HAL
open science

Caractérisation du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique - Traitement du signal et modélisation double milieu des écoulements et du transport

Timothé Robineau

To cite this version:

Timothé Robineau. Caractérisation du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique - Traitement du signal et modélisation double milieu des écoulements et du transport. Ingénierie de l'environnement. Université Paris sciences et lettres, 2019. Français. NNT : 2019PSLEM001 . tel-02144616

HAL Id: tel-02144616

https://pastel.hal.science/tel-02144616v1

Submitted on 31 May 2019

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.

PSL UNIVERSITÉ PARIS

DE LA RECHERCHE À L'INDUSTRIE

cea

THÈSE DE DOCTORAT

DE L'UNIVERSITÉ PSL

Préparée à MINES ParisTech

Caractérisation du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique

Traitement du signal et modélisation double milieu des écoulements et du transport

Soutenue par

Timothé ROBINEAU

Le 08/01/2019

Ecole doctorale n° 398

Géosciences Ressources Naturelles et Environnement

Spécialité

Géosciences et géoingénierie

Composition du jury :

Valérie, PLAGNES Professeur, Université Pierre Marie Curie	*Présidente du jury*
Hervé, JOURDE Professeur, Université de Montpellier	*Rapporteur*
Olivier, BILDSTEIN Ingénieur de recherche, CEA	*Rapporteur*
Célestine, DELBART Maître de conférences, Université de Tours	*Examinatrice*
Antoine, TOGNELLI Ingénieur, CEA	*Invité*
Patrick, GOBLET Directeur de recherche, MINES ParisTech	*Directeur de thèse*

MINES ParisTech | PSL

Résumé

Principalement associés à des milieux carbonatés, les aquifères karstiques présentent des écoulements souterrains rapides via des réseaux de fractures ou de conduits. Ces écoulements rapides sont à l'origine de la vulnérabilité de ces milieux dans le cas de la propagation de contaminants. Dans le cadre de la maîtrise environnementale, l'enjeu de ce travail de thèse est d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique étudié par le CEA. L'objectif est d'évaluer les contributions respectives de chacune des deux porosités aux écoulements souterrains. Trois approches ont été menées afin d'atteindre cet objectif : (1) le traitement des données hydrodynamiques et physico-chimiques par analyses corrélatoires, (2) la modélisation « double milieu » des variations du niveau de nappe, et enfin (3) l'interprétation de traçages artificiels pour la modélisation double milieu du transport. Cette thèse a permis de mettre en évidence la présence de deux milieux au sein de l'aquifère karstique étudié, avec : une porosité primaire (porosité de matrice) supportant les écoulements lents et la capacité de stockage du milieu souterrain, et une porosité secondaire (porosité de fissures/fractures ou de matrice fissurée) responsable des écoulements rapides et de la fonction transmissive de l'aquifère. Ce caractère « double milieu » est interprété comme la présence d'une fissuration (ou fracturation) spatialement étendue à l'échelle de la surface du site d'étude (17 km²). Ce résultat démontre qu'une approche « double milieu » est adaptée à la modélisation des écoulements souterrains et du transport (avec un milieu matriciel et un milieu fissuré/fracturé). Cette approche « double milieu » a ainsi permis de reproduire les chroniques piézométriques marquées par des récessions à double pente, ainsi que les courbes de traçages marquées par un retard de la restitution du traceur, et ce grâce à la contribution du milieu matriciel. De plus, les paramètres ajustés de ce modèle double milieu témoignent d'une densité de fissuration/fracturation spatialement variable au sein du milieu souterrain. Enfin, ces travaux apportent une quantification des flux d'eau échangés entre le milieu matriciel et le milieu fissuré/fracturé, 38 % de l'infiltration est stockée dans la matrice à l'échelle d'un évènement pluvieux. Cette approche « double milieu » montre également la contribution significative du processus de diffusion aux transferts de soluté vers le milieu matriciel lors de la propagation du traceur au sein du milieu fissuré/fracturé. La diffusion de soluté depuis le milieu matriciel, permet ensuite de reproduire la restitution tardive du traceur.

Abstract

Karst aquifers are characterized by complex flow mechanisms induced by multiple porosities (matrix, fracture and conduit) which are responsible of the karst aquifer vulnerability to pollutant infiltrations. In the context of the environmental management, this thesis aims at enhancing the hydrodynamic functioning understanding of a karst aquifer. More specifically, the objective is the assessment of the multiple porosities contributions to the groundwater flow. Three approaches have been led during this work: (1) signal processing of the hydrodynamic and physical-chemical data by correlation analysis, (2) double medium modelling for reproducing the groundwater level (GWL) variations, and (3) double medium transport modelling for interpreting tracer test data. The double medium behaviour of the studied karst aquifer has been highlighted in this thesis with: a primary porosity (matrix porosity) supporting slow flows and representing the storage function and a secondary porosity (porosity of a fissured or a fractured matrix) responsible of the rapid flows and the transmissive function of the aquifer. This double medium behaviour has been interpreted as a spatially extended fracturation at the scale of the studied site (17 km²). This result makes a double medium approach relevant for simulating groundwater flows and solute transport (considering a matrix and a fractured medium). This double medium approach has succeeded in reproducing groundwater level variations marked by double-slope recessions and tracer breakthrough curves marked by a strong tailing, thanks to the matrix medium contribution. Moreover, the adjusted parameters of the double medium model indicate spatial variations of the underground media fissure/fracture density. Finally, this work brings a quantification of the exchanged flow between the two media during a recharge event (38 % of the infiltration is stored in the matrix medium), and shows the significant contribution of diffusion process to solute transfers in the matrix medium during the tracer propagation in the fractured medium. Then, the solute diffusion from the matrix allows reproducing the tracer tailing observed during tracer tests.

Remerciements

Je me suis souvent demandé ce que l'on pouvait ressentir à ce moment précis, lorsque le manuscrit est terminé et qu'il ne reste plus qu'à remercier les personnes qui ont contribuées, de près comme de loin, à ces trois années de thèse… Ce n'est pas un sentiment facile à décrire mais je ressens beaucoup de nostalgie, et surtout beaucoup de reconnaissance envers ces personnes.

Tout d'abord, merci aux membres de mon jury de thèse d'avoir accepté d'évaluer ce travail.

J'aimerais également remercier les personnes sans qui ce projet de thèse n'aurait pas pu naître :

Merci Célestine de m'avoir fait tomber dans le monde du Karst avec tes cours à Orsay et de m'avoir conduit jusqu'au CEA. Sans oublier ton soutien pendant la thèse et les collaborations à venir.

Merci Antoine d'avoir cru en moi dès ce stage de Master 2. J'ai appris énormément de choses pendant ces 6 mois de terrain, de filtration, de bricolage et bien sûr, d'hydrogéologie karstique. Tu m'as ensuite permis de poursuivre mes années au CEA avec cette thèse et je t'en remercie. Ça n'a pas toujours été facile, mais tu as su me booster et me tendre la main, merci pour ta patience. Ces trois années ont été très enrichissantes grâce aux missions passées ensemble (on a quand même fait de la tomographie électrique sous un arrosage digne du parc des Princes), au stage de M2 que tu m'as permis d'encadrer et à l'article publié, tes questions ont toujours fait avancer la réflexion. Au plaisir de se retrouver sur les pistes Jurassienne, ou qui sait, dans le monde de l'hydrogéologie.

Merci Patrick d'avoir accepté d'encadrer cette thèse et surtout, merci pour tout le support METIS pendant ces trois années de thèse. Nos échanges n'ont pas été très réguliers au début, mais ton aide a été très précieuse pour l'aspect double milieu de METIS. J'espère que nous avons pu faire progresser le code et qu'il sera de nouveau utilisé dans le futur.

Qu'est-ce que serait devenue cette thèse sans l'investissement de Lionel et François… Un grand merci Lionel pour toutes ces réponses à mes questions (qui n'étaient pas toujours très abouties dans ma tête), pour ton soutien et ta rigueur en hydrogéologie et en modélisation, pour toutes ces remarques et corrections constructives qui ont permis d'affiner les articles et le manuscrit et merci pour ta patience. François, un énorme merci pour ton support en informatique. C'est à toi que je dois mes compétences en linux, python et Qgis, qui m'ont été d'une grande aide pendant cette thèse.

Merci pour ta rigueur en matière de code et de modélisation, je suis maintenant persuadé que rien ne vaut un environnement de travail propre et bien agencé. Merci à vous quatre pour cet encadrement que je qualifierais d'exceptionnel.

Plus largement, j'aimerais remercier toute l'équipe qui m'a accueilli pendant ces 3 ans de thèse et 6 mois de stage : merci Pierre pour toutes ces discussions hyper passionnantes sur le karst et la géochimie des carbonates, pour ces heures de modélisation géochimique, pour tes blagues qui apportent toujours une bonne ambiance au boulot. Merci Marjo pour ta bonne humeur, tes astuces jardinages/bricolages et le bonnet ! Merci Camille pour tes conseils et ton soutien. Merci Patrick pour toutes ces discussions en traitement du signal, mais aussi pour toutes ces histoires sur tes expériences de terrain. Merci Aude pour ton dynamisme, Eric pour tes réponses à mes questions (le coup des fichiers .emf m'a changé la vie). Merci Olivier pour toutes les analyses passées pendant mon stage et le début de ma thèse. Merci Geoffrey pour la bonne ambiance dans le bureau et pour les séances de Taxi ! Merci Sidy pour les coups de main sur le terrain et pour ta bonne humeur en toute circonstance.

Merci à Vincent (Ah !), Arnaud et Alain pour les pauses café et les soirées.

Un grand merci aux potes de fac pour les encouragements au détour d'un verre de bière : Vincent, Laurine, Morgane, Laure, Trévor, Baptiste et Mathilde, Polo, Aurélien, Emeline et Raphaël, Adrien et sans oublier ma marraine de Géol (Morgane). Mention spéciale aux non-géol (personne n'est parfait) : Larry, Franck, Florent, Alexandre. Qui aurait cru que l'on finirait tous en thèse ?!

Je voudrais aussi remercier mes ami(e)s de longue date qui ont contribuées à cette thèse de plus loin, par leur soutien constant et leur amitié : Morgane, Marine, Lisa, Aurore, Emilie, Mylène, Pauline, Cédric, Vincent, Antoine, JC et Loïc.

Comment oublier ma seconde famille ? Celle qui me supporte tous les jours, celle qui m'a entretenu pendant cette période de rédaction. Merci à mes colocataires, qui par chance font également parti de mes ami(e)s les plus proches : Lucile, Hippolyte et bien sûr Alexandre (tu me supportes depuis plus de 20 ans). Cette colocation a été un grand soutien pour cette dernière ligne droite, et restera une expérience exceptionnelle. HALTe for ever.

Enfin, je remercie profondément ma famille, qui a toujours été là, et qui le sera toujours. Sans vous je n'aurais pas aussi bien surmonté cette épreuve. Plus particulièrement, merci à mes parents, mon frère et ma sœur. Je vous suis vraiment très reconnaissant pour tous ce soutien. Ne changez pas, vous êtes parfait.

Merci à toi Marie, pour tout le bonheur et le soutien que tu m'apportes et m'apportera.

Introduction générale

Les aquifères karstiques sont connus pour présenter des caractères originaux et complexes qui les distinguent des autres milieux aquifères : une forte hétérogénéité spatiale créée et organisée par les écoulements souterrains eux-mêmes, des vides de grandes dimensions, des vitesses d'écoulement pouvant atteindre quelques centaines de mètres par heure et des débits de sources atteignant quelques dizaines de mètres cube par seconde (*Bakalowicz, 2005*). Cette hétérogénéité spatiale de la distribution des vides, ainsi que les écoulements souterrains rapides, sont responsables de la vulnérabilité des aquifères karstiques face à l'infiltration de polluant.

Dans le cadre de la maîtrise environnementale de ses activités, le Commissariat à l'Energie Atomique et aux Energies Alternatives (CEA) mène des études approfondies sur la dynamique des eaux souterraines. Le site du CEA étudié dans ces travaux de thèse est localisé dans le département de la Côte d'Or, et implanté au droit d'un milieu souterrain connu pour sa nature karstique. L'objectif principal de ce travail est d'identifier le fonctionnement hydrodynamique de cet aquifère karstique, et par extension, d'estimer finement les vitesses de circulation des eaux souterraines.

L'aquifère étudié constitue un dôme topographique d'une superficie de 17 km², siège d'une nappe phréatique délimitée latéralement par des crêtes piézométriques et l'affleurement du substratum imperméable. Les variations hydrodynamiques et physico-chimiques de cette nappe (niveau de nappe, température et conductivité des eaux souterraines) sont suivies au travers de 18 piézomètres répartis sur le dôme topographique. Cette forte densité de piézomètres, rapportée à la zone d'étude, permet une bonne investigation spatiale de la réponse hydrodynamique de la nappe à la suite d'évènements pluvieux, et ainsi, de caractériser spatialement la structure et les propriétés hydrauliques de l'aquifère.

De nombreuses approches ont été développées afin d'étudier le fonctionnement hydrodynamique et géochimique de ces systèmes karstiques. La forte hétérogénéité spatiale ne permet pas d'estimer des propriétés physiques ou chimiques moyennes représentatives de l'ensemble du milieu souterrain. Ainsi, la plupart de ces approches consistent en l'analyse de la fonction de transfert entre les données d'entrées (pluviométrie, injection de traceur) et les données de sorties hydrodynamiques (débits de source, niveaux de nappe), physico-chimiques (température, conductivité spécifique et composition isotopique des eaux souterraines) et géochimiques (ions majeurs, éléments en traces, gaz rares). Cette fonction de transfert, considérée comme représentative de la structure du milieu souterrain dans son ensemble, peut être caractérisée par déconvolution des hydrogrammes (*Dewandel et al., 2003 ; Kovacs et al., 2005 ; Shevenell, 1996*) et chimiogrammes (*Aquilina et al., 2005 ; Delbart et al., 2014a ; Ladouche et al., 2001 ; Perrin et al., 2003*), par traitement du signal (*Bailly-*

Comte et al., 2008 ; Jukic and Denic-Jukic, 2011 ; Mangin, 1975 ; Mangin, 1984 ; Massei et al., 2006b ; Larocque et al., 1997), par des fonctions de transfert analytiques (*Jukic and Denic-Jukic, 2006 ; Labat et al., 1999*) et par des modèles numériques d'écoulement (*Cornaton et Perrochet, 2007* ; *Kiraly and Morel, 1976 ; Teutsch, 1993 ; Therrien and Sudicky, 1996 ; Tritz et al., 2011)* ou du transport (*Field and Pinsky, 2000 ; Maloszewski and Zuber, 1993 ; Sudicky and Frind, 1982 ; Therrien and Sudicky, 1996, Toride et al., 1993*). Ces méthodes sont sélectionnées en fonction des données de terrain disponibles.

De précédentes investigations ont déjà été menées sur cet aquifère karstique lors de travaux précédents (*Delbart, 2013*), et ont permis, par l'analyse des chimiogrammes de résurgences karstiques et l'utilisation de méthodes de traitement du signal appliquées aux chroniques piézométriques, de définir un schéma conceptuel des écoulements au sein de l'aquifère. Ce résultat permettrait ainsi de considérer le milieu souterrain étudié comme fissuré/fracturé sur l'ensemble du dôme topographique.

Le présent travail de thèse s'intéresse à la caractérisation des vitesses de circulation des eaux souterraines, et plus particulièrement à la compréhension des mécanismes de transfert d'eau entre la porosité de matrice et la porosité de fracture (ou matrice fissurée).

Ces travaux de recherche ont été menés selon trois axes : **(1)** dans un premier temps, l'analyse des chroniques hydrodynamiques et physico-chimiques (niveau de nappe, conductivité spécifique) par observations et l'utilisation des fonctions d'autocorrélations et de corrélations croisées, permet de confirmer et de mettre à jour les précédents résultats, relatifs au fonctionnement hydrodynamique et à l'organisation spatiale des écoulements (*Delbart, 2013*). Puis, dans un second temps, **(2)** la modélisation « double milieu » des écoulements apporte un éclairage sur la circulation des eaux souterraines au sein du milieu poreux matriciel et du milieu poreux fissuré/fracturé, ainsi qu'une estimation des modalités de transferts d'eau entre ces deux milieux. Finalement, **(3)** l'interprétation de traçages artificiels par la modélisation 1D double milieu du transport constitue une seconde approche pour la quantification des transferts d'eau et de soluté entre ces deux milieux (matrice et fracture).

Ce manuscrit s'organise donc en suivant ces trois axes principaux. Le premier chapitre expose le contexte général de cette thèse avec les généralités concernant les aquifères karstiques, ainsi que les méthodes d'investigations associées, les principales approches de modélisation sont également détaillées puis le contexte du site d'étude est présenté. Le deuxième chapitre introduit les dispositifs de mesure des suivis hydrodynamiques et physico-chimiques de l'aquifère étudié, ainsi que les méthodes d'analyses et de calculs utilisées dans ces travaux. Le troisième chapitre présente les données disponibles au sein de la zone d'étude puis leurs analyses et interprétations associées. Le quatrième chapitre, présenté sous la forme d'un

article scientifique publié dans Journal of Hydrology, expose les résultats issus de la modélisation double milieu des écoulements. Une analyse de sensibilité des paramètres du modèle et une discussion sur les transferts d'eau entre les deux milieux y sont présentés. Le cinquième chapitre, également écrit sous la forme d'un article scientifique en cours de soumission, traite de la modélisation double milieu du transport. Cette partie contient une analyse du transfert de soluté entre les deux milieux et montre également l'importance de ces échanges pour l'interprétation des traçages dans cet aquifère karstique. Finalement, les conclusions et perspectives de ces travaux sont présentées en sixième partie de ce manuscrit.

Sommaire

Introduction générale 6

1. Contexte général 20

1.1 Généralités sur les aquifères karstiques 22

1.1.1 Formation 22

1.1.2 Structure 23

1.1.3 Fonctionnement 26

1.2 Présentation des principales méthodes d'investigations des aquifères karstiques et des interprétations associées 27

1.2.1 Prospections géophysiques 28

1.2.2 Méthodes de traitement du signal (pluie – hydrogrammes) 29

1.2.3 Traçages 33

1.2.4 Modélisation 34

1.3 Présentation approfondie des approches de modélisation d'écoulement dans les aquifères karstiques 35

1.3.1 Modèles « boite noire » 36

1.3.2 Modèles physiques 37

1.3.3 Quel type de modèle pour représenter le site étudié ? 44

1.4 Présentation de l'aquifère karstique étudié 47

1.4.1 Contexte général 47

1.4.2 Contexte Géologique 48

1.4.3 Contexte karstique 53

2. Matériels et méthodes 60

2.1 Données disponibles : suivis hydrodynamiques et physico-chimiques 62

2.1.1 Mesures au sein de la nappe supérieure : piézomètres 65

2.1.2 Mesures à l'exutoire du bassin versant : rivière 66

2.1.3 Suivi de la pluviométrie 67

2.2 Méthode de calcul de l'infiltration 69

2.2.1 Détermination de l'évapotranspiration potentielle de référence : méthode de Penman & Monteith 71

2.2.2 Estimation du coefficient de ruissellement 74

2.2.3 Calcul de l'infiltration à partir du bilan de Thornthwaite et Mather 76

2.3 Méthodes d'analyse des signaux mesurés 78

2.3.1 Autocorrélation 79

2.3.2 Corrélations croisées 80

2.4 Code de calcul d'écoulement et du transport : METIS double milieu 81

2.4.1 Le modèle double milieu de Gerke et Van Genuchten 82

2.4.2 Intégration dans le code METIS 85

2.4.3 Méthode d'ajustement des paramètres du modèle double milieu 88

3. Analyse des données hydrodynamiques et physico-chimiques des piézomètres 90

3.1 Présentation de l'infiltration 92

3.2 Présentation des chroniques hydrodynamiques et physico-chimiques 97

3.2.1 Variations du débit de la rivière à l'exutoire du bassin versant 97

3.2.2 Présentation des chroniques piézométriques de la nappe supérieure 102

3.2.3 Présentation des chroniques de température et de conductivité spécifique des eaux de la nappe supérieure 104

3.3 Variabilité spatiale et temporelle des réponses hydrodynamiques et physico-chimiques 109

3.3.1 Analyse par observations 110

3.3.2 Analyse par autocorrélations 115

3.3.3 Corrélations croisées entre l'infiltration et les niveaux de nappe 122

3.3.4 Corrélations croisées entre les niveaux de nappe et les chroniques de conductivité spécifique 127

3.4 Bilan : Apport de l'analyse des données hydrodynamiques et physico-chimiques à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique 133

4. Modélisation double milieu des niveaux de nappe 134

4.1 Résumé 136

4.2 Abstract 137

4.3 Introduction 138
4.4 Methods 140
4.4.1 Conceptual model 140
4.4.2 Implementation in the METIS code 142
4.4.3 Optimization method 143
4.5 Studied site 144
4.5.1 Localization and general context 144
4.5.2 Available data 147
4.5.3 Flow model description 149
4.5.4 Recharge computation 150
4.5.5 Model parametrization 151
4.6 Results and Discussion 153
4.6.1 Single medium approach 153
4.6.2 Double medium approach 154
4.6.3 Model hydrodynamic functioning 160
4.7 Sensitivity analysis 162
4.8 Conclusions 167
4.9 Bilan : Apports de la modélisation double milieu des écoulements à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique 169
5. Interprétations de traçages par modélisation double milieu 170
5.1 Résumé 172
5.2 Abstract 173
5.3 Introduction 174
5.4 Methods 176
5.4.1 Conceptual model 176
5.4.2 Implementation in the METIS code 177
5.5 Studied area 178
5.5.1 General context 178
5.5.2 Tracer tests data 180

5.5.3 Transport model descriptions 183
5.6 Results and discussions 185
5.6.1 Tracer test n°1 – fluorescein instantaneous injection 186
5.6.2 Tracer test n°2 – acid Amino G instantaneous injection 187
5.6.3 Two different underground structures 189
5.6.4 Solute transfer between media 190
5.7 Conclusions 193
5.8 Bilan : Apport de l'interprétation de traçages par modélisation double milieu à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique 195
6. Conclusion générale 196
Bibliographie 201

Liste des figures

Figure 1-1 Schéma général de l'organisation verticale et du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique 24
Figure 1-2 Auto-corrélogrammes sur des chroniques de débit de sources karstiques dans les Pyrénées, Mangin 1984 30
Figure 1-3 Interprétation des récessions de la charge hydraulique dans un forage (Shevenell, 1996) 32
Figure 1-4 Fonction de transfert non-linéaire, modèle Volterra (Labat et al., 1999) 36
Figure 1-5 Description schématique du a : modèle réservoir linéaire à simple porosité et du b : modèle d'échange entre réservoirs, pour un aquifère karstique à multiple résurgences (Hosseini et Ataie-Ashtiani, 2016) 38
Figure 1-6 Maillage du modèle double milieu 2D utilisé par Kordilla et al. (2012). Tous les nœuds du premier milieu ont leurs équivalents dans le second milieu aux mêmes coordonnées physiques. 41
Figure 1-7 Schéma conceptuel du modèle réseau discret de conduit (Cornaton et Perrochet, 2007) . 42
Figure 1-8 Géométrie du modèle hybride de Binet et al. (2017) 43
Figure 1-9 Localisation et topographie de la zone d'étude, département de la Côte d'Or, Bourgogne Franche-Comté, France (fond de carte IGN 1/25 000). Les isolignes de l'altitude sont calculées à partir du MNT du site. 47
Figure 1-10 Coupe géologique du seuil de Bourgogne (Rat, 2006), le point rouge correspond à la zone d'étude 48
Figure 1-11 Carte géologique de la zone d'étude (carte géologique imprimée 1/50 000 de Aignay-le-Duc, BRGM) 49
Figure 1-12 Log litho-stratigraphique de la zone d'étude (Alban, 2010) 50
Figure 1-13 Carte piézométrique de la nappe inférieure des calcaires du Bajocien inférieur et moyen, obtenue par interpolation manuelle des côtes du niveau de la nappe inférieure (piézomètres et résurgences karstiques) 51
Figure 1-14 Carte piézométrique de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien (fond relief, IGN). La carte piézométrique est obtenue à partir d'un krigeage des mesures du niveau de nappe (piézomètres et résurgences), avec les données topographiques (MNT) en dérive externe 52
Figure 1-15 Types de porosité présents sur le site. a : lame mince d'un calcaire du site d'étude au microscope électronique à balayage (MEB), b : photo d'une carotte de roche issue d'un forage du site d'étude (Delbart, 2013), c : photo d'un vide karstique identifié sur le terrain (Delbart, 2013) 53
Figure 1-16 Propriétés réservoirs par unité stratigraphique (Alban, 2010) 54
Figure 1-17 Photo d'une paroi de forage obtenue par imagerie optique lors de campagnes de diagraphies sur le site d'étude 55
Figure 1-18 Contraste de résistivité électrique mesuré sur un profil de 50 m de long orienté N-S. Les contrastes sont présentés entre une première acquisition en conditions supposées sèches (t_0) et d'autres acquisitions à différents pas de temps après le début de l'arrosage. a : t_0 – 3 heures, b : t_0 – 4 heures, c : t_0 – 6 heures, d : t_0 – 7 heures (Dumonteil, 2016). 57

Figure 2-1 Variations du débit des résurgences karstiques n°10 et 13, et des niveaux de nappe des piézomètres n°1, 8 et 16 (période 2013 - 2015). 62
Figure 2-2 Localisation des points de mesures des suivis hydrodynamique et physico-chimique de la nappe supérieure. 63
Figure 2-3 Cumuls mensuels moyens de la pluie brute horaire (données Météo-France pour la période 2010-2015) 68
Figure 2-4 Variation du débit d'une résurgence karstique de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien (Robineau, 2015) 69
Figure 2-5 Schéma conceptuel du fonctionnement du cycle de l'eau à l'interface sol/atmosphère présentant les principales composantes du bilan hydrologique 70
Figure 2-6 Conceptualisation de l'évapotranspiration. a : schéma conceptuel de la reprise de l'eau de pluie par évapotranspiration, b : représentation simplifiée des surfaces sujettes à l'évaporation (Allen et al., 1998), c : formulation générale de l'évapotranspiration de Penman & Monteith (Allen et al., 1998) 71
Figure 2-7 Valeurs du coefficient cultural pour différents types de cultures (Allen et al., 1998) 72
Figure 2-8 Schéma représentant le principe de corrélations décalées temporellement entre une chronique d'entrée X et une chronique de sortie Y (autocorrélations et corrélations croisées) 78
Figure 2-9 Exemple de fonction d'autocorrélation appliquée à des chroniques piézométriques (Delbart, 2013). Période A : 16/06/2007-15/06/2011. 79
Figure 2-10 Exemple d'utilisation de la fonction de corrélation croisée entre la pluie brute et des chroniques piézométriques (corrélogrammes des travaux de Delbart, 2013). Période A : 16/06/2007-15/06/2011. 80
Figure 2-11 Modèle conceptuel du double milieu introduit par Warren et Root (1963) 81
Figure 3-1 Cumuls mensuels moyens de la pluie brute (données Météo-France) et de l'infiltration calculée au pas de temps horaire et quotidien, pour la période 2010-2015 93
Figure 3-2 Comparaison de la pluie brute (données Météo-France) et de l'infiltration pour (a) une période sèche à forte évapotranspiration et (b) une période humide de plus faible évapotranspiration 94
Figure 3-3 Comparaison de l'évapotranspiration potentielle horaire et quotidienne avec la pluie brute horaire (période du 08/12/2014 au 15/12/2014) 95
Figure 3-4 Fonctions d'autocorrélations des chroniques de la pluie brute et de l'infiltration. Les deux autocorrélogrammes présentent des caractéristiques similaires puisque le signal d'infiltration est calculé à partir de la pluie brute sans décalage. 96
Figure 3-5 Variations du débit de la rivière mesuré à l'exutoire du bassin versant pour la période 2010-2015 (données horaires) 97
Figure 3-6 Comparaison de la pluie brute et de l'infiltration calculée pour différentes RFUmax (10, 40, 60 et 80 mm) avec les variations du niveau de nappe pour le piézomètre n°16 99
Figure 3-7 Variations du débit de la source n°13 et de la rivière par apport à la pluie brute, pour la période 2013-2015. Les rectangles gris correspondent aux périodes de crue de la rivière (hautes eaux) 101

Figure 3-8 Variations temporelles du niveau piézométrique (GW-L, courbes noires) pour les piézomètres 1 à 7 de la nappe supérieure du Bathonien moyen (l'infiltration précédemment calculée est représentée via la courbe grise) 102
Figure 3-9 Variations temporelles du niveau piézométrique (GW-L, courbes noires) pour les piézomètres 8 à 18 de la nappe supérieure du Bathonien moyen (l'infiltration précédemment calculée est représentée via la courbe grise) 103
Figure 3-10 Variations temporelles de la température (GW-T, courbes rouges) et de la conductivité spécifique à 25 °C (GW-CS, courbes vertes) pour les piézomètres 1 à 7 de la nappe supérieure du Bathonien moyen (l'infiltration précédemment calculée est représentée via la courbe grise) 105
Figure 3-11 Variations du niveau de nappe et de la température des eaux souterraines dans le piézomètre n°1 pour les années 2015 et 2016..... 106
Figure 3-12 Variations temporelles de la température (GW-T, courbes rouges) et de la conductivité spécifique à 25 °C (GW-CS, courbes vertes) pour les piézomètres 8 à 18 de la nappe supérieure du Bathonien moyen (l'infiltration précédemment calculée est représentée via la courbe grise) 107
Figure 3-13 Variations du niveau de nappe et de la conductivité spécifique des eaux de la nappe pour les piézomètres n°3 108
Figure 3-14 Variations du niveau piézométrique des piézomètres n° 1, 3, 8, 16 et 17 lors d'une crue 110
Figure 3-15 Variations du niveau de nappe pour les piézomètres n°5, 6, 7, 9, 14 pour la période 2010-2015..... 111
Figure 3-16 Schéma conceptuel des écoulements souterrains en présence de vides karstiques, supposés responsables de la présence de seuils sur les chroniques du niveau de nappe. a : coupe schématique représentant différents niveaux de nappe recoupant des vides karstiques, b : variations du niveau de nappe du piézomètre n°7, les numéros correspondent aux différents niveaux de nappe représentés sur la coupe schématique (a), c : variations du niveau de nappe du piézomètre n°6, le « seuil haut » est provoqué par la présence du drain 1bis (représenté sur la coupe schématique a), supposé de grande dimension 112
Figure 3-17 Schéma conceptuel des écoulements permettant l'interprétation des variations rapides de la conductivité spécifiques des eaux souterraines après un évènement pluvieux. Les courbes vertes et noires représentent respectivement les variations de la conductivité spécifique et les variations du niveau de nappe 113
Figure 3-18 Autocorrélogramme des variations du niveau de nappe pour les différents piézomètres116
Figure 3-19 Fonctions d'autocorrélations des variations du niveau de nappe pour l'ensemble des piézomètres (focus entre 0 et 2000 heures de décalage, exemple de la présence de deux pentes). 117
Figure 3-20 Localisation des piézomètres de la nappe supérieure marqués par des récessions double pente du niveau de nappe (ces piézomètres sont entourés d'un cercle rouge sur la carte)..... 118
Figure 3-21 Autocorrélogrammes des variations de la conductivité spécifique au niveau des piézomètres 120
Figure 3-22 Comparaison des chroniques de la pluie brute et de l'infiltration par rapport aux variations du niveau de nappe du piézomètre n°16..... 123

Figure 3-23 Corrélogrammes croisés entre l'infiltration et les variations du niveau de nappe pour l'ensemble des piézomètres (exceptés les piézomètres n°10 et 11). Les temps de réponses moyens affichés correspondent aux temps pour lesquels le coefficient de corrélation est maximum 124
Figure 3-24 Evolution du temps de réponse moyen de la nappe à la suite d'un évènement pluvieux en fonction de la distance des piézomètres par rapport au centre du dôme topographique, situé à proximité du piézomètre n° 3 125
Figure 3-25 Corrélations croisées entre les variations de niveau de nappe et de conductivité spécifique pour la période 2013 - 2015 128
Figure 3-26 Corrélations croisées entre les chroniques piézométriques filtrées et les chroniques de conductivité spécifique filtrées (filtre basses fréquences pour retirer les fréquences inférieures à une demi-année)..... 129
Figure 3-27 Variations du niveau de nappe et de la conductivité spécifique des eaux souterraines lors d'un évènement pluvieux (piézomètres n°1, 13 et 17) 131
Figure 4-1 Double porosity concept (Warren and Root, 1963) 140
Figure 4-2 Geologic description of the studied area (harmonized geologic map 1/50 000, BRGM)... 145
Figure 4-3 a: Topographic map from a DEM (Digital Elevation Model) with 5 metre resolution (IGN); b: Piezometric level map of the Bathonian limestone groundwater interpolated by kriging the groundwater level measurements (outcrops and boreholes) with the top marl layer elevation as external drift. 146
Figure 4-4 Borehole groundwater level variations and spring and river discharge measurements of the studied site..... 148
Figure 4-5 a: Top marl layer elevation and b: flow model geometry 149
Figure 4-6. Single medium flow simulation for borehole n°16, a: recharge repartition estimated from the watershed budget and model parameters calibrated with the optimization procedure (LHS + RMSE), b: recharge repartition and model parameters calibrated with the optimization procedure (LHS + RMSE). 1000 tested parameter combinations 154
Figure 4-7 Simulated groundwater level variations in the fracture medium over 2015 compared with measurements for boreholes n°5, 8, 16 and 17 157
Figure 4-8 Simulated groundwater level variations in the fracture medium with calibration over the 2013 - 2015 period compared with measurements for borehole n°16 159
Figure 4-9 a: Simulated matrix and fracture groundwater level for borehole n°16 (for the 2015 May recharge event); b Transient exchange flow between media for borehole n°16 (for the 2015 May recharge event) node surfaces. Red area: exchange flow from fractures to matrix, blue area: exchange flow from matrix to fractures. 161
Figure 4-10 Model parameter independent variations according to adjustment quality (RMSE). There are 200 different parameter sets for the one-year short period (2015) in blue and the three-year long period (2013-2015) in red, borehole n°16 163
Figure 4-11 Impact of independent model parameter variations on simulated fracture medium GWL for the 2015 May recharge event (77 mm in 69 hours), for borehole n°16 165

Figure 5-1 Topographic and piezometric descriptions of the studied area (Bathonian limestone upper groundwater level map is interpolated by kriging the groundwater level measurements in springs and boreholes, with the top marl layer elevation as external drift) 179
Figure 5-2 Tracer test localizations. a: tracer test n°1 is located in the lower central part of the topographic hill (topographic depression), b: tracer test n°2 is located at the South part of the topographic hill, considered as the dried valley localization..... 180
Figure 5-3 a: tracer tests n°1 and n°2 normalized BC, b: tracer test n°1 BC (fluorescein instantaneous injection), c: tracer test n°2 BC (acid Amino G instantaneous injection). Tracer tests n°1 and 2 restitution curves are computed considering a constant discharge rate. 182
Figure 5-4 Conceptual scheme and 1D model grid (constant head BCs: constant head boundary conditions) 183
Figure 5-5 Measured and simulated tracer test n°1 BCs at the spring n°2, for single (a) and double (b) medium approach. Concentrations are presented in log scale to highlight the strong tailing. 186
Figure 5-6 Measured and simulated tracer test n°2 BC at the spring n°13, for single (a) and double (b) medium approach 188
Figure 5-7a: Measured and simulated tracer concentrations at the spring n°2 and b: Solute transfer between the two media simulated at the spring n°2..... 191
Figure 5-8 Tracer transfer from the injection point to the spring n°2 in the matrix medium (a) and the fractured medium (b). c: Solute transfer between the two media from the injection point to the spring n°2 (positive values : solute transfer from the fractured to the matrix medium; negative values : solute transfer from the matrix to the fractured medium) 192
Figure 6-1 Schéma conceptuel (a) des flux d'eau entre les deux milieux lors des périodes de recharge du milieu fracturé et des périodes de vidange du réservoir matriciel et de (b) la propagation du traceur au sein du milieu fracturé et des échanges associés par diffusion entre le milieu matriciel et le milieu fracturé..... 199

Liste des tableaux

Tableau 1-1 Récapitulatif des avantages et inconvénients, données nécessaires et processus physiques considérés pour chaque modèle présenté dans la partie 1.3 46
Tableau 2-1 Données fournies par des capteurs CTD Diver placés dans les piézomètres de la nappe supérieure. h : niveau de nappe, T° : température de l'eau souterraine, σ : conductivité spécifique de l'eau souterraine à 25°C 66
Tableau 2-2 Comparaison des cumuls annuels des pluviométries Météo-France et du site d'étude pour la période 2013-2015..... 67
Tableau 3-1 Synthèse de l'analyse par observations et autocorrélations des chroniques piézométriques (HE/BE = hautes eaux / basses eaux) 119
Tableau 3-2 Comparaison des coefficients de corrélation maximum entre les corrélations croisées pluie brute et piézométrie (Delbart, 2013) et les corrélations croisées entre l'infiltration et la piézométrie. Les coefficients de corrélation issue des résultats de Delbart (2013) sont donnés pour la période longue de 4 ans. 123
Tableau 3-3 Synthèse des temps de réponse moyen et des retards moyens de l'écoulement par rapport au transfert de pression, à la suite d'un évènement pluvieux. Les temps de réponse moyens obtenus lors des travaux de thèse de Delbart (2013) sont présentés pour les corrélations croisées sur une période longue de 4 ans et une période courte d'un an. 132
Tableau 4-1 Model parameter field and tested range values for single and double medium flow simulations. K: single medium hydraulic conductivity, w_c: single medium effective porosity, K_m: matrix medium hydraulic conductivity, K_f: fracture medium hydraulic conductivity, w_{cm}: matrix medium effective porosity, w_{cf}: fracture medium effective porosity and α_w: the parameter for the exchange flow between both media. 151
Tableau 4-2 Model parameter calibrated values for the two simulation periods. Short simulation period: 2015, long simulation period: 2013-2015. The parameters are applied homogeneously to the whole mesh and the best parameter combination corresponds to the weakest RMSE value. The borehole n°17 RMSE values are corrected by 35 metres vertical offset (as explained in 3-2/) 155
Tableau 4-3 Sensitivity of the recharge part stored in the matrix medium to model parameter modifications for borehole n°16 (for the May 2015 recharge event). For each parameter, grey values correspond to fixed optimal values and black bold values to tested values (cf Figure 4-11)..... 164
Tableau 5-1 Model parameter previous (from Robineau et al., 2018) and tested range values for single and double medium transport simulations. $K_{m,f}$: hydraulic conductivities, $w_{c(m,f)}$: effective porosities, $\alpha_{m,f}$: dispersivities , $D_{m,f}$: dispersion coefficients and α_s : solute exchange parameter between media. .. 184
Tableau 5-2 Adjusted single and double medium model parameters. $K_{m,f}$: hydraulic conductivities, $w_{c(m,f)}$: effective porosities, $\alpha_{m,f}$: dispersivities , α_s : exchange solute parameter between media. SM model: Single Medium model, DM model: Double Medium model. Molecular ionic diffusion of the tracer in water ($D_{m,f}$) is set to 2.9E-10 m².s^{-1} for tracer test n°1 and to 3.7E-10 m².s^{-1} for tracer test n°2..... 185

1. *Contexte général*

1.1 Généralités sur les aquifères karstiques 22
1.1.1 Formation 22
1.1.2 Structure 23
1.1.3 Fonctionnement 26
1.2 Présentation des principales méthodes d'investigations des aquifères karstiques et des interprétations associées 27
1.2.1 Prospections géophysiques 28
1.2.2 Méthodes de traitement du signal (pluie – hydrogrammes) 29
1.2.3 Traçages 33
1.2.4 Modélisation 34
1.3 Présentation approfondie des approches de modélisation d'écoulement dans les aquifères karstiques 35
1.3.1 Modèles « boite noire » 36
1.3.2 Modèles physiques 37
1.3.3 Quel type de modèle pour représenter le site étudié ? 44
1.4 Présentation de l'aquifère karstique étudié 47
1.4.1 Contexte général 47
1.4.2 Contexte Géologique 48
1.4.3 Contexte karstique 53

1.1 Généralités sur les aquifères karstiques

Le mot « karst » vient du terme « kras » désignant une région Slovène située sur des plateaux calcaires. Cette région est caractérisée par de nombreuses dépressions fermées, des vallées sèches, des disparitions de cours d'eau, des résurgences d'eaux souterraines, la présence de grottes et de gouffres ainsi que d'un relief tourmenté.

D'un point de vue hydrogéologique, le karst est un terrain calcaire où le réseau hydrographique de surface s'enfonce, partiellement ou totalement, et circule au sein de la masse rocheuse pour ensuite atteindre des aquifères alimentant des sources (*Gilli, 2011*).

A. Mangin (1975) décrit le système karstique comme « l'ensemble au niveau duquel les écoulements souterrains de types karstiques s'organisent pour constituer une unité de drainage », cette définition élargit le concept d'aquifère karstique à un système prenant en compte l'ensemble des terrains qui ont été parcourus par l'eau drainée à l'exutoire (résurgence) de ce système de drainage. Ainsi la zone d'alimentation d'une résurgence karstique peut être plus étendue que la zone de recharge directe de la nappe phréatique, alimentant également cette résurgence (*Marsaud, 1996*). Ces résurgences représentent la plupart du temps le seul point d'observation du fonctionnement de ces systèmes karstiques.

Sous la surface du sol, les aquifères karstiques se caractérisent par la superposition de trois types de porosités (matrice, fracture et conduit) qui engendre différentes vitesses de circulation des eaux souterraines, du mm/an dans la porosité de matrice à plusieurs dizaines de m/s dans la porosité de conduit. Cette forte hétérogénéité spatiale de la répartition des vides ainsi que la circulation rapide des masses d'eaux souterraines dans les conduits sont à l'origine de la vulnérabilité de ces milieux face à l'infiltration de polluant jusqu'à la nappe phréatique.

1.1.1 Formation

Les aquifères karstiques sont souvent apparentés aux régions carbonatées mais toute roche soluble (gypse, sel et certains types de grès) est susceptible de donner naissance à des milieux similaires aux karsts, on utilise alors le terme de « parakarst ».

L'aquifère karstique se différencie des autres aquifères fissurés par la dissolution des roches carbonatées, responsable de l'évolution continue de la porosité du milieu.

Ce phénomène de dissolution (processus de karstification) est à l'origine du développement d'un réseau de conduits karstiques au sein de la matrice rocheuse.

Au sein d'un massif carbonaté, la karstification se produit en présence :

- D'eau, provenant des précipitations, d'un cours d'eau et d'un gradient hydraulique important entre le réseau karstique souterrain et le réseau de surface (responsable du développement de nombreux karsts en France lors des périodes glacières)
- D'une porosité secondaire (fissuration/fracturation) mise en place par des évènements tectoniques ou l'action du climat (alternance gel/dégel)
- De gaz carbonique présent dans les premiers mètres sous la surface du sol, responsable du pouvoir de dissolution de l'eau.

Ainsi l'eau des précipitations se charge en CO_2, produit par l'activité végétale et organique du sol (*Batiot-Guilhe et al., 2007 ; Garcia-Anton et al., 2017*), cette réaction de dissolution apporte des ions H^+ qui viennent acidifier l'eau :

$$CO_{2\,gaz} + H_2O \Leftrightarrow HCO_3^- + H^+ \qquad (1)$$

Cette eau acidifiée s'infiltre ensuite à travers les différentes porosités de la roche, lentement dans les vides microscopiques de la matrice (porosité primaire) et rapidement dans les vides macroscopiques des fractures (porosité secondaire). Lors de son transit dans le sous-sol, l'eau acidifiée par la présence de gaz carbonique va dissoudre la roche carbonatée (calcite ou dolomite) :

$$(Ca, Mg)CO_3 + H_2O + CO_2 \Leftrightarrow (Ca^{2+}, Mg^{2+}) + 2\,HCO_3^- \qquad (2)$$

La dissolution de la roche encaissante permet l'élargissement du diamètre des fissures et fractures pour donner naissance à des conduits karstiques pouvant atteindre plusieurs mètres ou dizaines de mètres de section transversale et plusieurs centaines de mètres à quelques kilomètres de long.

1.1.2 Structure

Malgré une hétérogénéité spatiale très prononcée, les aquifères karstiques possèdent une organisation verticale de leur structure (*Mangin, 1975*. **Figure 1-1**).

Le sol est la première formation rencontrée par l'eau de pluie, il se développe sur le substrat rocheux. Il est composé de formations superficielles formées à partir du démantèlement par érosion (par l'eau, l'air et les êtres vivants) du substrat rocheux, ainsi que par l'accumulation de matière organique venant de la décomposition des végétaux. Le sol possède de nombreux rôles importants dont certains relatifs au fonctionnement des aquifères karstiques :

- Les végétaux qui s'y développent sont responsables de la reprise d'une partie des précipitations par le phénomène d'évapo-transpiration, ce qui a pour conséquence de réduire la quantité d'eau s'infiltrant jusqu'à la nappe par rapport à la pluie brute.
- Un sol peu perméable va permettre la concentration des écoulements (par ruissellement) vers les zones d'infiltrations préférentielles du karst (fractures/conduits en surface, dolines, puits). Tandis qu'un sol perméable permet une infiltration spatialement plus homogène.
- La roche carbonatée sous-jacente est dissoute par l'eau chargée en gaz carbonique provenant du sol.

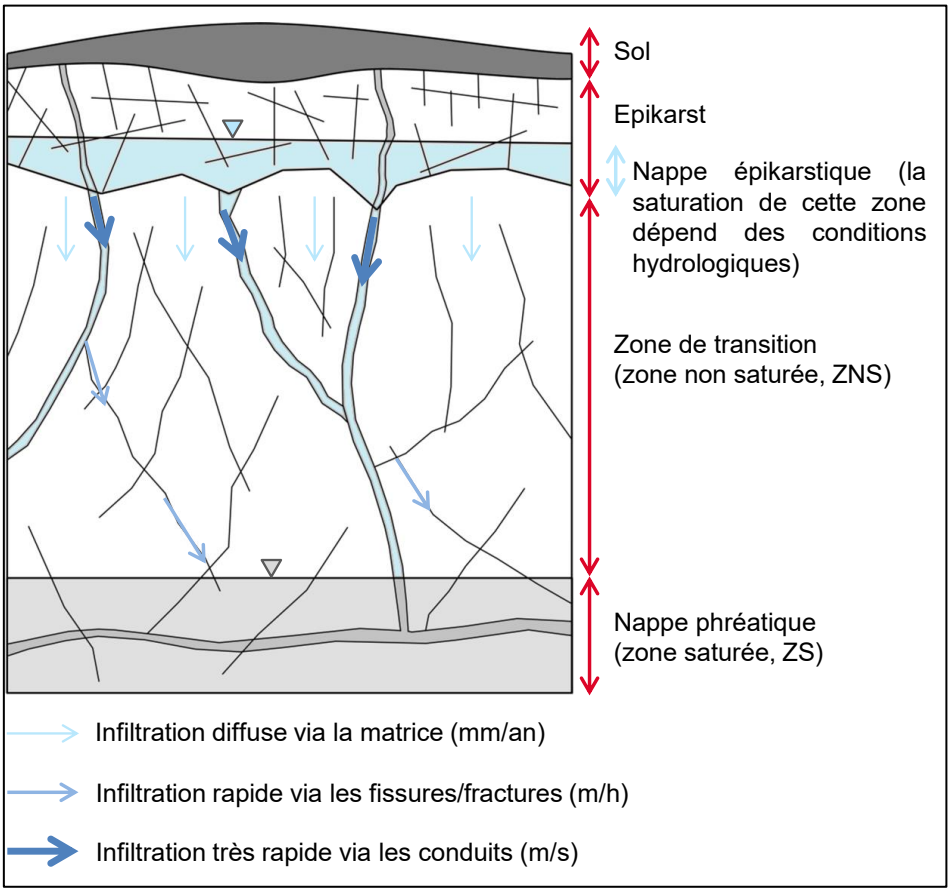


Figure 1-1 Schéma général de l'organisation verticale et du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique

L'épikarst (« peau du karst ») correspond à la zone de sub-surface du karst, interface entre la roche et le sol. La roche carbonatée y est fortement altérée. Cette altération est principalement due aux processus de gélifraction et de dissolution des carbonates par des agents biochimiques (*Klimchouk, 2004*). Cette partie de sub-surface du karst peut atteindre une épaisseur d'un ou plusieurs mètres (*Jones, 2013 ; Klimchouk, 2004 ; Williams, 2008*), elle est caractérisée par des perméabilités pouvant dépasser de deux à trois ordres de grandeur les perméabilités de la zone non saturée.

