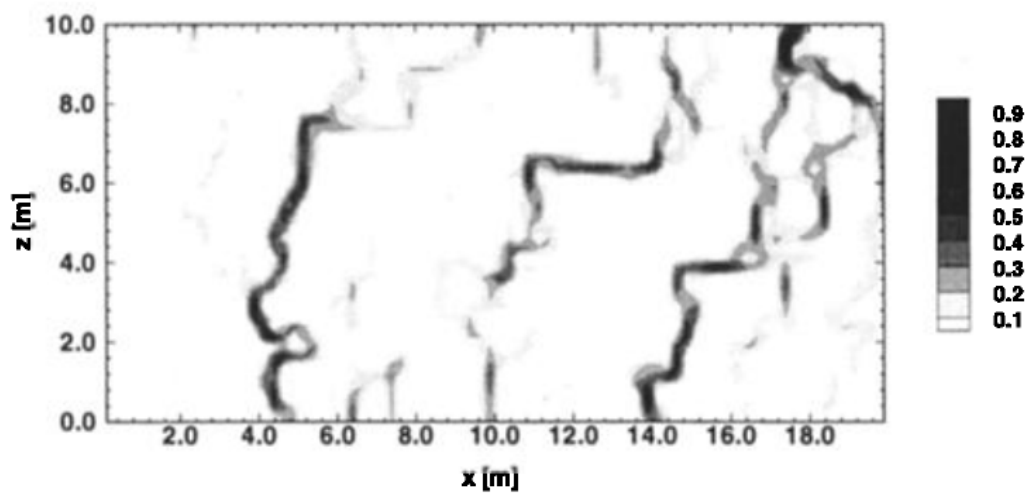


Figure 19 : Distribution spatiale du flux relatif pour le cas saturé (Birkholzer et Tsang, 1997)

Par ailleurs, la mise en place d'écoulements préférentiels au sein d'une tranchée a été mise en évidence par les travaux de (Goutaland *et al.*, 2013). Ces modélisations ont été obtenues pour la tranchée étudiée avec les propriétés hydrodynamiques illustrées ci-dessous (Figure 20).

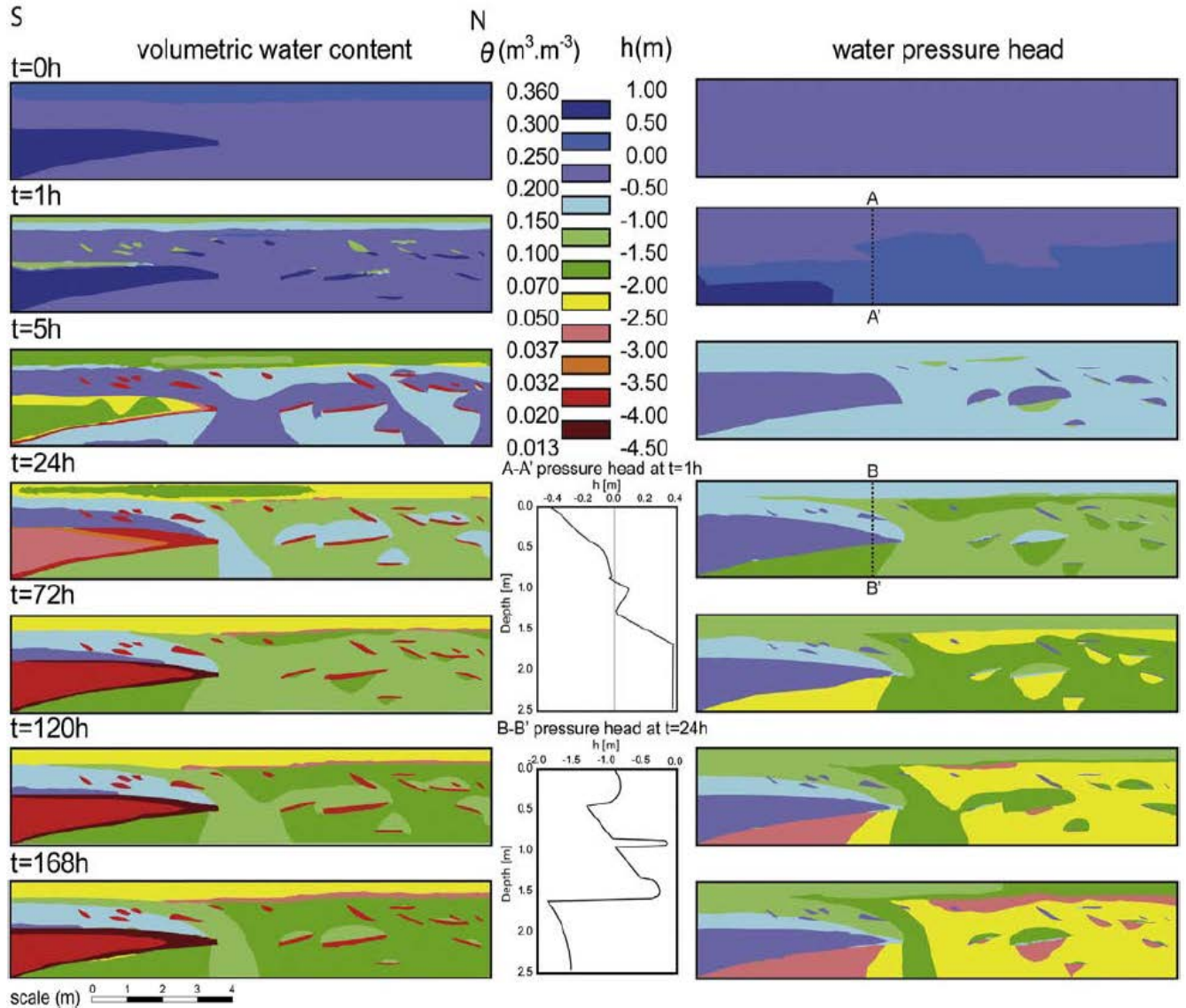


Figure 20 : Modélisation numérique des champs de teneur en eau (volumetric water content) et du potentiel de pression (water pressure head) en fonction du temps pour le cas de la géométrie complète (Goutaland *et al.*, 2013)

Une architecture géométrique et des paramètres de texture ont été proposés dans les travaux de (Coutinho *et al.*, 2015) pour mettre en évidence la variabilité spatiale et l'effet de l'hétérogénéité du sol sur les flux insaturés, établissant ainsi la première étape vers la modélisation de l'écoulement insaturé dans le bassin à la méso-échelle (Figure 21).

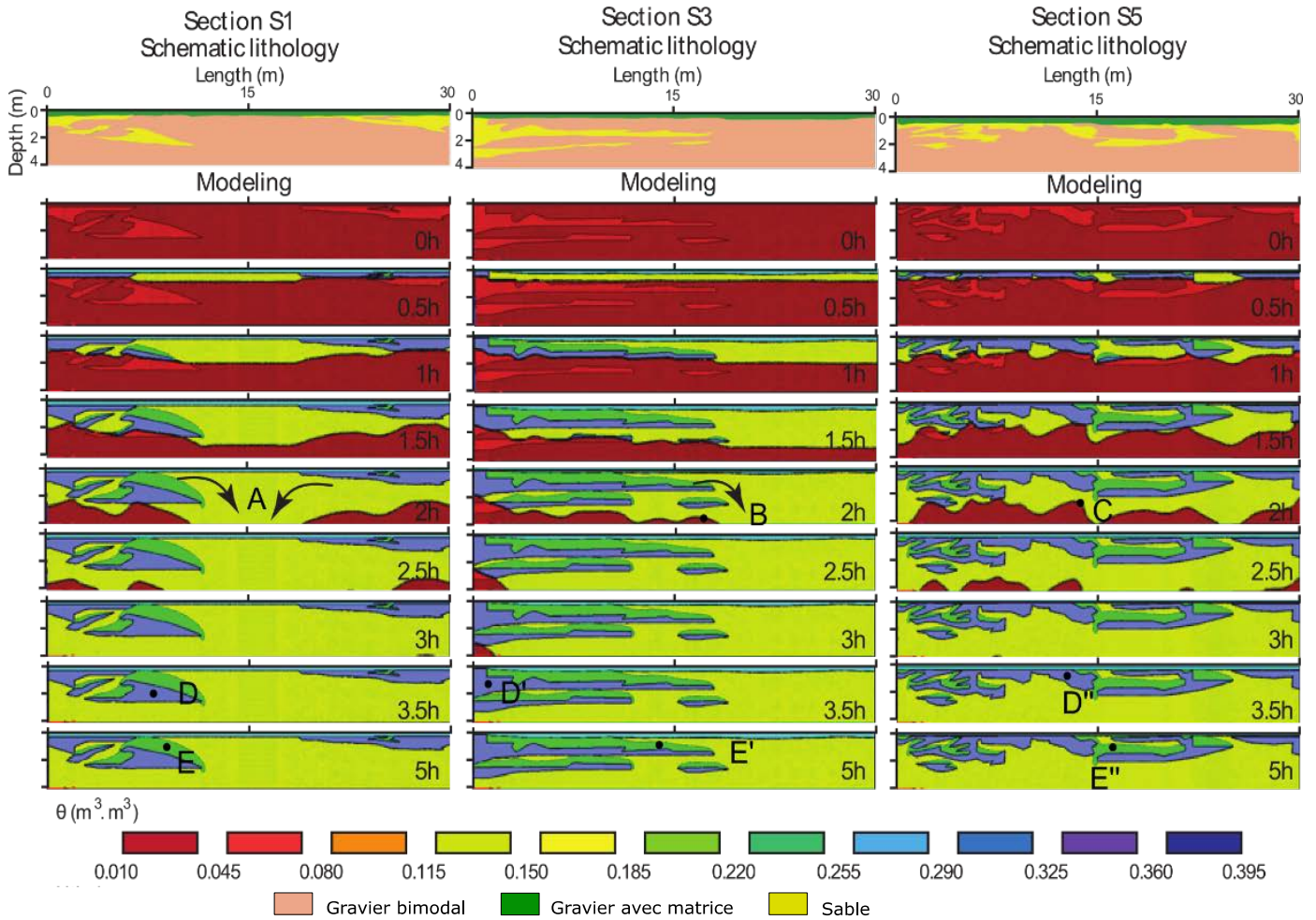


Figure 21 : Modélisation numérique des champs de teneur en eau (volumetric water content) en fonction du temps pour trois sections hétérogènes, les sections et leurs géométries respectives sont indiquées en haut de la figure (Coutinho *et al.*, 2015).

2.1.2. Transport de solutés en milieu poreux

Le transport de solutés en milieux poreux fait intervenir des mécanismes fondamentaux de convection, dispersion et diffusion capables d'affecter la vitesse d'écoulement. Des modèles ont été conçus pour rendre compte à la fois de ces phénomènes et des hétérogénéités du milieu parmi lesquels deux approches mécanistiques (CDE et MIM) sont développées à l'échelle macroscopique. En outre, les solutés se déplaçant en milieu poreux peuvent réagir avec le milieu poreux et faire l'objet d'une rétention d'où la nécessité de coupler les variables et paramètres géochimiques décrivant les processus réactifs aux équations décrivant l'écoulement.

2.1.2.1. Les mécanismes de transport aqueux

Le transport en milieu poreux est influencé par deux mécanismes fondamentaux (Figure 22) :

- la convection
- la dispersion hydrodynamique qui associe dispersion mécanique et diffusion moléculaire.

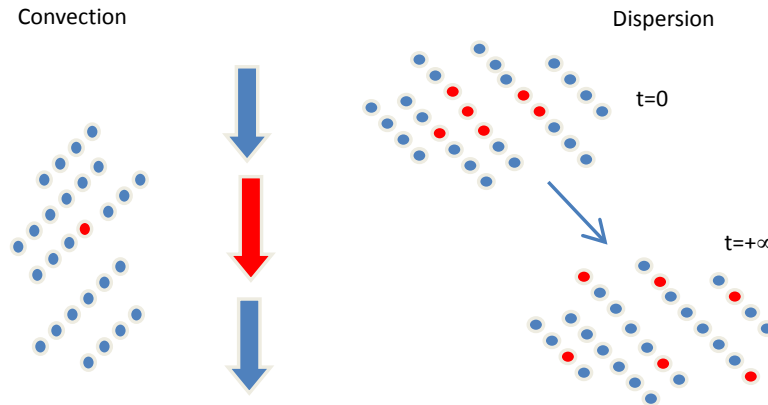


Figure 22 : Mécanismes physiques affectant le transport de solutés en milieu poreux

La convection désigne l'entraînement des solutés dans le fluide en mouvement au sein de la matrice poreuse. Le soluté est transporté à la vitesse de Darcy. Le flux caractérisant le transport de masse par convection est caractérisé par le vecteur $\overrightarrow{J_{conv}}$ selon la relation suivante :

$$\overrightarrow{J_{conv}} = \vec{q}C \quad (\text{Équation 13})$$

En l'absence d'écoulement de l'eau, le processus de diffusion moléculaire se réfère à la diffusion des solutés dans toutes les directions de l'espace, des concentrations les plus fortes aux concentrations les plus faibles. La dispersion mécanique intervient en cas de mouvement de l'eau. Elle permet une augmentation de la dispersion des solutés en raison de l'hétérogénéité de la distribution des vitesses dans les pores et entre les pores.

Finalement, la combinaison des phénomènes de dispersion mécanique et de diffusion moléculaire est à l'origine d'une densité de flux $\overrightarrow{J_{disp}}$ qui dépend notamment du gradient de concentration en solutés dissoute et de la teneur en eau en conditions non saturées :

$$\overrightarrow{J_{disp}} = -\theta [D] \nabla C \quad (\text{Équation 14})$$

Où $[D]$ est le tenseur hydrodynamique. Il dépend des caractéristiques du milieu (tortuosité et dispersivité) ainsi que de la vitesse d'écoulement de l'eau entre les pores selon les modalités suivantes :

$$D_L = \tau D_o + \lambda_L v_p \quad (\text{Équation 15})$$

$$D_T = \tau D_o + \lambda_T v_p \quad (\text{Équation 16})$$

Avec :

v_p : la vitesse porale, c'est-à-dire la vitesse de l'eau dans les pores :

$$v_p = \frac{q}{\theta} \quad (\text{Équation 17})$$

Et où D_o est le coefficient de diffusion moléculaire. Il dépend du soluté.

τ : la tortuosité du milieu et λ_T et λ_L sont les dispersivités transversale et longitudinale du milieu

D_L et D_T sont respectivement les contributions longitudinale et transversale de la dispersion hydrodynamique.

Plus précisément, la dispersivité λ varie en fonction de la structure du milieu, de sa texture et du niveau d'occupation de l'eau. Elle est notamment d'autant plus grande que le degré de saturation en eau du milieu est faible (Fesch *et al.*, 1998a), (Latrille, 2013) et que le milieu est constitué de gros grains ou d'agrégats grossiers (Padilla *et al.*, 1999).

L'importance de la dispersion hydrodynamique par rapport à la convection peut être estimée à l'aide d'un nombre adimensionnel appelé nombre de Péclet :

$$Pe = \frac{v_p L}{D} \quad (\text{Équation 18})$$

Où L désigne une longueur caractéristique du milieu poreux. En laboratoire, lorsque des essais colonnes sont réalisés, L correspond le plus souvent à la longueur des colonnes.

2.1.2.2. Modélisation du transport de solutés

La complexité de la géométrie du milieu poreux ne permet pas d'envisager une description déterministe du milieu à l'échelle microscopique. Les modèles CDE et MIM sont fondés sur une approche mécanistique des processus d'écoulement et utilisent des paramètres et variables moyens à l'échelle macroscopique.

2.1.2.2.1. Modèle de convection-dispersion simple (CDE)

Le modèle CDE est fondé sur le principe de conservation de la masse. Il suppose l'homogénéité de l'écoulement et l'intervention exclusive des phénomènes de convection et de dispersion. Dans de telles conditions, la modélisation des transferts en milieu poreux s'appuie sur la résolution de l'équation générale suivante :

$$\begin{aligned}\frac{\partial \theta \vec{c}}{\partial t} &= \overrightarrow{J_{conv}} + \overrightarrow{J_{disp}} && \text{(Équation 19)} \\ &= -\nabla(\vec{q}C - \theta D \nabla C)\end{aligned}$$

Le modèle CDE comporte deux paramètres : la vitesse d'écoulement dans les pores v_p et le coefficient de dispersion hydrodynamique D .

On définit pour les processus de convection et de dispersion des temps caractéristiques t_{conv} et t_D notamment pour les essais en réacteurs (essais en colonnes de laboratoire) :

$$t_{conv} = \frac{L}{v_p} \quad \text{(Équation 20)}$$

$$\text{Et } t_D = \frac{D}{v_p^2} \quad \text{(Équation 21)}$$

Où L désigne la distance à parcourir dans le milieu.

t_{conv} correspond au temps de séjour du soluté dans le milieu poreux.

Dans certains cas, le modèle classique de convection-dispersion manque de pertinence pour traiter le transfert de polluants dans le sol (Köhne et Gerke, 2005). Le modèle de convection-dispersion à deux régions d'eau peut être alors privilégié.

2.1.2.2.2. Modèle de convection- dispersion à deux régions d'eau (MIM)

Le modèle de convection-dispersion de type MIM permet de mettre en évidence une régionalisation de l'écoulement au sein d'un milieu poreux. Il établit donc la distinction entre une eau mobile et une eau dite immobile car bloquée dans des zones stagnantes. Il peut être appliqué pour un sol hétérogène tout comme un sol homogène et permet ainsi d'évaluer le degré d'hétérogénéité du sol en question du point de vue de l'écoulement.

Différents processus entrent en jeu et modifient le transport de solutés dans le milieu.

L'écoulement dans la zone mobile est affecté par les processus de convection-dispersion alors que la zone immobile est uniquement le lieu d'une diffusion moléculaire résultant d'échanges de solutés avec la zone mobile. Ce transfert de solutés entre les deux régions d'eau est modélisé selon une cinétique de 1^{er} ordre. Par ailleurs, la dispersion est supposée nulle dans la partie immobile : $D_{im} = 0$.

Les équations de convection-dispersion régissant le modèle MIM s'écrivent alors (van Genuchten et Wierenga, 1976) :

$$\frac{\partial \theta_m C_m}{\partial t} + \frac{\partial \theta_{im} C_{im}}{\partial t} = -\nabla(qC_m - \theta_m D_m \nabla C_m) \quad \text{(Équation 22)}$$

$$\frac{\partial \theta_{im} C_{im}}{\partial t} = \alpha (C_m - C_{im}) \quad \text{(Équation 23)}$$

Avec :

θ_m : la teneur en eau volumique dans la région d'eau mobile ; θ_{im} la teneur en eau volumique dans la région d'eau immobile ; C_m la concentration dans la phase mobile ; C_{im} la concentration dans la phase immobile ; D_m la coefficient de dispersion ; α le coefficient cinétique d'échange entre les deux régions d'eau.

L'écriture de la 1^{ère} équation peut faire intervenir la vitesse de pores dans la zone mobile :

$$v_m = \frac{q}{\theta_m} \quad (\text{Équation 24})$$

Ainsi, la résolution des équations de la modélisation de type MIM nécessite la connaissance de trois paramètres caractéristiques : la teneur en eau mobile θ_m , le coefficient de dispersion D_m , le coefficient d'échange α . Comme pour le modèle CDE, on peut définir des temps caractéristiques :

- le temps de convection ou temps de séjour t_{conv} :

$$t_{conv} = \frac{L}{v_m} \quad (\text{Équation 25})$$

- le temps de dispersion dynamique t_D :

$$t_D = \frac{D_m}{v_m^2} \times \frac{1}{f_m} \quad (\text{Équation 26})$$

Où f_m désigne la fraction d'eau mobile dans le sol :

$$f_m = \frac{\theta_m}{\theta} \quad (\text{Équation 27})$$

La fraction d'eau mobile est a priori indépendante de la vitesse d'écoulement dans les pores (Pang et Close, 1999). Le coefficient de dispersion D_m est identique au coefficient de dispersion hydrodynamique du modèle CDE.

Les facteurs ayant une influence sur la dispersion se rapportent à la structure ou la texture du milieu ainsi qu'à la teneur en eau ou encore à la vitesse d'écoulement (Padilla *et al.*, 1999).

- le temps d'échange t_α :

$$t_\alpha = \frac{\theta_{im}}{\alpha} \quad (\text{Équation 28})$$

Ce temps caractéristique désigne le temps au bout duquel les concentrations dans la zone mobile et dans la zone immobile sont à l'équilibre. Le coefficient d'échange fait référence à la cinétique de transfert de solutés par diffusion entre les deux zones d'eau. Si α est nul alors le transport de solutés n'a lieu que dans la zone mobile. Seuls des phénomènes de convection-dispersion interviennent. Dans le cas où α est très grand, on tend vers une situation d'homogénéisation de l'écoulement entre les deux régions d'eau du fait d'échanges très rapides. Le coefficient d'échange α croît avec la vitesse porale et la teneur en eau (Padilla *et al.*, 1999). Il dépend également de la géométrie des pores (Fesch *et al.*, 1998b).

Sous certaines hypothèses (Snow, 1999), des techniques ayant recours à un ou plusieurs traçages ont été développées pour mesurer sur le terrain la teneur en eau immobile et le coefficient d'échange entre les domaines d'eau mobile et immobile (Clothier *et al.*, 1992; Jaynes *et al.*, 1995).

La comparaison des temps caractéristiques de l'écoulement permet d'évaluer l'importance des mécanismes relatifs à la convection, à la diffusion et à la dispersion du soluté dans le milieu poreux (Sardin et Schweich, 1991).

2.1.2.2.3. Modélisation de la réactivité

Isotherme d'adsorption

La rétention des polluants par la matrice peut être traduite dans les équations par l'introduction d'un terme S (aussi appelé Q_e par la suite) correspondant à la teneur en polluants associés à la matrice solide. Une des manières de quantifier S revient à le définir à partir de la concentration du polluant en phase aqueuse C (Simunek *et al.*, 2003). On caractérise les isothermes d'adsorption à température fixée ($S = f(C)$). Le terme S représente tous les mécanismes susceptibles de retenir le polluant dans ou sur la phase solide. La formulation usuelle de cette isotherme est de la forme (Ncibi, 2008) :

$$S = \frac{K_d C^\beta}{1 + \eta C^\beta} \quad (\text{Équation 29})$$

K_d , η et β sont des paramètres de forme. Grâce à ces paramètres, il est possible de définir plusieurs types d'isothermes, de type linéaire (adsorption proportionnelle à la concentration, d'où l'utilisation du facteur K_d), de Langmuir (avec prise en compte d'un seuil de saturation des sites d'adsorption) ou de Freundlich (fonction puissance). Cette formulation générale est utilisée par les outils de modélisation de type HYDRUS car elle permet de retranscrire bon nombre de cas.

Différents types d'isothermes

Différents modèles ont été proposés pour modéliser les isothermes de sorption. Les isothermes linéaire, de Freundlich, de Langmuir, de Redlich-Peterson et de Temkin sont souvent considérées et décrites ci-dessous :

$$S = K C_e \quad (\text{Équation 30})$$

$$S = K_F C_e^{1/n} \quad (\text{Équation 31})$$

$$S = \frac{Q_{max} K_L C_e}{1 + K_L C_e} \quad (\text{Équation 32})$$

$$S = \frac{A_{RP} C_e}{1 + K_{RP} C_e^\beta} \quad (\text{Équation 33})$$

$$S = B_T \ln(K_T C_e) \quad (\text{Équation 34})$$

Parmi les formulations suivantes (Ncibi, 2008), quatre peuvent être décrites par l'équation implémentée dans HYDRUS. Toutes ces isothermes peuvent être linéarisées (Coles et Yong, 2006; Ncibi, 2008) soit telles quelles, soit par application du logarithme. (Limousin *et al.*, 2007) caractérisent les isothermes selon les classes C, L, H et S. Les isothermes linéaires représentent la catégorie L (« linear »), les isothermes de Langmuir, de Freundlich, de Redlich-Peterson et de Temkin, qui présentent un plateau, appartiennent aux catégories H et L. Les isothermes appartenant à la catégorie S présentent un point d'inflexion.

Cinétiques d'adsorption

Les processus de sorption sont rarement instantanés et peuvent requérir un certain temps, notamment pour les mécanismes de précipitation qui font suite à la dissolution de certaines phases minérales du sol. Ainsi, la relation directe entre S et C décrite par les équations ci-dessus présuppose des mécanismes de rétention instantanés et doit être modifiée pour prendre en compte la cinétique. Il est alors nécessaire de prendre en compte le temps d'atteinte de la teneur à l'équilibre, et la loi considérée est souvent une loi de premier ordre reliant $S(t)$ et sa valeur à l'équilibre :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{1}{t_\alpha} \left(\frac{K_d C^\beta}{1 + \eta C^\beta} - S \right) \quad (\text{Équation 35})$$

Où t_α correspond au temps caractéristique du mécanisme.

Approche réactionnelle

Les jeux d'équations décrits ci-dessus correspondent à une loi macroscopique de rétention, mais elles ne reposent sur aucune hypothèse concernant les mécanismes. L'identification précise des mécanismes impliqués peut être réalisée en se basant sur l'approche réactionnelle. Les mécanismes sont alors écrits sous la forme de réactions chimiques pour lesquelles on détermine les constantes thermodynamiques ainsi que les cinétiques. Les concentrations de toutes les espèces en solution ou associées à la matrice solide sont ensuite déterminées par la résolution du jeu d'équations. Divers modules ou codes géochimiques tels que PHREEQC (Parkhurst et Appelo, 1999) peuvent permettre la résolution du système et l'identification des mécanismes en jeu. Les mécanismes géochimiques connus ou supposés sont décrits comme la résultante d'un ensemble de réactions chimiques (Parkhurst et Appelo, 1999) :



Où (R_i) sont les réactifs, (P_j) les produits, et a_i et b_j sont les coefficients stœchiométriques de la réaction. L'équation 37 dite loi d'action de masse, détermine les conditions d'équilibre en termes d'activités des espèces (X) . Activités (X) et concentrations $[X]$ sont reliées par le coefficient d'activité γ :

$$(X) = \gamma[X] \quad (\text{Équation 38})$$

Dans le cas de solutions idéales (faible salinité), on peut faire correspondre activité et concentration ($\gamma = 1$). Pour les solvants ainsi que pour les phases solides précipitées pures, l'activité est proche de 1. Sinon, divers modèles usuels sont utilisés pour déterminer le coefficient d'activité en fonction de la force ionique ainsi que l'activité des solides non purs (formation de solutions solides) (Sigg *et al.*, 2006). La résolution du problème chimique, c'est-à-dire la détermination des concentrations de toutes les espèces en solution est déterminée en appliquant les principes suivants (Sigg *et al.*, 2006) :

- conservation de la masse (ou du nombre d'atomes) sauf en cas de réactions nucléaires,
- électro-neutralité de la solution : compensation des charges négatives et positives,
- loi d'action de masse à l'équilibre définie par l'équation reliant la constante thermodynamique aux activités des réactifs R_i et des produits P_j .

La cinétique des réactions est prise en compte par l'évaluation de la vitesse de chacune des réactions. Une première approximation consiste à appliquer la loi de Vant Hoff. Les vitesses dans chacun des sens de la réaction sont fonction des activités des produits ou réactifs selon le sens considéré, l'équilibre ayant lieu lorsque les deux vitesses se compensent :

$$v_{R \rightarrow P} \leftrightarrow k_{R \rightarrow P} \prod (R_i)^{a_i} \quad \text{Équation 39}$$

$$v_{P \rightarrow R} \leftrightarrow k_{P \rightarrow R} \prod (P_j)^{b_j} \quad \text{Équation 40}$$

Rétention des métaux lourds (ou éléments traces métalliques)

Les éléments métalliques naturels, métaux ou dans certains cas métalloïdes, caractérisés par une masse volumique élevée supérieure à 5 g.cm^{-3} , sont souvent étudiés dans un contexte urbain (émission par la circulation automobile et les diverses activités urbaines) (Douay *et al.*, 2007; Göbel *et al.*, 2007). Outre les mécanismes de transport aqueux (convection et dispersion), les métaux sont soumis à diverses réactions chimiques :

- **Hydrolyse** : En phase aqueuse, les métaux lourds peuvent s'associer avec les molécules d'eau pour former une forme hydratée $\text{Me}(\text{H}_2\text{O})^{nZ+}$, n étant le nombre de molécules d'eau entourant le métal. En se déprotonant, les molécules d'eau confèrent plusieurs fonctions acides au métal hydrolysé $\text{Me}(\text{H}_2\text{O})^{nZ+}$.
- **Complexation en phase aqueuse** : Les métaux peuvent être complexés par des ligands pour former des complexes en phase aqueuse. La complexation avec des molécules organiques peut être importante dans les sols riches en matières

organiques en raison de la forte affinité entre métaux et matière organique. Les mécanismes d'hydrolyse et de complexation des métaux en phase aqueuse sont généralement très rapides (Sigg *et al.*, 1992), de sorte qu'ils peuvent être considérés comme instantanés.

- **Adsorption** : L'adsorption résulte d'un ensemble de mécanismes qui lient les métaux ou leurs complexes aux particules de sol selon un arrangement plan (à l'interface particule solide / eau interstitielle) (Sposito, 1989).
 - *Complexation de surface de sphère interne* : Les métaux développent des liaisons covalentes à forte énergie avec les groupes fonctionnels de la particule. Ce type d'adsorption fournit des complexes de surface assez stables et concerne souvent les métaux hydroxylés.
 - *Complexation de surface de sphère externe* : Les métaux sont adsorbés du fait de liaisons moins énergétiques, essentiellement de nature électrostatique. Dans ce cas, les métaux sont souvent hydratés.
 - *Attraction électrostatique dans la couche diffuse* : Les métaux sont adsorbés du fait de liaisons électrostatiques encore plus faibles. Ils se situent dans la couche diffuse autour des particules.

La complexation de surface de sphère externe et l'attraction électrostatique constituent l'adsorption non spécifique aussi appelée échange cationique. La capacité d'échange cationique (CEC) correspond à la quantité maximale de cations adsorbables par échange cationique (en termes de charge). La CEC varie de 10^{-15} meq/100 g pour des sables jusqu'à des valeurs de 60-80 meq/100 g pour des sols argileux.

- **Mécanismes de précipitation** : La précipitation des métaux résulte de la juxtaposition de mécanismes de précipitation classique en phase aqueuse et de mécanismes de précipitation de surface.
 - *La précipitation classique* consiste en l'association des métaux lourds avec certains solutés, appelés ligands, pour former une nouvelle phase solide dénommée précipité. Ces précipités se forment autour de noyaux de nucléation correspondant à des microparticules ou à des micro-aspérités à la surface des grains solides. Il n'y a aucun échange d'atomes entre les nouvelles phases formées (précipités) et les grains, dans la mesure où l'interface précipité / grain est « fixe » (Stumm, 1992)
 - *La précipitation de surface* fait suite à l'adsorption des métaux à la surface des particules (Stumm, 1992) et à la saturation des sites d'adsorption. Au fur et à mesure que les sites d'adsorption se saturent, les cations adsorbés peuvent "migrier" dans le réseau cristallin des grains solides et induire une contamination progressive de ces derniers. On assiste alors à la formation d'une phase nouvelle avec une interface précipité / particule évoluant dans le temps par échange de matière et par recristallisation (Ainsworth *et al.*, 1994). Cette étape peut piéger certains métaux dissous dans l'eau interstitielle, on parle alors de co-précipitation (Sigg *et al.*, 1992).

En termes de cinétique, les mécanismes d'adsorption et de précipitation classique et de surface sont supposés être relativement rapides, avec une dépendance vis-à-vis de la nature chimique des minéraux et du mécanisme impliqué (Scheidegger et Sparks, 1996). A contrario, la dissolution des minéraux est, en règle générale, nettement plus lente.

- **Transport particulaire et colloïdal :** Le transport particulaire et colloïdal correspond au processus de transport des métaux lourds par les particules mobiles. Il résulte de la fixation des métaux sur les particules de petites dimensions et donc mobiles, du fait de mécanismes d'adsorption ou de précipitation. Les particules colloïdales sont présentes dans tous les milieux (eau, sol, air) et sont de nature très variée : inorganique, organique abiotique, et microorganismes (McCarthy et Zachara, 1989). Du fait de leurs propriétés de surface, ces particules sont facilement vecteurs du transfert de polluants (métaux trace, radionucléides, pesticides, hydrocarbures, microorganismes pathogènes...). Les colloïdes peuvent provenir de la mobilisation de particules présentes dans les sols ou sédiments, d'eaux ruisselées et infiltrées dans le sol, ou de la lixiviation de sites de stockage de déchets (Baumann *et al.*, 2006).

Modélisation des transferts réactifs : une double complexité

Les concepts présentés ci-dessus établissent donc que la connaissance de l'écoulement dans le milieu poreux est nécessaire à l'étude du transfert (Langergraber et Simunek, 2005; Steefel *et al.*, 2005). En particulier, les équations de transfert requièrent la connaissance des variables teneur en eau θ ainsi que flux d'eau, et donc une connaissance complète de l'écoulement. Néanmoins, il faut aussi procéder au couplage avec les processus géochimiques ou physico-chimiques, souvent plus difficiles à appréhender (difficulté de caractérisation complète des grains et de leur potentialité d'interaction avec les polluants, difficulté de caractérisation de l'état de surface initial, difficulté de détermination de toutes les caractéristiques thermodynamiques, etc.). Un autre point important est relatif à la régionalisation des sites d'adsorption ou des endroits propices à la précipitation / dissolution des phases (Jardine *et al.*, 1993; Nielsen et Biggar, 1986). Les interactions ne seront pas du même ordre et de la même nature selon que les sites d'adsorption sont au centre des particules et / ou agrégats ou en surface. Enfin, diverses hypothèses implicites sont couramment admises en termes d'étude de transfert des polluants. On considère que tous les solutés sont transportés de manière identique par l'eau et subissent les mêmes processus de convection et de dispersion. Ainsi, il suffit de déterminer à l'aide d'un traçage (suivi de l'écoulement par un traceur) ces mécanismes pour les appliquer à tous les solutés. En second lieu, on considère que l'écoulement conditionne le transfert mais, qu'en retour, ce dernier affecte peu l'écoulement d'eau. Cela permet de déterminer l'écoulement sans se préoccuper du transfert, pour ensuite fixer le champ écoulement et déterminer le champ concentration à partir du champ transfert. Mais dans certains cas (grande variabilité spatiale de salinité ou de concentration, solutions non idéales, etc.), les données du problème peuvent être plus complexes.

2.2. Conclusion

La revue de littérature a permis de présenter les concepts fondamentaux relatifs aux transferts ainsi que les équations principales régissant le transfert des polluants en zone vadose hétérogène. On met en évidence la complexité de la prise en compte des écoulements préférentiels et des modèles relatifs. Cette prise en compte peut se faire de plusieurs manières et à plusieurs échelles. Certains modèles ont été développés pour représenter les écoulements préférentiels à l'échelle du milieu poreux (ou du lithofaciès) tels que les modèles à double porosité et à double perméabilité. Ces modèles permettent de retranscrire un fractionnement de la teneur en eau totale en fractions plus mobiles et plus stagnantes au sein d'un même lithofaciès et à l'échelle du cm^3 (approximativement et dépendamment du lithofaciès). Par ailleurs, d'autres modèles ont été développés pour prendre en compte l'hétérogénéité des lithofaciès à une échelle supérieure, à savoir celle de l'architecture du dépôt. Selon la physique des écoulements et des transferts de masse, les diverses approches pourraient être utilisées séparément ou devraient être couplées. Il n'en demeure pas moins que la question de la modélisation numérique des flux hétérogènes amène la question du couplage des hétérogénéités intrinsèques (fractionnement de l'eau au sein de chaque lithofaciès) avec les hétérogénéités architecturales (contraste de propriétés à l'échelle du dépôt).

La modélisation de l'écoulement doit être couplée à celle des transferts de solutés dans les lithofaciès. Il faut donc coupler les équations d'écoulement avec les équations de transfert comprenant les équations de convection dispersion et leurs versions plus complexes (modèle MIM) et les équations associées à la réactivité. La résolution de ces équations requiert la détermination complète des paramètres associés. Il faut donc déterminer les propriétés hydrodynamiques, hydrodispersives et géochimiques pour tous les lithofaciès. Les études antérieures ont permis de caractériser certaines de ces propriétés, notamment les propriétés hydrodynamiques. Le chapitre « Matériels et méthodes » fait un bilan des données à disposition et présente les méthodes expérimentales et numériques permettant l'acquisition de toutes les propriétés nécessaires à la modélisation des écoulements et des transferts dans la zone vadose du dépôt fluvioglaciaire.

3. Matériels et méthodes

3.1. Introduction

Ce chapitre porte sur les méthodes expérimentales permettant la détermination des propriétés hydrodynamiques, hydrodispersive et géochimiques des lithofaciès constitutifs de la zone vadose du dépôt fluvioglacière étudié. Le dépôt a été préalablement étudié d'un point de vue sédimentologique. Par ailleurs, ces mêmes études antérieures ont proposé une caractérisation hydrodynamique des lithofaciès. Ces données sont donc à disposition et permettent la modélisation numérique des écoulements en conditions non saturées. En revanche, les propriétés hydrodispersives et géochimiques n'ont été étudiées que partiellement. En effet, les études précédentes ayant porté sur les transferts n'ont concerné que le lithofaciès constituant la couche supérieure, à savoir le gravier avec matrice (Fevrier, 2001; Lassabatere, 2002; Lassabatere *et al.*, 2007 (2); Lassabatere *et al.*, 2004). Ces propriétés restent à déterminer pour le cas des autres lithofaciès, incluant le gravier bimodal, le sable et le gravier sans matrice. Ces données antérieures sont à compléter dans la mesure où la réactivité de ces matériaux vis-à-vis des polluants n'a été étudiée que pour le lithofaciès supérieur et pour certains métaux (notamment, le plomb, le cadmium et le zinc). Le polluant choisi ici (le cuivre) n'a pas fait l'objet d'études particulières.

Le premier sous-chapitre présente la caractérisation hydrodynamique des lithofaciès. Ces données font suite aux travaux menés au sein de l'équipe (Goutaland, 2008; Goutaland *et al.*, 2008; Goutaland *et al.*, 2013; Goutaland *et al.*, 2007). Des essais d'infiltration ont été menés et exploités par la méthode BEST (Lassabatere *et al.*, 2006) pour proposer une caractérisation complète des courbes de rétention d'eau et de conductivité hydraulique en non saturé pour tous les lithofaciès. Le second sous-chapitre présente les méthodes d'obtention des propriétés hydrodispersives du sable et du gravier bimodal en conditions saturées et non saturées par traçage en colonnes de laboratoire. Le troisième sous-chapitre présente les méthodes de caractérisation géochimique de la rétention du cuivre par les lithofaciès par des expériences de type Batches (essais en réacteurs fermés). Les paramètres de sorption sont déterminés pour le cas du cuivre qui sert de polluant modèle. Le cuivre est choisi en raison de sa présence en concentrations conséquentes dans bon nombre de bassins d'infiltration, de sa relative toxicité et de sa mobilité élevée (Dechesne *et al.*, 2004). Enfin, le dernier sous-chapitre présente l'outil numérique HYDRUS, les options numériques et les divers scénarios numériques réalisés.

3.2. Caractérisation hydrodynamique des lithofaciès

La caractérisation des propriétés hydrodynamiques des lithofaciès est nécessaire pour décrire les écoulements d'eau dans le dépôt sédimentaire. Les lithofaciès qui constituent le dépôt fluvioglaciaire ont des granulométries contrastées et, de ce fait, des courbes de rétention d'eau et de conductivité hydraulique contrastées (Nielsen et Biggar, 1986).

Les courbes hydrodynamiques caractéristiques sont déterminantes pour la modélisation des écoulements en non saturé. Ces courbes comprennent la courbe de conductivité hydraulique en non saturé $K(\theta)$ et la courbe de rétention d'eau, associant la pression capillaire h à la teneur en eau θ . Dans la cadre de cette étude, les caractéristiques hydrodynamiques des matériaux de chaque lithofaciès ont été modélisées par les équations de van Genuchten-Mualem (van Genuchten, 1980) :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad (\text{Équation 41})$$

Avec :

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad (\text{Équation 42})$$

$$K = K_s \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^l \left[1 - \left\{ 1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right\}^m \right]^2 \quad (\text{Équation 43})$$

Où θ_s et θ_r sont respectivement les teneurs en eau volumiques à saturation et résiduelle, h [m] la pression capillaire, h_g , [m] le paramètre d'échelle de la pression capillaire, m et n [-] des paramètres de forme de la courbe de rétention d'eau reliés par la condition de Burdine, K [m s^{-1}] et K_s la conductivité hydraulique et la conductivité hydraulique à saturation. l [-] est un paramètre d'ajustement relatif à la tortuosité et à la conductivité du réseau de pores, il est considéré constant ($l = 0.5$).

La caractérisation des propriétés hydrodynamiques des lithofaciès a été réalisée par des études antérieures et par infiltrométrie (Goutaland, 2008; Goutaland *et al.*, 2013). Trois méthodes ont été mises en œuvre pour caractériser les différents paramètres des équations (1) à (3), à savoir les tests d'infiltration Beerkan (Lassabatere *et al.*, 2006), la méthode Arya et Paris (Arya et Paris, 1981), et la recherche de valeurs dans la littérature sur la conductivité hydraulique à saturation. Les méthodes sont choisies en fonction du type de matériau. La méthode Beerkan est appliquée in situ sur des lithofaciès avec matrice sableuse (Braud *et al.*, 2005). Cette méthode consiste en l'application de plusieurs volumes d'eau prédéfinis au sein d'un anneau posé à

même le sol. Les temps nécessaires à l'infiltration des volumes d'eau sont notés jusqu'à atteinte du régime permanent (temps d'infiltration constants). Ces données sont associées aux données granulométriques et exploitées par l'algorithme BEST (Lassabatere *et al.*, 2006) pour déterminer les courbes hydrodynamiques caractéristiques. Pour les matériaux plus grossiers, le modèle d'Arya et Paris (Arya et Paris, 1981) a été appliqué pour déterminer les courbes de rétention d'eau. La conductivité hydraulique à saturation a été déduite des essais d'infiltration selon la méthode Beerkan et renforcée par une analyse de la littérature (Mualem, 1976; Reynolds et Elrick, 1985). Les paramètres ont ainsi été déterminés pour un nombre conséquent de points pour chaque lithofaciès sur le site de Django Reinhardt. Deux courbes de rétention d'eau et de conductivité hydraulique ont été sélectionnées pour chaque lithofaciès. A noter que ces données ont été consolidées par d'autres expérimentations sur des dépôts fluvioglaciers en cours de formation (Goutaland *et al.*, 2013). Les paramètres ainsi déduits et correspondant aux équations sont détaillés dans le Tableau 7.

Tableau 7 : Propriétés hydrodynamiques estimées par la méthode BEST pour les lithofaciès constitutifs du dépôt fluvioglacière

Hydrofaciès/Paramètres	θ_r ($m^3 m^{-3}$)	θ_s ($m^3 m^{-3}$)	$\alpha = 1/h_g$ (m^{-1})	n (-)	K_s ($m h^{-1}$)
Sable	0.013	0.337	20.5	2.92	3.52
Gavier avec matrice	0.037	0.274	4.74	2.40	0.551
Gravier bimodal	0.032	0.226	0.840	2.71	0.0432
Gravier sans matrice	0.020	0.360	111.6	2.70	360

Ces caractérisations ont fait apparaître des propriétés hydrodynamiques contrastées avec plusieurs ordres d'écart, notamment sur la conductivité hydraulique à saturation, ce qui laisse présager des comportements hydrauliques contrastés. Les courbes caractéristiques $h(\theta)$ et $K(\theta)$ correspondant aux lithofaciès du dépôt fluvioglacière sont présentées dans la Figure 23. L'ensemble des résultats de caractérisation hydrodynamique est présenté dans (Goutaland *et al.*, 2013).

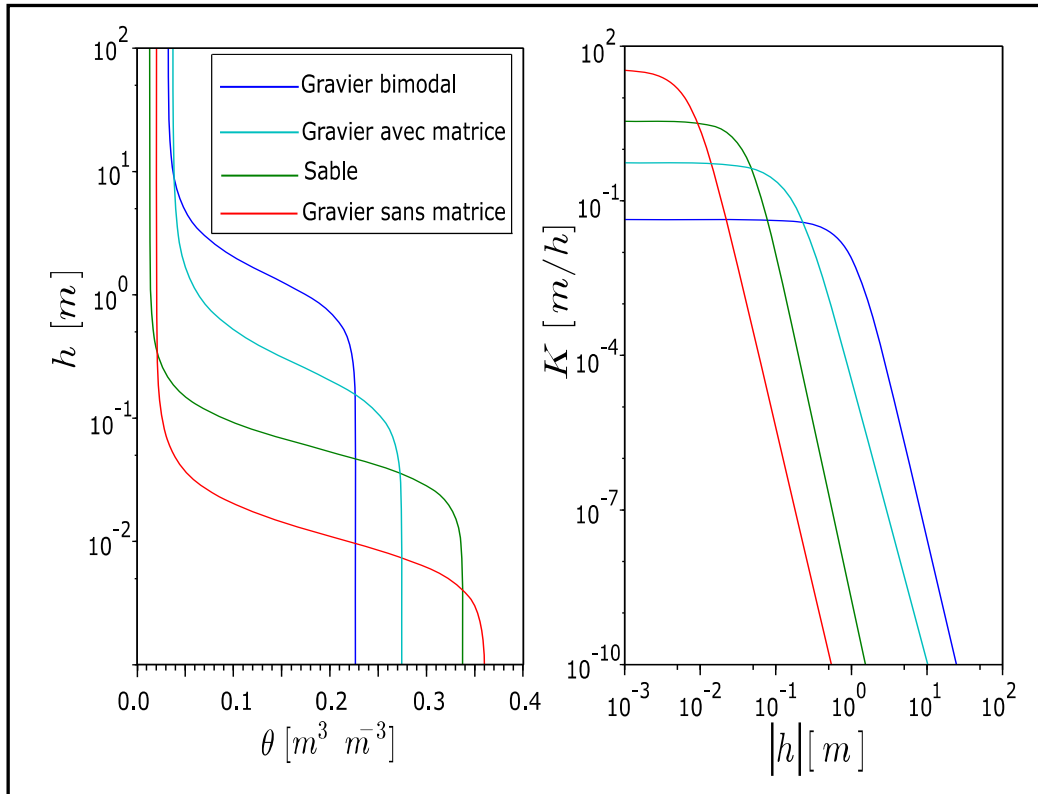


Figure 23 : Courbes de rétention d'eau (droite) et de conductivité hydraulique (gauche) pour les 4 lithofaciès (Winiarski, 2014)

3.3. Caractérisation hydrodispersive des lithofaciès

3.3.1. Introduction

L'étude du transport de solutés dans le milieu poreux nécessite la détermination des paramètres hydrodispersifs de ce milieu (Straface et Rizzo, 2013), sachant que l'écoulement dépend non seulement de l'hétérogénéité texturale et structurale du sol mais aussi de la vitesse du fluide et du degré de saturation en eau du milieu. Des expériences de traçage en colonnes de laboratoire ont été réalisées pour déterminer les paramètres hydrodispersifs et permettre la modélisation du transfert non réactif et réactif.

Deux lithofaciès ont été caractérisés au regard de leurs propriétés hydrodispersives : Le gravier bimodal et le sable. Le gravier sans matrice n'a pas été caractérisé en raison de sa texture très grossière, l'outil colonne de laboratoire n'étant pas approprié. Pour chaque lithofaciès, les colonnes ont été réalisées pour six conditions expérimentales (trois vitesses, en conditions saturées et non saturées).

3.3.2. Matériaux et solutions utilisés

Les solutions utilisées pour réaliser les essais en colonnes de laboratoire sont de deux types :

- une solution neutre de NaNO_3 à $10^{-2} \text{ mol. l}^{-1}$ pour saturer la colonne puis évacuer le soluté en fin de percolation
- une solution de KBr à $10^{-2} \text{ mol. l}^{-1}$ contenant l'ion bromure comme traceur de l'eau. Les bromures se situent parmi les anions inorganiques les plus souvent utilisés au cours d'opérations de traçage en hydrogéologie où ils présentent un comportement tout à fait conservatif.

Le milieu poreux utilisé dans le cadre des expériences au laboratoire est issu d'un dépôt fluvioglaciaire l'Est lyonnais. Il s'agit de la carrière Perrier à Satolas qui est la seule carrière encore en activité (non remblayée) et qui se trouve dans la partie amont du Bassin de Meyzieu (Figure 24). Les échantillons ont été prélevés à la pelle mécanique à différents endroits.



Figure 24 : a) Photo aérienne de la carrière Perrier à Satolas située au sud de l'aéroport Saint-Exupéry de Lyon. (Image Google Earth 2016) b) Photo d'une partie de la carrière

La distribution granulométrique des échantillons prélevés dans le cadre de cette thèse a été étudiée et les résultats obtenus corroborent ceux des travaux de caractérisation granulométrique présentés dans la caractérisation sédimentologique du chapitre 1 (Cf. Tableau 6). Cette dernière a servi de référence pour la préparation des sols placés dans les colonnes. Des matrices types ont été reconstituées à partir des moyennes de fractions granulométriques issues des échantillons prélevés in situ en vue de s'assurer de la bonne reproductibilité des colonnes et de la représentativité des résultats obtenus (Tableau 8).

Tableau 8 : Fractions granulométriques utilisées pour les essais en colonnes de laboratoire

Lithofaciès	$d < 0.4 \text{ mm}$	$0.4 \text{ mm} < d < 1 \text{ mm}$	$1 \text{ mm} < d < 2 \text{ mm}$	$2 \text{ mm} < d < 4 \text{ mm}$	$4 \text{ mm} < d < 10 \text{ mm}$
Gravier bimodal	26,30%	23,30%	5,61%	10,72%	34,07%
Sable	77,88%	19,35%	2,77%	-	-

Avant mise en place dans les colonnes, le gravier bimodal a été tamisé à partir de 1 cm et le sable a été tamisé à 1 mm selon la norme NF P 94-056 (1996). La dimension maximale de 1 cm a été choisie pour répondre à deux critères : inclure des éléments suffisamment grossiers pour retranscrire la texture grossière du matériau, et permettre sa mise en place dans des colonnes de dimensions usuelles en respectant un ratio minimal de 10 entre le diamètre de la colonne et le diamètre maximum des grains. Le sable a été tamisé à 1 mm car la majorité des particules ont un diamètre inférieur à 1 mm.