La forte diminution de perméabilité à l'échelle macroscopique entre l'épikarst et la roche sous-jacente permet l'existence temporaire d'une zone saturée. Il s'agit d'une nappe perchée appelée « nappe épikarstique » (**Figure 1-1**). L'eau disponible dans cette réserve peut être vidangée dans le reste du système par deux processus : (1) une infiltration lente au sein de la porosité matricielle des roches ou (2) par des écoulements rapides via les discontinuités karstiques (*Bakalowicz, 2005*). La présence de ce réservoir en sub-surface influe directement sur le fonctionnement hydraulique et géochimique de l'ensemble du système karstique. Par exemple, la fonction de stockage de l'épikarst agit comme un réservoir tampon de l'infiltration : l'eau de pluie est d'abord stockée dans ce réservoir de surface avant de s'infiltrer vers la zone saturée sous-jacente (*Klimchouk, 2004 ; Trcek, 2007 ; Williams, 2008*). De plus, l'activation du drainage de cette nappe épikarstique par le réseau de fissures/fractures nécessite une certaine pression hydraulique (*Williams, 2008*). Ce phénomène peut provoquer un effet « seuil » sur les chroniques hydrodynamiques : le niveau de nappe ou le débit de source ne réagit pas immédiatement aux évènements pluvieux (*Robineau, 2015*).

La zone de transition est une zone globalement non saturée (ZNS), dans laquelle les écoulements sont principalement verticaux, plus ou moins continus et alimentés par les percolations de l'épikarst. La zone de transition relie les formes superficielles du karst (sol et épikarst) à la zone noyée par :

- Des écoulements lents via la porosité matricielle de la roche au sein de laquelle la chimie de l'eau est modifiée par rapport à la signature chimique de l'eau provenant du sol, en raison du temps de résidence important.
- Des écoulements rapides via les fractures et/ou les conduits karstiques, où la composition chimique de l'eau évolue peu par rapport à la signature chimique de l'eau provenant du sol, en raison des temps de contact trop courts entre l'eau et la roche.

La zone saturée (ZS), ou nappe phréatique, se caractérise par des écoulements d'eau subhorizontaux. Cette zone est également marquée par la superposition de multiples porosités :

- La porosité matricielle des roches carbonatées, où les écoulements sont lents en raison de la faible perméabilité de ce milieu (environ 4.0E-08 $m.s^{-1}$ dans l'aquifère étudié ici, *Lassus et Loisy, 2006* ; *Cerepi et Loisy, 2008, 2009*).
- Les réseaux subhorizontaux de fractures et/ou de conduits karstiques à forte perméabilité, responsables des écoulements rapides des systèmes karstiques.

1.1.3 Fonctionnement

Les aquifères karstiques se distinguent des aquifères « classiques » (poreux homogènes ou fissurés homogènes) par des phénomènes de fortes crues quelques heures après le début des précipitations. Les premiers réservoirs impactés sont le sol et l'épikarst. On peut distinguer deux cas de figure en fonction des conditions de saturation initiales de l'épikarst :

- Si l'épikarst n'est pas saturé : les fortes précipitations vont remplir l'épikarst avant de s'infiltrer vers la nappe phréatique en empruntant les fractures et/ou conduits de la zone de transition. L'épikarst joue donc un rôle tampon en retardant l'arrivée des eaux de pluie jusqu'à l'exutoire (*Klimchouk, 2004 ; Trcek, 2007 ; Williams, 2008*). Il est également possible que les conditions de saturation de l'épikarst ne soient pas suffisantes pour déclencher une infiltration rapide via les fissures/fractures.
- Si l'épikarst est saturé : Les réseaux de fractures et/ou conduits sont en charge en raison de la vidange de la partie saturée de l'épikarst. L'eau des précipitations interagit immédiatement avec l'eau présente dans l'épikarst et les réseaux de fractures et/ou conduits par un effet piston (*Aquilina et al., 2006* ; *Delbart, 2013* ; *Perrin et al., 2003* ; *Perrin et al., 2006*) : l'eau de pluie récente « pousse » l'eau plus ancienne vers la nappe puis l'exutoire par un transfert de pression. Cet effet piston provoque une réaction très rapide (quelques heures) du débit des sources après le début des fortes précipitations.

1.2 Présentation des principales méthodes d'investigations des aquifères karstiques et des interprétations associées

Outre les contraintes habituellement rencontrées lors de l'investigation des aquifères souterrains (détermination des propriétés physiques des roches, caractérisation de la chimie des eaux souterraines), le caractère karstique d'un aquifère apporte d'autres contraintes pour leur investigation. En effet, la présence de vides (fractures, cavités, conduits) et leur distribution spatialement hétérogène limitent l'estimation des propriétés physiques réelles des roches du milieu souterrain. Les méthodes d'investigation des aquifères karstiques ont donc pour objectif de caractériser les systèmes karstiques suivant différentes échelles :

- à l'échelle des vides : les méthodes de prospections géophysiques permettent de localiser et parfois de dimensionner les vides, l'interprétation des données hydrodynamiques ainsi que des données de traçages par modélisation permet d'estimer la conductivité hydraulique des réseaux de fractures et/ou conduits. Certains terrains karstiques ont la particularité d'être explorables par l'homme (vides de grandes dimensions avec une entrée en surface), ce qui permet une caractérisation plus avancée de ces réseaux (section, longueur, tortuosité).
- à l'échelle de l'aquifère karstique dans son ensemble : La plupart du temps ces réseaux de fractures et/ou conduits sont inaccessibles par l'homme. L'analyse de relations entre le signal d'entrée (pluie) et le signal de sortie du système (débit des résurgences karstiques / niveaux piézométriques) permet de proposer un schéma de fonctionnement global et des propriétés physiques moyennes de l'aquifère karstique sans informations sur les dimensions, la localisation et les propriétés propres aux réseaux de vide. L'interprétation des données de traçages (artificiels et naturels) par modélisation rend possible l'estimation des propriétés du transport de soluté à l'échelle de l'aquifère karstique mais aussi des différents réservoirs sollicités par l'écoulement. La modélisation est donc un outil de réflexion et d'interprétation des données acquises sur le terrain qui permet d'estimer les propriétés physiques du milieu souterrain (conductivité hydraulique, porosité, fracturation, présence de conduits).

Ces méthodes d'investigations des aquifères karstiques sont présentées ci-dessous.

1.2.1 Prospections géophysiques

Les outils géophysiques permettent de mesurer les variations spatiales (*Guérin et al., 2009*, *Carrière et al., 2013*) et temporelles (*Jacob et al., 2009* ; *Meyerhoff et al., 2012*) des propriétés physiques, d'identifier la structure ainsi que le fonctionnement du milieu souterrain de manière non destructive. Ces méthodes sont tout à fait appropriées à l'étude des aquifères karstiques puisqu'elles vont permettre de localiser les zones d'infiltrations préférentielles ainsi que les cavités, fractures et conduits par détection d'une anomalie des propriétés physiques du milieu. La précision de la mesure géophysique dépend de la taille de l'objet karstique ciblé, de sa profondeur et du contraste des propriétés physiques de l'objet avec celles de la roche encaissante (*Chalikakis et al., 2011*).

Néanmoins, il doit être noté que les résultats obtenus par la géophysique ne correspondent pas à une image réelle du sous-sol mais plutôt à une image provenant d'un modèle d'inversion des données mesurées. Plusieurs interprétations sont donc possibles avec les mêmes mesures. Des méthodes différentes sont généralement appliquées sur le même site afin de valider les interprétations (*Ford et Williams, 2007*) :

- **Les méthodes sismiques** permettent de mesurer les variations de la vitesse de propagation des ondes élastiques dans le sous-sol, qui surviennent lorsque l'onde incidente, émise depuis la surface, change de milieu (couches géologiques, vides). Ces vitesses dépendent de la dureté, de la saturation en eau (*Valois et al., 2011*) et de la consolidation des roches. Ces méthodes permettent d'identifier les structures verticales et sub-verticales de sub-surface (*Cassidy et al., 2014*) à des profondeurs pouvant être relativement élevées (jusqu'à 500 mètres de profondeur, *Sumanovac et Oreskovic, 2018*).
- **La méthode gravimétrique** permet de mesurer, sans injection d'énergie dans le sol, les variations du champ de gravité terrestre provoquées par des différences de densités dans les roches du sous-sol, ou par la présence de vides (*Chalikakis et al., 2011* ; *Gambetta et al., 2009*). Cette méthode peut être utilisée afin de suivre les variations temporelles de la saturation en eau des roches de l'épikarst (*Jacob et al., 2009*).
- **La tomographie du sous-sol par résistivité électrique** permet d'identifier, par variation de la capacité des roches à résister au passage d'un courant électrique injecté, les zones très conductrices (argiles, vides remplis d'eau ou d'argile) et les zones très résistantes (vides remplis d'air). Cette méthode peut être utilisée d'une part pour caractériser la distribution des vides ainsi que la lithologie du sous-sol (*Carrière*

et al., 2013 ; *Cassidy et al., 2014* ; *Guerin et al., 2009* ; *Redhaounia et al., 2016*; *Sumanovac et Oreskovic, 2018*) et d'autre part pour identifier le fonctionnement des aquifères karstiques en période de recharge, par le suivi des variations temporelles de résistivité électrique (*Meyerhoff et al., 2012* ; *Meyerhoff et al., 2014* ; *Sawyer et al., 2015*).

- **Les méthodes électromagnétiques** permettent de détecter les zones conductrices qui vont émettre par induction un champ magnétique secondaire mesuré en surface *Chalikakis, 2006*). Les champs primaires générés depuis la surface proviennent généralement d'un courant électrique périodique à basse fréquence voir à très basse fréquence. Par ailleurs, l'utilisation d'ondes radar hautes fréquences (*Carrière et al., 2013* ; *Chalikakis et al., 2011*) permet d'investiguer finement la structure de sub-surface du karst.
- **La résonnance magnétique des protons** permet la détection directe de la présence d'eau dans le milieu souterrain. Cette méthode s'appuie sur les propriétés intrinsèques de la molécule de l'eau en envoyant un champ magnétique dans le sous-sol afin de perturber l'état d'équilibre naturel des noyaux hydrogènes de la molécule H_2O. Ainsi le signal mesuré est directement lié au volume d'eau souterraine et le temps de relaxation du signal à la taille des pores remplis d'eau (*Boucher et al., 2006* ; *Legchenko et al., 2004* ; *Vouillamoz et al., 2003*).

1.2.2 Méthodes de traitement du signal (pluie – hydrogrammes)

Les outils de traitement du signal, appliqués aux données hydrodynamiques (hydrogrammes : niveau piézométrique, débit des sources), sont devenus indispensables à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique des aquifères karstiques (*Bailly-Comte et al., 2008, 2011 ; Delbart et al., 2014b ; Delbart et al., 2016 ; Mangin, 1975,1984 ; Massei et al., 2006b ; Larocque et al., 1997, Plagnes, 1997*). Ces méthodes consistent en la recherche de relations temporelles et/ou spatiales entre le signal d'entrée (la pluie) et le signal de sortie (niveau de nappe, débit de source) et en l'interprétation de ces relations.

Analyse pluie-hydrogrammes

Cette approche repose sur le fait que tout système peut être représenté comme un réservoir transformant le signal d'entrée (la pluie) en signal de sortie (niveau de nappe, débit de résurgences) de par sa structure associée aux propriétés des roches.

L'étude de la fonction de transfert entre l'entrée et la sortie du système permet de caractériser les propriétés de ce réservoir et donc, dans le cas des aquifères karstiques, la présence ou non de réseaux organisés de fractures/conduits, de cavités de grande dimension ou d'un épikarst pouvant stocker une partie de la pluie. Il existe de nombreux outils statistiques permettant d'identifier de telles relations de causalités.

Mangin (1975) est le premier à avoir appliqué les méthodes corrélatoires, en s'appuyant sur les approches statistiques de *Jenkins et Watts (1968)* à l'hydrogéologie des systèmes karstiques.

L'autocorrélation d'un signal vise à définir l'effet mémoire de ce signal (*Mangin, 1984*). Par exemple dans le cas d'une source karstique, l'autocorrélation du débit permet de définir le degré de karstification du système par l'analyse de la récession de l'autocorrélogramme, soit la vitesse de perte de l'information au sein du signal.

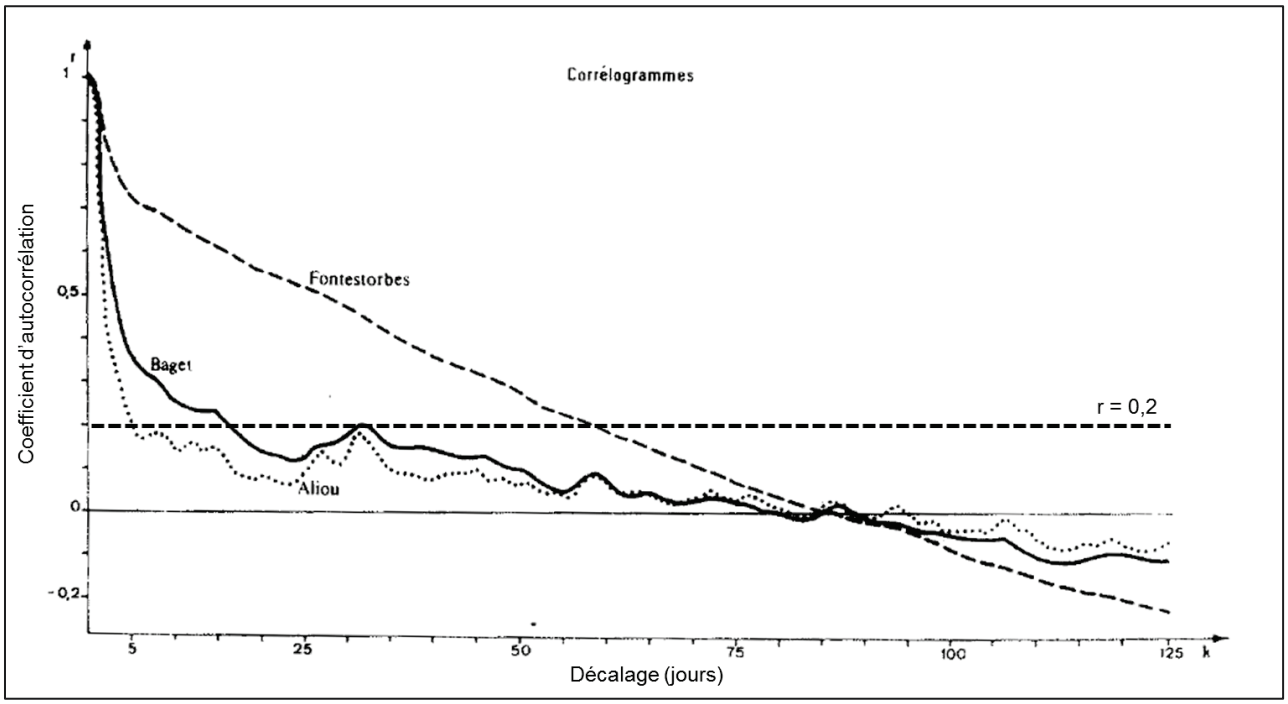


Figure 1-2 Auto-corrélogrammes sur des chroniques de débit de sources karstiques dans les Pyrénées, Mangin 1984

La **Figure 1-2** présente une illustration de cet effet mémoire (*Mangin, 1984*). Le système de Fontestorbes, identifié comme moyennement karstifié avec des réserves importantes en eau dans la partie aval du système, présente une vitesse de perte de l'information nettement plus longue (60 jours pour atteindre une valeur du coefficient d'auto-corrélation de 0.2 définie par Mangin comme représentative de l'effet mémoire) que le système de l'Aliou (4 jours pour atteindre la valeur 0.2) identifié comme très karstifié et sans réserves ni ruissellement de surface.

L'auto-corrélation du signal de sortie permet donc une première caractérisation hydrodynamique des systèmes karstiques (*Bailly-Comte et al., 2011* ; *Delbart et al., 2016* ; *Massei et al., 2006b* ; *Larocque et al., 1997*).

La corrélation croisée entre deux séries temporelles apporte par ailleurs une information sur la relation entre les deux signaux. Par exemple, il est possible d'accéder au temps de réponse d'un système karstique par l'analyse des corrélogrammes croisés entre le signal d'entrée (la pluie) et le signal de sortie (le débit de source). Ce temps de réponse correspond au temps moyen s'écoulant entre un évènement pluvieux et la réaction du débit à la source, représentatif du fonctionnement global de l'aquifère. Par ailleurs, cette méthode s'applique également entre la pluie et les chroniques piézométriques (*Delbart et al., 2014b* ; *Delbart et al., 2016*). Dans ce cas la corrélation croisée apporte une information localisée du temps de réponse de la nappe. La fonction de corrélation croisée est également utilisée sur les chroniques de conductivité spécifique afin de caractériser les transferts de soluté (*Massei et al., 2006b*), ou alors entre des chroniques de débit de rivière et de débit de source pour caractériser temporellement la relation nappe-rivière (*Bailly-Comte et al., 2008* ; *Larocque et al., 1997*).

Déconvolution des courbes de récession (hydrogrammes)

L'analyse des courbes de récession des chroniques temporelles hydrodynamiques ou chimiques (piézomètres et sources) fournit également des informations sur la structure et le fonctionnement des systèmes karstiques. A la suite d'un évènement pluvieux, la réponse hydrodynamique (niveau de nappe et débit de source), mais aussi les réponses physico-chimiques (température, conductivité spécifique, pH de l'eau, concentration en ions majeurs, isotopes) sont transformées par la structure interne du système karstique.

Les récessions des pics de débit aux sources (hydrogrammes), ou du niveau de nappe (**Figure 1-3**), peuvent être décomposées en trois principaux segments exponentiels décroissants (*Forkasiewicz et Paloc 1967* ; *Shevenell 1996*).

Chacun de ces segments est caractérisé par un coefficient de récession et représente un régime d'écoulement différent (écoulement à l'étiage, écoulement intermédiaire et écoulement en crue). *Eisenlohr et al. (1997)* et *Kiraly et Morel (1976)* ont montré, à l'aide d'un modèle à double perméabilité, que le 2nd terme de récession (écoulement intermédiaire) ne correspondait pas à un réservoir de l'aquifère mais plutôt à des phénomènes transitoires qui se produiraient à proximité des fortes perméabilités hydrauliques dans les conduits.

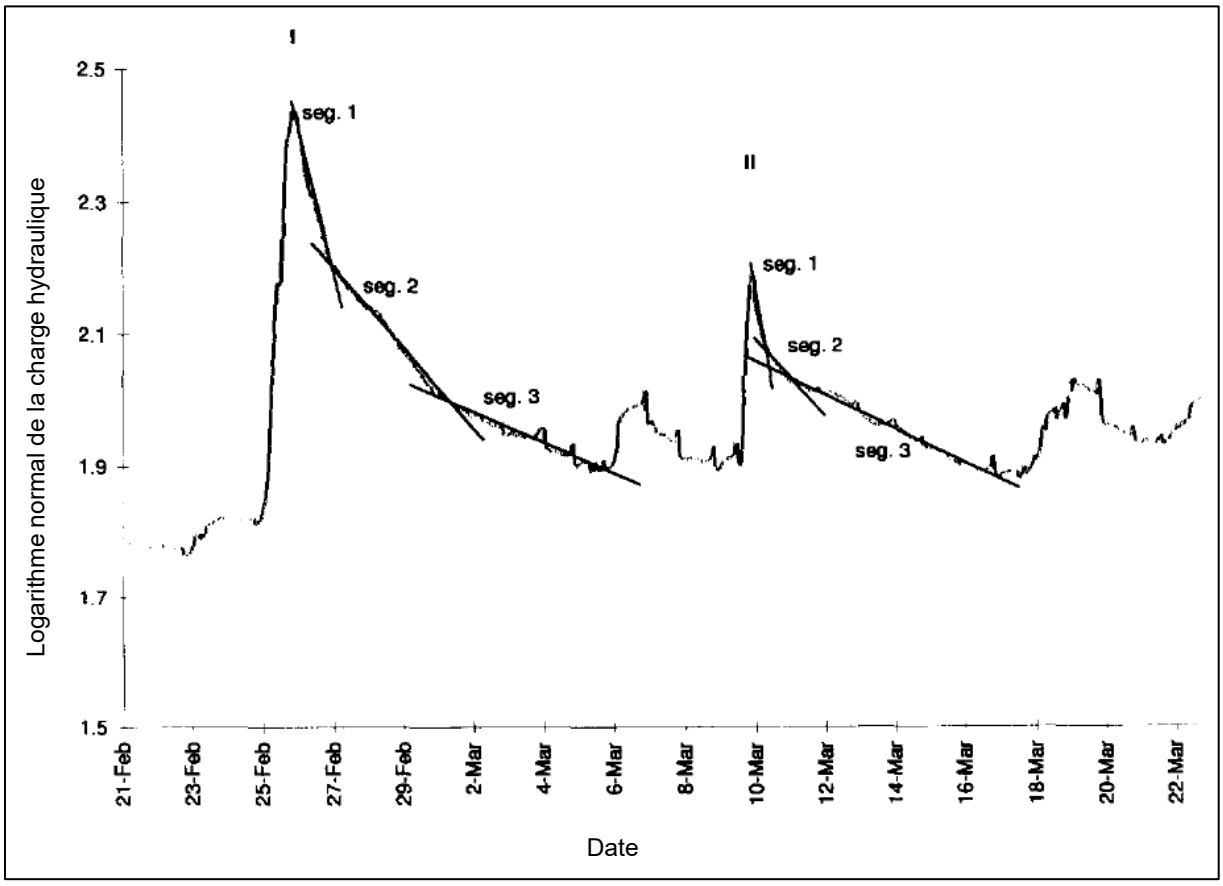


Figure 1-3 Interprétation des récessions de la charge hydraulique dans un forage (Shevenell, 1996)

La déconvolution des pics de crue sur les chroniques de débit aux sources karstiques est également utilisée pour estimer les paramètres hydrauliques ainsi que la géométrie des conduits karstiques (*Chang et al., 2015* ; *Kovács et al., 2005* ; *Kovács et al., 2008*), pour déterminer la distribution temporelle de la recharge (*Geyer et al., 2008*) ou encore l'épaisseur de l'aquifère (*Dewandel et al., 2003*). Cette méthode est également appliquée aux chroniques de variation du niveau de nappe afin de déterminer les caractéristiques des conduits karstiques et les dimensions des blocs de matrice (*Kovács et al., 2015*).

Shevenell (1996) analyse les récessions du niveau de nappe lors d'essais par pompage dans des piézomètres afin d'estimer les paramètres d'emmagasinement des différentes porosités (matrice, fracture et conduit) ainsi que les transmissivités, en considérant l'aquifère comme un milieu continu.

Toutefois ces méthodes ont été développées pour interpréter des données hydrodynamiques spécifiques aux sites concernés. Elles ne peuvent donc pas s'appliquer de manière systématique à tout site karstique.

1.2.3 Traçages

Les méthodes de traçages sont très utilisées en hydrogéologie karstique. Elles permettent d'identifier les limites des bassins d'alimentation des sources et les connectivités entre différents systèmes de drainage (conduits, fractures), d'estimer les vitesses d'écoulement des eaux souterraines, de déterminer les aires de recharge ainsi que les zones vulnérables aux pollutions (*Ford et Williams, 2007*). Les données de traçages sont généralement interprétées par des modèles de transport de soluté. Le type de modèle sélectionné dépend des données disponibles sur le terrain (connaissance des propriétés hydrauliques du milieu, présence de réseaux de fractures/conduits) mais également des courbes de traçage obtenues (restitution étalée du traceur). Ces types de modèles sont présentés dans la partie 1.3 de ce chapitre et dans le chapitre 5.

On distinguera les traçages artificiels des traçages naturels.

Traçages artificiels

L'injection d'un traceur artificiel inerte (qui ne réagit pas avec son environnement) permet de suivre le parcours ainsi que les vitesses de déplacement du soluté au sein des conduits et fractures des aquifères karstiques (*Schudel et al., 2002*). Les traceurs (ex : fluorescéine, acide AminoG) sont généralement injectés dans des zones d'infiltrations préférentielles (dolines, poljes, pertes) constituant le point d'entrée des systèmes de drainage. Le suivi de la concentration des traceurs à l'exutoire de ces systèmes de drainage, ou le long du parcours supposé, permet d'estimer les propriétés hydrauliques des conduits et fractures mis en jeu lors de l'écoulement (*Laubert et al., 2014* ; *Massei et al., 2006a*), d'identifier le fonctionnement hydrogéologique (*Mudarra et al., 2014*) ainsi que les vitesses des eaux souterraines en période hautes et basses eaux (*Goeppert et Goldscheider, 2008*).

Enfin, ces traçages artificiels sont également appliqués lors des études de vulnérabilité des aquifères karstiques afin de délimiter les zones d'alimentation des sources et forages utilisés pour l'alimentation en eau potable (*Marin et al., 2014*).

Par ailleurs, certains traceurs artificiels sont présents, en raison de l'activité industrielle, dans le milieu souterrain sans injections ponctuelles au préalable. En effet, ces traceurs artificiels tels que les chlorofluorocarbures (CFCs), l'hexafluorure de soufre (SF_6), le tritium (^3H), et certains gaz rares comme le krypton (^{85}Kr) et l'argon (^{39}Ar), sont utilisés en hydrogéologie en tant que traceurs du temps de résidence des eaux souterraines (*Delbart, 2013 ; Delbart et al., 2014a*).

Traçages naturels

Cette méthode, ne nécessitant pas l'injection d'un traceur anthropique dans l'environnement, consiste à suivre les variations de la composition physico-chimique et chimique des eaux souterraines (température, pH, conductivité électrique de l'eau, ions majeurs, isotopes stables de l'eau). Les traceurs naturels de l'eau sont le plus souvent employés pour comprendre le fonctionnement hydrodynamique des aquifères karstiques, à savoir l'origine des différentes masses d'eau ainsi que la contribution de chaque réservoir (épikarst, ZNS, ZS) à la composition chimique globale de la source (*Aquilina et al., 2006* ; *Caetano Bicalho et al., 2012* ; *Delbart et al., 2014a* ; *Doucette and Peterson, 2014* ; *Emblanch et al., 2003* ; *Ladouche et al., 2001*; *Perrin et al., 2003* ; *Perrin et al., 2006* ; *Wong et al., 2012* ; *Yang et al., 2012*) mais aussi les mécanismes d'infiltration (*Aquilina et al., 2005* ; *Emblanch et al., 2003* ; *Emblanch et al., 1998*).

1.2.4 Modélisation

La modélisation des écoulements souterrains et du transport est un outil essentiel des études d'impacts environnementaux. En effet, couplée au traitement des données et aux résultats des tests de traçages, la modélisation confirme les hypothèses de fonctionnement hydrodynamique et géochimique, proposées par l'analyse des données de terrain. Cet outil vise à représenter le milieu souterrain de manière schématique et simplifiée, intégrant les hypothèses de terrain et capable de reproduire les données de sortie (hydrogrammes et chimiogrammes) à partir des données d'entrée (pluie, données d'injection de traceur). Néanmoins, l'hétérogénéité de la distribution spatiale des vides, caractéristique des aquifères karstiques, n'est pas sans conséquences vis-à-vis de la représentativité du milieu souterrain par le modèle.

Comment reproduire un réseau de conduits et/ou de fractures, responsable de la dynamique de ces milieux, lorsque l'on ne dispose d'aucune information (ou très peu) relative à la localisation, aux propriétés physiques ou encore à la connectivité de ces vides ?

De nombreux modèles ont été développés afin de considérer ou de s'affranchir de cette hétérogénéité spatiale. Ces modèles s'appuient sur des hypothèses différentes et sont sélectionnés en fonction des connaissances de la structure et des propriétés physiques de l'aquifère karstique étudié. On distingue deux grands types de modèles :

- **Les modèles « boîtes noires »**. Une fonction transfert, sans fondements physiques, relie la donnée d'entrée à la donnée de sortie du modèle (*Jukic et Denic-Jukic, 2006* ; *Labat et al., 1999*). Ces modèles analytiques sont calibrés sur des données spécifiques et ne sont donc pas exportables à d'autres sites d'étude (*Hartmann et al., 2014*).
- **Les modèles « physiques »**. Ces modèles représentent le milieu souterrain comme une fonction de transfert entre la donnée d'entrée et la donnée de sortie en considérant les processus physiques qui ont lieu dans les aquifères karstiques : présence de plusieurs réservoirs de stockage (*Fleury et al., 2007*), représentation physique de la fracturation et des conduits (*Kiraly, 1998* ; *Kordilla et al., 2012*), prise en compte des conditions de saturation de l'aquifère (*Tritz et al., 2011*).

Les différent types de modèles utilisés dans le cas des aquifères karstiques sont présentés en détail dans le paragraphe 1.3.

1.3 Présentation approfondie des approches de modélisation d'écoulement dans les aquifères karstiques

Comme introduit dans le paragraphe 1.2.4, de nombreuses approches de modélisation des écoulements ont été développées pour tenir compte ou s'affranchir de l'hétérogénéité spatiale des aquifères karstiques. Ce paragraphe présente une synthèse bibliographique de ces différentes approches de modélisation, afin d'introduire l'approche utilisée dans ces travaux, sélectionnée à partir des contraintes de l'aquifère karstique du site étudié.

1.3.1 Modèles « boite noire »

La représentation la plus simple du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique est l'utilisation des modèles « boîte noire » (black box model). Ces modèles considèrent le réservoir karstique comme une boite noire dans laquelle les mécanismes d'écoulement, ainsi que les propriétés physiques du milieu souterrain, sont inconnus. Ils transforment le signal d'entrée en signal de sortie via des fonctions de transfert (*Jukic et Denic-Jukic, 2006*) ou des réseaux de neurones (*Hu et al., 2008*), ne correspondant à aucune représentation explicite des processus physiques (*Hartmann et al., 2014*).

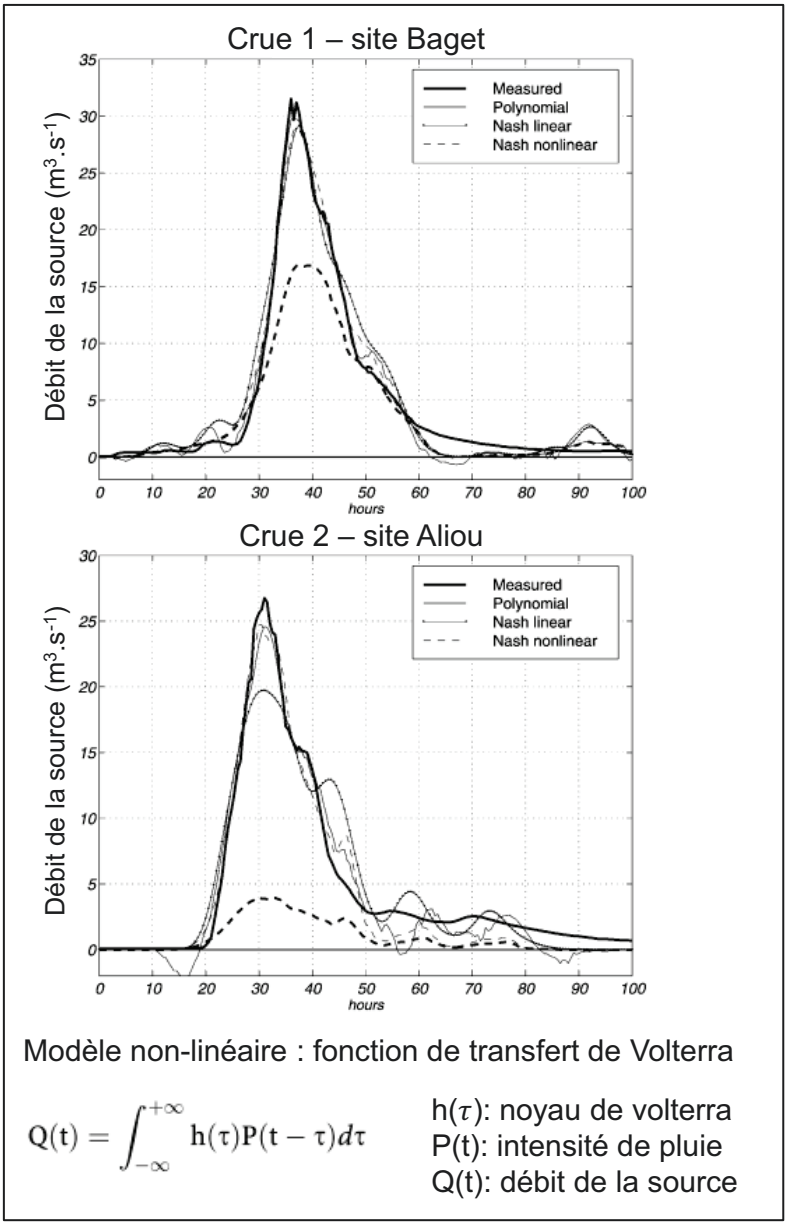


Figure 1-4 Fonction de transfert non-linéaire, modèle Volterra (Labat et al., 1999)

Les paramètres de ces modèles sont ajustés afin de faire correspondre les données simulées aux données mesurées au sein de l'aquifère étudié, ils perdent donc leur représentativité lorsqu'ils sont employés sur d'autres sites d'étude (*Kuczera et Mroczkowski, 1998*). La **Figure 1-4** présente un exemple de l'utilisation de différentes fonctions de transfert pour reproduire le débit des sources de l'Aliou et du Baget en période de crue (*Labat et al., 1999*).

1.3.2 Modèles physiques

La modélisation des écoulements souterrains est employée afin d'aboutir à une meilleure gestion de la ressource en eau dans les aquifères karstiques. De ce fait, l'utilisation de modèles représentant les processus physiques de ces milieux souterrains particuliers apparaît comme une approche plus appropriée. En effet, ces modèles physiques tiennent compte du fonctionnement hydrodynamique rapide et parfois non-linéaire de ces aquifères. De plus, ils permettent d'identifier les propriétés physiques du milieu souterrain, utiles afin d'améliorer la précision des modèles de prévention des crues et des risques de pollution. On distingue deux types d'approches au sein de ces modèles physiques : (1) l'approche globale et (2) l'approche distribuée.

1.3.2.1 *Approche globale*

Le principe de ces modèles globaux est assez proche des modèles de type « boîte noire » : le fonctionnement de l'aquifère est représenté par un réservoir qui transforme le signal d'entrée en sortie. Cependant, ces modèles associent un réservoir pour chaque compartiment du karst (sol, épikarst, zone de transition et zone saturée) dans lesquels les concepts physiques des aquifères karstiques sont appliqués. Le nombre de compartiments varie en fonction des modèles et dépend des aquifères auxquels ils sont appliqués.

Fleury et al. (2007, 2008) utilisent un réservoir de surface, dit de production, calculant la pluie efficace pour ensuite la distribuer dans deux réservoirs de transfert : un réservoir lent et un réservoir rapide afin de reproduire les écoulements lents et rapides observés au niveau de la Fontaine de Vaucluse.

Tritz et al. (2010) représentent le fonctionnement de l'épikarst via une fonction hystérésis de transfert qui permet de prendre en compte la connectivité des vides karstiques et l'état initial de saturation de l'épikarst. Les écoulements issus de ce réservoir épikarstique sont ensuite transférés dans un réservoir représentant la zone saturée de l'aquifère.

Hosseini et Ataie-Ashtiani (2016) ont développé un modèle réservoir à multiples résurgences prenant en compte les échanges entre deux milieux (milieu de matrice fissurée et réseau de conduits karstiques). Ce modèle intègre le fonctionnement du sol et de l'épikarst comme fonction de production qui distribue la recharge dans les réservoirs sous-jacents (**Figure 1-5**). Le flux d'échange entre les deux milieux se fait par gradient de charge et en fonction d'un coefficient d'échange qui tient compte de l'inter-connectivité entre les fissures et les conduits karstiques.

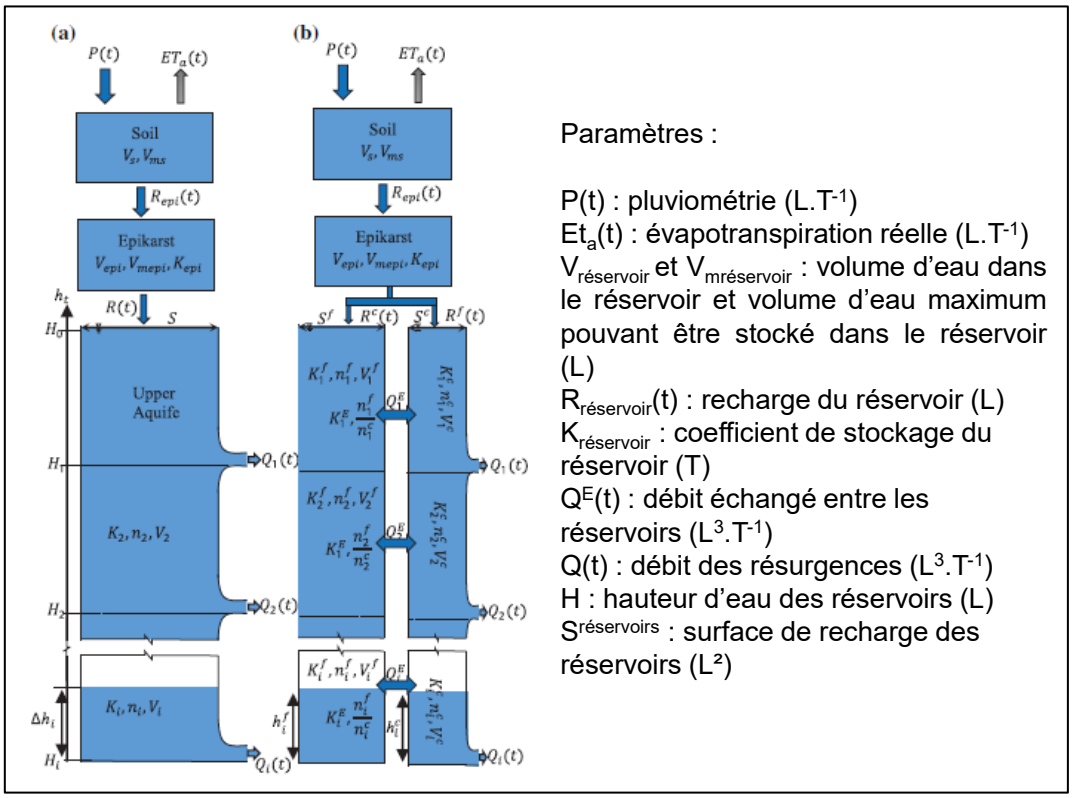


Figure 1-5 Description schématique du a : modèle réservoir linéaire à simple porosité et du b : modèle d'échange entre réservoirs, pour un aquifère karstique à multiple résurgences (Hosseini et Ataie-Ashtiani, 2016)

L'objectif de ces modèles globaux, ou « réservoirs », est de représenter les variations temporelles des données (physiques, physico-chimiques et chimiques) acquises aux points de mesure du système (*Ghasemizadeh et al., 2012*).

Cependant, ils ne tiennent pas compte de la variabilité spatiale des paramètres physiques du milieu souterrain (perméabilité, porosité), puisque les processus physiques locaux (vidange des réservoirs par les fractures et conduits ou stockage dans les cavités) sont conceptualisés sur l'ensemble de l'aquifère (*Hartmann et al., 2014*). Ces modèles ne nécessitent donc pas de discrétisation spatiale des paramètres, ce qui réduit considérablement la quantité de paramètres à ajuster.

1.3.2.2 ***Approches distribuées***

Cette approche distribuée regroupe plusieurs types de modèles, mais qui ont tous une caractéristique commune : les paramètres physiques du modèle (perméabilité hydraulique, fracturation, porosité, etc) sont distribués spatialement selon un maillage. Ainsi, des valeurs différentes de ces paramètres peuvent être affectées spatialement.

Modèle « milieu poreux équivalent » (EPM)

Il s'agit de l'approche physique distribuée la plus courante et la plus simple à mettre en place. Les paramètres hydrauliques des fractures et conduits peuvent être représentés par des paramètres moyens affectés au milieu poreux à la place des propriétés de la matrice (*Ghasemizade et al., 2015* ; *Hartmann et al., 2014*). Les écoulements sont calculés par la loi de Darcy en ZS ou par les équations de Richards en ZNS qui supposent que les écoulements sont de type laminaire.

Abusaada et al. (2013) utilisent un modèle poreux équivalent (EPM) 3D, constitué d'une superposition de plusieurs couches géologiques. Afin de reproduire la distribution des niveaux piézométriques, le modèle est segmenté en plusieurs zones de conductivités hydrauliques différentes, identifiées comme zones à fort potentiel karstique (ou fracturée et/ou de géologies différentes). De plus fortes conductivités hydrauliques sont affectées aux mailles de ces zones pour représenter à la fois les écoulements dans les conduits et l'écoulement dans la matrice.

Borghi et al. (2016) utilisent un modèle EPM pour représenter les écoulements dans la matrice et dans les conduits. Dans cette étude, le réseau de conduits, généré par une méthode stochastique s'appuyant sur la localisation du point d'entrée et de sortie du réseau ainsi que sur les niveaux piézométriques, est discrétisé explicitement en affectant de fortes conductivités hydrauliques aux mailles concernées.

Dans ces modèles EPM, les objets de forte conductivité hydraulique (fractures ou conduits) ne sont pas représentés comme un milieu à part de la matrice mais bien comme faisant partie du même milieu équivalent. Ainsi, les paramètres affectés à ce milieu équivalent ne représentent pas les propriétés physiques réelles de ces objets, mais plutôt des propriétés fictives permettant de reproduire le fonctionnement global du milieu souterrain. Toutefois, ces modèles se rapprochent de la réalité lorsque les fractures et conduits y sont discrétisés en définissant des zones de plus forte conductivité hydraulique. Par ailleurs, cette approche de prend pas en compte les écoulements turbulents observés dans les réseaux de conduits karstiques.

Modèle « double milieu poreux »

Le modèle double milieu poreux, aussi appelé double milieu équivalent ou continu, procède selon le même principe que le modèle poreux équivalent : les propriétés physiques de chaque porosité (matrice, fracture et conduit) sont appliquées à un milieu poreux équivalent. Seulement, dans le cas du modèle double milieu, deux milieux poreux se superposent implicitement à chaque nœud du maillage (**Figure 1-6**). Les paramètres peuvent être spatialisés de la même façon que le modèle EPM, mais chaque nœud est caractérisé par les paramètres des deux milieux. Les équations d'écoulement et du transport sont résolues dans chacun des deux milieux, auxquelles s'ajoutent les termes d'échange entre les deux milieux.

Ce type de modèle permet de mieux représenter la superposition de deux porosités (matrice et fracture ou fracture et conduit) en prenant en compte un terme d'échange entre les deux milieux. *Gerke et Van Genuchten (1993 a,b)* ont développé un modèle à double porosité, permettant de simuler les écoulements préférentiels dans les milieux poreux fracturés. Dans ce modèle, le terme d'échange entre les deux milieux dépend de la distance entre les fractures et de la forme des blocs de matrice. Ces paramètres d'échanges sont toutefois indépendants du maillage utilisé (**Figure 1-6**).

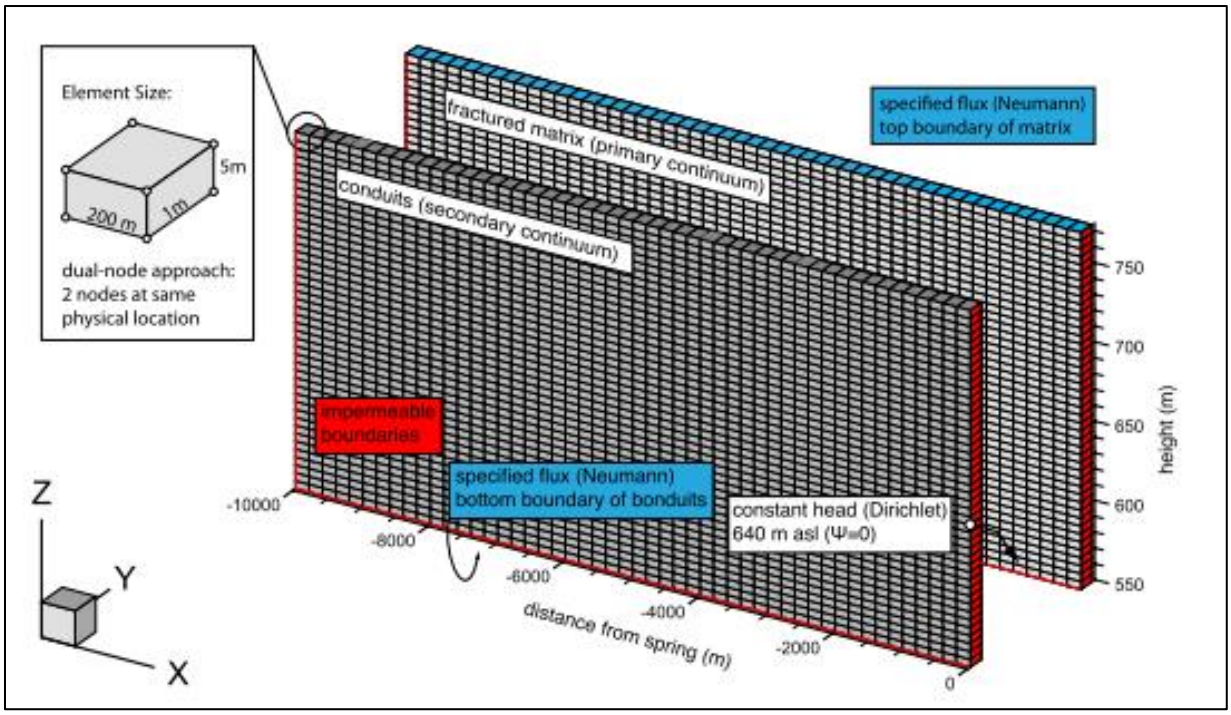


Figure 1-6 Maillage du modèle double milieu 2D utilisé par Kordilla et al. (2012). Tous les nœuds du premier milieu ont leurs équivalents dans le second milieu aux mêmes coordonnées physiques.

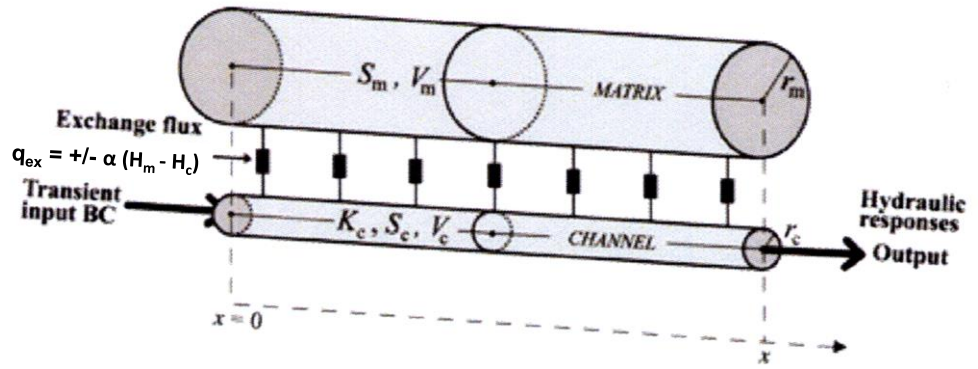
Kordilla et al. (2012) utilisent un modèle double milieu continu (**Figure 1-6**) pour simuler le débit d'une résurgence karstique en utilisant le terme d'échange de *Gerke et Van Genuchten (1993 a,b)*, avec un milieu de matrice rocheuse fracturée et un milieu de conduits karstiques. Leur étude montre l'importance du coefficient d'échange sur la qualité des débits simulés. Cette approche double milieu est également employée afin de reproduire les variations des niveaux de nappe dans des terrains karstifiés (*Teutsch, 1993*).

Delay et al. (2007) ainsi que *Trottier et al. (2014)* utilisent cette approche double milieu pour déterminer les paramètres hydrauliques d'un milieu de matrice et d'un milieu de fracture/conduits à partir de pompages d'essais dans des piézomètres fortement marqués par le caractère fracturé/karstique de l'aquifère.

Modèle « réseau de fractures/conduits discret »

Les modèles représentants explicitement les réseaux de fractures et de conduits sont largement utilisés dans le cas des aquifères karstiques puisqu'ils permettent de représenter les écoulements rapides en tenant compte de la géométrie des réseaux de fractures et conduits et ainsi de mieux prendre en compte l'organisation spatiale de ces vides.

Ces réseaux sont représentés comme des objets 1D (*Borghi et al., 2016* ; *Cornaton et Perrochet, 2007*) ou 2D (*Therrien et al., 1996* ; *Weatherill et al., 2008*) liés à un milieu matrice. Les écoulements dans les réseaux sont généralement calculés via les équations de Richard.



Equation de l'écoulement dans le conduit :

$$K_c \frac{\partial^2 H_c}{\partial x^2} = S_c \frac{\partial H_c}{\partial t} + S_m \frac{\partial H_m}{\partial t}$$

K_c la conductivité hydraulique dans le conduit ($L.T^{-1}$)
S les coefficient d'emmagasinement (L)
H les charges hydrauliques
et α un facteur d'échange entre les porosités

Figure 1-7 Schéma conceptuel du modèle réseau discret de conduit (Cornaton et Perrochet, 2007)

Cornaton et Perrochet (2007) modélisent un réseau de conduits karstiques 1D lié à un milieu matrice, dans lequel ils considèrent uniquement un coefficient d'emmagasinement (**Figure 1-7**). Le réseau discret et la matrice sont liés entre eux par un flux d'échange, contrôlé par la différence de charge entre les deux milieux et pondéré d'un coefficient de calibration. Dans ce modèle, le milieu matrice est considéré pour ces propriétés de stockage et non pour ces propriétés de transmission.

Jourde et al. (2002) présentent une approche similaire en modélisant un réseau 1D de fractures connectées entre elles, ou connectées à des plans de stratification, liés à un milieu poreux matriciel dans lequel les écoulements sont négligés.

Weatherill et al. (2008) s'intéressent à l'interface entre le milieu poreux matriciel et les fractures afin de modéliser le transport de soluté. Dans leur modèle, l'écoulement à lieu uniquement dans les fractures tandis que le transport à lieu dans les deux milieux (par diffusion dans la matrice et principalement par advection dans les fractures).

Ce type de modèle est principalement axé sur les écoulements rapides qui surviennent dans les réseaux de vides connectés et nécessite donc une bonne connaissance des propriétés physiques de ces réseaux.

Modèle « hybride » (réseau discret et milieu poreux équivalent combinés)

La combinaison des modèles à milieux poreux équivalents et réseau discret, aussi appelée modèle hybride, permet de reproduire l'influence des réseaux discrets de fractures et conduits sur les niveaux d'eau souterraine simulés dans la matrice (*Hartmann et al., 2014*). Le réseau discret, éléments 1D ou 2D possédant une forte conductivité hydraulique, est incorporé dans un milieu de matrice 3D de faible conductivité hydraulique (*Kiraly, 1998*).

Binet et al. (2017) étudient les échanges entre un réseau de conduit et la matrice encaissante via un milieu poreux équivalent 2D au sein duquel un conduit est représenté comme élément discret (**Figure 1-8**) et dans lequel la loi de Manning Strickler est appliquée pour le calcul des écoulements.

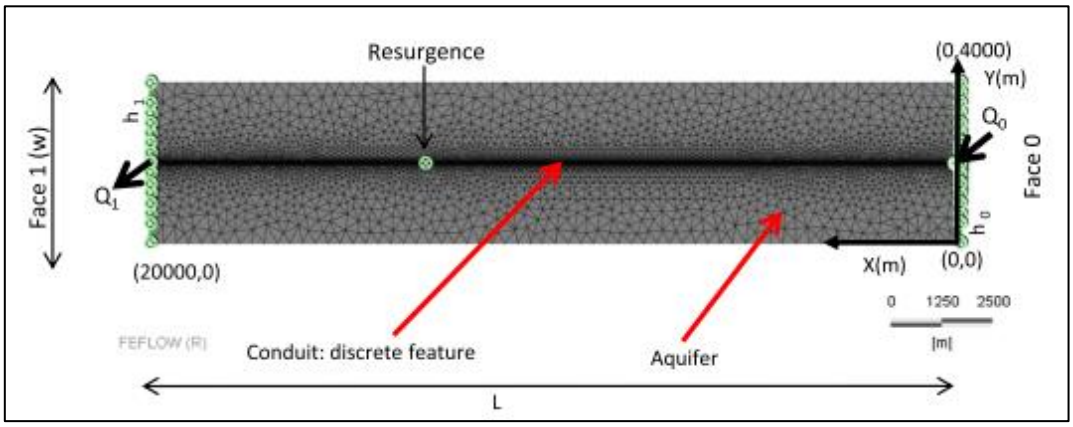


Figure 1-8 Géométrie du modèle hybride de Binet et al. (2017)

Chang et al. (2015) utilisent un modèle similaire pour étudier l'impact d'un écoulement de type laminaire, via l'équation de Hagen-Poiseuille, ou d'un écoulement de type turbulent, basé sur l'approche de Darcy-Weisbach, sur l'hydrogramme d'une résurgence karstique. Ils montrent ainsi que l'écoulement turbulent a une influence essentiellement sur les récessions, tandis que l'écoulement laminaire a une influence sur la forme globale de l'hydrogramme.

Ces modèles permettent la meilleure représentation des processus physiques qui ont lieu dans les aquifères karstiques (écoulement et capacité de stockage dans la matrice, écoulement laminaire ou turbulent dans les fractures ou conduits, échange de masses d'eau entre les deux milieux). Néanmoins, ce sont également les modèles qui possèdent le plus grand nombre de paramètres, ils sont donc difficiles à mettre en place lorsque peu d'informations sont disponible sur les réseaux de vides.

1.3.3 Quel type de modèle pour représenter le site étudié ?

La sélection du modèle d'écoulement se fait en fonction des connaissances des propriétés physiques, des données disponibles et du fonctionnement hydrodynamique du milieu souterrain (**Tableau 1-1**). La partie supérieure de l'aquifère karstique étudié ne présente pas de grand réseau de conduits. De précédentes études ont montré que le système possède une faible inertie hydrodynamique et une réaction rapide de la nappe à la suite d'un évènement pluvieux (*Delbart, 2013* ; *Delbart et al., 2016*). Ces éléments attestent de la faible capacité de stockage du système, et donc, d'un milieu dominé par la porosité de fracture ou la présence de conduits de faible dimension.

Ceci étant, les nombreuses résurgences le long des limites d'affleurement et l'absence d'exutoire majeur pour cet aquifère supérieur, ainsi que le faible nombre d'observations de vides karstiques, malgré le grand nombre de forages réalisés sur le site d'étude, laissent penser que la karstification de cet aquifère supérieur est relativement faible.

Delbart et al., (2016) proposent donc un schéma conceptuel des écoulements dans lequel les fractures sont connectées entre elles et où les chemins d'écoulement préférentiel sont peu développés. Les auteurs estiment que le comportement de cet aquifère s'apparente à celui d'un aquifère fissuré.

De plus, les multiples carottages effectués sur le site témoignent d'une fracturation dense (comme indiqué précédemment dans le paragraphe **1.4.3.1**) et supposée spatialement homogène à l'échelle du dôme topographique (17 km²).

D'après ces informations, un modèle à double milieu continu a été choisi afin de :

- représenter une fracturation homogène à l'échelle du dôme topographique,
- prendre en compte l'écoulement dans la porosité de matrice, qui pourrait également correspondre à la porosité d'une matrice légèrement fissurée ou fracturée, simultanément à l'écoulement dans la porosité de fracture,

- considérer l'échange entre les deux milieux en fonction de la géométrie de l'interface matrice-fracture et de suivre les flux d'eau échangés,
- spatialiser les paramètres hydrauliques des deux milieux ainsi que les paramètres du terme d'échange,

Les équations d'écoulement et de transport du code de calcul employé dans cette approche double milieu sont présentées dans le chapitre. Les modèles, ainsi que leurs utilisations, sont détaillés dans le **chapitre 4** et le **chapitre 5**.

Tableau 1-1 Récapitulatif des avantages et inconvénients, données nécessaires et processus physiques considérés pour chaque modèle présenté dans la partie 1.3

	Approche globale		Approche distribuée			
	Modèles "boîtes noires" (Black Box Model)	**Modèles réservoirs (Lumped Parameter Model)**	**Modèle Milieu Poreux Equivalent**	**Modèle Double Milieu**	**Modèle Réseaux (fractures/conduits) Discrets**	**Modèle Hybride**
Intérets	S'affranchit de l'hétérogénéité spatiale des propriétés physiques du milieu souterrain Reproduit les données mesurées avec une fonction de transfert	Reproduit les variations temporelles des données mesurées en tenant compte de tout ou partie des processus physiques des aquifères karstiques	Discrétisation spatiale des paramètres : représente localement les mécanismes d'écoulement			
Inconvénients	Ne représente pas de processus physiques Pas de représentation saptiale Modèles non exportables à d'autres sites	Ne permet pas de représenter des mécanismes d'écoulement localement différents	Necessite une représentation spatiale des champs de paramètres des modèles			
Données nécessaires	Pluviométrie, débit de résurgences, concentrations	Pluviométrie, niveau de nappe, débit de résurgences, concentrations et propriétés physiques du milieu souterrain				
Processus physiques représentés	Aucun	Ecoulement et transport au sein de réservoirs multiple	Ecoulement et transport	Ecoulement et transport dans chaque milieu et entre les deux milieux (advection et/ou diffusion)		
Choix du modèle	Aucune information sur les propriétés et le fonctionnement hydrodynamiquedu milieu souterrain Un seul point d'accès aux variations hydrodynamiques du système	Connaissance à priori du fonctionnement hydrodynamique et des propriétés physiques du milieu souterrain (perméabilités et porosités, fracturation, présence de conduits) Informations spatiales sur les variations hydrodynamiques et les propriétés physiques du système - +				

1.4 Présentation de l'aquifère karstique étudié

1.4.1 Contexte général

La zone étudiée, d'une superficie de17 km², se situe en Bourgogne Franche-Comté dans le département de la côte d'Or. Cette zone d'étude est principalement délimitée (à l'Est, au Sud et à l'Ouest) par des limites topographiques et limitée au Nord par des crêtes piézométriques. Par commodité pour la suite de ce manuscrit, et pour correspondre aux travaux publiés, cette zone est appelée « dôme topographique ». L'altitude au sein de ce dôme varie de 356 mNGF à 526 mNGF. Le sol est occupé à 82.5 % par un couvert forestier, les 17.5 % restant sont occupés par des surfaces agricoles, urbaines et industrielles (**Figure 1-9**).

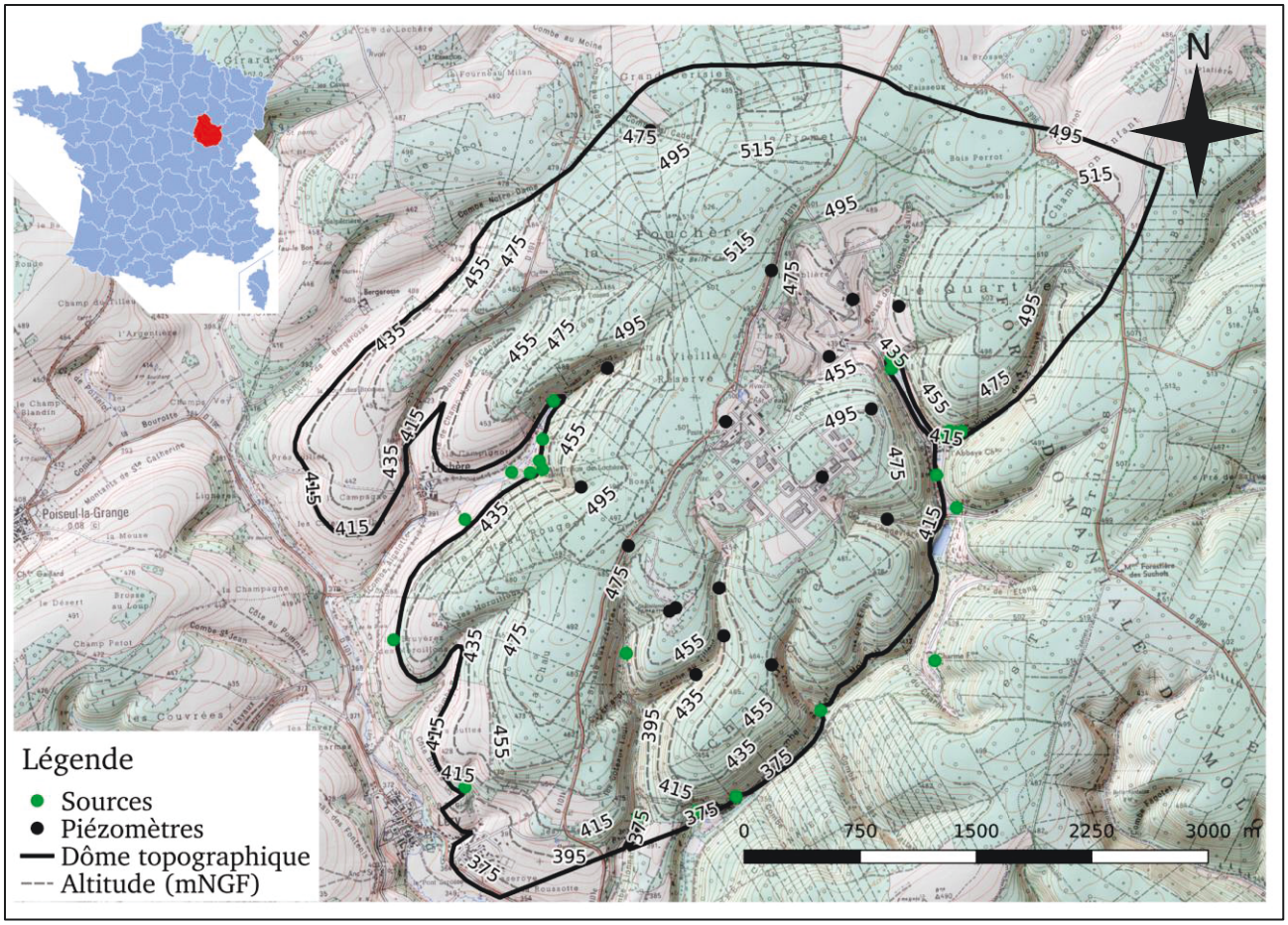


Figure 1-9 Localisation et topographie de la zone d'étude, département de la Côte d'Or, Bourgogne Franche-Comté, France (fond de carte IGN 1/25 000). Les isolignes de l'altitude sont calculées à partir du MNT du site.

La région Bourgogne Franche-Comté est sous l'influence d'un climat continental tempéré avec une pluie brute moyenne annuelle de 963 mm/an (données Météo-France pour la période 1992-2010). La pluie brute moyenne annuelle est de 901 mm/an (données Météo-France) pour la période étudiée dans ces travaux de 2010-2015, correspondant à la période regroupant le plus de chroniques mesurées sur le terrain.

1.4.2 Contexte Géologique

1.4.2.1 *Géologie régionale*

La partie Nord de la Côte d'Or est une vaste étendue de plateaux calcaires du Dogger soulevés par une structure anticlinale qui sépare le bassin sédimentaire Parisien au Nord-Ouest du bassin sédimentaire Bressan au Sud-Est (**Figure 1-10**). L'érosion de cet anticlinal fait ressortir les formations du Dogger au niveau du seuil de Bourgogne, qui correspond actuellement à la limite de partage des eaux entre le bassin de la Seine et le bassin de la Saône. Le Dogger s'effondre au Sud-Est sous le bassin Bressan via des systèmes de demi-graben.

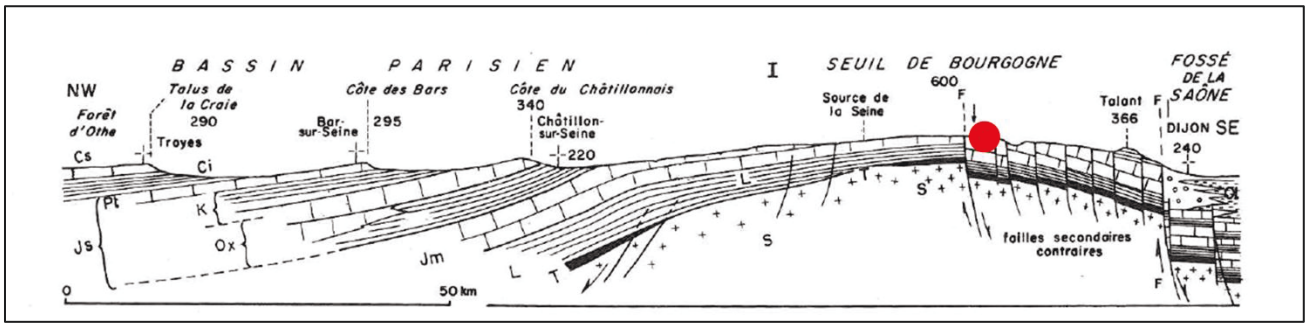


Figure 1-10 Coupe géologique du seuil de Bourgogne (Rat, 2006), le point rouge correspond à la zone d'étude

1.4.2.2 *Géologie du site d'étude*

Le système aquifère étudié se situe au niveau du seuil de Bourgogne, dans les formations du Dogger, entre les argiles gris-noires du Toarcien supérieur et les calcaires Comblanchoïdes du Bathonien moyen (**Figure 1-11**).

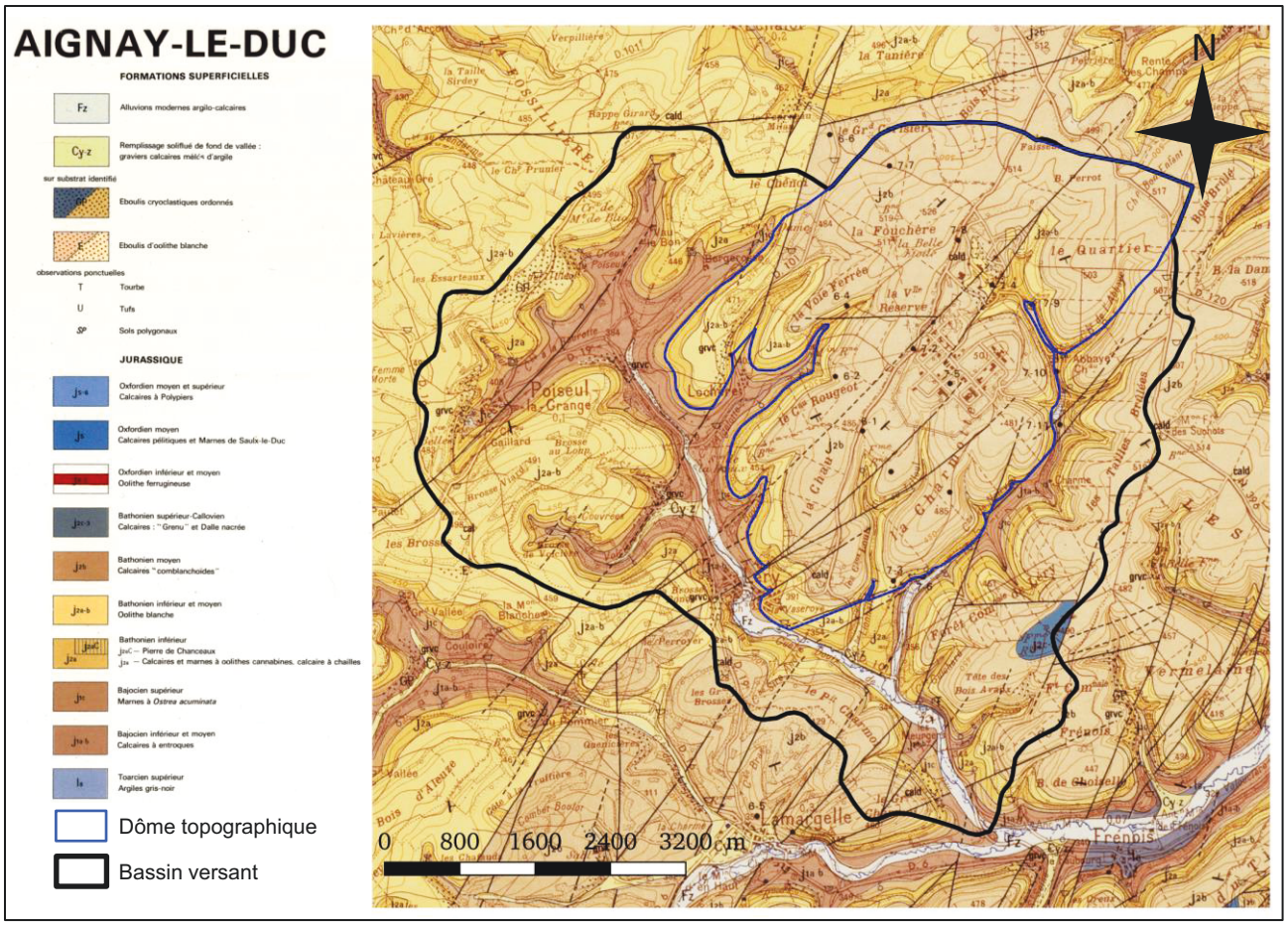


Figure 1-11 Carte géologique de la zone d'étude (carte géologique imprimée 1/50 000 de Aignay-le-Duc, BRGM)

L'alternance de niveaux imperméables (marnes, argiles) et de niveaux calcaires permet la superposition de deux aquifères, tous deux reconnus pour leur caractère karstique. L'aquifère inférieur repose sur les argiles du Toarcien, qui affleurent au Sud de la zone d'étude (**Figure 1-11**), et l'aquifère supérieur sur les marnes du Bajocien supérieur, l'affleurement de cette formation constitue les limites de l'aquifère supérieur sur le dôme topographique. Ces travaux portent uniquement sur l'aquifère supérieur des calcaires du Bathonien.

1.4.2.3 *Contexte hydrogéologique*

Le milieu souterrain de la zone d'étude est caractérisé par la présence de deux nappes d'eau souterraine : les calcaires du Bathonien sont le siège de la nappe supérieure, qui repose sur les marnes à *Ostrea Acuminata* du Bajocien supérieur (**Figure 1-12**), tandis que les calcaires du Bajocien inférieur et moyen sont le siège de la nappe inférieure, s'écoulant sur le toit du Toarcien.

Ces nappes sont rechargées par une pluie efficace moyenne annuelle d'environ 600 mm/an. La méthode, ainsi que les résultats du calcul de la pluie efficace, sont présentés dans les chapitres 3 et 4.

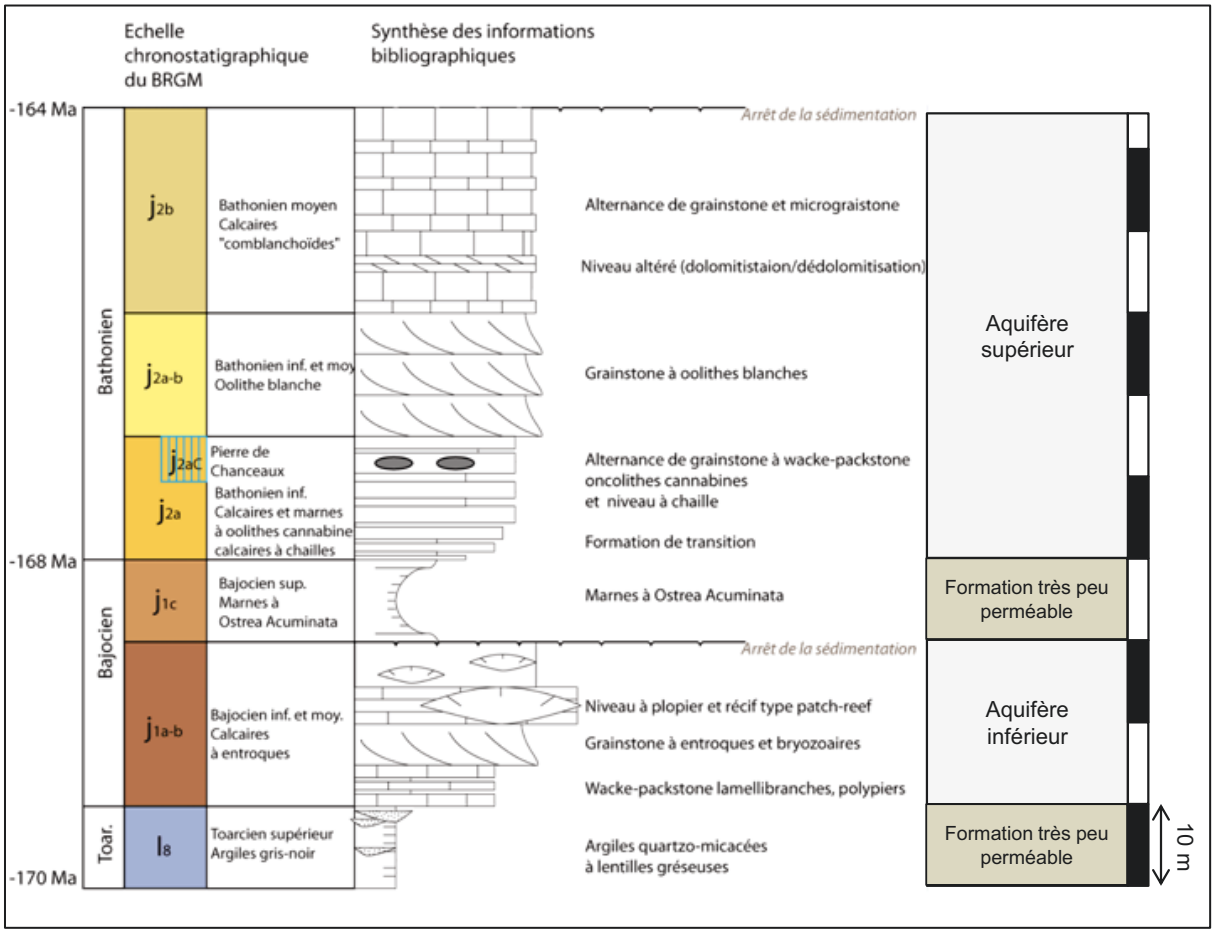


Figure 1-12 Log litho-stratigraphique de la zone d'étude (Alban, 2010)

1.4.2.4 *Nappe inférieure (bassin versant)*

La nappe inférieure est supportée par les argiles gris-noires du Toarcien supérieur qui affleurent hors du bassin versant, au sud de la ville de Fresnois (**Figure 1-11**). La zone saturée, d'une épaisseur moyenne de 24 mètres, et la zone non saturée, d'une épaisseur moyenne de 16 mètres, se situent dans les calcaires à Entroques du Bajocien inférieur et moyen.

Cette nappe inférieure s'étend sur la totalité de la surface du bassin versant hydrologique (**Figure 1-13**). La partie saturée est alimentée par (1) l'infiltration directe de la pluie, (2) l'infiltration des petits cours d'eau générés par les résurgences de la nappe supérieure et (3) la drainance verticale depuis la nappe supérieure. Au sein de ce bassin versant, la rivière et

les résurgences karstiques constituent les exutoires de la nappe inférieure. Toutefois, l'aquifère inférieur s'étend au-delà du bassin versant hydrologique considéré dans cette étude.

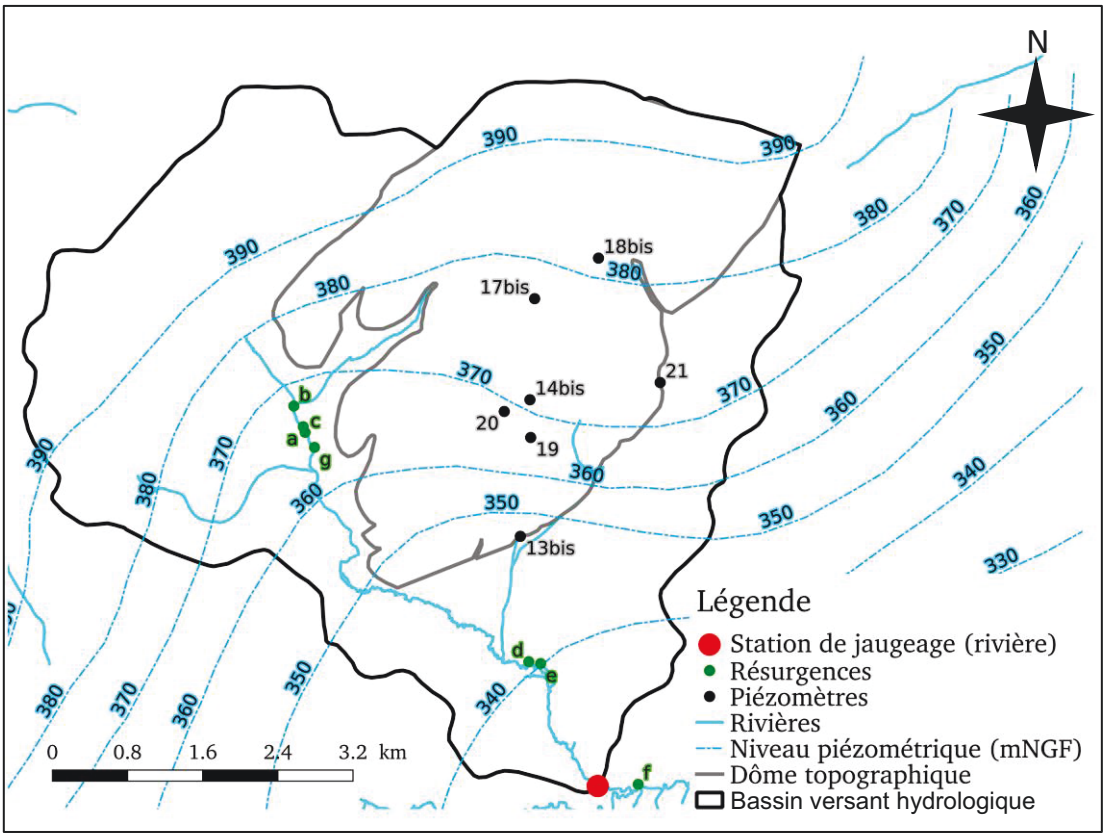


Figure 1-13 Carte piézométrique de la nappe inférieure des calcaires du Bajocien inférieur et moyen, obtenue par interpolation manuelle des côtes du niveau de la nappe inférieure (piézomètres et résurgences karstiques)

1.4.2.5 *Nappe supérieure (dôme topographique)*

La nappe supérieure est limitée à l'Est, au Sud et à l'Ouest par l'affleurement des marnes du Bajocien supérieure (limites du dôme topographique), expliquant la présence d'une multitude de résurgences (**Figure 1-14**). La zone d'alimentation de la nappe supérieure est limitée au Nord par la présence d'une limite de partage des eaux souterraines (crête piézométrique). On considérera dans cette étude que le dôme topographique correspond à cette zone d'alimentation de la nappe supérieure.

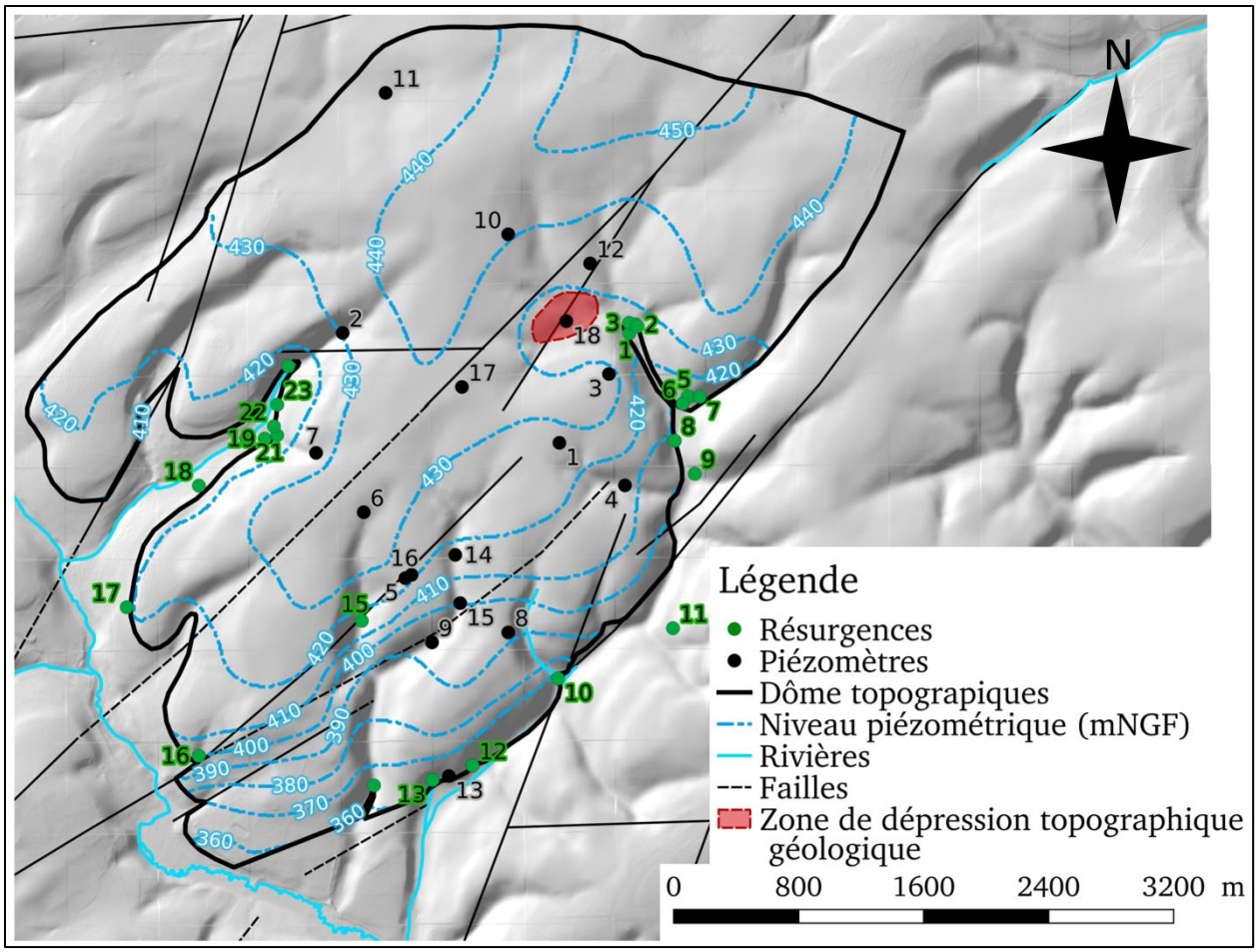


Figure 1-14 Carte piézométrique de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien (fond relief, IGN). La carte piézométrique est obtenue à partir d'un krigeage des mesures du niveau de nappe (piézomètres et résurgences), avec les données topographiques (MNT) en dérive externe

D'un point de vue morphologique, un certain nombre de vallées sèches apparaissent dans la partie avale du dôme (**Figure 1-14**). Il est supposé que ces vallées sèches concentrent les écoulements et ainsi permettent le développement d'un système de drainage souterrain à partir des fissures et fractures existantes.

Dans la partie centrale du dôme topographique, un réseau de failles permet la mise en contact directe des deux réservoirs aquifères. La dépression créée par le jeu de ces failles (**Figure 1-14**), concentre les écoulements de la nappe supérieure, ainsi que l'infiltration directe, vers la nappe inférieure. Le débit de drainance verticale entre les deux nappes est estimé à environ 56 m^3/jour sur une surface de 0,13 km². Cette valeur est issue d'un calcul de débit, via la loi de Darcy, sur la section verticale de la zone de dépression (0,13 km²), en utilisant une estimation de la perméabilité hydraulique des calcaires à Oncolithes Cannabines du Bathonien inférieur (valeur intermédiaire entre la perméabilité de la matrice et la perméabilité des fractures : 1,0E-06 $m.s^{-1}$) situées au niveau de cette zone.

1.4.3 Contexte karstique

Les résurgences et les écoulements souterrains rapides et complexes, caractéristiques du fonctionnement karstique de l'aquifère, sont liés à la présence de trois types de porosité. Le site d'étude est également caractérisé par la présence d'un épikarst. Ces particularités, propres aux aquifères karstiques, sont présentées ci-dessous.

1.4.3.1 *Les différents types de porosité*

Les évènements tectoniques et la karstification ont provoqué le développement d'une triple porosité des calcaires de l'aquifère supérieur (**Figure 1-15**) : une porosité de matrice, ou porosité primaire, correspondant à la structure interne de la roche, une porosité de fracture liée à l'histoire tectonique subie par les roches et une porosité de conduits créée par la dissolution des roches carbonatées. Ces porosités ne présentent pas de frontières distinctes et sont réparties de manière hétérogène au sein du milieu souterrain.

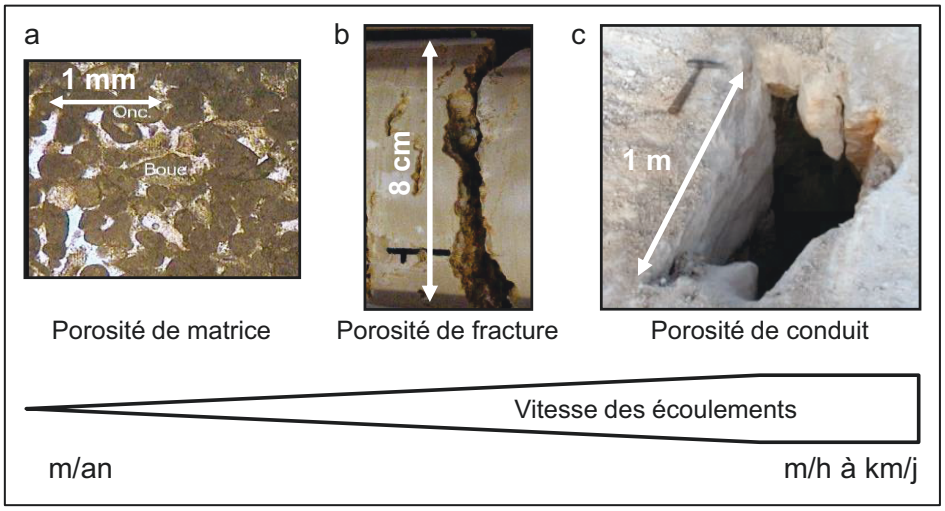


Figure 1-15 Types de porosité présents sur le site. a : lame mince d'un calcaire du site d'étude au microscope électronique à balayage (MEB), b : photo d'une carotte de roche issue d'un forage du site d'étude (Delbart, 2013), c : photo d'un vide karstique identifié sur le terrain (Delbart, 2013)

Porosité de matrice

Au sein de l'aquifère étudié, on distingue trois ensembles stratigraphiques de porosité matricielle différente (**Figure 1-16**) :

- **J2b** : les calcaires Comblanchoïdes du Bathonien moyen à faible porosité totale (environ 5%) et de porosité connectée (efficace) quasiment nulle.
- **J2a-b** : une seconde partie aux propriétés réservoir plus importantes, composée des calcaires à Oolithes blanches du Bathonien moyen et inférieur (une porosité totale supérieure à 15% et une porosité efficace de 7%)
- **J2a** : un nouvel ensemble de porosité efficace inférieure à 5% : les calcaires et marnes à Oncolithes Cannabines du Bathonien inférieur.

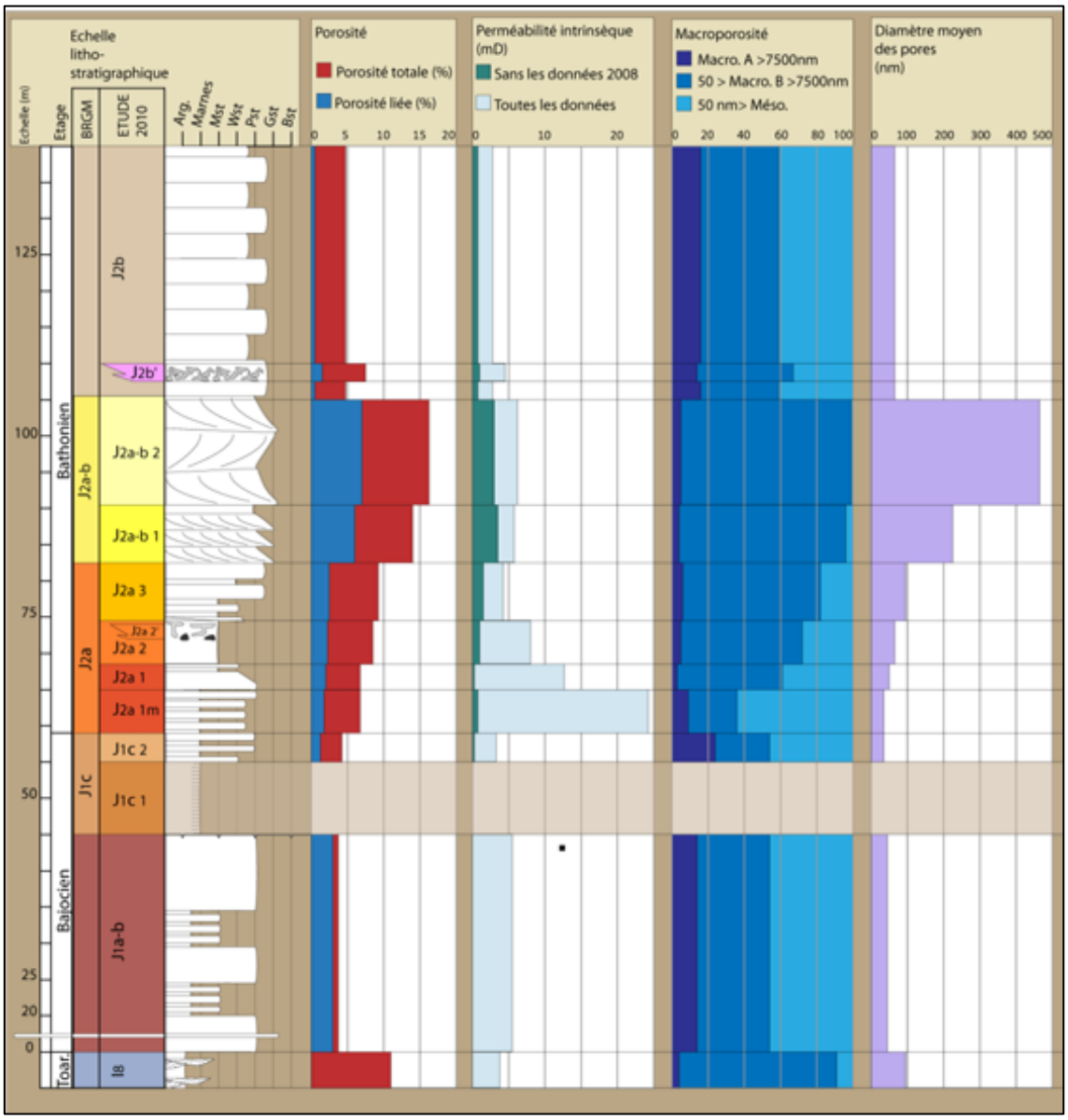


Figure 1-16 Propriétés réservoirs par unité stratigraphique (Alban, 2010)

Porosité de fracture

Les nombreux forages, carottages et observations de terrain (*Alban, 2010*) effectués sur le site d'étude montrent la présence d'une forte densité de fracture (jusqu'à 16 fractures/m dans l'unité J2a, observées dans les carottes de plusieurs forages), supposée spatialement homogène à l'échelle du dôme topographique au sein de la même unité géologique. L'ouverture moyenne de ces fractures est de 3 cm pour 654 fractures observées sur des affleurements du dôme topographique. Cette porosité de fracture permet des écoulements rapides dans le milieu souterrain.

Porosité de conduits

Des vides karstiques de taille métrique ont pu être observés sur le site lors de campagnes de terrain (*Alban, 2010* ; *Delbart, 2013*) et également lors de campagnes de diagraphie en forage par imagerie optique (**Figure 1-17**). Le Bathonien est l'unité stratigraphique la plus karstifiée du système (*Arbault et Rat, 1982*), la présence de vides de grande dimension est donc possible dans la zone saturée et non saturée de l'aquifère supérieur. Néanmoins, l'analyse des données hydrodynamiques du site d'étude ne présente pas de connectivité évidente de ces vides (*Delbart et al., 2016*). Cela permet de supposer que l'aquifère supérieur ne possède pas de réseau de conduits karstiques de grande dimension.

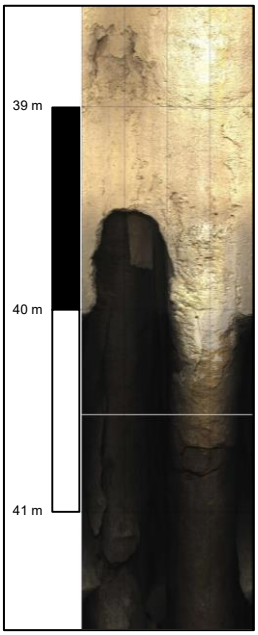


Figure 1-17 Photo d'une paroi de forage obtenue par imagerie optique lors de campagnes de diagraphies sur le site d'étude

1.4.3.2 *L'épikarst*

Comme introduit précédemment, la présence d'un réservoir épikarstique peut être déterminante dans le fonctionnement hydrodynamique et géochimique de l'aquifère. La caractérisation de son extension et de sa structure permet de définir le rôle et le fonctionnement de l'épikarst.

Le relevé de la fracturation sur les carottages de trois forages du site d'étude a permis de localiser l'épikarst entre 0 et 10 mètres de profondeur (*Delbart, 2013*).

Par ailleurs, des campagnes de tomographie du sous-sol par résistivité électrique ont été menées afin de caractériser plus finement la structure de cet épikarst, sur une plaine enherbée de 2 500 m² située au centre du dôme topographique (*Dumonteil, 2016*). Ainsi, on retrouve localement la structure suivante :

- 0,0 à 0,5 m : le sol
- 0,5 à 7,0 m : l'épikarst séparé en deux compartiments
    - 0,5 à 2,0 m : partie non saturée composé de bancs calcaires fracturés (forte résistivité). Une légère différence de résistivité a été observée entre les différentes campagnes de mesures, due aux conditions de saturation.
    - 2,0 à 7,0 m : la partie saturée en période de pluie (**Figure 1-18**).
- En dessous de 7,0 m : calcaire massif et brut délimitant la fin de l'épikarst et le début de la zone de transition sous-jacente.

Un dispositif d'arrosage a été mis en place afin de suivre la recharge et la vidange de l'épikarst par mesure de la résistivité électrique. La **Figure 1-18** présente l'évolution de la résistivité électrique dans les premiers mètres du sous-sol pour différents pas de temps, rapportée au profil de résistivité électrique avant début de l'arrosage (en conditions supposées sèches). Les zones qui ne présentent pas de variations de résistivités électriques correspondent aux zones où le calcaire est massif et ne permet pas l'infiltration rapide d'eau. On peut voir un front d'eau s'infiltrer, via des chemins préférentiels, d'abord au centre du profil (baisse de résistivité électrique par rapport aux mesures en conditions sèches, **Figure 1-18**a), puis sur l'intégralité de la zone couverte par le dispositif d'arrosage (**Figure 1-18**b, c, d). Ainsi, l'eau s'infiltre par les bancs calcaires fracturés entre 0,0 et 2,0 mètres de profondeur jusqu'à atteindre une zone de 2,0 à 7,0 mètres où l'eau semble s'accumuler, probablement la nappe perchée de l'épikarst (**Figure 1-18**).