Figure 25 : Tamis vibrant utilisé pour la classification granulométrique des matériaux utilisés

Préalablement à la mise en place dans les colonnes, le sol a été humidifié avec de la solution neutre de manière à avoir une teneur en eau à 10%. Les colonnes sont ensuite saturées pendant 48 h au moins puis soumises à traçage pour les colonnes saturées, ou drainées pendant au moins 24 h avant injection des solutés pour les conditions non saturées.

3.3.3. Transfert en colonne de laboratoire

3.3.3.1. Principe

Le principe de l'étude en colonne selon une approche "dynamique des systèmes" est d'émettre en entrée de colonne un signal connu et d'analyser ensuite le signal obtenu en sortie de colonne (Figure 26). Le signal en tête de colonne est un créneau de soluté, de concentration C_0 et de durée dt .

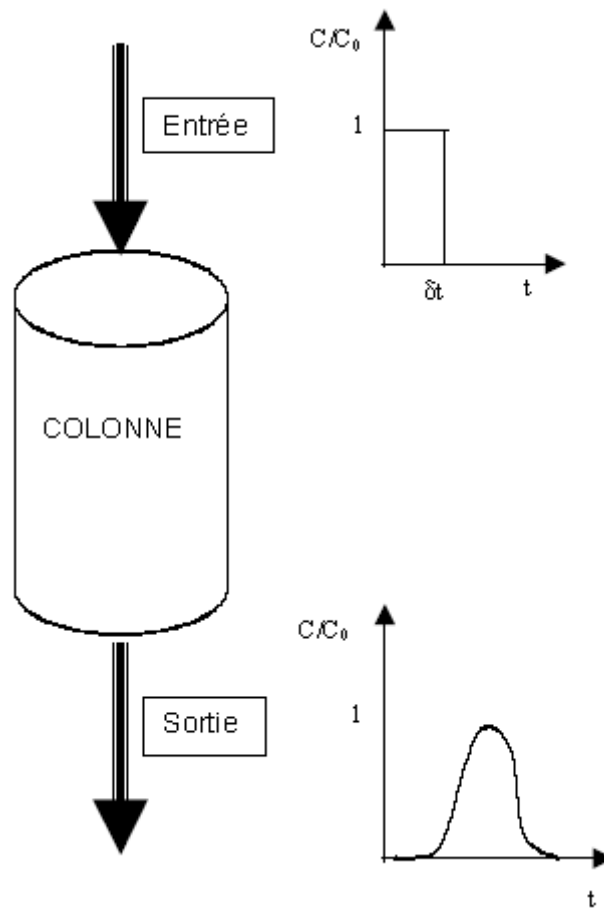


Figure 26 : Principe du traçage de l'écoulement en colonne de laboratoire
(Fevrier, 2001)

Concrètement, après avoir injecté la solution neutre jusqu'à l'obtention du régime d'écoulement permanent, un créneau de solution traçante est injecté en entrée du dispositif pendant une durée δt . Il est suivi par une nouvelle injection de solution neutre. Tout au long de l'expérience, la colonne contenant le dépôt fluvioglacière reconstitué est parcourue par un fluide à débit constant. Les concentrations mesurées en sortie permettent d'établir la courbe d'éluion et d'évaluer au cours du temps la réponse du système au signal impulsé en entrée.

La déformation de la courbe d'éluion est révélatrice des phénomènes impliqués dans le transport de solutés à travers l'échantillon de sol traversé (Lewis et Sjöstrom, 2010). Ainsi, un écoulement homogène est caractérisé par une symétrie de la courbe d'éluion. La présence de régions d'eau immobile peut être attestée par une asymétrie et un étalement de la courbe d'éluion. Certains dysfonctionnements et mauvais conditionnements des colonnes peuvent être mis en évidence par les traçages (Figure 27).

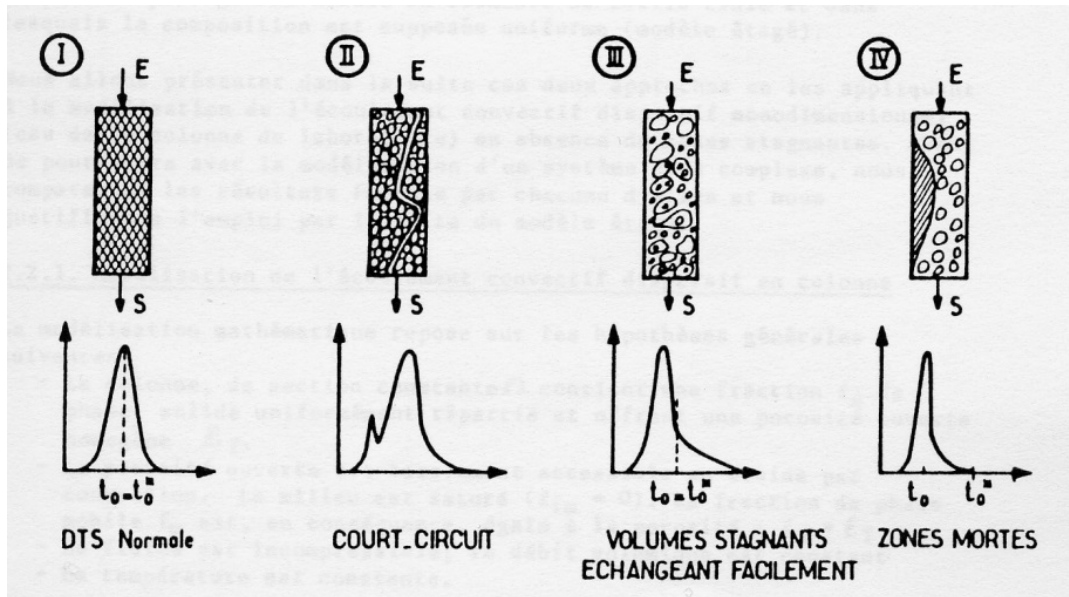


Figure 27 : Courbes d'éluion (Sardin et Schweich, 1991)

3.3.3.2. Dispositif expérimental

En conditions saturées, l'injection du soluté s'effectue par le bas de la colonne au moyen d'une pompe péristaltique maintenant un débit constant. Un système de vannes permet de basculer d'une solution à une autre sans interrompre le débit (Figure 28). Ce système permet de réaliser une injection créneau à débit constant.

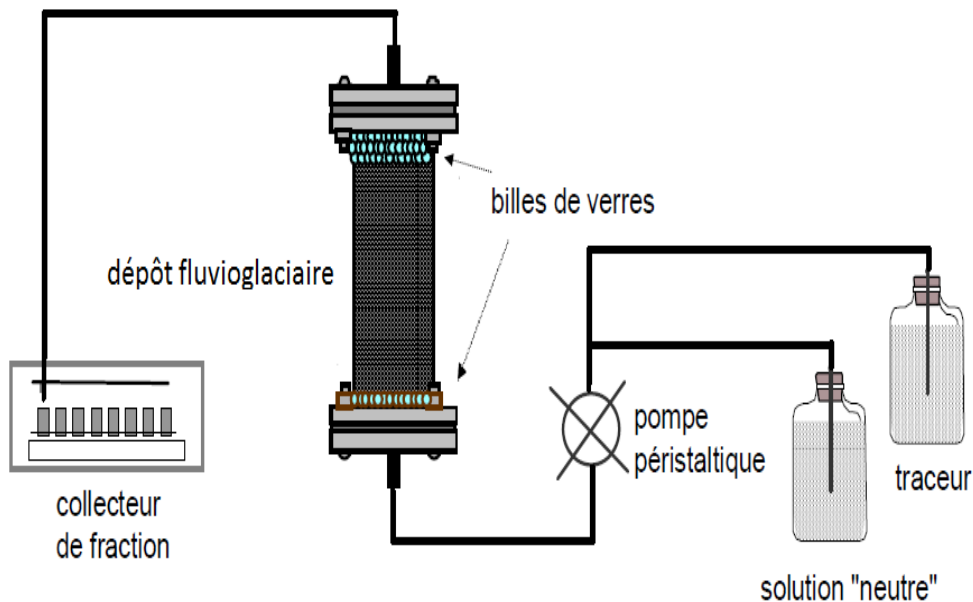


Figure 28 : Schéma conceptuel du dispositif expérimental en conditions saturées

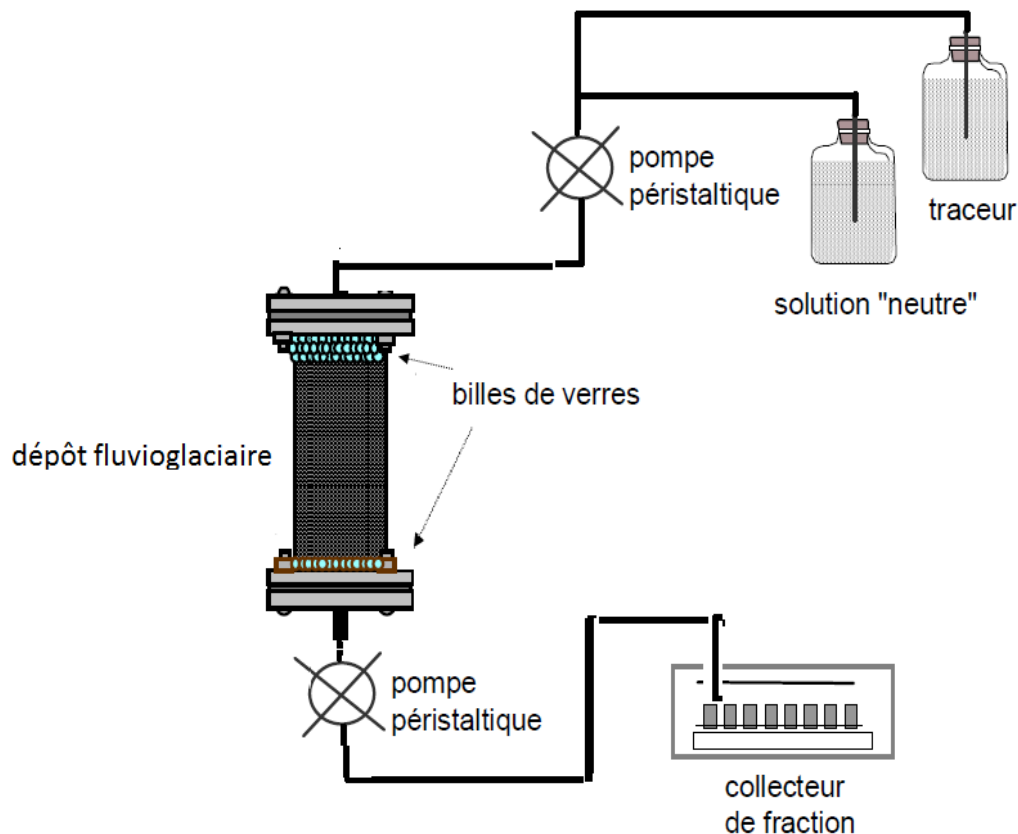


Figure 29 : Schéma conceptuel du dispositif expérimental en conditions non saturées

En conditions non saturées, le soluté pénètre dans le matériau étudié par le haut de la colonne. Deux pompes péristaltiques assurent alors la régularité du débit (Figure 29). La pompe du bas sert à extraire la solution interstitielle, et la pompe du haut à injecter la solution. Concrètement, la pompe du haut est mise en route pour activer l'écoulement, la pompe du bas est activée quand l'eau dans la colonne atteint le bas de la colonne. Les deux pompes réglées au même débit assurent un régime d'écoulement permanent.

3.3.3.3. Montage des colonnes

Les colonnes utilisées sont en PVC. Elles mesurent 30 cm de hauteur et disposent d'un diamètre intérieur de 9.8 cm. Leur section est de 75.43 cm². Des billes de verre de 5 mm de diamètre placées en haut et en bas sur 3 cm assurent une bonne homogénéisation du flux sur toute la section à l'entrée et la sortie de la colonne. De part et d'autre du matériau mis en place, un ensemble grilles en plastique + filtres papiers (ouverture 0.45 μm) est mis en place pour éviter la contamination du matériau avec les billes de verre.

Le remplissage des colonnes a été effectué en plusieurs couches successives de 3.5 cm d'épaisseur environ. Chaque couche a été tassée à l'aide d'un pilon. La longueur utile du lit poreux, c'est-à-dire la longueur de sol contenu dans les

colonnes à l'issue du montage, a été mesurée à 27 cm. Des mesures de teneur en eau du matériau sont réalisées au cours du remplissage de la colonne.

3.3.3.4. Protocole expérimental

Le déroulement des expériences de traçage comprennent plusieurs phases :

- Saturation des colonnes
- Injection de la solution traçante et percolation
- Drainage en fin des essais

Le protocole expérimental est détaillé en Annexe 1. Chaque expérience a été réalisée en triplicats afin de s'assurer de la reproductibilité des essais.

Les expériences de traçage ont d'abord été effectuées en conditions saturées pour des vitesses différentes, puis en conditions non saturées (Tableau 9). Les vitesses d'écoulement étudiées sont des vitesses rencontrées dans les bassins d'infiltration et des vitesses classiquement utilisées pour les études de transfert de solutés dans les sols (Magesan *et al.*, 1995; Shimojima et Sharma, 1995). Elles correspondent aussi aux vitesses choisies pour la modélisation des transferts dans la partie étude numérique de la thèse.

Tableau 9 : Récapitulatif des conditions d'expérience fixées pour la caractérisation de l'écoulement au travers de chaque lithofaciès

Essai	q_1S	q_2S	q_3S	q_1NS	q_2NS	q_3NS
Conditions hydriques	Saturées			Non saturées		
Vitesse de flux d'injection ($cm. min^{-1}$)	0,025	0,064	0,127	0,025	0,064	0,127

En début de manipulation, la colonne de matériau a été saturée par capillarité avec mise en contact avec la solution neutre par le bas de la colonne. La solution neutre a été placée dans une bouteille de Mariotte connectée aux colonnes et placée au niveau du bas de la colonne. Puis, la bouteille de Mariotte a été remontée plusieurs fois pour favoriser l'ascension du fluide dans la colonne. L'opération s'est déroulée sur 48 h. Ensuite, pour l'obtention du régime permanent, un volume de $1 V_0$ de solution neutre a été injecté par le bas au débit voulu.

La phase de percolation débute suite à l'obtention du régime permanent. Elle consiste en l'injection d'un créneau de solution traçante pendant une durée limitée. Le volume de soluté utilisé est fonction du volume V_0 représentant le volume total d'eau contenu dans la colonne. En conditions saturées, il comprend le volume d'eau ajouté en début d'expérience pour humidifier le sol et le volume d'eau apporté par la bouteille de Mariotte pour saturer la colonne. Ce dernier volume est estimé par pesée de la colonne avant et après saturation. Un volume de $1/2 V_0$ a été nécessaire pour le traçage de l'écoulement dans la colonne. Vient ensuite le lavage du milieu

poreux avec un volume de $7/2 V_0$ de solution neutre. Cette phase qui favorise l'entraînement de la solution traçante vers la sortie de la colonne est généralement suffisante pour assurer une sortie complète du traceur.

Une fois les trois vitesses d'écoulement testées en conditions saturées, la colonne est drainée pendant 24 h. En conditions non saturées, V_0 correspond alors au volume d'eau présent dans la colonne après drainage, ajouté du volume d'eau apporté au moment de l'actionnement des pompes. En effet, en partant d'un état initial drainé, l'injection d'eau et de solutés au débit désiré se traduit par une augmentation du volume d'eau dans le système. Le volume ajouté est d'autant plus important que le débit fixé est important.

En sortie de colonne, un collecteur de fractions (GILSON, FC 204) recueille les échantillons de soluté élué à intervalles de temps réguliers (Figure 30).



Figure 30 : Dispositif expérimental réel en conditions non saturées

Les échantillons ont été analysés par chromatographie pour mesurer les concentrations des ions bromure. La régularité du débit a été contrôlée en sortie de colonne par pesée des volumes élués. Pour chaque configuration, le débit réel a été estimé par régression linéaire de la courbe des volumes écoulés cumulés en fonction du temps. La pente de la droite correspond au débit auquel s'est déroulé l'écoulement au travers de la colonne.

A l'issue de la totalité des expériences, la colonne est drainée pendant 24 h. Elle est ensuite déconstruite par couches successives. Pour chaque épaisseur, des mesures de teneur en eau sont effectuées. Elles permettent d'évaluer la quantité d'eau présente dans le milieu poreux à la fin des manipulations.

3.3.4. Traitement des données expérimentales

3.3.4.1. Adimensionalisation des résultats expérimentaux

La comparaison des résultats obtenus dans des conditions d'expérience différentes est rendue possible par une adimensionalisation des courbes d'élution. En ordonnée, la concentration de soluté élué C est adimensionnée par le rapport avec la concentration de la solution d'injection C_0 . En abscisse, la variable de travail est le rapport V/V_0 où V est la quantité de soluté élué depuis le début de l'injection, et V_0 est le volume d'eau total contenu dans la colonne. En abscisse peut figurer la proportion équivalente t/t_s où t_s désigne le temps de séjour du soluté dans le milieu poreux. En fait le ratio t/t_s correspond exactement au nombre de volumes poreux V/V_0 . L'évolution de l'élution du soluté en sortie de milieu poreux est ainsi représentée par la courbe de C/C_0 en fonction de V/V_0 ou t/t_s .

3.3.4.2. Méthode des moments : bilan de masse, facteur de retard

Cette méthode est basée sur la comparaison du centre de gravité de la courbe d'élution par rapport au centre de gravité du créneau d'entrée (Das et Kluitenberg, 1996; Dechesne *et al.*, 2004). L'application de la méthode des moments sur la courbe d'élution permet de déterminer des paramètres caractéristiques du transport de solutés en milieu poreux : le bilan de masse et le facteur de retard (Nützmann *et al.*, 2002; Sardin et Schweich, 1991). L'élution en sortie de système donne des informations sur le système dans sa globalité. Ainsi, si le système colonne est composé d'une association d'un milieu poreux entouré de deux lits de billes de verre (pour homogénéiser les entrées et sorties), les informations acquises caractériseront un milieu homogène équivalent. Le milieu homogène équivalent est une analogie utilisée dans la description des écoulements des eaux souterraines pour simplifier les problèmes d'hétérogénéité ou d'anisotropie, les flux anisotropes étant difficiles à modéliser (Warren et Price, 1961).

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

$$\mu_n = \int_0^{+\infty} C(t) t^n dt \quad (\text{Équation 44})$$

Le moment d'ordre 0 permet de calculer la masse de soluté récupérée en sortie de colonne, à un facteur multiplicatif près (relatif au débit). Le bilan de masse correspond au ratio de la masse de soluté sortante et la masse de soluté injectée en entrée :

$$BM = \frac{\mu_0}{C_0 \delta t} \quad (\text{Équation 45})$$

Si $BM=1$, le soluté est dit conservatif. La totalité du soluté injectée est parvenue en sortie de colonne. Cela est en principe le cas des traceurs.

Si $BM < 1$ alors il y a rétention de soluté dans le milieu poreux. Le soluté a subi des réactions irréversibles (adsorption, précipitation...).

Si $BM > 1$ un relargage de soluté a eu lieu.

Dans le cas où le bilan de masse est égal à 1, le temps de séjour moyen du soluté dans la colonne peut être déterminé par la relation suivante :

$$t_s = \frac{\mu_1}{\mu_0} - \frac{\delta t}{2} \quad (\text{Équation 46})$$

Le temps de séjour moyen correspond au temps mis par le soluté pour percoler à travers un volume d'eau V_0 qui comprend le volume d'eau dans le sol et un volume d'eau mort V_m présent dans des billes de verre en bas et en haut de colonne.

Le soluté parcourt donc le système billes de verre-matériau-billes de verre, et visite donc tour à tour le volume d'eau présent dans le matériau et le volume mort. La déformation du signal de sortie donne des informations globalisées correspondant à un milieu homogène équivalent de longueur égale à celle du système. On ne peut donc découpler l'information et obtenir une information relative aux billes de verre et au matériau. Ainsi, il faut considérer la colonne comme un milieu homogène équivalent de volume d'eau $V_{tot} = V_0 + V_m$.

Une première stratégie consiste à augmenter la longueur du milieu homogène équivalent L_{eq} pour prendre en compte le volume total d'eau, en considérant que la teneur en eau dans le milieu homogène équivalent est égale à la teneur en eau dans le matériau étudié et en prenant pour référence la teneur en eau réelle dans le matériau θ_{tot} :

$$L_{eq} = \left(\frac{V_0}{V_0 - V_m} \right) \times L \quad (\text{Équation 47})$$

$$\theta_{tot} = \frac{V_0}{(S \times L_{eq})} \quad (\text{Équation 48})$$

Une deuxième stratégie consiste à considérer que le milieu poreux a une longueur fixe (correspondant à la dimension géométrique de la colonne de laboratoire) et que la teneur en eau dans ce milieu équivalent est supérieure à la teneur en eau réelle dans le matériau. Dans ce cas :

$$L_{eq} = L \quad (\text{Équation 49})$$

$$\theta_{tot} = \frac{V_0 + V_m}{(S \times L)} \quad (\text{Équation 50})$$

Les deux stratégies reviennent à distribuer les volumes morts sur une extension géométrique du volume poreux (stratégie 1) ou sur une longueur fixe correspondant à la longueur réelle de la colonne (stratégie 2). Les deux stratégies ont été étudiées et mènent à des résultats comparables dans le cadre de cette étude.

Dans tous les cas, le temps de séjour théorique appelé τ_s correspond au temps mis par une molécule d'eau pour parcourir le système équivalent à une vitesse q :

$$\tau_s = \frac{L_{eq} \theta_{tot}}{q} \quad (\text{Équation 51})$$

La comparaison entre le temps de séjour réel, estimé par les moments, et le temps de séjour théorique donne une estimation du retard du soluté par rapport à l'eau. Elle est introduite par le facteur de retard R :

$$R = \frac{t_s}{\tau_s} \quad (\text{Équation 52})$$

Si $R > 1$: alors le soluté a été retardé, ce qui résulte souvent d'interactions avec la matrice solide.

Si $R = 1$: il n'y a pas eu d'interaction avec le milieu poreux.

Si $R < 1$: le soluté passe moins de temps que prévu dans le système. Il peut s'agir de phénomène d'exclusion anionique. Le soluté n'a pas visité tout le volume d'eau de la colonne et a migré plus rapidement qu'une molécule d'eau.

Le bilan de masse et le facteur de retard ont été déterminés grâce à un programme de calcul développé avec le logiciel Scilab. La démarche et les codes de calcul sont disponibles en Annexe 2 et Annexe 3. A partir des concentrations de soluté recueillies en sortie de colonne ainsi que des paramètres caractéristiques (longueur des systèmes, vitesse d'écoulement q , teneur en eau θ , durée d'injection en entrée δt), la méthode des moments est mise en œuvre pour le calcul du bilan de masse et du facteur de retard. Cet outil permet ainsi de vérifier que le bilan de masse et le facteur de retard ont des valeurs proches de 1 (propriété des traceurs).

3.3.4.3. Détermination des paramètres hydrodispersifs par inversion numérique 1D

Avant de procéder à la modélisation numérique avec HYDRUS-1D, il est nécessaire de normaliser les courbes d'élution afin de permettre un meilleur ajustement des courbes d'élution numériques sur les données expérimentales. Cette normalisation est effectuée par la méthode de résolution inverse. En effet, le modèle numérique correspond à un bilan de masse et un facteur de retard exactement égaux à 1. Des données expérimentales non normalisées induisent par conséquent des ajustements approximatifs et des valeurs biaisées de paramètres optimisés.

Dans le cadre de cette étude, concernant le bilan de masse, deux options ont été utilisées : ajustement du temps d'injection ou ajustement de la concentration injectée C_0 selon la confiance accordée à la mesure du temps ou de la concentration de la solution entrante. Concernant le facteur de retard, la différence entre la valeur 1 et la valeur observée du facteur de retard a été attribuée à la présence d'une fraction d'eau isolée lorsque le facteur était inférieur à 1. En cas contraire, il a été considéré que le volume d'eau était supérieur à celui résident dans le lithofaciès étudié (importance des volumes morts) et on a considéré une fraction isolée nulle.

La méthode de résolution inverse appliquée avec le code HYDRUS-1D permet de modéliser le transfert des solutés en cas d'écoulement homogène de type CDE (convection-Dispersion-Equation) ou fractionné (MIM) pour le cas des colonnes de laboratoire (Simunek et van Genuchten, 1999). Il est courant de considérer les conditions numériques suivantes pour la modélisation des essais colonnes : (i) concentration initiale nulle dans les deux fractions mobile et immobile, (ii) concentration de flux imposée en amont, et condition limite de gradient nul en sortie (continuité de la concentration en sortie). L'ajustement des données numériques sur la réponse observée permet de déterminer les paramètres hydrodispersifs : dispersivité λ seule pour le modèle CDE, ou dispersivité λ , coefficient d'échange α , fractions d'eau mobile et immobile θ_m et θ_{im} pour le modèle MIM. Le calage du modèle et l'optimisation des paramètres hydrodispersifs sont effectués selon l'algorithme de Levenberg-Marquardt. Les données ont été systématiquement ajustées sur le modèle CDE et MIM de sorte à mettre en exergue l'amélioration du calage par la prise en compte du fractionnement de l'écoulement et à confirmer ainsi la régionalisation de l'écoulement. En effet, on ne peut conclure à une régionalisation réelle que lorsque le modèle MIM procure un ajustement des données réellement meilleures que le modèle CDE et propose des valeurs optimisées plausibles physiquement.

Il convient de noter que cette procédure d'optimisation peut souffrir de problèmes de non-unicité des paramètres dans certains cas. Divers quadruplets (λ , α , θ_m , et θ_{im}) peuvent produire un ajustement correct des données. Les paramètres sont interdépendants et plusieurs combinaisons peuvent conduire à la même configuration. Néanmoins, cette non-unicité peut être résolue partiellement en ne sélectionnant que les quadruplets présentant des valeurs proches de la dispersivité. En effet, ce paramètre est sensé rester du même ordre de grandeur que la dimension maximale des grains. Les résultats montrent qu'une optimisation sans contrainte sur la dispersivité peut mener à des valeurs de dispersivité très éparpillées. En réalité, la dispersivité doit être du même ordre de grandeur que le diamètre des grains du milieu granulaire, mais de manière générale, elle reste dépendante plus largement du diamètre des pores, des dimensions des colonnes et du degré de saturation du milieu (Padilla *et al.*, 1999). Il a été exigé que les valeurs de dispersivité ne soient pas supérieures au diamètre des colonnes (9.7 cm) et soient proches de 2 ou 3 fois maximum la valeur du diamètre maximum des grains (1 cm).

3.4. Caractérisation géochimique et adsorption du cuivre

3.4.1. Introduction

La détermination des isothermes de sorption pour un échantillon donné nécessite des mesures à un état d'équilibre entre la matrice solide et la solution contenant le ou les polluants à étudier (Echeverria *et al.*, 1998). Certaines expérimentations peuvent aussi être réalisées pour caractériser la rapidité de l'atteinte de l'équilibre, c'est-à-dire la cinétique des réactions impliquées. Plusieurs expériences rendant possible l'étude des phénomènes d'adsorption existent et reposent sur diverses modalités de mise en contact du sol et de la solution (Anderson et Christensen, 1988; Curtis *et al.*, 1986; Huang *et al.*, 1998; Kan *et al.*, 1994) etc. Cette partie s'appuie sur les travaux préliminaires et investigations de deux masters de recherche (De Rouck, 2012; Sirri, 2013). Il s'est agi ici de regrouper l'information nécessaire, compléter par des investigations complémentaires et implémenter les données acquises au préalable dans la démarche générale de modélisation.

3.4.2. Caractérisation physico-chimique des lithofaciès étudiés

Les graviers avec matrice constituant l'horizon supérieur (50 à 80 cm d'épaisseur) avaient été caractérisés granulométriquement et géochimiquement dans des travaux antérieurs. Des analyses complémentaires minéralogiques ont été réalisées pour les autres matériaux : le gravier bimodal et le sable.

3.4.2.1. Caractérisation minéralogique des matériaux sables, gravier de surface et gravier bimodal

D'un point de vue minéralogique, l'analyse a été réalisée par spectrométrie de diffraction X (XRD) sur la fraction inférieure à 100 μm , au laboratoire d'Instrumentation et de Chimie Analytique en Solution de l'Université Lyon 1 (Carpaye, 2000). Le spectre obtenu permet de mettre en évidence la présence des minéraux cristallins suivants (par ordre d'importance) : le quartz (54%), la calcite (11%), l'illite (4%), l'anorthite (4%) et le clinocllore (2%), la liste étant non exhaustive. La spectrométrie de diffraction X ne permet pas de détecter les structures non cristallines amorphes telles que les oxydes de fer ou de manganèse. Le sable et le gravier bimodal ont été caractérisés plus récemment à l'ISA (Institut des Sciences Analytiques) à l'aide de son diffractomètre Bragg-Brentano D8 A25 Discover Bruker équipé d'un détecteur Linxeye XE. Les spectres ont ensuite été

analysés à l'aide de la base de données cristallographique ICDD (International Centre for Diffraction Data). Pour le gravier bimodal, on a caractérisé les deux fractions granulométriques 0-2 mm et 2-10 mm.

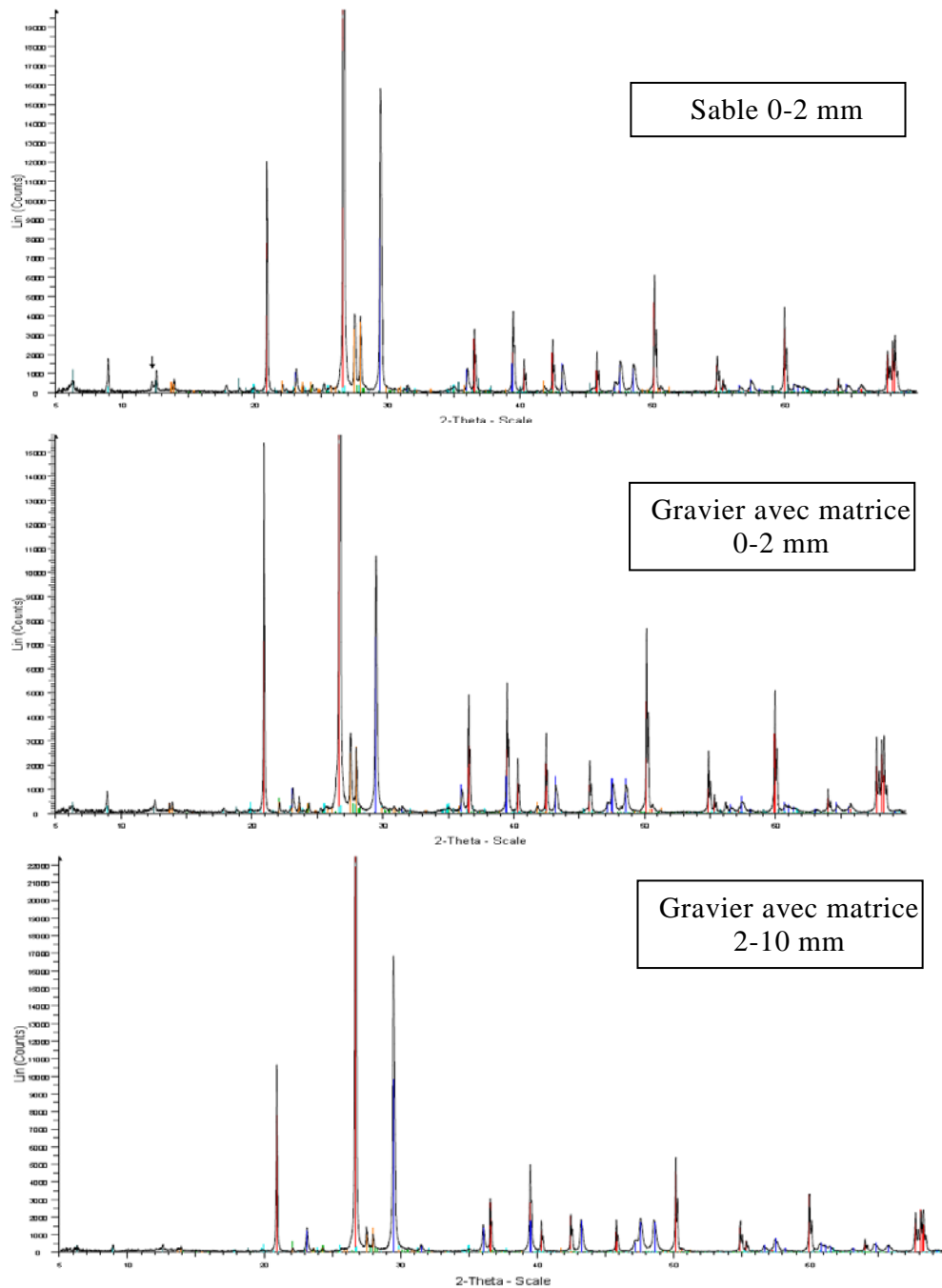


Figure 31 : Diffractogrammes des trois matériaux : Sable (0-2 mm), Gravier avec matrice (0-2 mm) et Gravier avec matrice (2-10 mm) mesuré (trait noir continu) et simulé (traits de couleur) pour les différents cristaux identifiés. Les barres en couleurs indiquent les positions des pics

On peut noter que les diffractogrammes sont tout à fait similaires pour le sable et les deux fractions granulométriques 0-2 mm et 2-10 mm, ce qui indique une signature identique. On peut penser à une signature minéralogique globale à l'échelle du dépôt fluvioglacière. L'identification des minéraux a été réalisée par comparaison des diffractogrammes mesurés avec le schéma de diffraction des cristaux de référence pour une seule phase. Les proportions indiquées se réfèrent à la hauteur relative des pics et peuvent être fortement influencées par la cristallinité, le groupe structural ou des orientations préférentielles de l'échantillon.

Une interprétation quantitative relative des quantités présentes dans l'échantillon devrait être accompagnée et complétée par une étude pétrographique et géochimique approfondie des matériaux. Ainsi, notre étude est seulement semi-quantitative et nos résultats sont une première approximation sur les minéraux présents en quantité importante dans les échantillons. On aboutit à des compositions tout à fait comparables, mettant en avant par ordre d'importance, le quartz, la calcite et les aluminosilicates (albite, clinocllore, muscovite et anorthoclase).

Tableau 10 : Interprétation Y (en %) des spectres fondée sur la hauteur des pics des spectres

	Quartz, syn	Calcite, syn	Muscovite-2M1	Albite	Clinochlore	Anorthoclase, disordered
	SiO ₂	CaCO ₃	KAl _{2.9} Si _{3.1} O ₁₀ (OH) ₂	(Na _{0.98} Ca _{0.02}) (Al _{1.02} Si _{2.98} O ₈)	Al ₂ Mg ₅ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈	(Na,K)(Si ₃ Al)O ₈
ICDD data base ref.	01-079-1910 (*)	00-005-0586 (*)	01-084-1302 (*)	01-070-3752 (I)	01-074-1137 (I)	00-009-0478 (I)
Sable 0-2 mm	55.47	11.96	0.62	1.30	1.66	5.21
Gravier 0-2 mm	44.27	9.55	0.49	1.04	0.50	3.13
Gravier 2-10 mm	60.1	15.12	0.67	1.41	0.53	2.12

(*) élément majeur

(I) élément modéré

3.4.2.2. Caractérisation géochimique

La caractérisation physico-chimique sur la fraction fine réactive (< 2 mm) montre d'importantes teneurs en carbonates et un pH élevé, ce qui en fait un sol basique carbonaté pour tous les lithofaciès (Tableau 11). Ce caractère carbonaté est en accord avec l'analyse minéralogique qui révèle de fortes teneurs en matériaux carbonates et notamment en calcite. Le sol est essentiellement minéral avec une faible teneur en matière organique. Il est caractérisé par une faible capacité d'échange cationique (CEC). La CEC peut varier de 10 meq/100 g de sol pour les sols sableux à plus de 60 meq/100 g pour les sols argileux (Chamayou et Legros, 1989). On peut noter qu'en dépit des contrastes granulométriques, les lithofaciès montrent une similarité sur le plan géochimique, ce qui laisse supposer des réactivités comparables, à surface spécifique équivalente.

Les teneurs en éléments chimiques majeurs et en métaux ont été mesurées par le Laboratoire Santé Environnement Hygiène de Lyon, sur la fraction inférieure à 2 mm, pré-tamisée à 315 µm. Ce sol contient certains éléments métalliques en concentrations non négligeables dont le zinc et le plomb. Les teneurs naturelles en ces métaux doivent donc être prises en compte pour la détermination de leur rétention dans le sol.

Tableau 11 : Caractéristiques du sol (Fevrier, 2001)

Paramètre	Gravier avec matrice	Gravier bimodal	Sable	Gravier sans matrice
pH _{eau}	8,7	9,2	9,1	9,2
pH _{CaCl2} (*)	8,3	7,2*	7,1*	7,2*
Calcaire total (g/kg)	250	181	159	189
Matière organique (g/kg)	4	4	4	4
CEC (meq/kg)	16	2	2,6	2

Tableau 12 : Teneurs du sol étudié en différents éléments chimiques majeurs et en éléments traces

Elément	Teneur (g/kg de sol sec)	Elément	Teneur (mg/kg de sol sec)
Calcium	98	Cadmium	<0,5
Potassium	2,5	Chrome	34
Sodium	0,12	Cuivre	8
Magnésium	3,4	Nickel	12
Nitrates	29.10 ⁻³	Plomb	6
Sulfates	6,1.10 ⁻³	Sélénium	<5
Orthophosphates	<0,5.10 ⁻³	Zinc	46
Fer	13,5	Manganèse	0,4

3.4.3. Essais en Batches

Les Batches sont la méthode la plus simple à mettre en œuvre. Le solide est mis en contact avec la solution et le mélange est ensuite agité jusqu'à ce que l'équilibre d'adsorption ou de désorption soit atteint. La concentration en soluté restant en solution est mesurée dans le surnageant (Cf. Figure 32).

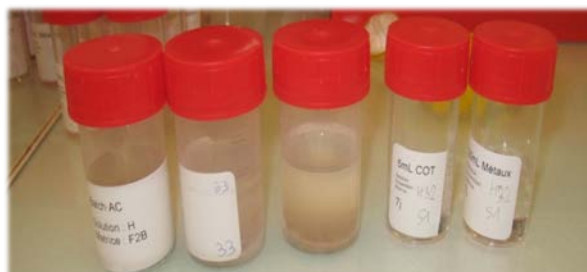


Figure 32 : Essais Batches en réacteurs fermés (De Rouck, 2012)

L'étude du transfert potentiel des métaux dans la Zone Non Saturée est abordée en prenant le cuivre comme métal modèle car il est *a priori* le plus facilement mobilisable (Kabala et Singh, 2001; Schramel *et al.*, 2000). Nous cherchons à quantifier les isothermes de rétention du cuivre pour chacun des lithofaciès présents au sein du dépôt fluvioglacière. Du fait de granulométries contrastées, on peut supposer que ces matériaux présentent des propriétés contrastées en termes de rétention métallique. Notamment, il est souvent considéré que les matériaux fins sont plus réactifs vis-à-vis de la rétention des polluants (Genç-Fuhrman *et al.*, 2007).

Deux types de batches peuvent être réalisés : les cinétiques d'adsorption et les isothermes à l'équilibre (Genç-Fuhrman *et al.*, 2007). Les isothermes à l'équilibre caractérisent l'équilibre thermodynamique final résultant de tous les mécanismes de rétention instantanés et cinétiquement limités. Les temps de contact considérés pour atteindre l'équilibre sont souvent de l'ordre de 24 h à 48 h. Les cinétiques d'adsorption caractérisent l'évolution de la rétention des polluants en fonction du temps de contact avant atteinte de l'équilibre. Les cinétiques permettent de caractériser la « rapidité » des mécanismes de rétention.

Les matrices solides sont issues des lithofaciès prélevés dans la carrière Perrier (gravier sans matrice, gravier bimodal et sable). Dans cette étude, le parti pris est de ne pas distinguer le gravier bimodal du gravier avec matrice, les deux étant supposés avoir le même comportement géochimique. Les échantillons ont été séchés en étuve à 50°C, puis tamisés à 2 mm pour les expériences en batches. Pour le lithofaciès du gravier sans matrice, présentant une granulométrie plus grossière, on choisit de conserver la fraction inférieure à 5 mm à la place de la granulométrie 2 mm.

Concernant les solutions métalliques, deux configurations ont été testées : (i) contact avec une solution 'réelle' multi-contaminée représentant la qualité des eaux s'infiltrant dans le profil de sol et (ii) contact avec des solutions synthétiques ne

contenant que le métal d'intérêt (ici le cuivre). Les solutions réelles multi-contaminées ont été obtenues par lixiviation des sédiments en surface de divers bassins d'infiltration (mise en contact de sédiments de bassin d'infiltration avec une eau distillée). Trois sédiments de trois bassins d'infiltration ont été lixiviés. Les sites dans lesquels ont été prélevés les sédiments pollués sont des bassins d'infiltration d'eaux pluviales de l'Est Lyonnais aux caractéristiques assez diverses. Il s'agit des bassins d'infiltration Django Reinhardt, du Carreau et de Grange Blanche. Ces bassins ont été sélectionnés en accord avec les résultats préliminaire du programme FAFF en raison de la nature du bassin versant (industriel, résidentiel et agricole, respectivement) et du potentiel réel de contamination. Les concentrations initiales en cuivre, zinc et nickel ont été mesurées pour ces trois solutions. Les solutions obtenues sont ainsi chargées en divers éléments (Zn, Ni, entre autres) et contiennent du cuivre à une concentration de l'ordre de 15 µg/L. Cette concentration est de l'ordre de grandeur des concentrations des eaux de pluie (Colandini, 1997). Ces solutions mères sont ensuite diluées, afin d'obtenir des solutions dont les concentrations sont égales à 75, 50, 25, 10, 5 et 1% de la concentration initiale avant utilisation dans les batchs. Les solutions diluées ont ainsi été mises en contact avec tous les lithofaciès pour caractériser les isothermes d'adsorption à l'équilibre. Concernant l'option (ii), les solutions synthétiques sont constituées de cuivre anhydre CuO à 1 g/L. La solution mère est diluée pour donner lieu à un large panel de concentrations à mettre en contact avec les matrices solides. Le nitrate de sodium (NaNO₃) a été rajouté de sorte à maintenir constante la force ionique des solutions des batchs.

Concrètement, pour toutes les solutions, 4 g de matrice sèche sont introduits dans un pilulier (réacteur fermé) de 60 mL et mis en contact avec 40 ml de solution, ce qui donne lieu à un ratio Liquide/Solide (L/S) de 10. Toutes les manipulations sont réalisées en triplicatas, à température constante (22 °C), dans une salle climatisée. Les réacteurs sont ensuite agités au moyen d'un plateau agitateur, pendant le temps d'agitation nécessaire. Celle-ci s'étale sur une période de 24 h pour l'étude des valeurs à l'équilibre. Une gamme initiale de temps de contacts : 1 min ; 2 ; 3 ; 4 ; 5 ; 10 ; 15 ; 20 ; 30 ; 45 ; 60 ; 240 (4 h) ; 360 (6 h) est établie pour la caractérisation de la cinétique d'adsorption. L'isotherme à l'équilibre est obtenue pour un temps de contact de 48 h. Suite aux temps de contact entre les solutions et les matrices solides, le surnageant est filtré à 0,45 µm puis acidifié si nécessaire avec 200 µL d'acide nitrique pour les aliquotes destinés à la mesure des concentrations en métaux. Les concentrations métalliques sont déterminées par spectrométrie d'absorption atomique à flamme ou four selon des métaux et la gamme de concentrations. La concentration adsorbée dans la matrice solide est calculée par bilan de masse en considérant que la masse totale introduite dans le réacteur se distribue entre phase liquide et phase solide, donnant lieu à la relation suivante :

$$S = \frac{V}{m}(C_0 - C) \quad (\text{Équation 53})$$

Où S correspond à la teneur adsorbée en µg de cuivre par g de matrice sèche et C et C₀ correspondent, respectivement, aux concentrations du surnageant et de la solution initiale en µg de cuivre par L de solution.

3.4.4. Modélisation macroscopique de la rétention (sorption)

En complément des données expérimentales recueillies par les essais décrits ci-dessus, une modélisation macroscopique est proposée. Les données ont donc été modélisées suivant deux approches macroscopiques usuelles : l'approche dite K_d ou linéaire (Bethke et Brady, 2000) et l'approche complète qui permet de représenter des courbes concaves avec plateau, convexes etc. La forme concave témoigne d'une limitation de la fraction adsorbée quand on augmente trop la concentration dissoute, et donc d'un phénomène de saturation de la matrice solide. Ainsi, les courbes (C, S) de concentration dissoute et adsorbée à l'équilibre ont été ajustées sur les formulations mathématiques d'isotherme linéaire (équation 54 avec $\beta=1$ et/ou $\eta \neq 0$)

Lors de l'implémentation des paramètres obtenus en batchs, les paramètres sont extrapolés à tout le lithofaciès (granulométrie complète) à partir des paramètres obtenus sur la fraction fine (< 2 mm) selon :

$$S = F_{2mm} \frac{K_d C^\beta}{1 + \eta C^\beta} \quad (\text{Équation 54})$$

Où F_{2mm} correspond à la fraction granulométrique < 2 mm pour prendre en compte le fait que seule la fraction la plus fine présente une certaine réactivité vis-à-vis des métaux. On suppose donc que les grosses particules (de dimensions supérieures à 2 mm) ont une réactivité négligeable du fait d'une surface spécifique réduite. Un second problème se pose : le changement d'unité. En effet, les batchs sont déterminés en laboratoire, relativement à des unités spécifiques pour les concentrations dissoutes ou adsorbées ($\mu\text{g/g}$ et $\mu\text{g/L}$, respectivement). Or, le logiciel HYDRUS utilise les unités précisées par l'utilisateur pour les calculs. Ces unités sont souvent différentes. Pour le cas précis de cette thèse, l'unité de masse est le kilogramme et l'unité de volume le m^3 , ce qui donne une unité de kg/m^3 pour la concentration en solution et de kg/kg pour la fraction adsorbée. Par conséquent, au vu des unités dans lesquelles sont déterminés les batchs expérimentaux, et de celles des isothermes implémentés dans HYDRUS, il est nécessaire d'effectuer une conversion.

Si on suppose S et S' d'une part et C et C' les teneurs adsorbées et concentrations dans les deux systèmes d'unité, respectivement HYDRUS et laboratoire, et si on considère γ_s et γ_c les facteurs de passages, on déduit les relations suivantes (Hinz, 2001) :

$$S' = \gamma_s S \quad (\text{Équation 55})$$

$$C' = \gamma_c C \quad (\text{Équation 56})$$

$$S = \frac{K_d C^\beta}{1 + \eta C^\beta} \quad (\text{Équation 57})$$

$$\left(\frac{S'}{\gamma_S}\right) = \frac{K_d \left(\frac{C'}{\gamma_C}\right)^\beta}{1 + \eta \left(\frac{C'}{\gamma_C}\right)^\beta} \quad (\text{Équation 58})$$

$$S' = \frac{K'_d (C')^{\beta'}}{1 + \eta' (C')^{\beta'}} \quad (\text{Équation 59})$$

Avec

$$\beta' = \beta \quad (\text{Équation 60})$$

$$K'_d = \frac{\gamma_S}{(\gamma_C)^\beta} K_d \quad (\text{Équation 61})$$

$$\eta' = \frac{1}{(\gamma_C)^\beta} \eta \quad (\text{Équation 62})$$

Les trois dernières équations permettent de déterminer les bonnes valeurs et les bonnes unités des données à implémenter dans le logiciel HYDRUS. On peut noter aussi que les unités de ces paramètres sont un peu complexes. β et β' sont par définition sans unité (paramètre de forme de type puissance). K_d et K'_d ont par définition l'unité $[C]^{-\beta}$ soit $[L]^\beta/[M]^\beta$ puisque le produit $K_d C^\beta$ est sans dimension. Enfin, η et η' ont la même dimension que K_d et K'_d .

3.5. Modélisation par le code HYDRUS

3.5.1. Présentation du logiciel et principes de modélisation

HYDRUS est un code numérique permettant de résoudre les équations des modèles d'écoulement et du transport de solutés non réactifs et réactifs, en deux ou trois dimensions, en conditions saturées ou non saturées et pour divers pas de temps (Simunek *et al.*, 2008).

Le logiciel résout les équations de convection-dispersion ou MIM pour le transport de solutés en utilisant la méthode numérique des éléments finis par l'approximation de Galerkin (Hayhoe, 1978; Patera et Rozza, 2007). L'espace est discrétisé par un maillage triangulaire et la résolution est effectuée à chaque nœud du maillage.

HYDRUS-2D permet de dresser les profils de concentrations de soluté, de teneur en eau, de vitesse, de concentration, etc. en fonction du temps et de l'espace bidimensionnel ou tridimensionnel.

HYDRUS-1D a les mêmes fonctions et est utilisé pour la résolution 1D. Cet outil est utilisé pour l'exploitation des données issues des expérimentations en colonnes de laboratoire, et a été décrit, précédemment, dans la partie relative aux traçages. Dans le cadre de cette thèse, les équations modélisées pour l'écoulement, le transport aqueux des solutés et le transfert réactifs sont respectivement l'équation 7, l'équation 22 et l'équation 29.

3.5.2. Domaine et options numériques

3.5.2.1. Domaine numérique

3.5.2.1.1. Maillage

La construction du maillage a été réalisée de la même manière pour l'ensemble des scénarios.