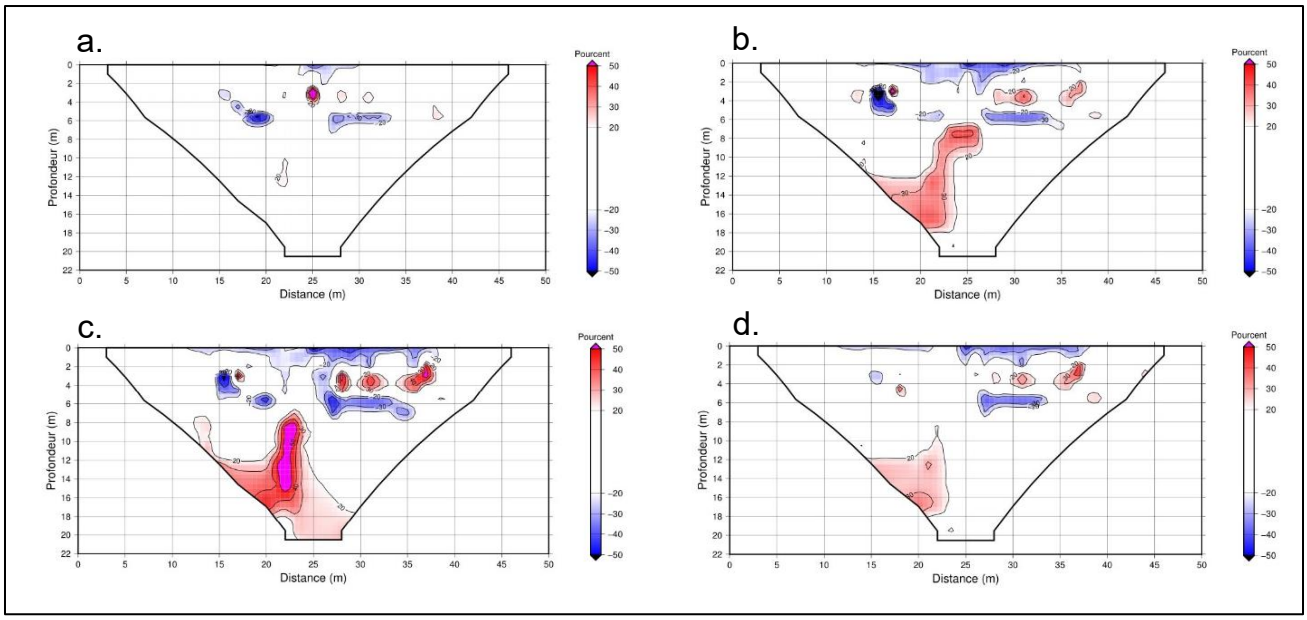


Figure 1-18 Contraste de résistivité électrique mesuré sur un profil de 50 m de long orienté N-S. Les contrastes sont présentés entre une première acquisition en conditions supposées sèches (t_0) et d'autres acquisitions à différents pas de temps après le début de l'arrosage. a : t_0 – 3 heures, b : t_0 – 4 heures, c : t_0 – 6 heures, d : t_0 – 7 heures (Dumonteil, 2016).

Les zones en rouge situées à 4,0 mètres de profondeur, où la résistivité électrique augmente par rapport au profil initial (**Figure 1-18**), pourraient correspondre à des zones de vidange d'eau présente avant le début de l'infiltration artificielle.

D'autre part, le suivi de la résistivité électrique lors de l'infiltration a fait apparaître une zone verticale, située entre 8,0 et 18,0 mètres de profondeur, où la résistivité électrique augmente (en rouge sur la **Figure 1-18**). Ce contraste positif de résistivité électrique par rapport au profil initial peut s'expliquer par la vidange d'une zone initialement saturée. Pour rappel, l'air est électriquement plus résistant que l'eau. Ainsi, cette zone verticale, probablement une fracture ou une faille, serait initialement saturée par de précédents évènements pluvieux et se serait vidangée vers un réservoir sous-jacent lors de la campagne d'arrosage. On peut supposer que la mise en charge de l'épikarst a provoqué un effet de chasse de l'eau initialement contenue dans cette fracture/faille. Cette eau s'écoulant par gravité est alors « poussée » par l'arrivée de la vidange de l'épikarst.

Deux résultats sont mis en avant par ces campagnes de tomographie électrique du sous-sol :

- L'épikarst est bien présent au sein du site d'étude. Il se situe entre 0,0 m et 7,0 m. Ces résultats confirment l'estimation de la profondeur de l'épikarst via l'analyse de la fracturation de trois carottages (*Delbart, 2013*). Cette zone de sub-surface est donc le siège d'une infiltration préférentielle par le biais de bancs calcaires fracturés.
- Des discontinuités verticales (failles ou fractures), localisées en dessous de cet épikarst, permettent une liaison directe entre la nappe épikarstique et des réservoirs plus profonds (zone saturée de l'aquifère). Ce réseau de vides vidange l'épikarst lorsque la mise en charge est suffisante.

On peut supposer que ce fonctionnement est plus ou moins identique sur l'ensemble du dôme topographique.

2. *Matériels et méthodes*

2.1 Données disponibles : suivis hydrodynamiques et physico-chimiques.....62
2.1.1 Mesures au sein de la nappe supérieure : piézomètres.....65
2.1.2 Mesures à l'exutoire du bassin versant : rivière.....66
2.1.3 Suivi de la pluviométrie.....67
2.2 Méthode de calcul de l'infiltration.....69
2.2.1 Détermination de l'évapotranspiration potentielle de référence : méthode de Penman & Monteith.....71
2.2.2 Estimation du coefficient de ruissellement.....74
2.2.3 Calcul de l'infiltration à partir du bilan de Thornthwaite et Mather.....76
2.3 Méthodes d'analyse des signaux mesurés.....78
2.3.1 Autocorrélation.....79
2.3.2 Corrélations croisées.....80
2.4 Code de calcul d'écoulement et du transport : METIS double milieu.....81
2.4.1 Le modèle double milieu de Gerke et Van Genuchten.....82
2.4.1.1 Principe.....82
2.4.1.2 Equations d'écoulement.....82
2.4.1.3 Equations du transport.....84
2.4.2 Intégration dans le code METIS.....85
2.4.2.1 Présentation de METIS.....85
2.4.2.2 Ecoulement.....86
2.4.2.3 Transport.....87
2.4.3 Méthode d'ajustement des paramètres du modèle double milieu.....88
2.4.3.1 Principe.....88
2.4.3.2 Méthode d'échantillonnage des paramètres par Hypercubes Latins.....88
2.4.3.3 Fonction objectif : Erreur Moyenne Quadratique (RMSE).....89

2.1 Données disponibles : suivis hydrodynamiques et physico-chimiques

Le site d'étude fait l'objet d'un suivi environnemental des paramètres hydrodynamiques et physico-chimiques des eaux de la nappe supérieure. Dix-huit piézomètres fournissent ainsi un suivi spatial et temporel des variations du niveau de nappe, de la conductivité spécifique ainsi que de la température des eaux souterraines au pas de temps horaire. Les réactions rapides de la nappe (hydrodynamique et physico-chimique) après un évènement pluvieux justifient ces acquisitions à haute fréquence. Certaines résurgences karstiques, exutoires de la nappe supérieure, sont équipées pour un suivi des paramètres hydrodynamiques et physico-chimiques. Ces résurgences ont fait l'objet de précédentes études relatives au fonctionnement hydrodynamique et géochimique de l'aquifère supérieur du Bathonien. Ces données ne sont pas traitées dans le cadre de ces travaux. Toutefois, la comparaison des variations du niveau de nappe avec les variations du débit des sources montre une hydrodynamique semblable pour ces deux signaux (**Figure 2-1**). Cela indique que malgré la forte hétérogénéité spatiale des aquifères karstiques, les variations des niveaux de nappe mesurées au sein de ces piézomètres sont représentatives de l'hydrodynamique de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien moyen (mesurée au niveau des sources).

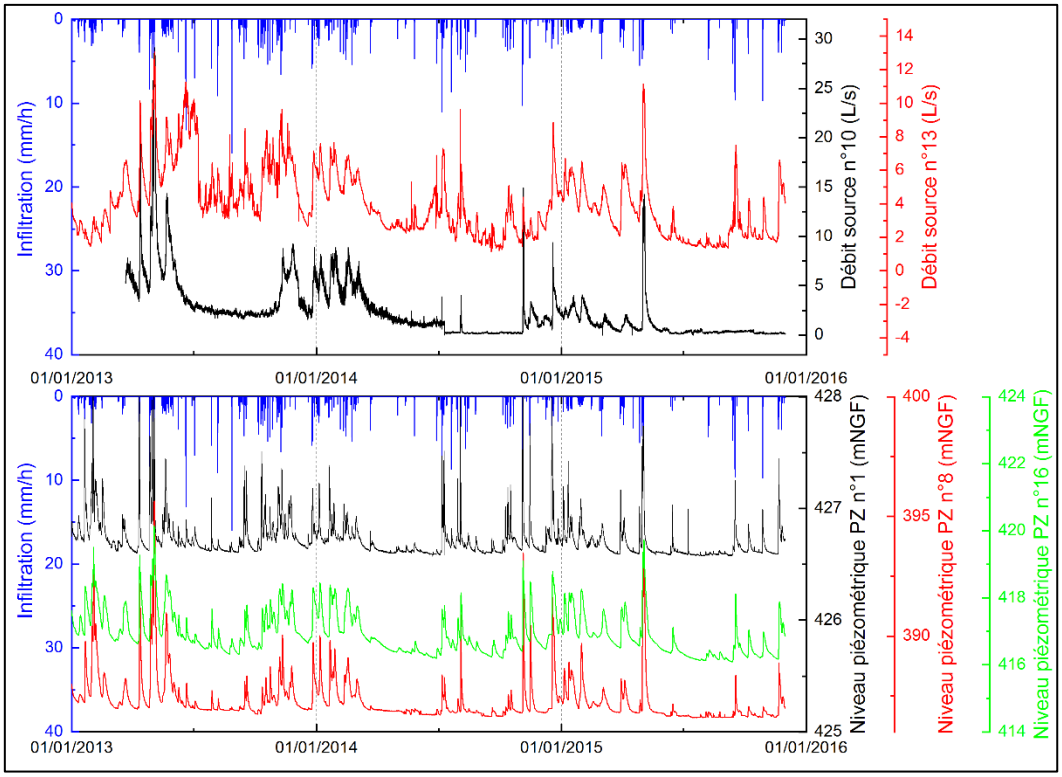


Figure 2-1 Variations du débit des résurgences karstiques n°10 et 13, et des niveaux de nappe des piézomètres n°1, 8 et 16 (période 2013 - 2015).

Enfin, la rivière qui collecte l'eau de l'ensemble de ces résurgences, et donc indirectement de l'eau de la nappe supérieure, dispose également d'un suivi du débit au pas de temps horaire. La localisation des points de mesures (**Figure 2-2**), les dispositifs de mesures ainsi que les types de données mesurées sont présentés dans ce chapitre.

Les données mesurées au sein de l'aquifère karstique (niveau de nappe) sont généralement comparées à la donnée d'entrée (chronique pluviométrique) afin d'étudier la réponse hydrodynamique et physico-chimique du système. Néanmoins, lors d'un évènement pluvieux, seulement une partie de l'eau va réellement s'infiltrer jusqu'à la nappe. En effet, une partie importante de la pluie incidente va retourner vers l'atmosphère par évapotranspiration tandis qu'une partie plus faible sera perdue via le ruissellement de surface. Une autre partie de l'eau de pluie incidente va être retenue dans l'épikarst avant de s'infiltrer via les porosités du milieu souterrain. Pour mieux définir le signal d'entrée du système, l'infiltration réelle est calculée à partir des données pluviométriques et météorologiques. Cette procédure de calcul est présentée dans la deuxième partie de ce chapitre.

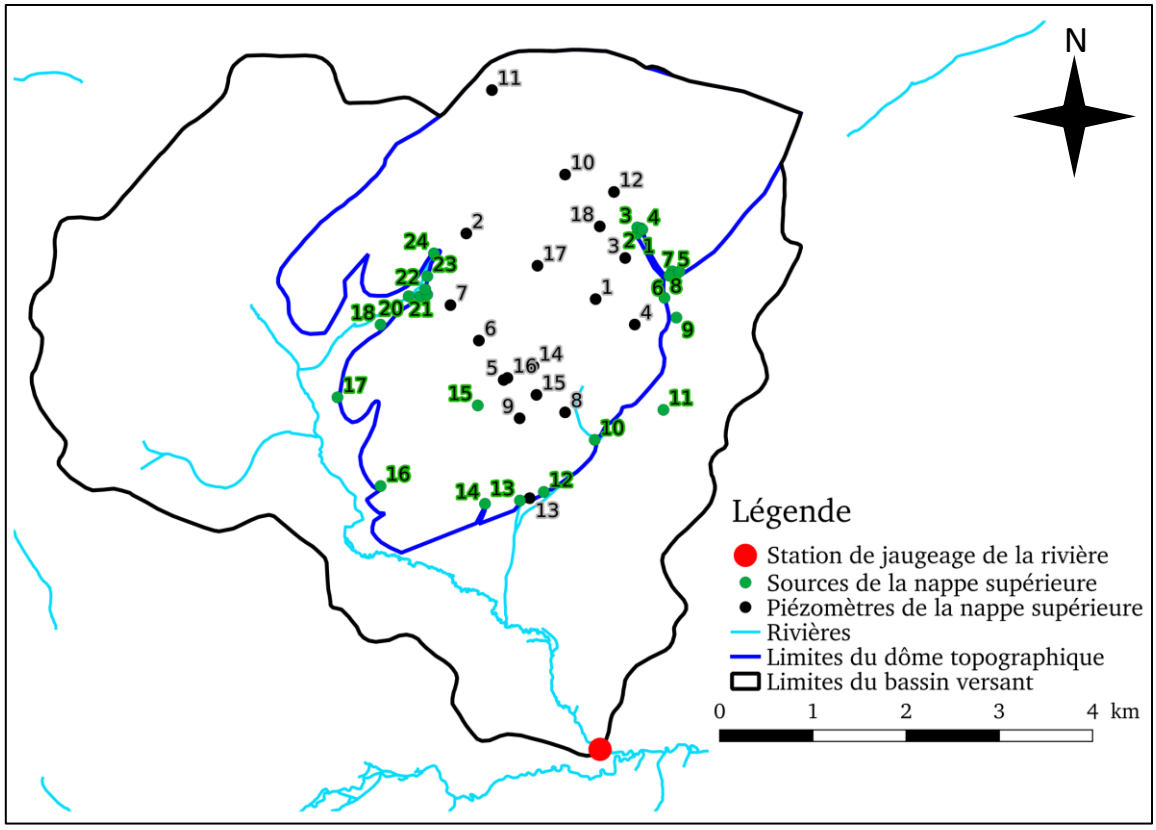


Figure 2-2 Localisation des points de mesures des suivis hydrodynamique et physico-chimique de la nappe supérieure.

Les méthodes corrélatoires sont utilisées en hydrogéologie pour identifier une relation (temporelle ou spatiale) entre deux signaux. Dans le cadre de cette thèse, les méthodes corrélatoires sont employées afin d'identifier l'inertie des signaux acquis au sein de la nappe supérieure (autocorrélations des signaux de niveau de nappe et de conductivité spécifique), d'estimer le temps de réponse de la nappe, soit la vitesse apparente des eaux souterraines (corrélations croisées entre l'infiltration et les signaux de niveau de nappe), d'identifier localement un déphasage entre le transfert de pression et le transfert de masse (corrélations croisées entre les signaux de niveau de nappe et de conductivité spécifique). Le but étant d'investiguer le fonctionnement hydrodynamique et d'appréhender la structure du milieu souterrain avant l'utilisation de la modélisation des écoulements et du transport. Le principe de ces méthodes corrélatoires et leurs interprétations possibles sont présentés dans la troisième partie de ce chapitre.

Le signal d'infiltration est ensuite utilisé pour reproduire, à l'aide d'un modèle distribué double milieu, les variations du niveau de nappe mesurées sur le site. Le modèle conceptuel sur lequel se base le code de calcul utilisé dans ces travaux de thèse, ainsi que les équations d'écoulement et de transport, sont présentées en quatrième partie de ce chapitre.

Enfin, une procédure d'ajustement des paramètres a été développée dans le cadre de cette thèse afin d'optimiser les modèles d'écoulement et du transport. Cette procédure, couplée à la puissance de calcul d'un supercalculateur du CEA, permet d'explorer simultanément de nombreuses combinaisons des paramètres de l'écoulement et du transport. Une fonction objectif (l'erreur quadratique moyenne) est ensuite utilisée pour déterminer les paramètres qui reproduisent le mieux les données de calage (variations du niveau de nappe, concentration en traceur). Cette procédure est présentée dans la dernière partie de ce chapitre. Les différents points de mesures (**Figure 2-2**) utilisés dans cette étude sont présentés dans ce paragraphe.

2.1.1 Mesures au sein de la nappe supérieure : piézomètres

Les forages équipés pour le suivi des eaux souterraines, appelés piézomètres, fournissent les variations temporelles des paramètres hydrodynamiques et physico-chimiques de la nappe supérieure traversée par ces ouvrages. Les piézomètres de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien sont équipés de capteurs (CTD Diver fabriqués par vanEssen instruments) permettant la mesure au pas de temps horaire du niveau d'eau (avec une résolution de ± 0,5 cmH_2O pour la gamme 10 mètres à ± 5 cmH_2O pour la gamme 100 mètres), de la température (avec une résolution à ± 0,1 °C) et de la conductivité spécifique (avec une résolution à ± 10 µS/cm) des eaux souterraines. Ces sondes CTD Diver sont plongées directement dans l'eau de la nappe, au sein des piézomètres, et en dessous de la zone d'influence de l'atmosphère (premiers mètres d'eau en dessous de la surface de la zone saturée). Le pas de temps horaire d'acquisition des données permet de suivre les réactions rapides, caractéristiques des aquifère karstiques, des mesures hydrodynamiques et physico-chimiques de la nappe.

Une telle densité de piézomètres au sein du dôme topographique (plus d'un piézomètre par kilomètre carré) permet d'apprécier les variations locales de ces paramètres de la nappe supérieure. Il est alors possible de comparer spatialement la réaction hydrodynamique (variations temporelles du niveau de nappe) et la réaction physico-chimique (variations temporelles de la température et de la conductivité spécifique de l'eau souterraine) afin d'investiguer localement les mécanismes d'écoulement du milieu souterrain.

Ainsi, dix-huit piézomètres font l'objet d'un suivi continu du niveau de nappe, de la température et de la conductivité de l'eau souterraine pour la période de 2010 à 2015 (**Tableau 2-1**). Cette période a donc été sélectionnée pour le traitement des données par méthodes corrélatoires et la modélisation des écoulements souterrains. Les types de données disponibles pour chaque piézomètre sont présentés dans le tableau ci-dessus. Certaines de ces chroniques piézométriques présentent des lacunes significatives dues à un disfonctionnement du dispositif de mesure.

Cette absence de données pose problème pour l'analyse des données par les outils corrélatoires, ces lacunes ont donc été comblées par des droites (*Delbart, 2013*). Finalement, ces chroniques piézométriques sont présentées dans le chapitre 3 et classées en fonction de leurs réponses hydrodynamiques.

Tableau 2-1 Données fournies par des capteurs CTD Diver placés dans les piézomètres de la nappe supérieure. h : niveau de nappe, T° : température de l'eau souterraine, σ : conductivité spécifique de l'eau souterraine à 25°C

Piézomètres	Données disponibles	Période
1	h, T°, σ	2012-2015
2	h, T°, σ	2010-2015
3	h, T°, σ	2010-2015
4	h, T°, σ	2010-2015
5	h, T°	2010-2015
6	h, T°, σ	2010-2015
7	h, T°, σ	2012-2015
8	h, T°	2010-2015
9	h, T°	2010-2015
10	h, T°, σ	2010-2014
11	h, T°, σ	2010-2014
12	h, T°, σ	2010-2015
13	h, T°, σ	2010-2015
14	h, T°	2010-2015
15	h, T°	2010-2014
16	h, T°, σ	2010-2015
17	h, T°, σ	2010-2015
18	h, T°, σ	2010-2015

2.1.2 Mesures à l'exutoire du bassin versant : rivière

Le débit de la rivière, captant l'eau des résurgences de la nappe supérieure et drainant la nappe inférieure, est calculé à partir du niveau d'eau mesuré au pas de temps horaire à l'exutoire du bassin versant (**Figure 2-2**) par des sondes OTT Orpheus Mini (capteur de pression avec centrale d'acquisition intégrée, gamme 0,4 bars). Ces mesures de hauteur d'eau sont ensuite converties en débit à partir d'une courbe de tarage, issue de jaugeages du lit de rivière pour différentes conditions hydrologiques (étiages, crues).

2.1.3 Suivi de la pluviométrie

Les données pluviométriques horaires sont récupérées auprès d'une station Météo France, située à 18 km au Sud-Ouest du site étudié, sur la même fenêtre temporelle que les chroniques enregistrées dans les piézomètres (2010-2015). La station Météo-France concernée (type 1) propose une acquisition horaire continue des paramètres météorologiques et se situe à une altitude de 578 mNGF. Cette altitude est proche de celle du dôme topographique (environ 500 mNGF sur le plateau). Les données de pluie obtenues auprès de la station Météo-France ont été comparées aux données pluviométriques mesurées par la station météo du site d'étude. Ces dernières présentent d'importantes lacunes pour les années 2010, 2011 et 2012.

Tableau 2-2 Comparaison des cumuls annuels des pluviométries Météo-France et du site d'étude pour la période 2013-2015

Années	Cumuls annuels de la pluviométrie Météo-France (mm)	Cumuls annuels de la pluviométrie du site d'étude (mm)	ΔCumuls annuels (mm)
2013	1106,50	1039,80	66,70
2014	924,80	785,50	139,30
2015	732,20	631,90	100,30
Moyenne	921,17	819,07	102,10

La comparaison, pour la période 2013-2015, des cumuls annuels entre ces deux chroniques est présentée dans le **Tableau 2-2**. On peut observer une différence moyenne annuelle d'environ 100 mm/an entre ces deux chroniques pluviométriques.

Ce déficit de pluviométrie de la station météo du site d'étude par rapport à la pluviométrie de la station Météo-France pourrait s'expliquer par la différence d'altitude qui joue en ce sens. Néanmoins, de nombreux processus météorologiques locaux impactent la pluviométrie, il serait donc nécessaire d'étudier davantage ces phénomènes locaux afin d'expliquer cette différence de pluviométrie, ce qui n'est pas l'objectif de ces travaux. Par ailleurs, un décalage temporel moyen d'une heure a pu être observé, par corrélations croisées, entre les évènements pluvieux de ces deux chroniques.

Ce décalage, de l'ordre du pas de temps d'acquisition des données, ne devrait ni impacter les interprétations des données hydrodynamiques, ni les paramètres hydrodynamiques des modèles ajustés aux observables.

La chronique pluviométrique de la station Météo-France a donc été privilégiée dans cette thèse, au vu des lacunes significatives de la chronique pluviométrique de la station météo du site d'étude. Toutefois, l'excès annuel moyen de 100 mm observé sur la chronique sélectionné devrait conduire à une légère surestimation des paramètres hydrodynamiques ajustés par modélisation dans la suite de ces travaux. L'impact de cet excès sera pris en compte dans les conclusions de ce mémoire.

Ainsi, la période d'étude (2010-2015) est caractérisée, pour la chronique pluviométrique de la station Météo-France, par un minimum de pluviométrie moyenne annuelle de 732 mm/an et un maximum de 1106 mm/an. La pluviométrie moyenne annuelle pour ces 6 années est de 902 mm/an.

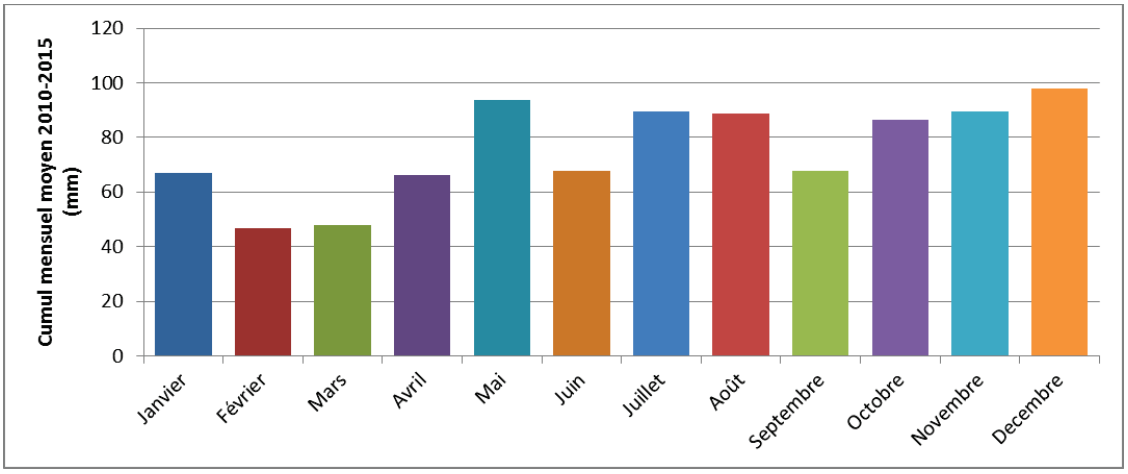


Figure 2-3 Cumuls mensuels moyens de la pluie brute horaire (données Météo-France pour la période 2010-2015)

La répartition des cumuls mensuels moyens pour la période 2010-2015 (**Figure 2-3**) montre que les mois de Janvier, Février, Mars, Avril, Juin et Septembre sont caractérisés par de plus faibles quantités d'eau de pluie que les autres mois de l'année. Néanmoins, cette pluviométrie mensuelle moyenne doit être comparée à la pluie efficace mensuelle moyenne afin d'identifier la répartition mensuelle de la recharge de la nappe supérieure.

2.2 Méthode de calcul de l'infiltration

La comparaison directe de la pluie brute avec la réponse hydrodynamique de la nappe montre que certains évènements pluvieux n'induisent pas de réactions hydrodynamiques visibles. Ce phénomène a pu être observé dans de précédentes études du fonctionnement hydrodynamique de la nappe des calcaires du Bathonien (*Robineau, 2015*). Comme le montre la **Figure 2-4**, l'évènement pluvieux n°1 (35,8 mm en 35 heures) n'a pas provoqué de réaction du débit de la source.

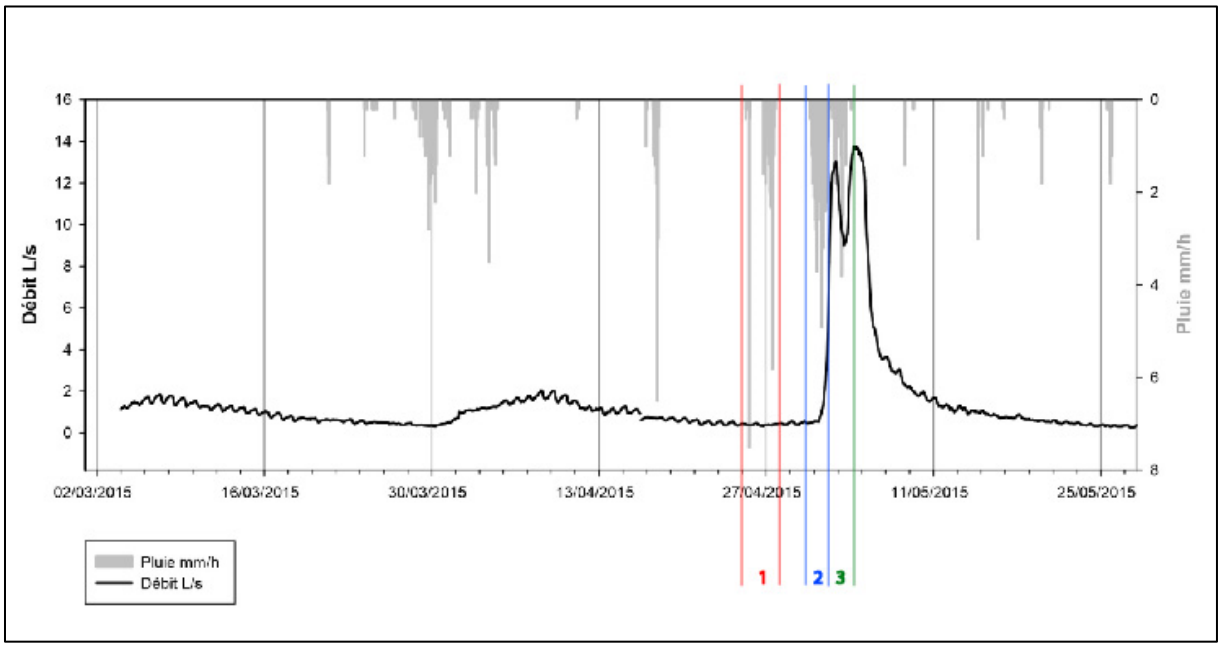


Figure 2-4 Variation du débit d'une résurgence karstique de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien (Robineau, 2015)

Ceci peut s'expliquer en partie par la présence de l'épikarst, qui stocke une partie de l'eau de pluie incidente avant son infiltration vers la nappe phréatique sous-jacente comme décrit précédemment, mais également par le phénomène d'évapotranspiration produit par l'action du sol et de la végétation : l'évapotranspiration impacte le bilan hydrologique (**Figure 2-5**) en renvoyant une partie de l'eau météorique vers l'atmosphère. Par ailleurs, cette quantité d'eau évapotranspirée dépend également du stock d'eau disponible dans le premier mètre du sol.

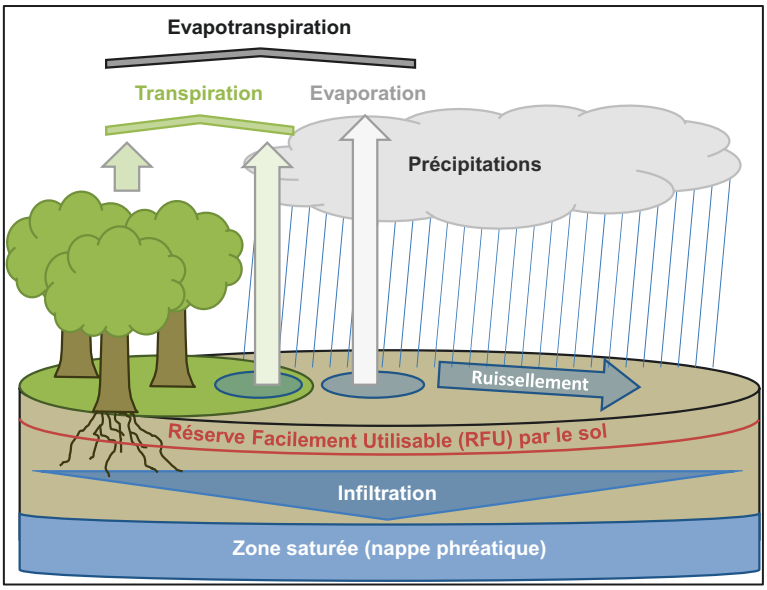


Figure 2-5 Schéma conceptuel du fonctionnement du cycle de l'eau à l'interface sol/atmosphère présentant les principales composantes du bilan hydrologique

En effet, lorsque l'eau de pluie atteint le sol, une partie est directement évaporée, une autre partie ruisselle en surface avant de s'infiltrer en aval, le reste de l'eau de pluie incidente est stocké dans la réserve facilement utilisable (RFU) du sol. Il s'agit du stock d'eau disponible pour l'activité racinaire. L'eau résidant dans cette RFU sera soit utilisée pour le développement des végétaux et retournera par transpiration ou évaporation directe et capillarité vers l'atmosphère, soit infiltrée vers l'épikarst puis la nappe phréatique si la demande évapotranspiratoire n'excède pas le stock d'eau de la RFU.

Il est donc important de tenir compte de cette balance hydrologique lors du calcul de l'infiltration avant de l'utiliser pour :

- la comparaison du signal d'entrée avec les signaux de sortie par méthodes corrélatoires,
- la modélisation des écoulements et du transport.

Les différentes étapes de calculs de ce signal d'infiltration sont présentées ci-dessous.

2.2.1 Détermination de l'évapotranspiration potentielle de référence : méthode de Penman & Monteith

L'évaporation de l'eau ainsi que la reprise évapotranspiratoire par les tissus végétaux dans les premiers mètres du sol sont responsable de l'interception d'une partie de l'eau de pluie avant son infiltration dans le sol (**Figure 2-6**). L'évapotranspiration est un paramètre important puisque la quantité d'eau évapotranspirée représente une partie non négligeable de la pluie brute moyenne annuelle (en région parisienne, environ 2/3 de la pluie brute sont retournés vers l'atmosphère par évapotranspiration).

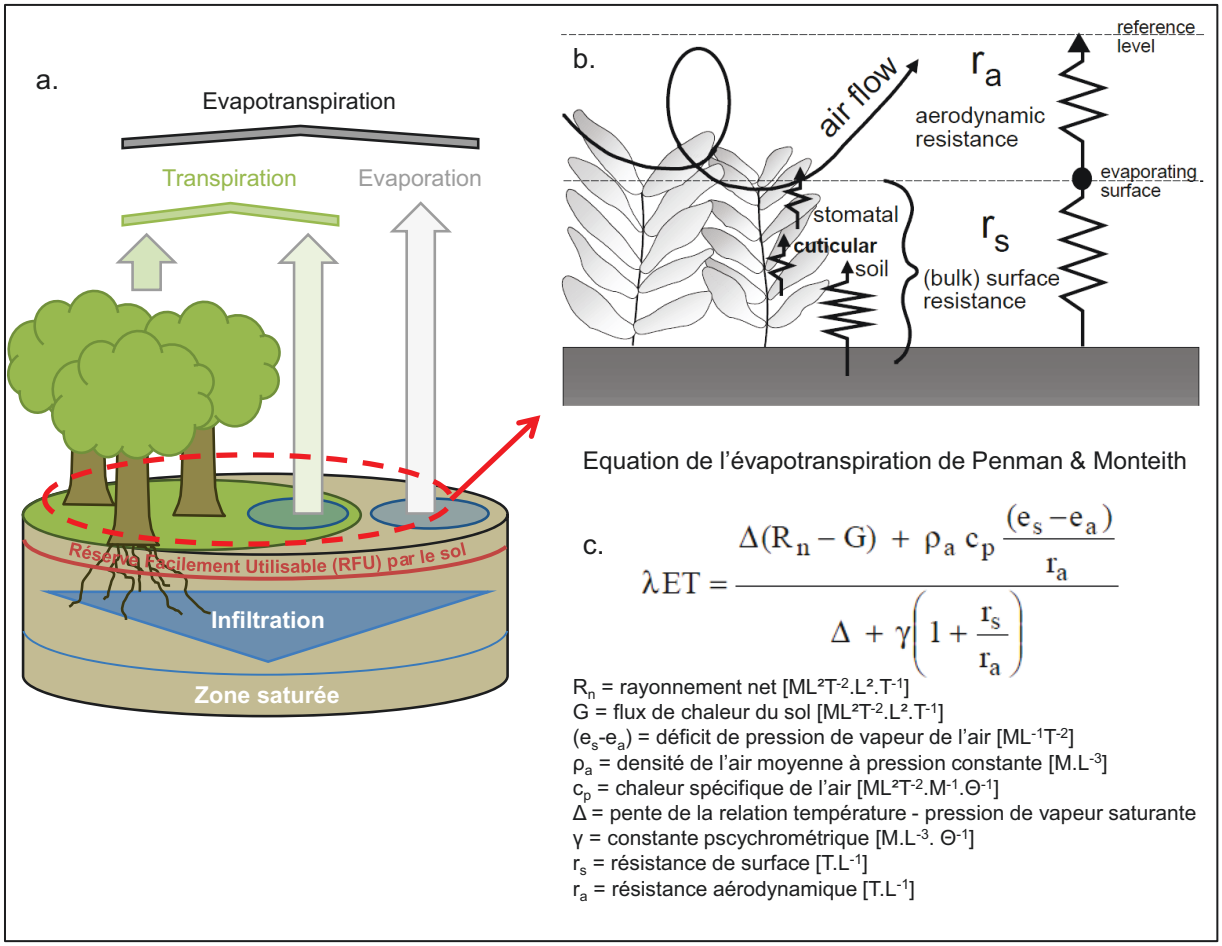


Figure 2-6 Conceptualisation de l'évapotranspiration. a : schéma conceptuel de la reprise de l'eau de pluie par évapotranspiration, b : représentation simplifiée des surfaces sujettes à l'évaporation (*Allen et al., 1998*), c : formulation générale de l'évapotranspiration de Penman & Monteith (*Allen et al., 1998*)

On distingue l'évapotranspiration potentielle (ETP), comme la quantité d'eau pouvant s'évaporer, de l'évapotranspiration réelle (ETR), correspondant à la quantité d'eau qui va réellement retourner vers l'atmosphère.

L'évapotranspiration réelle dépend également du stock d'eau disponible dans la RFU et fait donc intervenir la notion de bilan d'eau, présentée dans le paragraphe suivant.

Penman (1948) propose une méthode pour calculer l'évapotranspiration potentielle (**Figure 2-6c**). Cette méthode est principalement utilisée en agriculture pour déterminer la quantité d'eau nécessaire au bon développement des cultures (*Allen et al., 1998*). Néanmoins, l'évapotranspiration de Penman est largement utilisée en hydrologie et hydrogéologie puisque les paramètres météorologiques nécessaires sont fournis par la plupart des stations Météo-France (rayonnement et ensoleillement, température et humidité de l'air, vitesse du vent).

Allen et al. (1998) présentent différentes méthodes de calcul de l'évapotranspiration des cultures, basées sur l'équation de Penman & Monteith, en fonction du type de végétation et du pas de temps des données météorologiques (*Allen et al., 1998*). Parmi ces méthodes, l'évapotranspiration de référence utilisée dans cette étude, est définie comme l'évapotranspiration d'une surface idéale enherbée de 12 cm de hauteur avec un albédo de 0,23. Cette valeur de référence est multipliée par un coefficient cultural (*Allen et al., 1998*) afin d'estimer finement l'évapotranspiration potentielle des différents types de culture. Cependant, les valeurs de ce coefficient cultural ne sont pas définies pour des arbres non fruitier et varient en fonction du climat (*Allen et al., 1998*). Elles ne s'appliquent donc pas aux arbres présents dans les forêts du site d'étude. La prise en compte du couvert forestier dans le calcul de l'évapotranspiration du site d'étude est importante puisque plus de 80 % de la surface du sol du dôme topographique étudié est occupée par des forêts. Toutefois, on peut voir sur la **Figure 2-7** que les valeurs du coefficient cultural d'arbres fruitiers (pommiers, cerisiers et pêchers) sont assez proches de la valeur référence.

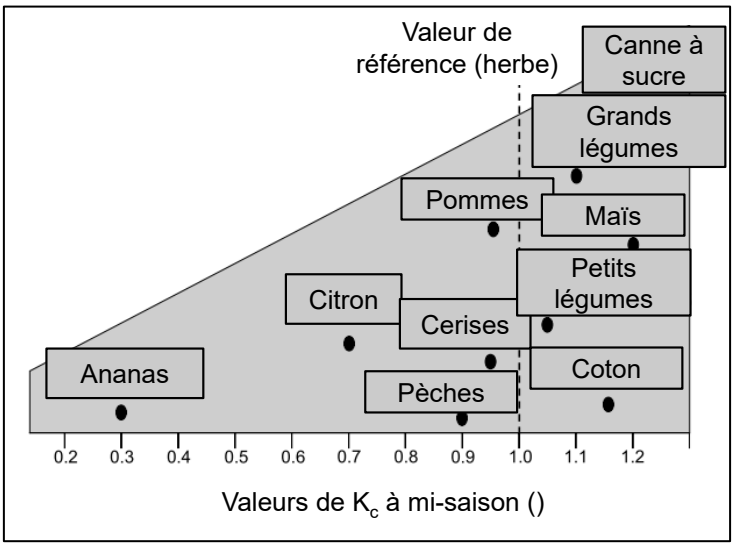


Figure 2-7 Valeurs du coefficient cultural pour différents types de cultures (Allen et al., 1998)

La valeur du coefficient cultural des forêts du site d'étude est inconnue, et en l'absence d'ordres de grandeur de ce coefficient, il paraît préférable de se contenter dans ces travaux de l'utilisation seule de l'évapotranspiration de référence. En effet, cela permet de prendre en compte les conditions météorologiques dans le processus d'évapotranspiration.

Comme indiqué précédemment, la dynamique rapide de la nappe requiert de travailler au pas de temps horaire. Néanmoins, l'évapotranspiration est habituellement calculée au pas de temps journalier, voir mensuel. Des tests ont montré que la prise en compte de l'évapotranspiration à l'échelle quotidienne avait tendance à sous-estimer la pluie efficace par rapport à un calcul à échelle horaire. En effet, la quantité d'eau potentiellement reprise par l'évapotranspiration, calculée au pas de temps journalier, est souvent plus forte que le cumul quotidien des précipitations sur la même journée, notamment en période estivale : ainsi un évènement pluvieux de forte intensité mais de courte durée (orage) est totalement évapotranspiré si l'on considère le cumul quotidien de l'évapotranspiration.

Ainsi, dans ces travaux de thèse, l'évapotranspiration est calculée au pas de temps horaire grâce à une formulation de l'équation de Penman & Monteith adaptée aux pas de temps courts (*Allen et al., 1998*):

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma\frac{37}{T_{hr}+273}u_2\left(e^0(T_{hr}) - e_a\right)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \qquad \textbf{(équation 2-1)}$$

avec T_{hr} la température moyenne horaire de l'air [Θ], u_2 la vitesse moyenne horaire du vent à 2 mètres du sol [$L.T^{-1}$], $e^0(T_{hr})$ la pression de vapeur saturante pour la température de l'air [$ML^{-1}T^{-2}$] exprimée par :

$$e^0 = 0.6108exp\left[\frac{17.27T}{T+273.3}\right] \text{ avec T la température de l'air [Θ]} \qquad \textbf{(équation 2-2)}$$

e_a correspond à la pression de vapeur moyenne horaire de l'air [$ML^{-1}T^{-2}$] qui s'obtient par :

$$e_a = e^0(T_{hr})\frac{RH_{hr}}{100} \text{ avec RH l'humidité relative moyenne horaire} \qquad \textbf{(équation 2-3)}$$

Δ correspond à la pente de la relation entre la température et la pression de vapeur saturante de l'air, définie par :

$$\Delta = \frac{4098\left[0.6108exp\left(\frac{17.27T}{T+273.3}\right)\right]}{(T+273.3)^2} \qquad \textbf{(équation 2-4)}$$

γ est la constante psychrométrique [$M.L^{-3}.\ \Theta^{-1}$] qui se calcule par :

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P \qquad \textbf{(équation 2-5)}$$

avec P la pression atmosphérique moyenne horaire [$ML^{-1}T^{-2}$], λ la chaleur latente de vaporisation (2,45 $MJ.kg^{-1}$), c_p la chaleur spécifique à pression constante (1,013 x 10^{-3} $MJ.kg^{-1}.°C^{-1}$) et ε le ratio moléculaire du poids de la vapeur d'eau/air sec (0,622).

La valeur du flux de chaleur dans le sol [$ML^2T^{-2}.L^2.T^{-1}$] est directement liée au rayonnement solaire net horaire avec un coefficient différent pour le jour et la nuit (0,1 en journée et 0,5 la nuit).

Les données météorologiques nécessaires à ce calcul (température, humidité relative et pression de l'air et vitesse du vent) sont disponibles au pas de temps horaire pour la période 2010 – 2015, au niveau de stations Météo-France situées à 18 km et 30 km du site d'étude.

2.2.2 Estimation du coefficient de ruissellement

Le ruissellement représente la quantité d'eau de pluie, non évapotranspirée, qui s'écoule en surface et qui est susceptible de ne pas atteindre la nappe. La quantité d'eau ruisselée est généralement supposé négligeable à l'échelle du bassin versant. La prise en compte, ou non, du ruissellement impacte peu les volumes d'eau sortant à l'exutoire du bassin versant. Cela suppose également que les limites latérales des bassins hydrologique (alimentant la rivière) et hydrogéologique (alimentant la nappe phréatique) sont les mêmes. Toutefois, la prise en compte du ruissellement dans le bilan hydrologique peut avoir un impact sur la dynamique de la recharge de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien. Les observations de terrain, lors de forts évènements pluvieux, témoignent de l'absence de ruissellement de surface au sein du dôme topographique étudié. Ces observations étant instantanées et non représentatives du ruissellement annuel, un coefficient de ruissellement est calculé dans ces travaux afin de considérer la part d'eau qui pourrait ruisseler en surface lors d'évènements pluvieux.

Deux méthodes ont été employées afin d'estimer la part de ruissellement au sein du dôme topographique. La première méthode est celle développée par le Service de Conservation des Ressources Naturelles (NRCS) des Etats Unis afin de prédire la quantité d'eau ruisselée sur des bassins non jaugés (*SCS, 1972*). La relation considérée entre la pluie et le ruissellement de surface est simple : le ruissellement se déclenche à la suite d'une certaine quantité de pluie tombée. Une fois ce « seuil » dépassé, le ruissellement augmente proportionnellement à l'intensité de la pluie (*Shaw et al., 2009*) :

$$R = \frac{P^2}{P-S}$$ (**équation 2-6**)

Avec R la quantité d'eau ruisselée [L], P la pluie brute [L] et S le volume de stockage du sol [L], défini par :

$$S = \frac{25400}{CN} - 254$$ (**équation 2-7**)

Où CN (curve number) est un facteur relatif à l'occupation (cultures, forêts, zones urbaines) et le type de sol (4 types classés en fonction de la perméabilité du sol à saturation), et qui varie de 0 (pas de ruissellement) à 100 (toute l'eau de pluie ruisselle). Ce facteur varie également en fonction des conditions de saturation du sol, définies à partir des précipitations sur les cinq jours précédents. Ainsi, pour un sol de type A (perméabilité du sol à saturation d'environ 300 $mm.h^{-1}$; *Sow, 2009*), les tables du NRCS (*SCS, 1972*) donnent un CN de 43 pour un couvert forestier, représentatif de plus de 80 % de la surface du dôme topographique.

Cette méthode donne une très faible quantité d'eau ruisselée pour la période testée (2013-2015) : 7,2 mm pour le cumul du ruissellement sur trois ans (avec une moyenne annuelle de 2,4 mm) contre 2763,5 mm de précipitation cumulée sur trois ans (avec une moyenne annuelle de 921,2 mm). Autrement dit, environ 0,25 % de l'eau de pluie s'est transformée en ruissellement de surface.

Une autre méthode est employée afin de disposer d'une seconde estimation du coefficient de ruissellement sur le dôme topographique. La formule empirique proposée par *Schaake et al.(1967)* tient compte de la proportion de surfaces imperméabilisées (IMP, de 17 % sur le site d'étude) et de la pente moyenne du dôme topographique (I) :

$$Cr = 0.14 + 0.65 \times IMP + 0.05 \times I$$ (**équation 2-8**)

Cette formule donne un coefficient de ruissellement de 3.72% au sein du dôme topographique. Il s'agit d'une faible valeur de ruissellement, propre aux surfaces fortement végétalisées. Ainsi, seulement 33 mm/an de la pluie brute moyenne annuelle (902 mm/an en moyenne pour la période 2010-2015) contribuent au ruissellement à la surface du dôme topographique.

2.2.3 Calcul de l'infiltration à partir du bilan de Thornthwaite et Mather

L'infiltration désigne la quantité d'eau de pluie qui s'infiltre jusqu'à la nappe. Cette infiltration est calculée par un bilan d'eau qui tient compte des différentes composantes du bilan hydrologique, présentées dans la **Figure 2-5** : la pluie brute, l'évapotranspiration et le ruissellement.

En plus de ces trois paramètres, la capacité de stockage des premiers mètres du sol intervient également dans ce bilan. La réserve facilement utilisable (RFU) du sol constitue un réservoir tampon de l'eau de pluie, utilisable par les racines des végétaux, avant son infiltration vers la nappe. Cette eau est ensuite retournée à l'atmosphère par transpiration. La hauteur d'eau équivalente maximale de ce réservoir (RFU_{max}) intervient directement dans le bilan d'eau et détermine la quantité d'eau maximale pouvant y être stockée. La saturation de ce réservoir de surface à l'instant « t » dépend de la demande évapo-transpiratoire à l'instant « t », des conditions de saturations précédentes « t-1 » ainsi que de la pluie brute à l'instant « t » : si la RFU_{max} est atteinte lors d'un évènement pluvieux et que l'activité végétale n'est pas assez importante pour éliminer le surplus d'eau de pluie par transpiration, ce surplus s'infiltre alors jusqu'à la nappe. La capacité maximale de ce réservoir a été estimée, par une précédente étude du bilan hydrologique à l'échelle du site (*Jeanpert, 2005*), a environ 30 mm sur les terrains non-forestiers.

Dourado-Neto et al. (2010) ainsi que *Steenhuis et Van Der Molen (1986)* présentent une adaptation numérique basée sur le bilan d'eau de *Thornthwaite et Mather (1957)*, afin de calculer l'infiltration pour chaque pas de temps (horaire), en prenant en compte ces différentes composantes du bilan d'eau.

La quantité d'eau dans la RFU se calcule pour chaque pas de temps « t » avec l'équation suivante :

$$RFU_t = RFU_{max} \times e^{-\frac{APWL_t}{RFU_{max}}} \qquad \textbf{(équation 2-9)}$$

Avec APWL le cumul des pertes potentielles d'eau [L] définie comme la somme cumulative (**équation 2-11**) de la différence entre la pluie brute (P, [L]) et l'évapotranspiration potentielle (ETP, [L]), et RFU_{max} la capacité maximum de la réserve facilement utilisable du sol [L].

L'évapotranspiration réelle (ETR, [L]) tient compte de la pluie brute tombée et du changement de saturation de la RFU entre deux pas de temps :

$$ETR_t = P_t + \Delta RFU_t \text{ , avec } \Delta RFU_t = RFU_t - RFU_{t-1}$$ (**équations 2-10**)

Pour chaque pas de temps, on distingue les périodes sèches (P<ETP) des périodes humides (P>ETP).

Dans le cas où P < ETP:

$$APWL_t = APWL_{t-1} - (P_t - ETP_t)$$ (**équation 2-11**)

$$RFU_t = RFU_{max} \times e^{-\frac{APWL_t}{RFU_{max}}}$$ (**équation 2-12**)

Et l'infiltration est nulle.

Dans le cas où P > ETP :

$$RFU_t = RFU_{t-1} + (P_t - ETP_t),$$ si $RFU_t > RFU_{max}$ alors : $RFU_t = RFU_{max}$ (**équation 2-13**)

Si la Réserve Facilement Utilisable du sol atteint sa capacité maximale de stockage ($RFU_t \geq RFU_{max}$), l'excès d'eau qui ne peut être stocké dans la RFU constitue l'infiltration (Inf, [L]) de la nappe (en l'absence de ruissellement de surface significatif, cf. **2.2.2**) et se calcule par :

$$Inf_t = RFU_{max} - RFU_{t-1} + P_t - ETP_t$$ (**équation 2-14**)

Si la RFU n'a pas atteint sa capacité maximale de stockage, on calcule le cumul des pertes potentielles d'eau :

$$APWL_t = -RFU_{max} \times \ln\left(\frac{RFU_t}{RFU_{max}}\right)$$ (**équation 2-15**)

La prise en compte des phénomènes de ruissellement de surface, d'évapotranspiration et de capacité de stockage du sol réduit donc nettement les précipitations : pour la période 2010-2015, la pluie brute moyenne annuelle est de 901 mm/an tandis que l'infiltration moyenne annuelle de 560 mm/an. La comparaison entre la chronique de pluviométrie brute et la chronique d'infiltration est présentée dans le **chapitre 3**.

2.3 Méthodes d'analyse des signaux mesurés

On s'intéresse ici à l'autocorrélation, permettant de quantifier la vitesse de perte de l'information au sein d'un signal temporel (*Massei et al., 2006b*), et aux corrélations croisées qui permettent d'identifier une relation temporelle entre deux séries temporelles (*Mangin, 1984*). La corrélation entre deux séries (X et Y) se calcule par le coefficient de corrélation, défini comme la covariance entre les deux séries, divisée par le produit des écart-types des deux séries :

$$r_{X,Y} = \frac{cov(X,Y)}{\sigma_x \sigma_y} \quad \text{où} \quad cov(X,Y) = \frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \qquad \textbf{(équations 2-6 et 2-17)}$$

Avec les séries X et Y de longueur n, $\bar{x}$ et $\bar{y}$ les valeurs moyennes des deux séries, σ_x et σ_y les écarts types des deux séries.

Une série X est comparée à une série Y, suivant un décalage temporel de plus en plus grand. Ainsi, la première valeur du coefficient de corrélation traduit la correspondance des deux séries sans décalage temporel, tandis que le second coefficient de corrélation est calculé entre la série Y décalé d'un pas de temps par rapport à la série X non décalée (**Figure 2-8**), et ainsi de suite.

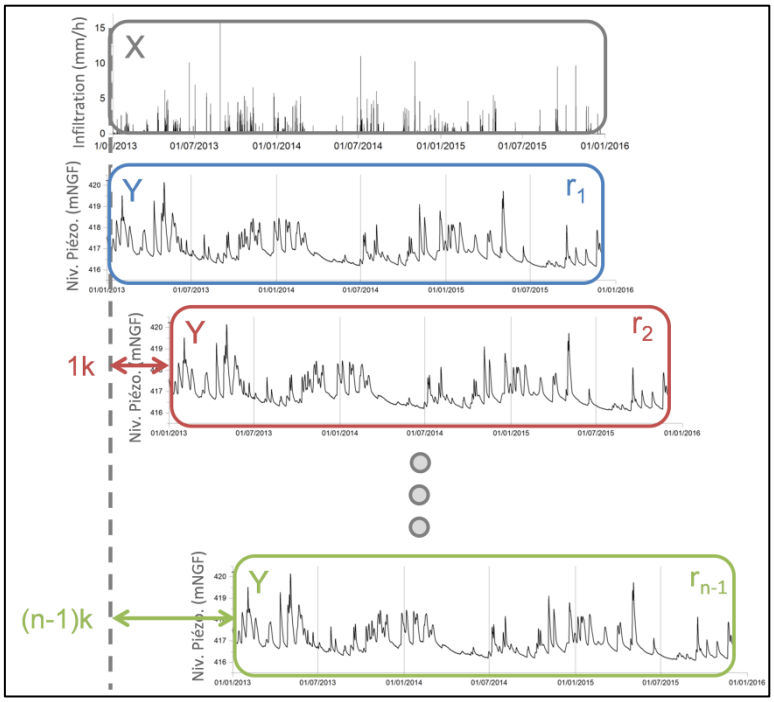


Figure 2-8 Schéma représentant le principe de corrélations décalées temporellement entre une chronique d'entrée X et une chronique de sortie Y (autocorrélations et corrélations croisées)

Les deux méthodes, présentées dans les travaux de *Box et al. (1994)*, ainsi que leurs intérêts pour la compréhension du fonctionnement du système karstique étudié, sont exposées ci-dessous.

2.3.1 Autocorrélation

La fonction d'autocorrélation est la corrélation d'une série temporelle avec elle-même suivant un décalage temporel de plus en plus grand. Ce décalage temporel permet d'explorer la vitesse de perte d'information du signal (*Massei et al., 2006b*). En hydrogéologie karstique, l'autocorrélation est utilisée pour définir l'effet mémoire du système karstique, dépendant du degré de karstification (*Mangin, 1984*). Un système fortement karstifié, avec un réseau de vides connectés, aura un effet mémoire beaucoup plus faible (l'eau de pluie est rapidement transmise à l'exutoire) qu'un système ne présentant pas de réseaux de fractures ou de conduits, dans lequel l'eau souterraine réside plus longtemps.

L'expression du coefficient d'autocorrélation dérive du calcul du coefficient de corrélation (**équation 2-16 et 2-17**), où une série temporelle X et de longueur n, est corrélée avec elle-même suivant un décalage temporel k :

$$r_{X,X}(k) = \frac{cov_{XX}(k)}{cov_{XX}(0)} \quad \text{où} \quad cov_{XX}(k) = \frac{1}{n-1}\sum_{t=1}^{n-k}(x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}) \quad \textbf{(équations 2-18 et 2-19)}$$

Dans ces travaux, de nombreuses chroniques piézométriques sont disponibles pour étudier les variations spatiales et temporelles du niveau de nappe à la suite d'un évènement pluvieux.

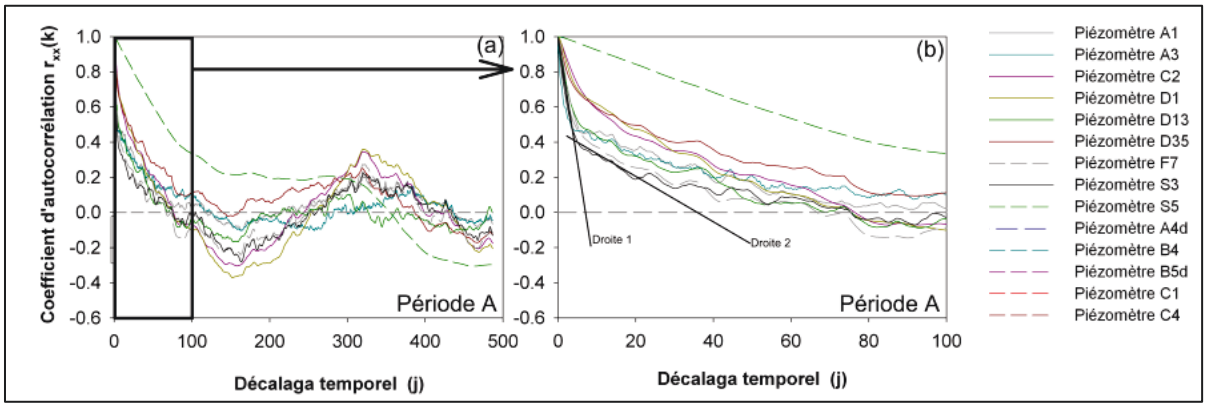


Figure 2-9 Exemple de fonction d'autocorrélation appliquée à des chroniques piézométriques (Delbart, 2013). Période A : 16/06/2007-15/06/2011.

L'autocorrélation des chroniques piézométriques permet une première estimation spatiale de l'inertie de la nappe. *Delbart (2013)* utilise la fonction d'autocorrélation pour caractériser l'inertie de la nappe au niveau de différents piézomètres (**Figure 2-9**). La présence de deux pentes sur les autocorrélogrammes des chroniques piézométriques est interprétée comme une conséquence de la dualité des écoulements (*Delbart, 2013*). La détermination des coefficients de ces pentes permet de quantifier l'inertie des transferts rapides (première pente) et des transferts lents (seconde pente). Ces travaux mettent également en évidence la forte hétérogénéité spatiale de l'inertie au sein d'un système karstique.

2.3.2 Corrélations croisées

La fonction de corrélation croisée est semblable à celle de l'autocorrélation (cf. **équations 2-18 et 2-19**).

$$r_{X,Y}(k) = \frac{cov_{XY}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \quad \text{où} \quad cov_{XY}(k) = \frac{1}{n-1}\sum_{t=1}^{n-k}(x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}) \quad \textbf{(équations 2-20 et 2-21)}$$

La corrélation croisée fournit ainsi deux types d'informations : (1) la correspondance entre deux séries, marquée par la valeur du coefficient de corrélation et (2) la relation temporelle entre les deux séries, correspondant au décalage temporel pour lequel le coefficient de corrélation est maximal.

Les travaux de *Delbart (2013)* présentent également l'emploi de la fonction de corrélation croisée pour identifier une relation temporelle entre la pluie brute et des chroniques piézométriques (**Figure 2-10**).

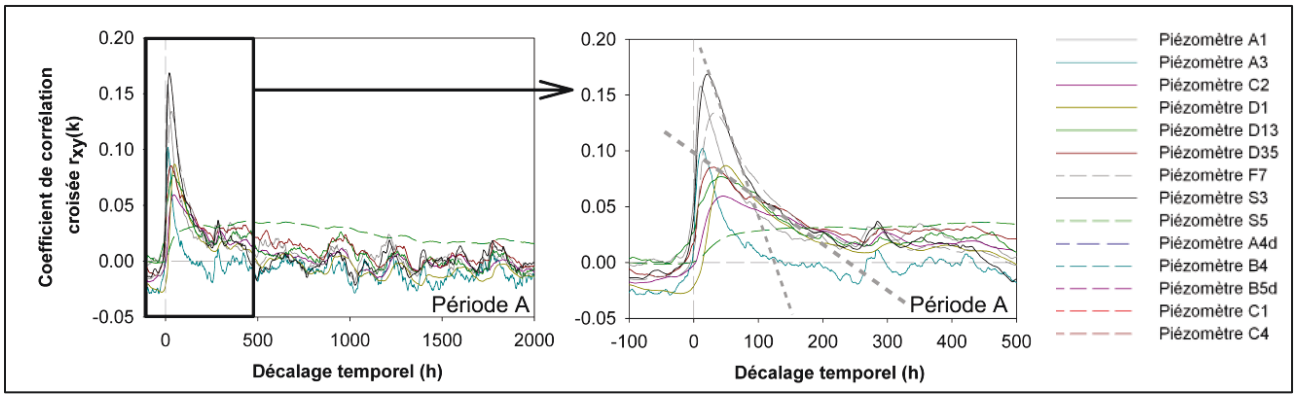


Figure 2-10 Exemple d'utilisation de la fonction de corrélation croisée entre la pluie brute et des chroniques piézométriques (corrélogrammes des travaux de Delbart, 2013). Période A : 16/06/2007-15/06/2011.

La relation temporelle mise en évidence par ces corrélogrammes correspond à la relation de causalité entre un évènement pluvieux et la montée du niveau de nappe associée. Dans ce cas, le décalage temporel pour la valeur maximale du coefficient de corrélation croisée correspond au temps de réponse moyen de la nappe. Dans les travaux de thèse de *Delbart (2013)* présentés ci-dessus (**Figure 2-10**), ce temps de réponse moyen varie entre 11 et 50 heures.

Les fonctions d'autocorrélation et de corrélations croisées appliquées aux données du site d'étude, ainsi que leurs interprétations, sont présentées dans le **chapitre 3**.

2.4 Code de calcul d'écoulement et du transport : METIS double milieu

L'approche double milieu a premièrement été développée pour l'interprétation d'essais de puits dans le domaine pétrolier. *Warren et Root (1963)* sont les pionniers dans ce domaine en proposant un modèle double milieu dans lequel un fluide circule dans des fractures qui échangent avec la matrice environnante (**Figure 2-11**). L'écoulement dans la matrice est négligé. Ce milieu matriciel sert uniquement de réservoir afin de stocker ou de libérer de l'eau. L'échange de flux d'eau entre les deux milieux est régi par la loi de Darcy pondérée d'un facteur géométrique de l'interface matrice-fracture.

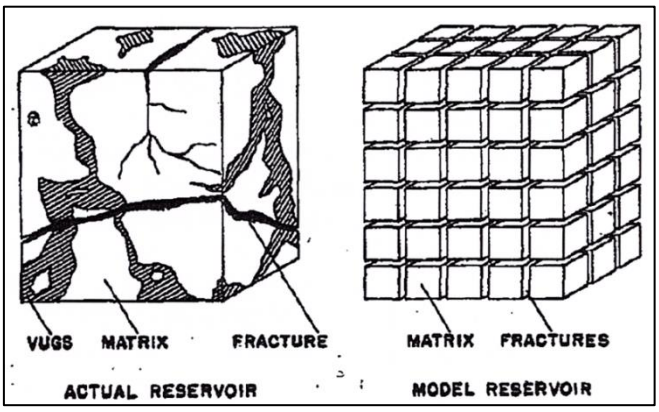


Figure 2-11 Modèle conceptuel du double milieu introduit par *Warren et Root (1963)*

Gerke et Van Genuchten (1993a, b) ont proposé, à partir du modèle de *Warren et Root (1963)*, un modèle double milieu afin de reproduire les flux d'eau et de solutés dans les deux milieux poreux. Ce modèle est utilisé par exemple pour les calculs à double porosité – double perméabilité dans le programme HYDRUS.

Le principe ainsi que les équations de l'écoulement et du transport du modèle double milieu de *Gerke et Van Genuchten (1993a, b)* sont présentés ci-dessous. Puis, une seconde partie expose l'intégration de ces équations dans le code METIS double milieu, développé par Mines ParisTech (*Goblet, 2017*). Une dernière partie introduit la méthode d'ajustement des paramètres de modélisation ainsi que la fonction objectif, utilisées lors des simulations numériques des écoulements et du transport (**chapitre 4 et 5**).

2.4.1 Le modèle double milieu de Gerke et Van Genuchten

2.4.1.1 *Principe*

L'approche double milieu (double porosité – double perméabilité) repose sur l'hypothèse d'un milieu souterrain pouvant être séparé en deux systèmes poreux distincts, et dans lesquels les équations d'écoulement de Darcy dans le cas saturé et de Richard (*Richard, 1931*) dans le cas insaturé, peuvent être appliquées. Les deux milieux sont traités comme continus avec des propriétés hydrauliques et de transports différents. Les milieux interagissent par transfert d'eau et de solutés en réponse à des changements du gradient de pression et de concentration (*Gerke et Van Genuchten, 1993a*). Les deux systèmes poreux sont compris dans le même milieu avec un facteur volumétrique permettant de définir la proportion du volume de pores du milieu fracturé par rapport au volume de pores de la matrice. Contrairement à l'approche de Warren et Root, le modèle de Gerke et Van Genuchten (G-VG) tient compte de l'écoulement dans les blocs de matrice via une perméabilité hydraulique K_m. En condition saturée, l'écoulement dans les deux systèmes poreux est représenté par un écoulement de type Darcy, tandis que le transfert de soluté est déterminé à l'échelle macroscopique par un couplage du premier ordre des équations d'écoulement (convection) et de dispersion. Les équations d'écoulement et du transport sont présentées ci-dessous, dans le cas 1D, pour les deux milieux ainsi que le terme d'échange.

2.4.1.2 *Equations d'écoulement*

L'équation d'écoulement pour un Volume Elémentaire Représentatif (VER) à l'intérieur d'une fracture (les indices f et m réfèrent aux systèmes poreux de fracture et de matrice) s'écrit :

$$C_f \frac{\delta h_f}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z}\left(K_f \frac{\delta h_f}{\delta z} - K_f\right) - \frac{\Gamma_w}{w_f} - S_f \qquad \textbf{(équation 2-22)}$$

Et à l'intérieur d'un VER de matrice :

$$C_m \frac{\delta h_m}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z}\left(K_m \frac{\delta h_m}{\delta z} - K_m\right) + \frac{\Gamma_w}{1-w_f} - S_m \qquad \textbf{(équation 2-23)}$$

Où K_f et K_m sont les conductivités hydrauliques [$L.T^{-1}$] des systèmes poreux de fracture et de matrice, h_f et h_m les charges hydrauliques [L] de la fracture et de la matrice, Γ_w est le terme décrivant l'échange de flux d'eau entre les deux systèmes poreux [T^{-1}], S_f et S_m sont des termes sources pour la prise en compte de l'extraction d'eau par les racines [T^{-1}], w_f est la fraction volumique des pores de fracture dans le volume total du milieu :

$$w_f = \frac{V_{t,f}}{V_t} \qquad \textbf{(équation 2-24)}$$

Où $V_{t,f}$ représente le volume total du système poreux de la fracture et V_t le volume total de l'ensemble des pores du milieu (matrice + fracture).

C_f et C_m sont les capacités spécifiques de l'eau du sol [L^{-1}] exprimant la capacité de stockage des systèmes poreux et définies par :

$$C = S_w S_S + \varepsilon \frac{\delta S_w}{\delta h} \qquad \textbf{(équation 2-25)}$$

Avec S_w le degré de saturation en eau, S_s le coefficient d'emmagasinement spécifique [L^{-1}] des systèmes poreux de fracture et matrice, et ε la porosité des deux systèmes.

Le terme d'échange Γ_w décrivant les flux d'eau entre les deux systèmes poreux s'exprime par une relation linéaire du gradient des charges hydrauliques :

$$\Gamma_w = \alpha\left(h_f - h_m\right) \qquad \textbf{(équation 2-26)}$$

$$\alpha_w = \alpha_w^* K_a$$

$$\alpha_w^* = \frac{\beta}{a^2}\gamma_w$$

K_a est la conductivité hydraulique [$L.T^{-1}$] de l'interface entre les deux systèmes poreux, β est le facteur de forme dépendant de la géométrie des blocs de matrice (avec une valeur de 3 pour des blocs de matrice parallélépipédiques ou de 15 pour des blocs sphériques), a représente la distance [L] entre le centre des blocs de matrice et la fracture avoisinante et γ_w un coefficient empirique (0,4).

2.4.1.3 *Equations du transport*

Le transport de soluté avec une adsorption linéaire et une dégradation de premier ordre dans un milieu à double porosité est exprimé par un bilan des mécanismes de convection et de dispersion. Les indices f et m réfèrent aux systèmes poreux de fracture et de matrice.

Dans un VER de fracture :

$$\frac{\delta}{\delta t}\left(\theta_f R_f c_f\right) = \frac{\delta}{\delta z}\left(\theta_f D_f \frac{\delta c_f}{\delta z} - q_f c_f\right) - \theta_f \mu_f c_f - \frac{\Gamma_s}{w_f} \qquad \textbf{(équation 2-27)}$$

Et dans un VER de matrice :

$$\frac{\delta}{\delta t}\left(\theta_m R_m c_m\right) = \frac{\delta}{\delta z}\left(\theta_m D_m \frac{\delta c_m}{\delta z} - q_m c_m\right) - \theta_m \mu_m c_m + \frac{\Gamma_s}{1-w_f} \qquad \textbf{(équation 2-28)}$$

θ est la proportion du volume d'eau présent dans chaque système poreux (matrice et fracture) au sein du volume total du milieu, tel que :

$$\theta_m = \frac{V_{w,m}}{V_{t,m}} \quad \text{et} \quad \theta_f = \frac{V_{w,f}}{V_{t,f}} \qquad \textbf{(équation 2-29)}$$

Où $V_{w,(m,f)}$ correspond aux volumes d'eau dans les systèmes poreux de la matrice et de la fracture.

c est la concentration en soluté [$M.L^{-3}$], D le coefficient de dispersion [$L^2.T^{-1}$], μ le coefficient de dégradation de premier ordre [T^{-1}], q correspond à la vitesse réelle de l'eau [$L.T^{-1}$], Γ_s représente le terme de transfert de masse de soluté [$M.L^{-3}.T^{-1}$] entre les deux systèmes poreux et R est un facteur de retard défini par :

$$R = 1 + \frac{\rho_b k}{\theta} \qquad \textbf{(équation 2-30)}$$

Où ρ_b est la densité globale du milieu [$M.L^{-3}$] et k le coefficient d'adsorption [$M^{-1}.L^3$].

Jusqu'à maintenant, tous les paramètres des équations d'écoulement et du transport sont définis par rapport au volume de chaque système poreux. La seule exception est l'expression du flux massique de soluté entre les deux porosités Γ_s, défini par unité de volume au sein du milieu global par unité de temps. Ce flux massique [$M.L^{-3}.T^{-1}$] tient compte du transport diffusif et dispersif :

$$\Gamma_s = (1-d)\Gamma_w \phi_f c_f + d\Gamma_w \phi_m c_m + \alpha_s\left(1-w_f\right)\theta_m\left(c_f - c_m\right) \qquad \textbf{(équation 2-31)}$$

Où d est un coefficient sans dimension qui détermine la direction de l'écoulement entre les deux systèmes poreux :

$$d = 0.5\left(1 - \frac{\Gamma_w}{|\Gamma_w|}\right) \qquad \textbf{(équation 2-32)}$$

Γ_w est le flux d'eau échangé entre les deux porosités (cf. **équation 2-26**), ϕ_f et ϕ_m sont des coefficients sans dimension liant les concentrations de soluté dans la fracture et les pores de la matrice au volume total du milieu (θ) :

$$\phi_f = w_f \frac{\theta_f}{\theta} \quad \text{et} \quad \phi_m = \left(1 - w_f\right)\frac{\theta_f}{\theta} \qquad \textbf{(équations 2-33)}$$

Enfin, α_s représente le coefficient de transfert de soluté [T^{-1}] entre les deux systèmes poreux :

$$\alpha_s = \frac{\beta}{a^2} D_a \qquad \textbf{(équation 2-34)}$$

β et a sont les paramètres du facteur géométrique α_w^* présenté précédement (cf. **équation 2-26**) et D_a correspond au coefficient de diffusion moléculaire ou ionique [$L^2.T^{-1}$] des solutés dans l'interface matrice-fracture.

Ainsi, les deux termes de gauche de l'équation du flux massique échangé (cf. **équation 2-31**) définissent la contribution convective tandis que le 3ème terme apporte la contribution diffusive au transport de soluté entre les deux systèmes poreux. Dans ce 3ème terme, le produit (1 - w_f) θ_m spécifie le volume d'eau de la matrice dans le volume total. Ce produit est nécessaire pour lier la quantité de soluté diffusant vers ou hors les blocs de matrice au volume total du milieu.

2.4.2 Intégration dans le code METIS

2.4.2.1 *Présentation de METIS*

Le code METIS est développé par le département Géosciences de Mines ParisTech (*Goblet, 2017*), et résout les équations de l'écoulement, du transfert de masse et de chaleur dans un milieu en trois dimensions par la méthode des éléments finis.

La particularité du code METIS réside dans la possibilité d'ajouter des éléments de dimensions réduites (par exemple des éléments 1D ou 2D, dans un maillage 3D) afin de représenter des fractures à grande échelle ou des forages. Cette spécificité a été utilisée afin d'intégrer le modèle double milieu.

Une approche milieu poreux équivalent (EPM, cf. **1.4.2.2**) est utilisée pour reproduire le milieu poreux de matrice et le milieu fracturé. Dans le cas du modèle double milieu, deux milieux poreux équivalents se superposent dans un VER. Ainsi, les propriétés de chaque milieu (conductivités hydrauliques, porosités, dispersions, diffusions moléculaires) doivent être pondérées par la fraction volumique du milieu considéré dans le volume total du VER, afin d'obtenir des propriétés équivalentes. Il s'agit des coefficients w_f pour le milieu fracturé et (1 – w_f) pour le milieu matrice. La seule exception étant l'équation du flux massique de soluté échangé entre les deux milieux (Γ_s) dans la mesure où ce flux de soluté est déjà exprimé pour l'ensemble du volume total du VER (cf. **équation 2-31**).

Les deux milieux poreux équivalents sont discrétisées sur deux maillages distincts, communiquant sur chaque nœud par un élément 1D. Les équations des flux d'échange d'eau et de soluté y sont discrétisées en tant qu'équation de conservation à l'état d'équilibre afin d'obtenir les relations entre l'écoulement, la charge et la concentration désirées.

METIS résout les équations de l'écoulement et du transport avec une résolution linéaire selon la méthode des éléments finis en suivant la formulation standard de Galerkin.

2.4.2.2 *Ecoulement*

L'intégration dans METIS des équations d'écoulement de *Gerke et Van Genuchten (1993a)* présentées ci-dessus, donne pour le milieu poreux de matrice :

$$\int_{D_i} N_i \left(div\left(\widetilde{K_m} grad\ h_m\right) - \widetilde{C_m} \frac{\delta h_m}{\delta t} - \Gamma_w \right) \qquad \textbf{(équation 2-35)}$$

Et pour le milieu fracturé :

$$\int_{D_i} N_i \left(div\left(\widetilde{K_f} grad\ h_f\right) - \widetilde{C_f} \frac{\delta h_f}{\delta t} + \Gamma_w \right) \qquad \textbf{(équation 2-36)}$$

Avec $\widetilde{K_{m,f}}$ les conductivités hydrauliques, et $\widetilde{C_{m,f}}$ les capacités spécifiques de l'eau du sol (capacités de stockage), pondérées de la proportion du volume des pores de la fracture dans le volume total. N_i est la fonction de pondération de Galerkin et D_i le domaine d'influence, associés à l'ensemble des éléments connectés au nœud i.

Le flux échangé entre les deux milieux (cf. **équation 2-26**) est obtenu par une forme de la loi de Darcy appliquée aux liaisons 1D de longueurs fictives égales à 1, et considérée à l'état d'équilibre pour chaque pas de temps. Le paramètre géométrique α_w^* (cf. **équation 2-26**) est multiplié à la conductivité hydraulique de la liaison K_a, attribuée aux éléments 1D, corrigés de la surface d'influence des nœuds dans les deux milieux.

2.4.2.3 *Transport*

Les équations du transport de soluté de *Gerke et Van Genuchten (1993a)* sont implémentées dans METIS comme suit :

Dans le milieu poreux de matrice (m) :

$$\int_{D_i} N_i \left(\mathrm{div}\,(D_m \,\mathrm{grad}\, C_m - U_m C_m\,) - \widetilde{\varepsilon_m} \frac{\partial C_m}{\partial t} - \Gamma_s \right) = 0 \qquad \textbf{(équation 2-37)}$$

Et dans le milieu fracturé (f) :

$$\int_{D_i} N_i \left(\mathrm{div}\left(D_f \,\mathrm{grad}\, C_f - U_f C_f\,\right) - \widetilde{\varepsilon_f} \frac{\partial C_f}{\partial t} + \Gamma_s \right) = 0 \qquad \textbf{(équation 2-38)}$$

$\widetilde{\varepsilon_{m,f}}$ sont les porosités pondérées de la fraction volumique de chaque milieu dans le volume total, $D_{m,f}$ représentent les coefficients de dispersions [L], $C_{m,f}$ sont les concentrations de soluté [$M.L^{-3}$] et $U_{m,f}$ les vitesses de Darcy au sein de chaque milieu [$L.T^{-1}$]. N_i est la fonction de pondération de Galerkin et D_i le domaine d'influence, associés à l'ensemble des éléments connectés au nœud i.

L'équation de transfert de masse de soluté entre les deux milieux (cf **équation 2-31**) est discrétisée, sous la forme d'une équation de conservation en régime permanent, dans les éléments 1D de liaison.

2.4.3 Méthode d'ajustement des paramètres du modèle double milieu

2.4.3.1 *Principe*

Les paramètres du modèle double milieu sont ajustés de telle sorte que les résultats simulés (niveaux de nappe, débit de source, concentration en traceur) correspondent au maximum aux données mesurées sur le terrain.

Cette méthode d'optimisation a été conçue afin d'explorer largement les combinaisons possibles des paramètres à ajuster, en exploitant la puissance de calcul du supercalculateur Cobalt situé au Très Grand Centre de Calcul (TGCC) du CEA. Ces combinaisons de paramètres sont générées en utilisant la méthode d'échantillonnage des paramètres par Hypercube Latin (*McKay et al., 1979*). Cette méthode permet de s'assurer que l'ensemble de la gamme de variation de chaque paramètre est exploré, et que toutes les combinaisons de paramètres sont différentes.

Les simulations numériques sont ensuite lancées simultanément sur le supercalculateur (jusqu'à 4000 combinaisons de paramètres différentes testées en même temps). Les meilleures combinaisons des paramètres correspondent aux plus faibles valeurs de l'erreur moyenne quadratique (RMSE) entre les résultats de simulations et les mesures de terrain.

2.4.3.2 *Méthode d'échantillonnage des paramètres par Hypercubes Latins*

McKay et al.(1979) comparent la méthode des Hypercubes Latin (LHS) à deux autres méthodes d'échantillonnage aléatoire des paramètres, et montrent ainsi que la méthode LHS permet un meilleur échantillonnage des gammes des paramètres. L'échantillonnage par Hypercubes Latins est également présenté comme une procédure adaptée lorsque l'on ne connait pas à l'avance les valeurs des paramètres que l'on cherche à ajuster (*Saltelli et al., 2001*).

La méthode LHS permet de sélectionner aléatoirement des valeurs de paramètres, en suivant une loi de distribution et en représentant l'ensemble de la gamme de variation des paramètres (*McKay et al., 1979* ; *Saltelli et al., 2001* ; *Stein, 1987*).

La gamme de chaque paramètre X_j est divisée en N intervalles de probabilité équivalente, correspondant dans ce cas au nombre de simulations, et une valeur est sélectionnée aléatoirement dans chacun de ces intervalles ($n_{intervalles}$). Les $n_{intervalles}$ valeurs obtenue pour la gamme du premier paramètre (X_1), ainsi que pour les autres paramètres (X_2, X_3,…, X_j) sont combinées de manière aléatoire et par permutation de tel sorte que chaque intervalle de chaque paramètre soit représenté une seule fois. Les lois de distributions statistiques permettent d'attribuer une plus forte densité de probabilité sur certains intervalles (normale, log-normale) ou alors de conserver une équiprobabilité lors de la sélection des valeurs au sein des intervalles.

2.4.3.3 *Fonction objectif : Erreur Moyenne Quadratique (RMSE)*

La fonction objectif permet de quantifier la qualité de l'ajustement des résultats de simulations avec la réalité. L'erreur moyenne quadratique (RMSE) est un outil largement utilisé en hydrogéologie pour juger de la bonne correspondance entre deux signaux (ex : pluie – débit de source), qui s'exprime par :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(X_{sim}-X_{mes})^2}{n}} \qquad \textbf{(équation 2-39)}$$

avec X_{sim} les résultats simulés et X_m les mesures de terrain et n le nombre de valeurs de ces deux séries.

En modélisation d'écoulement ou du transport, la RMSE est employée comme indicateur de qualité des paramètres du modèle afin de reproduire au mieux les mesures de terrain (*Cousquer, 2017* ; *Delottier, 2017* ; *Kordilla et al., 2012* ; *Moussu et al., 2011* ; *Robineau et al., 2018*).

3. *Analyse des données hydrodynamiques et physico-chimiques des piézomètres*

3.1 Présentation de l'infiltration 92

3.2 Présentation des chroniques hydrodynamiques et physico-chimiques 97

3.2.1 Variations du débit de la rivière à l'exutoire du bassin versant.....97

3.2.1.1 Ajustement de la RFU_{max} du sol utilisée dans le bilan d'eau de Thornthwaite et Matter 98

3.2.1.2 Estimation d'une infiltration « double milieu » 100

3.2.2 Présentation des chroniques piézométriques de la nappe supérieure 102

3.2.3 Présentation des chroniques de température et de conductivité spécifique des eaux de la nappe supérieure 104

3.3 Variabilité spatiale et temporelle des réponses hydrodynamiques et physico-chimiques 109

3.3.1 Analyse par observations 110

3.3.2 Analyse par autocorrélations 115

3.3.3 Corrélations croisées entre l'infiltration et les niveaux de nappe.....122

3.3.4 Corrélations croisées entre les niveaux de nappe et les chroniques de conductivité spécifique 127

3.4 Bilan : Apport de l'analyse des données hydrodynamiques et physico-chimiques à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique.....133

Ce chapitre présente une première caractérisation du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique étudié par analyses corrélatoires des données disponibles (infiltration, variations temporelles du niveau de nappe, de la température et de la conductivité spécifique des eaux souterraines). Ces outils corrélatoires (autocorrélation et corrélations croisées) sont largement utilisés en hydrogéologie karstique (*Bailly-Comte et al., 2008 ; Bailly-Comte et al., 2011 ; Delbart et al., 2014b ; Delbart et al., 2016 ; Mangin, 1984 ; Massei et al., 2006b*) puisqu'ils permettent (1) d'étudier l'inertie du système, relative à la capacité de stockage et au degré de karstification du milieu souterrain, mais aussi (2) de caractériser la relation temporelle entre la recharge de la nappe et les variations du niveau de nappe associées. L'analyse de cette relation temporelle apporte des informations sur la structure et les mécanismes responsables des variations hydrodynamiques au sein de l'aquifère étudié (degré de karstification ou densité de fracturation, transfert de pression ou écoulement). Ces analyses corrélatoires (autocorrélations et corrélations croisées) ont déjà été appliquées aux chroniques piézométriques de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien (*Delbart, 2013 ; Delbart et al., 2016*). Certains des résultats présentés dans ce chapitre sont donc une mise à jour de ces résultats à partir de chroniques supplémentaires.

La première partie de ce chapitre introduit la chronique d'infiltration calculée via la méthode précédemment décrite dans le **chapitre 2**. Une deuxième partie présente les chroniques temporelles hydrodynamiques et physico-chimiques disponibles pour cette étude (débit de la rivière à l'exutoire du bassin versant, variation du niveau de nappe, de la température et de la conductivité spécifique des eaux souterraines). La troisième partie expose le traitement de ces données par les analyses corrélatoires.

3.1 Présentation de l'infiltration

La recharge de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien est calculée, pour la période 2010-2015, à partir de la procédure présentée dans le **chapitre 2**, qui tient compte des processus d'évapotranspiration, du ruissellement de surface et des conditions de saturation du sol. La prise en compte de ces phénomènes réduit nettement la quantité d'eau infiltrée par rapport à la quantité d'eau de pluie tombée (**Figure 3-1**). La capacité maximale de la réserve facilement utilisable du sol (RFU_{max}) est un des paramètres de la procédure de Thornthwaite et Matter précédemment introduite, qui impacte significativement l'infiltration calculée.

La RFU_{max} est ajustée à une valeur de 10 mm via un bilan hydrique à l'échelle du bassin versant, présenté dans le paragraphe qui suit. Les résultats présentés ici tiennent compte de cette valeur ajustée.

Pour la période 2010-2015, la pluie brute moyenne annuelle est de 901 mm/an (données Météo-France) tandis que la moyenne annuelle de l'infiltration calculée à partir de l'infiltration horaire est de 560 mm/an. La **Figure 3-1** présente une comparaison entre les cumuls mensuels moyens de la pluie brute et de l'infiltration pour la période 2010-2015. Cette comparaison met en avant les périodes de recharge de la nappe supérieure. On remarque que la prise en compte du phénomène d'évapotranspiration et des conditions de saturation du sol impacte significativement la quantité d'eau infiltrée, par rapport à la pluie brute. En effet, les quantités moyennes d'eau de pluie tombée aux mois de janvier (67 mm) et de juin (68 mm) sont identiques tandis que la quantité moyenne d'eau de pluie infiltrée du mois de janvier (53 mm) est environ le double de celle du mois de juin (27 mm).

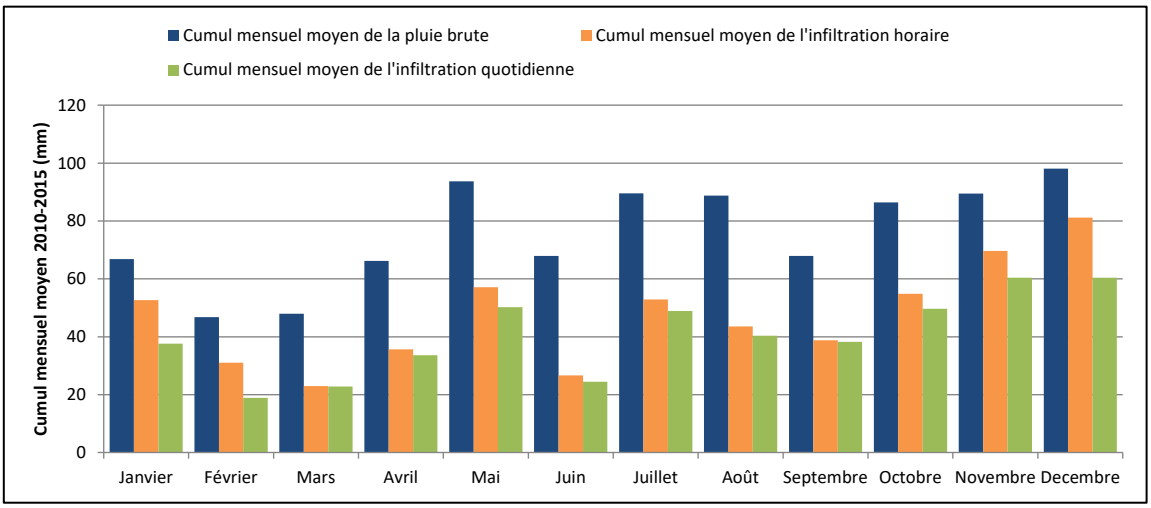


Figure 3-1 Cumuls mensuels moyens de la pluie brute (données Météo-France) et de l'infiltration calculée au pas de temps horaire et quotidien, pour la période 2010-2015

Ceci s'explique par des conditions sèches et une forte demande évapotranspiratoire au mois de juin. L'eau de pluie est ainsi directement évaporée à la surface ou stockée dans la réserve facilement utilisable du sol (faiblement remplie) puis reprise par capillarité des racines des végétaux, pour être ensuite transpirée vers l'atmosphère.

Une autre manière d'apprécier l'importance de la prise en compte de l'évapotranspiration est présentée via la comparaison des chroniques horaires de la pluie brute et de l'infiltration (**Figure 3-2**). En effet, on remarque l'absence d'infiltration lors de certains évènements pluvieux en période sèche (**Figure 3-2a**). Lors des périodes humides et lorsque la RFU a atteint sa capacité maximale, l'infiltration est légèrement réduite par rapport à la pluie brute (**Figure 3-2b**). Cette chronique d'infiltration représente la recharge de la nappe supérieure. Elle devrait fournir une meilleure corrélation avec les chroniques piézométriques, par rapport à la chronique de la pluie brute, sous réserve du choix d'une valeur adaptée de la capacité maximale de la réserve facilement utilisable du sol.

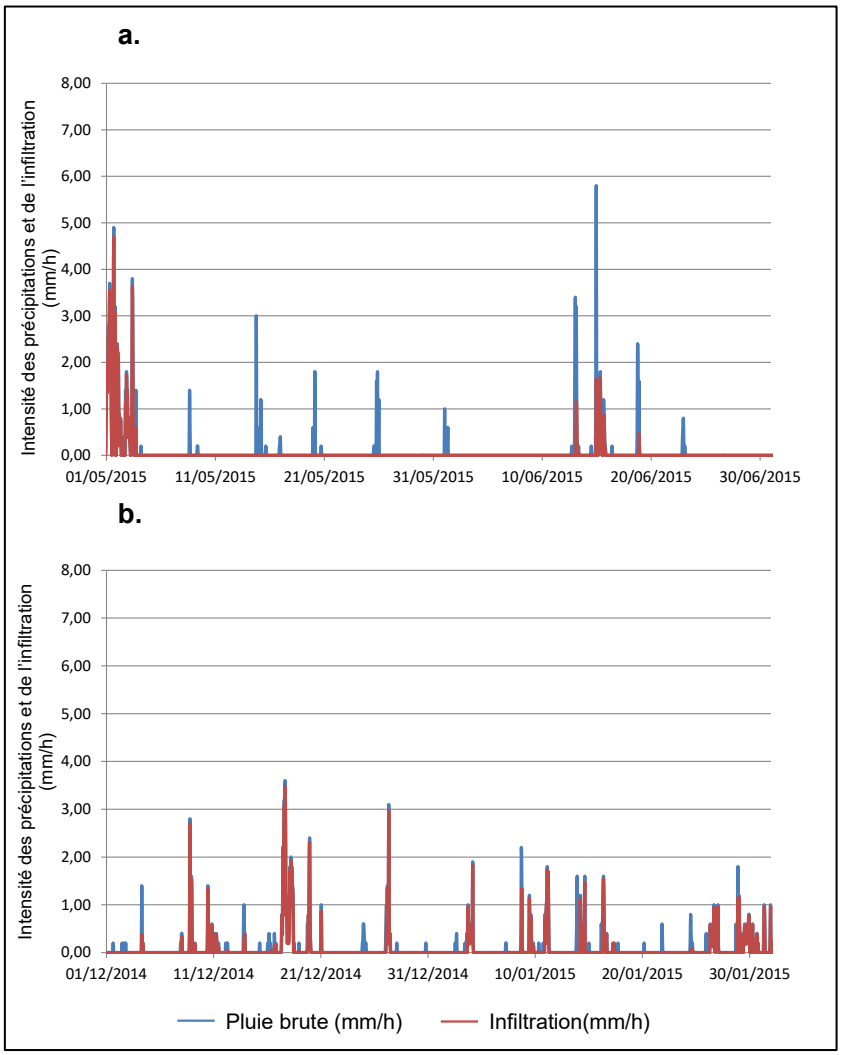


Figure 3-2 Comparaison de la pluie brute (données Météo-France) et de l'infiltration pour (a) une période sèche à forte évapotranspiration et (b) une période humide de plus faible évapotranspiration

Par ailleurs, comme introduit dans le **chapitre 2**, les cumuls mensuels moyens de l'infiltration quotidienne (calculée en considérant les cumuls quotidiens de la pluie brute horaire et de l'ETP horaire) sont sous-estimés, pour l'ensemble de l'année, par rapport aux cumuls mensuels moyens de l'infiltration horaire (**Figure 3-1**). D'autant plus lors des mois de l'hiver (période froide), correspondant à l'inverse de ce qui était attendu puisque l'évapotranspiration est plus élevée en période estivale. Ce phénomène illustre l'importance de la résolution horaire de l'évapotranspiration potentielle (**Figure 3-3**).

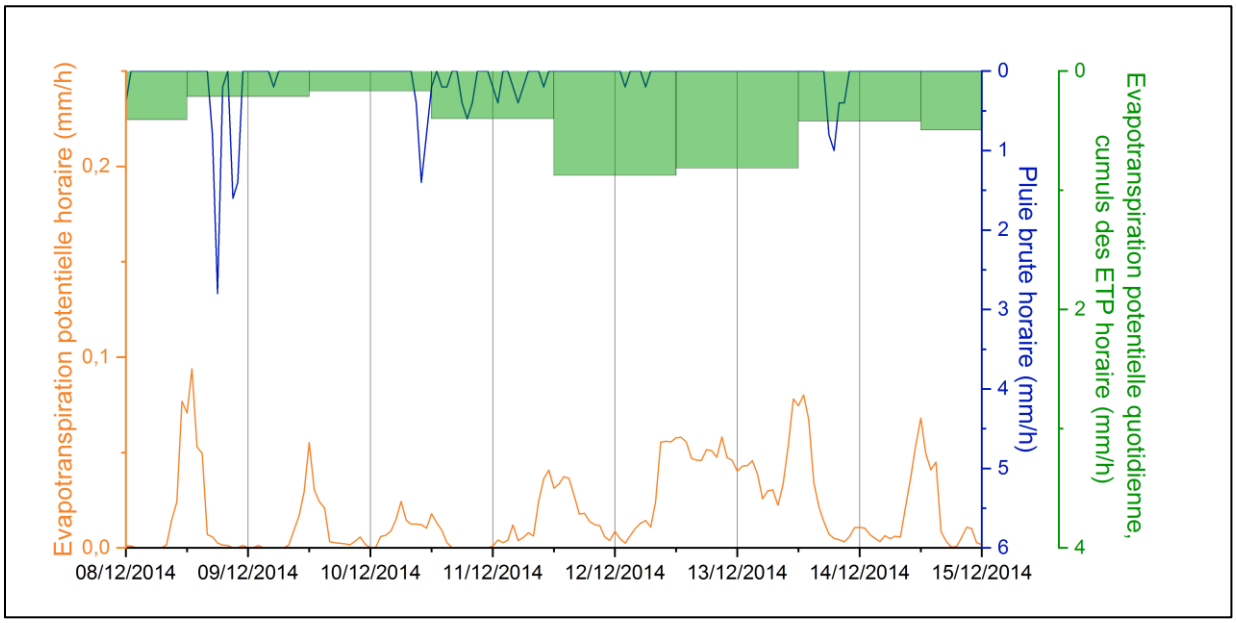


Figure 3-3 Comparaison de l'évapotranspiration potentielle horaire et quotidienne avec la pluie brute horaire (période du 08/12/2014 au 15/12/2014)

En effet, on remarque que l'évapotranspiration potentielle horaire est réduite, voire nulle dans certains cas, lorsqu'il fait nuit (**Figure 3-3**). Ce qui n'est pas le cas lorsque l'on considère le cumul journalier de l'évapotranspiration potentielle. Ainsi, les évènements pluvieux qui surviennent pendant la nuit sont impactés par l'évapotranspiration potentielle quotidienne, alors qu'ils le sont en moindre mesure lorsque l'on considère une évapotranspiration potentielle horaire. Ce phénomène est particulièrement visible en hiver (période de hautes eaux) puisque les évènements pluvieux sont plus fréquents.