La construction du maillage se fait en trois étapes : repérage des lignes délimitant les zones à lithofaciès différents, construction de polygones qui servent de limites aux zones homogènes afin de s'assurer de la présence de nœuds aux points de frontière entre deux matériaux et enfin génération automatique du maillage grâce à une fonction proposée par HYDRUS (Figure 33). Chaque matériau (lithofaciès) se voit affecter les paramètres hydrodynamiques, hydrodispersifs et géochimiques correspondants.

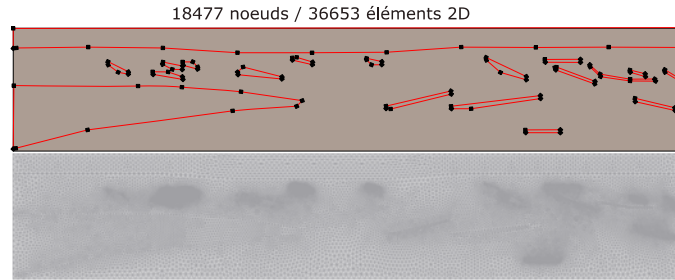


Figure 33 : Eléments géométriques et maillage

3.5.2.1.2. Scénarios numériques

Un domaine numérique a été affecté au modèle physique (hydrostratigraphique). Ce domaine a été construit en accord avec six scénarios permettant de tester le facteur degré d'hétérogénéité lithologique. On examinera les scénarios suivants quant aux sections (Figure 34) :

- (a) Homogène (Hom) correspondant au lithofaciès prédominant qui est le gravier bimodal,
- (b) Stratifié (Strat) correspondant au système en couches avec le gravier bimodal et la couche supérieure de gravier avec matrice,
- (c) Inclusions de lentilles de différentes tailles dans le gravier bimodal (Incls),
 - (c.1) Inclusions de petites lentilles de gravier sans matrice dans le gravier bimodal (petites Incls),
 - (c.2) Inclusion d'une grande lentille de sable dans le gravier bimodal (grande Incls),
- (abc) Section complète (Hétéro) correspondant à la tranchée réelle composée de tous les lithofaciès.

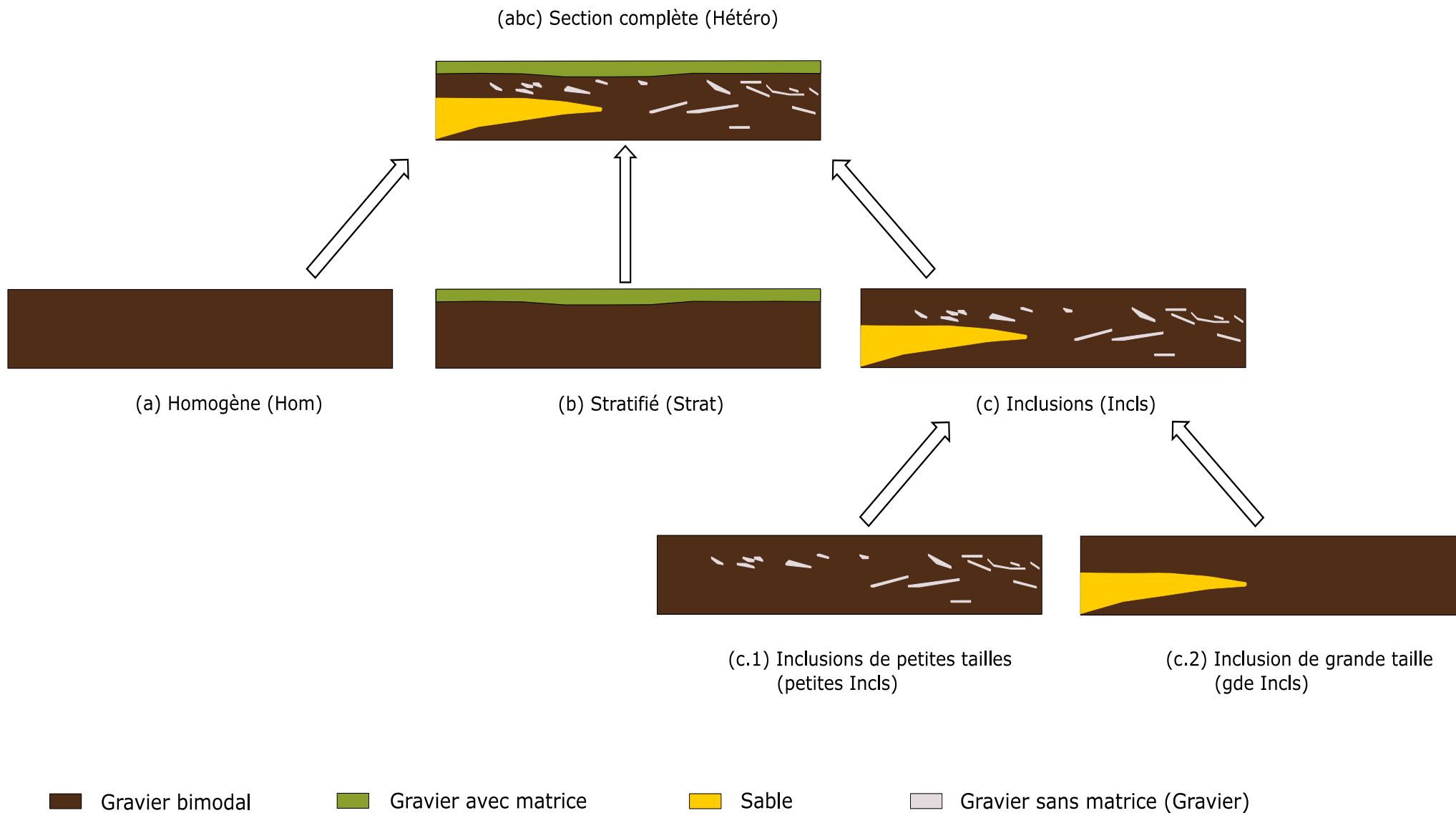


Figure 34 : Scénarios numériques étudiés en fonction du degré d'hétérogénéité lithologique

3.5.2.2. Options numériques

3.5.2.2.1. Conditions initiales

Chaque matériau possédant des capacités capillaires différentes, il est difficile de définir un champ de teneur en eau réaliste en condition initiale. C'est pourquoi, il a été décidé de représenter les conditions initiales en fonction du potentiel de pression. Les conditions initiales sont calculées en deux temps. En premier lieu, on choisit un champ de pression uniforme, avec une valeur de h faible, permettant de simuler un milieu saturé. Ainsi, cette condition initiale induit des conditions de teneurs en eau différentes selon les matériaux, mais homogène dans une région à même hydrofaciès. La valeur choisie pour h correspond à une pression d'eau initiale de $-0,1$ m et a été assignée à toutes les sections pour simuler un état de saturation complète. Cette étape a été suivie par une phase de drainage de 168 h avec un drainage libre en condition limite inférieure et un flux nul en condition limite supérieure. Le champ de potentiel de pression obtenu suite à cette phase de drainage a été considéré comme condition initiale pour toutes les autres modélisations.

$h_0 = -0.1$ m (\sim saturation)
suivie par 168h de drainage

Figure 35 : Conditions initiales

3.5.2.2.2. Conditions aux limites

Une condition de flux nul a été affectée aux parois latérales du domaine numérique. Le modèle étant relativement large (13 m), les effets de bord seront considérés négligeables.

En condition limite inférieure, une condition de drainage libre a été proposée. Cette condition permet de simuler au mieux les écoulements (infiltration et redistribution) dans un domaine situé au-dessus d'une nappe profonde, ce qui est le cas puisque la nappe est à 13 m sous le niveau du sol.

En surface, une condition atmosphérique sans accumulation d'eau possible a été considérée. Une telle condition permet de prendre en compte l'évaporation potentielle pendant les phases de temps sec et une entrée d'eau avec débit constant (avec refus d'infiltration) pendant les phases de pluie ou de mise en eau du bassin. Diverses infiltrations ont été modélisées en partant du dernier temps de la phase de drainage pour décrire les valeurs initiales de potentiel de pression et en appliquant en surface divers flux. Le flux a été imposé jusqu'à ce que les fronts d'humidification atteignent la condition limite inférieure. A ce moment-là, les données numériques montrent que le flux en condition limite inférieure se stabilise et atteint la valeur en surface, donnant lieu à un écoulement « gravitaire » avec uniformité du flux dans toute la section. Par la suite, le régime d'écoulement devient stationnaire, toutes les grandeurs numériques devenant constantes dans le temps.

Plusieurs valeurs constantes de débits de précipitation ont été affectées à toutes les sections, variant progressivement de l'état « sec » ($10E-4$ m/h) à celui proche de la saturation (0,0432 m/h correspondant à la conductivité hydraulique à saturation du gravier bimodal), la convergence ne pouvant avoir lieu au-delà. Ces flux ont été testés pour chacun des scénarios lithologiques présentés dans la Figure 34, ce qui fait un total de 84 modélisations utiles. Dans le chapitre Résultats, un choix sera fait quant aux modélisations les plus judicieuses à présenter.

Le front d'infiltration pendant la phase transitoire et le champ d'écoulement à l'état d'équilibre seront analysés pour toutes les sections, permettant d'étudier l'effet du facteur hétérogénéité lithologique sur les écoulements. L'impact de chaque lithofaciès sur le flux sera présenté et décrit dans les détails.

Pour les solutés, une condition de troisième type (Diriclet) est considérée en conditions limites supérieures. La concentration initiale a été considérée nulle pour tout le milieu poreux.

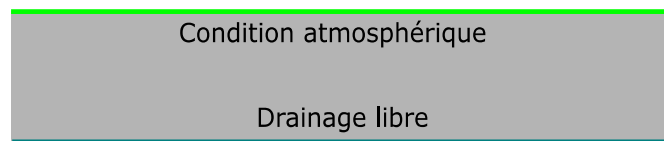


Figure 36 : Conditions aux limites

4. Résultats et discussion

4.1. Introduction

Le but de cette partie est, à l'aide de l'outil modélisation, de tester divers scénarios permettant d'identifier l'origine de la régionalisation des polluants retenus. La section étudiée étant constituée de lithofaciès contrastés aux propriétés hydrodynamiques hydrodispersives et géochimiques potentiellement différentes, il s'agira de modéliser l'infiltration de l'écoulement dans ce dépôt hétérogène et de comprendre le rôle de chaque lithofaciès en fonction des débits imposés en surface. En effet, la régionalisation des polluants peut provenir *a priori* de trois facteurs potentiels : (1) écoulements préférentiels résultant du contraste de propriétés hydrodynamiques, (2) modes de transport des polluants par l'eau, résultant du contraste de propriétés hydrodispersives et (3) rétention des polluants différentielle provenant de propriétés géochimiques et de capacités de rétention particulières de certains lithofaciès. La régionalisation peut aussi provenir de la combinaison de plusieurs de ces facteurs. Ainsi, l'effet de chacun des facteurs et leurs combinaisons sont testées tour à tour de sorte à pouvoir déterminer les raisons de la localisation de la rétention des polluants et conclure sur les mécanismes physiques et physico-chimiques principaux responsables du transfert des polluants dans la zone non saturée du dépôt fluvioglaciale étudié.

4.2. Modélisation de l'établissement des écoulements préférentiels

4.2.1. Introduction

La compréhension de la régionalisation de la pollution passe par l'étude des écoulements préférentiels de l'eau, vecteur de la pollution (Jarvis, 1998; Kung *et al.*, 2000). Dans cette partie, on étudie exclusivement l'écoulement dans la section, en prenant en compte le contraste de propriétés hydrodynamiques, telles que présentées dans le chapitre « Matériels et méthodes ». On cherche, dans cette partie, à mettre en évidence que ce contraste de propriétés hydrodynamiques induit des écoulements préférentiels. Mais, en supplément, on cherche à montrer que le caractère préférentiel dépend aussi des sollicitations hydrauliques et notamment des débits imposés en surface. On a également pour objectif d'identifier le rôle de chaque hétérogénéité (stratification versus inclusions, grandes lentilles versus petites lentilles, etc.) sur le caractère préférentiel de l'écoulement. On se retient au cas de l'infiltration d'eau par application de débits en surface, suite à une durée de temps sec suffisamment conséquente, permettant à la section de se drainer complètement au temps initial. On étudie, à la fois, la mise en place de l'écoulement dans la section (régime transitoire) et le champ écoulement en régime stationnaire.

4.2.2. Etude des facteurs responsables des écoulements préférentiels

Dans cette partie, nous étudions la mise en place des écoulements préférentiels dans la section en fonction du débit imposé en surface et du facteur hétérogénéité. Nous étudions le facteur débit d'eau imposé en surface car cette variable (condition limite) va conditionner le débit traversant la section et donc le potentiel de pression, et par ce biais, le degré de saturation dans la section. L'écoulement est conditionné directement par le contraste de conductivité hydraulique et, par conséquent, par le contraste de degré de saturation entre les lithofaciès.

En supplément de l'effet condition limite supérieure (i.e. débit imposé en surface), le facteur hétérogénéité lithologique est abordé par la modélisation de plusieurs scénarios portant sur l'architecture du massif. Ainsi, les écoulements sont modélisés pour une section totalement homogène (témoin) mais aussi pour une section hétérogène ne comprenant que les strates ou que les inclusions (Figure 38). Au bilan, les écoulements sont modélisés pour toutes les possibilités en termes de croisement de facteurs débits / hétérogénéité architecturale.

Pour ces facteurs, on étudie l'établissement du régime permanent à partir d'une section initialement faiblement saturée en eau. Le flux est donc analysé en sortie de section

(condition limite inférieure située à 2.5 m en dessous de la surface). Une fois la limite inférieure atteinte par le front d'humidification, on étudie le régime permanent concernant la distribution spatiale des flux d'eau et leur hétérogénéité spatiale. De l'étude des deux grandeurs, flux en condition limite inférieure en fonction du temps pendant la phase transitoire et distribution spatiale des flux dans la section en régime d'écoulement permanent, on déduit des indicateurs quantitatifs du degré d'hétérogénéité de l'écoulement. Outre ces indicateurs, on quantifie la répercussion des hétérogénéités lithologiques sur la distribution spatiale du potentiel de pression et donc sur l'impédance hydraulique globale (inverse de la conductivité hydraulique globale).

4.2.2.1. Contraste des propriétés hydrodynamiques

L'obtention des courbes caractéristiques hydrodynamiques des lithofaciès constituant le dépôt fluvioglaciaire étudié a été détaillée dans le chapitre contextuel.

Les quatre lithofaciès présentent des propriétés hydrodynamiques contrastées. Les courbes de rétention d'eau (Figure 23) montrent une rétention plus importante dans les matériaux contenant une matrice fine, à savoir le gravier bimodal et le gravier avec matrice. Le sable et le gravier sans matrice ont peu d'éléments fins et donc une rétention d'eau par capillarité plus restreinte. Cela se répercute sur les courbes de conductivité hydraulique avec une diminution plus importante de la conductivité hydraulique avec la succion pour les matériaux sans matrice. A contrario, pour le gravier bimodal et le gravier avec matrice, la décroissance de la conductivité hydraulique avec la succion est plus progressive. On peut aussi noter une inversion du rapport entre conductivités hydrauliques en fonction des conditions de saturation et des valeurs de succion. Proche de la saturation, les lithofaciès sable et surtout gravier sans matrice présentent les plus fortes conductivités hydrauliques. A contrario, pour des succions supérieures à ~ 1 mm, les valeurs de conductivités hydrauliques chutent drastiquement et sont inférieures à celles des lithofaciès avec matrice. On peut donc s'attendre à des écoulements contrastés et de natures différentes, selon la valeur du potentiel de pression d'eau.

4.2.2.2. Indicateurs quantifiant l'hétérogénéité

Les écoulements ont été déterminés en fonction de l'hétérogénéité lithologique de la section (soit de la présence de certains lithofaciès). On obtient des résultats différents, notamment pour le débit en condition limite inférieure et les cartes de potentiel de pression et de vitesse dans les domaines numériques (Exemple Figure 37).

Cette différence est repérée visuellement mais la comparaison requiert la définition d'indicateurs quantitatifs permettant de quantifier les écarts observés en termes de flux. L'objectif de cette section est donc de comparer les degrés d'hétérogénéités entre les systèmes en définissant des métriques (des grandeurs quantitatives) permettant, de par leurs valeurs, la comparaison efficace des scénarios. Pour ce faire, des temps caractéristiques d'infiltration et des indicateurs sont définis pour caractériser l'hétérogénéité spatiale du champ de vitesse.

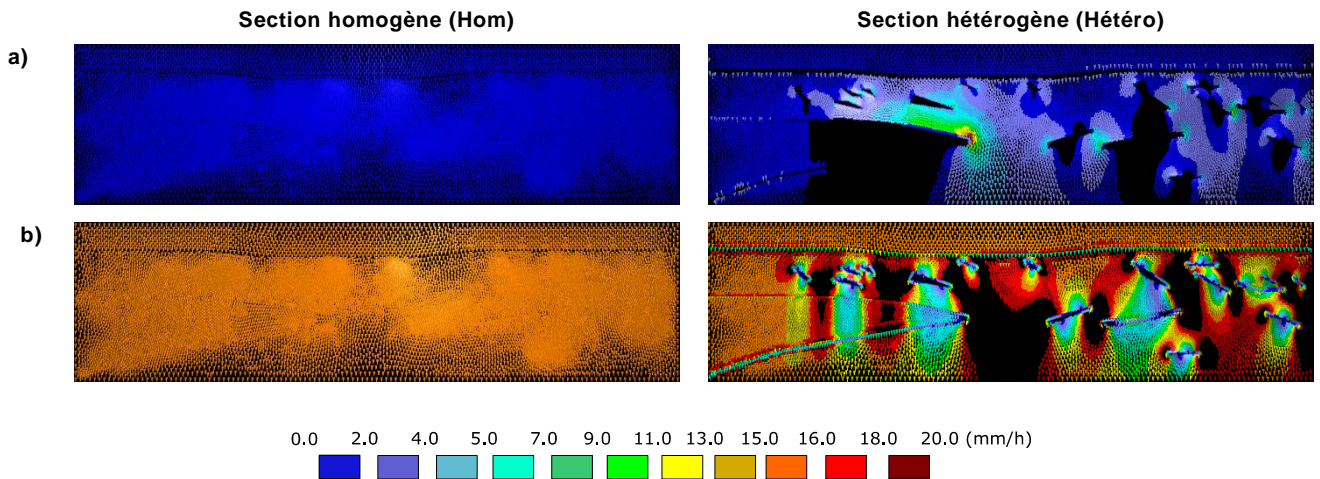


Figure 37 : Champs de vecteurs vitesse à l'état stationnaire pour une vitesse imposée de 1.5 mm h^{-1} (a) et 15 mm h^{-1} (b), calculés avec HYDRUS-2D pour une section uniforme (gauche) et une section hétérogène (droite), les temps d'atteinte du régime permanent étant de 300 h et 40 h, respectivement (Ben Slimene *et al.*, 2015)

Les données numériques à disposition pour comparer les différents cas sont les cartes de pression et de teneur en eau, les cartes de vitesse (isovaleurs ou représentations vecteurs), les profils de distribution horizontale des vitesses $V(x)$ à diverses profondeurs dans les sections et aux conditions limites ainsi que les flux moyens en entrée et en sortie de chaque section $q(t)$. Ces indicateurs sont définis ci-après, suite à l'illustration des résultats et l'explicitation pour un cas concret. De ces indicateurs, on peut retirer des informations sur le degré d'hétérogénéité de l'écoulement ainsi que sur le temps nécessaire à l'établissement du régime permanent sur la section, le temps d'atteinte de la condition limite inférieure par les fronts d'infiltration. Ce dernier paramètre étant lié à la vitesse d'atteinte de la limite inférieure par le front d'infiltration et, par conséquent, à la perméabilité équivalente du milieu global. La différence entre les deux flux imposés ($2,5 \cdot 10^{-3} \text{ m/h}$ et $4 \cdot 10^{-2} \text{ m/h}$) est discutée. Ensuite, d'autres valeurs de flux entre ces deux limites sont étudiées. L'évolution des temps caractéristiques et des indicateurs pour l'hétérogénéité est discutée en fonction des valeurs de flux imposés en amont, permettent de caractériser l'évolution de l'hétérogénéité spatiale des flux dans la section en fonction des flux imposés c.-à-d. des conditions de saturation (conditions quasi saturées versus conditions insaturées). Ces mesures permettent de décrire l'influence de l'hétérogénéité sur la configuration de l'écoulement et de conclure quant à sa dépendance vis-à-vis du flux imposé en surface.

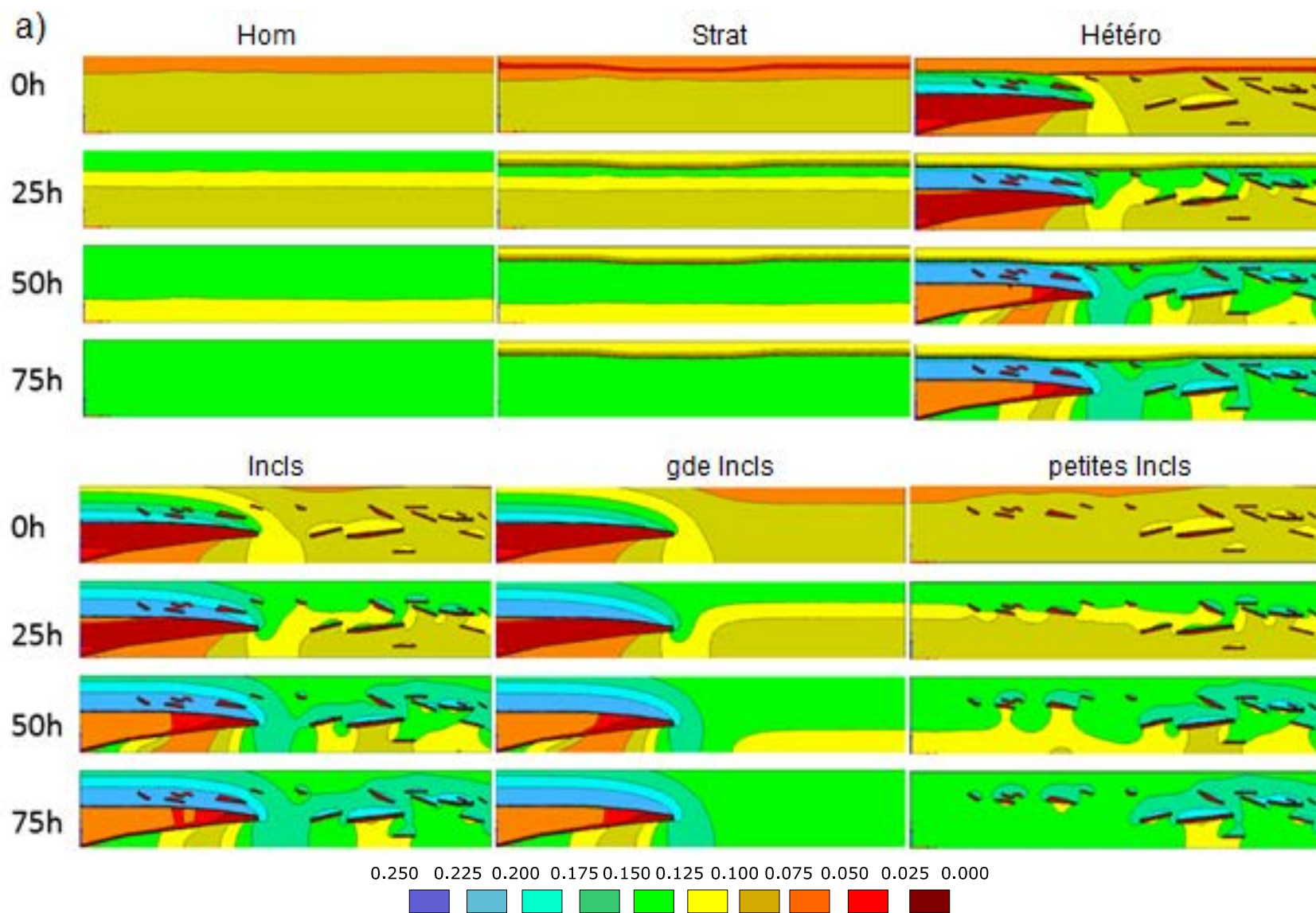
4.2.2.2.1. Cas d'un flux imposé de valeur faible (conditions peu saturées) soit un flux de surface de $2,5 \cdot 10^{-3}$ m/h

Evolution de la teneur en eau et des champs de vitesse en fonction du temps

Pour le débit le plus faible, les fronts d'infiltration mettent en évidence des écoulements et des cartes de teneurs en eau différentes en fonction des configurations. L'hétérogénéité lithologique a un impact drastique sur les écoulements (Figure 38). Plus précisément, pour la section homogène et la section stratifiée, les fronts d'infiltration sont comparables à un écoulement piston et mettent en évidence des lignes horizontales. L'humidification des sections homogène et stratifiée se font de manière progressive en écoulement piston. Les champs de vitesse sont uniformes avec des vecteurs similaires sur toute la section (Figure 38b). Lorsque le front d'infiltration a atteint la condition limite inférieure, le flux d'eau est homogène sur toute la section.

En revanche, pour toutes les autres sections présentant des inclusions de différentes tailles, les fronts d'infiltration ont une géométrie singulière et complexe en épousant les interfaces entre les lentilles d'inclusions et le lithofaciès majoritaire (Figure 38a). L'eau adopte un cheminement préférentiel évitant la plupart des lentilles. Les lentilles ne s'humidifient que très peu. La principale augmentation de teneur en eau se situe dans le lithofaciès majoritaire. Le même constat est fait à la lecture des cartes des vecteurs vitesse. Ces cartes montrent bien l'absence d'écoulement dans les inclusions, le contournement de ces dernières par l'eau et la « canalisation » des écoulements entre les inclusions. Ainsi, localement entre deux inclusions, on peut noter une valeur de la vitesse dix fois supérieure au flux moyen injecté en surface.

On note une régionalisation des écoulements importante et un effet de barrière capillaire important au niveau des inclusions de lentilles de différentes tailles. On parle de barrière capillaire car les pressions de l'eau mise en jeu ne sont pas suffisantes pour induire une saturation des inclusions, leur conférant une conductivité hydraulique bien inférieure à celle du lithofaciès majoritaire. Les lentilles jouent ainsi le rôle d'inclusions peu perméables.



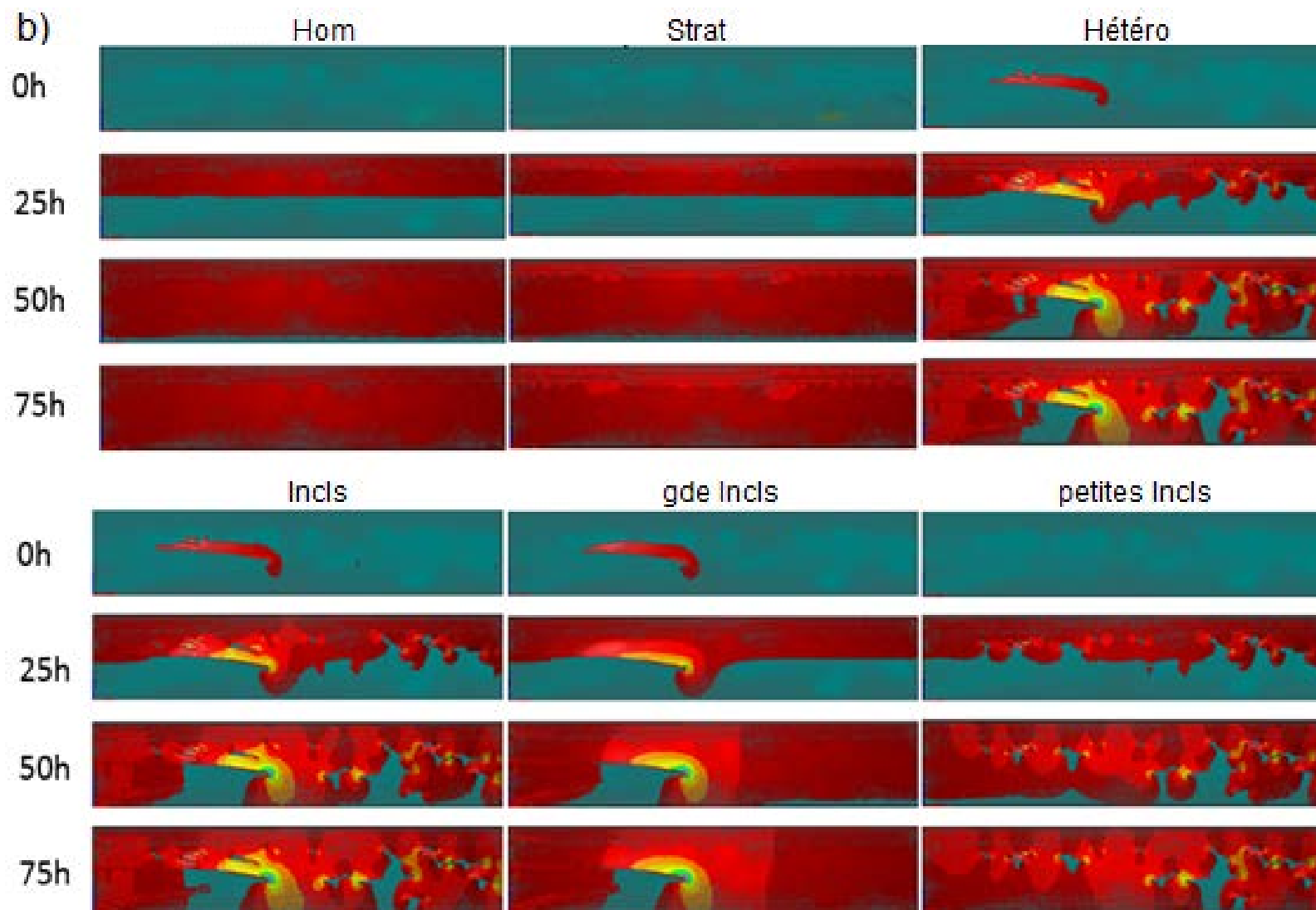


Figure 38 : Evolution de la teneur en eau (a) et des vecteurs vitesse (b) au cours du temps pour le cas d'un flux imposé en surface de $2,5 \cdot 10^{-3}$ m/h (L'échelle de couleur est inversée par rapport aux autres figures bleu = forte vitesse, rouge = faible vitesse)

Flux en condition limite inférieure et temps caractéristiques correspondants

Pour tous les scénarios étudiés, le flux en condition limite subit une augmentation allant de la plus petite valeur initiale en fin de la phase de drainage jusqu'à égaliser la valeur du flux imposé en surface. L'évolution des flux dans le temps se caractérise par les temps caractéristiques suivants (Figure 39) :

(i) Le temps d'arrivée du front d'infiltration à la limite inférieure : wetting front arrival time (t_{wf}) qui correspond mathématiquement à la moyenne entre le débit initial et final. Ce temps caractérise le temps moyen mis par l'ensemble du front d'infiltration pour atteindre la condition limite inférieure.

(ii) Le temps de percée : breakthrough time (t_{br}) qui correspond au temps auquel le flux commence à augmenter et, en fait, aux premières gouttes d'eau correspondant au front d'infiltration. Il s'agit de la transition entre la phase de drainage et l'arrivée du front d'infiltration à la limite inférieure de la section.

(iii) Le temps de l'établissement du régime permanent : flow stabilization time (t_{stab}) au bout duquel la valeur du flux sortant atteint un plateau correspondant à la valeur de débit imposé en surface.

(iv) La différence entre le temps d'établissement du régime permanent et le temps de percée, pouvant être considérée comme un indicateur sur la dispersion autour du temps moyen d'arrivée du front d'infiltration de la limite inférieure.

Il est clair que les fronts d'infiltration correspondant aux différents scénarios lithologiques n'arrivent pas en même temps en conditions limite inférieure (Figure 39a). Le front d'infiltration dans la section qui contient la grande lentille de sable arrive avant ceux dans la section homogène, la section stratifiée et la section aux petites lentilles (Figure 39e). Toutes les sections hétérogènes contenant la grande lentille de sable ont des fronts d'infiltration avec une percée plus rapide. Cela s'explique par l'effet de la lentille de sable sur la canalisation des écoulements avec l'établissement d'un cheminement préférentiel principal (Figure 39b). C'est ce cheminement qui permet aux solutés d'arriver précocement. En revanche, les autres inclusions de petites tailles induisent des écoulements préférentiels localement, mais de moindre taille et avec moins d'impact sur l'infiltration de l'eau à l'échelle de la section.

On peut en conclure que la stratification et les inclusions de petites lentilles n'ont aucun effet significatif sur l'arrivée du front d'infiltration en limite inférieure. Par contre, la grande lentille de sable déclenche une arrivée prématurée du front d'infiltration sans que les autres lithofaciès n'aient d'effet notable sur l'écoulement. Par conséquent, les temps d'arrivée du front d'infiltration en limite inférieure sont plus faibles pour toutes les sections hétérogènes contenant la grande lentille de sable. Les mêmes conclusions peuvent être tirées pour les temps de percée t_{br} (Figure 39c).

Pour le temps d'atteinte du régime permanent t_{stab} , les inclusions de lentilles de toutes les tailles augmentent considérablement le temps d'atteinte du régime permanent et la dispersion du temps en comparaison avec la section homogène (Figure 39d et Figure 39f).

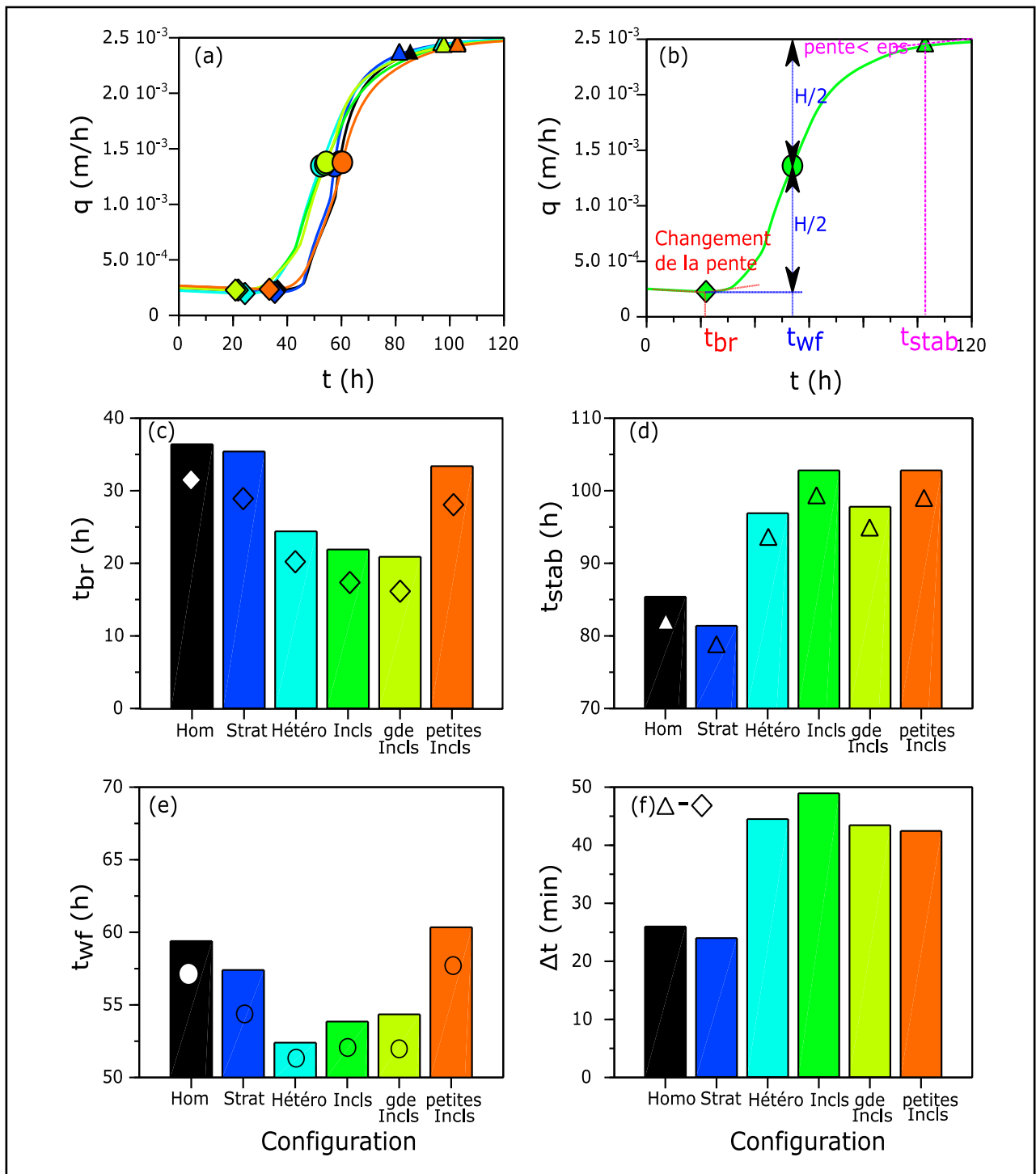


Figure 39 : Temps caractéristiques d'infiltration pour un flux de surface de $2,5 \cdot 10^{-3} \text{ m/h}$

a) Flux en condition limite inférieure

b) Détails de la dérivation du flux en condition limite inférieure : temps de percée : breakthrough time (t_{br}), temps d'arrivée du front d'infiltration à la limite inférieure : wetting front arrival time (t_{wf}), temps de l'établissement du régime permanent : flow stabilization time (t_{stab})

c-e) Valeurs pour t_{br} , t_{wf} et t_{stab}

f) Différence entre t_{stab} et t_{br}

Pour conclure, l'analyse du débit en condition limite inférieure et des temps caractéristiques relatifs montre que l'inclusion de grande taille favorise l'arrivée du front d'infiltration en bas du profil avec une plus grande dispersion. L'ajout de tout autre type de lithofaciès à la section contenant le sable ne change aucunement son effet.

Enfin, la stratification et les inclusions de petites lentilles n'ont aucun effet significatif sur l'arrivée du front d'infiltration en limite inférieure. Les lentilles de petite taille augmentent légèrement la dispersion de temps, mais leur influence reste limitée.

Champ vecteurs vitesse en régime permanent

En fin de régime transitoire, lorsque le front d'infiltration atteint la condition limite inférieure, le régime stationnaire s'établit avec mise en place d'un écoulement gravitaire (écoulement conditionné uniquement par la gravité en absence de gradient de teneur en eau ou de potentiel de pression).

Les champs de vitesse obtenus pour toutes les sections en régime stationnaire sont décrits à la Figure 38a et correspondent aux temps les plus importants, soit 75 h. La comparaison visuelle suffit à voir les écarts. Néanmoins, des indicateurs quantitatifs sont proposés ci-après. Le champ de vitesse à l'état d'équilibre est représenté pour le cas de la section totalement hétérogène. La Figure 40 illustre les différents niveaux de la section pour lesquels les valeurs de vitesse ont été prélevées en fonction de la profondeur. Les profils de vitesses sont représentés pour les 5 profondeurs (0 m, 0.5 m, 1 m, 1.5 m, 2.0 m et enfin 2.5 m) pour toutes les sections. Enfin, les coefficients de variation (écart-type des profils divisés par les moyennes) sont représentés en fonction de la profondeur (Figure 40h) ou sur l'ensemble des six sections (Figure 40i) et constituent un indicateur de l'hétérogénéité spatiale.

L'analyse des profils de vitesse selon l'axe x en fonction de la profondeur montre clairement que les lentilles de différentes tailles (sable et gravier sans matrice) induisent un impact évident sur l'hétérogénéité spatiale de la vitesse et sur la distribution de vitesse selon x. Pour des profondeurs de 0 et 0,5 m, la vitesse est assez homogène le long des profils pour toutes les sections. Pour des profondeurs supérieures à 1,5 m, l'effet des inclusions de lentilles devient clair. L'effet de la grande lentille de sable apparaît dans A avec une diminution de la vitesse à l'intérieur du sable et une augmentation à la bordure droite due à la déviation de l'écoulement. L'effet des inclusions de petites lentilles de gravier sans matrice est également notable pour la partie droite de profils de vitesse (voir C à E). Au milieu, il y a une interférence entre les lentilles de différentes tailles, engendrant l'addition de leurs effets (voir B sur les figures par exemple).

Pour toutes ces distributions de vitesse, le coefficient de variation est illustré dans la Figure 40h. A l'échelle de la section, toutes les valeurs de CV ont été combinées pour calculer les CV globaux (sommations des écarts). Ainsi, on a défini un indicateur global pour l'hétérogénéité spatiale de la vitesse. Cet indicateur est représenté pour toutes les sections (Figure 40i).

De toute évidence, l'hétérogénéité spatiale la plus élevée de la vitesse est obtenue pour les sections qui incluent tous les lithofaciès. Les inclusions de petites et grandes lentilles seules engendrent également une hétérogénéité spatiale mais d'un effet moins important. La section stratifiée n'a manifestement aucun effet sur la vitesse, tout comme pour la section homogène.

Il est important de noter ici que, si les inclusions de petites lentilles ont un fort impact sur l'hétérogénéité spatiale de la vitesse, elles sont sans incidence significative sur les fronts d'infiltration et les temps caractéristiques. La géométrie des inclusions s'avère être un facteur clé. Pour les inclusions de petites lentilles et avec une distribution aléatoire dans le profil, l'eau va entourer les inclusions avant de s'en heurter à d'autres. Ainsi, son mouvement sera accéléré puis ralenti successivement le long des cheminements préférentiels, conduisant à un temps de séjour similaire dans le système mais avec une plus grande dispersion. Ceci explique l'augmentation de la dispersion de temps observée pour les fronts d'infiltration de la section présentant des petites lentilles de gravier sans matrice. En revanche, à variabilité spatiale équivalente pour le flux, la lentille de sable a un impact nettement plus important sur le transfert global à l'échelle de la section. A contrario des petites lentilles de gravier sans matrice où les écoulements sont tour à tour accélérés et ralentis, les écoulements préférentiels sont dans, le cas du sable, concentrés en un seul endroit, ce qui se traduit par une accélération significative de l'écoulement préférentiel à l'échelle de la section. Ces résultats expliquent pourquoi seule la lentille de sable a un effet important sur les fronts d'infiltration en condition limite inférieure et sur le temps de résidence dans la section.

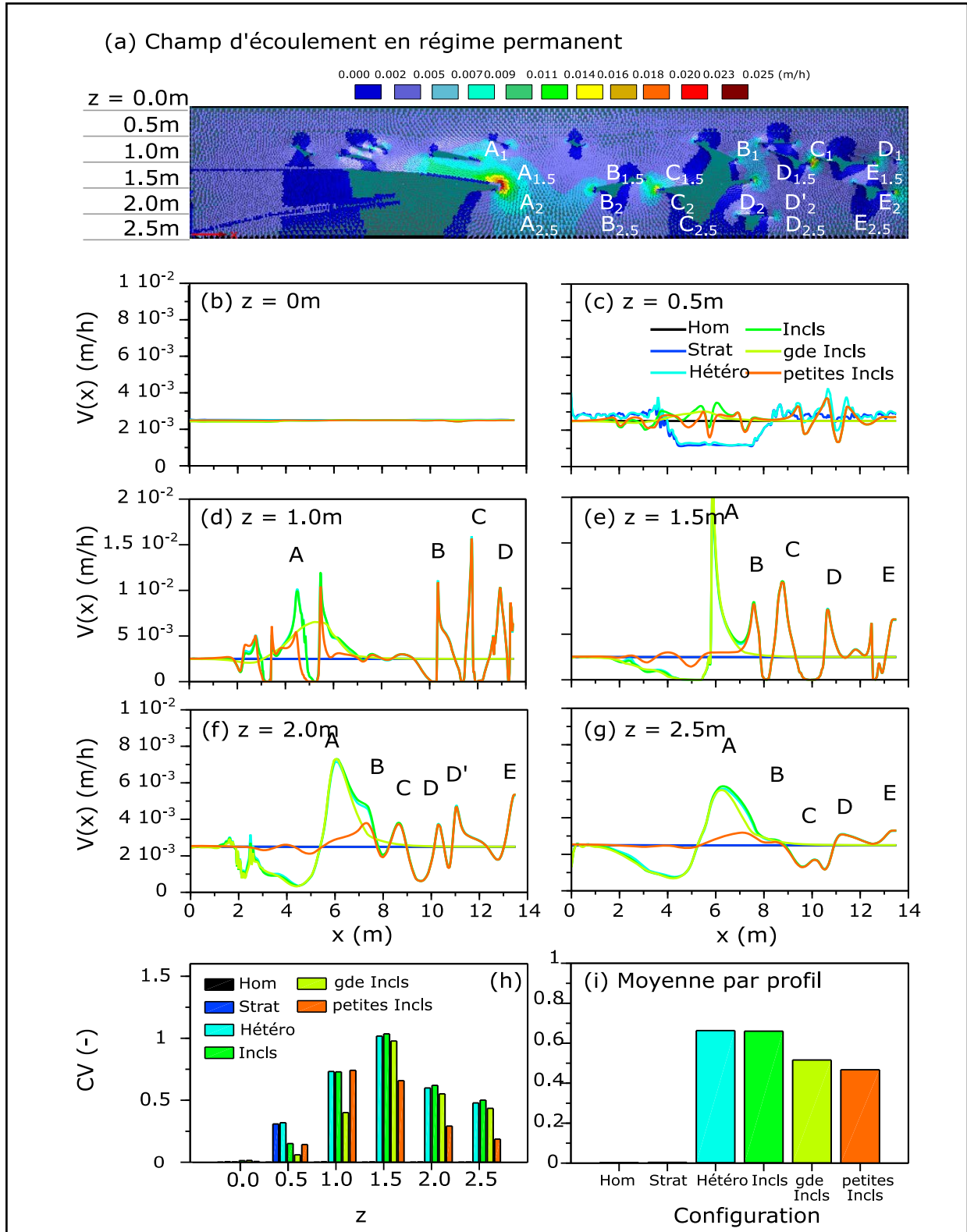


Figure 40 : Champ de vitesse à l'état stationnaire pour un flux de surface de $2,5 \cdot 10^{-3}$ m/h

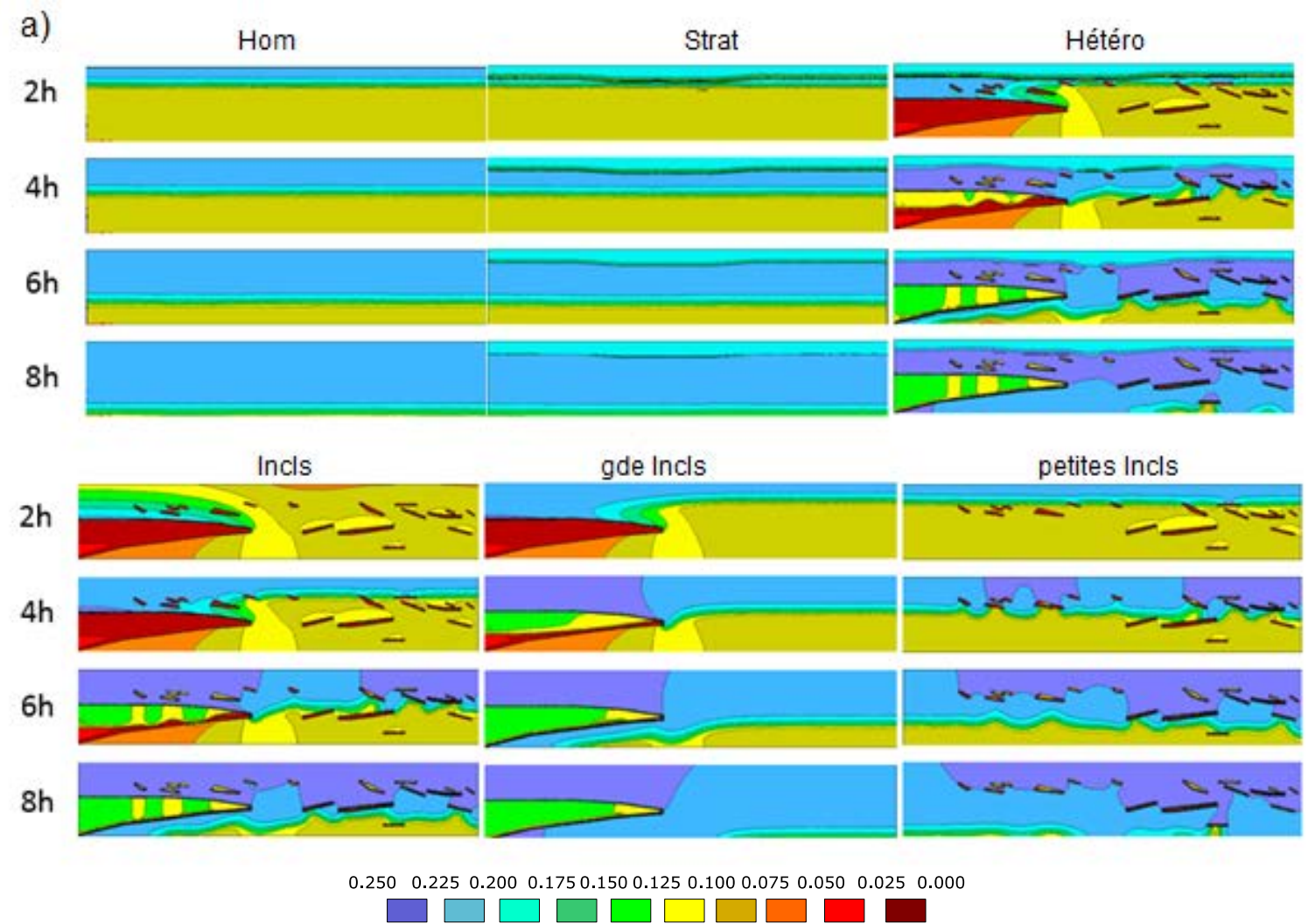
a) Vecteurs vitesse

b-g) Profils vitesse selon x en fonction de la profondeur

h) Coefficient de variation relatif en fonction de la profondeur et coefficient de variation moyen de la vitesse par profil

4.2.2.2.2. Cas d'un flux imposé de valeur forte (proche de la saturation) soit un flux de surface de de $4 \cdot 10^{-2}$ m/h

Evolution de la teneur en eau et des champs de vitesse en fonction du temps



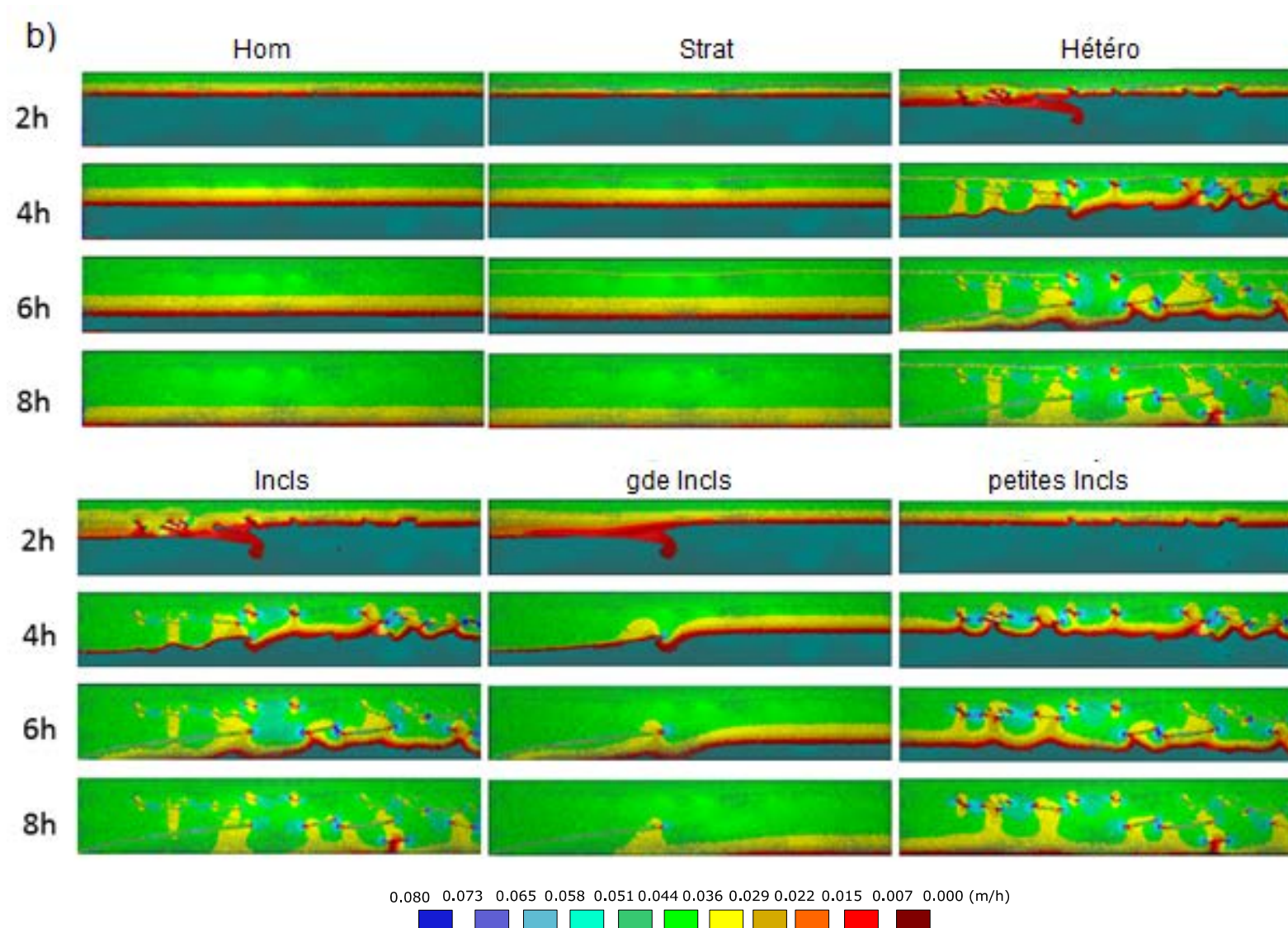


Figure 41 : Evolution de la teneur en eau (a) et des vecteurs vitesse (b) au cours du temps pour le cas d'un flux imposé en surface de $4 \cdot 10^{-2}$ m/h (l'échelle de couleur est inversée par rapport aux autres figures bleu = forte vitesse, rouge = faible vitesse)

Pour le débit le plus fort, les écoulements obtenus paraissent plus homogènes pour toutes les sections et l'humidification est plus uniforme (Figure 41a). On peut noter qu'à contrario des résultats obtenus à plus faibles vitesses, la lentille de sable se sature en eau et les inclusions de gravier s'humidifient plus. Ainsi, les fronts d'humidification ont une forme horizontale quasi linéaire, avec une forte ressemblance avec le cas de l'écoulement piston. On peut noter aussi que les vecteurs vitesse sont relativement uniformes en valeur sur tout le domaine avec la disparition du cheminement préférentiel conditionné par la lentille de sable (Figure 41). C'est même l'inverse, en se saturant, la lentille de sable devient plus conductrice (conductivité hydraulique à saturation plus élevée que le lithofaciès prédominant) et conduit plus facilement l'eau. On peut noter que le front d'infiltration atteint plus rapidement la condition limite inférieure juste au niveau de la lentille de sable. En revanche, les inclusions de graviers conservent une influence locale avec un écoulement hétérogène à l'échelle locale. Ces inclusions continuent à jouer le rôle de mini barrières capillaires (Cf. Figure 42).

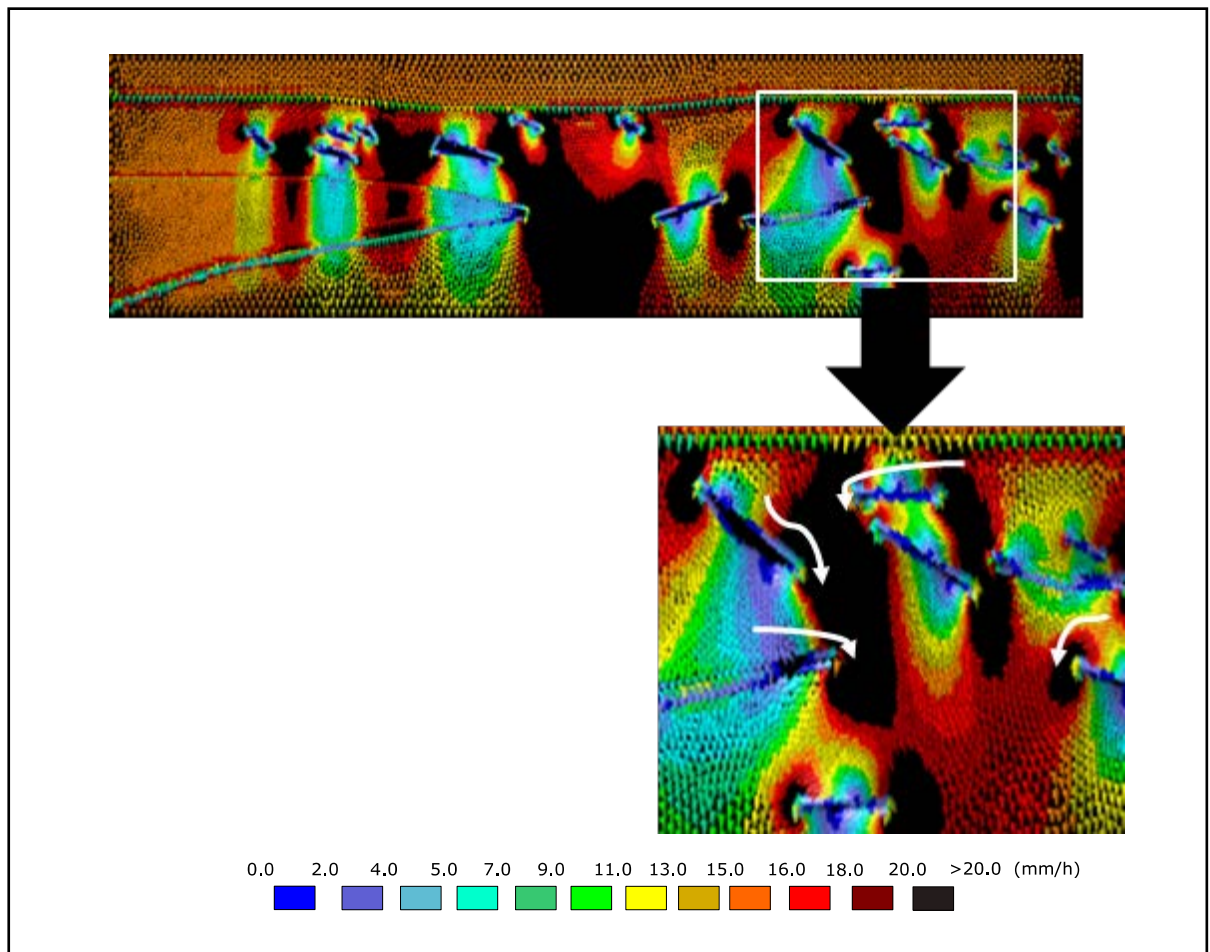


Figure 42 : Effet de barrière capillaire induit localement par les lentilles de gravier, cas d'une vitesse imposée de 15 mm h^{-1} calculée avec HYDRUS-2D pour une section hétérogène

Flux en condition limite inférieure et temps caractéristiques correspondants

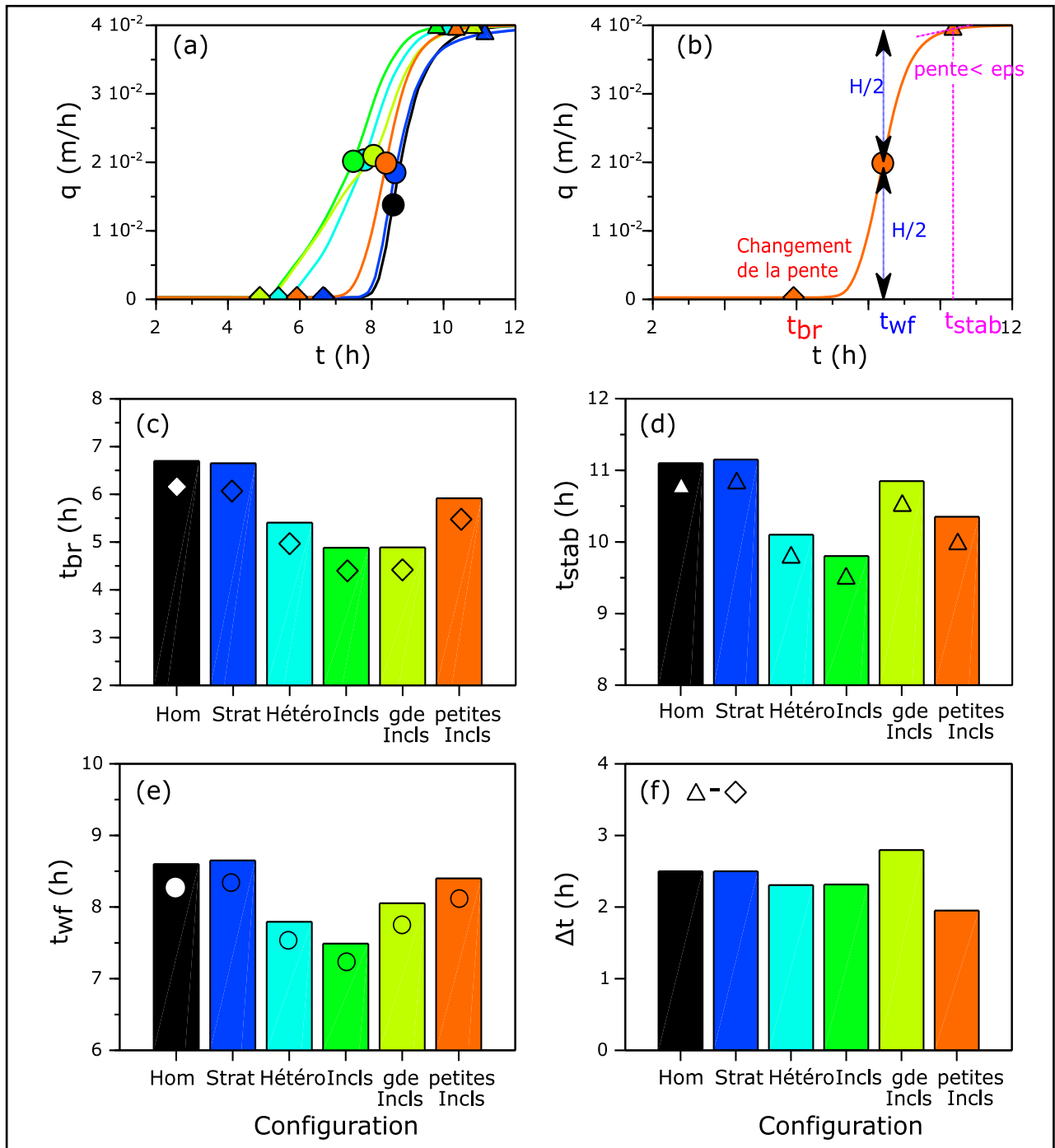


Figure 43 : Temps caractéristiques d'infiltration pour un flux de surface de $4 \cdot 10^{-2}$ m/h
a) Flux en condition limite inférieure
b) Détails de la dérivation du flux en condition limite inférieure : temps de percée : breakthrough time (t_{br}), temps d'arrivée du front d'infiltration à la limite inférieure : wetting front arrival time (t_{wf}), temps de l'établissement du régime permanent : flow stabilization time (t_{stab})
c-e) Valeurs pour t_{br} , t_{wf} et t_{stab}
f) Différence entre t_{stab} et t_{br}

Pour ce qui est des fronts d'infiltration, les flux dans les sections avec la grande lentille de sable diffèrent de ceux dans toutes les autres configurations, quel que soit le degré d'hétérogénéité dans la section (pas d'inclusions, inclusions de petites lentilles ou stratification). Pour la section présentant uniquement les inclusions de petites lentilles, on distingue une arrivée plus rapide du front d'infiltration (Figure 43e). Cette arrivée plus rapide résulte de la mise en place de cheminements préférentiels à l'échelle locale. Concernant les temps caractéristiques, toutes les sections contenant l'inclusion de grande lentille de sable présentent une arrivée plus rapide des fronts d'infiltration (Figure 43a), des temps de percée et des temps d'atteinte de régime permanent plus courts (Figure 43c et Figure 43e). On retrouve ici le même effet de la lentille de sable sur le temps de résidence du front d'infiltration dans la section que précédemment, mais pour des raisons différentes. Auparavant, la lentille de sable jouait le rôle de barrière capillaire et déclenchait la formation d'un écoulement préférentiel à sa droite. Dans le cas de la vitesse forte, la lentille de sable ne joue plus le rôle de barrière capillaire mais plutôt de zone d'infiltration préférentielle en son sein. Dans les deux cas, la lentille de sable favorise une atteinte de la condition limite inférieure plus rapide. La section homogène et la section stratifiée mettent en évidence des temps caractéristiques plus longs. La section aux inclusions de petites lentilles présente des temps intermédiaires. Pour ce qui est de la dispersion, toutes les sections ont des valeurs similaires, ce qui signifie que les fronts d'infiltration se déplacent plus ou moins rapidement mais sans changement drastique de la dispersion autour du temps médian.

Champ vecteur vitesse en régime permanent

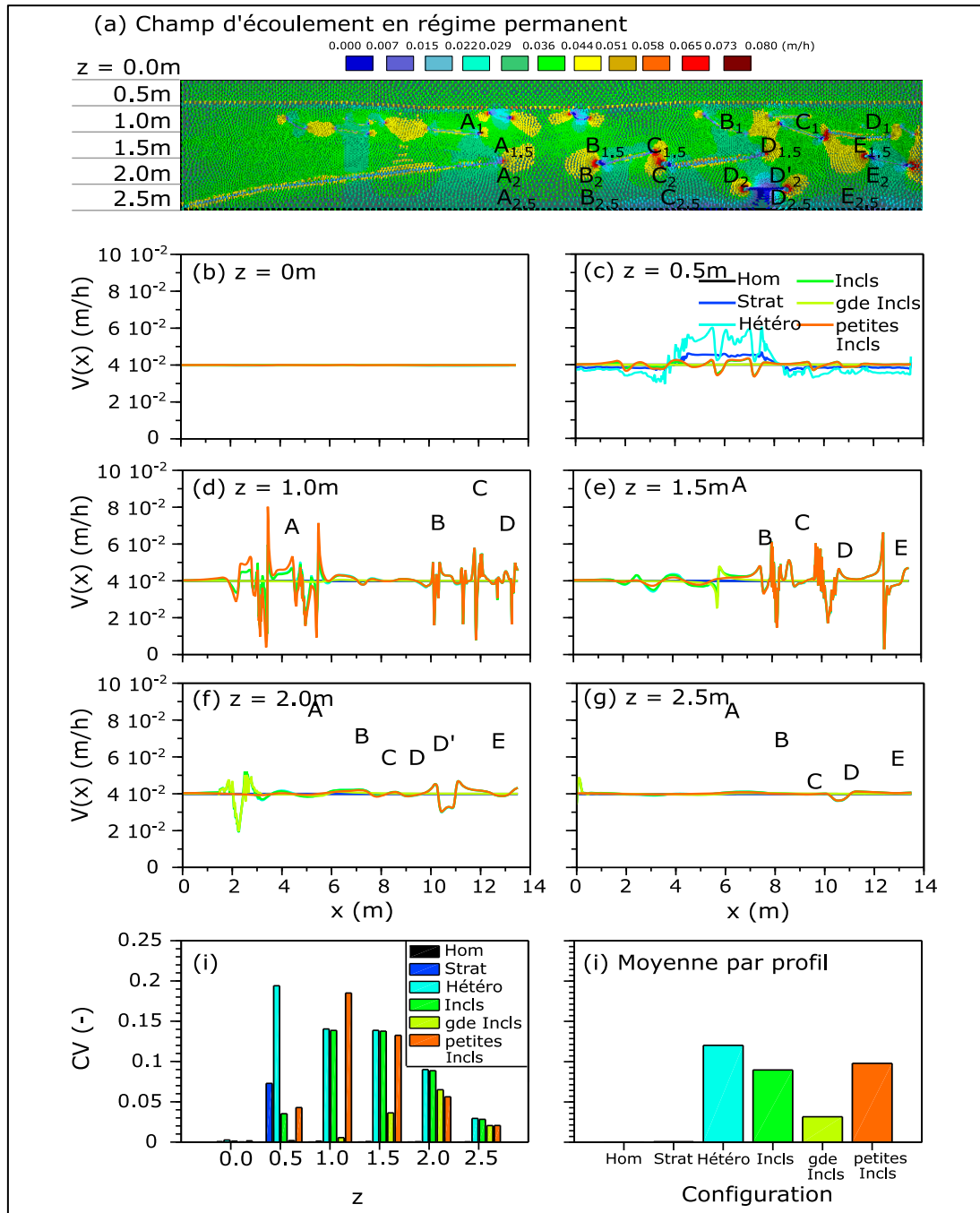


Figure 44 : Champ de vitesse à l'état stationnaire pour un flux de surface de 4.10^{-2} m/h
 a) Vecteurs vitesse
 b-g) Profils vitesse selon x en fonction de la profondeur
 h) Coefficient de variation relatif en fonction de la profondeur et coefficient de variation moyen de la vitesse par profil

La stratification et les inclusions de petites lentilles ont un léger impact sur le champ de vitesse à l'état d'équilibre. En effet, on voit une augmentation de la vitesse au niveau des interfaces entre les inclusions de graviers et le lithofaciès majoritaire (Figure 44a). Par contre, l'inclusion de grande taille n'a plus aucun effet et ne joue pas le rôle d'une barrière capillaire. Dans la même section (section avec une hétérogénéité exhaustive) aucune augmentation significative n'est notée aux interfaces entre la lentille de sable et le lithofaciès majoritaire. En revanche, on note une légère augmentation de la vitesse dans et juste en dessous la lentille de sable. Les inclusions de petites lentilles continuent d'agir comme barrières capillaires mais leur effet est moins important qu'auparavant. Ceci est confirmé par les distributions de vitesse (Figure 44b-g). Les lettres indiquent les effets observés à faible débit. Elles ont été reportées sur les figures pour faciliter la comparaison des distributions horizontales de vitesses entre les deux flux moyens injectés, à savoir $2,5 \cdot 10^{-3}$ m/h et $4 \cdot 10^{-2}$ m/h. On note que les distributions de vitesse correspondant à la lentille de grande taille, au profil homogène et à la section stratifiée sont uniformes le long de l'axe x. Les sections contenant les inclusions de petites lentilles de gravier présentent plus de variations. Ceci est confirmé par les valeurs de CV en fonction de la profondeur (Figure 44h) ou la moyenne par profil (Figure 44i). Ce dernier paramètre met en évidence un champ d'écoulement plus hétérogène spatialement pour le cas de la section présentant des inclusions de lentilles de petite taille. Il apparaît, en somme, que la grande lentille de sable perd son effet et que les petites inclusions de gravier deviennent la principale source d'hétérogénéité spatiale.

Il est important de souligner que, pour la vitesse la plus élevée, l'hétérogénéité spatiale du flux est moins importante comparée à la vitesse faible précédemment présentée. Il n'en demeure pas moins que l'influence des inclusions des lentilles de toutes tailles sur l'arrivée des temps d'infiltration est toujours existante, comme on a pu le constater avec des temps de résidence des fronts d'infiltration t_{wf} inférieurs pour les sections présentant des inclusions de sable et de gravier (Figure 44e). L'arrivée plus rapide a été expliquée, dans le cas du flux faible, exclusivement, par l'écoulement préférentiel. Mais dans ce cas, c'est une combinaison de l'effet de l'écoulement préférentiel causé par les inclusions de petites lentilles et d'une simple augmentation de flux engendrée par la grande lentille de sable dû à une plus grande perméabilité. En conclusion, l'arrivée du front d'infiltration dépendra, à la fois, de l'hétérogénéité de l'écoulement et de l'impédance, à l'échelle de la section. Ce point fera l'objet de la partie suivante.

4.2.2.2.3. Indicateurs quantitatifs pour les flux intermédiaires

Effet de l'hétérogénéité sur les temps caractéristiques pour l'infiltration de l'eau et la vitesse à l'état d'équilibre en fonction du flux imposé en surface

L'effet de l'hétérogénéité lithologique sur les écoulements a été illustré pour les deux vitesses extrêmes. Des approches similaires ont été menées pour un panel de vitesses entre ces deux vitesses pour mettre en évidence des seuils potentiels en termes de fonctionnement, notamment relativement à la perte de l'effet barrière capillaire.

La comparaison de l'écoulement pour les deux flux extrêmes montrent que les inclusions de petites lentilles jouent un rôle significatif sur l'écoulement lors de l'infiltration et à l'état d'équilibre. Cela est démontré par les temps caractéristiques et l'indicateur d'hétérogénéité spatiale de la vitesse (CV). Dans ce qui suit, on étudie plus en détail la relation entre écoulement et flux imposé en surface. A partir des indicateurs précédemment présentés (temps caractéristiques et coefficients de variation pour la vitesse), on construit les indicateurs d'écoulement suivants : (i) ratios des temps d'atteinte de la condition limite inférieure entre section hétérogène et section homogène ($R_{t_{wf}}$), (ii) indicateur de dispersion des temps de percée des fronts d'infiltration, correspondant au ratio entre écart temporel Δt et temps median t_{wf} et (iii) coefficient de variation de l'hétérogénéité spatiale de la vitesse (CV_{V_x}). Plus concrètement, ces paramètres sont définis de la manière suivante :

$$R_{t_{wf}} = \frac{t_{wf}(config)}{t_{wf}(homo)} \quad (\text{Équation 63})$$

Avec $t_{wf}(config)$ désignant le temps d'atteinte du front d'infiltration de la limite inférieure selon la configuration et $t_{wf}(homo)$ le temps d'atteinte du front d'infiltration de la limite inférieure correspondant à la section homogène.

$$R_{\Delta t} = \frac{\Delta t}{t_{wf}} \quad (\text{Équation 64})$$

Et enfin CV_{V_x} représente le coefficient de variation de la vitesse V_x à l'échelle de la section (Cf. paragraphe précédent).

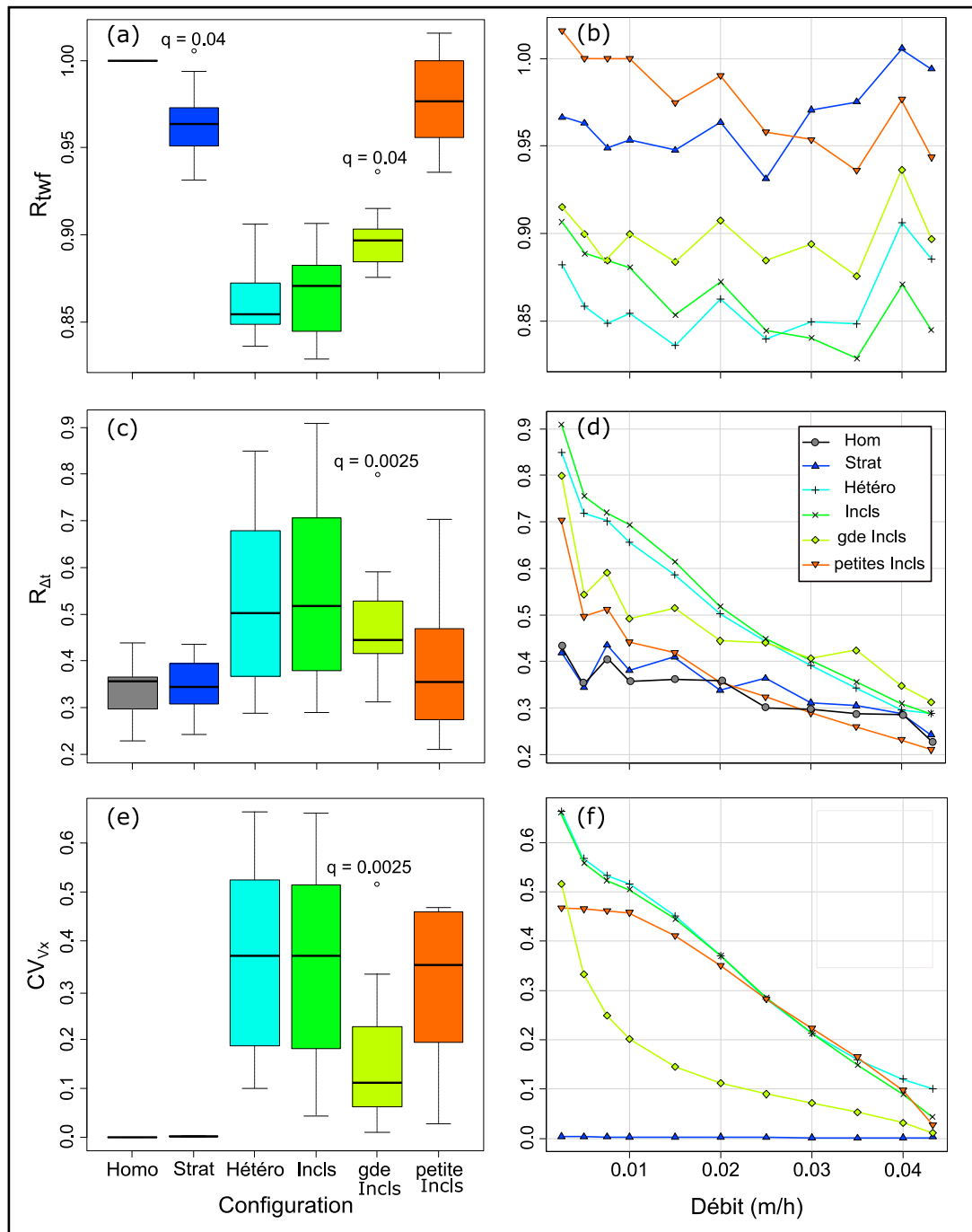


Figure 45 : Effet de l'hétérogénéité sur les temps caractéristiques pour l'infiltration de l'eau et la vitesse à l'état d'équilibre en fonction du flux imposé en surface
a) Ratios des temps d'arrivée des fronts d'infiltration en condition limite inférieure entre les sections en fonction de la configuration, tous flux confondus
b) Ratios des temps d'arrivée des fronts d'infiltration en condition limite inférieure entre les sections en fonction du flux
c) Dispersion du temps entre les différents degrés d'hétérogénéité en fonction de la configuration, tous flux confondus
d) Dispersion du temps entre les différents degrés d'hétérogénéité en fonction du flux
e) Coefficient de variation de la vitesse en fonction de la configuration, tous flux confondus
f) Coefficient de variation de la vitesse en fonction du flux

La Figure 45 présente l'évolution des indicateurs définis ci-dessus en fonction des flux imposés en surface. La partie gauche synthétise l'information en présentant les tendances globales tous flux confondus. Les données sont présentées par boîte à moustache par section. La partie de droite présente tous les résultats par section et flux. Les inclusions de petites lentilles de gravier ont peu d'effet sur t_{wf} (Figure 45a) et la dispersion du temps $R\Delta t$ (Figure 45c), mais un effet significatif sur l'hétérogénéité spatiale de l'écoulement (Figure 45e). En dépit de leur effet important à l'échelle locale, ils n'ont pas d'effet clair à l'échelle de la section. Ceci résulte de l'organisation des inclusions de petites lentilles à l'échelle de la section. Comme ces inclusions sont distribuées aléatoirement sur toute la section, la perturbation de l'écoulement à l'échelle locale est désorganisée et n'a pas d'impact à l'échelle de la section. Par exemple, un chemin préférentiel se développant entre deux lentilles de graviers peut « buter » sur une lentille de gravier en dessous, se traduisant successivement par une accélération suivie d'une décélération de l'écoulement et donc un effet global nul.

A contrario, la lentille de grande taille a un effet significatif sur t_{wf} (Figure 45a) le temps de dispersion (Figure 45c), et un effet significatif sur l'hétérogénéité spatiale de l'écoulement (Figure 45e). De toute évidence, pour une perturbation de l'écoulement d'ampleur moindre à l'échelle locale, le fait que l'inclusion de grande lentille de sable ait une taille similaire à la section la rend apte à induire une perturbation à l'échelle de la section. Cependant, son action varie en fonction du flux imposé. L'augmentation de la vitesse d'écoulement réduit voire élimine l'effet de barrière capillaire comme indiqué par la diminution de la dispersion de temps (Figure 45d) et CV_{V_x} (Figure 45f). Pour le flux le plus élevé, l'inclusion de grande lentille de sable agit comme un matériau plus perméable (conductivité plus élevée) et améliore ainsi la circulation de l'eau au sein de sa matrice, et ce en ne produisant plus aucun écoulement préférentiel, alors que les inclusions de petites lentilles maintiennent leur rôle comme barrière capillaire. Enfin, et comme conclu précédemment, la stratification n'a pas d'effet considérable.

En ce qui concerne l'effet de la concaténation de plusieurs hétérogénéités, les conclusions suivantes peuvent être proposées. La combinaison des inclusions (lentilles de sable et inclusions de gravier) conduit au schéma suivant : l'hétérogénéité spatiale de l'écoulement est principalement induite par les inclusions de petites lentilles (Figure 45e). La section comportant les inclusions de toutes tailles présente plus de valeurs similaires pour les CV que la section comportant uniquement les inclusions de petites lentilles. Pour les temps caractéristiques, la section aux inclusions de petites lentilles et celle contenant la grande lentille présentent des valeurs semblables pour t_{wf} et $R\Delta t$ (Figure 45a et Figure 45c), les petites lentilles contribuant faiblement à l'augmentation de la vitesse de l'eau et du temps de dispersion à l'échelle de la section, tandis que l'inclusion de grande lentille de sable joue le rôle prédominant. Lorsque la stratification est ajoutée aux inclusions, il n'y a pas d'impact clair. La section avec les inclusions seulement et celle comportant tous les lithofaciès se comportent de la même manière (Figure 45c et Figure 45e).

Pour conclure, le comportement des sections hétérogènes à l'échelle de la section est principalement conditionné par la présence de l'inclusion de grande lentille de sable. A l'échelle locale, l'hétérogénéité de la vitesse sera plus induite par les petites inclusions, mais cette hétérogénéité spatiale peu structurée et aléatoire ne permet pas de se répercuter par un effet à l'échelle globale. Enfin, si on est intéressé par le comportement hydrodynamique global de la section, on se rend bien compte que les lentilles de graviers n'ont pas d'influence globale et, par conséquent, ne nécessitent pas forcément considération en première approche.

Effet de l'hétérogénéité sur l'impédance de l'écoulement et le gradient hydraulique moyen

On a traité dans la partie précédente le comportement des sections concernant l'hétérogénéité des flux. L'analyse des profils de pression de l'eau en condition limite supérieure donne des informations supplémentaires sur l'effet des hétérogénéités sur l'impédance des sections vis-à-vis de l'écoulement.

Pour quantifier la conductivité hydraulique effective, on a relevé les profils de pression moyenne en conditions limites inférieure et supérieure afin de calculer le gradient hydraulique et en déduire la conductivité hydraulique équivalente selon la loi de Darcy :

$$K_{eq} = \frac{q}{1 + \frac{\Delta h}{H}} \quad (\text{Équation 65})$$

Où q correspond au débit imposé, Δh correspond à la différence de potentiel de pression entre la condition limite supérieure et inférieure et H correspond à la hauteur de la section. Comme on a utilisé des conditions de pression atmosphérique avec un flux fixé pour simuler les précipitations sur la section, le gradient de pression évolue pour assurer l'infiltration de l'eau à la surface, de manière à correspondre au flux imposé. Si la conductivité hydraulique maximale est dépassée, le ruissellement de l'eau se produit, ce qui n'a pas été considéré dans cette étude. En cas contraire, toute l'eau s'infiltré et le flux potentiel imposé en surface correspond au flux réel.

Dans le cas de la section homogène, le flux devient gravitaire et le gradient hydraulique tend vers l'unité (Figure 46 Section Hom), ce qui signifie qu'on a les mêmes valeurs de pression en conditions limites inférieure et supérieure. Les inclusions déclenchent une légère augmentation dans les profils de pression de l'eau en surface conduisant à des valeurs supérieures à l'unité pour le gradient hydraulique, quelles que soient les valeurs de flux imposé en surface (Figure 46c et Figure 46d). Cela révèle que la conductivité hydraulique est légèrement inférieure pour les sections hétérogènes avec des inclusions (Figure 46a et Figure 46b). Néanmoins, la baisse de conductivité hydraulique et le changement de potentiels de pression en lien avec les inclusions restent très faibles. Enfin, concernant la stratification, l'effet est beaucoup plus significatif (Figure 46c). Cet effet dépend du flux (Figure 46d). Pour le flux le plus faible, la conductivité hydraulique de la section est sensiblement inférieure à celle de la partie homogène (Figure 46b), conduisant à un gradient hydraulique supérieur à

l'unité (et supérieur au profil de pression en surface). Par contre, pour le flux élevé, la conductivité hydraulique de la section stratifiée dans sa globalité est supérieure à celle de la section homogène, ce qui conduit à un gradient hydraulique au-dessous de l'unité et une pression d'eau plus faible en surface. Le décalage observé entre les résultats des deux flux imposés résulte du fait que, pour des débits et donc des profils de pression faibles, la strate a une conductivité hydraulique inférieure à celle du lithofaciès prédominant. Proche de la saturation, cela s'inverse, en raison d'une augmentation plus importante de la conductivité hydraulique proche de la saturation de la couche supérieure (Figure 23).

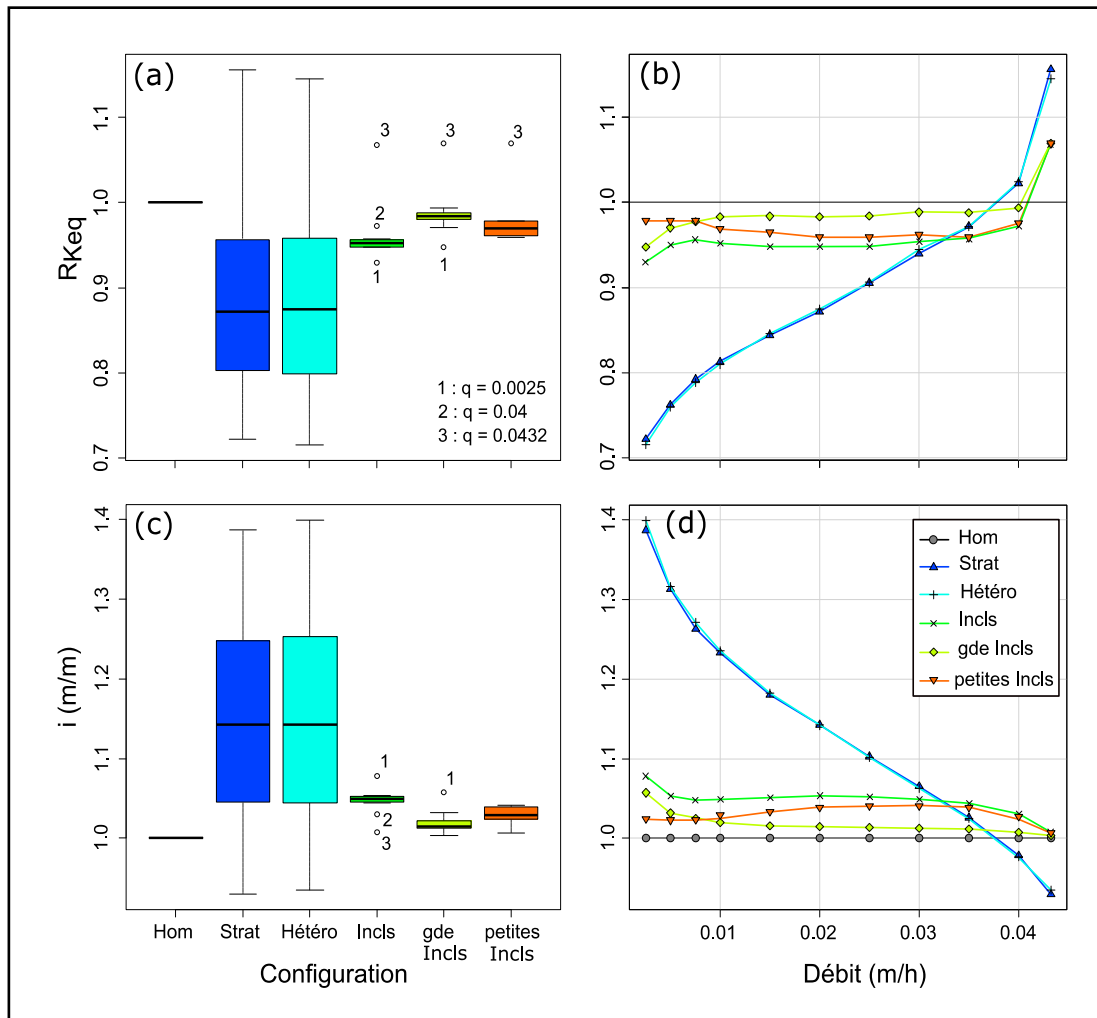


Figure 46 : Ratio des conductivités hydrauliques globales des sections hétérogènes sur celles de la section homogène en fonction de la configuration, tous flux confondus (a), ou en fonction du flux (b), Gradient hydraulique en fonction de la configuration (c), ou du flux (d)

Enfin, pour la section totalement hétérogène, la conductivité hydraulique équivalente est principalement impactée par la conductivité hydraulique de la strate. On observe

des comportements similaires en ce qui concerne le gradient hydraulique et la distribution de pression pour les sections hétérogène et stratifiée.

Ces résultats montrent que l'impédance globale du système résulte de l'effet de la stratification. En fait, l'impédance globale du système est modifiée principalement par la mise en place de la couche supérieure. En revanche, la couche supérieure n'a aucun effet significatif sur les chemins de l'eau dans le milieu et n'est pas propice à la formation de cheminements préférentiels dans la section. En conséquence, le profil d'humidification n'est pas perturbé, se traduisant par des temps de percée du profil comparables. A l'opposé, les inclusions favorisent des cheminements préférentiels importants, se traduisant par des temps de percée réduits et une dispersion plus grande, mais ne modifiant pas significativement l'impédance globale. On voit alors que la nature des hétérogénéités importe, les hétérogénéités de type stratification jouant plus sur l'impédance du système (et donc sur la conductivité hydraulique globale) et les inclusions jouant plus sur les modes d'écoulements et la présence de cheminements préférentiels.

4.2.3. Synthèse et discussion

Les résultats précédents permettent d'énoncer les conclusions suivantes concernant la partie étude de l'écoulement dans les sections hétérogènes et le rôle des diverses hétérogénéités sur les écoulements. La stratification joue essentiellement sur la perméabilité équivalente du système et potentiellement aussi en saturé. En conditions saturées, étant donnée la plus forte valeur de conductivité hydraulique à saturation de la couche supérieure, la présence de la couche supérieure ne devrait pas avoir de conséquences néfastes sur l'infiltration de l'eau en surface. C'est même le contraire. Cette couche devrait permettre une infiltration plus facile de l'eau dans la section. En revanche, en conditions non saturées, la stratification réduit la conductivité globale, réduisant probablement l'infiltration de l'eau dans la section. On peut donc s'attendre à un effet sur les écoulements avec réduction des flux sur la section, étant donnée la conductivité hydraulique plus faible. En revanche, la strate ne joue aucun rôle en termes d'établissement des écoulements préférentiels.

Les inclusions n'ont aucun effet sur la conductivité hydraulique globale. Elles ne devraient donc pas jouer sur l'infiltration de l'eau en surface ou sur le flux global traversant la section. Les inclusions ne jouent que sur les cheminements de l'eau dans le sol et les modalités de l'écoulement (modes d'écoulement homogène ou hétérogène avec cheminements préférentiels). Pour toutes les inclusions, le mécanisme principal responsable de la mise en place des cheminements préférentiels provient de la canalisation des écoulements « funneled flow », en lien avec une conductivité hydraulique plus faible que la matrice environnante. La taille des inclusions influe sur l'impact de ces dernières sur les écoulements. Les inclusions de taille importante (par exemple le sable) vont conditionner la mise en place de cheminements préférentiels bien organisés et structurés, se répercutant sur les transferts à l'échelle de la section. En revanche, les inclusions de plus petites tailles induisent des écoulements préférentiels plus nombreux et plus répandus mais moins connectés et moins

structurés, se traduisant au bilan par une influence moindre sur les transferts à l'échelle de la section. Ainsi, le lien entre l'hétérogénéité locale et la répercussion des cheminements préférentiels sur le mouvement de l'eau et les transferts à l'échelle de la section dépend de la géométrie des inclusions. Le degré d'hétérogénéité de l'écoulement est aussi fonction de la teneur en eau ou du débit imposé en surface. Ce sont les conditions de faibles débits en surface ou de conditions hydriques sèches qui sont les plus propices à l'établissement des écoulements préférentiels. En fait, ces conditions induisent un potentiel de pression suffisamment bas pour que les lithofaciès les plus drainants soient drainés et voient leur conductivité hydraulique chuter. Cette chute de conductivité hydraulique permet au sable et aux graviers sans matrice d'avoir une conductivité hydraulique plus faible que celle du lithofaciès environnant et induit, par conséquent, le phénomène de barrière capillaire. Les inclusions ne permettent pas l'infiltration de l'eau en leur sein mais font dévier les écoulements aux interfaces avec le lithofaciès prédominant. Cet effet reste important pour les inclusions de gravier sans matrice, qui gardent une conductivité hydraulique inférieure à celle du lithofaciès prédominant en toute circonstance. En revanche, cet effet diminue pour la lentille de sable qui finit par avoir une conductivité hydraulique supérieure à celle du lithofaciès prédominant lorsque le flux injecté augmente. On note donc pour la lentille de sable une inversion du rôle joué. Le sable passe d'une inclusion imperméable faisant dévier tout écoulement à une inclusion plus perméable conduisant à des écoulements plus homogènes pour les flux imposés les plus importants.

Le fait d'obtenir des écoulements préférentiels plus marqués pour les conditions de débits les plus faibles semble contre-intuitif. Il est en effet d'usage de considérer que les écoulements préférentiels se mettent en place à forte pression quand les zones de fortes conductivités hydrauliques sont activées du fait de la forte pression de l'eau (Vogel *et al.*, 2000). Ce schéma conceptuel s'applique bien dans certaines configurations telles que les sols macroporés ou fracturés (Gerke, 2006). Dans ce cas, le sol est constitué d'une matrice avec un système de macropores et de fissures entre ces éléments. L'activation du réseau de fissures et de macropores se fait quand les pressions sont importantes, et l'activation des écoulements préférentiels est observée pour les fortes pressions et les fortes valeurs de débits imposés en surface (Das Gupta *et al.*, 2006; Novak *et al.*, 2000). Dans notre cas de figure, l'élément le plus conducteur dans le dépôt étudié, à savoir le gravier sans matrice, est présent sous forme d'inclusions déconnectées qui ne constituent pas un vrai réseau. L'eau ne peut donc pas s'écouler dans un réseau bien connexe et passer directement de la surface à la limite inférieure. En revanche, de par la présence de lentilles de sable et de gravier, ce dépôt est propice au développement d'écoulements préférentiels de type barrière capillaire qui sont observés en condition de faible potentiel de pression, lorsque ces matériaux présentent des conductivités faibles. Le principe est que, dans ces conditions, les matériaux les plus perméables en conditions saturées se désaturent complètement, du fait de leur faible capacité de rétention d'eau. La matrice environnante devient alors plus conductrice et sert de milieu de transfert. Les inclusions induisent uniquement une déviation locale des écoulements. Lorsque ces inclusions sont un peu plus grandes (par exemple lentille de sable), la déviation est suffisamment importante pour induire un écoulement canalisé de type « funneled flow » mais sans véritable bypass de la matrice.

4.3. Répercussion des écoulements préférentiels sur le transfert non réactif de masse

4.3.1. Introduction

Le sous-chapitre précédent a montré que l'organisation architecturale du dépôt étudié est potentiellement à l'origine d'écoulements préférentiels du fait de la présence de plusieurs matériaux aux propriétés contrastées. En raison de leurs propriétés intrinsèques (agencements des pores, fractures, etc.), les matériaux constituant chaque lithofaciès présentent également des hétérogénéités qui peuvent influencer sur les écoulements et le transfert de solutés à plus petite échelle (échelle du cm^3). Ce second type d'hétérogénéité peut être à l'origine d'un fractionnement de l'écoulement en une fraction mobile et une fraction stagnante (modèle MIM). L'effet peut être caractérisé par traçage et détermination des propriétés hydrodispersives pour chaque lithofaciès.

La première étape de ce chapitre consiste en la caractérisation hydrodispersive par traçage, ce qui permettra d'obtenir les paramètres hydrodispersifs et de caractériser l'effet de l'hétérogénéité intrinsèque des lithofaciès sur les transferts. La caractérisation hydrodispersive a été réalisée pour les deux des lithofaciès du dépôt fluvioglaciaire que sont le gravier bimodal (lithofaciès majoritaire) et le sable. En effet, le gravier propre (sans matrice) est largement minoritaire dans la constitution du dépôt et la réalisation de traçages reste complexe en raison de sa granulométrie grossière. Le lithofaciès qui constitue l'horizon supérieur a déjà été caractérisé au regard de ses propriétés hydrodispersives (Fevrier, 2001; Lassabatere *et al.*, 2007). Pour la caractérisation par traçage, des colonnes de matériaux sont reconstituées en laboratoire. Un traceur de l'eau de concentration connue est injecté en entrée des colonnes. L'évolution de la concentration de la solution traçante en fonction du temps est étudiée en sortie du dispositif par la méthode des moments et inversée avec les modèles CDE et MIM pour déterminer les propriétés hydrodispersives. La caractérisation hydrodispersive du dépôt fluvioglaciaire est ainsi complétée.

Une fois les paramètres hydrodispersifs déterminés pour chaque lithofaciès, on procède à la modélisation numérique des transferts d'un soluté non réactif dans la section étudiée. Le transfert des solutés (non réactifs mais aussi réactifs) dans la section hétérogène résulte des effets combinés de deux types d'hétérogénéité : l'hétérogénéité structurale à l'échelle du dépôt et l'hétérogénéité intrinsèque à l'échelle du matériau (Abbasi *et al.*, 2004; Gao *et al.*, 2009; Nezhad *et al.*, 2011). De sorte à mettre en évidence l'effet de chaque type d'hétérogénéité, les scénarios suivants seront étudiés :

- (i) Section homogène avec un matériau unique de propriétés hydrodynamiques homogènes équivalentes à l'ensemble et sans hétérogénéité intrinsèque (modèle de transfert CDE)
- (ii) La même section avec le même matériau mais une hétérogénéité intrinsèque marquée et un fractionnement de l'écoulement (modèle MIM)
- (iii) Section hétérogène avec les différents lithofaciès et leurs propriétés hydrodynamiques contrastées mais sans hétérogénéité intrinsèque (modèle CDE pour tous les lithofaciès)
- (iv) La superposition des deux types d'hétérogénéité avec des propriétés hydrodynamiques contrastées et une prise en compte de l'hétérogénéité intrinsèque (modèle MIM propre à chaque lithofaciès).

L'analyse de ces données et de la différence entre les scénarii permettra de conclure quant à l'effet des deux types d'hétérogénéité sur les écoulements et d'appréhender précisément le transfert des solutés non réactifs dans la section hétérogène.

4.3.2. Caractérisation hydrodispersive du gravier bimodal : Traçages en colonnes de laboratoire

4.3.2.1. Caractéristiques physiques moyennes des colonnes de gravier

La masse volumique sèche ainsi que la porosité dépendent de la quantité de sol mise en place dans la colonne et notamment de la manière avec laquelle le sol a été tassé. Les valeurs pour chacune des 3 colonnes indiquent des divergences légères du point de vue macroscopique au cours de la mise en place du sol dans les colonnes. Ainsi, la porosité a un coefficient de variation entre 10 et 15% pour la majorité des cas (Cf. Tableau 13). Néanmoins, on considère la reproductibilité correcte.