La faible superficie (17 km²) et le faible gradient altitudinal (1,4 %) de la zone de recharge (dôme topographique) de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien, nous amènent à considérer une infiltration spatialement homogène. Cette hypothèse permet de s'affranchir du calcul d'une infiltration spatialement hétérogène.

Toutefois, l'utilisation d'une infiltration spatialisée serait plus rigoureuse mais nécessite de prendre en compte un certain nombre de paramètres (couvert végétal, épaisseur du sol, zones urbanisées, RFU_{max} du sol). Le même signal d'infiltration est donc appliqué à l'ensemble du dôme topographique pour les corrélations croisées et la modélisation des écoulements et du transport.

Enfin, les fonctions d'autocorrélation de la pluie brute et de l'infiltration sont présentées ci-dessous (**Figure 3-4**). Les autocorrélogrammes des deux signaux montrent une décroissance rapide du coefficient de corrélation dans les 50 première heures, puis des valeurs du coefficient de corrélation proches de zéro sur le reste de l'autocorrélogramme

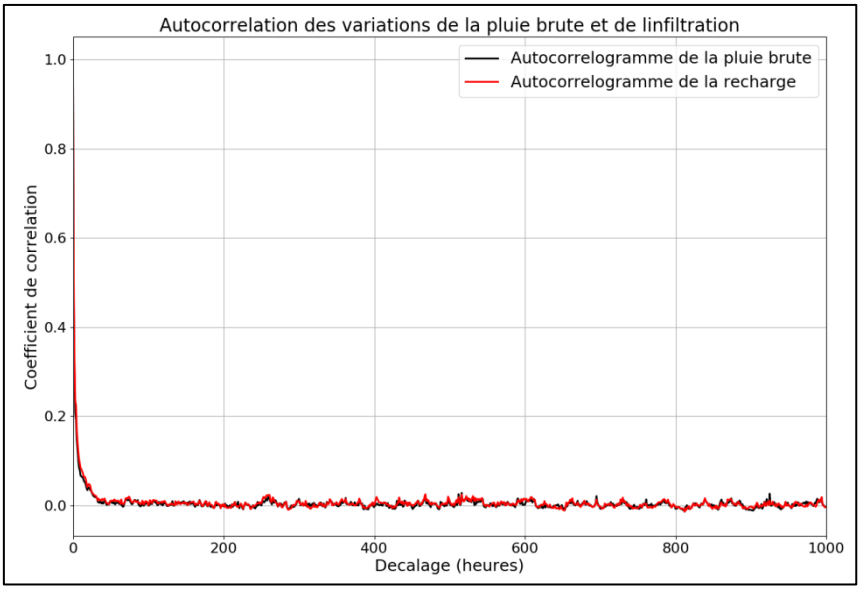


Figure 3-4 Fonctions d'autocorrélations des chroniques de la pluie brute et de l'infiltration. Les deux autocorrélogrammes présentent des caractéristiques similaires puisque le signal d'infiltration est calculé à partir de la pluie brute sans décalage.

De plus, aucune périodicité n'est observée sur le signal. Ce résultat indique que ce signal d'infiltration, tout comme celui de la pluie brute, peut être considéré comme quasi-aléatoire (*Mangin, 1984*). Ainsi, les fonctions de corrélations croisées entre l'infiltration et les chroniques piézométriques, présentées ci-après (**3.3.3**), seront l'image de la réponse impulsionnelle de l'aquifère (*Delbart, 2013*).

Le calcul de l'infiltration au pas de temps horaire permet d'estimer finement la recharge de la nappe, en tenant compte des variations horaires de l'évapotranspiration potentielle et des conditions de saturation du sol.

3.2 Présentation des chroniques hydrodynamiques et physico-chimiques

Cette partie présente les chroniques horaires du débit à l'exutoire du bassin versant et des données hydrodynamiques et physico-chimiques de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien, disponibles pour la période 2010-2015.

3.2.1 Variations du débit de la rivière à l'exutoire du bassin versant

Le débit de la rivière à l'exutoire du bassin versant est suivi au pas de temps horaire pour la période 2010-2015 (**Figure 3-5**). Ce suivi permet la réalisation d'un bilan hydrique à l'échelle du bassin versant, moyennant un certain nombre d'hypothèses expliquées dans ce chapitre. Ce bilan permet : (1) l'ajustement de l'infiltration calculée par le bilan d'eau à l'interface atmosphère/sol et (2) l'estimation d'une infiltration pour la modélisation double milieu des écoulements.

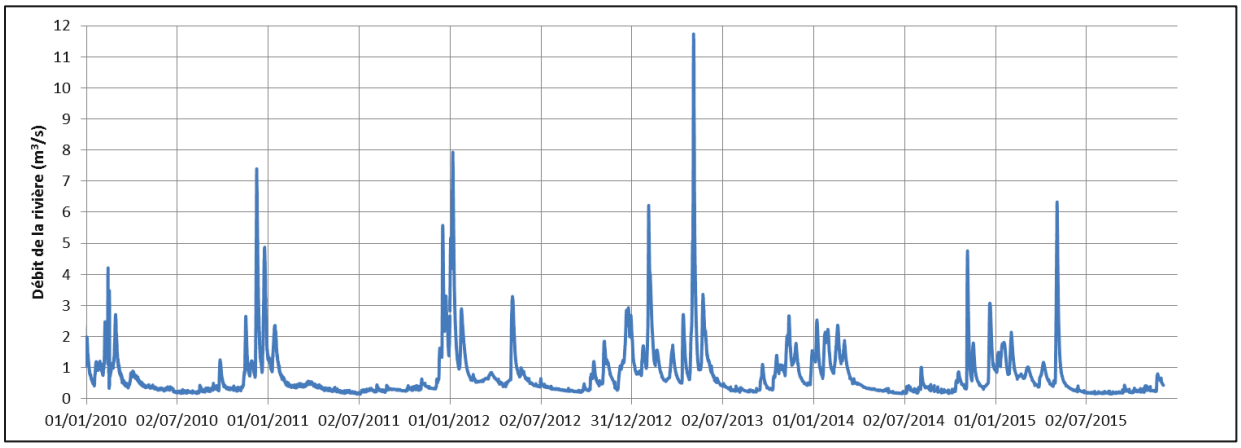


Figure 3-5 Variations du débit de la rivière mesuré à l'exutoire du bassin versant pour la période 2010-2015 (données horaires)

3.2.1.1 *Ajustement de la RFU_{max} du sol utilisée dans le bilan d'eau de Thornthwaite et Matter*

L'aquifère supérieur étudié se situe au sein d'un bassin versant de 40 km² drainé par une rivière (cf. **Figure 2-1**). L'eau de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien est collectée par cette rivière, qui draine également une partie de la nappe inférieure. Cependant, le bassin d'alimentation hydrogéologique de la nappe inférieure n'est pas aussi bien contraint latéralement et s'étend probablement au-delà du bassin versant hydrologique considéré dans ces travaux (cf. **Figure 1-13**). Ainsi, la mesure du débit de la rivière à l'exutoire (**Figure 3-5**) représente une mesure directe de l'infiltration de la nappe supérieure et d'une partie de l'infiltration de la nappe inférieure.

La proportion d'eau dans la rivière venant de la nappe inférieure n'est pas connue. On estimera le volume d'eau à l'exutoire, issu des résurgences de la nappe supérieure, par un ratio de surface entre le bassin d'alimentation de la nappe supérieure (dôme topographique) et la surface du bassin versant, intégrant les zones d'infiltration des deux nappes.

De ce fait, le cumul annuel du débit de la rivière, rapporté à la surface du dôme topographique (17 km²), fournit une nouvelle estimation de l'infiltration de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien. Pour la période 2010-2015, cette infiltration moyenne annuelle, qui intègre également le ruissellement, est de 583 mm/an. Cette valeur peut être comparée à l'infiltration calculée par le bilan de Thornthwaite et Matter.

Pour rappel, cette infiltration est calculée en considérant l'évapotranspiration potentielle horaire, calculée à partir de l'équation de Penman et Monteith (*Allen et al., 1998 ; Penman, 1948*). Le ruissellement de surface est calculé via la formule proposée par *Schaake et al. (1967)*. Le bilan d'eau à l'interface sol/atmosphère est calculé à partir d'une adaptation de la méthode de Thornthwaite et Matter (*Dourado-Neto et al., 2010 ; Steenhuis et Van Der Molen, 1986 ; Thornthwaite et Matter, 1957*).

L'infiltration a premièrement été calculée pour une RFU_{max} de 30 mm (valeur issue d'une étude précédente ; *Jeanpert, 2005*). Toutefois, cette valeur de la RFU_{max} semble trop forte puisqu'elle donne une infiltration moyenne annuelle faible (444 mm/an pour la période 2010-2015) par rapport à l'estimation de l'infiltration issue du bilan hydrique du bassin versant (583 mm/an). Des ajustements manuels de la RFU_{max} ont montrés que des valeurs trop fortes (par exemple 60 et 80 mm, **Figure 3-6**) avaient tendance à sous-estimer l'infiltration. A tel point que certains évènements pluvieux, corrélés à des variations du niveau de nappe, sont retenus par la RFU du sol et ne s'infiltrent pas jusqu'à la nappe (**Figure 3-6**).

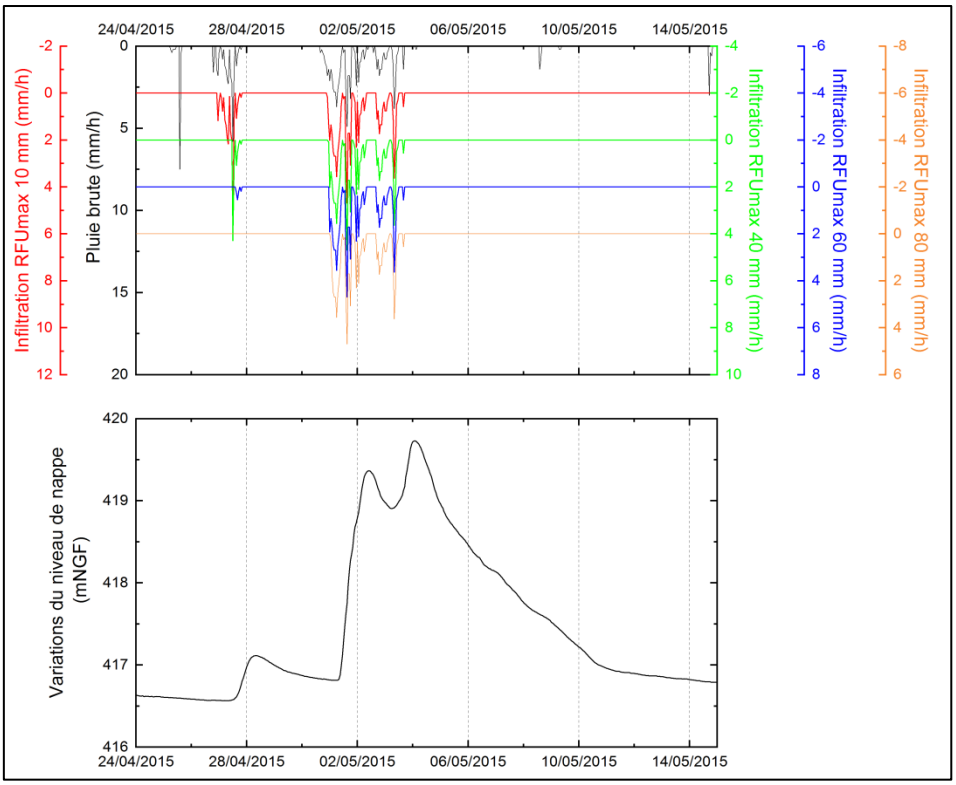


Figure 3-6 Comparaison de la pluie brute et de l'infiltration calculée pour différentes RFUmax (10, 40, 60 et 80 mm) avec les variations du niveau de nappe pour le piézomètre n°16

Ces ajustements manuels ont également permis d'obtenir une infiltration moyenne annuelle plus proche des 583 mm/an en utilisant une RFU_{max} de 10 mm. Cette nouvelle valeur de RFU_{max} a été employée dans le bilan de Thornthwaite et Matter afin de calculer l'infiltration précédemment présentée (560 mm/an, voir le paragraphe **3.1**) et utilisée dans ces travaux de thèse.

La quantité d'eau non infiltrée en raison du ruissellement de surface est estimée via la formule de *Schaake et al. (1967)* à 33 mm/an. Il est supposé que cette quantité d'eau ruisselée à la surface du dôme topographique est également collectée par la rivière. Ainsi, le flux d'eau sortant du bassin versant rapporté à la surface du dôme topographique (583 mm/an) est donc comparable à l'infiltration calculée, en considérant une RFU_{max} de 10 mm et le ruissellement de surface (560 mm/an + 33 mm/an).

Par ailleurs, la présence de crêtes piézométriques au Nord permet de supposer qu'une partie de l'eau infiltrée au sein du bassin versant pourrait être drainée hors du bassin versant. Il serait alors possible que la surface d'infiltration du dôme topographique soit plus faible que celle considérée ici (17 km²), la quantité d'eau infiltrée serait alors plus élevée.

Cela rendrait nécessaire l'utilisation d'une valeur de la RFU_{max} plus élevée afin d'obtenir une infiltration moyenne annuelle identique. Toutefois, la valeur de RFU_{max} doit rester cohérente afin de conserver la correspondance des évènements pluvieux avec les variations des niveaux de nappe associées (une valeur trop élevée de la RFU_{max} a pour impact de retenir l'évènement pluvieux dans la réserve facilement utilisable du sol).

3.2.1.2 *Estimation d'une infiltration « double milieu »*

Les précédent calculs du coefficient de ruissellement ont montré que la quantité d'eau ruisselée est négligeable (cf. **2.2.2**). Cela indique que la rivière est essentiellement alimentée par les eaux souterraines.

La chronique de variations du débit de la rivière présente deux régimes d'écoulement (**Figure 3-5** et **Figure 3-7**) :

- Un régime d'étiage, caractérisé par un écoulement de base lors des périodes de faible infiltration (du mois de mars au mois de septembre, cf **Figure 3-2**). Sur cette période, on remarque que les évènements pluvieux, ainsi que les variations du débit de la source n°13, ne sont pas corrélés à des variations du débit de la rivière (**Figure 3-7**). La rivière est donc peu impactée par le ruissellement de surface et les variations rapides du débit de la résurgence de la nappe supérieure. Cela permet de supposer que lors de ces périodes d'étiages, la rivière est peu alimentée par les transferts rapides d'eau souterraine via les réseaux de fissures/fractures/conduit. Et ainsi, que l'écoulement de base dans la rivière est supporté par la vidange de l'aquifère matriciel (matrice perméable ou matrice fissurée).

- Un régime de crue, représenté par de fortes variations du débit de la rivière (**Figure 3-5** et **Figure 3-7**) lors des périodes de recharge des nappes (du mois de novembre au mois de février, cf **Figure 3-2**). Comme le montre la **Figure 3-7**, l'essentiel des variations du débit de la rivière sont corrélées à des variations du débit de la source n°13. On suppose ici que ces écoulements souterrains rapides sont dus aux fortes conductivités hydrauliques des réseaux de fissures/fractures/conduits.

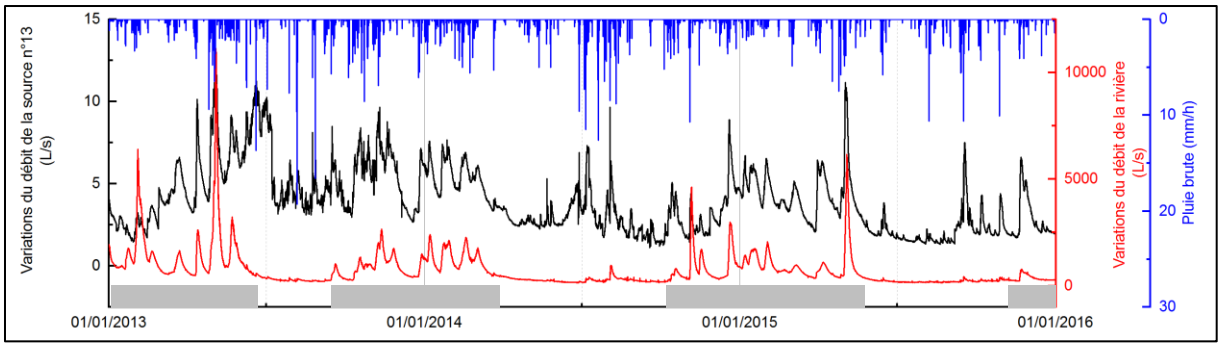


Figure 3-7 Variations du débit de la source n°13 et de la rivière par apport à la pluie brute, pour la période 2013-2015. Les rectangles gris correspondent aux périodes de crue de la rivière (hautes eaux)

Ainsi, le débit de base moyen de la rivière en période d'étiage (0,25 $m^3.s^{-1}$ pour les périodes d'étiage entre 2010 et 2015), rapporté à la surface du dôme topographique (en conservant le ratio des surfaces précédemment décrit, cf. **3.2.1.1**) permet d'estimer un flux de vidange du réservoir matriciel du dôme topographique de 194 mm/an. Ce flux représente 34 % de l'infiltration moyenne annuelle de la nappe supérieure calculée à partir de la méthode Thornthwaite et Matter (560 mm/an), les 66 % restant étant considérés alimentant les fractures. Cette répartition de la recharge sera utilisée dans la suite de ces travaux pour la modélisation des écoulements souterrains avec une approche double milieu (cf. **chapitre 4).**

La chronique de variations du débit de la rivière permet d'établir un bilan hydrique à l'échelle du bassin versant. Ce bilan a permis (1) de valider et d'affiner le calcul de l'infiltration à l'échelle du dôme topographique par l'ajustement de la RFU_{max} (10 mm) et (2) d'estimer un flux moyen de vidange du réservoir matriciel (194 mm/an), constant dans le temps.

3.2.2 Présentation des chroniques piézométriques de la nappe supérieure

Les chroniques de variations du niveau de la nappe supérieure, acquises au pas de temps horaire au sein de 18 piézomètres, sont présentées pour la période 2010-2015. Certaines de ces chroniques présentent des lacunes (ex : PZ 5, **Figure 3-8**). Ces lacunes de données, causées par un disfonctionnement des sondes, ont été comblées par des droites afin de traiter ces données par autocorrélations et corrélations croisées en impactant le moins la valeur du coefficient de corrélation (*Delbart, 2013*). En effet, ces méthodes corrélatoires requirent des chroniques temporelles continues.

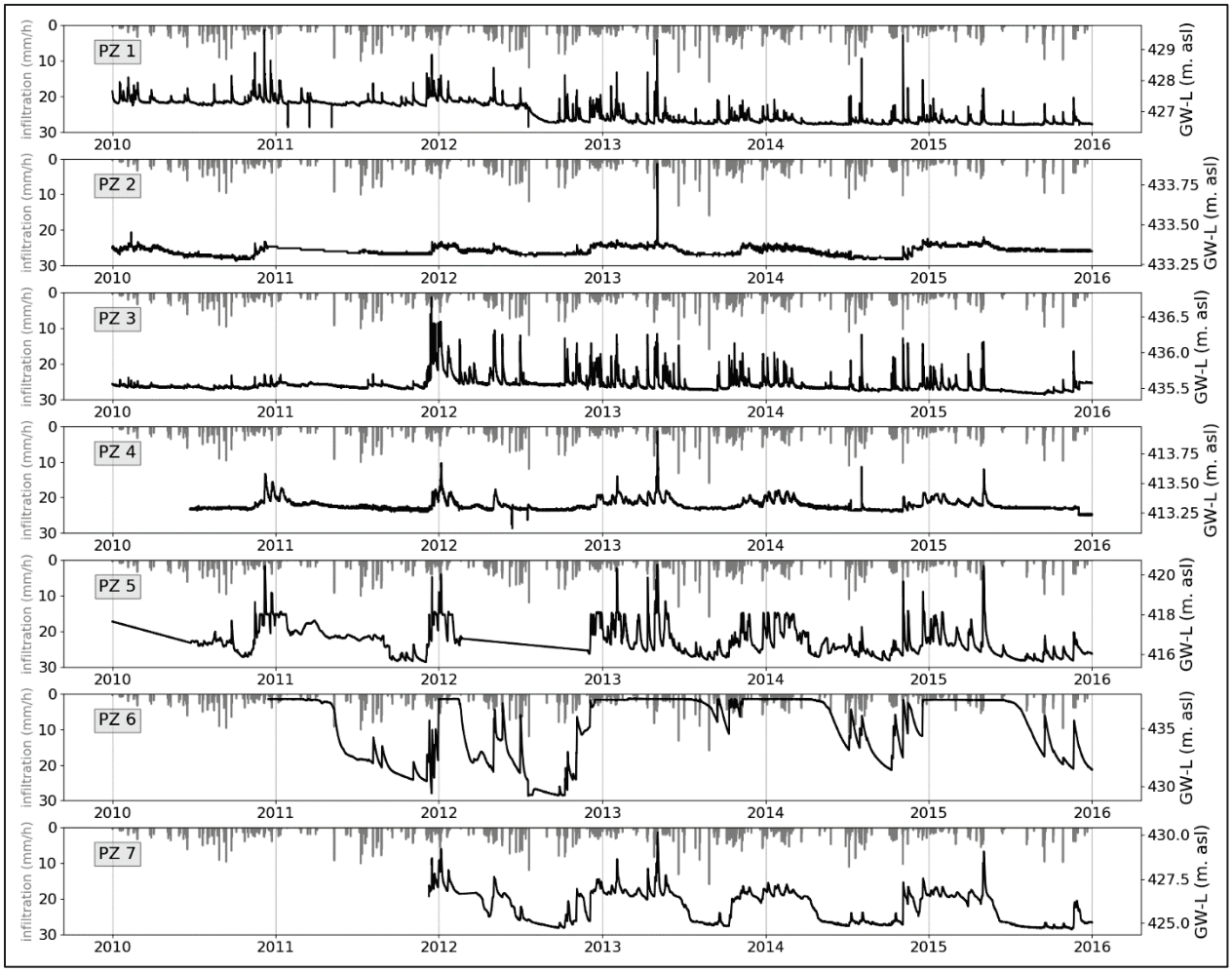


Figure 3-8 Variations temporelles du niveau piézométrique (GW-L, courbes noires) pour les piézomètres 1 à 7 de la nappe supérieure du Bathonien moyen (l'infiltration précédemment calculée est représentée via la courbe grise)

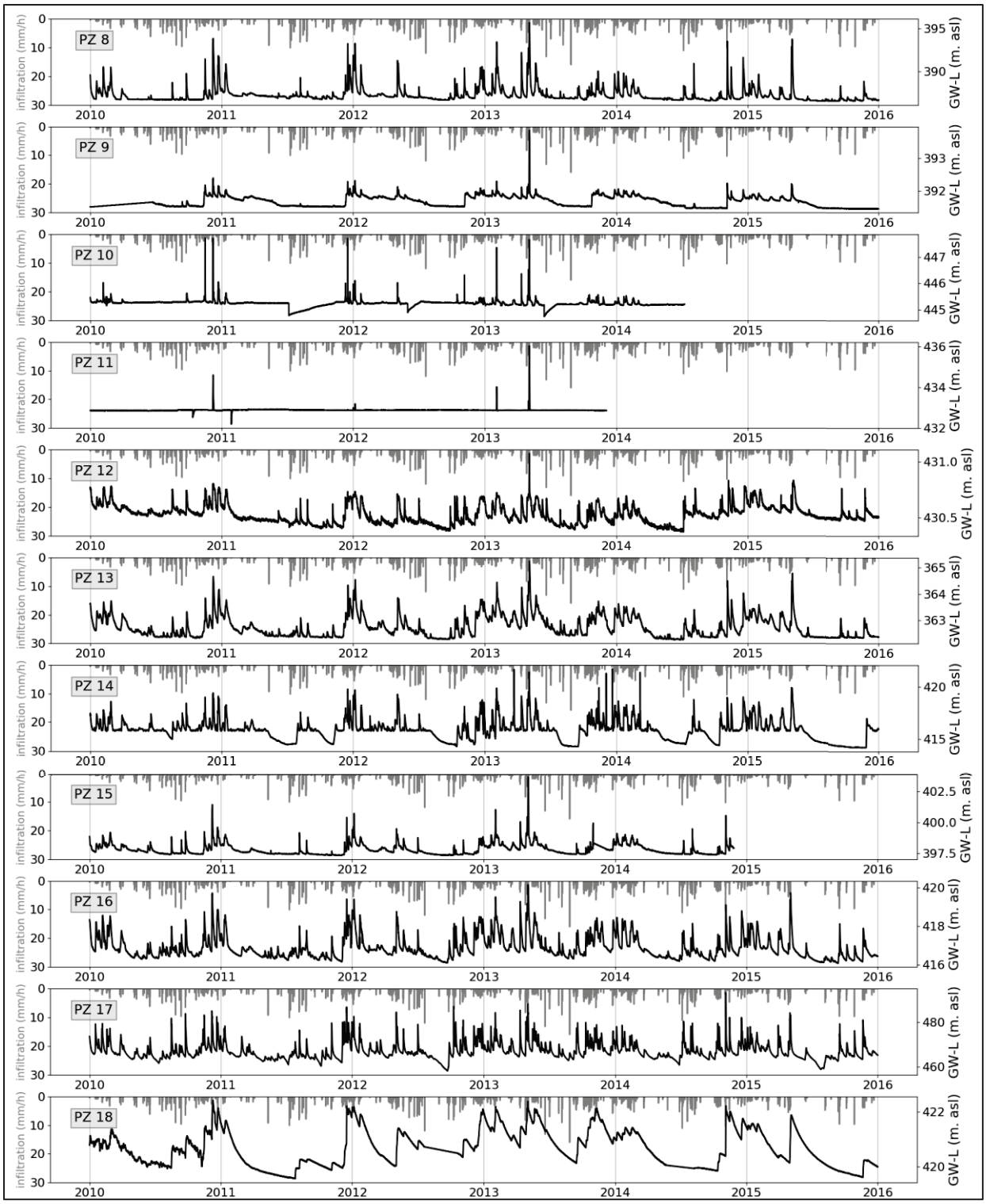


Figure 3-9 Variations temporelles du niveau piézométrique (GW-L, courbes noires) pour les piézomètres 8 à 18 de la nappe supérieure du Bathonien moyen (l'infiltration précédemment calculée est représentée via la courbe grise)

De manière générale, à la suite d'évènements pluvieux, les piézomètres de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien présentent des montées rapides du niveau de nappe (d'une dizaine d'heures pour le piézomètre n°1 à plus de deux jours pour le piézomètre n°13), des récessions rapides (de moins d'un jour pour le piézomètre n°1 à presque une semaine dans le cas du piézomètre n°16), avec des amplitudes variables du niveau de nappe (de quelques centimètres pour le piézomètre n°2 à plus de 30 mètres pour le piézomètre n°17). Cette réactivité témoigne d'une forte capacité de transmission couplée à une faible capacité de stockage. Cela traduit le comportement karstique ou fracturé de l'aquifère étudié. Toutefois, l'observation des chroniques au cas par cas montre que certains piézomètres présentent :

- des montées et des récessions du niveau de nappe plus lentes (ex : PZ n°2 et 18 ; **Figure 3-8** et **Figure 3-9**) ou très peu de variations du niveau de nappe (PZ n° 10 et 11),
- des comportements singuliers avec des effets à « seuils » (ex : PZ n°5, 6, 7, 9, 14 ; **Figure 3-8** et **Figure 3-9**).

Ces différents types de variations et comportements des piézomètres sont traités dans le paragraphe **3.3**, dans lequel une analyse du fonctionnement hydrodynamique au niveau des piézomètres est présentée.

3.2.3 Présentation des chroniques de température et de conductivité spécifique des eaux de la nappe supérieure

Les chroniques des variations physico-chimiques de la nappe supérieure sont présentées pour la période 2010-2015. Ces chroniques sont acquises au pas de temps horaire pour les 18 piézomètres du site étudié. Certaines de ces chroniques présentent également des lacunes (ex : PZ 16 et 17). Comme dans le cas de la piézométrie, ces lacunes de données sont remplacées par des droites afin de disposer de chroniques continues, en impactant le moins possible les fonctions de corrélations.

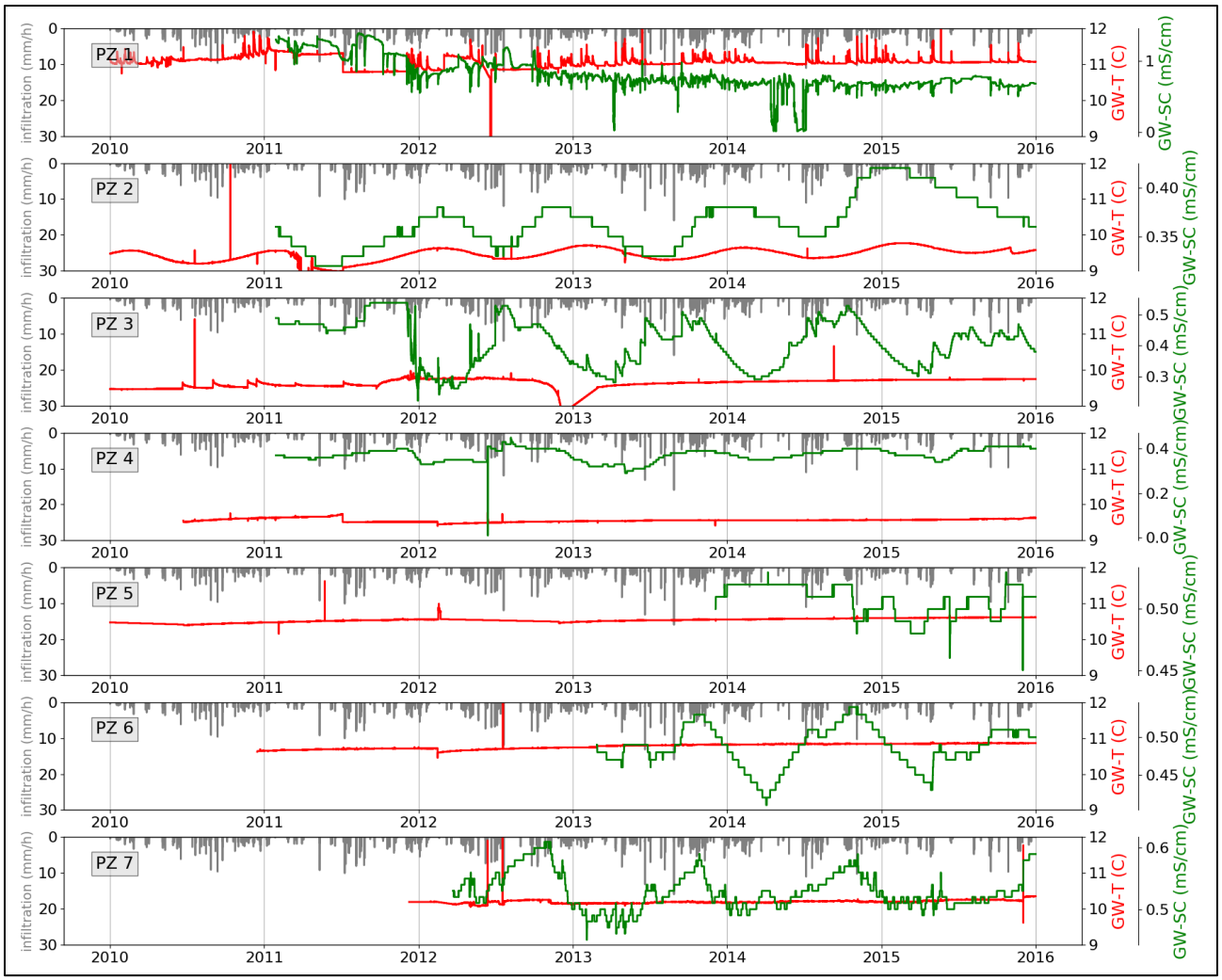


Figure 3-10 Variations temporelles de la température (GW-T, courbes rouges) et de la conductivité spécifique à 25 °C (GW-CS, courbes vertes) pour les piézomètres 1 à 7 de la nappe supérieure du Bathonien moyen (l'infiltration précédemment calculée est représentée via la courbe grise)

Les variations temporelles de la température des eaux de la nappe ne montrent pas de variations significatives hormis les pics visibles sur l'ensemble des chroniques, mesurés lors du relevé des capteurs (**Figure 3-10**, **Figure 3-12**).

Seul le piézomètre n°1 présente des variations significatives de la température des eaux souterraines. En effet, la température de l'eau dans le piézomètre n°1 (**Figure 3-10**) montre des augmentations synchrones aux variations du niveau de nappe (**Figure 3-11**).

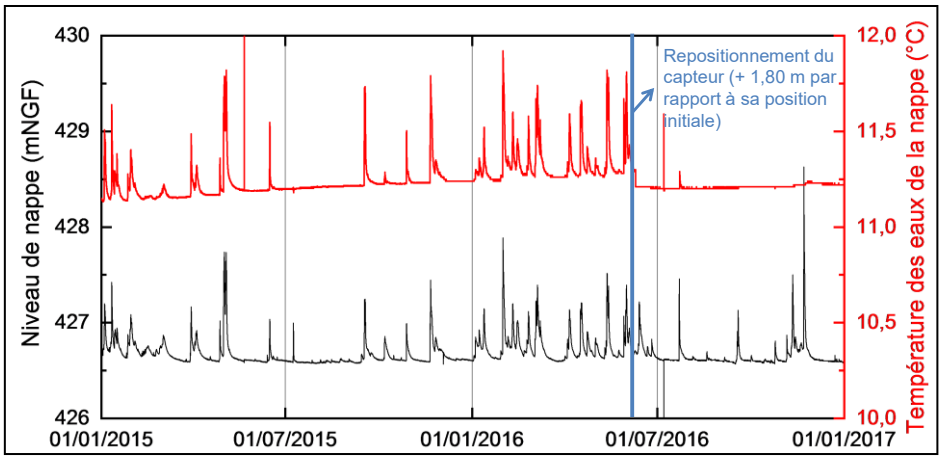


Figure 3-11 Variations du niveau de nappe et de la température des eaux souterraines dans le piézomètre n°1 pour les années 2015 et 2016

Ce phénomène s'explique en partie par la présence d'une canalisation d'eau chaude enterrée à proximité du piézomètre n°1. L'eau de pluie s'infiltrant dans le sol est donc marquée par la température du milieu souterrain, réchauffé par la présence de cette canalisation.

Toutefois, ces variations de la température de l'eau souterraine dans le piézomètre n°1 doivent être interprétées avec précaution car elles ne sont représentatives que du premier mètre d'eau sous la surface de la nappe. En effet, jusqu'au mois de juin 2016, le capteur CTD Diver, mesurant les variations de température et de conductivité spécifique, était placé à quelques centimètres sous la surface de la nappe. La sonde a été descendue à 1,80 m sous le niveau de la nappe en juin 2016. Comme le montre la **Figure 3-11**, la température des eaux de la nappe ne présente plus de variations significatives après ce repositionnement du capteur. Ainsi, les arrivées d'eaux météoriques « plus chaudes » ne sont mesurées qu'en surface de la nappe. Ce qui témoigne des circulations en partie supérieure de la colonne d'eau du forage. La température des eaux souterraines est ensuite rapidement tamponnée par la température moyenne de la nappe, expliquant l'absence de variations significatives plus en profondeur. Cela s'applique également aux mesures de la conductivité spécifique de ce même piézomètre, qui indiquent d'ailleurs que le capteur a été dénoyé à plusieurs reprises au cours de l'année 2014 (**Figure 3-10**).

Ainsi, à la différence des mesures de niveau d'eau, où la charge hydraulique est identique quel que soit la profondeur à laquelle la mesure est faite, les mesures de la température et de la conductivité électrique dépendent fortement de la position des capteurs vis-à-vis de la fracturation ou de la karstification de la roche.

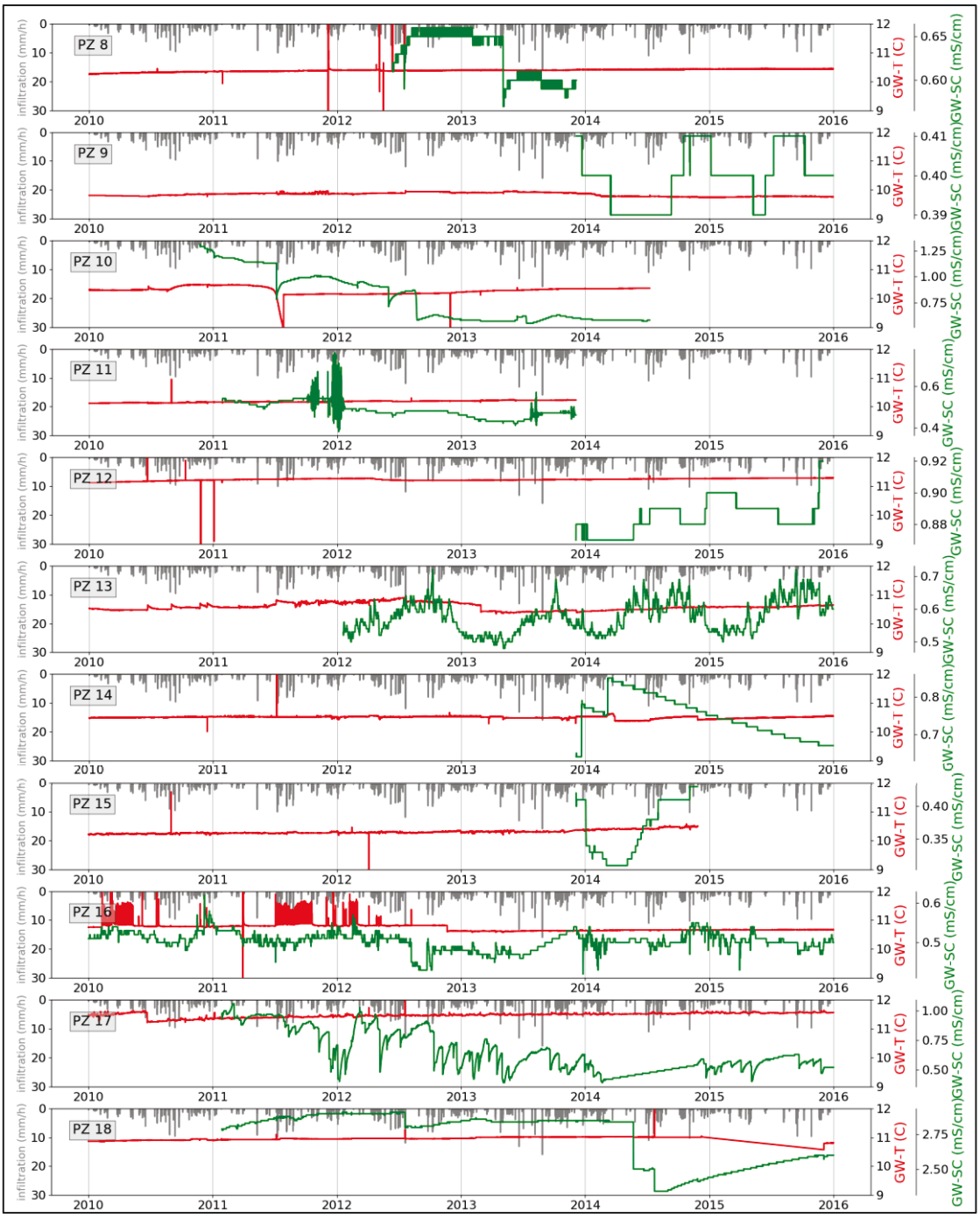


Figure 3-12 Variations temporelles de la température (GW-T, courbes rouges) et de la conductivité spécifique à 25 °C (GW-CS, courbes vertes) pour les piézomètres 8 à 18 de la nappe supérieure du Bathonien moyen (l'infiltration précédemment calculée est représentée via la courbe grise)

Le signal de conductivité spécifique de l'eau de la nappe présente deux fréquences de variations (**Figure 3-10**, **Figure 3-12**) :

- **Des variations « hautes fréquences » à l'échelle d'un évènement pluvieux**, visibles par une hausse ou une baisse de la conductivité spécifique plus ou moins synchrone avec les variations du niveau de nappe : le décalage temporel entre la réponse de la conductivité spécifique et la réponse du niveau de nappe à un même évènement pluvieux est présenté dans la partie **3.3.4** de ce chapitre. La recharge de la nappe se faisant par l'infiltration de l'eau de pluie, on s'attend à observer l'arrivée d'une eau faiblement minéralisée et donc une baisse de la conductivité spécifique des eaux de la nappe lors d'un évènement pluvieux (*Delbart, 2013 ; Mahler et al., 2008*). Cette baisse de la conductivité spécifique est observée pour 6 des piézomètres présentant des variations hautes fréquences significatives de la conductivité spécifique (piézomètres n°1, 7, 13, 16, 17). Toutefois, le piézomètre n°3 présente des augmentations systématiques de la conductivité spécifique de l'eau de la nappe (**Figure 3-13).**

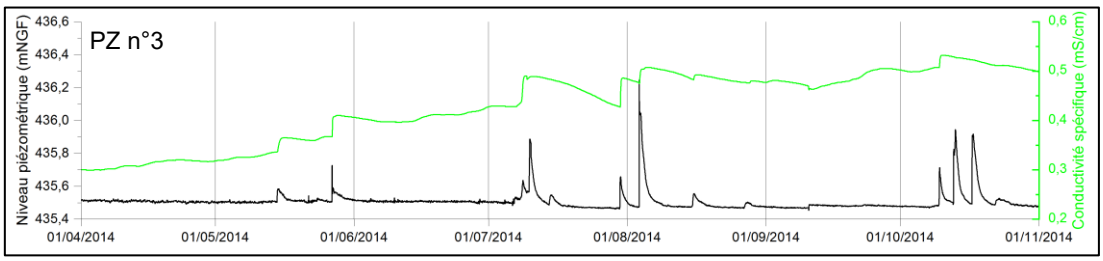


Figure 3-13 Variations du niveau de nappe et de la conductivité spécifique des eaux de la nappe pour les piézomètres n°3

Cette masse d'eau pourrait provenir d'un réservoir dans lequel l'eau est davantage minéralisée, et auquel le piézomètre n°3 serait connecté par un réseau de fissures ou fractures. Cela semble indiquer la mise en jeu, lors de l'écoulement, de masses d'eau d'origines différentes (eaux météoriques, épikarst, vides dans la ZNS).

- **Des variations « basses fréquences » saisonnières**, observables sur quelques-uns des piézomètres du site (ex : PZ 2, 3, 4, 6, 7 et 13). Ces cycles présentent pour la plupart un minimum à la fin de l'hiver et un maximum à la fin de l'été, et peuvent s'expliquer via deux hypothèses :
    - *l'impact des cycles de l'activité végétale et organique* : le développement racinaire au printemps provoque une augmentation de la concentration de CO_2 dans les premiers mètres du sol (*Affek et al., 1998 ; Batiot-Guilhe et al., 2007 ; Garcia-Anton et al., 2017 ; Lucas, 2001 ; Mattey et al., 2016*).

Ce relargage de dioxyde de carbone provoque une acidification des eaux d'infiltrations et donc une dissolution accrue des particules du sol et des roches, responsable de la mise en solution d'ions et donc de l'augmentation de la conductivité spécifique de l'eau de la nappe.

- *l'alternance des périodes de hautes eaux et basses eaux* : la période de recharge de la nappe (période de hautes eaux en hiver) est caractérisée par un apport d'eau météorique moins minéralisée que l'eau de la nappe. Cette période est suivie de la période de basses eaux (été), caractérisée par une forte réduction de la recharge et des apports d'eau douce. En parallèle de cette réduction de la recharge, la vidange du réservoir matriciel apporte une eau à temps de résidence plus élevé, soit de l'eau plus minéralisée.

Notons que toutes les chroniques de conductivité spécifique ne peuvent être utilisées pour l'analyse par corrélations temporelles (autocorrélations et corrélations croisées), au vu des faibles variations mesurées ou du manque de données pour certains piézomètres (PZ 5, 8, 9, 10, 12, 14, 15).

Dans un premier temps, les chroniques de la conductivité spécifique valorisables sont analysées par la fonction d'autocorrélation. Puis, dans un second temps, ces chroniques de conductivité spécifiques sont comparées aux chroniques piézométriques afin d'identifier le décalage temporel de ces deux réponses face au même signal impulsionnel (infiltration). Le but étant de comprendre ces variations de conductivité spécifique au sein de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien et d'en tirer des informations liées à la structure de l'aquifère ou aux mécanismes de l'écoulement, qui pourraient être utiles lors de la définition des paramètres de modélisation de l'écoulement et du transport.

3.3 Variabilité spatiale et temporelle des réponses hydrodynamiques et physico-chimiques

L'analyse des variations temporelles et spatiales des chroniques hydrodynamiques et physico-chimiques permet de mieux appréhender la réaction de la nappe à la suite d'évènements pluvieux. Ainsi, il est possible d'en déduire au niveau des piézomètres, des informations sur la structure du milieu souterrain (*Delbart et al., 2014b ; Delbart et al., 2016 ; Kovàcs et al., 2015 ; Shevenell, 1996*).

Une première analyse des piézomètres vise à caractériser, par observations et autocorrélations des chroniques temporelles, le comportement du niveau de nappe et de la conductivité spécifique à la suite d'évènements pluvieux. Une seconde analyse est faite via la fonction de corrélation croisée afin d'étudier le temps moyen de la réponse hydrodynamique de la nappe à la suite d'évènements pluvieux.

3.3.1 Analyse par observations

Les piézomètres sont classés en quatre catégories en fonction des variations du niveau de nappe après un évènement pluvieux :

- **Fonctionnement « classique »** : le niveau de nappe monte en quelques heures après un évènement pluvieux. La récession du niveau de nappe qui suit se déroule également en quelques heures. Ce comportement apparaît majoritaire au sein du parc de piézomètres de l'aquifère étudié (**Figure 3-8** et **Figure 3-9**). Les piézomètres réactifs de cette catégorie présentent pour certains une récession à double pente du niveau de nappe (**Figure 3-14**).