En conditions saturées, la masse volumique apparente sèche a pour valeur moyenne 1.60 g. cm^{-3} (se rapproche de la valeur fréquemment utilisée de 1.75 g. cm^{-3} (Alesii *et al.*, 1980; Stollenwerk et Kipp, 1990)) et la porosité est en moyenne de $0.39 \text{ cm}^3. \text{cm}^{-3}$.

Du point de vue de la teneur en eau et du degré de saturation en conditions saturées, il existe une bonne reproductibilité entre les colonnes A, B et C pour chaque essai. Sur l'ensemble des essais, le degré de saturation moyen est estimé à 84%. Les teneurs en eau correspondantes sont en moyenne de $0.33 \text{ cm}^3. \text{cm}^{-3}$. Ces valeurs dépendent de la texture-même du dépôt fluvioglaciaire mais aussi du tassement du sol et de la répartition des gros grains et des petits grains lors de la mise en place du dépôt fluvioglaciaire. La phase de saturation a notamment occasionné un moins bon remplissage des pores en eau dans le cas de la colonne C. Le volume moyen d'une colonne a été évalué par pesée avant et après chaque essai. Il atteint $828 \text{ cm}^3 \pm 2 \text{ cm}^3$ pour les colonnes A et B mais vaut 792 cm^3 pour la colonne C.

Tableau 13 : Caractéristiques des colonnes de gravier et résultats des traçages en conditions saturées

Vitesse ($cm.min^{-1}$)	$q_1=0,025$		$q_2=0,064$		$q_3=0,127$		3 vitesses	
	Moyenne 3 colonnes	CV (%)	Moyenne 3 colonnes	CV (%)	Moyenne 3 colonnes	CV (%)	Moyenne 3 colonnes	CV (%)
q ($cm.min^{-1}$)	0,0257	0,5%	0,0642	0,9%	0,1238	1,9%	0,07	0,69%
ρ_d ($g.cm^{-3}$)	1,60	1,0%	1,60	1,0%	1,60	1,0%	1,60	0,00%
Porosité ε	39,5%	1,5%	39,5%	1,5%	39,5%	1,5%	0,39	0,00%
θ ($cm^3.cm^{-3}$)	35,1%	12,2%	30,6%	13,5%	34,0%	15,2%	0,33	7,03%
$d^{\circ}sat$ (%)	88,8%	11,0%	77,6%	14,4%	86,1%	14,3%	0,84	6,93%
BM	1,05	0,10	0,83	0,24	1,04	0,23	0,97	0,12
R	0,88	0,11	0,77	0,15	0,85	0,14	83%	0,07

En conditions non saturées, les mêmes colonnes ont été réutilisées. La masse volumique sèche apparente ainsi que la porosité moyenne demeurent inchangées. A l'exception de l'essai à la vitesse moyenne q_2 , les colonnes ont été drainées avant de lancer le début des expériences de traçage. Les débits utilisés n'ont pas permis de couvrir une large gamme de teneurs en eau. Ceci a déjà été observé lors de l'étude de l'écoulement en milieu poreux granulaire (Fevrier, 2001). Les colonnes préalablement drainées présentent ainsi des teneurs en eau quasiment identiques pour toutes les vitesses. Pour les colonnes de ces deux essais, la teneur en eau moyenne est à $0.22 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$.

Tableau 14 : Caractéristiques des colonnes de gravier et résultats des traçages en conditions non saturées

Vitesse ($cm \cdot min^{-1}$)	$q_1=0,025$		$q_2=0,064$		$q_3=0,127$		3 vitesses	
	Moyenne 3 colonnes	CV (%)	Moyenne 3 colonnes	CV (%)	Moyenne 3 colonnes	CV (%)	moyenne 3 colonnes	CV (%)
q ($cm \cdot min^{-1}$)	0,0241	2,7%	0,0619	1,5%	0,1286	2,5%	0,07	74,01%
ρ_d ($g \cdot cm^{-3}$)	1,60	1,0%	1,60	1,0%	1,60	1,0%	1,60	0,00%
Porosité ε	39,5%	1,5%	39,5%	1,5%	39,5%	1,5%	0,39	0,00%
θ ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	21,7%	4,4%	22,9%	2,3%	21,4%	5,7%	0,22	3,64%
$d^{\circ}sat$ (%)	55,0%	5,8%	58,0%	2,9%	54,1%	4,9%	0,56	3,65%
BM	0,96	0,07	0,94	0,04	1,04	0,17	0,98	0,06
R	0,90	0,04	0,92	0,14	0,86	0,08	89%	0,037

4.3.2.2. Elution du traceur en fonction de la vitesse et de la teneur en eau

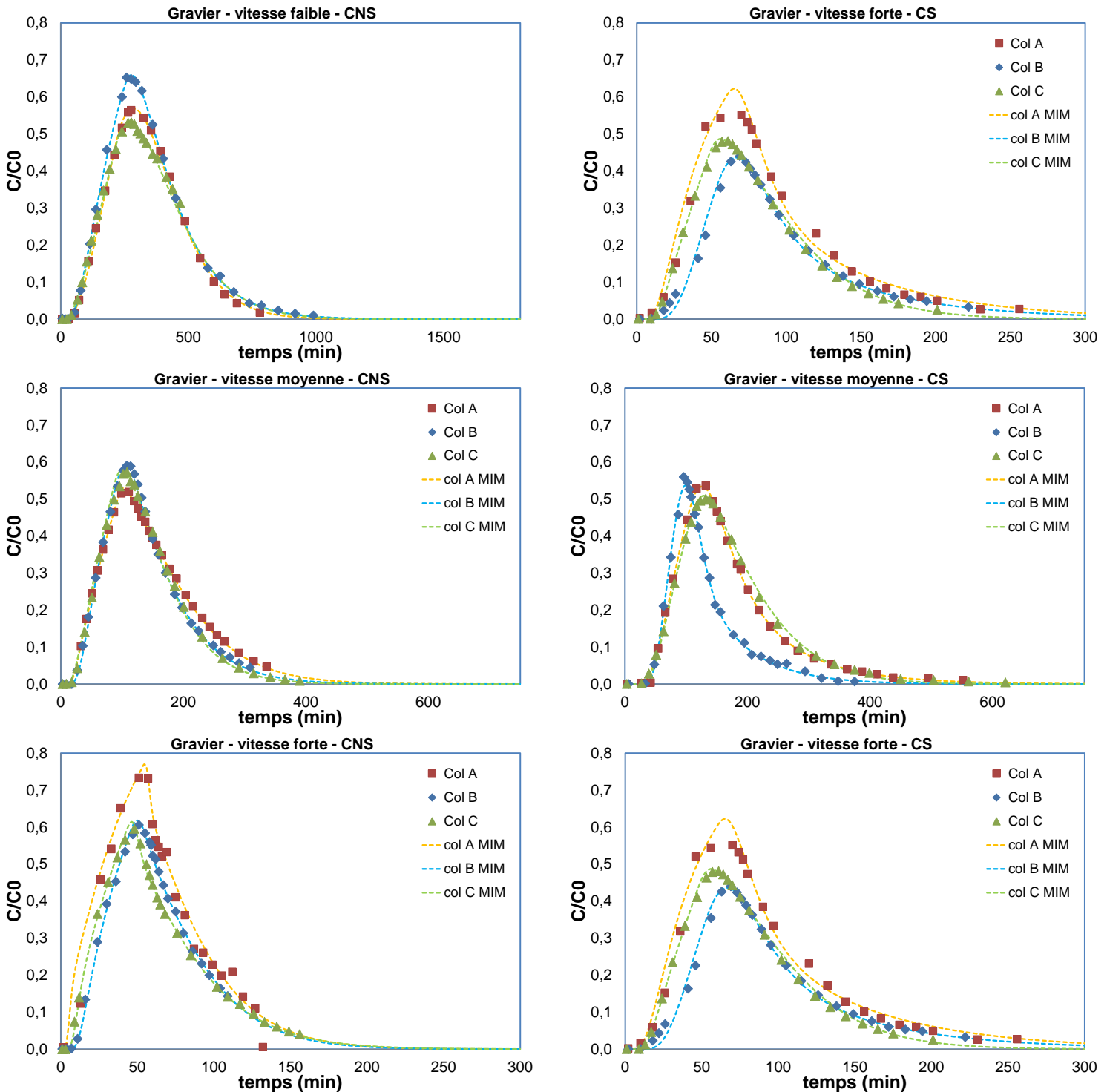


Figure 47 : Courbes d'éluion du traceur pour le gravier (a) Points expérimentaux : Col A, Col B et Col C et (b) Modèle numérique : col A MIM, col B MIM et col C MIM en conditions saturées et non saturées pour la vitesse faible $q_1 = 0.025 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$, la vitesse moyenne $q_2 = 0.064 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$ et la vitesse forte $q_3 = 0.127 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$

4.3.2.2.1. Courbes d'élution

En conditions saturées, la vitesse de flux n'affecte pas l'allure générale de la courbe d'élution du traceur (Figure 47a/CS). Les courbes sont marquées par une dissymétrie et une trainée dans leurs parties décroissantes, caractéristiques d'un écoulement fractionné. En conditions non saturées, cette allure générale est conservée à vitesse moyenne et à vitesse forte. La diminution du degré de saturation se manifeste néanmoins par une sortie plus lente du traceur avec un pic d'élution de concentration après V/V_0 . De plus, la variation de la vitesse de flux a un peu plus d'influence en conditions non saturées (Figure 47a/CNS). L'effet de trainée devient plus important lorsque la vitesse de flux augmente. L'écoulement semble plus homogène à vitesse faible. Par ailleurs, on peut noter que la reproductibilité est globalement bonne, exception faite de la colonne B pour les conditions saturées.

4.3.2.2.2. Bilan de masse et facteur de retard

Pour chaque essai, le bilan de masse est proche de 1, ce qui correspond à un traceur conservatif. En moyenne, sur tous les essais considérés, le bilan de masse est de 0.97 en conditions saturées et de 0.98 en conditions non saturées, des valeurs légèrement inférieures à 1.

Les valeurs inférieures à 1 peuvent être causées par :

- des erreurs de mesure de l'ion Br^- en particulier pour la concentration de la solution d'injection (valeurs plus importantes)
- un échantillonnage sur un temps trop court pour permettre la restitution totale du traceur. Au regard des expériences menées, cela s'avère particulièrement juste en conditions non saturées.

Les valeurs du facteur de retard sont inférieures à 1 pour la plupart des essais analysés : 0.83 en moyenne en conditions saturées et 0.89 en conditions non saturées. Les valeurs inférieures observées s'expliquent par la présence de volumes d'eau exclus de l'écoulement en raison de zones d'eau isolées ne participant pas à l'écoulement ou en raison d'un phénomène d'exclusion anionique. En considérant l'exclusion anionique négligeable, tel que suggéré par les études précédentes (e.g. (Lassabatere *et al.*, 2007)), la fraction de ces volumes isolés est donnée par la relation :

$$f_{\text{isolée}} = 1 - R \quad (\text{Équation 66})$$

4.3.2.3. Modélisation de l'écoulement

Les données expérimentales ont été traitées par le logiciel HYDRUS-1D afin de déterminer les paramètres hydrodispersifs associés à chaque essai. Les modèles CDE et MIM ont successivement été testés.

Le modèle MIM a été choisi pour obtenir un meilleur ajustement des courbes numériques sur les points expérimentaux. Le modèle MIM permet de mieux prendre en compte l'étalement de la courbe d'élution expérimentale. Les paramètres hydrodispersifs sont également plus réalistes.

Pour chaque configuration, l'ajustement avec le modèle MIM est présenté dans la Figure 47b qui met en évidence la qualité des ajustements.

Dans un souci d'interprétation et de comparaison des résultats, nous avons retenu le jeu de paramètres où la dispersivité avoisine les 2 cm sur l'ensemble des essais, cette valeur étant en correspondance avec la granulométrie du matériau étudié. La distribution granulométrique hétérogène du mélange bimodal induit une distribution hétérogène de la taille des pores qui donne lieu à un écoulement très dispersif et régionalisé. D'autres études sur l'écoulement en milieux bimodaux semblables ont abouti à la même conclusion (Fevrier, 2001; Lamy *et al.*, 2009).

Les paramètres hydrodispersifs tirés de l'ajustement du modèle MIM sur les courbes d'élution expérimentales réalisées en conditions saturées et non saturées figurent dans le Tableau 15 et le Tableau 16. Le fractionnement de l'eau permet d'estimer les pourcentages volumiques de pores exclus de l'écoulement ($f_{isolée}$), directement accessibles à l'écoulement, (f_m) et indirectement accessibles (f_{im}) à l'écoulement. Les temps relatifs aux phénomènes de convection et d'échange diffusif ont également été évalués et comparés. La comparaison de ces temps permet de déterminer si l'échange entre fraction d'eau mobile et immobile est court ou long comparativement au temps de résidence dans l'eau mobile.

Tableau 15 : Paramètres hydrodispersifs obtenus pour le gravier bimodal par le modèle MIM pour des essais réalisés à des vitesses différentes en conditions saturées

Vitesse ($cm.min^{-1}$)	$q_1=0,025$		$q_2=0,064$		$q_3=0,127$	
	moyenne	σ	moyenne	σ	moyenne	σ
q ($cm.min^{-1}$)	2,57E-02	1,34E-04	6,42E-02	9,08E-03	1,24E-01	1,95E-02
θ_{eq}	40,04%	1,00%	40,04%	2,50%	39,73%	1,19%
θ_R	35,10%	4,28%	30,62%	13,49%	34,99%	6,94%
$\theta_{visitée}$	34,09%	4,15%	30,54%	10,67%	34,64%	8,42%
θ_{max}	40,04%	1,00%	40,04%	2,50%	39,74%	1,21%
λ ($cm.$)	2,3728	1,3255	2,3139	0,5957	2,5761	0,8147
θ_{im}	14,43%	4,58%	9,47%	34,55%	14,04%	3,24%
α (min^{-1})	1,24E-03	3,62E-04	2,22E-03	7,64E-01	6,76E-03	6,22E-03
f_{is}	11,21%	9,96%	23,62%	9,18%	13,12%	18,55%
f_{im}	41,8%	7,6%	23,8%	8,9%	35,5%	9,2%
f_m	49,1%	2,3%	52,6%	9,2%	51,4%	27,8%
t_s (min)	417,25	14,95	168,38	4,94	85,97	0,97
t_{conv} (min)	196,35	16,69	88,70	17,34	44,34	24,38
t_α (min)	114,86	25,60	53,02	21,54	32,11	24,72

Tableau 16 : Paramètres hydrodispersifs obtenus pour le gravier bimodal par le modèle MIM pour des essais réalisés à des vitesses différentes en conditions non saturées

Vitesse ($cm.min^{-1}$)	$q_1=0,025$		$q_2=0,064$		$q_3=0,127$	
	moyenne	σ	moyenne	σ	moyenne	σ
q ($cm.min^{-1}$)	2,41E-02	6,56E-04	6,19E-02	1,49E-02	1,29E-01	3,21E-03
θ_{eq}	24,05%	1,14%	25,28%	16,55%	25,01%	1,36%
θ_R	21,69%	0,96%	22,90%	2,28%	21,38%	1,22%
$\theta_{visitée}$	22,33%	1,17%	23,93%	9,58%	20,54%	2,83%
θ_{max}	24,05%	1,14%				
λ (cm)	3,0058	1,7421	2,8682	0,1427	2,0000	0,0000
θ_{im}	13,41%	5,25%	12,55%	27,86%	13,57%	0,913%
α (min^{-1})	3,61E-03	1,64E-03	5,11E-03	3,40E-01	8,86E-03	3,74E-04
f_{is}	7,06%	5,08%	4,69%	6,39%	17,42%	14,60%
f_{im}	55,7%	21,7%	49,4%	8,8%	54,4%	4,8%
f_m	37,3%	17,7%	45,9%	12,8%	28,2%	14,6%
t_s (min)	269,70	5,93	110,15	16,68	52,51	2,79
t_{conv} (min)	100,57	47,89	49,62	10,75	14,57	7,04
t_a (min)	38,12	5,67	25,74	6,97	15,33	1,00

En conditions saturées, la fraction d'eau mobile ne varie pas significativement, ce qui confirme la similarité des courbes d'élution. Elle est quasi indépendante de la vitesse. Ce résultat est cohérent avec ceux obtenus sur un dépôt fluvioglaciaire équivalent (Fevrier, 2001; Lassabatere, 2002). L'écoulement est régionalisé avec une fraction d'eau isolée de l'ordre de 15% du volume d'eau total, une fraction d'eau mobile représentant approximativement 50% du volume d'eau total et une fraction d'eau immobile de l'ordre de 50% accessible uniquement par échange diffusif avec les zones d'eau mobile. Le coefficient d'échange varie avec la vitesse. Une augmentation de la vitesse favorise les échanges entre les fractions d'eau mobile et immobile. Néanmoins, le temps d'échange reste conséquent par rapport au temps de séjour, indiquant un échange limitant au sein de la colonne. Quelle que soit la vitesse, la cinétique d'échange limite l'accès du soluté aux zones d'eau immobile et est responsable de l'étalement de la courbe d'élution (Sardin et Schweich, 1991).

En conditions non saturées, la fraction d'eau mobile chute, par rapport aux conditions saturées. Le fractionnement est plutôt de l'ordre de 5-15% pour la fraction isolée, 50-55% pour la fraction immobile et 30-45% pour la fraction mobile. Ces nouvelles valeurs de paramètres attestent d'un fractionnement de l'écoulement plus marqué. Pour toutes les vitesses, l'accessibilité à la fraction immobile est aussi limitée cinétiquement. En effet, temps d'échange et temps convectif sont du même ordre de grandeur. On note que l'écoulement est plus hétérogène à plus forte vitesse. Les paramètres hydrodispersifs attestent d'un écoulement plus hétérogène avec, par exemple, une fraction mobile réduite à 28% de la teneur en eau totale, contre des valeurs de l'ordre de 35-45% pour les deux autres vitesses. Il semble que la vitesse joue un rôle plus important dans le cas des conditions non saturées, avec un écoulement plus homogène à plus faibles vitesses.

En conclusion, l'hétérogénéité bimodale du dépôt fluvioglaciaire se manifeste par une régionalisation de l'écoulement et une dispersivité élevée en conditions saturées. Le modèle MIM a permis d'estimer à environ 50% le pourcentage de pores directement accessibles à l'écoulement. Le processus cinétique d'échange n'est pas négligeable. En conditions non saturées, le dépôt fluvioglaciaire est encore plus dispersif et l'écoulement encore plus fractionné, avec une fraction d'eau immobile plus importante. De plus, en non saturé, la régionalisation de l'écoulement est accentuée lorsque la vitesse darcienne diminue. En définitive, pour le gravier, l'écoulement est fractionné en conditions saturées et l'est encore plus en conditions non saturées.

4.3.3. Caractérisation hydrodispersive du sable : Traçages en colonnes de laboratoire

4.3.3.1. Caractéristiques physiques moyennes des colonnes de sable

En conditions saturées, la masse volumique apparente sèche a pour valeur moyenne 1.27 g.cm^{-3} et la porosité est en moyenne de $0.52 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$. La matrice semble complètement saturée pour les trois essais, menant à une teneur en eau dans le milieu poreux égale à la porosité. Du fait du protocole de calcul, le volume mort est redistribué sur la longueur utile de matériau (Cf. Matériels et méthodes). De ce fait, la teneur en eau effective est supérieure à la porosité, menant à des degrés de saturation légèrement supérieurs à 100% dans certains cas. Néanmoins, étant donné les faibles valeurs de volume mort, l'écart reste faible pour la majorité des colonnes. Pour quelques colonnes, des accumulations d'eau en surface ont été observées, se répercutant par des volumes morts plus importants et donc de degrés de saturation artificiellement plus élevés et des moyennes très élevées (exemples vitesses q_2 et q_3).

Pour les conditions non saturées, la masse volumique sèche apparente ainsi que la porosité moyenne restent inchangées. Les teneurs en eau chutent à 0.27 avec un degré de saturation de l'ordre de 50-55% pour l'ensemble des colonnes. On notera dans ce cas que les volumes morts sont inexistantes (conditions non saturées) et que ces valeurs de degrés de saturation correspondent exactement aux degrés de saturation dans les matériaux

Tableau 17 : Caractéristiques des colonnes de sable et résultats des traçages en conditions saturées

Vitesse ($cm.min^{-1}$)	$q_1=0,025$		$q_2=0,064$		$q_3=0,127$		3 vitesses	
	Moyenne 3 colonnes	CV (%)	Moyenne 3 colonnes	CV (%)	Moyenne 3 colonnes	CV (%)	Moyenne 3 colonnes	CV (%)
q ($cm.min^{-1}$)	0,0236	13,5%	0,0646	1,2%	0,1267	0,7%	0,07	72,45%
ρ_d ($g.cm^{-3}$)	1,27	0,9%	1,27	0,9%	1,27	0,9%	1,27	0,00%
Porosité ε	52,0%	0,9%	52,0%	0,9%	52,0%	0,9%	0,52	0,00%
θ ($cm^3.cm^{-3}$)	52,4%	9,6%	61,4%	9,4%	59,9%	5,9%	0,58	8,35%
$d^{\circ}sat$ (%)	100,7%	9,1%	118,0%	8,8%	115,3%	6,8%	1,11	8,36%
BM	1,07	0,12	0,69	0,05	0,35	0,39	0,71	0,51
R	1,01	0,11	1,18	0,05	1,16	0,10	111%	0,083

Tableau 18 : Caractéristiques des colonnes et résultats des traçages en conditions non saturées

Vitesse ($cm.min^{-1}$)	$q_1=0,025$		$q_2=0,064$		$q_3=0,127$		3 vitesses	
	Moyenne 3 colonnes	CV (%)	Moyenne 3 colonnes	CV (%)	Moyenne 3 colonnes	CV (%)	Moyenne 3 colonnes	CV (%)
q ($cm.min^{-1}$)	0,0256	7,9%	0,0639	0,4%	0,1234	6,1%	0,07	69,48%
ρ_d ($g.cm^{-3}$)	1,27	0,9%	1,27	0,9%	1,27	0,9%	1,27	0,00%
porosité	52,0%	0,9%	52,0%	0,9%	52,0%	0,9%	0,52	0,00%
θ ($cm^3.cm^{-3}$)	29,1%	17,3%	27,1%	9,8%	26,3%	4,1%	0,27	5,17%
$d^{°sat}$ (%)	55,9%	17,9%	52,1%	9,0%	50,6%	4,5%	0,53	5,21%
BM	1,00	0,10	0,97	0,07	1,02	0,02	0,99	0,025
R	1,20	0,26	1,11	0,07	1,08	0,12	113%	0,057

4.3.3.2. Elution du traceur en fonction de la vitesse et de la teneur en eau

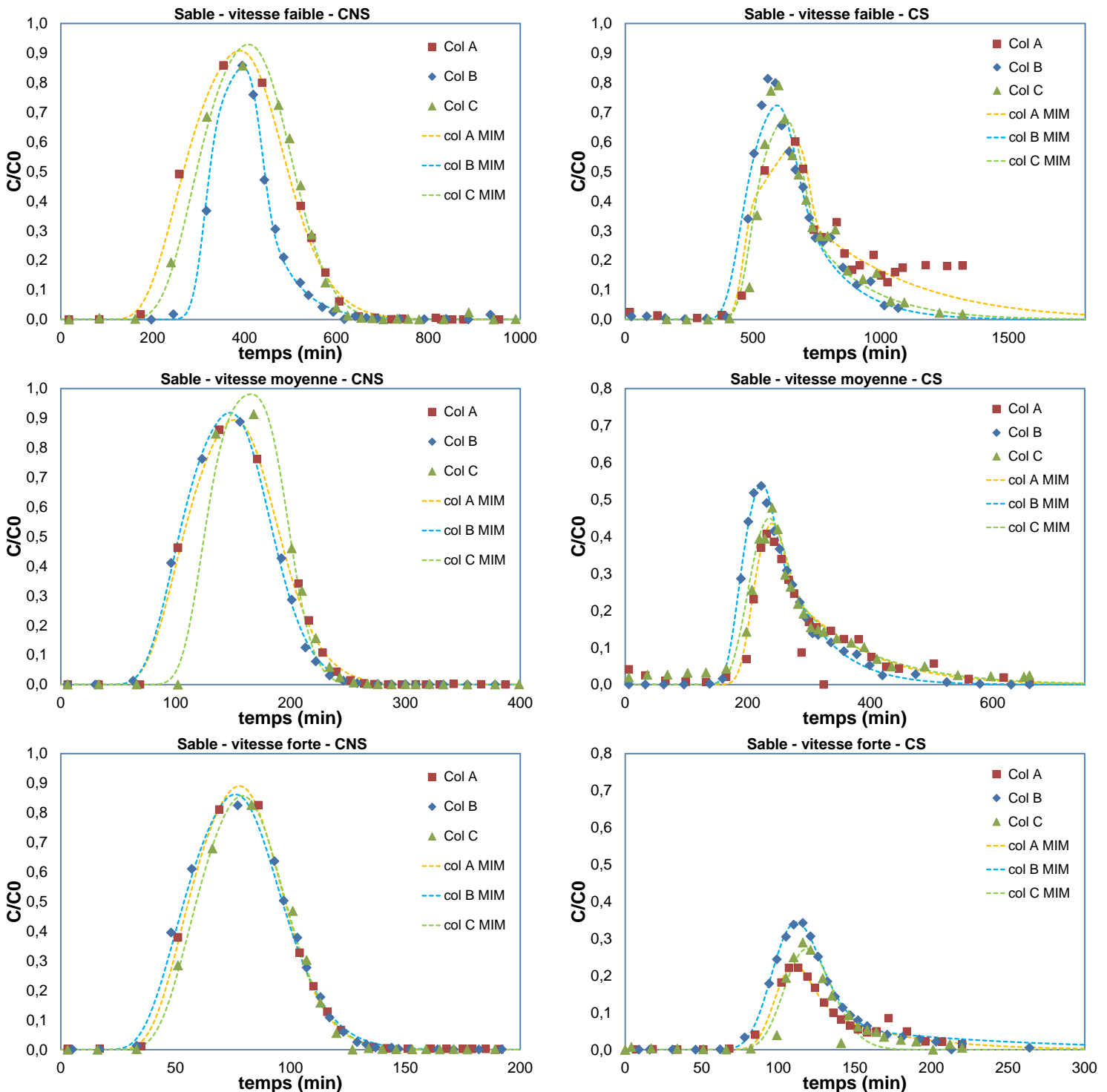


Figure 48 : Courbes d'élution du traceur pour le sable (a) Points expérimentaux : Col A, Col B et Col C (b) Modèle numérique : col A MIM, col B MIM et col C MIM en conditions saturées et non saturées pour la vitesse faible $q_1 = 0.025 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$, la vitesse moyenne $q_2 = 0.064 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$ et la vitesse forte $q_3 = 0.127 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$

4.3.3.2.1. Courbes d'élu­tion

Que ce soit en conditions saturées ou non saturées, l'allure générale de la courbe d'élu­tion du traceur garde une forme symétrique. En conditions non saturées, cette allure générale est conservée pour toutes les vitesses. L'écoulement dans le sable semble être plus homogène. Il ne semble pas qu'il y ait un fractionnement de l'eau, ou alors si cela est le cas, la fraction d'eau mobile est probablement isolée et ne joue donc pas de rôle. Ces observations seront à démontrer avec la modélisation inverse.

4.3.3.2.2. Bilan de masse et facteur de retard

Les valeurs du facteur de retard sont légèrement supérieures à 1 pour la plupart des essais analysés. Ces valeurs sont anormalement élevées, en raison des volumes d'eau supplémentaires accumulés en surface des colonnes. Dans ce cas, le facteur de retard a été utilisé pour estimer le volume d'eau visité par les solutés. Ce volume d'eau a été distribué sur la longueur du milieu poreux pour calculer la teneur en eau effective, en vue de la modélisation numérique.

4.3.3.2.3. Résultats de la modélisation

Les modélisations aboutissent à une valeur de dispersivité de l'ordre de 0.15 cm en conditions saturées et de 0.7 cm en conditions non saturées. Cette valeur témoigne d'un écoulement très peu dispersif. Pour les matériaux fins, la dispersivité est ainsi moins importante en conditions saturées qu'en conditions non saturées, comme souvent trouvé dans la littérature. Les paramètres hydrodispersifs tirés de l'ajustement du modèle MIM sur les courbes d'élu­tion expérimentales réalisées en conditions saturées et non saturées figurent dans le Tableau 19 et le Tableau 20.

Tableau 19 : Paramètres hydrodispersifs du sable, obtenus par le modèle MIM pour des essais réalisés à des vitesses différentes en conditions saturées

Vitesse ($cm \cdot min^{-1}$)	$q_1=0,025$		$q_2=0,064$		$q_3=0,127$	
	moyenne	σ	moyenne	σ	moyenne	σ
q ($cm \cdot min^{-1}$)	2,36E-02	3,20E-03	6,46E-02	1,23E-02	1,27E-01	7,12E-03
θ_{eq}	51,97%	2,26%	51,97%	4,34%	51,97%	4,34%
θ_R	52,37%	5,03%	61,38%	9,44%	59,90%	5,90%
$\theta_{visitée}$	53,51%	4,13%	62,86%	11,50%	61,67%	10,99%
θ_{max}	54,26%	5,54%	62,86%	11,50%	65,31%	3,54%
λ (cm)	0,118	0,0399	0,0991	0,4515	0,2323	0,0984
θ_{im}	9,87%	1,83%	16,06%	24,15%	16,16%	3,85%
α (min^{-1})	7,54E-04	9,23E-06	2,79E-03	1,08E-01	3,25E-03	1,38E-03
f_{is}	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
f_{im}	18,1%	1,5%	25,3%	3,5%	24,6%	4,6%
f_m	81,9%	1,5%	74,7%	3,5%	75,4%	4,6%
t_s (min)	574,68	47,34	262,51	27,22	138,74	8,50
t_{conv} (min)	470,22	29,97	195,52	11,77	104,38	0,08
t_a (min)	131,05	25,93	58,39	17,08	57,36	36,12

Tableau 20 : Paramètres hydrodispersifs du sable, obtenus par le modèle MIM pour des essais réalisés à des vitesses différentes en conditions non saturées

Vitesse ($cm \cdot min^{-1}$)	$q_1=0,025$		$q_2=0,064$		$q_3=0,127$	
	moyenne	σ	moyenne	σ	moyenne	σ
q ($cm \cdot min^{-1}$)	2,56E-02	2,02E-03	6,39E-02	2,57E-04	1,23E-01	7,48E-03
θ_{eq}	24,49%	2,18%	24,49%	2,18%	24,49%	2,18%
θ_R	29,06%	5,04%	27,08%	2,64%	26,31%	1,09%
$\theta_{visitée}$	29,14%	4,88%	32,73%	3,66%	30,67%	0,97%
θ_{max}						
λ (cm)	0,4886	0,6169	0,6148	0,5635	0,9483	0,1844
θ_{im}	2,62%	0,45%	5,70%	34,29%	4,66%	0,96%
α (min^{-1})	1,98E-02	2,71E-02	1,47E-06	1,63E+00	7,98E-07	6,26E-07
f_{is}	1,02%	1,44%	0,00%	0,00%	0,34%	0,48%
f_{im}	8,8%	0,1%	17,2%	4,9%	15,1%	1,8%
f_m	90,1%	1,5%	82,8%	4,9%	84,5%	2,3%
t_s (min)	320,10	29,98	138,35	16,01	67,18	1,91
t_{conv} (min)	280,84	43,16	114,25	10,71	58,12	2,47
t_a (min)	23,26	32,06	393925,32	335033,12	83185,05	95880,46

En conditions saturées, l'écoulement est homogène avec une fraction nulle d'eau isolée, une fraction importante d'eau mobile représentant approximativement 80% du volume d'eau total et une fraction d'eau immobile de 20%.

En conditions non saturées, nous avons pratiquement les mêmes valeurs avec une légère augmentation de la fraction mobile (de l'ordre de 85%). On note, dans ce dernier cas, que l'échange entre les fractions d'eau mobile et immobile est très limité. En effet, les valeurs du coefficient d'échange de solutés entre les deux fractions sont très faibles. De même, les temps d'échange entre les deux fractions sont nettement supérieurs aux temps de résidence dans le réacteur ou temps convectif. En conclusion, en conditions non saturées, la fraction immobile pourrait être considérée comme quasi isolée.

En conclusion générale de cette partie, l'écoulement doit être considéré comme dispersif et fractionné pour le cas du gravier bimodal avec approximativement 50% de l'eau mobile en conditions saturées et un peu moins de 40% en conditions non saturées. Ces données sont comparables aux valeurs hydrodispersives obtenues pour le gravier avec matrice constitutif de l'horizon supérieur (Lassabatere *et al.*, 2004 ; Lassabatere *et al.*, 2007). En effet, les valeurs trouvées par ces auteurs, pour une vitesse d'injection comparable, sont de 50% pour la fraction mobile, 35-37% pour la fraction immobile avec des coefficients d'échange comparables (Tableau 21 et Tableau 22). On peut donc supposer que les deux graviers sableux ont un comportement hydrodispersif comparable. Le fractionnement de l'écoulement peut résulter, dans les deux cas, de la concomitance de deux fractions granulométriques contrastées, une fraction graveleuse et une fraction sableuses matricielles, induisant des écoulements plus rapides au niveau des zones grossières et des poches d'eau comparativement stagnantes dans les zones plus fines. A contrario, l'homogénéité granulométrique du sable semble être propice à une homogénéité de l'écoulement et une dispersivité faible tant en conditions saturées qu'en non saturé. Dans ce cas, on peut considérer que le modèle CDE convient. Le contraste est saisissant avec les deux graviers sableux. Enfin, reste l'inconnue du gravier sans matrice. Pour ce dernier, des expérimentations n'ont pas été réalisées, en raison de la granulométrie particulière du matériau et les difficultés de mise en place et d'initiation des écoulements.

Tableau 21 : Paramètres hydrodispersifs obtenus par le code PHREEQC pour le même type de sol (Lassabatere *et al.*, 2007)

Paramètre	Valeur
q (cm/min)	7,89E-2
θ (cm cm ³)	0,257
f_m (cm ³ cm ⁻³)	5,1%
f_{im} (cm ³ cm ⁻³)	36,6%
f_{is} (cm ³ cm ⁻³)	13,3
α (s ⁻¹)	2,98E-5
λ (cm)	2,93

Tableau 22 : Bilan de masse (MB), facteur de retard (R) et paramètres hydrodynamiques MIM obtenus pour le sol S issu du bassin DjR (Lassabatere *et al.*, 2004)

	MB (%)	R (%)	$f_m = \theta_m/\theta$ (%)	$f_{im} = \theta_{im}/\theta$ (%)	$f_{is} = \theta_{is}/\theta$ (%)	α (s ⁻¹)	λ (cm)
S	98.4 (0.5)	88.2 (1.3)	50.7 (1.0)	37.5 (1.3)	11.8 (1.3)	0.00159 (0.00008)	3.30 (0.06)

Cette partie a permis de proposer une caractérisation de trois des lithofaciès constitutifs du dépôt fluvioglaciaire. La partie suivante aborde la concaténation de toutes ces informations et la modélisation du transfert de solutés non réactifs dans la section, avec prise en compte de ces informations.

4.3.4. Modélisation de l'influence des hétérogénéités d'un sol sur l'écoulement

Dans cette partie, on modélise le transfert dans les sections homogènes et hétérogènes. Pour rappel, outre la modélisation du transfert des solutés avec les paramètres hydrodispersifs des lithofaciès, on cherche à caractériser et confronter l'effet des paramètres hydrodispersifs à l'effet de l'hétérogénéité des écoulements. Il s'agit de déterminer les influences relatives de l'hétérogénéité de l'écoulement (induite par l'hétérogénéité architecturale) et l'hétérogénéité locale liée au fractionnement en eau mobile et immobile (induite par l'hétérogénéité intrinsèque des lithofaciès). On modélise donc quatre cas : (i) cas témoin sans aucune hétérogénéité (section uniforme sans fractionnement de l'écoulement), (ii) écoulement uniforme avec un fractionnement de l'écoulement marqué (du même type que le fractionnement observé pour les deux graviers avec matrice), (iii) écoulement préférentiel sans fractionnement de l'écoulement et (iv) écoulements préférentiels avec une description complète des écoulements fractionnés en fonction des propriétés hydrodispersives des lithofaciès. La comparaison du dernier cas (le plus complet) avec les autres cas permettra d'identifier les facteurs les plus influents quant au transfert des solutés.

4.3.4.1. Scénarios numériques

La modélisation de transport de solutés a été effectuée à l'aide du logiciel HYDRUS-2D pour la vitesse faible q_1 et la vitesse moyenne q_2 investiguées dans le chapitre 4.2. La plus forte vitesse q_3 n'a pas été modélisée en raison de problèmes de convergence numérique, la vitesse darcienne étant supérieure à la conductivité hydraulique à saturation du matériau homogène. De plus, la forte vitesse est moins propice aux écoulements préférentiels, tel que démontré dans la section relative à l'établissement des écoulements préférentiels.

Deux distributions de matériaux ont été testées :

- Une section homogène composée de gravier bimodal, le matériau majoritaire (Figure 34, Hom),
- Une section hétérogène (Figure 34, Hétéro), avec des stratifications et des inclusions entre les quatre types de sol.

La modélisation du transport de solutés nécessite préalablement l'atteinte du régime permanent pour chaque vitesse. Dans cet objectif, le drainage de la section pendant 168 heures a été modélisé. La carte de pression obtenue en fin de drainage est importée comme condition initiale pour la modélisation suivante. Celle-ci comprend la mise en place d'une condition supérieure de flux imposé (correspondant à la vitesse testée) et une condition limite inférieure de drainage libre. Un écoulement se met en place avec déplacement du front d'humidification vers la condition limite inférieure. Une fois la limite inférieure atteinte, l'écoulement devient permanent et le potentiel de pression ne varie quasiment plus dans le temps. Ce sont ces cartes de pression qui sont alors définies comme conditions initiales des fichiers de modélisation numérique du transfert des solutés. Pour cette modélisation, les mêmes conditions de flux d'eau sont considérées : une condition de troisième type (Diriclet) pour les solutés en conditions limites supérieures.

Pour les deux sections de sol, un écoulement homogène de type CDE et un écoulement fractionné de type MIM ont été simulés avec les conditions supplémentaires suivantes :

- une dispersivité de 2 cm pour le gravier sous ses différentes formes (avec ou sans matrice ou bimodal)
- une dispersivité de 2 mm pour le sable
- des teneurs en eau immobiles établies à partir des teneurs en eau atteintes en régime permanent et correspondant à un fractionnement de 50%
- un coefficient d'échange de $0,06 h^{-1}$.

Les temps relatifs à la modélisation sont un temps d'injection du soluté de 10 h et un temps d'écoulement à travers la section équivalent à plus de cinq fois le temps de séjour théorique.

4.3.4.2. Caractéristiques des écoulements dans les sections homogène et hétérogène

La modélisation numérique des écoulements montre que le contraste de propriétés hydrodynamiques se traduit par une hétérogénéité des écoulements surtout en condition de vitesse faible. A vitesse faible, le potentiel de pression et les teneurs en eau restent faibles, notamment dans les matériaux les plus drainants (sable et gravier) du fait d'une plus faible capacité de rétention d'eau de ces lithofaciès. Ces lithofaciès ont donc une perméabilité plus faible et conditionnent des déviations d'écoulement au niveau de leurs interfaces avec le lithofaciès prédominant, le gravier bimodal. S'ensuit une canalisation des écoulements (de type « funneled flow ») responsable des écoulements préférentiels observés (Figure 49). En conditions saturées, ces phénomènes se résorbent.

En conclusion, le contraste de propriétés hydrodynamiques se manifeste par la mise en place d'écoulements préférentiels surtout en conditions non saturées c.-à-d. pour des vitesses imposées faibles. En cas contraire, le champ d'écoulement est uniforme. Les résultats numériques obtenus pour les vitesses de 0.025 cm/min (soit 0.015 m/h) (Figure 49) et de 0.064 cm/min (soit 0.0384 m/h) corroborent les études antérieures (Goutaland *et al.*, 2013; Goutaland *et al.*, 2007; Winiarski *et al.*, 2013).

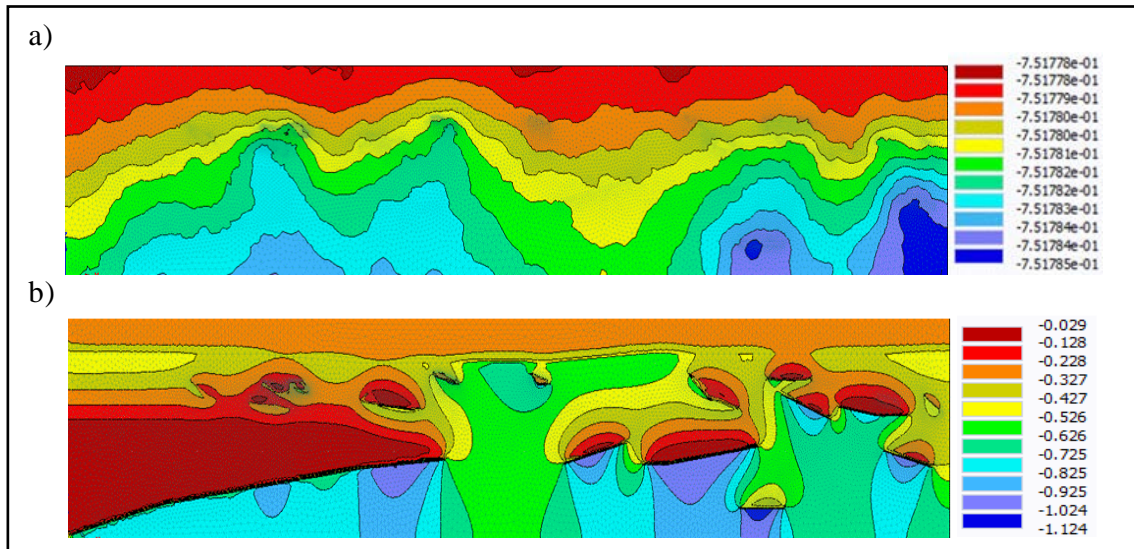


Figure 49 : Ecoulements non réactifs modélisés avec HYDRUS-2D : Cartes de pression h (-m) à l'état stationnaire pour la section homogène (a) et pour la section hétérogène (b), pour le cas d'une vitesse faible (0.015 m/h)

4.3.4.3. Elution des solutés en condition limite inférieure (profondeur de 2.5 m)

Les éluions du traceur pour les quatre cas étudiés sont illustrés ci-dessous. Dans un premier temps, on cherche ici à évaluer l'impact de la mise en place des écoulements préférentiels sur le transfert des solutés. Pour cela, on compare la concentration du traceur en condition limite inférieure, soit à 2.5 m de la surface (Figure 50) entre les sections uniforme (écoulement uniforme) et hétérogène (écoulement hétérogène) pour les vitesses faibles essentiellement. Considérons, en premier lieu, le cas simple d'un écoulement uniforme. Lorsque les conditions hydrauliques ne sont pas propices à l'établissement des écoulements préférentiels (section uniforme, section hétérogène avec des conditions proches de la saturation et des vitesses imposées fortes), le transfert est inchangé entre la section uniforme et la section hétérogène. En effet, on voit bien, à partir de la Figure 50, qu'à vitesse moyenne, les courbes d'éluion en sections homogène et hétérogène sont identiques et ne dépendent que du fractionnement de l'écoulement de type MIM observé dans la matrice principale (Gravier bimodal). Dans ce cas, le facteur contraste des propriétés hydrodynamiques n'a aucun effet. Le fractionnement de type MIM est le seul facteur affectant le transfert des solutés.

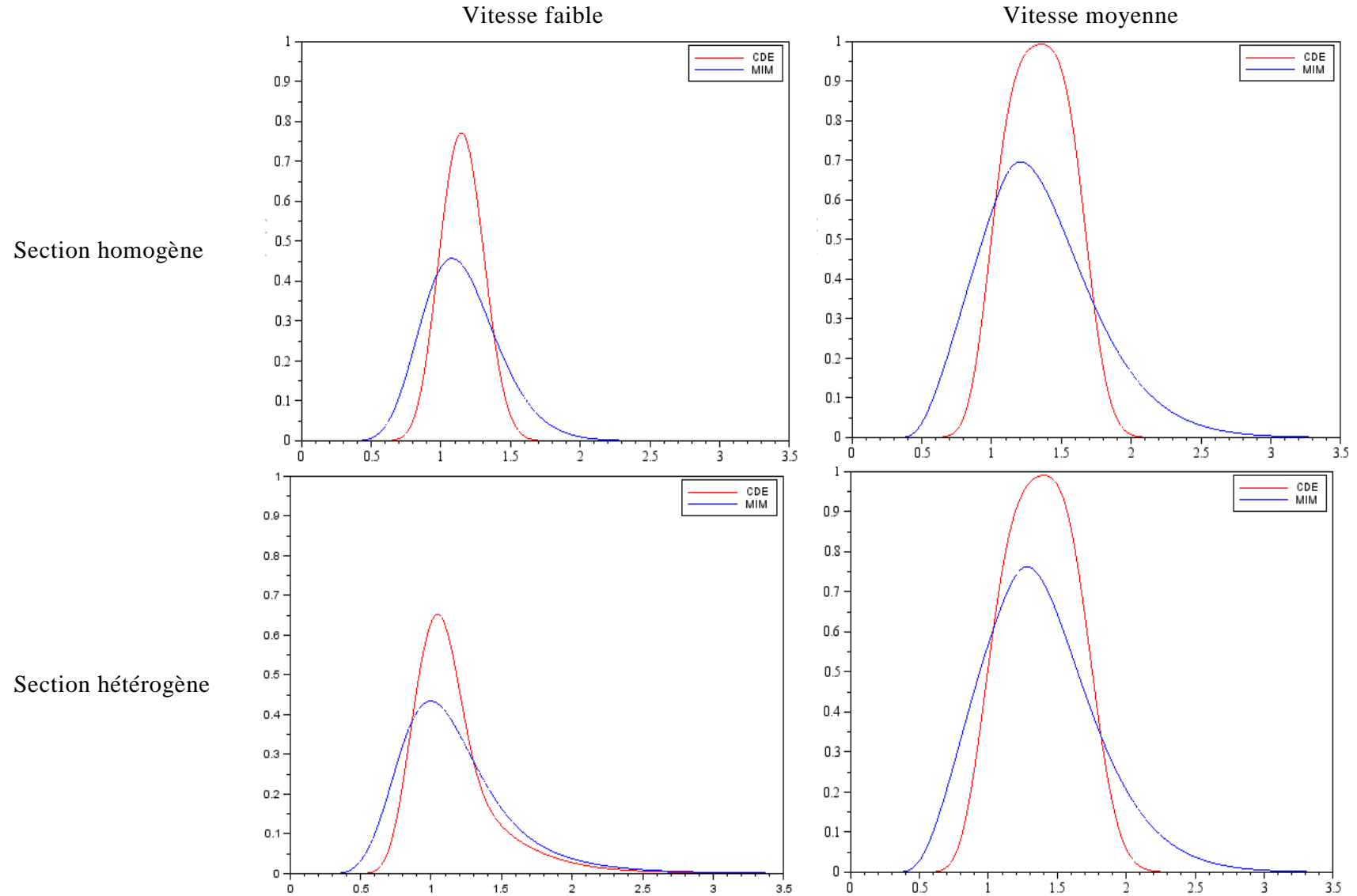


Figure 50 : Transfert des solutés dans les deux sections (homogène et hétérogène) en fonction de la vitesse et du fractionnement de l'écoulement, l'axe des abscisses représentant t/t_0 et l'axe des ordonnées C/C_0

En revanche, à plus faible vitesse, les tendances changent. Ceci est notamment clair pour le cas d'un écoulement sans fractionnement. On voit bien que la courbe de percée correspondant à la section uniforme est symétrique pour le cas d'un écoulement non fractionné (écoulement de type CDE). En section hétérogène, la courbe devient asymétrique, avec une percée plus rapide et une traînée plus importante. Les écoulements préférentiels induisent une asymétrie qui s'apparenterait à l'effet d'un simple fractionnement de l'écoulement. Quand on considère en supplément un écoulement fractionné de type MIM, le degré d'hétérogénéité de l'écoulement se traduit aussi par une augmentation de l'asymétrie de la courbe de percée. Dans ce cas, en section hétérogène, les facteurs écoulement préférentiel et fractionnement de l'eau (MIM) ont un effet significatif sur le transfert des solutés.

On note que l'hétérogénéité du cheminement de l'eau a un impact significatif sur le transfert des solutés. On note aussi que cet effet s'apparente (en nature) à l'effet d'un fractionnement de type MIM. Les processus d'écoulements préférentiels se traduisent à l'échelle de la section comme un écoulement fractionné de type MIM. Nous allons donc essayer de traiter toutes ces courbes d'élution de sorte à caractériser des propriétés hydrodispersives équivalentes pour tous les scénarios. Dans ce cas, les sections uniforme et hétérogène sont ramenées à un matériau homogène équivalent de longueur L correspondant à la hauteur de la section (2.5 m), de teneur en eau moyenne à déterminer et soumis à une vitesse de percolation correspondant au débit q imposé. Les courbes d'élution numériques générées avec le logiciel HYDRUS-2D sont inversées au même titre que les courbes d'élution expérimentales du traceur, obtenues pour le lithofaciès. On procède à une inversion numérique 1D en considérant la section comme un réacteur de longueur 2.5 m (ou une colonne de 2.5 m de haut). Les paramètres hydrodispersifs de chaque simulation ont été déterminés à l'aide de HYDRUS-1D par la méthode de résolution inverse, d'une part selon le modèle CDE et d'autre part selon le modèle MIM.