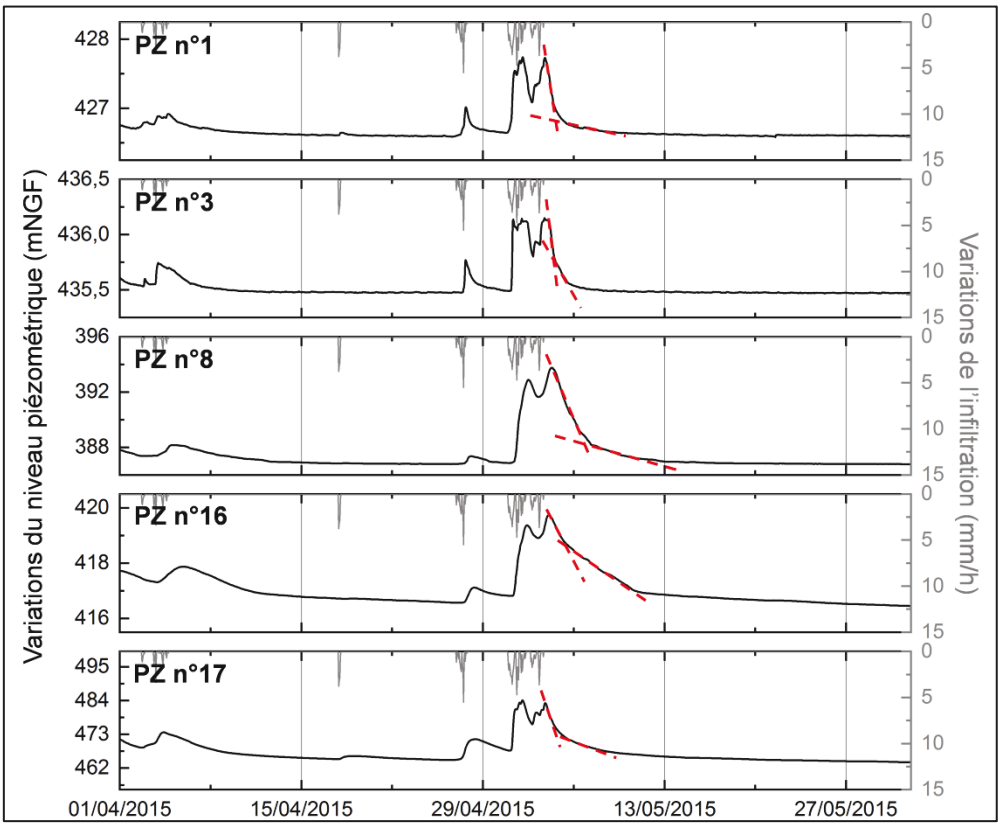


Figure 3-14 Variations du niveau piézométrique des piézomètres n° 1, 3, 8, 16 et 17 lors d'une crue

- **Fonctionnement à seuil** : Cette catégorie regroupe les piézomètres qui présentent des variations du niveau de nappe pouvant atteindre une valeur minimale (PZ 7, 9, 14 voir Figure 3-15) ou maximale au-delà de laquelle le niveau piézométrique varie peu (PZ 7, Figure 3-15) ou ne varie plus (PZ 6, Figure 3-15). Ce type de comportement, fréquemment rencontré dans les aquifères karstiques (*Kovàcs et al., 2015*), s'explique par la présence de cavité ou de réseaux de drains (fractures/conduits) qui viennent limiter localement les variations du niveau de nappe (voir schéma conceptuel ; **Figure 3-16**) :

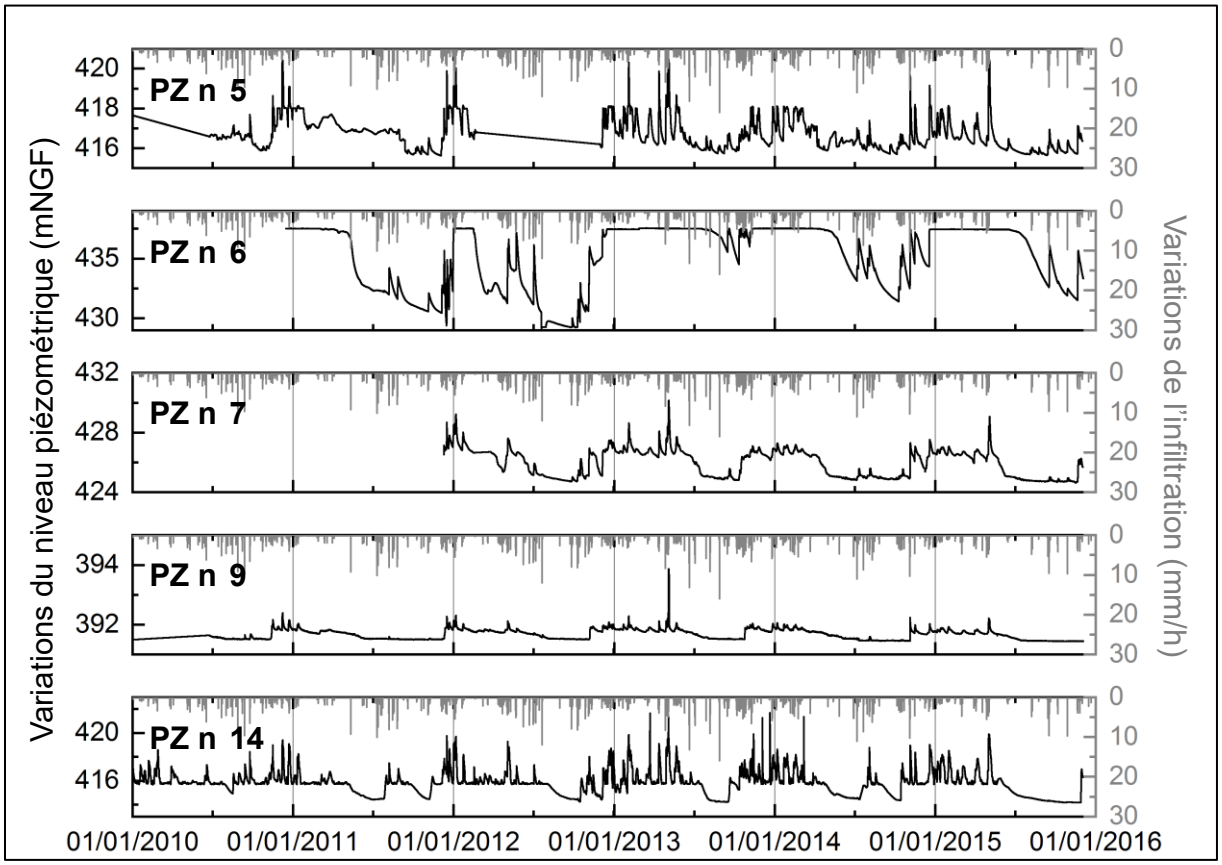


Figure 3-15 Variations du niveau de nappe pour les piézomètres n°5, 6, 7, 9, 14 pour la période 2010-2015

  - **Seuils bas :** en période de basses eaux, le niveau de nappe atteint une valeur minimale. Les piézomètres concernés pourraient intersecter un réseau de fissures/fractures relié à un réservoir souterrain (cavité). La baisse du niveau piézométrique serait liée à la vidange de ce réservoir avant d'atteindre une valeur seuil, correspondant au volume d'eau résiduel dans ce vide (**Figure 3-16**).

- **Seuils hauts :** en période de hautes eaux, le niveau de nappe atteint une valeur maximale qui peut être dépassée (PZ n°7 ; **Figure 3-15** et **Figure 3-16b**) ou non (PZn°6 ; **Figure 3-15** et **Figure 3-16c**). L'activation d'un réseau de drains, absorbant les variations du niveau piézométrique supérieures à cette profondeur, pourrait expliquer ce phénomène.

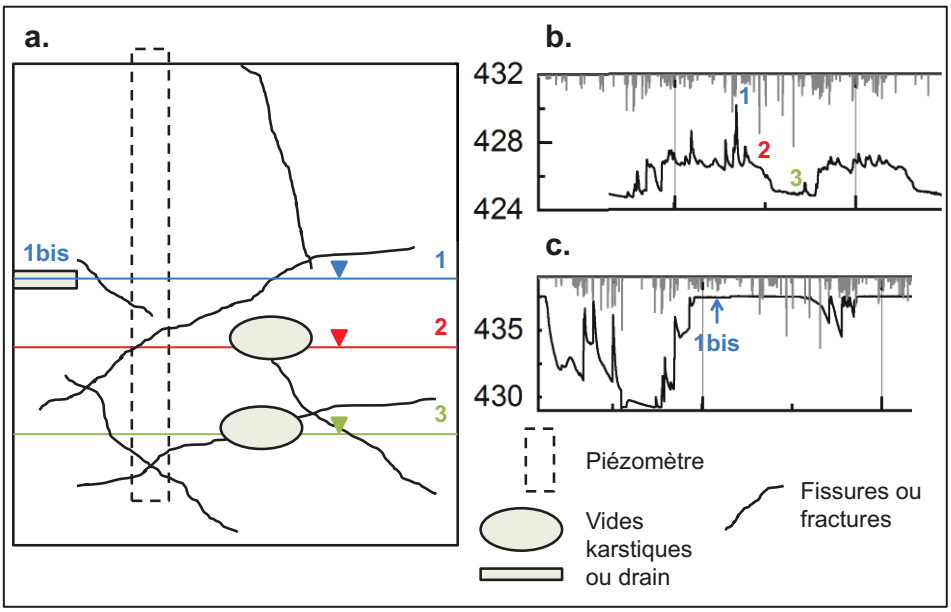


Figure 3-16 Schéma conceptuel des écoulements souterrains en présence de vides karstiques, supposés responsables de la présence de seuils sur les chroniques du niveau de nappe. a : coupe schématique représentant différents niveaux de nappe recoupant des vides karstiques, b : variations du niveau de nappe du piézomètre n°7, les numéros correspondent aux différents niveaux de nappe représentés sur la coupe schématique (a), c : variations du niveau de nappe du piézomètre n°6, le « seuil haut » est provoqué par la présence du drain 1bis (représenté sur la coupe schématique a), supposé de grande dimension

- **Fonctionnement en cas de fortes pluies** : Ces piézomètres (PZ n°10 et 11 ; **Figure 3-9**) présentent des variations du niveau de nappe uniquement lors d'importants épisodes pluvieux. Par ailleurs, certains évènements pluvieux de fortes intensités n'ont pas déclenché de variations du niveau de nappe. Il est probable que ces piézomètres se situent dans une matrice très peu perméable ou dans un vide déconnecté des réseaux de fractures.
- Le **piézomètre n°18** ne se classe dans aucune de ces catégories. Les variations du niveau de nappe sont très inertielles (**Figure 3-9**) et interviennent plusieurs jours après les évènements pluvieux. Ce piézomètre se situe dans la zone d'effondrement, ce qui pourrait expliquer son comportement singulier.

Les variations de la conductivité spécifique des eaux de la nappe sont classées en fonction de la présence de cycles et des variations mesurées lors des crues :

- Comme expliqué précédemment, le signal de conductivité spécifique peut présenter des cycles saisonniers liés à l'activité des végétaux ou à la dynamique saisonnière de la recharge. La présence de ces cycles indique alors que l'eau captée par ces piézomètres est marquée par la signature physico-chimique des eaux d'infiltration ou que la signature physico-chimique globale de la nappe change en raison des variations des apports d'eau météorique.
- Deux types de réaction de la conductivité spécifique peuvent être observés dans les piézomètres à la suite d'évènements pluvieux de fortes intensités (crues) :
    - Une baisse de la conductivité spécifique de la nappe, qui correspond à l'arrivée d'une eau de surface faiblement minéralisée (probablement de l'eau de pluie avec un faible temps de contact avec la roche, voir **Figure 3-17**).

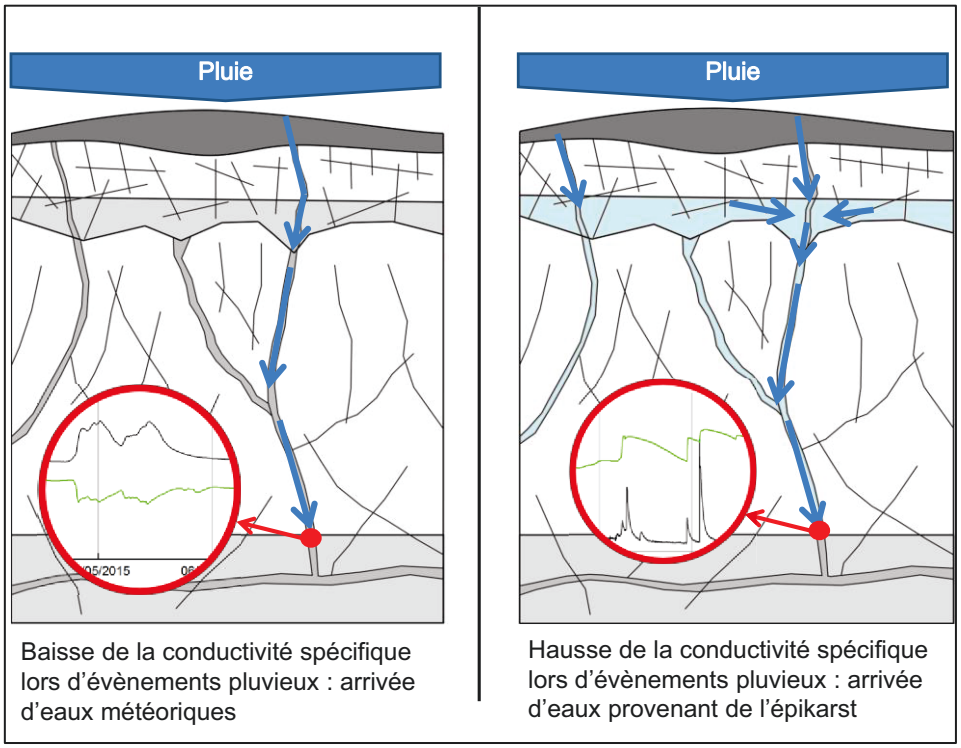


Figure 3-17 Schéma conceptuel des écoulements permettant l'interprétation des variations rapides de la conductivité spécifiques des eaux souterraines après un évènement pluvieux. Les courbes vertes et noires représentent respectivement les variations de la conductivité spécifique et les variations du niveau de nappe

    - Une hausse de la conductivité spécifique de la nappe, correspondant à l'arrivée d'une eau plus minéralisée. Cette eau pourrait provenir d'un vide karstique situé dans la ZNS et déconnecté des réseaux de fissures/conduits, dans lequel l'eau réside plus longtemps et s'est chargée des produits de dissolution de la roche.

Une autre hypothèse permettant d'expliquer l'origine de cette eau plus minéralisée par rapport à l'eau de la nappe, serait la présence de l'épikarst (**Figure 3-17**). En effet, ce réservoir de sub-surface est susceptible de stocker une partie des eaux météoriques avant leur infiltration vers les zones sous-jacentes (*Aquilina et al., 2005* ; *Klimchouk et al., 2004, Perrin et al., 2006*). Les fortes pressions partielles de CO_2 dans ce réservoir, en raison de la proximité avec le sol, ainsi que le mélange de masses d'eau d'âges différents sont supposés affecter la signature chimique des eaux stockées dans l'épikarst (*Aquilina et al., 2006, Delbart et al., 2014a ; Perrin et al., 2003*). Il est donc possible que ces augmentations de conductivité spécifique mesurées dans les eaux de la nappe correspondent à l'arrivée d'eau provenant de l'épikarst.

Les variations hydrodynamiques et physico-chimiques de la nappe supérieure présentent des réactions rapides à la suite d'évènements pluvieux. Cette réactivité est homogène au sein de l'aquifère étudié, malgré quelques comportements singuliers habituellement rencontrés dans les aquifères karstiques.

3.3.2 Analyse par autocorrélations

L'intérêt de la fonction d'autocorrélation est d'étudier la baisse de la corrélation d'une série temporelle avec elle-même en fonction du temps, soit l'inertie du signal. Les autocorrélogrammes des chroniques piézométriques de la nappe supérieure ont déjà été étudiés, lors de précédents travaux de thèse (*Delbart, 2013*), pour 9 piézomètres (dont 8 étudiés dans cette thèse) sur une période de 4 ans. Dans les travaux actuels, l'autocorrélation est utilisée sur des chroniques de niveau de la nappe supérieure de 18 piézomètres, pour une période de 6 ans, afin de répertorier les piézomètres marqués par le caractère double milieu de l'aquifère.

La fonction d'autocorrélation est également appliquée aux chroniques de conductivité spécifique des eaux de la nappe supérieure afin de caractériser spatialement l'inertie des variations hydrochimiques (conductivité spécifique) de la nappe supérieure.

Chroniques piézométriques

Les autocorrélogrammes sont calculés sur la période 2010 - 2015 pour les 18 chroniques piézométriques présentées précédemment (**Figure 3-8** et **Figure 3-9**). Dans le cas du piézomètre n°1, la fonction d'autocorrélation est seulement calculée sur la période 2012-2015 en raison de la baisse inexpliquée du niveau de nappe moyen mesurée en juillet 2012 (voir **Figure 3-8**).

Selon *Mangin (1984)*, le calcul du coefficient de corrélation n'est plus représentatif de l'inertie du signal lorsque le décalage excède un tiers de la longueur de la chronique initiale (troncature). Ici la troncature est donc de 17 532 heures, soit de 730 jours (limite de l'abscisse de la **Figure 3-18**).

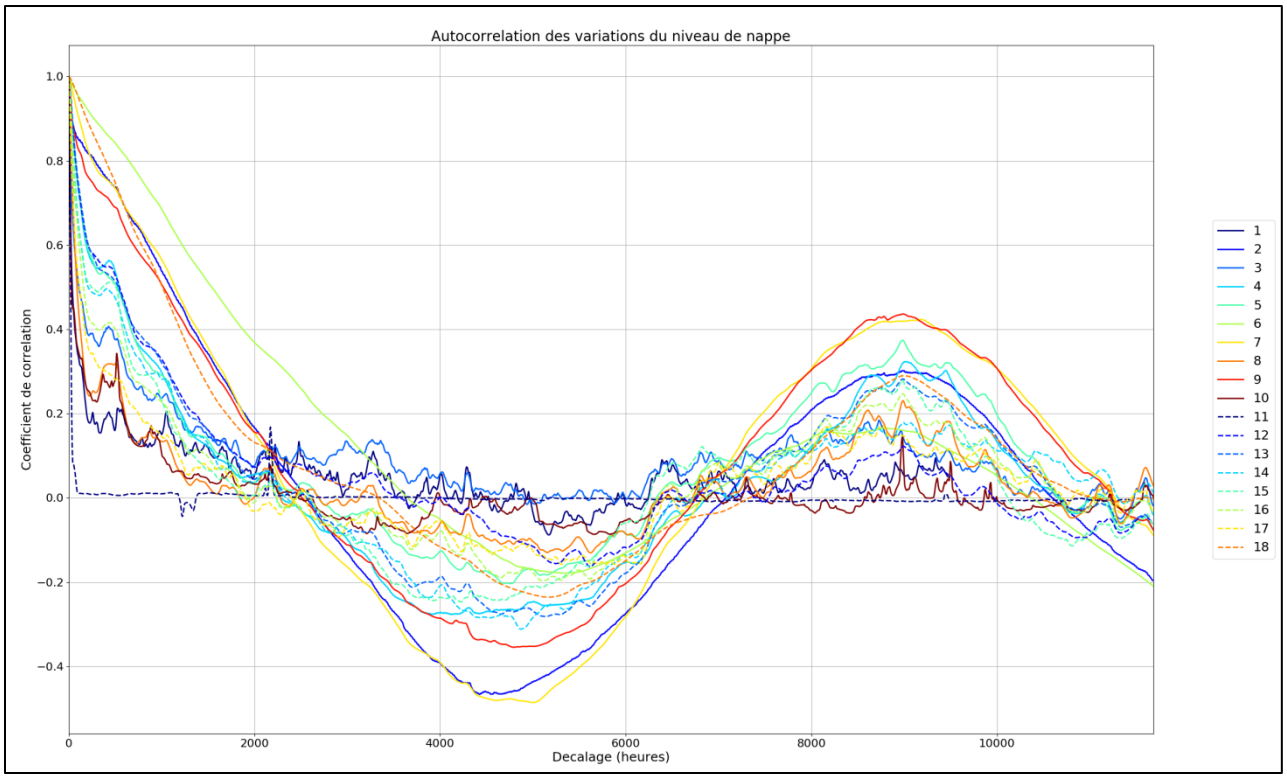


Figure 3-18 Autocorrélogramme des variations du niveau de nappe pour les différents piézomètres

Excepté pour les piézomètres n° 1, 3 et 11, les autocorrélogrammes (**Figure 3-18**) présentent tous une cyclicité saisonnière (6 mois = 4380 heures soit 182 jours, 12 mois = 8766 heures soit 365 jours) correspondant aux alternances de périodes des hautes eaux (octobre - février) et basses eaux (mars - septembre), visibles sur les chroniques piézométriques (**Figure 3-8**, **Figure 3-9**). Les chroniques débutent en janvier 2010, pendant la période des hautes eaux (HE). Ainsi, le premier demi-cycle à 6 mois, anti corrélé, correspond à l'arrivée de la période des basses eaux (BE). Le cycle est complet à 12 mois, ce qui s'interprète comme le retour de la période des hautes eaux.

Le piézomètre n°11 ne présente pas de réaction significative du niveau de nappe à la suite d'évènements pluvieux (**Figure 3-9**). Sa fonction d'autocorrélation indique en ce sens un effet mémoire du signal quasiment nul avec un coefficient de corrélation proche de 0,0 au bout de quelques heures.

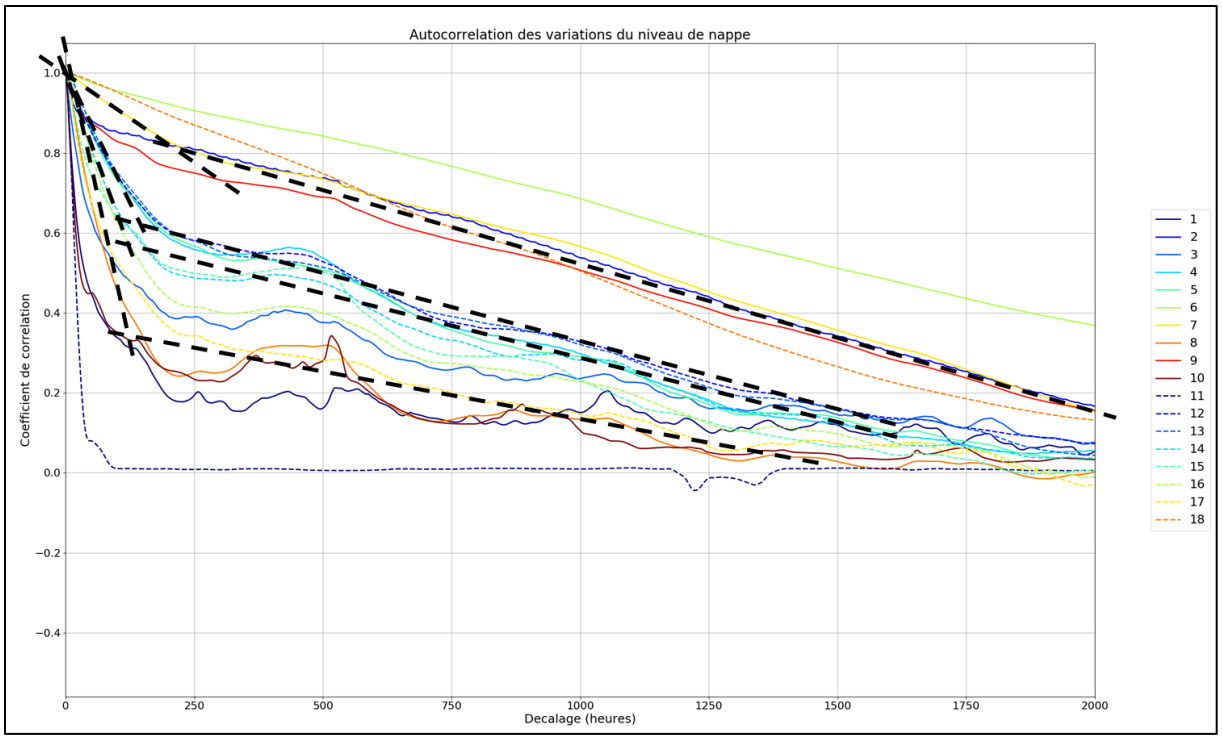


Figure 3-19 Fonctions d'autocorrélations des variations du niveau de nappe pour l'ensemble des piézomètres (focus entre 0 et 2000 heures de décalage, exemple de la présence de deux pentes)

L'analyse des autocorrélogrammes des niveaux de nappe, pour des décalages plus faibles, montre la présence de deux pentes (**Figure 3-19**). Ces récessions à double pente sont également visibles sur les chroniques piézométriques précédemment présentées (voir paragraphe **3.2.2**, **Figure 3-14)**. Ces pentes correspondent à la vidange des différentes porosités du milieu souterrain (*Shevenell, 1996*).

Il est donc supposé que la première pente de la récession des chroniques piézométriques de la nappe supérieure correspond à la vidange de la porosité du milieu fissuré ou fracturé. Tandis que la seconde pente de ces récessions serait liée à la vidange du réservoir matriciel (pas ou peu fissuré/fracturé).

Delbart et al. (2016) proposent une méthodologie visant à ajuster des droites sur chacune de ces pentes afin de quantifier les transferts rapides (première droite) et les transferts lents (seconde droite) au sein de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien (*Delbart, 2013 ; Delbart et al., 2016*). Ces résultats mettent en évidence une certaine homogénéité de la seconde pente des autocorrélogrammes pour 8 des piézomètres étudiés dans ces travaux (PZ n°1, 3, 13, 14, 15, 16, 17 et 18), interprétée comme une homogénéité des écoulements lents, représentatifs de la matrice, au sein de l'aquifère.

Ainsi, 12 piézomètres, dont 10 précédemment classés comme piézomètres à fonctionnement classique selon les observations (cf. paragraphe **3.3.1**), présentent ces deux pentes sur les autocorrélogrammes (**Tableau 3-1**). Les deux piézomètres restant (5 et 14) ont des variations du niveau de nappe présentant des seuils (voir **Figure 3-8**, **Figure 3-9**, **Figure 3-15**).

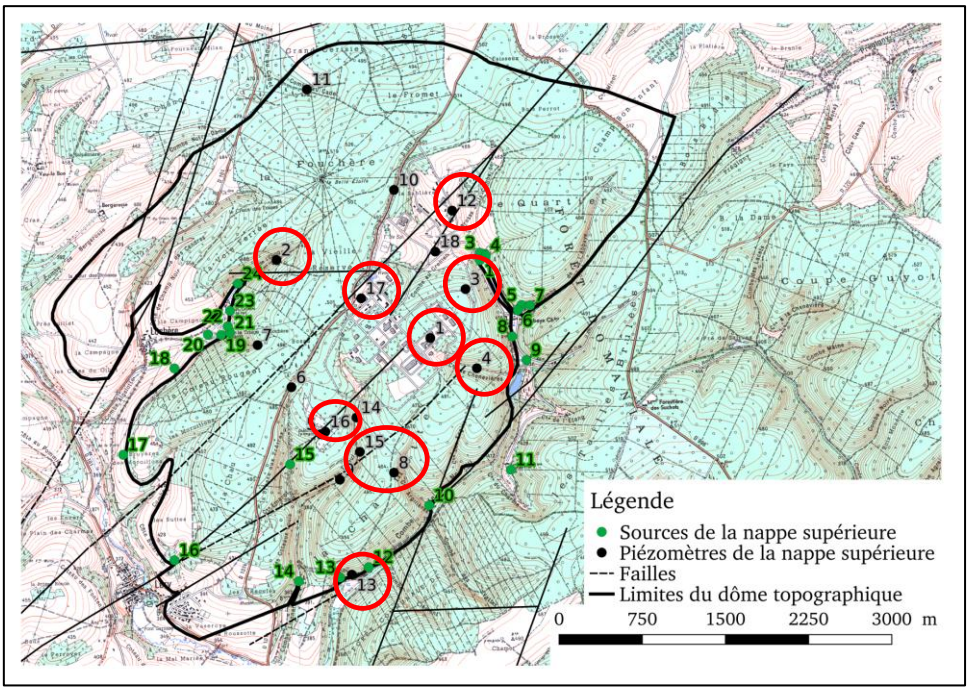


Figure 3-20 Localisation des piézomètres de la nappe supérieure marqués par des récessions double pente du niveau de nappe (ces piézomètres sont entourés d'un cercle rouge sur la carte)

Il est intéressant de noter que les piézomètres à fonctionnement « classique » les moins marqués par la cyclicité HE/BE (PZ n°1, 3, 8 et 17 ; **Figure 3-18**), sont les piézomètres qui présentent les pentes des « transferts rapides » (première pente) les plus marquées sur les autocorrélogrammes (**Figure 3-19**). Cela montre une variabilité du poids des contributions « matricielle » et « milieu fissuré/fracturé » à l'écoulement, pouvant être liée à une différence de fracturation.

Tableau 3-1 Synthèse de l'analyse par observations et autocorrélations des chroniques piézométriques (HE/BE = hautes eaux / basses eaux)

Catégories/Critères	Observations	Autocorrélations : double pente	Autocorrélations : cycles HE/BE
Fonctionnement classique	1, 2, 3, 4, 8, 12, 13, 15, 16, 17	1, 2, 3, 4, 8, 12, 13, 15, 16, 17	2, 3, 4, 8, 12, 13, 15, 16, 17
Fonctionnement à seuil	5, 6, 7, 9, 14	5, 14	5, 6, 7, 9, 14
Fonctionnement fortes pluies	10, 11		
Piézomètre n°18	18		18

Enfin, la présence de deux pentes sur la majorité des autocorrélogrammes des variations du niveau de la nappe supérieure témoigne d'une extension spatiale de la porosité du milieu fracturé (porosité de fracture, matrice fissurée ou fracturée) au sein de cet aquifère supérieur (**Figure 3-20**).

Le **Tableau 3-1** présente une synthèse du comportement des piézomètres sur la base des observations et des autocorrélogrammes des chroniques du niveau de nappe.

Les piézomètres marqués par la dualité des écoulements souterrains pourront être utilisés comme données de calage des paramètres de l'écoulement du modèle double milieu.

Chroniques de la conductivité spécifique

La fonction d'autocorrélation est calculée sur une troncature plus courte (Figure 3-21) puisque toutes les chroniques ne sont pas assez longues pour couvrir l'intégralité de la période 2010 – 2015 (**Figure 3-10**, **Figure 3-12**).

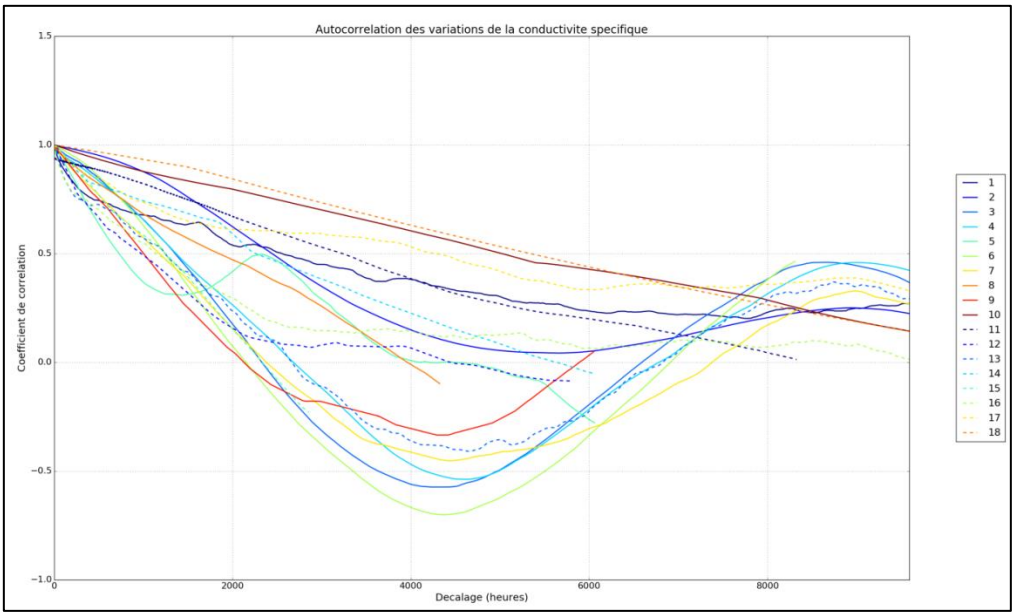


Figure 3-21 Autocorrélogrammes des variations de la conductivité spécifique au niveau des piézomètres

Les autocorrélogrammes des chroniques de conductivité spécifique (**Figure 3-21**) ne présentent pas de double pente et montrent une inertie plus marquée pour l'ensemble des piézomètres, par rapport aux autocorrélogrammes des chroniques piézométriques. Une cyclicité du signal, identique à celle des fonctions d'autocorrélation des niveaux de nappe, est observée pour certains piézomètres sur la **Figure 3-21**. Ces cycles de conductivité spécifique sont également visibles sur les chroniques précédemment présentées (**Figure 3-10**, **Figure 3-12**).

Au cours d'une année, de nombreux processus affectent la minéralisation des eaux d'infiltration : flux de CO_2 (*Affek et al., 1998 ; Batiot-Guilhe et al., 2007 ; Garcia-Anton et al., 2017 ; Lucas, 2001 ; Mattey et al., 2016*), productions d'ions par l'activité végétale et l'altération de la roche mère (*Lucas, 2001 ; Stonestrom et al., 1998*). Toutefois, à la suite d'évènements pluvieux, les variations rapides de la conductivité spécifique des eaux de la nappe supérieure montrent l'arrivée d'une eau météorique faiblement minéralisée. Cela va à l'encontre de l'hypothèse d'une minéralisation des eaux d'infiltrations par les processus bio-physico-chimiques du sol, afin d'expliquer la cyclicité observée de la conductivité spécifique.

La seconde hypothèse émise précédemment paraît donc plus appropriée dans ce cas : les périodes de hautes eaux sont caractérisées par l'apport d'une eau météorique faiblement minéralisée. Ces apports sont réduits en période de basses eaux, permettant ainsi une vidange du réservoir matriciel. L'eau issue de ce réservoir est davantage minéralisée de par son temps de résidence plus long.

La combinaison des observations et de l'analyse de la fonction d'autocorrélation, appliquée aux chroniques du niveau de nappe et de conductivité spécifique, a donc permis :

- ***d'identifier des réactions rapides à la suite d'évènements pluvieux et une influence des différents types de porosité du milieu souterrain, pour la majorité des piézomètres de la nappe supérieure. Ce résultat témoigne de la présence d'une porosité secondaire (matrice fissuré ou réseau de fissures/fractures) au sein du milieu souterrain. Ce caractère double milieu se retrouve au niveau de la plupart des piézomètres du site, permettant de considérer une fracturation étendue à l'échelle du dôme topographique. Les chroniques de niveau de nappe de ces piézomètres pourront être utilisées dans le cadre de la modélisation des écoulements avec l'approche double milieu (chapitre 4).***

- ***d'identifier la présence d'une cyclicité de la minéralisation des eaux de la nappe, synchrone à celle du niveau de nappe et correspondant à l'alternance des périodes de hautes eaux et basses eaux.***

3.3.3 Corrélations croisées entre l'infiltration et les niveaux de nappe

L'analyse par corrélations croisées entre l'infiltration et les chroniques piézométriques permet d'identifier le temps moyen qui s'écoule entre un évènement pluvieux et la montée du niveau de nappe associée. Dans le cas de ces travaux, les corrélogrammes des différents piézomètres peuvent être comparés entre eux puisque les variations du niveau de nappe sont toutes provoquées par le même signal d'infiltration, supposé homogène à l'échelle de la surface du dôme topographique (17 km²).

De précédents travaux de thèse présentent l'emploi de la fonction de corrélation croisée entre la chronique de pluie brute et 9 chroniques piézométriques pour une période longue de 4 ans (*Delbart, 2013*). Les corrélogrammes croisés obtenus dans ces travaux de thèse constituent donc une mise à jour de ces résultats en tenant compte : (1) de l'infiltration en donnée d'entrée (et non plus de la pluie brute) et (2) de 16 chroniques piézométriques en données de sortie, et ce pour une période de 6 ans.

Les fonctions de corrélations croisées sont calculées pour la période 2010 – 2015 (**Figure 3-23**) sauf pour les piézomètres n°10 et 11 pour lesquelles les variations du niveau de nappe ne présentent pas de réactions significatives aux épisodes pluvieux (**Figure 3-8**, **Figure 3-9**).

L'utilisation de l'infiltration en donnée d'entrée, par rapport à l'utilisation de la pluie brute, permet ainsi d'améliorer significativement les coefficients de corrélations des corrélogrammes croisées (**Tableau 3-2**). En effet, les coefficients maximums des corrélations croisées obtenus dans ces travaux de thèse sont supérieurs, pour chaque piézomètre, aux coefficients maximums des corrélations croisées (pluie brute-piézométrie) des précédents travaux (*Delbart, 2013 ; Delbart et al., 2016*). La prise en compte de l'infiltration permet donc une amélioration de la correspondance entre la donnée d'entrée et les mesures du niveau de nappe.

Tableau 3-2 Comparaison des coefficients de corrélation maximum entre les corrélations croisées pluie brute et piézométrie (Delbart, 2013) et les corrélations croisées entre l'infiltration et la piézométrie. Les coefficients de corrélation issue des résultats de Delbart (2013) sont donnés pour la période longue de 4 ans.

Piézomètres	Coefficients de corrélation croisée maximum entre la pluie brute et la piézométrie - Delbart (2013)	Coefficients de corrélation croisée maximum entre l'infiltration et la piézométrie
1	0,16	0,15
2		0,12
3	0,10	0,21
4		0,10
5		0,13
6		0,04
7		0,10
8		0,22
9		0,10
10		0,14
11		0,10
12		0,12
13	0,09	0,17
14	0,08	0,12
15	0,09	0,15
16	0,13	0,20
17	0,17	0,26
18	0,04	0,07

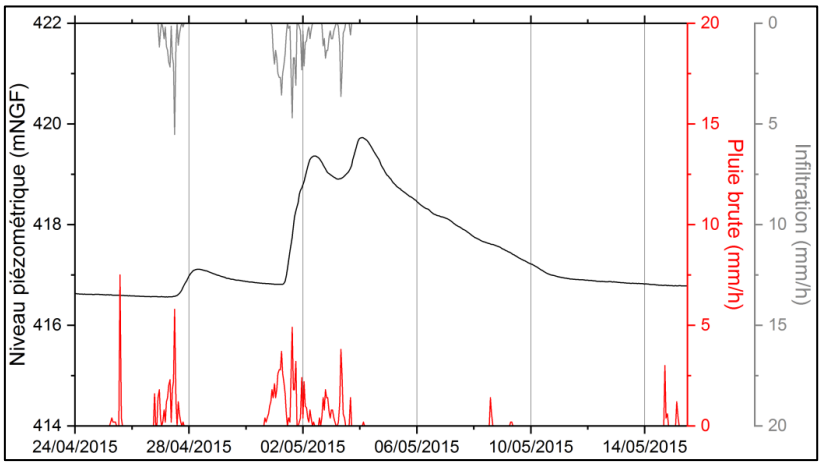


Figure 3-22 Comparaison des chroniques de la pluie brute et de l'infiltration par rapport aux variations du niveau de nappe du piézomètre n°16

Cela s'explique par la reprise, via les processus d'évapotranspiration et de ruissellement, de certains évènements pluvieux qui ne présentaient pas de réaction du niveau de nappe associées (exemple de l'évènement pluvieux du 25/04/2015, cf **Figure 3-22**).

Les temps de réponse affichés (**Figure 3-23**) correspondent aux décalages entre les deux séries permettant d'obtenir les plus fortes valeurs des coefficients de corrélations entre l'infiltration et les chroniques piézométriques.

La forme de la fonction de corrélation croisée entre l'infiltration et le niveau de nappe met en avant la dualité des écoulements :

- le pic de corrélation correspond aux variations rapides du niveau de nappe après un évènement pluvieux, soit la fonction transmissive de l'aquifère, portée par le milieu fracturé,

- la baisse du coefficient de corrélation traduit le temps pour lequel l'information, transmise de l'infiltration vers le signal de niveau de nappe, est conservée. C'est l'effet capacitif (*Delbart et al., 2016*), soit la fonction de stockage de l'aquifère, supporté par le milieu poreux matriciel ou la présence de vides déconnectés des drains principaux.

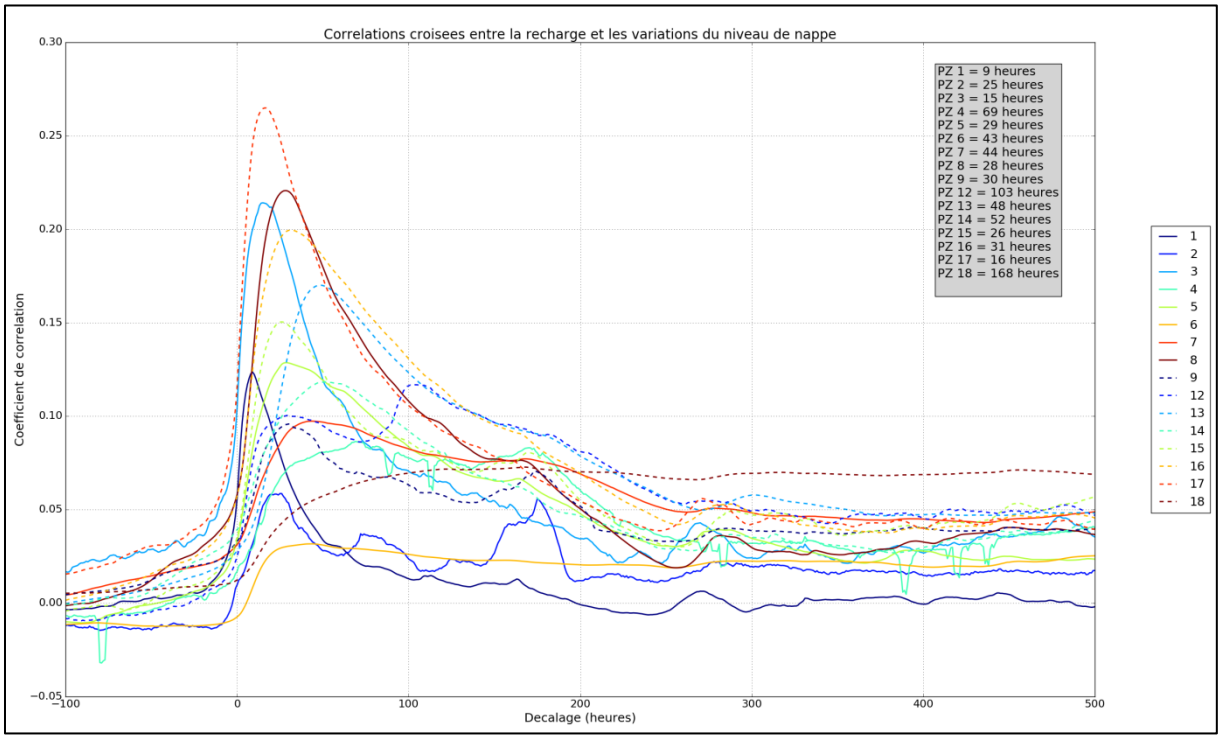


Figure 3-23 Corrélogrammes croisés entre l'infiltration et les variations du niveau de nappe pour l'ensemble des piézomètres (exceptés les piézomètres n°10 et 11). Les temps de réponses moyens affichés correspondent aux temps pour lesquels le coefficient de corrélation est maximum

Les corrélogrammes croisés des piézomètres n°2, 4, 9 et 12 ont deux pics du coefficient de corrélation avec une valeur pouvant être plus forte au second pic : ces piézomètres montrent une seconde réaction du niveau de nappe à un même évènement pluvieux.

Une hypothèse pour expliquer ce résultat, inspirée des résultats de *Delbart (2013)*, ferait intervenir une première arrivée des eaux météoriques par infiltration directe à travers la ZNS (premier pic de corrélation), puis, une seconde arrivée de masse d'eau via la propagation d'un écoulement au sein de la nappe (second pic de corrélation). Ces piézomètres se situent pour la plupart dans la partie aval de l'aquifère (excepté le piézomètre n°12), ce qui appuie l'hypothèse de la contribution significative d'une propagation de l'écoulement au sein de la nappe.

Les piézomètres n°6, 7 et 18 montrent un comportement différent, avec une montée lente puis une baisse très lente des coefficients de corrélation. Le piézomètre n°6 possède des variations particulières de la piézométrie puisqu'il a un niveau à seuil haut qui n'est jamais dépassé (**Figure 3-8**, **Figure 3-15**). Cela pourrait correspondre à la présence d'un réseau de drain, situé à cette même côte. La forme du corrélogramme croisé serait donc une image de l'effet capacitif de ces vides. Le cas du piézomètre n°18 pourrait également être lié à la présence de vides, conférant un comportement très inertiel aux variations locales du niveau de nappe.

La **Figure 3-23** présente des temps de réponse moyens de la nappe différents à la surface du dôme topographique. Il a été montré que ces temps de réponse présentent une organisation spatiale pour la majorité des piézomètres (*Delbart, 2013 ; Delbart et al., 2016)*.

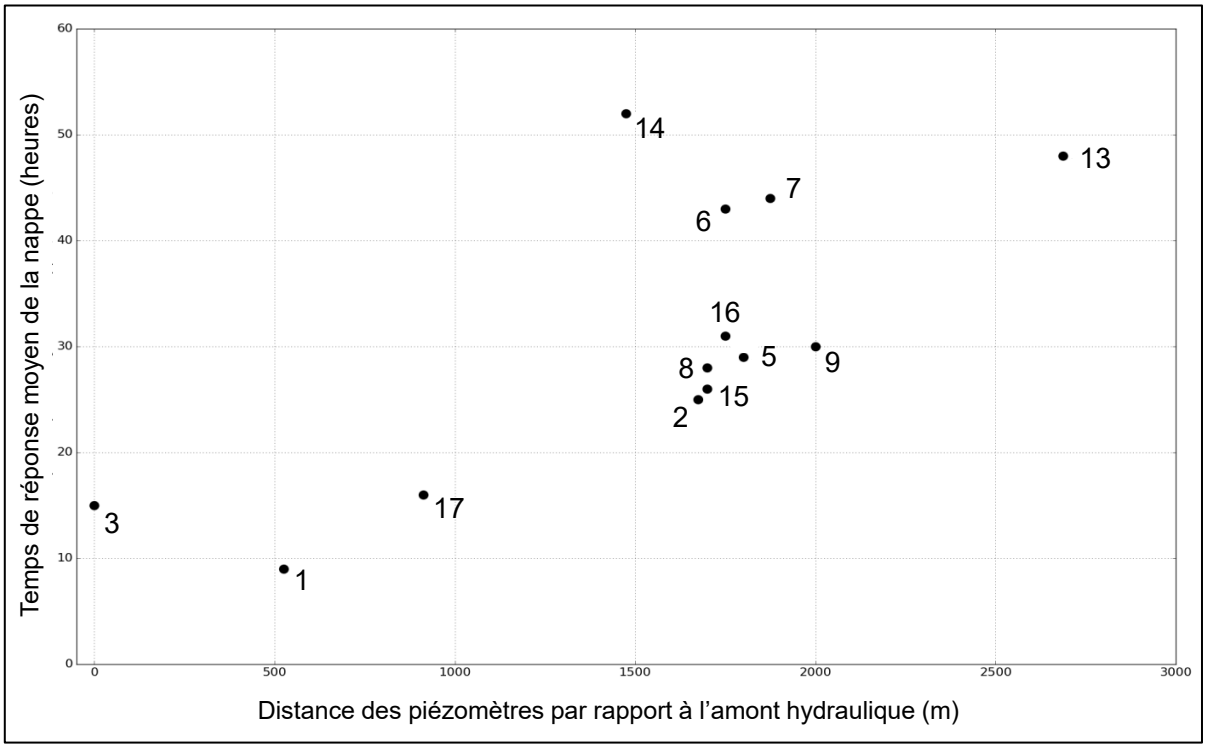


Figure 3-24 Evolution du temps de réponse moyen de la nappe à la suite d'un évènement pluvieux en fonction de la distance des piézomètres par rapport au centre du dôme topographique, situé à proximité du piézomètre n° 3.

En effet, les résultats obtenus dans le cadre de cette thèse montrent que la réponse impulsionnelle de la nappe est d'autant plus retardée, et étalée dans le temps, que les piézomètres sont éloignés de l'amont piézométrique (**Figure 3-24**). Toutefois, ce résultat n'est pas valable pour les piézomètres 4, 9 et 18, situés près du centre du dôme topographique et avec des temps de réponse élevés (**Figure 3-23**). Comme indiqué précédemment, ces piézomètres présentent un comportement plus inertiel ou des variations piézométriques retardées. Enfin, les piézomètres n° 10, 11, 12 et 18, situés en amont hydraulique du piézomètre n°3, ne sont pas présentés dans la figure **Figure 3-24**.

Ainsi, malgré le comportement fissuré/karstique de l'aquifère, le temps de réponse de la nappe augmente de l'amont vers l'aval du dôme topographique. *Delbart et al. (2016)* expliquent ce résultat par la compétition entre l'infiltration directe des évènements pluvieux depuis la surface et la propagation d'un front de pression au sein de la nappe. L'augmentation du temps de réponse à l'aval serait due à une plus forte contribution des fronts de pression, allongeant la réponse de la nappe après un épisode pluvieux.