4.3.4.4. Détermination des paramètres hydrodispersifs efficients

Les données issues de la modélisation HYDRUS-2D ont d'abord été traitées avec Scilab pour vérifier que le bilan de masse était égal à 1 et déterminer la teneur en eau équivalente de la section. En effet, si en section uniforme la teneur en eau moyenne présente dans la section peut être aisément évaluée, en section hétérogène, cela s'avère plus complexe. Ainsi, on se base sur le temps de séjour du soluté, connaissant la vitesse darcienne imposée q , et la longueur L pour déterminer la teneur en eau moyenne (via l'équation 9). Les données sont ensuite modélisées avec HYDRUS-1D pour déterminer les paramètres hydrodispersifs. Dans les cas où un bon ajustement était possible, la valeur de la dispersivité a été fixée préalablement à 2 cm. Puis, dans le cadre d'une modélisation de type MIM, la valeur du coefficient d'échange α a été également fixée à $0.06 h^{-1}$. Cette démarche permet d'estimer la fraction en eau mobile et notamment de vérifier l'adéquation entre les données

générées sur la section (par HYDRUS-2D) et les inversions 1D (données fournies par HYDRUS-1D).

4.3.4.4.1. Section homogène sans écoulement fractionné (cas i)

Les caractéristiques des écoulements ainsi que les paramètres hydrodispersifs relatifs à la section homogène figurent dans le Tableau 23 (Section homogène CDE). On rappelle que les valeurs de débits de 0.015 m/h et de 0.0384 m/h correspondent aux valeurs de débits de 0.025 cm/min et 0.064 cm/min pour lesquelles les lithofaciès ont été caractérisés en termes de propriétés hydrodispersives.

Tableau 23 : Caractéristiques et paramètres hydrodispersifs des écoulements modélisés à travers une section de sol homogène

		Section homogène_CDE		Section homogène_MIM	
q ($m \cdot h^{-1}$)		0,015	0,0384	0,015	0,0384
Temps de séjour t_s (h)		32,91	14,65	32,89	14,64
Teneur en eau moyenne		0,1974	0,2249	0,1974	0,2248
CDE	λ (m)	0,02	0,02	0,09	0,19
	D ($m \cdot h^{-1}$)	0,0003	0,001	0,001	0,007
MIM	λ (m)	0,02	0,02	0,02	0,02
	D_m ($m \cdot h^{-1}$)	0,002	0,003	0,00	0,01
	θ_{im}	0,00005	0,0014	0,0987	0,1124
	f_m	100%	99%	50%	50%
	α (h^{-1})	0,046	0,435	0,06	0,06
	t_D (h)	0,3	0,1	0,26	0,12
	t_{conv} (h)	32,9	14,5	16,45	7
t_α (h)	0	0	1,65	1,87	

Pour les deux vitesses et pour la section homogène, les éluions numériques obtenues s’ajustent parfaitement sur un modèle de type CDE avec, comme valeur optimale, la valeur entrée dans le modèle 2D. Cela signifie que la modélisation en deux dimensions ne donne pas lieu à une distorsion du signal par le maillage de la section. Ainsi, on a vérifié que la modélisation d’un écoulement de type CDE avec une dispersivité donnée par le logiciel HYDRUS-1D et la modélisation sur la section homogène par le logiciel HYDRUS-2D avec des maillages différents correspondent parfaitement.

4.3.4.4.2. Section homogène avec fractionnement de l'écoulement (cas ii)

Les paramètres hydrodispersifs relatifs à la section homogène figurent dans le Tableau 23 (Section homogène MIM). Tout comme pour le cas d'un écoulement non fractionné, l'inversion numérique 1D donne bien les paramètres hydrodispersifs utilisés pour générer la courbe d'éluion. Ainsi, le changement de maillage (passage de la section 2D à un maillage 1D) aboutit aux mêmes résultats. L'écoulement est bien fractionné à 50% avec une cinétique de transfert entre eau mobile et eau immobile limitante (temps d'échange et de résidence dans l'eau mobile du même ordre de grandeur). L'ajustement avec un modèle de type CDE sur un écoulement de type MIM s'avère possible moyennant une augmentation de la dispersivité (9 cm pour la vitesse faible et 19 cm pour la vitesse moyenne, soit presque 5 et 10 fois plus que la dispersivité initiale). L'écoulement fractionné peut ainsi être modélisé comme un écoulement extrêmement très dispersif. Néanmoins, la dispersivité équivalente a une valeur physiquement non plausible.

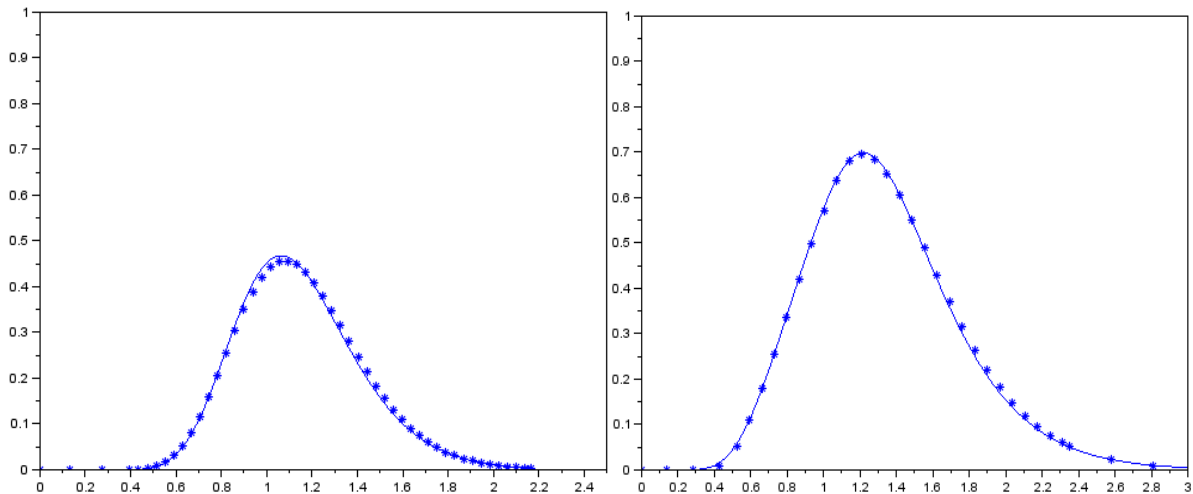


Figure 51 : Ajustement du modèle CDE sur un écoulement fractionné de type MIM à travers une section homogène, à vitesse faible (gauche) et à vitesse moyenne (droite), l'axe des abscisses représentant t/t_0 et l'axe des ordonnées C/C_0

4.3.4.4.3. Section hétérogène sans fractionnement de l'écoulement (cas iii)

Les inclusions et stratifications du massif sont à l'origine d'un écoulement préférentiel. La procédure de résolution inverse consiste à établir si cet écoulement particulier peut être modélisé comme un écoulement homogène dispersif ou comme un écoulement fractionné. Le Tableau 24 (Section hétérogène CDE) présente les caractéristiques et les paramètres hydrodispersifs relatifs à la section hétérogène pour les meilleurs ajustements obtenus.

Tableau 24 : Caractéristiques et paramètres hydrodispersifs des écoulements modélisés à travers une section de sol hétérogène

		Section hétérogène_CDE		Section hétérogène_MIM	
	q ($m \cdot h^{-1}$)	0,015	0,0384	0,015	0,0384
	Temps de séjour ts (h)	29,2	13,2	29,3	13,2
	Teneur en eau moyenne	0,1753	0,2022	0,1757	0,2025
CDE	λ (m)	x	0,0282	-	0,174
	D ($m \cdot h^{-1}$)	x	0,001	-	0,007
MIM	λ (m)	0,02	0,02	0,136	0,02
	D_m ($m \cdot h^{-1}$)	0,002	0,004	0,012	0,007
	θ_{im}	0,0260	0,0221	0,0114	0,0984
	f_m	85%	89%	94%	51%
	α (h^{-1})	0,0039	0,06	0,0012	0,067
	t_D (h)	0,2	0,1	1,60	0,11
	t_{conv} (h)	24,9	11,7	27,39	6,78
t_α (h)	6,7	0,4	9,75	1,48	

L'inversion du signal par le modèle de type CDE a été concluante à vitesse moyenne mais pas à vitesse faible. A vitesse moyenne, un écoulement homogène très dispersif peut représenter le transport de solutés à travers une section constituée de matériaux ayant des propriétés hydrodynamiques différentes mais sans hétérogénéité intrinsèque (écoulement de type CDE pour chaque matériau).

A vitesse faible, l'inversion numérique 1D ne peut produire un ajustement correct des éluions numériques obtenues pour la section. A cause de chemins préférentiels trop importants, l'écoulement est trop hétérogène pour être modélisé avec un écoulement dispersif. Il faut alors modéliser le transfert des solutés avec un fractionnement de type MIM. En ce qui concerne les ajustements, ni une optimisation simultanée des trois paramètres, ni le fait de fixer à la fois la dispersivité α et le coefficient d'échange n'a permis d'aboutir à une inversion 1D adéquate. La dispersivité est le seul paramètre à pouvoir être fixé. Les autres paramètres doivent être optimisés et sont détaillés au Tableau 24 (colonne section hétérogène CDE).

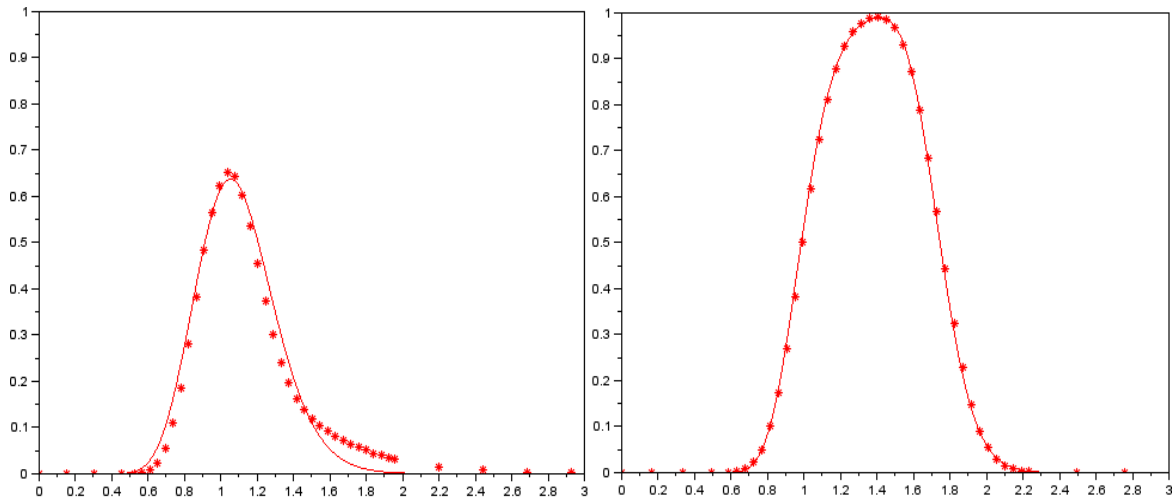


Figure 52 : Ajustement du modèle CDE sur un écoulement de type CDE à travers la section hétérogène, à vitesse faible (gauche) et à vitesse moyenne (droite), l'axe des abscisses représentant t/t_0 et l'axe des ordonnées C/C_0

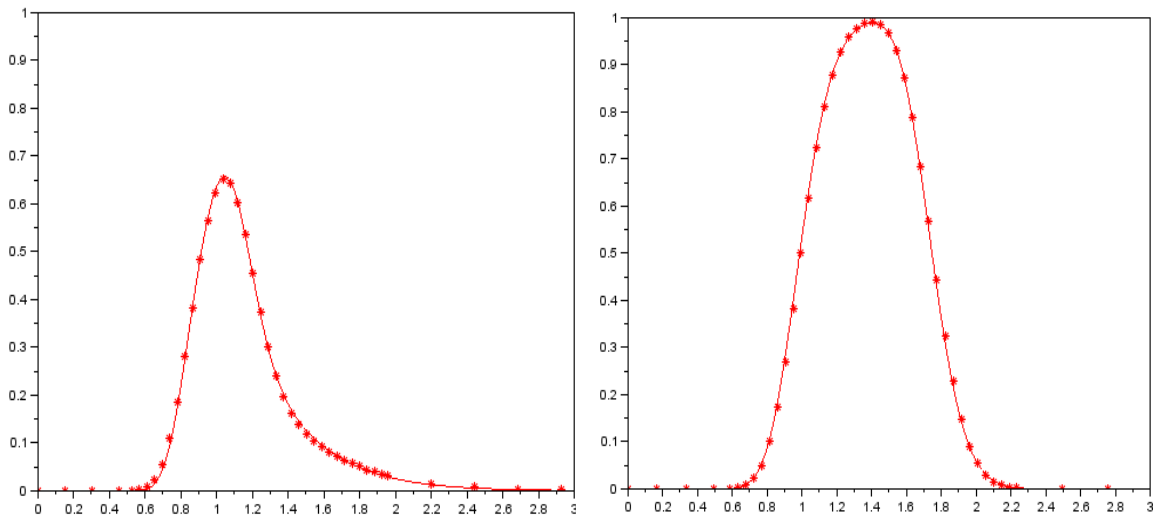


Figure 53 : Ajustement du modèle MIM sur un écoulement de type CDE à travers la section hétérogène à vitesse faible (à gauche) et à vitesse moyenne (à droite), l'axe des abscisses représentant t/t_0 et l'axe des ordonnées C/C_0

Pour une dispersivité de 2 cm et un coefficient d'échange de $0,0039 h^{-1}$, la fraction d'eau mobile passe de 85% à 99% entre la vitesse faible et la vitesse moyenne. Une augmentation de la vitesse permet donc une homogénéisation de l'écoulement à travers la section hétérogène.

Plusieurs triplets de solutions ont été trouvés avec un ou deux degrés de libertés (Annexe 4). L'inversion avec le modèle MIM donne lieu soit à des fractions immobiles faibles, soit à des fractions immobiles importantes mais avec un coefficient d'échange élevé. Le transfert entre les zones d'eau mobile et les zones

d'eau immobile est très rapide, ce qui traduit le caractère homogène de l'écoulement à moyenne vitesse.

Cette partie montre bien que l'établissement d'écoulements préférentiels a un effet significatif sur le transfert des solutés. Cet effet est comparable à celui créé par un fractionnement de type MIM correspondant à la présence d'une fraction immobile faible (15%) mais avec un transfert cinétiquement limité. Cet effet est plus important logiquement à faible vitesse quand les écoulements préférentiels sont plus marqués.

4.3.4.4.4. Section hétérogène avec fractionnement de l'écoulement (cas iv)

Comme précédemment, l'inversion numérique 1D ne permet pas un bon ajustement à vitesse faible avec le modèle CDE. En revanche, un écoulement à vitesse moyenne présentant des contrastes hydrauliques et un fort fractionnement peut se modéliser par un écoulement hautement dispersif (avec une dispersivité de 17,4 cm).

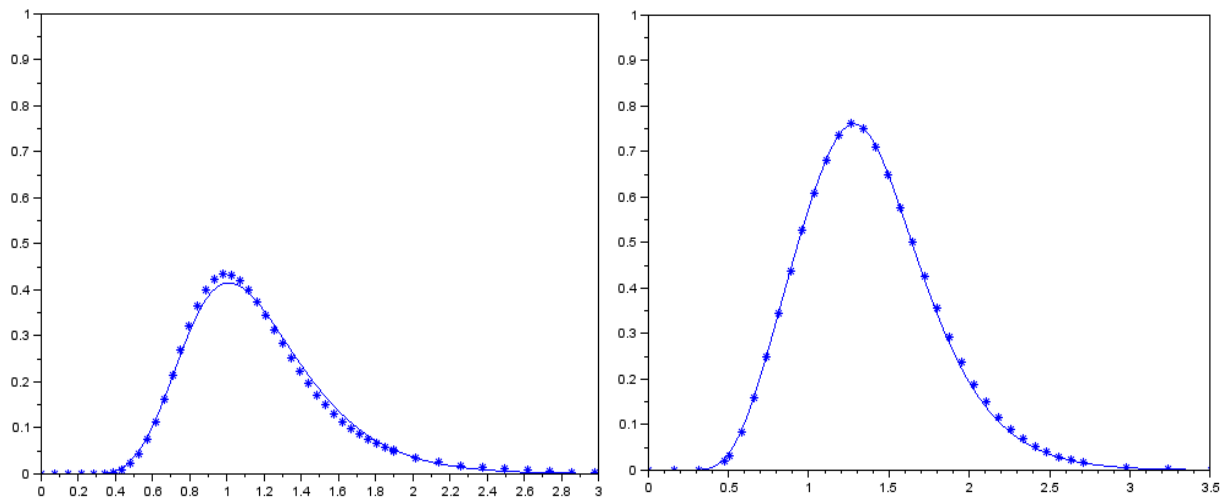


Figure 54 : Ajustement du modèle CDE sur un écoulement fractionné de type MIM à travers la section hétérogène, à vitesse faible (gauche) et à vitesse moyenne (droite), l'axe des abscisses représentant t/t_0 et l'axe des ordonnées C/C_0

A vitesse faible, aucun ajustement satisfaisant n'a été obtenu avec une modélisation inverse de type MIM en laissant un ou deux degrés de liberté. Une optimisation simultanée des trois paramètres hydrodispersifs a permis d'aboutir à un ajustement parfait caractérisé par une dispersivité très élevée et une fraction immobile et un coefficient d'échange faibles.

Concernant la vitesse moyenne, il n'est pas possible d'obtenir un bon ajustement en fixant simultanément la dispersivité et le coefficient d'échange. Avec une dispersivité à 2 cm, la fraction mobile atteint 51%, ce qui coïncide avec le fractionnement initialement fixé lors de la modélisation de l'écoulement avec HYDRUS-2D.

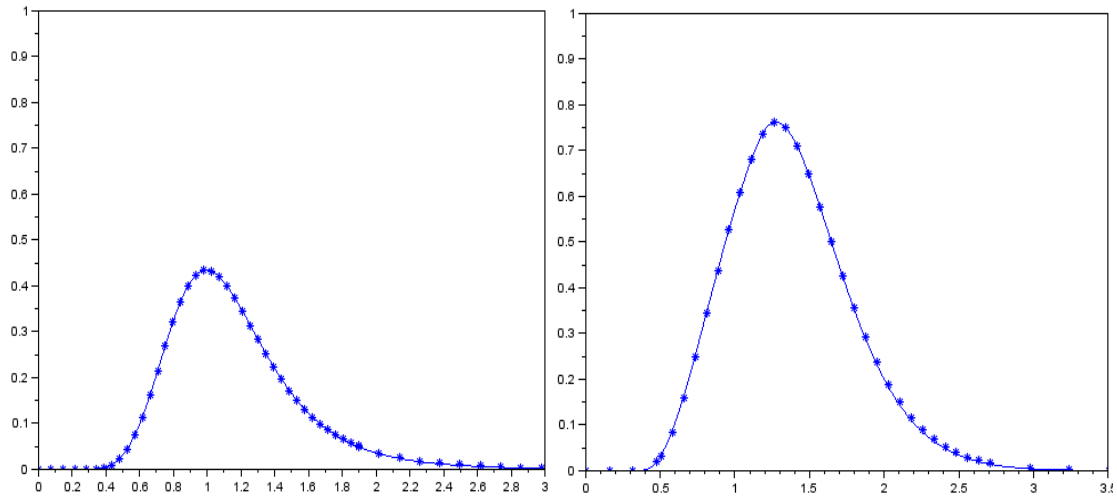


Figure 55 : Ajustement du modèle MIM sur un écoulement fractionné de type MIM à travers la section hétérogène, à vitesse faible (gauche) et à vitesse moyenne (droite), l'axe des abscisses représentant t/t_0 et l'axe des ordonnées C/C_0

4.3.4.5. Influence des hétérogénéités architecturales et intrinsèques sur l'écoulement en fonction de la vitesse de flux

L'objectif de cette étude est de comparer, pour le transfert de solutés non réactifs, les effets liés à l'hétérogénéité architecturale (contraste de propriétés hydrodynamiques) et les effets liés à l'hétérogénéité intrinsèque (fractionnement de l'eau de type MIM) des matériaux constituant la section du bassin d'infiltration Django Reinhardt.

L'inversion numérique 1D des courbes d'élution obtenues pour les sections a été effectuée selon les modèles MIM et CDE pour la section homogène et pour la section hétérogène afin de mesurer le degré d'hétérogénéité de l'écoulement. La détermination des paramètres hydrodispersifs a été réalisée de manière à fixer la dispersivité puis, dans la mesure du possible, le coefficient d'échange pour mieux percevoir la variation de la fraction en eau mobile entre les différents cas étudiés.

La Figure 56 et la Figure 57 présentent pour la vitesse faible et la vitesse moyenne, les fractions en eau mobile et les coefficients d'échange correspondant aux meilleurs ajustements obtenus par une modélisation inverse de type MIM.

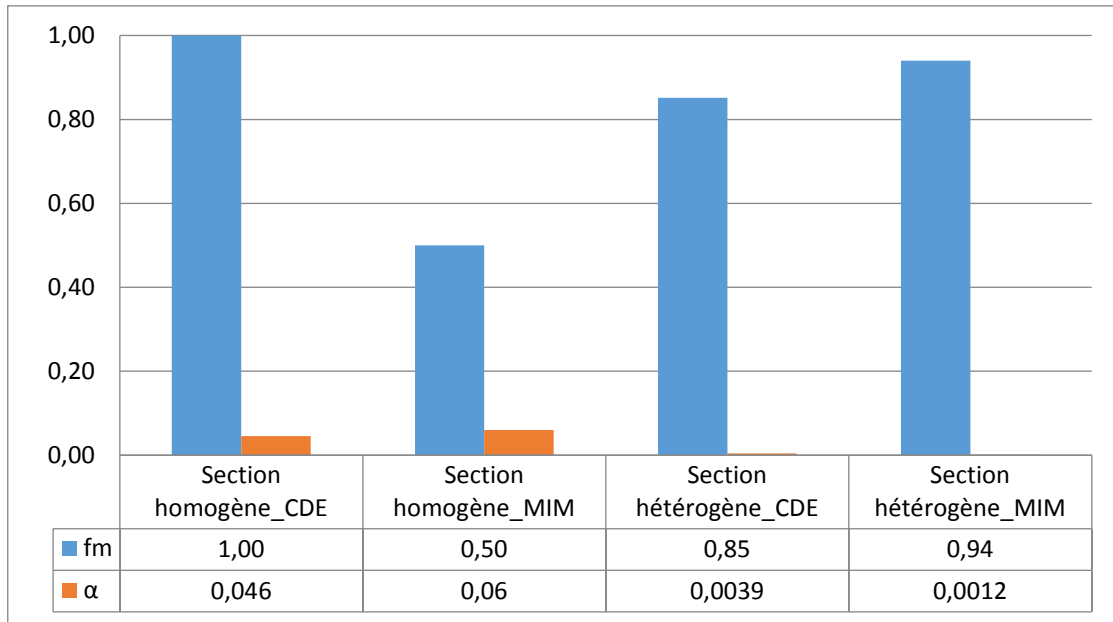


Figure 56 : Fraction mobile et coefficient d'échange à vitesse faible

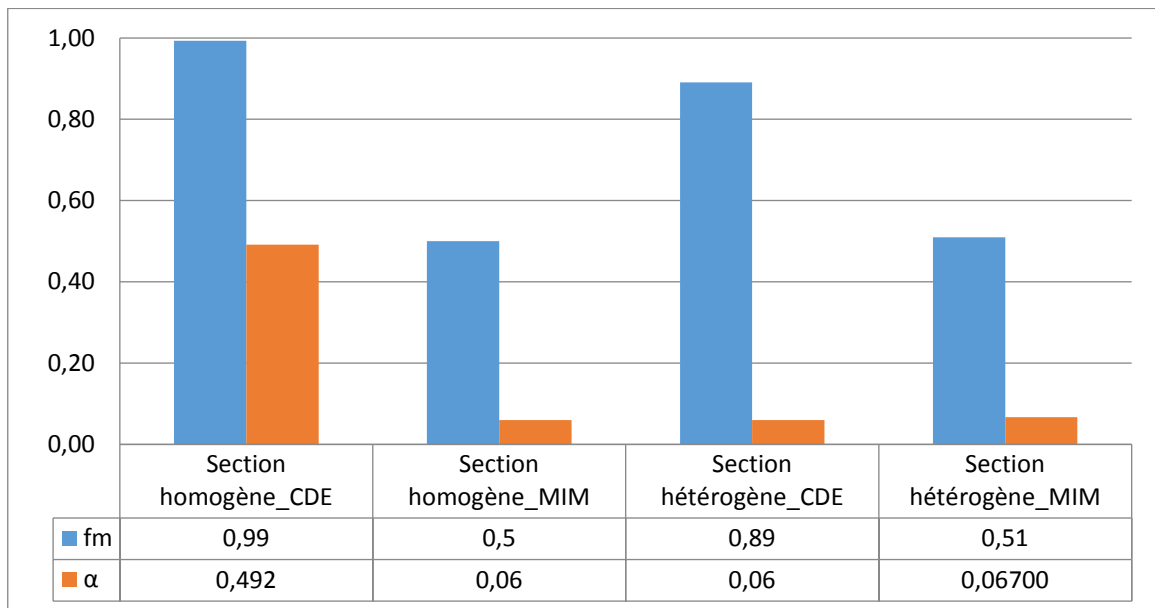


Figure 57 : Fraction mobile et coefficient d'échange à vitesse moyenne

A vitesse moyenne comme à vitesse faible, un écoulement fractionné à travers une section de sol homogène peut se modéliser comme un écoulement très dispersif. L'introduction de contrastes hydrauliques a des incidences différentes selon la vitesse d'écoulement. A vitesse moyenne, les écoulements préférentiels sont relativement restreints et le transfert des solutés en section hétérogène sans prise en

compte de l'hétérogénéité intrinsèque est équivalent à un écoulement faiblement fractionné de type MIM avec une fraction d'eau mobile de l'ordre de 90%. De surcroît, lorsqu'on considère l'effet de l'hétérogénéité intrinsèque (fractionnement de l'écoulement au sein de chacun des matériaux), la fraction d'eau mobile est inchangée, que l'écoulement ait lieu à travers une section homogène ou une section hétérogène. Ainsi, malgré une hétérogénéité architecturale, l'effet de l'hétérogénéité de l'écoulement à l'échelle du dépôt a très peu d'effet.

A vitesse faible, l'écoulement à travers une section composée de matériaux aux propriétés hydrodynamiques différentes est trop hétérogène pour être assimilé à un écoulement très dispersif. Une modélisation inverse de type MIM a permis de rendre compte de l'existence d'une fraction faible d'eau immobile ne participant pas à l'écoulement (15%). Les hétérogénéités architecturales sont donc facteurs d'hétérogénéité de l'écoulement à vitesse faible. D'autre part, l'ajout d'une hétérogénéité intrinsèque n'accentue pas le fractionnement de l'eau. La combinaison des deux facteurs d'hétérogénéité à vitesse faible donne lieu à une fraction immobile (6%) totalement isolée de l'écoulement. Cependant, la combinaison des deux hétérogénéités se traduit par un écoulement très dispersif avec une dispersivité très importante.

Ces conclusions corroborent les travaux dans le chapitre portant sur l'écoulement. La vitesse de flux n'a pas d'incidence sur le transfert de solutés à travers une section de sol homogène mais elle peut donner lieu à un écoulement fractionné si la section de sol traversée comporte des matériaux aux propriétés hydrodynamiques différentes. La présente étude démontre qu'un écoulement à vitesse faible à travers une section de sol hétérogène est limité par l'existence d'une fraction d'eau isolée et des échanges peu significatifs entre les zones d'eau mobile et les zones d'eau immobile.

4.3.5. Conclusion

Les eaux collectées s'infiltrent dans les sols qui servent de support aux bassins d'infiltration et constituent ainsi un risque de contamination de ces sols et des nappes phréatiques sous-jacentes. Ces sols sont souvent composés de plusieurs couches de matériaux hétérogènes de porosités et de propriétés hydrodynamiques contrastées. Ainsi, dans la zone non saturée du sol, les polluants transitent dans un milieu affecté par deux types d'hétérogénéité. Le premier type est relatif aux propriétés intrinsèques des matériaux potentiellement à l'origine d'un fractionnement de l'écoulement au sein des matériaux. Par exemple, les matériaux grossiers ou à agrégats sont favorables au fractionnement de l'eau interstitielle en fractions mobile et immobile. Le deuxième type d'hétérogénéité fait référence à l'architecture des formations superficielles et donc à la présence de matériaux aux propriétés hydrodynamiques contrastées. La présence de stratifications et d'inclusions de matériaux peut provoquer l'apparition d'écoulements préférentiels et ainsi accélérer l'infiltration des eaux polluées.

Cette partie comprend deux volets. Un premier volet concerne la caractérisation des propriétés hydrodispersives, à l'aide d'essais en colonne de laboratoire pour le lithofaciès prédominant, en complément des données existantes sur un autre des lithofaciès présents dans le dépôt. La seconde partie concerne une étude numérique sur le transfert des solutés à l'échelle d'une section 2D réelle (échelle plurimétrique), couplant l'effet du contraste de propriétés hydrodynamiques (hétérogénéité architecturale) et l'effet du fractionnement de l'écoulement au sein de chacun des lithofaciès (hétérogénéité intrinsèque).

Concernant le premier volet, le traitement des courbes d'élution par la modélisation a montré l'importance de l'utilisation du modèle MIM pour rendre compte d'un fractionnement de l'écoulement dû à la distribution granulométrique hétérogène du gravier bimodal. En conditions saturées, environ 60% des pores sont accessibles à l'écoulement. En conditions non saturées, la proportion de pores participant directement à l'écoulement diminue sensiblement et finit par chuter à moins de 15% à vitesse faible. L'écoulement au sein du gravier bimodal est donc très régionalisé et s'accroît en conditions non saturées surtout pour les faibles vitesses.

Concernant le second volet, la modélisation numérique réalisée a consisté à comparer les influences des contrastes hydrodynamiques et du fractionnement de l'écoulement sur le transfert de solutés, à l'échelle de la section. Il en ressort que le contraste de propriétés hydrodynamiques engendre la mise en place d'écoulements préférentiels dans le dépôt en conditions non saturées, c'est-à-dire pour des vitesses d'écoulement faibles. L'effet produit s'apparente à celui causé par un fractionnement de l'écoulement et se traduit par l'existence de zones d'eau immobile ne participant pas à l'écoulement. La combinaison de contrastes hydrodynamiques et du fractionnement de l'eau accentue l'hétérogénéité de l'écoulement. A vitesse moyenne, les hétérogénéités architecturales n'ont pas d'incidence sur l'écoulement. Seul le fractionnement de l'écoulement est susceptible d'affecter le transfert de solutés.

Ces conclusions font suite à la première partie qui traite des écoulements, et sont en cohérence avec ses premiers résultats : le contraste de propriétés hydrodynamiques entre les lithofaciès d'un sol affecte l'écoulement uniquement à vitesse faible. La mise en place des écoulements préférentiels résultant a un effet aussi important sur le transfert non réactif que le fractionnement de l'écoulement lié à l'hétérogénéité intrinsèque des matériaux. Dans le chapitre suivant, ces résultats sont déclinés en fonction de la réactivité des polluants.

4.4. Répercussion des écoulements préférentiels sur le transfert réactif de masse

4.4.1. Introduction

Dans ce chapitre, nous présentons dans un premier temps les résultats relatifs à la caractérisation géochimique des lithofaciès en se basant sur l'approche isotherme d'adsorption. Le cuivre sera particulièrement étudié comme polluant métallique du fait de son omniprésence dans les eaux pluviales et du fait de sa mobilité. Ensuite, nous étudions la modélisation du transfert de solutés durant l'infiltration. Le but étant d'identifier les conditions favorables à l'écoulement préférentiel et aux transferts de masse induits, et de mettre en correspondance le transfert modélisé et les observations de terrain. A cet effet, le transfert de soluté a été étudié pour un traceur et deux solutés réactifs ayant deux réactivités différentes, ce qui est traduit en termes de valeurs contrastées de coefficients de distribution. On considère les paramètres hydrodispersifs propres à chaque lithofaciès, tels que caractérisés dans la section précédente. Cette partie permet de caractériser l'effet de la réactivité sur la sensibilité des polluants aux écoulements préférentiels, par comparaison du traceur non réactif aux solutés réactifs. Cette partie permet aussi de mettre en correspondance modélisation et observations sur la tranchée et d'identifier parmi les facteurs de régionalisation potentiels (i.e. propriétés hydrodynamiques, hydrodispersives ou géochimiques) celles qui sont responsables de la régionalisation observée.

4.4.2. Adsorption des métaux dans le sol : isothermes expérimentaux et modélisation de la rétention du cuivre

4.4.2.1. Batches avec solutions multi-contaminées

Les isothermes sont présentées en fonction du lithofaciès (colonne) et de la solution mère (ligne) (Figure 58). La teneur en cuivre retenue (S , axe des ordonnées) est représentée en fonction de la concentration dans le surnageant (C , axe des abscisses) pour des valeurs de concentration dissoute entre 0 et 10 $\mu\text{g/L}$. Cet intervalle correspond aux ordres de grandeur de la concentration de cuivre relarguée par les sédiments des trois bassins d'infiltration étudiés. En effet, les concentrations obtenues par essai de lixiviation des sédiments urbains ont donné lieu à des valeurs de l'ordre de 15 $\mu\text{g/L}$. Le cuivre se distingue par un relargage plus important que

pour les autres métaux. Ce relargage a été relié à la matière organique dissoute et un modèle géochimique a été proposé sur la base de la nature des matières organiques en fonction des caractéristiques des bassins d'infiltration (Sage, 2012). Les «vieux» sédiments ont une matière organique qui a eu le temps de migrer au sein des agrégats et qui est donc peu soluble (Larmet, 2007; Yin *et al.*, 2002). Le relargage associé est ainsi faible, de même pour les métaux complexés sur la matière organique. A contrario, les matières organiques apportées récemment sont plutôt présentes en périphérie des agrégats et peuvent se solubiliser facilement et ainsi libérer les métaux lourds préalablement adsorbés. Le relargage est affecté par une cinétique diffusionnelle au sein des agrégats (Sage, 2012).

Concernant la rétention, les solutions de lixiviation ont été mises en contact avec les lithofaciès du dépôt pour caractériser la capacité de rétention des polluants. La matière organique est toujours adsorbée de la même manière, avec une concentration dissoute du même ordre de grandeur dans tous les cas. Les isothermes de rétention à l'équilibre ont été caractérisées pour ces solutions en suivant le cuivre comme polluant modèle.

En ce qui concerne la forme des isothermes, on note des formes de type linéaire ou de type Langmuir, avec un effet plateau dans quelques rares cas (Figure 58). Les cas les plus marqués d'isotherme de Langmuir sont obtenus pour le sable et le gravier bimodal avec la solution obtenue par lixiviation du sédiment du bassin d'infiltration 'Le Carreau'. Les plateaux retranscrivent une saturation des sites de rétention et une rétention globale qui ne peut plus augmenter. On peut noter alors que le facteur nature chimique de la solution a un effet influant sur les résultats. En effet, les trois solutions différentes obtenues pour trois sédiments différents ont forcément des compositions chimiques différentes. En conséquence, en charge totale équivalente pour le cuivre, les concentrations des autres solutés diffèrent et les paramètres géochimiques globaux (pH, conductivité, etc.) sont aussi susceptibles de varier. Les mécanismes chimiques affectant le cuivre (notamment complexation en phase aqueuse, mais aussi phénomène de compétition pour l'accès aux sites d'adsorption, concentration en ligand et donc précipitation de phases nouvelles, etc.) sont susceptibles de varier. Ces résultats montrent que la rétention d'un élément (ici le cuivre) par les particules du sol est dépendante de la chimie de l'eau s'infiltrant dans le sol.

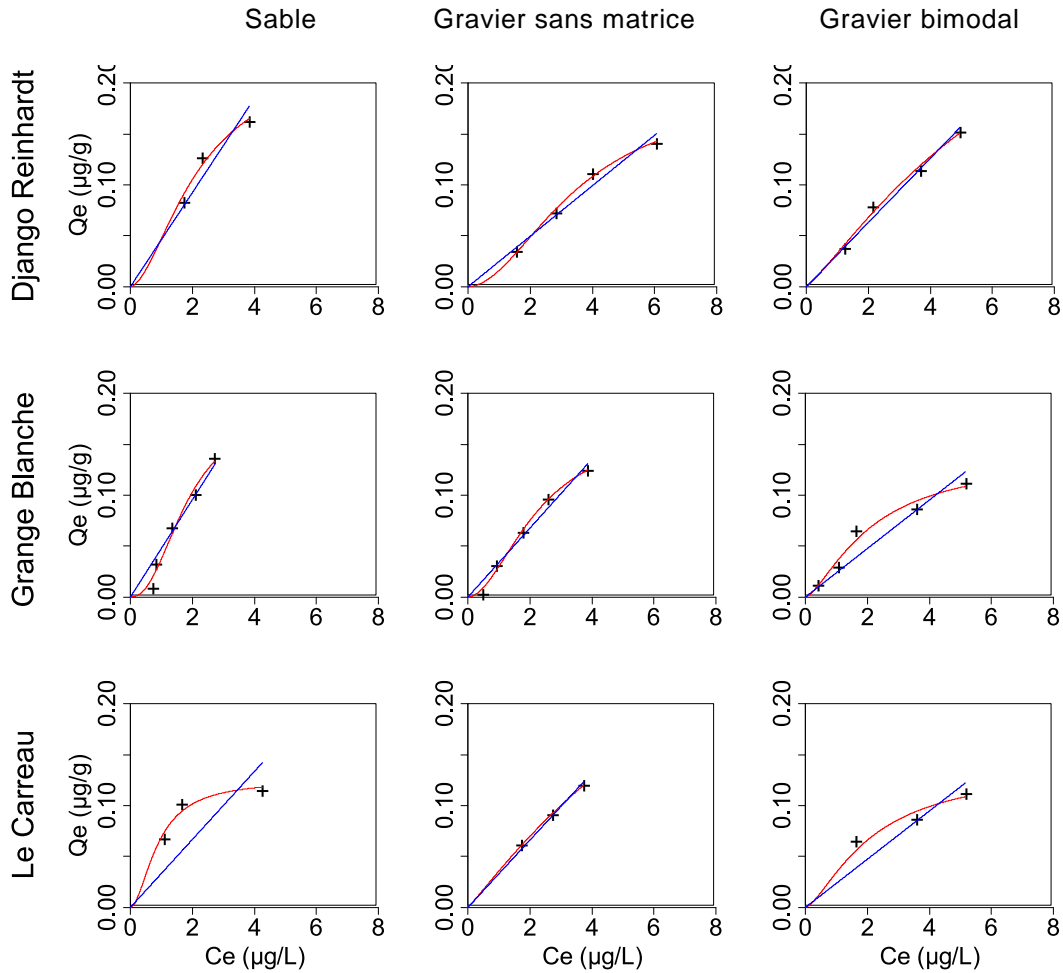


Figure 58 : Données expérimentales (points) et modèles d'isotherme complète et linéaire (traits), en fonction du type de lithofaciès (colonne) et de la solution multi-contaminée (ligne)

L'effet lithofaciès est aussi significatif. Si on prend l'exemple de la solution issue du bassin d'infiltration Django Reinhardt, la réactivité globale des particules, révélées par les pentes des isothermes, va dans le sens classique : gravier sans matrice < gravier bimodal < sable. Notamment, le sable semble plus réactif que les autres lithofaciès. Néanmoins, ces tendances ne sont pas très marquées et les pentes sont du même ordre de grandeur. On notera que les échelles ont été prises identiques pour faciliter la comparaison des isothermes. Si on considère la solution issue du bassin d'infiltration Grange Blanche, la tendance s'inverse entre le gravier sans matrice et le gravier bimodal. Le classement entre lithofaciès en termes de réactivité change et le gravier bimodal devient moins réactif que le gravier pur. Globalement, et en ordre de grandeur, les isothermes de rétention sont comparables entre lithofaciès. En particulier, le lithofaciès grossier (gravier sans matrice) ne présente pas de rétention significativement plus petite que les deux autres lithofaciès. Cette information est contre-intuitive dans la mesure où ce lithofaciès ne présente que de grosses particules qui sont *a priori* non réactives. On pourrait penser à un

classement décroissant de la réactivité avec la taille moyenne des particules ou la présence de matrice (tailles de petites particules). En effet, on établit souvent une correspondance entre granulométrie et surface spécifique, et donc réactivité (Badin *et al.*, 2008). Néanmoins, l'histoire peut s'avérer un peu plus complexe. En effet, il a déjà été démontré que certaines particules, notamment les particules calcaires, pouvaient présenter une porosité intra particulaire démultipliant leur réactivité. Par exemple, (Lassabatere *et al.*, 2007) ont mis en évidence que la rétention des trois métaux lourds Zn, Pb et Cd s'effectuait au sein de grains de carbonates poreux de dimensions de l'ordre de la centaine de micromètres voire du mm, tel qu'illustré ci-dessous.

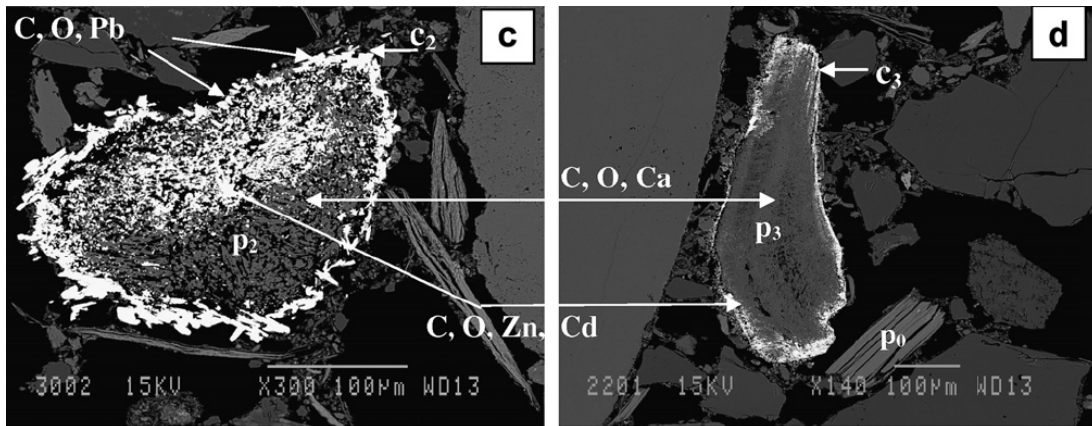


Figure 59 : Images MEB (microscopie électronique à balayage) de grains calcaires poreux propices à la rétention des métaux lourds (ici, Zn, Cd et Pb). Images obtenues sur le gravier avec matrice constituant la couche supérieure du bassin d'infiltration et soumis à l'injection de solutions tri-métalliques en colonnes de laboratoire (Lassabatere *et al.*, 2007)

Les données expérimentales des batchs ont été ajustées sur l'équation 53, usuellement considérée et implémentée dans HYDRUS. Deux options ont été considérées : isotherme linéaire et isotherme complète avec retranscription du plateau. Les paramètres sont présentés pour le cas des isothermes obtenues et décrites dans la Figure 58. Ces paramètres ont été obtenus par les équations de passage d'échelle décrites dans le chapitre « Matériels et méthodes », et sont proposés pour le système d'unités employé pour la modélisation numérique (HYDRUS), à savoir mètre pour la longueur, heure pour le temps et kilogramme pour la masse. Les paramètres font apparaître la similarité globale des isothermes entre les différents lithofaciès et solutions, en dépit de quelques différences.

Tableau 25 : Valeurs des paramètres de l'isotherme de sorption du cuivre (Equation 29 avec unité de masse g, unité de volume L) pour les trois lithofaciès par solution (Winiarski, 2014)

Solution		Sable			Gravier sans matrice			Gravier bimodal		
		DjR	Grange Blanche	Le Carreau	DjR	Grange Blanche	Le Carreau	DjR	Grange Blanche	Le Carreau
Isotherme linéaire	K	0,0462	0,0479	0,0334	0,0248	0,0339	0,0331	0,0316	0,0238	0,0329
	Erreur	6,17E-04	7,78E-04	3,85E-03	2,45E-04	2,99E-04	3,34E-05	1,39E-04	8,51E-04	8,23E-04
Modèle d'isotherme HYDRUS	K _d	0,0597	0,047	0,1541	0,0175	0,0366	0,0388	0,0359	0,0459	0,0187
	η	0,262	0,252	1,231	0,09	0,215	0,084	0,089	0,332	-0,32
	β	1,715	2,301	1,806	1,904	1,885	1,085	1,191	1,465	0,601
	Erreur	1,15E-04	2,71E-04	1,24E-04	2,91E-05	5,83E-05	3,23E-06	7,35E-05	2,10E-04	2,10E-04

4.4.2.2. Batches avec solutions mono-contaminées et identification des mécanismes géochimiques

Les résultats des batches avec les solutions monométalliques en termes de cinétiques et isothermes d'adsorption sont représentés dans la Figure 60. De sorte à pouvoir permettre la détermination des concentrations, les solutions monométalliques de cuivre ont été testées à des concentrations supérieures aux concentrations initiales de 20, 40, 80, 200, 500, 1000 et 2000 $\mu\text{g/L}$ et sont illustrées ici pour les concentrations initiales 20, 200 et 1000 $\mu\text{g/L}$ pour le cas des cinétiques chimiques. Dans ce cas, les batches ont été réalisés avec les deux lithofaciès gravier bimodal et sable.

Pour les cinétiques, on peut mettre en évidence deux phases (Figure 60) :

- (i) une phase rapide permettant la rétention de la plus grande partie du cuivre en solution avec disparition d'à peu près 95% de la quantité initiale de cuivre,
- (ii) une phase plus lente durant laquelle la concentration se stabilise autour d'une valeur seuil. Cette phase plus lente pourrait être attribuée à un phénomène limité cinétiquement dans le temps.

Les isothermes à équilibre sont illustrées ci-dessus et ont été déterminées pour un temps à l'équilibre de 24 h et aussi pour un temps de contact de 5 minutes pour montrer l'effet du temps de contact (Figure 60). On note un effet de la cinétique important avec une différence significative entre les données obtenues pour 5 minutes et 24 h. En termes de forme, les isothermes déterminées s'apparentent à une fonction linéaire mais avec une ordonnée à l'origine négative (décalage de la droite vers la droite). Ce type de décalage est un peu particulier et peut être difficilement modélisable par les formulations mathématiques usuelles du type de l'équation 7 et a été attribué à des phénomènes de précipitation par des travaux antérieurs (Sirri, 2013). En effet, pour la précipitation, rien ne se passe tant que la concentration en cuivre est inférieure à un certain seuil puis tout précipite lorsque la concentration atteint ce seuil de sorte à stabiliser la valeur de la concentration au niveau de ce seuil. Ces données révèlent la présence de phénomènes de précipitation probables. Parmi les solides susceptibles de se former, l'analyse des constantes de solubilité font apparaître comme solides probables la ténorite CuO , la cuprite Cu_2O , le carbonate de cuivre CuCO_3 , $\text{Cu}(\text{OH})_2$, $\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{NO}_3$, la malachite $\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$ et l'azurite $\text{Cu}_3(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_2$. Une modélisation géochimique a permis de valider l'hypothèse d'une limitation cinétique de la formation de ces solides du fait de la cinétique relativement lente de la dissolution de la calcite. C'est en effet la calcite présente dans les lithofaciès qui va se dissoudre et fournir ou favoriser la présence des ligands OH^- et CO_3^{2-} . Cette hypothèse est compatible avec la limite cinétique mise en évidence expérimentalement (Figure 60). La modélisation géochimique des données expérimentales (isothermes et cinétiques) a aussi pointé la potentialité d'adsorption par complexation de surface sur les sites de complexation de surface de la calcite (Sirri, 2013). Dans tous les cas, il est clair que, pour les métaux, la

calcite joue un rôle déterminant et assure la majeure partie de la rétention des métaux lourds dans le sol.

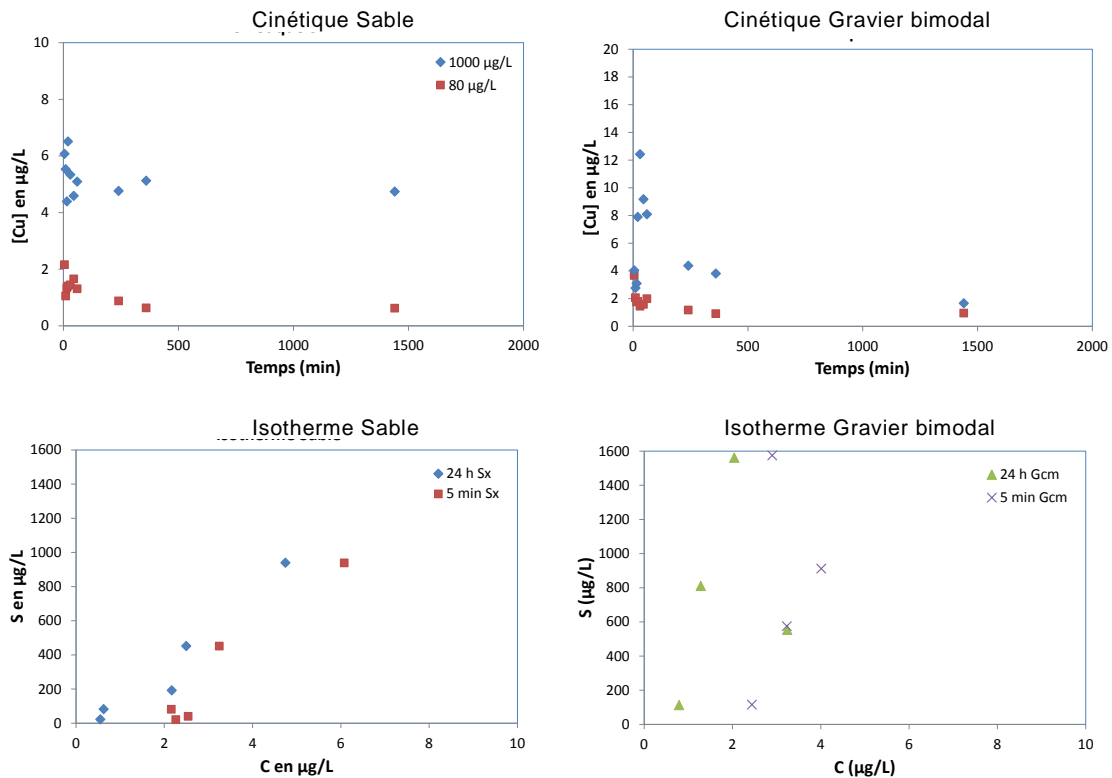


Figure 60 : Isothermes d'adsorption avec les solutions synthétiques monométalliques pour le sable (gauche) et pour le gravier bimodal (droite), cinétiques d'adsorption (haut) et isothermes déterminés pour deux temps de contact : 5 minutes et 24 h (bas)

Enfin, les résultats obtenus avec les solutions synthétiques confirment les données précédentes. On peut noter que la rétention du cuivre est nettement plus importante lorsqu'il est introduit sous forme de solution monométallique que lorsqu'il est introduit en solution multi-contaminée (solutions de lixiviation des sédiments de bassins d'infiltration). Dans le cadre des isothermes décrits Figure 60, la teneur adsorbée est un ou deux ordres de grandeur supérieure à celle adsorbée lorsque le cuivre est introduit dans une solution multi-contaminée. On voit ici l'influence des autres solutés et les effets de compétition entre métaux. L'effet composition chimique de la solution de contact est déterminante, et la spéciation du cuivre sera déterminante quant aux mécanismes de rétention et donc quant à son transfert dans la zone vadose. Autre point, la rétention est tout à fait comparable pour les deux lithofaciès sable et gravier bimodal, avec un avantage dans ce cas au gravier bimodal, a contrario des résultats pour les solutions multi-contaminées.

En conclusion, ces essais ont mis en évidence une rétention par tous les lithofaciès et un effet de la composition chimique de la solution. Ainsi, même le lithofaciès granulaire (le gravier sans matrice), dont on aurait pu imaginer que la granulométrie

serait défavorable à la rétention, participe significativement à la rétention. Cela résulte probablement de la présence de particules poreuses de taille significative mais offrant une réactivité et une surface spécifique intra-particulaire sans doute importantes. Il semble que le devenir des métaux lourds (et notamment du cuivre) est fortement conditionné par les carbonates du sol et les mécanismes induits : précipitation des carbonates de métaux ou d'oxyhydroxides de métaux suite à la dissolution de la calcite et la complexation de surface. Ces mécanismes sont cinétiquement limités par la cinétique de la dissolution de la calcite et se traduisent par des isothermes dépendant de la chimie de la solution. Ils sont globalement linéaires en cas de solution multi-contaminée et linéaires avec un décalage vers la droite pour le cas de solution mono-contaminée. Etant donné le caractère multi-contaminé dans un contexte d'injection d'eaux pluviales, nous considérerons ce cas pour la modélisation du transfert du cuivre dans la section numérique. Les batchs expérimentaux ont permis aussi d'obtenir des valeurs de paramètres pour les isothermes de rétention. Ces valeurs peuvent servir de guide concernant l'ordre de grandeur des paramètres de rétention liés à l'équation implémentée dans HYDRUS. Ces informations relatives à la géochimie sont couplées aux approches dynamiques dans le cadre de la modélisation des transferts dans la partie suivante.

4.4.3. Modélisation du transfert de solutés durant l'infiltration

Comme vu dans la partie relative à la caractérisation géochimique des matrices, la rétention des polluants dans les différents lithofaciès se traduit par des isothermes quasi linéaires dans bon nombre de cas. D'un point de vue numérique, la linéarité de l'isotherme facilite la convergence numérique et la rapidité du calcul. Des résultats préliminaires sur des cas numériques simples ont montré que la prise en compte d'isothermes linéaires à la place d'isothermes non linéaires pouvait modifier les résultats sans toutefois changer l'ordre de grandeur et les conclusions principales. On considèrera donc les isothermes numériques de type linéaire dans ce qui suit. Numériquement, nous avons procédé à l'injection des solutés réactifs à 1 g L^{-1} , ce qui correspond à l'ordre de grandeur des éléments majeurs. Le choix d'une concentration élevée a été conditionné par des raisons numériques (plus de précision lorsque les grandeurs de masse ne se rapprochent pas de zéro). Néanmoins, dans le cas d'une isotherme linéaire, l'équation différentielle de transfert des solutés est linéaire, la solution numérique est aussi linéaire. En conséquence, indépendamment de la concentration imposée en surface, les résultats restent identiques en termes de concentration relative C/C_0 . Ce résultat permet d'extrapoler les résultats numériques à n'importe quelle concentration appliquée en surface, y compris très faible.

Les solutés modèles ont été considérés avec un traceur non réactif ($K_d = 0$) et deux solutés réactifs avec des coefficients d'adsorption de $K_d = 10^{-4} \text{ L g}^{-1}$ et $K_d = 10^{-3} \text{ L g}^{-1}$. Ces valeurs se situent dans la gamme se trouvant entre les solutés non réactifs et les valeurs obtenues pour les solutés réactifs comme le cuivre pour lequel les valeurs de K_d sont supérieures d'un ordre de grandeur. On a choisi les mêmes

valeurs pour tous les lithofaciès dans la mesure où les bacths montrent bien la similarité des réactivités des lithofaciès, y compris pour le lithofaciès le plus grossier. La comparaison des résultats pour les solutés réactifs et non réactifs permettra d'identifier les effets distincts de la convection, la dispersion et la rétention.

Pour rappel, on modélise les écoulements pour une vitesse d'injection correspondant aux valeurs de 1.5 mm/h (pluie moyenne continue) et de 15 mm/h (averse), ce qui correspond en ordre de grandeur aux vitesses darciennes ayant servi pour la caractérisation hydrodispersive des lithofaciès. Les paramètres hydrodispersifs considérés pour la modélisation numérique sont identiques à ceux utilisés pour la modélisation des traceurs (Cf. chapitre précédent). Pour la section uniforme, on considère les propriétés hydrodispersives du gravier bimodal (lithofaciès majoritaire). Les solutés sont injectés pendant un certain temps puis lessivés ensuite (injection échelon), ce qui permet de simuler une arrivée soudaine de pollution suivie d'une solution moins concentrée (scénario de type pollution accidentelle ponctuelle). Dans ce qui suit, on illustre l'impact de l'hétérogénéité de la section sur les transferts en fonction de la réactivité du polluant et pour les deux vitesses mentionnées ci-dessus. Les deux questions sous-jacentes sont relatives à (i) l'influence de l'hétérogénéité sur les transferts de masse et (ii) la dépendance de cette influence vis-à-vis de la réactivité. Les transferts de masse sont alors calculés pour le cas d'une section totalement homogène et comparés aux résultats de la section hétérogène, et cela pour divers cas de réactivité des polluants.

Avant de présenter le transfert des solutés, il est à rappeler qu'on a un écoulement complètement hétérogène avec un fort effet barrière capillaire dans le cas de la faible vitesse et un effet barrière capillaire intermédiaire dans le cas de la forte vitesse (Figure 42). L'analyse précise que l'écoulement permettra de mieux comprendre les transferts.

L'hétérogénéité lithologique impacte considérablement la courbe de percée du traceur (BTC pour breakthrough curve). Par exemple, pour la vitesse faible (Figure 61a), nous notons l'impact significatif des écoulements préférentiels sur la BTC avec une percée plus rapide (vers les 75 h d'écart) et une plus grande trainée, à l'opposé du profil uniforme qui présente une BTC symétrique et un pic étroit. L'assymétrie de la BTC du traceur (typique des écoulements préférentiels) révèle que certains solutés arrivent plus tôt (entre 100 h et 150 h), alors que les autres restent plus longtemps dans la section (sortie entre 300 h et 450 h). La coexistence des écoulements préférentiels, liés à l'hétérogénéité lithologique, et des zones stagnantes, liées au fractionnement de l'écoulement au sein de chaque lithofaciès, explique un tel comportement. Les solutés qui passent par les cheminements préférentiels vont avoir un court temps de résidence et vont sortir plus tôt. Par contre, les solutés qui subissent les processus de diffusion entre les flux rapides et les zones stagnantes vont être retardés et sortiront plus tard. A cet effet des écoulements préférentiels, se rajoute l'effet du fractionnement de l'écoulement et de la diffusion entre fractions mobile et immobile au sein de chaque matériau. Des tendances similaires ont été obtenues pour la vitesse forte avec une BTC de traceur plus assymétrique pour le profil hétérogène (Figure 61b). Cependant, la différence

entre les BTCs est moins marquée. Ceci résulte du fait que le champ d'écoulement est beaucoup plus hétérogène à faible vitesse qu'à vitesse rapide. Avec un nombre plus élevé de cheminements préférentiels et un écoulement préférentiel plus rapide, le champ d'écoulement est fortement hétérogène (Figure 37) et impacte de manière drastique la BTC du traceur pour la vitesse la plus faible. Ces résultats sont en accord complet avec l'étude numérique présentée au chapitre précédent (Cf. chapitre sur les transferts non réactifs).

La partie suivante explore l'effet de la réactivité. Les solutés réactifs sont transférés de la même manière que le traceur si ce n'est qu'ils sont piégés dans le sol. Par conséquent, leurs temps de résidence sont plus grands. Ainsi, les solutés réactifs sont retardés comparé au traceur (Figure 61c-e) versus (Figure 61a). La réactivité du soluté met en évidence l'effet des écoulements préférentiels sur les BTCs. Plus la valeur de K_d est grande, plus l'impact des écoulements préférentiels est manifeste (Figure 61c-e). En effet, plus grande est la valeur de K_d , plus grande est la différence entre la courbe d'élution obtenue pour la section uniforme et celle obtenue pour la section hétérogène. Outre le décalage vers la gauche des courbes de percée (révélant une percée plus rapide), on note un changement de forme avec apparition d'une bimodalité dans la section hétérogène. C'est particulièrement le cas pour le soluté le plus réactif (Figure 61e). La coexistence de deux modes pourrait signifier la présence de deux cheminements principaux à l'échelle de la section : un cheminement global moyen et un cheminement accéléré au niveau du cheminement préférentiel qui s'établit à l'interface entre la lentille de sable et le lithofaciès prédominant. Cette bimodalité est intéressante car elle montre que les solutés réactifs sont plus sensibles aux cheminements préférentiels et que cette sensibilité peut faire apparaître des comportements particuliers (du genre bimodalité). En conséquence, a contrario des solutés non réactifs pour qui la courbe d'élution peut être représentée par un modèle monomodal de type MIM à l'échelle de la section, le modèle requis est plus complexe et doit reposer sur des approches plus complexes de type milieu à double porosités ou double perméabilité. La quantification de propriétés hydrodispersives de la section apparentée à un milieu homogène équivalent devient clairement plus complexe.

Pour le flux le plus rapide, l'effet de l'hétérogénéité persiste mais il est moins important. En effet, comme observé sur la Figure 61b, Figure 61d et Figure 61f, les courbes sont moins étalées et asymétriques.

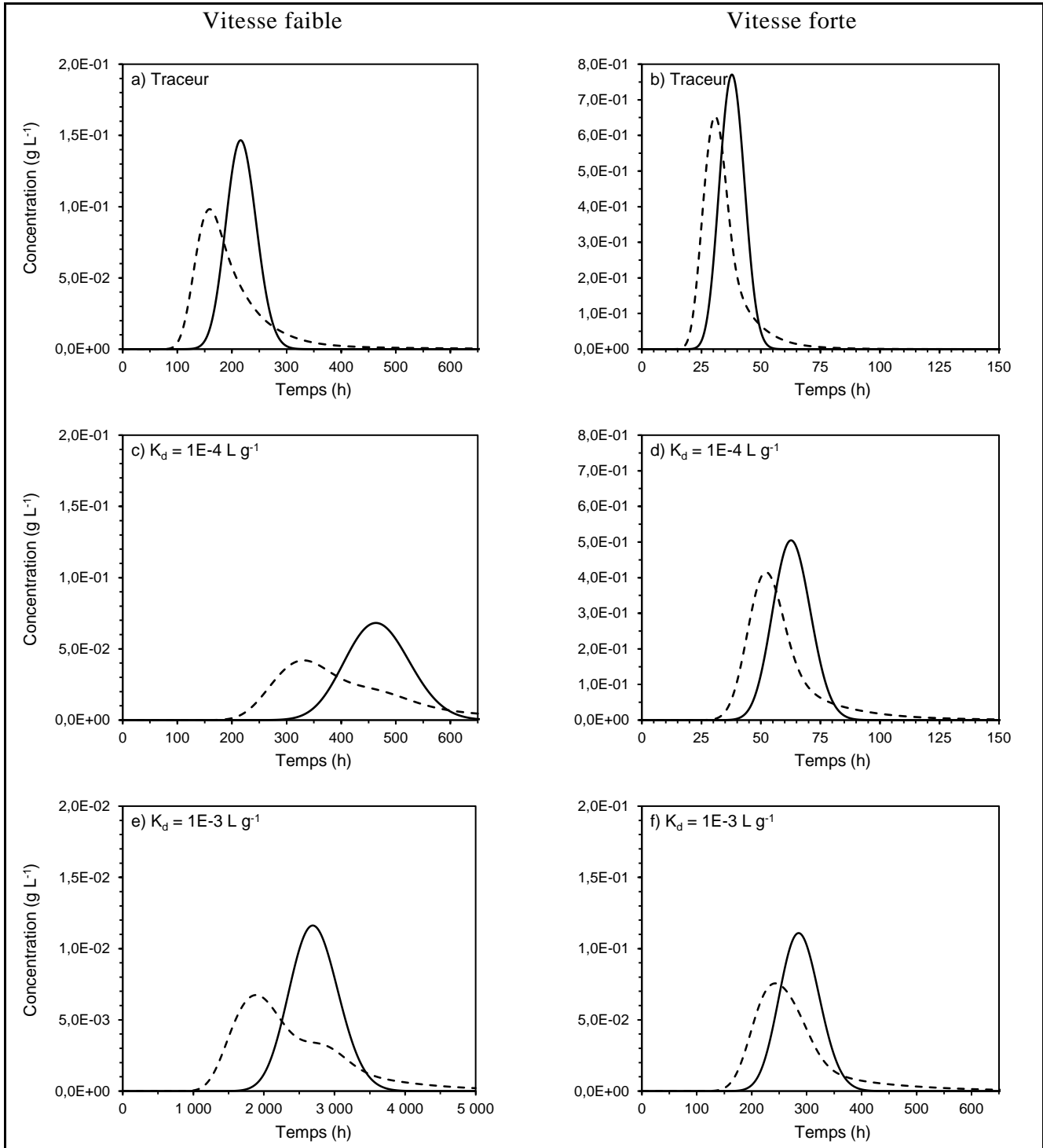


Figure 61 : Concentration des solutés à 2.5 m de profondeur pour différents coefficients d'adsorption K_d , pour des flux entrants de 1.5 mm h^{-1} (gauche) et 15 mm h^{-1} (droite), données pour la section uniforme (ligne continue) et la section hétérogène (en pointillés). (a,b) : Traceur, (c,d) : $K_d = 1E-4 \text{ L g}^{-1}$, (e,f) : $K_d = 1E-3 \text{ L g}^{-1}$ (Ben Slimene *et al.*, 2015)

Pour ce qui est de la rétention, les cartes permettent de mieux voir les zones visitées par les solutés et d'expliquer ainsi la forme des courbes d'élution. Pour la section homogène, les cartes de concentration mettent en évidence un transfert de type piston avec déplacement vertical d'une zone de concentration maximale, la vitesse de déplacement correspondant à la vitesse des pores dans le milieu, cette dernière étant homogène. En revanche, pour les sections hétérogènes, on voit apparaître l'effet des écoulements hétérogènes sur le transfert des polluants avec un cheminement préférentiel et une régionalisation particulière des polluants (Figure 62).

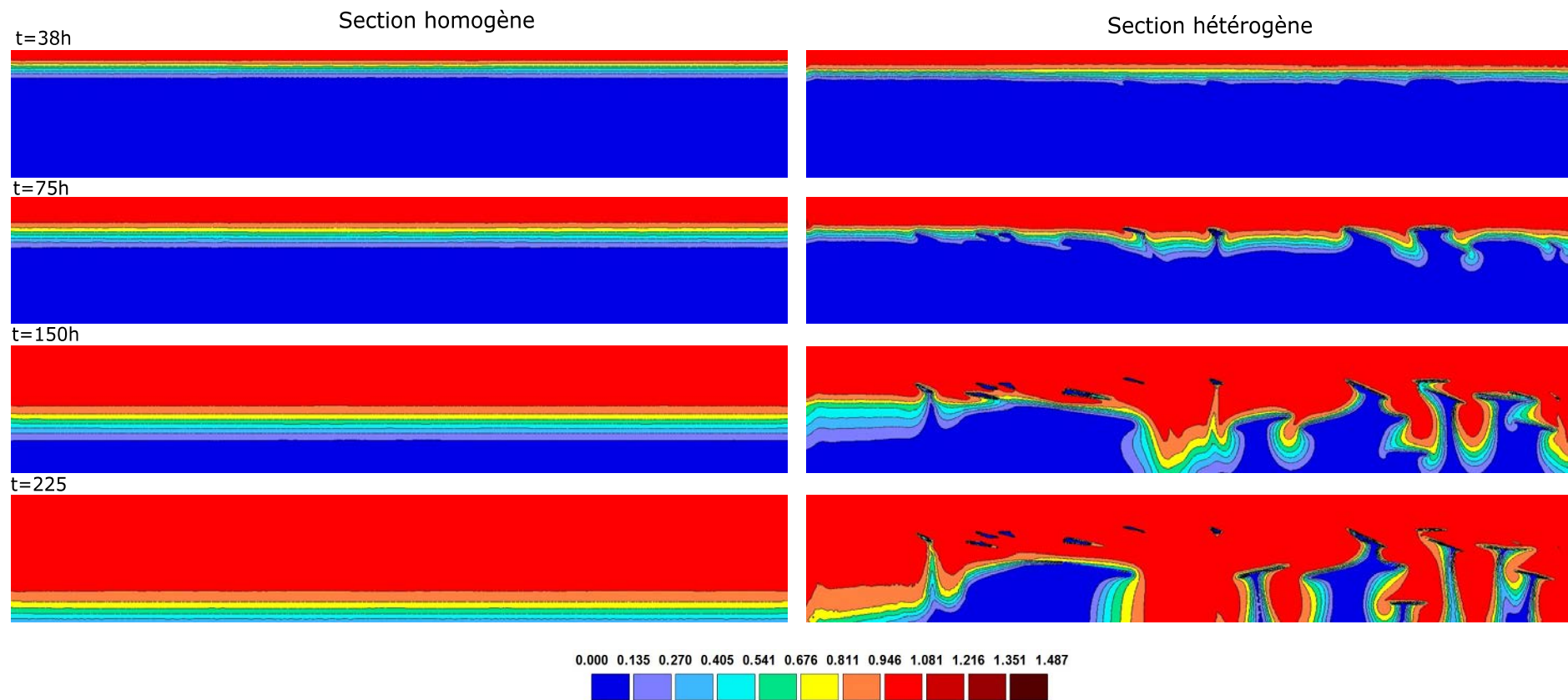


Figure 62 : Modélisation numérique de la concentration pour la vitesse faible et un coefficient d'adsorption $K_d = 1 \text{ E-5}$ en fonction du temps pour les cas de la section homogène et la section hétérogène (injection échelon)

Le transfert est plus rapide au niveau des cheminements préférentiels et la rétention plus longue au niveau des zones moins mobiles à proximité des chemins préférentiels. Les zones de piégeage se font à proximité des flux préférentiels (apport de soluté) mais plutôt dans des zones caractérisées par des flux plus faibles (pour ne pas faciliter un lessivage rapide). Cette régionalisation est visible dans la section hétérogène (Figure 64a et Figure 64b). La régionalisation observée révèle des zones où les solutés sont piégés préférentiellement. On observe ceci par exemple au-dessus de la lentille de sable et des lentilles de gravier sans matrice. A plus forte vitesse, le sable perd son effet sur l'écoulement et les solutés restent pour la plupart piégés au-dessus des lentilles de gravier. Ceci est corroboré par la Figure 64 où le soluté le plus réactif est représenté à deux temps intermédiaires de la progression de sa concentration. On note, à la fois, un déplacement plus lent et une accumulation au-dessus de la lentille de sable (Figure 64a) ainsi qu'au-dessus ou au sein des lentilles de gravier (Figure 64b). L'écoulement préférentiel explique clairement la régionalisation des solutés retenus et la modélisation de la régionalisation est en accord avec les observations sur le terrain lors de la caractérisation géochimique de la tranchée (Figure 12 ou Figure 63). En effet, dans la tranchée, on note une augmentation des teneurs en polluants (MO, Pb, Cu et Zn) dans la lentille de sable à proximité de l'interface ainsi que dans les lentilles de gravier. On peut noter que l'accumulation dans les graviers ne semble pas évidente au regard de la Figure 12, avec des concentrations seulement légèrement au-dessus des concentrations autour. Néanmoins, les photos de la tranchée et d'autres endroits du dépôt font apparaître une coloration en noir des lithofaciès gravier, attestant d'une accumulation de matière organique. Cette dernière a été interprétée comme une rétention préférentielle et régionalisée de la matière organique dans les lentilles de gravier. Ces localisations particulières peuvent s'expliquer par la nature de l'écoulement qui permet aux polluants d'accéder à ces zones tout en restant longtemps, ce qui facilite leur rétention, en particulier si on a des mécanismes de rétention cinétiquement limités.

Les résultats de modélisation numérique et la correspondance entre données modélisées et observations attestent du fait que les écoulements préférentiels sont un facteur explicatif probable de la régionalisation observée de la rétention des polluants. La différence de propriétés géochimiques n'est pas suffisante pour expliquer la régionalisation de la pollution, dans la mesure où tous les lithofaciès ont une réactivité géochimique équivalente (en ordre de grandeur). En outre, une différence de propriétés géochimiques aurait sans doute provoqué une accumulation accrue des polluants au sein de lithofaciès particuliers et non aux interfaces ou à proximité des interfaces, comme observé sur le terrain. Enfin, le contraste de propriétés hydrodispersives aurait aussi, sans doute, régulé la rétention au sein de chaque lithofaciès (avec une dégradation de la rétention des polluants au sein de chaque lithofaciès affecté par un fractionnement de l'écoulement), mais ne se serait pas traduit par une accumulation à proximité des interfaces. En conclusion, les observations de terrain semblent pointer la mise en place d'écoulements préférentiels.

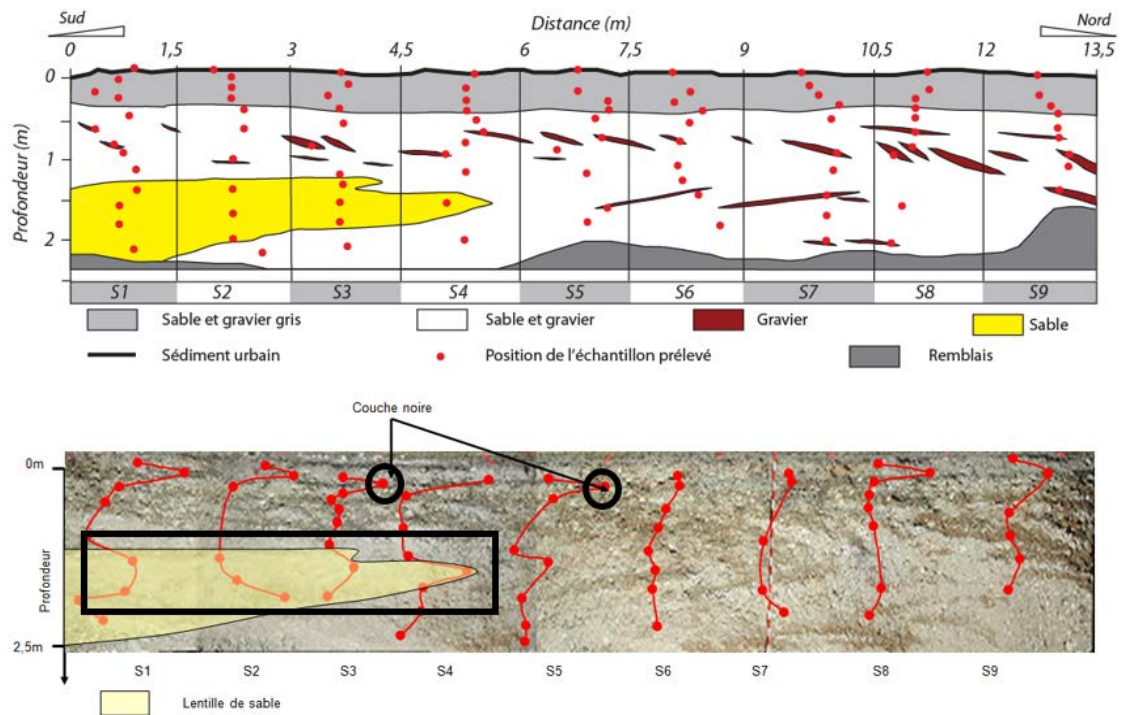


Figure 63 : Illustration des points d'échantillonnage (a), de l'accumulation de matière organique dans la section (b) avec régionalisation des zones noires au sein des lentilles de gravier

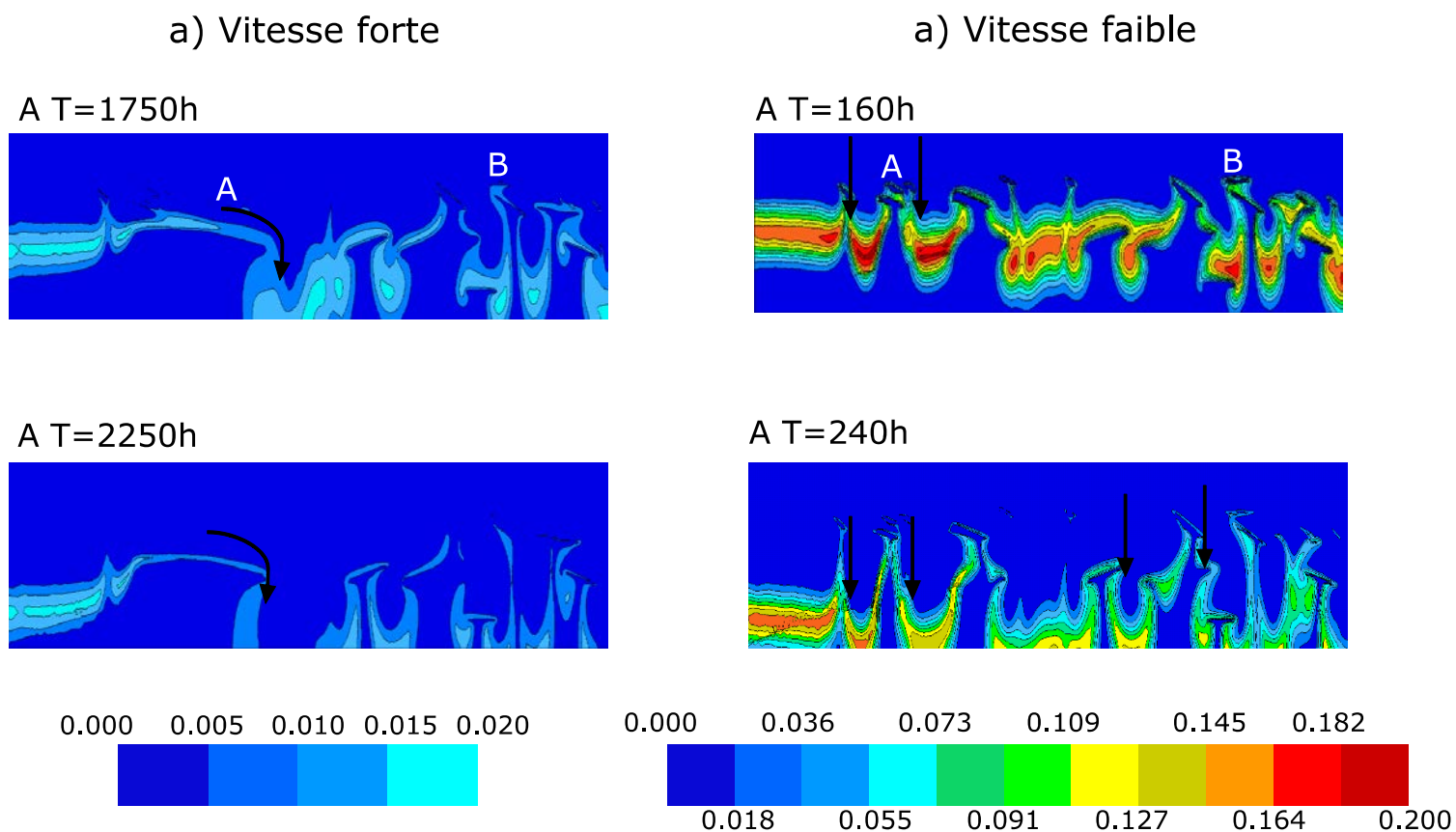


Figure 64 : Profils de concentrations (g/L) dans la section hétérogène, calculés avec HYDRUS-2D pour deux valeurs de vitesses imposées en surface 1.5 mm/h (a) et 15 mm/h (b) pour un coefficient d'adsorption $K_d = 1E-3$ L/g (Ben Slimene *et al.*, 2015)

Les paragraphes précédents se sont focalisés sur l'identification des processus physiques et mécanismes chimiques au regard de l'adéquation entre modèles et observations de la rétention dans la tranchée. On peut aussi considérer la section dans son ensemble et tenter d'évaluer la capacité de filtration de la pollution de la zone vadose entre la surface et 2.5 m de profondeur. La section, dans son ensemble, fonctionne comme un réacteur chimique et sa capacité de filtration globale dépend de l'hétérogénéité des écoulements à l'échelle de la section. Les écoulements préférentiels génèrent un profil typique pour le transfert de solutés. Cet aspect a été étudié pour les solutés non réactifs dans le chapitre précédent. On a montré que l'hétérogénéité des écoulements à l'échelle de la section et le fractionnement de l'écoulement propre à chaque matériau se combinaient de sorte que les solutés non réactifs sont advectés et dispersés comme dans un milieu poreux propice aux écoulements fractionnés et dispersifs. Il en est de même pour les solutés réactifs, et cela a un effet sur l'efficacité de rétention et filtration globales, à l'échelle de la section. Il est évident que les écoulements préférentiels permettent à certains solutés de passer à travers la section relativement rapidement. Ceci réduit la chance de ces solutés d'être piégés par le sol et défavorise leur rétention. Cette hypothèse a été démontrée à plusieurs échelles et notamment à l'échelle du laboratoire avec des colonnes de laboratoire (Lamy *et al.*, 2009; Lassabatere *et al.*, 2007). Un écoulement plus homogène signifie que toutes les zones sont accessibles au flux et aux solutés et peuvent ainsi assurer la rétention du polluant. En supplément, l'augmentation du volume de sol investi par le flux signifie une baisse de la vitesse d'écoulement de l'eau dans les pores et par conséquent, une augmentation du temps de contact entre les polluants et les zones réactives. Ces hypothèses sont en parfaite adéquation avec les études précédentes qui ont souligné que l'amélioration de la rétention des polluants est corrélée à l'homogénéité du flux (Köhne *et al.*, 2009; Lassabatere *et al.*, 2007). Il est clair qu'une homogénéité du flux est requise pour que la rétention des polluants par le sol soit optimale.

L'étude numérique a révélé que l'hétérogénéité lithologique favorise clairement les écoulements préférentiels à faibles vitesses. Paradoxalement, un flux entrant faible ou des conditions hydriques sèches sont plus propices à l'établissement d'écoulements préférentiels. En effet, la pression capillaire doit être assez faible pour que la conductivité hydraulique des lithofaciès les plus drainants descende en dessous de celle de la matrice environnante, conditionnant ainsi la mise en place de phénomène de barrière capillaire. C'est donc la diminution subite de la conductivité hydraulique qui engendre des effets de barrière capillaire. La lentille de sable et le gravier sans matrice en étaient la source, ce qui a conduit à un écoulement de type « funneled flow » et une forte hétérogénéité du champ d'écoulement. En prenant en compte la réactivité des polluants, les écoulements préférentiels ont plus d'effet sur les transferts réactifs de solutés. A l'échelle de la section, la mise en place de ces écoulements préférentiels réduit la rétention des polluants et nuit à la capacité de filtration globale.

Ces résultats numériques sont une première approche et devraient être modulés et confortés par des études complémentaires. En effet, on a considéré des solutés

réactifs caractérisés par des isothermes simples. Il conviendrait de compléter ces approches pour le cas de solutés avec des isothermes plus complexes ou affectés par une (ad)sorption cinétique. En effet, il a été montré que les métaux précipitaient notamment sous forme de carbonate et que cette précipitation était conditionnée par la dissolution de la calcite, elle-même cinétiquement contrôlée. Or, la cinétique peut jouer un rôle important, en réduisant par exemple le potentiel de filtration/rétention lorsque le temps de contact est trop court. Ainsi, lorsque le débit appliqué en surface est suffisamment important pour permettre des écoulements uniformes et permettre aux solutés d'entrer en contact avec la matrice réactive, le temps de contact pourrait être trop court pour permettre à certains mécanismes de rétention d'opérer. La rétention à l'échelle du réacteur pourrait être la résultante de deux facteurs antagonistes, à savoir une homogénéité de l'écoulement assurée plutôt pour des débits forts mais un temps de contact suffisant assuré par des débits faibles.

Une autre limite de l'étude résulte du fait que la modélisation numérique a été effectuée pour des débits précis mais sans réalisation de chronique avec une succession de débits. Or, sur le terrain, les conditions d'écoulement doivent s'opérer avec des flux imposés en surface successivement forts ou plus faibles, en fonction des événements pluvieux, des débits drainés et injectés dans le bassin. Ainsi, en correspondance avec cette chronique de débits, on doit voir une succession d'écoulements plus ou moins préférentiels dans le temps avec potentiellement une humidification progressive de la section en phase humide (succession d'évènements pluvieux). On peut penser que la succession d'évènements pluvieux peut se traduire par une succession de patterns de rétention des polluants, chacun dépendant des conditions physiques (écoulements) mais aussi de la réactivité du polluant (réactivité globale, cinétique d'adsorption, etc.). Les observations sur la tranchée, qui ont servi pour la validation du modèle et l'identification des mécanismes prépondérants, correspondent en fait à une succession complexe d'évènements distincts et probablement différents.

4.4.4. Conclusion

Cette partie a été l'occasion de caractériser, dans un premier temps, les propriétés géochimiques des lithofaciès. On a pu mettre en évidence que les lithofaciès présentent approximativement la même réactivité vis-à-vis des métaux lourds. En fait, les lithofaciès testés sont le sable et le gravier bimodal ainsi que le gravier sans matrice. Une réactivité similaire entre sable et gravier bimodal semble évidente dans la mesure où tous les lithofaciès sont carbonatés et ces deux lithofaciès présentent des granulométries comparables. En revanche, la réactivité du gravier est plus surprenante. On note une rétention du même ordre de grandeur que pour les autres lithofaciès pour ce matériau très grossier. L'hypothèse de grains poreux c.-à-d. avec une taille importante mais présentant une porosité intra-particulaire propice à la rétention a été proposée. Cette partie a aussi été l'occasion de démontrer que la rétention des polluants dépend aussi de la nature de la solution contaminée et donc de la spéciation des polluants introduits. Ainsi, dans un

contexte urbain, où les eaux pluviales présentent toujours une multi-contamination, ce caractère multi-contaminé devra être pris en compte.

Dans un second volet, on a étudié la répercussion des écoulements préférentiels sur les transferts réactifs. Un premier résultat a été que la réactivité des polluants semble accentuer leur sensibilité aux écoulements préférentiels. En effet, la perturbation du transfert et notamment des courbes d'éluion est plus importante pour les solutés réactifs que pour les solutés non réactifs. Le deuxième résultat important concerne l'accumulation des polluants dans la section. L'hétérogénéité des écoulements semble retarder et permettre l'accumulation des polluants en certains endroits, notamment aux interfaces entre le gravier bimodal et la lentille de sable ou les lentilles de gravier. Ces données numériques sont en pleine correspondance avec les observations de terrain (et notamment de la tranchée). A contrario des autres hypothèses que sont l'hétérogénéité des propriétés géochimiques et des réactivités différenciées, ou l'hétérogénéité des propriétés hydrodispersives, le contraste de propriétés hydrodynamiques et les écoulements préférentiels semblent être déterminant et expliquer la forte régionalisation des polluants retenus observée à l'échelle de la section.

Les résultats obtenus dans cette partie suggèrent dans leur ensemble que les flux non saturés favorisent les écoulements préférentiels, surtout pour les faibles flux entrants. Ceci corrobore les conclusions faites par d'autres recherches qui confirment que les écoulements préférentiels sont plus susceptibles de se produire en conditions non saturées, influençant manifestement le transfert de polluants en augmentant la rétention loin des zones d'écoulement préférentiel (Nimmo, 2012; Winiarski *et al.*, 2013). Ceci peut expliquer le profil spécifique de concentration de la pollution avec une accumulation de polluants en surface en même temps qu'une concentration à des endroits spécifiques loin de la surface, comme observé pour certains métaux lourds dans le bassin d'infiltration DjR (Figure 12).

Ces informations sont d'un grand intérêt car ils permettent de générer un modèle conceptuel et numérique pour mieux comprendre et prédire le développement des écoulements préférentiels et leur impact sur le transfert de polluants dans les dépôts fortement hétérogènes. Ces résultats peuvent donner des consignes indicatives quant à la gestion des bassins d'infiltration.

Conclusion générale

La préservation de la qualité des sols et des eaux requiert une bonne connaissance du transfert des polluants dans les horizons de la zone non saturée. C'est cette zone qui est en contact direct avec les sources de pollution et qui doit être optimisée dans un but de limiter la progression en profondeur des polluants. C'est en particulier le cas lorsque des bassins de rétention-infiltration sont installés en surface. En effet, l'imperméabilisation accrue des sols urbains a nécessité de faire appel à des techniques alternatives de gestion d'eaux pluviales comme les bassins de rétention-infiltration qui contribuent à infiltrer les eaux pluviales directement dans le sol, au lieu de les collecter et de le traiter dans les systèmes d'assainissement classiques. Ce travail contribue à l'amélioration des connaissances sur les processus d'écoulements et de transferts de masse dans la zone non saturée des dépôts sédimentaires hétérogènes, dans le contexte particulier des eaux pluviales urbaines. Du fait des complexités multiples de la zone non saturée, le recours à la modélisation devient nécessaire pour la compréhension des phénomènes de transferts observés et l'identification des mécanismes prépondérants.

La thèse s'inscrit dans ce contexte général de compréhension des écoulements et transferts de masse en zone vadose, en déclinant cette question au cas des bassins d'infiltration et particulièrement au cas du bassin Django Reinhardt (Chassieu). La méthodologie générale de la thèse a consisté, dans un premier temps, à faire le recensement des données à disposition des travaux antérieurs sur le site étudié, travaux qui ont proposé une étude sédimentologique complète du dépôt fluvioglaciaire sous-jacent et ont permis de caractériser la rétention des polluants dans le corps-même du dépôt. Cette dernière a mis en évidence une régionalisation particulière des métaux dans le corps du dépôt fluvioglaciaire, et notamment au niveau de certaines interfaces entre lithofaciès. Il s'est agi dans le contexte de cette thèse de développer une stratégie à base de modélisation numérique permettant d'identifier les mécanismes responsables du transfert des polluants dans le dépôt fluvioglaciaire. Trois investigations principales ont été proposées :

- (i) étude des facteurs favorables aux écoulements préférentiels en prenant comme variables le degré d'hétérogénéité lithologique et l'intensité du flux entrant,
- (ii) effet des écoulements préférentiels sur le transfert non réactif de masse, et
- (iii) répercussions des écoulements préférentiels sur le transfert réactif de masse avec validation des hypothèses de modélisation par confrontation aux teneurs observées sur le terrain, en considérant le cuivre comme polluant modèle.

La première hypothèse testée concerne celle des écoulements préférentiels suite au contraste de propriétés hydrodynamiques. La gestion des bassins d'infiltration va se traduire par l'application de débits à infiltrer. Suite aux caractérisations hydrodynamiques réalisées dans les études précédentes qui mettent en évidence les contrastes de propriétés hydrodynamiques, l'écoulement a été modélisé

numériquement dans une section réelle en fonction du débit imposé en surface pour mettre en évidence les conditions hydriques et hydrauliques les plus favorables à l'établissement d'écoulements préférentiels. Il a été démontré que le degré d'hétérogénéité de l'écoulement est fonction de la teneur en eau ou du débit imposé en surface. Ce sont les conditions de faibles débits en surface ou de conditions hydriques sèches qui sont les plus propices à l'établissement des écoulements préférentiels.

Par ailleurs, ces études ont été menées en fonction de l'hétérogénéité, en prenant en compte soit l'hétérogénéité lithologique totale (description exhaustive de l'hétérogénéité lithologiques) soit partielle (prise en compte uniquement de la stratification ou des inclusions), en conditions saturées et non saturées. Il a été clairement démontré que la stratification entrave la circulation de l'eau mais n'a aucun effet sur l'hétérogénéité du flux (ni au niveau local ni à l'échelle de la section). En revanche, les inclusions impactent principalement l'hétérogénéité de l'écoulement en induisant la canalisation de l'écoulement au niveau des interfaces entre inclusions et matrice prépondérante. De plus, l'impact des inclusions dépend de leur géométrie et de l'intensité du flux de surface (effet de barrière capillaire). Concernant le transfert non réactif de masse, une première étape a consisté en la caractérisation hydrodispersive des lithofaciès constituant le dépôt. En effet, à contrario des propriétés hydrodynamiques, caractérisées de manière complète par les études antérieures, ces données étaient indisponibles. Le traitement des courbes d'éluion a montré l'importance de l'utilisation du modèle MIM pour rendre compte d'un fractionnement de l'écoulement dû à la distribution granulométrique hétérogène du gravier bimodal au sein duquel l'écoulement est très régionalisé et s'accroît en conditions non saturées surtout pour les faibles vitesses. En revanche, au sein du sable, l'écoulement semble homogène sans fractionnement en zones mobiles et stagnantes. Ces conclusions semblent valides en conditions saturées et non saturées et pour toutes les vitesses d'infiltration. Une fois déterminées par utilisation de l'outil colonne de laboratoire, les propriétés hydrodispersives ont été couplées aux modélisations des écoulements pour la modélisation des transferts non réactifs. L'étude numérique a donc permis de conclure quant aux couplages des deux types d'hétérogénéités (hétérogénéité architecturale et intrinsèque). Les modélisations numériques ont fait apparaître l'importance de chacune des hétérogénéités avec répercussion importante des écoulements préférentiels à l'échelle de la section. Ainsi, l'hétérogénéité des écoulements due à l'architecture du dépôt induit une perturbation du flux en sortie (condition limite à 2.5 m) comparable à celle produite par un fractionnement de l'écoulement en lien avec l'hétérogénéité intrinsèque. Au final, les effets des deux hétérogénéités se combinent pour donner lieu à un transfert des solutés fortement impacté.

Pour ce qui est du transfert réactif et de la régionalisation de la pollution, l'outil modélisation a permis de tester diverses hypothèses. Il a été démontré que la mise en place des écoulements préférentiels en conditions non saturées est responsable de la régionalisation marquée du transfert des polluants. L'intégration de la réactivité dans les modélisations des écoulements préférentiels effectuées dans le dernier chapitre a permis de faire une prédiction quantitative des mécanismes de transfert couplé hydro/géochimie dans la zone non saturée du sol, en prenant en

compte ses divers niveaux d'hétérogénéité ainsi que les conditions limites (notamment différentes intensités pluviométriques). Les efforts ont été portés au niveau des deux étapes principales que sont la conceptualisation d'une part (choix adéquat des modèles conceptuels géochimiques) et son application sur la quantification (identification des paramètres et confrontation du modèle conceptuel aux données expérimentales en passant par la résolution numérique). La réactivité des polluants semble accentuer la sensibilité aux écoulements préférentiels. En effet, la perturbation du transfert, et notamment des courbes d'élution, est plus importante pour les solutés réactifs que pour les solutés non réactifs. Le deuxième résultat important concerne l'accumulation des polluants dans la section. L'hétérogénéité des écoulements a pour effet de retarder et permettre l'accumulation des polluants en certains endroits, surtout aux interfaces entre le gravier bimodal et la lentille de sable ou les lentilles de gravier. Ces données numériques sont en parfaite adéquation avec les régionalisations observées in situ. Cette correspondance permet de conclure que l'hétérogénéité des écoulements est probablement à l'origine des cartes de concentrations observées et que les écoulements préférentiels perturbent de manière très significative les transferts, avec un effet néfaste sur l'efficacité de filtration globale du dépôt. Les écoulements préférentiels sont plus susceptibles de se produire en conditions non saturées, influençant manifestement le transfert de polluants en concentrant la rétention loin des zones d'écoulement préférentiel. Concrètement, les débits forts favorisent des écoulements plus homogènes mais risquent de faire baisser l'efficacité de rétention en raison la diminution du temps de séjour des polluants et, par conséquent, de leur temps de contact avec la matrice réactive.

Ces travaux constituent un premier pas vers la compréhension des mécanismes de rétention sous les bassins d'infiltration. Ils mettent aussi en évidence la nécessité de se tourner vers des échelles plus grandes et une dimension supplémentaire de modélisation. Il faudrait maîtriser les écoulements à l'échelle de la section, ce qui nécessite forcément de passer à une échelle supérieure, à savoir celle du bassin, et d'étudier les écoulements d'une manière tridimensionnelle. L'étude du changement d'échelle hydrodynamique devient alors un passage inéluctable. Une des manières de l'envisager est de considérer la macro-perméabilité du milieu équivalent. Une perméabilité macroscopique équivalente permettrait de passer à des échelles supérieures afin de considérer le bassin dans toute sa globalité. Des efforts supplémentaires doivent aussi être menés pour étudier les limites du modèle géochimique considéré dans cette étude. La modélisation de transfert réactif proposée est plus à base physique que chimique (calcul précis du champ d'écoulement sur la base d'une estimation des propriétés hydrodynamiques, et utilisation d'isothermes de rétention classiques). L'aspect géochimique a été volontairement simplifié pour favoriser l'approche physique et aborder les écoulements dans toute leur complexité. Des investigations complémentaires seront nécessaires pour tendre vers un meilleur couplage, en donnant plus de poids à l'aspect géochimique. L'amélioration des connaissances sur les mécanismes de rétention peuvent aussi passer par l'élaboration d'expériences de mesure de polluants au laboratoire (injections de polluants en colonnes de laboratoire) ou l'instrumentation de tranchées réelles in situ.

Références bibliographiques

AFNOR. Sols : Reconnaissance et essais – Analyse. Méthode par tamisage à sec après lavage NF P 94-056. Paris : AFNOR, 1996, 15 p.

Abbasi F., Feyen J., van Genuchten M. T. (2004), Two-dimensional simulation of water flow and solute transport below furrows: model calibration and validation. *Journal of Hydrology*, **290**, 1, pp. 63-79.

Ainsworth C. C., Gassman P. L., Pilon J. L., *et al.* (1994), Cobalt, cadmium, and lead sorption to hydrous iron oxide: residence time effect. *Soil Science Society Of America Journal*, **58**, 6, pp. 1615-1623.

Alesii B., Fuller W., Boyle M. (1980), Effect of leachate flow rate on metal migration through soil. *Journal of Environmental Quality*, **9**, 1, pp. 119-126.

Anderson P., Christensen T. H. (1988), Distribution coefficients of Cd, Co, Ni, and Zn in soils. *Journal of soil science*, **39**, 1, pp. 15-22.

Arya L. M., Paris J. F. (1981), A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Science Society Of America Journal*, **45**, 6, pp. 1023-1030.

Badin A.-L., Faure P., Bedell J.-P., *et al.* (2008), Distribution of organic pollutants and natural organic matter in urban storm water sediments as a function of grain size. *Science of the Total Environment*, **403**, 1, pp. 178-187.

Badin A.-L., Méderel G., Béchet B., *et al.* (2009), Study of the aggregation of the surface layer of Technosols from stormwater infiltration basins using grain size analyses with laser diffractometry. *Geoderma*, **153**, 1–2, pp. 163-171.

Baize D. (1997). Teneurs totales en éléments traces métalliques dans les sols (France). Editions Quaep.

Baumann T., Fruhstorfer P., Klein T., *et al.* (2006), Colloid and heavy metal transport at landfill sites in direct contact with groundwater. *Water Research*, **40**, 14, pp. 2776-2786.

Ben Slimene E., Lassabatere L., Winiarski T., *et al.* (2015), Modeling Water Infiltration and Solute Transfer in a Heterogeneous Vadose Zone as a Function of Entering Flow Rates. *Journal of Water Resource and Protection*, **7**, 13, pp. 1017.

Bethke C. M., Brady P. V. (2000), How the Kd approach undermines ground water cleanup. *Ground Water*, **38**, 3, pp. 435-443.

Birkholzer J., Tsang C.-F. (1997), Solute channeling in unsaturated heterogeneous porous media. *Water Resources Research*, **33**, pp. 2221-2238.

Braud I., De Condappa D., Soria J. M., *et al.* (2005), Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the Beerkan method). *European Journal of Soil Science*, **56**, 3, pp. 361-374.

Brusseu M., Rao P. (1990), Modeling solute transport in structured soils: A review. *Geoderma*, **46**, 1, pp. 169-192.

BURGEAP Etude de la nappe de l'Est Lyonnais. Le Grand Lyon - Direction de l'eau, 1995.

Carpaye D. (2000), Contamination des eaux naturelles et des sols. *Analyse des polluants majeurs, vol. DEA Sciences et stratégies analytiques: Université Claude Bernard-Lyon*, **1**, pp.

Chamayou H., Legros J.-P. (1989). Les Bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol. Presses universitaires de France.

Clark S. E., Pitt R., WRE D., *et al.* (2010). Groundwater contamination potential from infiltration of urban stormwater runoff. *In: Effects of Urbanization on Groundwater: An Engineering Case-Based Approach for Sustainable Development*. pp. 119-164.

Clothier B. E., Kirkham M. B., McLean J. E. (1992), In Situ Measurement of the Effective Transport Volume for Solute Moving Through Soil. *Soil Science Society Of America Journal*, **56**, 3, pp. 733-736.

Colandini V. (1997). Effet des structures réservoirs à revêtement poreux sur les eaux pluviales : Qualité des eaux et devenir des métaux lourds, Université de Pau, 162 p.+ annexesp.

Coles C. A., Yong R. N. (2006), Use of equilibrium and initial metal concentrations in determining Freundlich isotherms for soils and sediments. *Engineering Geology*, **85**, 1, pp. 19-25.

Coutinho A. P., Lassabatere L., Winiarski T., *et al.* (2015), Vadose Zone Heterogeneity Effect on Unsaturated Water Flow Modeling at Meso-Scale. *Journal of Water Resource and Protection*, **7**, 04, pp. 353.

Curtis G. P., Roberts P. V., Reihard M. (1986), A natural gradient experiment on solute transport in a sand aquifer: 4. Sorption of organic solutes and its influence on mobility. *Water Resources Research*, **22**, 13, pp. 2059-2067.

Das B., Kluitenberg G. (1996), Moment analysis to estimate degradation rate constants from leaching experiments. *Soil Science Society Of America Journal*, **60**, 6, pp. 1724-1731.

Das Gupta S., Mohanty B. P., Köhne J. M. (2006), Soil hydraulic conductivities and their spatial and temporal variations in a vertisol. *Soil Science Society Of America Journal*, **70**, 6, pp. 1872-1881.

Datry T., Malard F., Vitry L., *et al.* (2003), Solute dynamics in the bed sediments of a stormwater infiltration basin. *Journal of Hydrology*, **273**, 1, pp. 217-233.

De Rouck A.-C. Rétention des polluants issus d'eaux pluviales dans un dépôt fluvioglaciaire support à divers ouvrages d'infiltration : rapport de stage de Master . Master SEIU. Lyon : ENTPE, 2012, 86 p.

Dechesne M., Barraud S., Bardin J.-P. (2004), Spatial distribution of pollution in an urban stormwater infiltration basin. *Journal of Contaminant Hydrology*, **72**, 1, pp. 189-205.

Dechesne M., Barraud S., Bardin J.-P. (2005), Experimental assessment of stormwater infiltration basin evolution. *Journal of environmental engineering*, **131**, 7, pp. 1090-1098.

Destouni G., Cvetkovic V. (1989), The effect of heterogeneity on large scale solute transport in the unsaturated zone. *Hydrology Research*, **20**, 1, pp. 43-52.

Douay F., Roussel H., Fourier H., *et al.* (2007), Investigation of heavy metal concentrations on urban soils, dust and vegetables nearby a former smelter site in Mortagne du Nord, Northern France. *Journal of Soils and Sediments*, **7**, 3, pp. 143-146.

Durand C. (2003). Caractérisation physico-chimique des produits de l'assainissement pluvial: origine et devenir des métaux traces et des polluants organiques, Poitiers,

Echeverria J., Morera M., Mazkiaran C., *et al.* (1998), Competitive sorption of heavy metal by soils. Isotherms and fractional factorial experiments. *Environmental Pollution*, **101**, 2, pp. 275-284.

Fesch C., Lehmann P., Haderlein S. B., *et al.* (1998a), Effect of water content on solute transport in a porous medium containing reactive micro-aggregates. *Journal of Contaminant Hydrology*, **33**, 1-2, pp. 211-230.

Fesch C., Simon W., Haderlein S. B., *et al.* (1998b), Nonlinear sorption and nonequilibrium solute transport in aggregated porous media: Experiments, process identification and modeling. *Journal of Contaminant Hydrology*, **31**, 3, pp. 373-407.

Fevrier L. Transfert d'un mélange Zn-Cd-Pb dans un dépôt fluvi-glaciaire carbonaté. Approche en colonnes de laboratoire . Thèse LAEPSI. Lyon : INSA de Lyon, 2001, 333 p.

Gao G., Zhan H., Feng S., *et al.* (2009), Comparison of alternative models for simulating anomalous solute transport in a large heterogeneous soil column. *Journal of Hydrology*, **377**, 3, pp. 391-404.

Gärdenäs A. I., Simunek J., Jarvis N., *et al.* (2006), Two-dimensional modelling of preferential water flow and pesticide transport from a tile-drained field. *Journal of Hydrology*, **329**, 3–4, pp. 647-660.

Gasperi J., Zgheib S., Cladiere M., *et al.* (2012), Priority pollutants in urban stormwater: Part 2—case of combined sewers. *Water Research*, **46**, 20, pp. 6693-6703.

Genç-Fuhrman H., Mikkelsen P. S., Ledin A. (2007), Simultaneous removal of As, Cd, Cr, Cu, Ni and Zn from stormwater: Experimental comparison of 11 different sorbents. *Water Research*, **41**, 3, pp. 591-602.

Gerke H. H. (2006), Preferential flow descriptions for structured soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, **169**, 3, pp. 382-400.

Gerke H. H., van Genuchten M. T. (1993a), A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous-media. *Water Resources Research*, **29**, 2, pp. 305-319.

Gerke H. H., van Genuchten M. T. (1993b), Evaluation of a 1st-order water transfer term for variably saturated dual-porosity flow models. *Water Resources Research*, **29**, 4, pp. 1225-1238.

Göbel P., Dierkes C., Coldewey W. (2007), Storm water runoff concentration matrix for urban areas. *Journal of Contaminant Hydrology*, **91**, 1, pp. 26-42.

Goutaland D. Caractérisation hydrogéophysique d'un dépôt fluvioglaciaire: évaluation de l'effet de l'hétérogénéité hydrodynamique sur les écoulements en zone non-saturée, Thèse LSE. Lyon : INSA de Lyon, 2008, 241 p.

Goutaland D., Winiarski T., Dubé J.-S., *et al.* (2008), Hydrostratigraphic characterization of glaciofluvial deposits underlying an infiltration basin using ground penetrating radar. *Vadose Zone Journal*, **7**, 1, pp. 194-207.

Goutaland D., Winiarski T., Lassabatere L., *et al.* (2013), Sedimentary and hydraulic characterization of a heterogeneous glaciofluvial deposit: Application to the modeling of unsaturated flow. *Engineering Geology*, **166**, pp. 127-139.

Goutaland D., Winiarsky T., Angulo-Jaramillo R., *et al.* (2007), Etude hydrogéophysique de la zone non saturée hétérogène d'un bassin d'infiltration d'eaux pluviales. *Bulletin des laboratoires des ponts et chaussées*, n°**268-269**, pp. 173-192.

Hayhoe H. (1978), Study of the relative efficiency of finite difference and Galerkin techniques for modeling soil-water transfer. *Water Resources Research*, **14**, 1, pp. 97-102.

Heinz J., Kleinedam S., Teutsch G., *et al.* (2003), Heterogeneity patterns of Quaternary glaciofluvial gravel bodies (SW-Germany): application to hydrogeology. *Sedimentary geology*, **158**, 1, pp. 1-23.

- Hinz C. (2001), Description of sorption data with isotherm equations. *Geoderma*, **99**, 3, pp. 225-243.
- Huang W., Yu H., Weber W. J. (1998), Hysteresis in the sorption and desorption of hydrophobic organic contaminants by soils and sediments: 1. A comparative analysis of experimental protocols. *Journal of Contaminant Hydrology*, **31**, 1, pp. 129-148.
- Jardine P., Jacobs G., Wilson G. (1993), Unsaturated transport processes in undisturbed heterogeneous porous media: I. Inorganic contaminants. *Soil Science Society Of America Journal*, **57**, 4, pp. 945-953.
- Jarvis N. (1998), Modeling the impact of preferential flow on nonpoint source pollution. *Physical Nonequilibrium in Soils: Modeling and Application*, Ann Arbor Press, Chelsea, MI, pp. 195-221.
- Jaynes D. B., Logsdon S. D., Horton R. (1995), Field Method for Measuring Mobile/Immobile Water Content and Solute Transfer Rate Coefficient. *Soil Science Society Of America Journal*, **59**, 2, pp. 352-356.
- Kabala C., Singh B. R. (2001), Fractionation and mobility of copper, lead, and zinc in soil profiles in the vicinity of a copper smelter. *Journal of Environmental Quality*, **30**, 2, pp. 485-492.
- Kan A. T., Fu G., Tomson M. B. (1994), Adsorption/desorption hysteresis in organic pollutant and soil/sediment interaction. *Environmental science & technology*, **28**, 5, pp. 859-867.
- Köhne J. M., Gerke H. H. (2005), Spatial and Temporal Dynamics of Preferential Bromide Movement towards a Tile Drain. *Vadose Zone Journal*, **4**, 1, pp. 79-88.
- Köhne J. M., Köhne S., Simunek J. (2009), A review of model applications for structured soils: b) Pesticide transport. *Journal of Contaminant Hydrology*, **104**, 1-4, pp. 36 - 60.
- Kung K.-J., Steenhuis T., Klavivko E., *et al.* (2000), Impact of preferential flow on the transport of adsorbing and non-adsorbing tracers. *Soil Science Society Of America Journal*, **64**, 4, pp. 1290-1296.
- Lamy E., Lassabatere L., Béchet B., *et al.* (2009), Modeling the influence of an artificial macropore in sandy columns on flow and solute transfer. *Journal of Hydrology*, **376**, 3-4, pp. 392-402.
- Langergraber G., Simunek J. (2005), Modeling variably saturated water flow and multicomponent reactive transport in constructed wetlands. *Vadose Zone Journal*, **4**, 4, pp. 924-938.
- Larmet H. Mobilisation et transfert de Zn, Cd, cu et des colloïdes bactériens dans les bassins d'infiltration d'eaux pluviales: influence des conditions hydrodynamiques, Université Joseph-Fourier-Grenoble , 2007, 362 p.

Lassabatere L. Modification du transfert de trois métaux lourds (Zn, Pb et Cd) dans un sol issu d'un dépôt fluvio-glaciaire carbonate par l'introduction de geotextiles, Thèse LSE. Lyon : ENTPE, 2002, 255 p.

Lassabatere L., Fevrier L., Spadini L., Delolme C. and Raepsaet C. Zn - Cd common retention in the presence of Pb in a calcareous fluvio-glacial deposit : experiments, modelling and microanalysis, 17th-19th July, 2007, In International conference on the Biochemistry of trace elements, Pekin.

Lassabatere L., Spadini L., Delolme C., *et al.* (2007), Concomitant Zn-Cd and Pb retention in a carbonated fluvio-glacial deposit under both static and dynamic conditions. *Chemosphere*, **69**, 9, pp. 1499-1508.

Lassabatere L., Ugalde J. M. S., Cuenca J. M., *et al.* (2006), Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments - BEST. *Soil Science Society Of America Journal*, **70**, 2, pp. 521-532.

Lassabatere L., Winiarski T., Galvez Cloutier R. (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, pp. 4215-4221.

Latrille C. (2013), Effect of Water Content on Dispersion of Transferred Solute in Unsaturated Porous Media. *Procedia Earth and Planetary Science*, **7**, 0, pp. 463-466.

Lee J. G., Selvakumar A., Alvi K., *et al.* (2012), A watershed-scale design optimization model for stormwater best management practices. *Environmental Modelling & Software*, **37**, pp. 6-18.

Lee J. H., Bang K. W. (2000), Characterization of urban stormwater runoff. *Water Research*, **34**, 6, pp. 1773-1780.

Lewis J., Sjöstrom J. (2010), Optimizing the experimental design of soil columns in saturated and unsaturated transport experiments. *Journal of Contaminant Hydrology*, **115**, 1, pp. 1-13.

Limousin G., Gaudet J. P., Charlet L., *et al.* (2007), Sorption isotherms: A review on physical bases, modeling and measurement. *Applied Geochemistry*, **22**, 2, pp. 249-275.

Loperfido J. V., Noe G. B., Jarnagin S. T., *et al.* (2014), Effects of distributed and centralized stormwater best management practices and land cover on urban stream hydrology at the catchment scale. *Journal of Hydrology*, **519**, pp. 2584-2595.

Magesan G., Vogeler I., Scotter D., *et al.* (1995), Solute movement through two unsaturated soils. *Soil Research*, **33**, 4, pp. 585-596.

Mandier P. (1984), Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire. *Bulletin du laboratoire rhodanien de géomorphologie*, 15-16, pp. 27-36.

Marsily G. d. (1981). Hydrogéologie quantitative. Massonp.

McCarthy J. F., Zachara J. M. (1989), Subsurface transport of contaminants. *Environmental science & technology*, **23**, 5, pp. 496-502.

Mikkelsen P. S., Hafliger M., Ochs M., *et al.* (1997), Pollution of soil and groundwater from infiltration of highly contaminated stormwater - A case study. *Water Science and Technology*, **36**, 8-9, pp. 325-330.

Miyazaki T. (2006). *Water Flow in Soils*. CRC Press, Boca Ratonp.

Mualem Y. (1976), A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, **12**, 3, pp. 513-522.

Ncibi M. C. (2008), Applicability of some statistical tools to predict optimum adsorption isotherm after linear and non-linear regression analysis. *Journal of Hazardous Materials*, **153**, 1, pp. 207-212.

Nezhad M. M., Javadi A., Rezanian M. (2011), Modeling of contaminant transport in soils considering the effects of micro-and macro-heterogeneity. *Journal of Hydrology*, **404**, 3, pp. 332-338.

Nielsen D., Biggar J. (1986), Water flow and solute transport processes in the unsaturated zone. *Water Resources Research*, **22**, 9S, pp.

Nimmo J. R. (2012), Preferential flow occurs in unsaturated conditions. *Hydrological Processes*, **26**, 5, pp. 786-789.

Novak V., Šimáunek J., Genuchten M. T. v. (2000), Infiltration of water into soil with cracks. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, **126**, 1, pp. 41-47.

Nützmann G., Maciejewski S., Joswig K. (2002), Estimation of water saturation dependence of dispersion in unsaturated porous media: experiments and modelling analysis. *Advances in Water Resources*, **25**, 5, pp. 565-576.

Padilla I. Y., Yeh T.-C. J., Conklin M. H. (1999), The effect of water content on solute transport in unsaturated porous media. *Water Resources Research*, **35**, 11, pp. 3303-3313.

Pang L., Close M. (1999), Field-scale physical non-equilibrium transport in an alluvial gravel aquifer. *Journal of Contaminant Hydrology*, **38**, 4, pp. 447-464.

Parkhurst D. L., Appelo C. (1999), User's guide to PHREEQC (Version 2): A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. pp.

Patera A. T., Rozza G. (2007). Reduced basis approximation and a posteriori error estimation for parametrized partial differential equations. MIT.

Pitt R., Clark S., Field R. (1999), Groundwater contamination potential from stormwater infiltration practices. *Urban water*, **1**, 3, pp. 217-236.

Rao P. S. C., Jessup R. E., Rolston D. E., *et al.* (1980), Experimental and Mathematical Description of Nonadsorbed Solute Transfer by Diffusion in Spherical Aggregates1. *Soil Science Society Of America Journal*, **44**, 4, pp. 684-688.

Reynolds W., Elrick D. (1985), In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the $[\alpha]$ -parameter using the guelph permeameter. *Soil Science*, **140**, 4, pp. 292-302.

Russo D. (1993), Stochastic modeling of solute flux in a heterogeneous partially saturated porous formation. *Water Resources Research*, **29**, 6, pp. 1731-1744.

Sage J. Mobilité des métaux et du carbone organique des sédiments de l'assainissement pluvial : rapport de stage de Master . Master SEIU. Lyon : ENTPE, 2012, 94 p.

Sardin M., Schweich D. (1991), Modeling the Nonequilibrium Transport Of Linearly Interacting Solutes in Porous Media- A Review. *Water Resources Research*, **27**, 9, pp. 2287-2307.

Scheidegger A., Sparks D. (1996), A critical assessment of sorption-desorption mechanisms at the soil mineral/water interface. *Soil Science*, **161**, 12, pp. 813-831.

Schramel O., Michalke B., Kettrup A. (2000), Study of the copper distribution in contaminated soils of hop fields by single and sequential extraction procedures. *Science of the Total Environment*, **263**, 1, pp. 11-22.

Seyfried M. S., Rao P. S. C. (1987), Solute Transport in Undisturbed Columns of an Aggregated Tropical Soil: Preferential Flow Effects. *Soil Science Society Of America Journal*, **51**, 6, pp. 1434-1444.

Shimajima E., Sharma M. (1995), The influence of pore water velocity on transport of sorptive and non-sorptive chemicals through an unsaturated sand. *Journal of Hydrology*, **164**, 1, pp. 239-261.

Sigg L., Behra P., Stumm W. (2006). Chimie des milieux aquatiques, chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement, ed. Dunod.

Sigg L. W. Stumm, and P. Behra. Chimie des milieux aquatiques : chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement. Masson, Paris, 1992.

Simunek J., Jarvis N. J., van Genuchten M. T., *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, pp. 14-35.

Simunek J., van Genuchten M. T. (1999), Using the HYDRUS-1D and HYDRUS-2D codes for estimating unsaturated soil hydraulic and solute transport parameters. *Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media*, pp. 1523-1536.

Simunek J., van Genuchten M. T., Sejna M. (2005), The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, version 3.0, HYDRUS software series 1. *Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside Edition*, pp.

Simunek J., van Genuchten M. T., Sejna M. (2008), Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes. *Vadose Zone Journal*, **7**, 2, pp. 587-600.

Sirri M. Rétention du cuivre par les lithofaciès d'un dépôt fluvio-glaciaire carbonaté : rapport de stage de Master . Master SEIU. Lyon : ENTPE, 2013, 78 p.

Snow V. O. (1999), In Situ Measurement of Solute Transport Coefficients: Assumptions and Errors. *Soil Science Society Of America Journal*, **63**, 2, pp. 255-263.

Sposito G. (1989), The Chemistry of Soils. New York, Oxford: Oxford University Press. ISBN 0 19 504615 3. 277 p. . *Geological Magazine*, **127**, 02, pp. 190-191.

Steeffel C. I., DePaolo D. J., Lichtner P. C. (2005), Reactive transport modeling: An essential tool and a new research approach for the Earth sciences. *Earth and Planetary Science Letters*, **240**, 3, pp. 539-558.

Stollenwerk K. G., Kipp K. L. (1990). Simulation of molybdate transport with different rate-controlled mechanisms. *ACS symposium series*, pp. 243-257.416).

Straface S., Rizzo E. (2013). The importance of reduced-scale experiments for the characterization of porous media. *In: Threats to the Quality of Groundwater Resources*. Springer, pp. 151-174.

Stumm W. (1992). Chemistry of the solid-water interface: processes at the mineral-water and particle-water interface in natural systems. John Wiley & Son Inc.p.

Tissier C., Morvan C., Bocquené G., *et al.* (2005). Les substances prioritaires de la Directive cadre sur l'eau (DCE). Fiches de synthèse. Ifremerp.

van Genuchten M. T. (1980), A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society Of America Journal*, **44**, 5, pp. 892-898.

van Genuchten M. T., Wierenga P. J. (1976), Mass Transfer Studies in Sorbing Porous Media I. Analytical Solutions. *Soil Science Society Of America Journal*, **40**, 4, pp. 473-480.

Vogel T., Gerke H., Zhang R., *et al.* (2000), Modeling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties. *Journal of Hydrology*, **238**, 1, pp. 78-89.

Vrugt J. A., Schoups G., Hopmans J. W., *et al.* (2004), Inverse modeling of large-scale spatially distributed vadose zone properties using global optimization. *Water Resources Research*, **40**, 6, pp.

Warren J., Price H. (1961), Flow in heterogeneous porous media. *Society of Petroleum Engineers Journal*, **1**, 03, pp. 153-169.

Winiarski T. Fonction filtration d'un ouvrage urbain – conséquence sur la formation d'un anthroposol. Programme GESSOL, rapport final, 2014, 200 p.

Winiarski T., Bedell J.-P., Delolme C., *et al.* (2006), The impact of stormwater on a soil profile in an infiltration basin. *Hydrogeology Journal*, **14**, 7, pp. 1244-1251.

Winiarski T., Lassabatere L., Angulo-Jaramillo R., *et al.* (2013), Characterization of the Heterogeneous Flow and Pollutant Transfer in the Unsaturated Zone in the Fluvio-glacial Deposit. *Procedia Environmental Sciences*, **19**, 0, pp. 955-964.

Wu M., Wang L., Xu G., *et al.* (2013), Seasonal and spatial distribution of 4-tert-octylphenol, 4-nonylphenol and bisphenol A in the Huangpu River and its tributaries, Shanghai, China. *Environmental monitoring and assessment*, **185**, 4, pp. 3149-3161.

Yin Y., Impellitteri C. A., You S.-J., *et al.* (2002), The importance of organic matter distribution and extract soil: solution ratio on the desorption of heavy metals from soils. *Science of the Total Environment*, **287**, 1, pp. 107-119.

Annexes

Annexe 1 : Protocole expérimental pour l'étude en colonne de laboratoire de l'écoulement d'un soluté non réactif

1. Préparation de la colonne
2. Saturation de la colonne
3. Percolation par un traceur

1- Préparation de la colonne

Préparation du sol

Lavage et séchage du sol à 35 °C pendant 36 à 72 h

Tamissage du sol pour l'obtention de 5 classes granulométriques : [0,0.4], [0.4, 1], [1,2], [2,4] et [4,10] (mm).

Reconstitution du dépôt fluvioglacière pour 4kg de sol sec dans les proportions suivantes :

Lithofaciès	d < 0.4 mm	0.4 mm < d < 1 mm	1 mm < d < 2 mm	2 mm < d < 4 mm	4 mm < d < 10 mm
Gravier bimodal	26,30%	23,30%	5,61%	10,72%	34,07%
Sable	77,88%	19,35%	2,77%	-	-

Dans un bac, humidifier le sol avec une solution de NaNO_3 à $10^{-2} \text{ mol.L}^{-1}$ de sorte qu'il atteigne une teneur en eau de 10%. Utiliser la pesée si l'on veut être plus précis qu'avec une mesure à l'œil par bécher.

Dans un puits de sol, verser progressivement une quantité de sol. Bien malaxer. Répéter l'opération. Attention, la solution ne doit pas entrer en contact avec le récipient qui contient le sol.

Préparation de la colonne

- Graisser l'intérieur de la colonne avec de la graisse et un papier
- Assembler le haut de la colonne : cylindre central-couvercle-joint-couvercle. Visser de façon symétrique
- → Peser la colonne seule
- Mettre en place une grille+170 g de billes de 5 mm de diamètre sur 1.5-2 cm+grille+filtre. Tasser les billes avec un papier pour éviter toute contamination.
- →Peser la colonne avant la mise en place du sol

Remplissage de la colonne

Le remplissage de colonne s'effectue par tranches successives. Au total, prévoir 8 tranches de sol. Au début, au milieu et en fin de remplissage de colonne, réaliser des mesures de teneurs en eau.

- Peser les coupelles vides

- Prélever une masse de sol et effectuer une première mesure de teneur en eau
- Remplir la colonne avec des cuillerées de sol humide sur quelques centimètres
- Finir par tasser avec le pilon
- Avec la cuillère, désorganiser sur le haut pour faire une accroche
- Remplir de la même manière avec les couches suivantes
- A mi- colonne, remplir et peser une deuxième coupelle de sol
- Poursuivre le remplissage par couches
- En fin de colonne, remplir et peser une dernière coupelle de sol
- Mettre les trois coupelles de sol à l'étuve à 105°C pendant 24h
- →Peser la colonne en fin de remplissage
- Fermer la colonne dans l'ordre suivant : filtre-grille-billes-grille-couvercle-joint-couvercle
- Visser
- Fermer les robinets
- →Peser la colonne en fin de montage
- Placer la colonne sur les accroches et visser
- Mesurer la hauteur de sol ou longueur utile

2- Saturation de la colonne

Matériel et produits nécessaires :

- Raccords, tuyaux, 3 robinets
- Pincettes pour tuyau
- Colonne de sol
- 4 L de solution S_0 de NaNO_3 à $10^{-2} \text{mol.L}^{-1}$
- Elévateurs

Procédure de saturation :

- Installer les tuyaux entre la colonne, la bouteille de Mariotte, la pompe péristaltique et le collecteur de fraction
- Relier les embouts des robinets sauf 1 à un tuyau fermé avec une pince
- Remplir la bouteille de Mariotte avec 4 L de solution de S_0
- Ouvrir le robinet de la bouteille de Mariotte pour avoir de la solution dans le tuyau. Chasser les bulles d'air dans les tuyaux. Vider la solution contenue dans le tuyau. Fermer le robinet
- Placer la bouteille de Mariotte sur l'élévateur et la monter à hauteur des billes de verre en bas de colonne
- Relier le tuyau en sortie de la bouteille de Mariotte à l'embout libre du tuyau en bas de la colonne
- Ouvrir le robinet de la bouteille de Mariotte et, en pinçant, contrôler l'arrivée d'eau dans la colonne
- Monter la bouteille à l'aide des plateaux réglables à $H/4$, $H/2$, $3H/4$ et H toutes les 1/2 heures (H = hauteur de sol dans la colonne)
- Laisser à H pendant une période entre 24 h et 48 h
- Fermer les robinets en haut et en bas de la colonne. Fermer aussi celui de la bouteille de Mariotte

- →Pesée de la colonne saturée en eau
- →Détermination du volume V_0 utilisé pour saturer la colonne

3- Traçage avec une solution de KBr

Matériel et produits nécessaires

Un erlenmeyer contenant une solution S_0 correspondant à $3.5V_0$ de NaNO_3 à $10^{-2} \text{ mol.L}^{-1}$ pour le lavage de la colonne,

Un erlenmeyer contenant une solution S_T correspondant à $1/2V_0$ de KBr à $10^{-2} \text{ mol.L}^{-1}$ pour le traçage,

Une pompe péristaltique 8 voies

2 béciers poubelles

2 systèmes de tuyaux permettant de relier la pompe aux solutions, à la colonne et aux béciers poubelles

Un chronomètre

Des tubes à essais pour le collecteur de fractions

Des piluliers

Préparation de la tuyauterie

2 robinets 3 voies

2 robinets 2 voies

Etalonnage de la pompe péristaltique

On veut comme vitesse darcienne $q = 0.13 \text{ cm/min}$

On cherche à obtenir en sortie de colonne $Q_{th} = q \times S$ avec S la section de la colonne. L'étalonnage de la pompe consiste à ajuster la vitesse de rotation de la pompe notée w afin d'obtenir le débit voulu en sortie de colonne.

Peser un bécier vide.

On prend $w = 30 \text{ cm}^3/\text{min}$. Au bout de 10 minutes, on pèse le bécier et son contenu. Attention, ne pas oublier de diviser le débit de sortie par le nombre de tuyaux de la pompe qui ont conduit le fluide.

A partir de la quantité d'eau recueillie, on détermine un débit réel $Q_{réel}$.

On ajuste ensuite la vitesse de rotation de la pompe à $w' = (Q_{th} \times w) / Q_{réel}$

Répéter l'opération jusqu'à ce que $Q_{réel} = Q_{th}$

Traçage

En conditions saturées, la percolation se fait du bas vers le haut de la colonne.

- Relier les embouts latéraux des robinets du bas aux poubelles
- Relier le haut de la colonne aux erlens.
- Ajuster la vitesse de rotation de la pompe en fonction du débit voulu : $w = 25 \text{ cm}^3/\text{min}$ pour avoir $Q = 10 \text{ ml/min}$.
- Ouvrir le robinet en bas de sorte que la solution de S_0 aille dans la poubelle
- Mettre de l'eau pour rincer le tuyau au niveau du robinet avant de le raccorder à celui allant dans l'erien de S_0 .
- Clipser la cassette avant de mettre le tuyau dans la solution de NaNO_3 .
- Saturer le tuyau de S_0 ; le liquide sortant va dans le bécier poubelle

- Mesurer le débit pour vérifier qu'on ne perd pas de la vitesse (perte de 10% environ).
- Ouvrir le robinet du haut et le robinet du bas pour que le liquide passe dans la colonne
- Lancer simultanément le chronomètre
- Faire percoler $1V_0$ soit 800 mL de S_0 pour atteindre le régime stationnaire. Noter le temps.

Après avoir fait percoler 750 mL de S_0 , préparer la percolation de KBr :

- Positionner le deuxième robinet en position poubelle. Relier le tuyau à l'erlen. Enclencher la cassette. Rincer la tuyauterie en faisant passer un faible volume de KBr
- Une fois les 500 mL de S_0 percolés, placer le robinet de la solution S_0 en position poubelle et placer en même temps le robinet de la solution KBr en position colonne. Lancer le collecteur de fractions. Prévoir le nombre nécessaire de tubes à essais qui seront remplis une fois que la solution traçante aura été injectée en totalité
- Faire percoler 400 mL de KBr et prélever de la solution pour échantillonnage. Noter le temps.
- Tourner le robinet en position poubelle pour KBr et tourner le robinet en position colonne pour S_0
- Faire percoler $3.2 V_0$ soit 2.8 L de $NaNO_3$ pour laver la colonne
- Fermer à l'aide d'une pince le tuyau relié à l'erlen contenant la solution de KBr et désamorcer ce tuyau
- Echantillonner la solution KBr et noter le temps.

Après percolation de la solution de lavage, mettre le robinet relié à la solution S_0 en position poubelle, fermer le tuyau à l'aide d'une pince et arrêter la pompe
→ Procéder à la pesée de tous les tubes à essais. Verser le contenu de chaque tube à essai dans un pilulier. Le numéroté
Mettre les échantillons dans la chambre froide
→Peser la colonne en fin d'expérience

Annexe 2 : Codes de calcul sur Scilab pour l'échantillonnage des données numériques

*Nomination des fichiers de données

```
T_wd = "G:\Modelisation\Master\Scilab\script";
T_data = "G:\Modelisation\Master\Scilab\data";
T_result = "G:\Modelisation\Master\Scilab\results";
```

```
chdir(T_wd);
```

*Lecture du fichier de données

```
data_name = '\nom_du_fichier.txt' ;
M = read(T_data+data_name+'.txt',-1,2);
```

*Traitement des données du fichier

```
t = M(:,1);
c = M(:,2);
d = splin(t,c);
```

```
tmax = max(t);
tmin = min(t);
```

```
tF = tmax;
```

```
td = tmin;
```

Tracé de la courbe lissée

```
xt = [td:((tF-td)/100):tF]';
```

```
yc = interp(xt,t,c,d);
```

Echantillonnage des points :

Il est effectué selon trois intervalles dont les tailles sont réglées par n1, n2, n3

```
n1 = floor(size(c,1)/•);
n2 = floor(size(c,1)/•);
n3 = floor(size(c,1)/•);
```

Les points de chaque intervalle sont choisis en fonction d'un saut à ajuster

```
delta_n1 = • ;
delta_n2 = • ;
delta_n3 = • ;
```

```
n_1 = [1:delta_n1:n1 n1]';
n_2 = [n1+delta_n2:delta_n2:n2 n2]';
n_3 = [n2+delta_n3:delta_n3:n3 n3]';
```

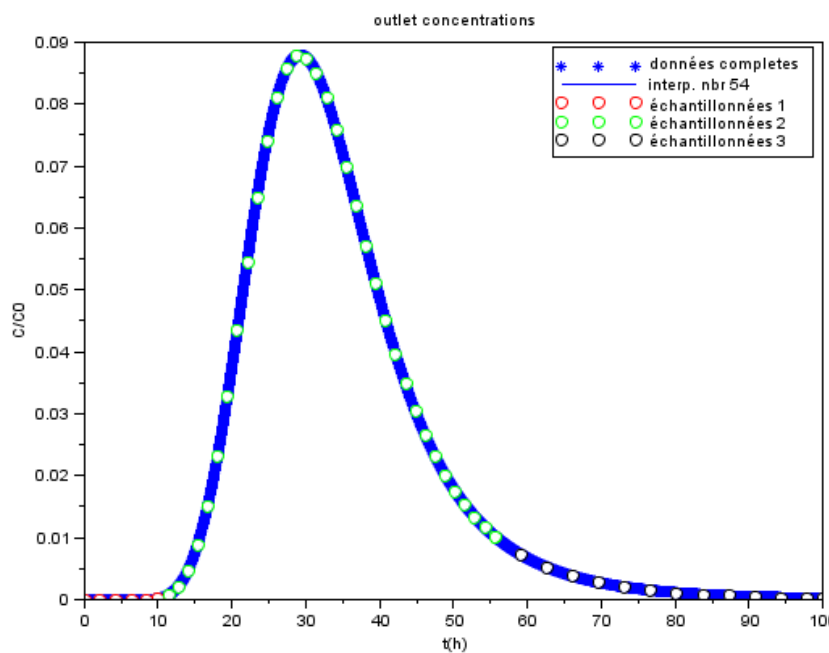
```
t_r_1 = t(n_1,:);
t_r_2 = t(n_2,:);
t_r_3 = t(n_3,:);
```

```
c_r_1 = c(n_1,:);
c_r_2 = c(n_2,:);
c_r_3 = c(n_3,:);
```

```
n_r = [n_1;n_2;n_3];
t_r = [t_r_1;t_r_2;t_r_3];
c_r = [c_r_1;c_r_2;c_r_3];
```

$M_r = [t_r \ c_r]$; matrice des points échantillonnés

Tracé de la courbe interpolée et des points échantillonnés



*Production d'un fichier texte avec les données échantillonnées

```
write(T_result+data_name+'_r.txt',M_r);
```


Annexe 3 : Codes de calcul sur Scilab pour la détermination du bilan de masse et du facteur de retard par la méthode des moments

Ce programme permet de déterminer le bilan de masse et le facteur de retard pour un échantillon de points donnés. Il permet aussi de procéder à un ajustement de ces deux paramètres afin de les rendre unitaires. Les données normalisées peuvent alors être insérées dans un fichier de modélisation sous HYDRUS-1D en vue de leur appliquer la procédure de résolution inverse (détermination des paramètres hydrodispersifs).

1. ENTREE DES DONNEES

1.1 Nominatation des fichiers de données

```
T_wd = "G:\Modélisation\Master\Scilab\script";
T_data = "G:\Modélisation\Master\Scilab\data";
T_result = "G:\Modélisation\Master\Scilab\results";

chdir(T_wd);
```

Le fichier comportant les données échantillonnées avec le programme précédent « data_name_r » doit être intégré dans le dossier de données.

1.2 Facteurs initiaux à adapter pour avoir des données réduites correspondant à un traceur conservatif

```
Fc = 1;           à adapter avec 1/BM et par défaut 1
Ftheta = 1;      à adapter avec R et par défaut 1
```

1.3 Points composant la courbe d'éluion

```
data_name = '\nom_du_fichier.txt';
data_name_r = data_name+'_r';

M = read(T_data+data_name+'.txt',-1,2);
M_r = read(T_data+data_name_r+'.txt',-1,2);

nc = 1; à augmenter en cas de problème de calcul numérique.

t = M(1:nc:size(M,1),2); réduction du nombre de points pour le
calcul intégral

c = M(1:nc:size(M,1),3)*Fc;

d = splin(t,c);
tmax = max(t);
tmin = min(t);
tF = tmax;
td = tmin;
delta_t_ = (tF-td)/100;
```

```

xt = [td:delta_t_:tF]';
yc = interp(xt,t,c,d);

t_r = M_r(:,1);
c_r = M_r(:,2)*Fc;

```

1.4 Entrée des données caractérisant le sol traversé et l'écoulement

```

L = •          longueur de la colonne
q = •          vitesse de flux
theta_num = •  teneur en eau
delta_t = •    durée d'injection du soluté

```

1.5 Tracé de la courbe d'élution correspondant aux données d'entrée échantillonnées

2. METHODE DES MOMENTS

2.1 Fonctions à construire pour le calcul des moments

```

function y=f(x)
    y = interp(x,t,c,d)
endfunction

```

f désigne la courbe d'élution

```

function y=g(x)
    y = f(x)*(x-delta_t/2)
endfunction

```

```

function y=h(x)
    y = f(x)*(x-delta_t/2)^2
endfunction

```

f, g et h sont les fonctions à intégrer pour pouvoir calculer respectivement le moment d'ordre 0, le moment d'ordre 1 et le moment d'ordre 2 ; tous les trois désignés par les fonctions A, B et C.

```

function z=A(x)
    z = integrate('f(xx)', 'xx', 0, x)
endfunction

```

```

function z=B(x)
    z = integrate('g(xx)', 'xx', 0, x)
endfunction

```

```

function z=C(x)
    z = integrate('h(xx)', 'xx', 0, x)
endfunction

```

2.2 Calcul des moments et caractérisation de l'écoulement.

*Moments théoriques

Ath = delta_t; Ath est la surface du créneau injecté
 tsc = L*theta/q; tsc est le temps de séjour théorique

*Moments expérimentaux

M0 = $\frac{A}{tF}$;
 M1 = $\frac{B(tF)}{A(tF)}$;
 M2 = $(\frac{C(tF)}{A(tF)} - M1^2)$;

*Bilan de masse et facteur de retard

BM = M0/Ath;
 Ret = M1/tsc;

*Teneur en eau moyenne du système

theta_moy = q*M1/L;

3. SAUVEGARDE DES DONNEES ECHANTILLONNEES ET REDUITES

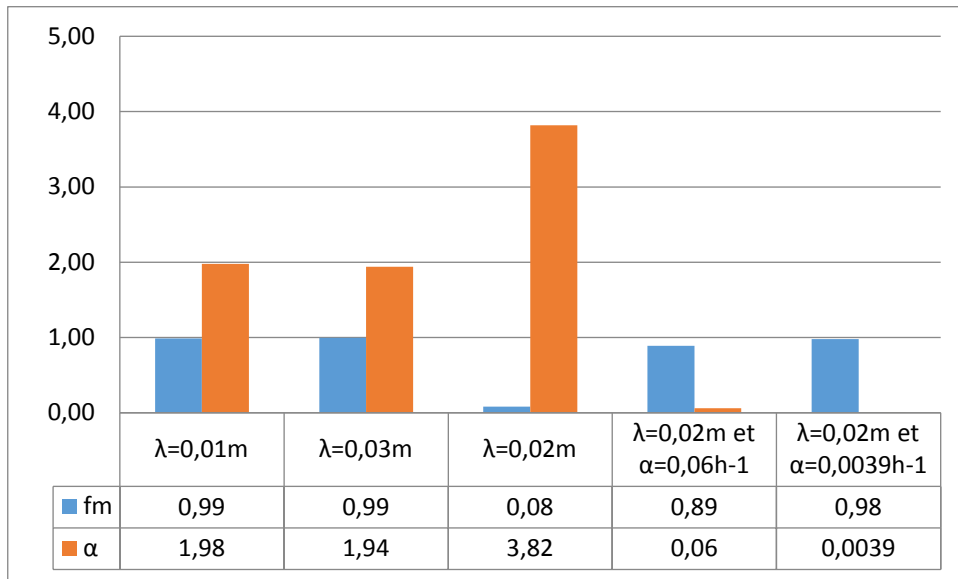
Si le bilan de masse et le facteur de retard ne sont pas unitaires, les facteurs initiaux Fc et Ftheta en début de programme sont à ajuster.

```
Result = [BM;Ret;M1;theta_moy]
Moment = [BM;Ret;1/Fc;Ftheta;theta];
leg = ["BM " ; "Ret " ; "BM_init " ; "Ret_init " ; "Theta_used " ];
Moment_s = leg+string(Moment);

M_corr = [t c];
M_corr_r = [t_r c_r];

write(T_result+data_name+"_moments.txt",Moment_s);
write(T_result+data_name+"_data_mod.txt",M_corr);
write(T_result+data_name+"_data_mod_reduit.txt",M_corr_r)
```

Annexe 4 : Etude de sensibilité pour un écoulement homogène à travers une section de sol hétérogène à vitesse moyenne



		Section hétérogène_CDE				
$q (m \cdot h^{-1})$		0,0384				
Temps de séjour $t_s (h)$		13,2				
Teneur en eau moyenne		0,2022				
MIM	$\lambda (m)$	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02
	$D_m (m \cdot h^{-1})$	0,045	0,0043	0,0348	0,0057	0,0039
	θ_{im}	0,185	0,022	0,191	0,0011	0,0046579
	f_m	8%	89%	99%	99%	98%
	$\alpha (h^{-1})$	3,82	0,06	1,98	1,94	0,0039
	$t_D (h)$	0,11	0,105	0,00	0,16	0,11
	$t_{conv} (h)$	1,10	11,72	0,72	13,09	12,86
	$t_\alpha (h)$	0,05	0,37	0,10	0,00	1,20

Communications et publications produites durant la thèse

Articles dans revues internationales

Ben Slimene E., Lassabatere L., Winiarski T., Gourdon R. (2015), Modeling Water Infiltration and Solute Transfer in a Heterogeneous Vadose Zone as a Function of Entering Flow Rates. *Journal of Water Resource and Protection*, **7**, 13, pp. 1017-1028.

Predelus, D., Lassabatere, L., Coutinho, A., Louis, C., Brichat, T., **Ben Slimene, E.**, Winiarski, T., Angulo, R. (2014) Tracing Water Flow and Colloidal Particles Transfer in an Unsaturated Soil. *Journal of Water Resource and Protection*, **6**, 696-709.

Communications dans conférences internationales

Ben Slimene E., Lassabatere L., Winiarski T., Gourdon R. (2015). Modeling the establishment of preferential flow during infiltration in a heterogeneous glaciofluvial deposit. General Assembly, 12-17 April, Vienna, Austria. Geophysical Research Abstracts, Vol. 17, EGU2015-5503.

Coutinho, A., Predelus, D., Lassabatere, L., **Ben Slimene, E.**, Antonino, A., Winiarski, T., Cabral, J., Angulo, R. (2014) Effect of the method of estimation of soil saturated hydraulic conductivity with regards to the design of stormwater infiltration trenches, EGU, Vienna, 27 April-2 may, Vienna, Austria. Geophysical Research Abstracts, Vol. 16, EGU2014-15075.

Predelus, D., Bien, L., **Ben Slimene, E.**, Lassabatere, L., Winiarski, T., Angulo, R. (2013) Water and Colloids Transfer in the Heterogeneous Unsaturated Zone: Experimentation and Modeling, EGU, Vienna, 7-12 April, Vienna, Austria. Geophysical Research Abstracts, Vol. 15, EGU2013-8149.



FOLIO ADMINISTRATIF

THESE DE L'UNIVERSITE DE LYON OPEREE AU SEIN DE L'INSA LYON

NOM : BEN SLIMENE

DATE de SOUTENANCE : 25 avril 2016

Prénom : Erij

TITRE : Modélisation de l'impact des hétérogénéités lithologiques sur les écoulements préférentiels et le transfert de masse dans la zone vadose d'un dépôt fluvioglaciaire - Application à un bassin d'infiltration d'eaux pluviales

NATURE : Doctorat

Numéro d'ordre : 2016LYSEI035

Ecole doctorale : Chimie, Procédés, Environnement

Spécialité : Environnement

RESUME :

Les bassins d'infiltration font partie intégrante des techniques alternatives de gestion des eaux pluviales en milieu urbain. Néanmoins, la potentialité de transfert de polluants vers la nappe est accrue en cas d'écoulements préférentiels dans les sols sous-jacents. Une bonne compréhension du couplage entre processus d'écoulements préférentiels en zone vadose et mécanismes géochimiques est requise. Cette thèse s'inscrit dans le cadre du suivi d'un bassin d'infiltration depuis plusieurs dizaines d'années de fonctionnement. Le site d'étude est situé sur le dépôt fluvioglaciaire hétérogène couvrant une grande partie de la région lyonnaise. Des auscultations sur une fosse sous le bassin (section 13.5 m x 2.5 m) ont mis en évidence une régionalisation particulière de la pollution dans le sol. Cette étude s'appuie sur une étude numérique visant à identifier l'origine de la régionalisation des polluants et à la relier aux écoulements préférentiels résultant des hétérogénéités lithologiques. En amont de l'étude numérique, les lithofaciès sont complètement caractérisés au regard de leurs propriétés hydrodynamiques, hydrodispersives et géochimiques. La modélisation numérique permet de souligner l'établissement de cheminements préférentiels en lien avec le contraste de propriétés hydrodynamiques, notamment lorsque de faibles débits sont appliqués en surface. Le rôle de chaque lithofaciès et de l'architecture du dépôt (stratification et inclusions) est clairement identifié. Les répercussions de tels écoulements sur les transferts non réactifs sont ensuite investiguées en combinant l'influence des écoulements préférentiels et le fractionnement de l'eau en fractions mobile et immobile résultant de l'hétérogénéité intrinsèque au sein de chaque lithofaciès. Enfin, ces processus physiques sont couplés à la réactivité géochimique pour le cas d'un polluant modèle (le cuivre) en prenant en compte la réactivité différentielle des lithofaciès. Ces résultats permettent de générer un modèle conceptuel d'écoulements préférentiels et de transfert de masse en milieu fortement hétérogène.

MOTS-CLÉS : modélisation numérique, zone vadose, hétérogénéité lithologique, écoulement préférentiel, transfert de masse non réactif, transfert de masse réactif, bassin d'infiltration

Laboratoires de recherche : DEEP (INSA Lyon), LEHNA (ENTPE)

Directeurs de thèse : Rémy Gourdon, Laurent Lassabatere

Président de jury : Patrick Germain

Composition du jury :

Patrick Germain, Yves Coquet, Jack Legrand, Yvan Rossier, Henri Wong, Thierry Winiarski

Modélisation de l'impact des hétérogénéités lithologiques sur les écoulements préférentiels et le transfert de masse dans la zone vadose d'un dépôt fluvioglaciaire - Application à un bassin d'infiltration d'eaux pluviales

Résumé

Les bassins d'infiltration font partie intégrante des techniques alternatives de gestion des eaux pluviales en milieu urbain. Néanmoins, la potentialité de transfert de polluants vers la nappe est accrue en cas d'écoulements préférentiels dans les sols sous-jacents. Une bonne compréhension du couplage entre processus d'écoulements préférentiels en zone vadose et mécanismes géochimiques est requise. Cette thèse s'inscrit dans le cadre du suivi d'un bassin d'infiltration depuis plusieurs dizaines d'années de fonctionnement. Le site d'étude est situé sur le dépôt fluvioglaciaire hétérogène couvrant une grande partie de la région lyonnaise. Des auscultations sur une fosse sous le bassin (section 13.5 m x 2.5 m) ont mis en évidence une régionalisation particulière de la pollution dans le sol. Ce travail s'appuie sur une étude numérique visant à identifier l'origine de la régionalisation des polluants et à la relier aux écoulements préférentiels résultant des hétérogénéités lithologiques. En amont de l'étude numérique, les lithofaciès sont complètement caractérisés au regard de leurs propriétés hydrodynamiques, hydrodispersives et géochimiques. La modélisation numérique permet de souligner l'établissement de cheminements préférentiels en lien avec le contraste de propriétés hydrodynamiques, notamment lorsque de faibles débits sont appliqués en surface. Le rôle de chaque lithofaciès et de l'architecture du dépôt (stratification et inclusions) est clairement identifié. Les répercussions de tels écoulements sur les transferts non réactifs sont ensuite investiguées en combinant l'influence des écoulements préférentiels et le fractionnement de l'eau en fractions mobile et immobile résultant de l'hétérogénéité intrinsèque au sein de chaque lithofaciès. Enfin, ces processus physiques sont couplés à la réactivité géochimique pour le cas d'un polluant modèle (le cuivre), en prenant en compte la réactivité différentielle des lithofaciès. Ces résultats permettent de générer un modèle conceptuel d'écoulements préférentiels et de transfert de masse en milieu fortement hétérogène.

Mots clés : modélisation numérique, zone vadose, hétérogénéité lithologique, écoulement préférentiel, transfert de masse non réactif, transfert de masse réactif, bassin d'infiltration

Modelling the impact of lithological heterogeneities on preferential flow and mass transfer in the vadose zone of a glaciofluvial deposit – Application to a stormwater infiltration basin

Abstract

An infiltration basin is a stormwater best management practice (BMP) designed to infiltrate runoff volumes in urban areas. Nevertheless, preferential flow paths in the underlying soil may cause rapid migration of pollutants, thus contributing to groundwater contamination. Understanding the coupling between preferential flow processes in the vadose zone and geochemical mechanisms is then required. This thesis is a part of the follow-up of an infiltration basin for several decades of exploitation. The study site was settled over a highly heterogeneous glaciofluvial deposit covering much of the Lyon region. The investigation of an excavated section of the basin (13.5 m long and 2.5 m deep) pointed out a specific regionalization of pollution in the soil. This research is based on a numerical study to identify the origin of such a pollutant pattern and link this with preferential flow resulting from lithological heterogeneities. Different lithofacies were fully characterized regarding their hydraulic, hydrodispersive and geochemical properties. The numerical study proves that the high contrast in hydraulic properties triggers the establishment of preferential flow (capillary barriers and funneled flow). Preferential flow develops mainly for low initial water contents and low fluxes imposed at surface. The role of each lithofacies and architecture of deposit (stratification and inclusions) is clearly identified. The impact of such flows on non-reactive transfers is then investigated by combining the influence of preferential flow and pore water fractionation into mobile and immobile fractions, resulting from the intrinsic heterogeneity within each lithofacies. Finally, these physical processes are coupled to the geochemical reactivity for a pollutant model (copper), taking into account the differential reactivity of lithofacies. These results generate a conceptual model of preferential flow and mass transfer in strongly heterogeneous media.

Keywords: numerical modelling, vadose zone, lithological heterogeneity, preferential flow, non-reactive mass transfer, reactive mass transfer, infiltration basin