Enfin, l'organisation spatiale de ces temps de réponse rapides (de 10 à 178 heures) témoigne de l'extension spatiale de la porosité secondaire (matrice fissurée/fracturée ou réseau de fissures/fractures).

Les corrélations croisées présentées dans ce paragraphe ont permis de confirmer de précédents résultats en considérant (1) l'infiltration comme donnée d'entrée et non plus la pluie brute et ce (2) avec le double de points de mesures.

L'aquifère étudié peut être considéré comme fissuré et/ou fracturé, avec une fracturation spatialement étendue.

3.3.4 Corrélations croisées entre les niveaux de nappe et les chroniques de conductivité spécifique

L'analyse par autocorrélation des chroniques de conductivité spécifique de la nappe a montré une inertie du signal plus prononcée que celle de la piézométrie, ainsi que la présence d'une cyclicité saisonnière. Cette cyclicité est identique à celle présentée par les autocorrélogrammes des variations du niveau de nappe, donc certainement liée à l'alternance des périodes de hautes eaux et de basses eaux.

L'utilisation de la fonction de corrélation croisée entre les chroniques piézométriques et de conductivité spécifique permettrait d'identifier, pour chaque piézomètre, le décalage entre la réponse piézométrique et la réponse de conductivité spécifique à un même signal impulsionnel, l'infiltration, supposée spatialement homogène à l'échelle du dôme topographique.

Ce décalage correspondrait alors à un temps de retard entre deux processus physiques différents, puisque les deux signaux analysés sont porteurs d'informations différentes :

- la piézométrie correspond à une mesure de la charge hydraulique. La montée du niveau piézométrique peut donc être provoquée soit par un transfert de pression, très rapide au sein de la nappe (coefficient d'emmagasinement très petit en nappe captive), soit par l'arrivée d'une masse d'eau.

- la conductivité spécifique est une mesure représentative de la quantité d'ions présents dans l'eau. Une variation de la minéralisation ne peut être provoquée que par le déplacement d'une masse d'eau de signature chimique différente.

Ainsi, le décalage temporel mis en avant par les corrélations croisées piézométrie / conductivité spécifique permettrait d'identifier les mécanismes d'écoulements souterrain (transfert de pression ou transfert de masse).

La fonction de corrélation croisée est calculée pour la période 2013 – 2015, regroupant les chroniques de conductivité spécifique les plus complètes (**Figure 3-25**).

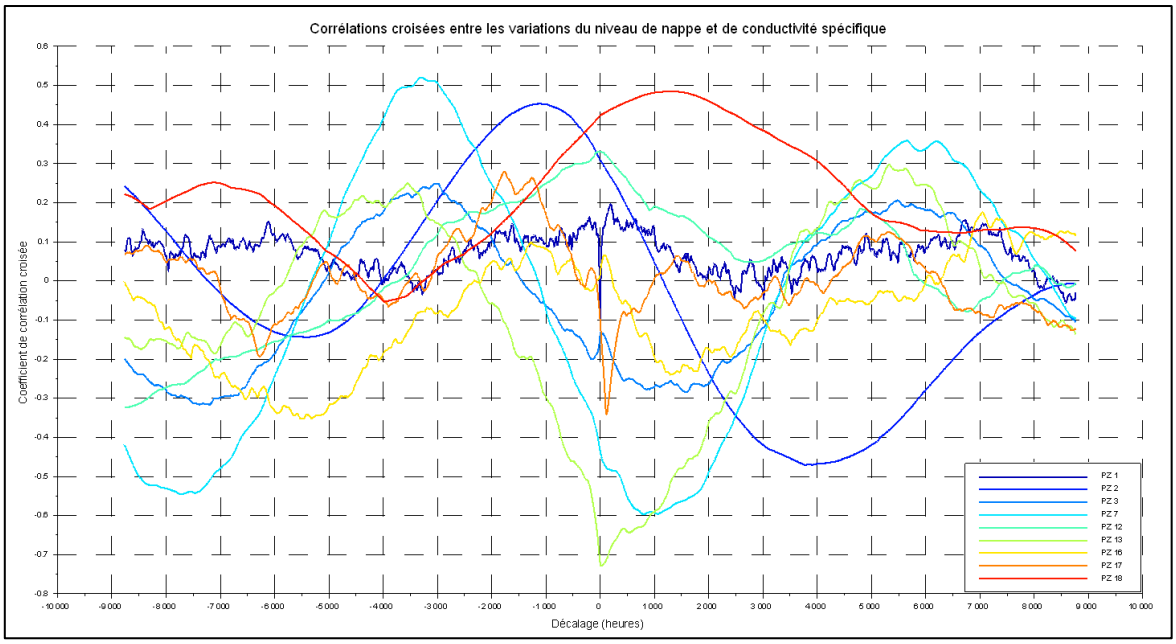


Figure 3-25 Corrélations croisées entre les variations de niveau de nappe et de conductivité spécifique pour la période 2013 - 2015

On s'intéresse ici au décalage entre les réactions rapides de la piézométrie et de la conductivité spécifique après un épisode pluvieux. Cependant, la corrélation des variations rapides de la piézométrie avec les variations rapides de la conductivité spécifique est peu visible sur la **Figure 3-25**. En effet, la fonction de corrélation croisée est marquée par la corrélation entre les cycles des deux signaux. Seuls les corrélogrammes des piézomètres n°1 et 17, ne présentant pas de corrélation entre les cyclicités de la piézométrie et de la conductivité spécifique (**Figure 3-25**), permettent d'identifier un décalage entre les réactions rapides des deux signaux.

Afin de considérer uniquement la corrélation entre les réactions rapides des deux signaux, un filtre « basses fréquences » a été utilisé pour masquer les variations saisonnières des niveaux de nappe et de la conductivité spécifique des eaux souterraines.

Le principe du filtre est le suivant :

- Les signaux sont transformés dans le domaine fréquentiel par la transformée de Fourrier
- Les fréquences inférieures à 6,34E-08 s^{-1} sont retirées (fréquence correspondant à la période d'une demie-année). Une coupure progressive du signal fréquentiel (sur 10 échantillons) permet de ne pas créer d'artefacts dans le signal temporel.

Les corrélations croisées sont ensuite calculées sur la période 2013 – 2015 entre les chroniques filtrées de piézométrie et de conductivité spécifique.

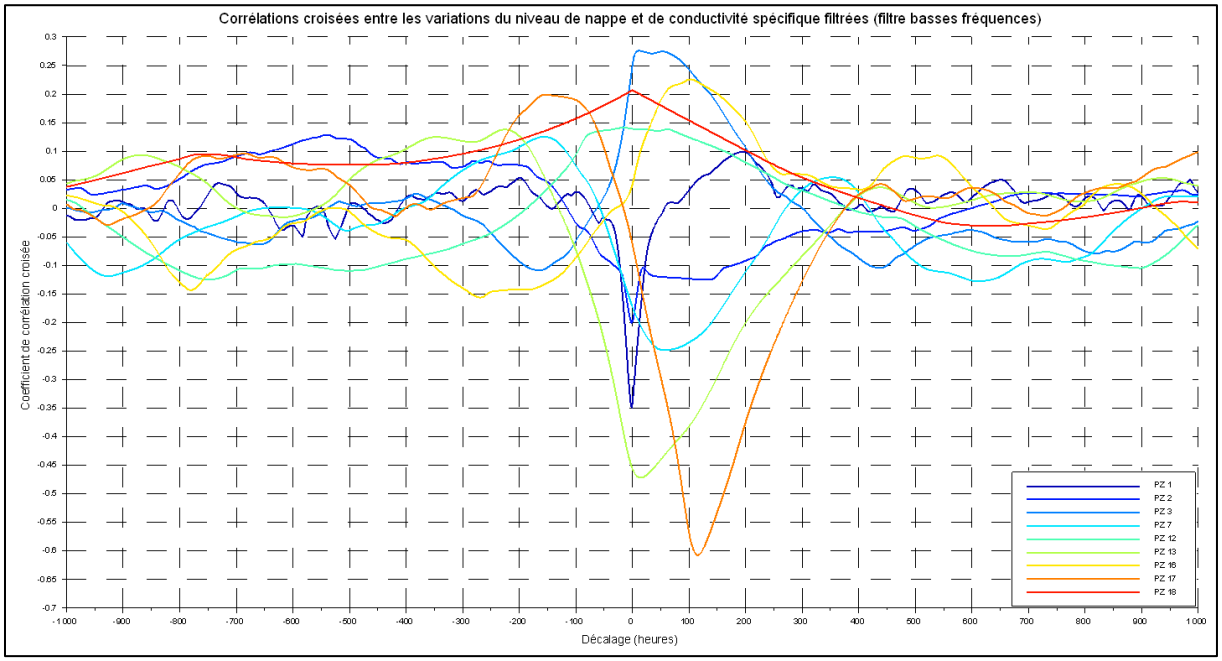


Figure 3-26 Corrélations croisées entre les chroniques piézométriques filtrées et les chroniques de conductivité spécifique filtrées (filtre basses fréquences pour retirer les fréquences inférieures à une demi-année)

Les corrélogrammes ainsi obtenus (**Figure 3-26**) présentent des valeurs du coefficient de corrélation croisée supérieures aux valeurs obtenues par les corrélations croisées entre l'infiltration et les variations du niveau de nappe. En effet, les autocorrélogrammes de l'infiltration (**Figure 3-4**) et des chroniques piézométriques (**Figure 3-18**) présentent une inertie très différente, tandis que, les autocorrélogrammes des chroniques piézométriques et des chroniques de la conductivité spécifique des eaux souterraines (**Figure 3-18** et **Figure 3-21**) montrent une inertie plus proche. La corrélation entre ces deux signaux est donc plus forte que celle entre l'infiltration et la piézométrie.

La forme particulière du corrélogramme du piézomètre n°18 est due à l'absence de réactions rapides de la conductivité spécifique à la suite d'évènements pluvieux (**Figure 3-26**). Lors d'évènements pluvieux, la conductivité spécifique du piézomètre n°3 augmente (**Figure 3-13**) expliquant la corrélation positive avec le signal de piézométrie (**Figure 3-26**).

Le corrélogramme du piézomètre n°16 présente également une corrélation positive entre les variations du niveau de nappe et de conductivité spécifique. Cela s'explique, pour certains évènements pluvieux, par la mesure d'une augmentation de la conductivité spécifique de l'eau de la nappe.

Les piézomètres à la fois marqués par des réactions rapides de la piézométrie et de la conductivité spécifique (PZ n° 1, 3, 7, 13, 16 et 17 ; **Figure 3-8**, **Figure 3-9**, **Figure 3-10**, **Figure 3-12**, **Figure 3-26**) présentent des pics de corrélation significatifs. Les décalages temporels au niveau de ces pics (**Figure 3-26**) peuvent ici être interprétés comme les décalages moyens, après un évènement pluvieux, entre les réactions de la piézométrie et de la conductivité spécifique. Et donc, comme un retard de l'écoulement par rapport au transfert de pression.

Le corrélogramme du piézomètre n° 1 ne présente pas de décalage temporel entre les réactions rapides des deux signaux (**Figure 3-26** ; **Figure 3-27**). Les variations du niveau de nappe, simultanées aux variations de la conductivité spécifique des eaux souterraines, sont donc provoquées par des écoulements rapides (arrivées d'eau de surface), probablement via des réseaux de fissures/fractures/conduits.

Les corrélogrammes des piézomètres n° 3, 7, 13, 16 et 17 montrent des décalages variables, de 12 heures à 115 heures (**Figure 3-26**). Les faibles retards de l'écoulement (décalage entre la piézométrie et la conductivité spécifique), par rapport au transfert de pression, des piézomètres n°3 et 13 (12 h et 13 h) peuvent s'expliquer par un phénomène d'effet piston. En effet, lors d'évènements pluvieux, si les réseaux de fissures/fractures sont déjà saturés, un transfert de pression va en premier lieu provoquer une montée du niveau de nappe, ensuite suivi par l'arrivée des eaux météoriques dans la nappe. Dans le cas d'un réseau saturé, le transfert de pression est supposé instantané. Le temps d'arrivée d'une masse d'eau via un réseau de fractures peut être variable. Toutefois, les retards de 12 heures et 13 heures des piézomètres n°3 et 13 correspondent au temps d'arrivée moyen de l'écoulement du piézomètre n°1 après un évènement pluvieux. Ce piézomètre est situé au centre du dôme topographique, il est supposé que les variations locales du niveau de nappe y sont déclenchées en grande partie par l'infiltration des eaux météoriques, soit 9 heures pour traverser une zone non saturée d'environ 80 m d'épaisseur (*Delbart et al., 2016*).

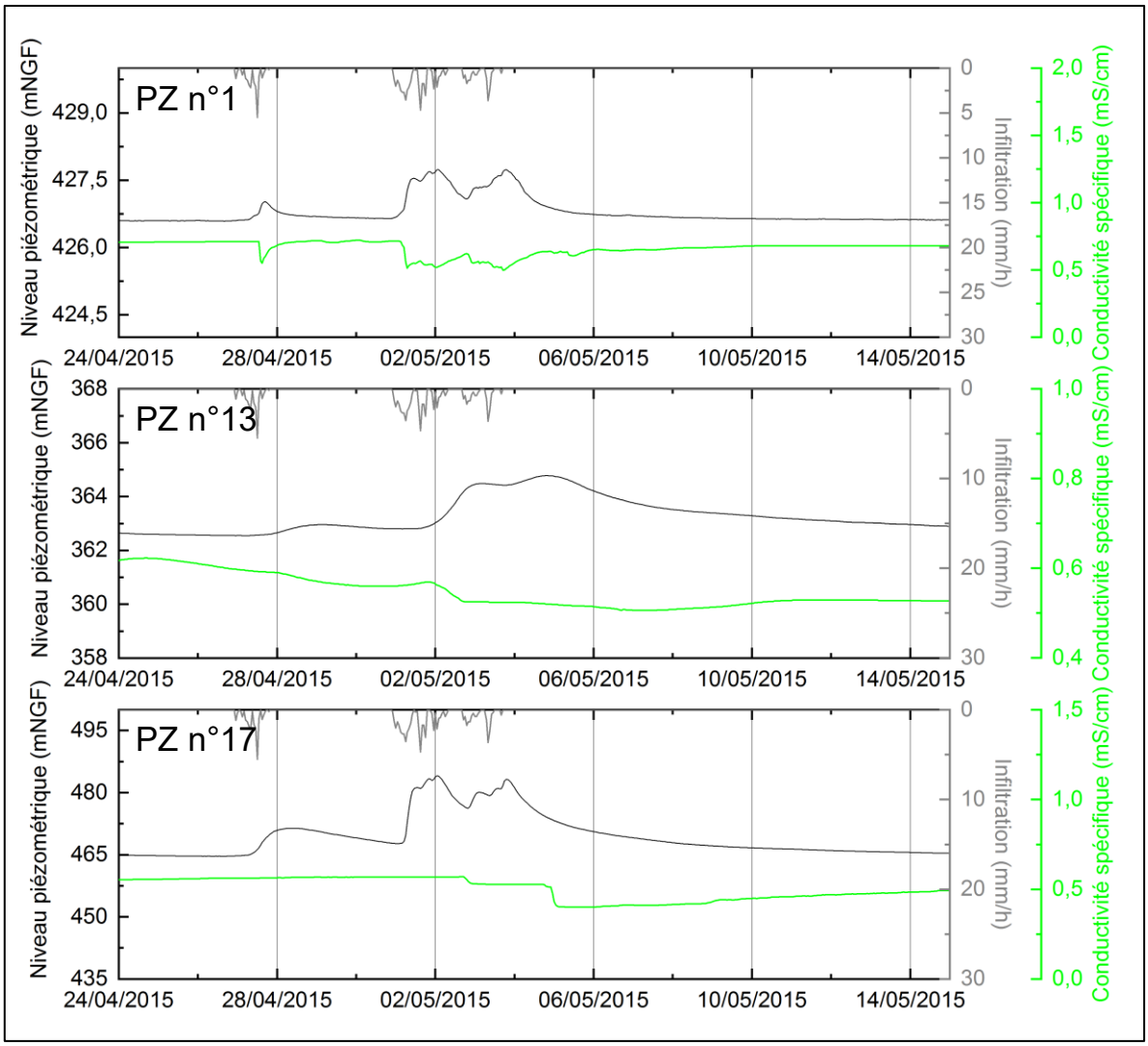


Figure 3-27 Variations du niveau de nappe et de la conductivité spécifique des eaux souterraines lors d'un évènement pluvieux (piézomètres n°1, 13 et 17)

Les piézomètres n°7, 16 et 17 présentent des retards plus importants de 70, 100 et 115 heures (voir la **Figure 3-27** pour le cas du piézomètre n°17). Ces décalages peuvent s'expliquer par la présence de réseaux de fissures/fractures/conduits connectés et spatialement très étendus, retardant ainsi l'arrivée de l'écoulement par rapport au transfert de pression, supposé instantané lorsque ces réseaux sont saturés.

Tableau 3-3 Synthèse des temps de réponse moyen et des retards moyens de l'écoulement par rapport au transfert de pression, à la suite d'un évènement pluvieux. Les temps de réponse moyens obtenus lors des travaux de thèse de Delbart (2013) sont présentés pour les corrélations croisées sur une période longue de 4 ans et une période courte d'un an.

Piézomètres	Temps de réponse moyen de la nappe (heures), corrélations croisées pluie brute - chroniques piézométriques, résultats Delbart (2013)		Temps de réponse moyen de la nappe (heures), corrélations croisées infiltration - chroniques piézométriques	Retard moyen de l'écoulement par rapport au transfert de pression (heures), corrélations croisées niveau de nappe - conductivité spécifique
	Période de 4 ans	Période de 1 an	Période de 6 ans	
1	11	9	9	0
2			25	
3	13	14	15	12
4		70	69	
5			29	
6			43	
7			44	70
8		28	28	
9		29	30	
10				
11				
12		36	103	
13	49	49	48	13
14	42	28	52	
15	31	39	26	
16	33	31	31	100
17	21	18	16	115
18	445	931	168	

3.4 Bilan : Apport de l'analyse des données hydrodynamiques et physico-chimiques à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique

L'aquifère supérieur étudié présente une forte densité de piézomètres pour lesquels des suivis haute fréquence des variations de niveau de nappe et de conductivité spécifique sont disponibles. La superficie du dôme topographique (17 km²) permet de considérer une infiltration homogène et de la comparer aux réactions hydrodynamiques et physico-chimiques de la nappe. Cela afin d'identifier le fonctionnement hydrodynamique ainsi que la structure du milieu souterrain. L'analyse des chroniques temporelles (niveau de nappe et conductivité spécifique) ainsi que l'emploi des fonctions d'autocorrélation et de corrélations croisées, ont permis de mettre en avant un comportement fissuré/fracturé de l'aquifère karstique étudié :

- La présence d'une double pente sur les chroniques et la majorité des autocorrélogrammes des niveaux de nappe met en avant un fonctionnement hydrodynamique double milieu avec : (1) une porosité primaire (matrice ou matrice peu fissurée) représentative des transferts lents et de la capacité de stockage de l'aquifère et (2) une porosité secondaire (matrice fissurée/fracturée ou réseaux de fissures/fractures) correspondant aux transferts rapides et à la capacité de transmission de l'aquifère.
- Les corrélations croisées entre l'infiltration et les chroniques piézométriques ont permis la mise à jour de précédents résultats (*Delbart, 2013*), et ce à l'aide du double de points de mesure. Cela confirme la présence d'une fracturation (ou fissuration) spatialement étendue au sein de l'aquifère.
- Le décalage temporel entre les variations piézométriques et les variations de la conductivité spécifique des eaux de la nappe, étudié via la fonction de corrélation croisée, témoigne de la présence d'un réseau de vides (fissures ou fractures) spatialement étendu, et générant un retard de l'écoulement (par rapport au transfert de pression).

L'ensemble de ces résultats permet de considérer le milieu souterrain étudié en tant qu'aquifère karstique fissuré et/ou fracturé. Cette fissuration ou fracturation est spatialement étendue au sein du dôme topographique.

4. *Modélisation double milieu des niveaux de nappe*

4.1 Résumé....136
4.2 Abstract....137
4.3 Introduction....138
4.4 Methods....140
4.4.1 Conceptual model....140
4.4.2 Implementation in the METIS code....142
4.4.3 Optimization method....143
4.5 Studied site....144
4.5.1 Localization and general context....144
4.5.2 Available data....147
4.5.3 Flow model description....149
4.5.4 Recharge computation....150
4.5.5 Model parametrization....151
4.6 Results and Discussion....153
4.6.1 Single medium approach....153
4.6.2 Double medium approach....154
4.6.3 Model hydrodynamic functioning....160
4.7 Sensitivity analysis....162
4.8 Conclusions....167
4.9 Bilan : Apports de la modélisation double milieu des écoulements à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique....169

4.1 Résumé

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article scientifique, publié dans Journal Of Hydrology (vol 575, pp 861-875).

L'analyse des données hydrodynamiques de la nappe supérieure (chapitre 3) indique que l'aquifère peut être considéré, comme fissuré/fracturé de manière homogène à l'échelle du dôme topographique (17 km²), plutôt que fortement karstifié (absence de conduits de grande dimension). L'utilisation d'une approche de modélisation double milieu paraît appropriée afin de caractériser les propriétés physiques, mais également les transferts d'eau entre les deux milieux considérés (milieu poreux fracturé/fissuré et milieu poreux de matrice). Le modèle double porosité de *Gerke et Van Genuchten (1993a, b)*, introduit dans le **chapitre 2**, est intégré dans le code de calcul METIS développé par le centre Géosciences de l'Ecole des Mines. Le modèle hydrodynamique double milieu du site d'étude est présenté dans ce chapitre. Il permet la prise en compte des écoulements à l'intérieur, et entre, les deux milieux à partir d'une répartition de l'infiltration basée sur le bilan hydrologique du bassin versant (voir **chapitre 2**). Les paramètres hydrauliques de ce modèle (perméabilité et porosité efficace des deux milieux, ainsi que le paramètre d'échange) sont ajustés via une procédure d'optimisation, afin de reproduire les variations des niveaux de nappe marquées par le comportement double milieu de l'aquifère (**chapitre 3**). Parmi les piézomètres présentant deux pentes sur les récessions des niveaux de nappe, quatre ont été retenus pour le calage des paramètres du modèle. Ces piézomètres présentent une hydrodynamique semblable à celles des résurgences karstiques, considérées comme représentatives de l'hydrodynamique de l'aquifère supérieur étudié. La prise en compte de deux milieux permet de reproduire ces récessions rapides (à double pente) du niveau de nappe, qui n'étaient pas reproduites par un modèle simple milieu. La calibration des paramètres du modèle par ajustement des niveaux de nappe simulés sur les mesures montre une organisation spatiale de ces paramètres, interprétée comme la variation spatiale de la densité de fracture du milieu souterrain. Ces simulations numériques des écoulements permettent également une évaluation des flux d'eau entre les deux milieux considérés.

A double medium approach to simulate groundwater level variations in a fissured karst aquifer

Robineau, T [1,2,*]. Tognelli, A [1]. Goblet, P [2]. Renard, F [1]. Schaper, L [1].

[1] CEA, DAM, DIF, F-91297, Arpajon, France

[2] MINES ParisTech, Geosciences Department, 35 rue St Honoré, 77305 Fontainebleau, France

* Corresponding author at: CEA, DAM, DIF, F-91297 Arpajon, France.

4.2 Abstract

Karst aquifers are known for their complex flow mechanisms produced by the high spatial heterogeneity of void distribution. This study aims at confirming and enhancing the understanding of these flow mechanisms in a fissured karst aquifer using flow simulation with a double medium approach. Groundwater level (GWL) variations of the studied site (a 17 km² topographic hill located in Burgundy, France) are monitored hourly through 18 boreholes, 3 karstic resurgences and the outlet river discharge of the catchment basin (40 km²). The Gerke and Van Genuchten double porosity model is implemented in the METIS code and used to simulate GWL variations with a matrix and a fracture medium. Model parameters are calibrated by fitting a simulated fracture medium GWL to measured GWL for four boreholes that are representative of the topographic hill hydrodynamics. The double medium approach succeeds in reproducing measured fast GWL responses after recharge events that are not reproduced by a single medium approach. Investigating the model parameters' impact on simulated GWL variations and the exchange flow between the two media allows the conceptualization of the physical structure and the hydrodynamic mechanisms of the fissured karst aquifer. The spatial organization of parameters is observed and indicates areas of higher fracture density producing rapid GWL responses in contrast to lower fracture density areas, which produce slower and higher GWL responses. The fracture medium hydraulic parameters and the exchange parameter controlling the matrix/fracture interface properties are the most influential parameters for the simulated fracture medium GWL and the exchange flow between the matrix and the fracture medium during a recharge event. Finally, this study shows the Gerke and Van Genuchten double porous medium validity for the simulation of groundwater level in a fissured karst aquifer.

4.3 Introduction

Karst aquifers are characterized by a highly heterogeneous distribution of voids created by groundwater flow (*Bakalowicz, 2005*). These voids allow flow velocities up to several tens m/h, and the spatial heterogeneity makes physical property and process investigations in karst aquifers difficult. Since high spatial density underground information is seldom available, the physical properties of karst aquifers are usually investigated by the analysis of output data, spring hydrographs and chemographs following numerous approaches: hydrograph analysis (*Dewandel et al., 2003; Kovács et al., 2005; Kovács and Perrochet 2008*), isotope and major chemical chemograph analysis (*Aquilina et al., 2005; Delbart et al., 2014a; Ladouche et al., 2001*), signal processing analysis (*Bailly-Compte et al., 2011; Delbart et al., 2014b, Delbart et al., 2016; Massei et al., 2006*), and physically based modelling (*Cornaton and Perrochet 2007; Fleury et al., 2007; Kiraly, 1998; Kordilla et al., 2012; Tritz et al., 2011*).

Physically based models are used for groundwater management and pollution infiltration prediction considering karst flow mechanisms (*Therrien and Sudicky, 1996*). These modelling approaches can be subdivided in two groups: (1) distributed models that discretize karst systems in two or three-dimensional grids and require the assignment of hydraulic parameters and (2) lumped models that conceptualize physical processes at the scale of the whole karst system without explicitly modelling spatial variability (*Fleury et al., 2007; Fleury et al., 2008; Ghasemizadeh et al., 2012; Hartmann et al., 2014*).

Lumped models are usually employed when system hydraulic properties are poorly known to simulate karst spring discharge by converting input (recharge) into output (discharge) with linear (*Chen et al., 2014; Fleury et al., 2007; Fleury et al., 2008*) or non-linear (*Tritz et al., 2011*) equations. Distributed karst models can only be applied to well-explored sites since they require spatial information on karst system properties.

In distributed approaches, karst hydrological specifics are modelled by (1) a double medium approach that considers two interacting media (matrix and fracture/conduit) with a linear water exchange term depending on their state or (2) a combined discrete-continuum approach where fracture/conduit networks are modelled as discrete elements embedded in a matrix continuum (*Hartmann et al., 2014; Ghasemizadeh et al., 2012*).

The double medium approach is used when no conduit networks have been identified in the field (*Kordilla et al., 2012; Teutsch, 1993*) or when fracture density is assumed homogeneous on the test site, whereas the discrete-continuum approach is much used in well-developed karst aquifers where conduit geometry is known (*Cornaton and Perrochet, 2007; Hartmann et al., 2014; Kiraly et al., 1998, Therrien and Sudicky, 1996*).

Double porosity models were first developed for oil reservoir simulation and well test interpretations (*Warren and Root, 1963*) by modelling a porous matrix medium traversed by a fracture network. Both systems are linked by exchange flow expressed by Darcy's law with a shape factor related to the geometry of the matrix blocks. In the field of hydrogeology, *Gerke and Van Genuchten (1993)* proposed a model inspired by the Warren and Root model for water flow in saturated or unsaturated media in which budget equations are expressed in each medium by the Richard's equation formula. This double medium model is used in this paper to simulate groundwater level variations, without considering the vadose zone and epikarst.

The studied site, located in Burgundy (France), is characterized by a high density of monitoring boreholes, that is, 18 boreholes in a 17 km² topographic hill. This site has been spatially and temporally investigated through hydrogeological and geochemical studies with natural tracers and cross-correlation analysis (*Delbart, 2013; Delbart et al., 2014a; Delbart et al., 2014b; Delbart et al., 2016*). This karst aquifer is not well-developed since no large conduit networks are known. However, fracture families have been identified by borehole and outcrop investigations (*Delbart, 2013*) and previous signal processing analyses of spring hydrographs and borehole groundwater level variations (*Delbart et al., 2014b; Delbart et al., 2016*); this identification leads one to consider this aquifer as a homogeneous fissured karst aquifer.

This work aims at confirming and enhancing the understanding of groundwater flow mechanisms in this fissured karst aquifer using flow simulation with a double medium approach. Working on a spatially well-explored test site allows us to calibrate model hydraulic parameters by fitting simulated groundwater level (GWL) with borehole groundwater level variations similar to the karst spring dynamics (*Delbart, 2013; Delbart et al., 2014a*).

The first part introduces the Gerke and Van Genuchten double medium model implementation in the METIS code, developed by the Geosciences Department of MINES ParisTech (*Goblet, 2017*), and considers each system as an equivalent porous medium. The model parameter optimization method using Latin Hypercube Sampling and Root Mean Square Error as objective functions is also introduced.

Then, a general context with the available hydrodynamic measurements of the studied site, the flow model specifics and recharge computations for single and double medium approaches are presented. Single medium flow simulation results are first exposed to show their limits for reproducing groundwater level variations. Then, double medium flow simulation results are presented for short and long periods to assess the impact of the period length on calibrated hydraulic parameters. A focus on the exchange flow between media is presented that allows one to understand the hydrodynamic model functioning during a recharge event. Model parameter sensitivity analysis is finally shown to assess the parameters' impact on simulated GWL and water transferred between media.

4.4 Methods

4.4.1 Conceptual model

Warren and Root (1963) first developed double porosity models for oil reservoir simulation and well test interpretation by modelling a porous matrix medium ('primary medium') traversed by a fracture network ('secondary medium'). The authors have proposed a simplified conceptual model made of parallelepiped blocks separated by three sets of orthogonal planar fractures (**Figure 4-1**).

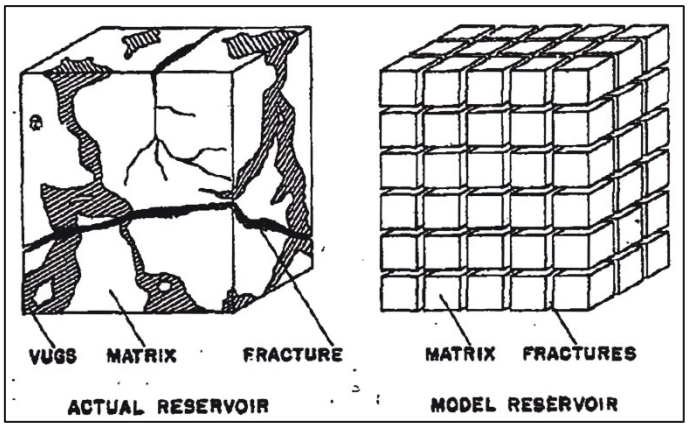


Figure 4-1 Double porosity concept (Warren and Root, 1963)

Flow exchange is controlled by the pressure difference between the two media and expressed by Darcy's law, with a shape factor related to the shape and size of the blocks.

The determination of this shape factor and even its theoretical validity are the subject of an important debate (see for example *Bourbiaux et al., 1999 or Hassanzadeh and Pooladi-Darvish, 2006*). In the field of hydrogeology, (*Gerke and Van Genuchten, 1993a*) have proposed a model inspired by the Warren and Root model for the flow of water in saturated or unsaturated media. This model is implemented in the HYDRUS programme. The Gerke and Van Genuchten model is based on the assumption that Richard's equation for transient water flow can be applied to both pore systems. This assumption leads to the following set of equations, in which the budget equations are expressed in each medium for a one-dimensional, vertical system:

Equation in a Representative Elementary Volume (REV) inside a fracture:

$$C_f \frac{\partial h_f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_f \frac{\partial h_f}{\partial z} - K_f\right) - \frac{\Gamma_w}{w_f} - S_f \qquad \textbf{(equation 4-1)}$$

Equation in a matrix REV:

$$C_m \frac{\partial h_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_m \frac{\partial h_m}{\partial z} - K_m\right) + \frac{\Gamma_w}{1-w_f} - S_m \qquad \textbf{(equation 4-2)}$$

where K_f and K_m ($L.T^{-1}$) represent the fracture and matrix pore system hydraulic conductivities, h_f and h_m (L) represent the fracture and matrix pore system pressure heads, Γ_w is the exchange term (T^{-1}) describing the transfer of water between the two pore systems, S_m and S_f (T^{-1}) are source/sink terms to account for root water extraction, w_f is the volume fraction of the fracture system in the global medium, and C_m and C_f (L^{-1}) are the specific soil water capacities, expressed by:

$$C = S_w S_S + \varepsilon \frac{\partial S_w}{\partial h} \qquad \textbf{(equation 4-3)}$$

where S_w is the degree of fluid saturation, S_s (L^{-1}) the specific storage coefficient for fracture or matrix pore systems, and ε is the fracture or matrix pore system porosity.

The mass transfer term Γ_w is expressed as a linear function of the head difference between the fracture and matrix systems:

$$\Gamma_w = \alpha_w (h_f - h_m) \qquad \textbf{(equation 4-4)}$$

$$\alpha_w = \alpha_w^* K_a$$

$$\alpha_w^* = \frac{\beta}{a^2} \gamma_w$$

where K_a is the transition hydraulic conductivity between the media, β is the shape factor depending on the fracture geometry (3 for a set of equally spaced orthogonal fractures), γ_w is an empirical factor, and a is equal to half the average distance between fractures in the case of equally spaced main fracture sets (β = 3).

4.4.2 Implementation in the METIS code

The METIS code is being developed by the Geosciences Department of MINES ParisTech (*Goblet, 2017*). It solves by the Finite Element Method the equations of flow, mass and heat transfer in a three-dimensional, variably saturated medium. It has been used in numerous applications related, for instance, to the modelling of natural tracers or the estimation of hydrogeological model parameters (*Castro and Goblet, 2003; Patriarche et al., 2004; Renard and Tognelli, 2016*). One of the characteristics of the METIS code is the possibility to include reduced dimensionality elements (1D or 2D elements in a 3D mesh for instance) to represent large scale fractures and boreholes (joint elements). This feature has been used, as will be shown later, to implement the double porosity model.

The METIS code uses an equivalent continuous medium approach to represent a porous medium as well as a fractured medium. To represent a double porosity system, two overlapping media are considered in an REV, each one occupying all the REV volume. This implies that the properties of each medium (hydraulic conductivity and porosity) must be weighted by its volume fraction to yield an equivalent property, i.e., w_f for the fractured medium and $(1-w_f)$ for the matrix medium.

The METIS code solves the equations of flow with a linear Finite Element technique according to a standard Galerkin formulation.

The double medium approach is implemented as follows: each medium is discretized on a separate mesh, over which the conservation equation of the appropriate medium is formulated (**equations 4-5 and 4-6**).

For the porous medium:

$$\int_{D_i} N_i \left(div(\widetilde{K_m}\ grad\ h_m) - \widetilde{C_m} \frac{\partial h_m}{\partial t} - \Gamma_w \right) = 0 \qquad \textbf{(equation 4-5)}$$

For the fractured medium:

$$\int_{D_i} N_i \left(div(\widetilde{K_f}\ grad\ h_f) - \widetilde{C_f} \frac{\partial h_f}{\partial t} + \Gamma_w \right) = 0 \qquad \textbf{(equation 4-6)}$$

where $\widetilde{K_m}$, $\widetilde{K_f}$, $\widetilde{\Gamma_m}$ and $\widetilde{\Gamma_f}$ are the properties weighted by the volume fraction of each medium; h_f and h_m (L) are the fracture and matrix pore system hydraulic heads; N_i is the Galerkin weighting function associated with node I; and D_i is the influence domain of node i, i.e., the union of elements connected to this node.

The overlapping meshes communicate through one-dimensional elements (joint elements) in which the connection equation (see **equation 4-4**) is discretized as a steady state conservation equation that yields the desired flow/head relationship. The generation of overlapping meshes as well as the connection elements is transparent for the user. The resulting discretization is solved on the composite mesh resulting from the assemblage of the overlapping meshes and the connection elements. This very flexible setup, which is facilitated by the general Finite Element framework, allows representing in any space dimension (1, 2 or 3D) an arbitrary number of simultaneous media, although the double medium has been to date the only one considered in practical applications. It allows also including without further development, all the options of the single medium simulator, i.e., variable saturation, flow, mass and heat transfer.

4.4.3 Optimization method

An optimization procedure has been developed to calibrate hydraulic parameters based on the adjustment between simulated groundwater level (GWL) and borehole measurements using the Latin Hypercube Sampling (LHS) method (*McKay et al., 2000*). Each computation is initiated with a different set of parameters. A statistical law is assigned to each parameter (normal, log normal, etc.) and values are randomly picked following these distributions laws. The LHS method ensures that parameter ranges are equally sampled and fully explored. Flow simulations are computed with these different combinations of parameters. Simulated and measured GWL variations are compared by root-mean-square error (RMSE) computations:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}(GWL_s - GWL_m)^2}{n}} \qquad \textbf{(equation 4-8)}$$

GWL_s and GWL_m are the simulated and measured groundwater levels, respectively.

RMSE is a classical tool used to quantify the accuracy of model results with reality measurements including in hydrology and hydrogeology modelling (*Cousquer, 2017; Delottier, 2017; Kordilla et al., 2012; Moussu et al., 2011*).

Each simulation is rated by a RMSE value quantifying the accuracy of the fit between model results and field measurements for every borehole. Thus, each borehole has an “optimal” set of parameters, corresponding to the weakest RMSE value and reproducing at the best measured GWL.

This procedure has been chosen rather than an iterative optimization method, since calculations are run on a supercomputer that allows testing a huge number of parameter combinations (several thousand) at the same time. This method guaranties a full exploration of the parameter range values, avoiding local optima.

4.5 Studied site

4.5.1 Localization and general context

The studied system is a 17 km² topographic dome located in eastern France. The altitude varies from 356 m to 526 m (**Figure 4-3a**).

The studied system is part of the main river catchment, which has an approximate area of 40 km². The river discharge has been monitored hourly at the catchment outlet since 2009. Forest land covers 82.5 % of the total topographic hill surface, whereas urban and agricultural land represents 17.5 % of the total surface. Annual rainfall of the studied area varies from 732 mm/y to 1106 mm/y with an average of 901 mm/y (2010-2015 Météo-France data).

This topographic hill has been investigated through several studies for geological survey, hydrogeological and geochemical understanding with field and modelling approaches (*Delbart, 2013; Delbart et al., 2014a; Delbart et al., 2014b; Delbart et al., 2016*).

The regional stratigraphy is represented by tabular Jurassic limestone intersected by marl (Figure 4-2). At the catchment scale, two aquifers are supported by two impermeable layers. This work focuses on the upper Bathonian limestone aquifer that drains the studied topographic hill.

The vadose zone thickness reaches a maximum of 70 metres with an average of 45 metres at the topographic hill centre. The saturated zone reaches a thickness of 15 metres at the topographic hill centre.

The vadose zone and the saturated zone are limited by the southern part of the topographic hill where the Bajocian Ostra marl appears on the surface (**Figure 4-2**).

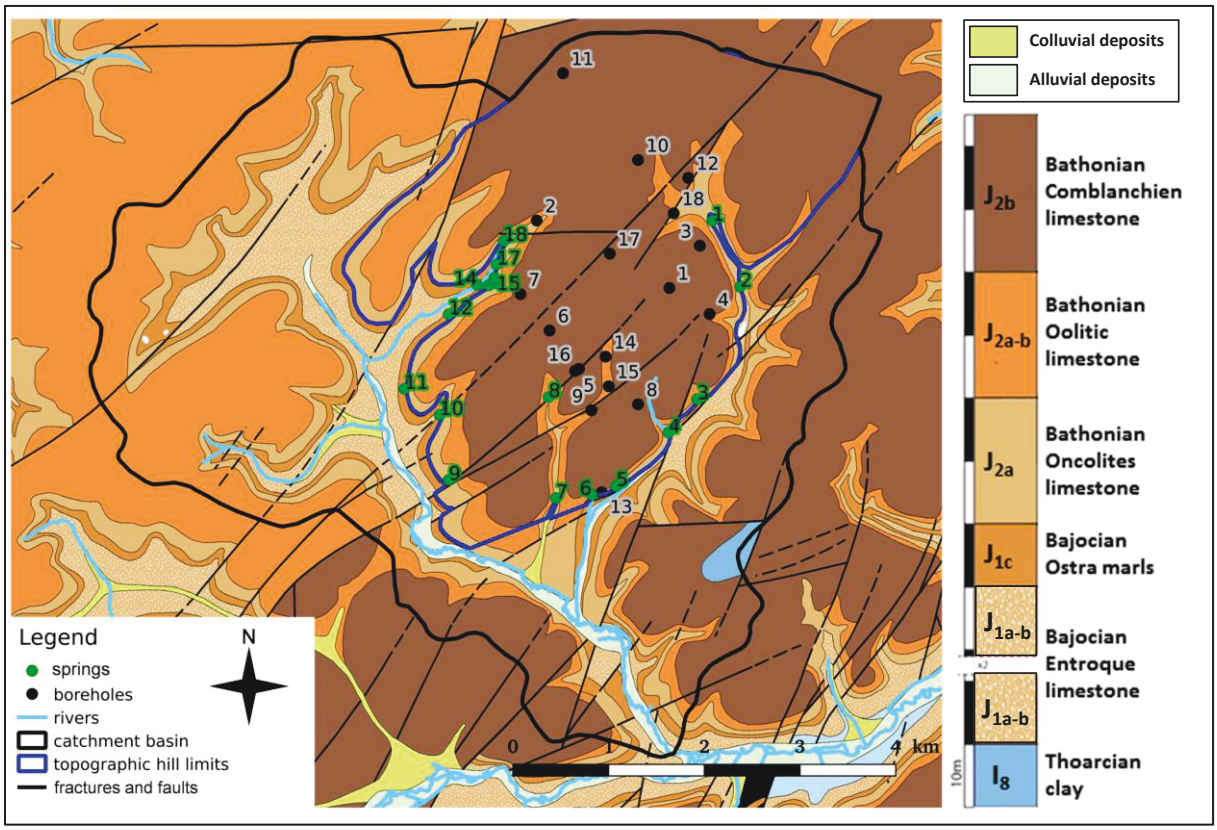


Figure 4-2 Geologic description of the studied area (harmonized geologic map 1/50 000, BRGM)

This superior part of the aquifer is composed of Bathonian limestone which is characterized by three types of porosity. Matrix porosity reflects the rock internal structure, fracture porosity is linked to the regional tectonic history and conduit porosity is created by calcite dissolution. Matrix effective porosity and hydraulic conductivity have been determined by mercury intrusion methods (AutoPore Micrométrics 9500) and using a non-steady-state air permeameter (IFP 49 apparatus) on rock samples from boreholes (BH) n° 3, 4, 9, 14, and 16 (see **Figure 4-2**). In the saturated zone, composed of Bathonian Oncolite limestone, the average matrix effective porosity is 2.6 % (with a minimum and a maximum of 2.3 % and 3.1 %) for 42 samples and the average matrix hydraulic conductivity is 1.1E-8 m.s^{-1} (with a minimum and a maximum matrix hydraulic conductivity of 1.93E-9 and 1.93E-8 m.s^{-1}) for 77 samples.

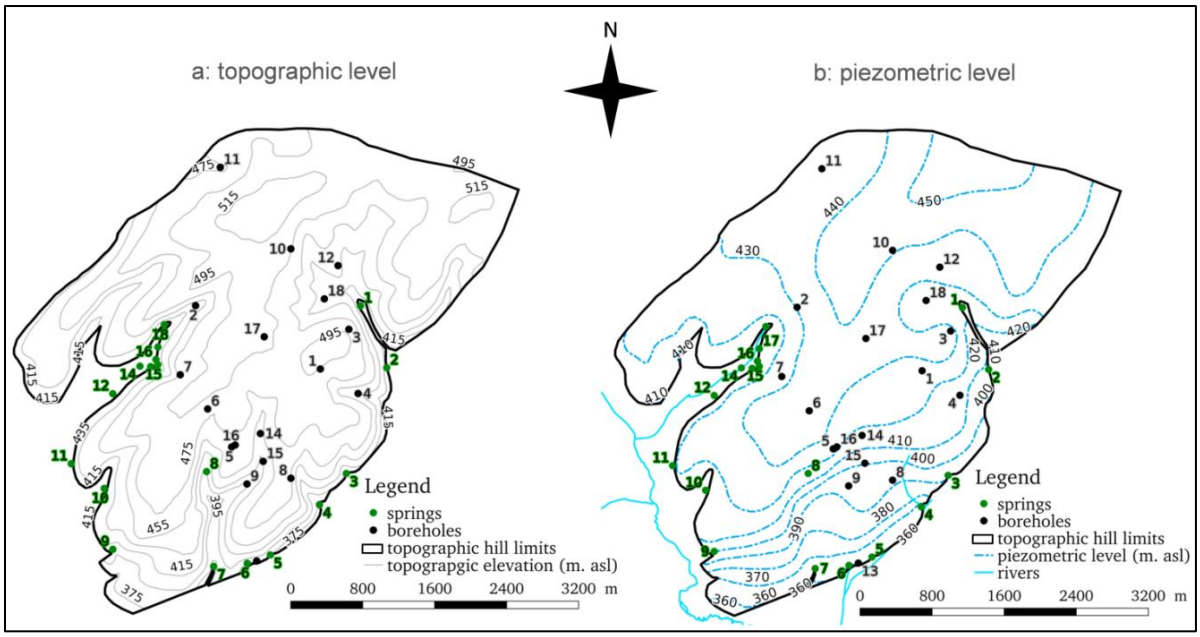


Figure 4-3 a: Topographic map from a DEM (Digital Elevation Model) with 5 metre resolution (IGN); b: Piezometric level map of the Bathonian limestone groundwater interpolated by kriging the groundwater level measurements (outcrops and boreholes) with the top marl layer elevation as external drift.

Fracture porosity has been evaluated by outcrop observations. The fracture aperture varies from millimetres up to 20 cm with an average of 3 cm for 654 measured fractures. The average distance between two fractures is approximately 2 m for investigated outcrops.

Some karstic voids are observed in the field, their sizes can reach a few metres, but no large conduit networks are known in the studied system.

Groundwater flows from north-northeast to the south and discharges among several karstic resurgences disposed all around the topographic hill (**Figure 4-3b**). The GWL of borehole n°17, located at the topographic hill centre (**Figure 4-3a**), is not taken into account for generating the reference piezometric map since this GWL is 35 metres higher than the nearby average (**Figure 4-4**). This particular behaviour is still not explained. The upper aquifer is also leaking towards the inferior aquifer through faults located in the centre lower part of the studied area (**Figure 4-5a**).

4.5.2 Available data

The studied site is particularly well explored with 18 boreholes, three karstic resurgences (SR n°2, 4, and 6 in **Figure 4-4**) and the river catchment outlet monitored hourly with groundwater level or discharge measurements (**Figure 4-4**). These observation points provide information about the hydrodynamic behaviour at different scales. Borehole measurements give local information of the GWL fluctuations whereas karstic resurgences integrate the hydrodynamic functioning of the whole topographic hill. Finally, river discharge monitoring provides information about the catchment basin hydrodynamics.

As shown in **Figure 4-4**, the GWL dynamic is spatially variable. Most of the boreholes react rapidly after recharge events demonstrating the necessity of hourly time step monitoring, but with different GWL peak heights and recession curves. The fast responses of the measured groundwater level, springs and river discharge suggest that the studied site hydrodynamics are more related to fracture porosity than matrix porosity where smoother and slower responses should be measured after recharge events.

Boreholes, springs and river discharge (**Figure 4-4**) show seasonal variations with low GWL or discharge during summer periods (low flow periods).

Some boreholes display GWL drops or thresholds especially during these low flow periods (BH n° 6, 14 and 17), explained by the emptying of fracture networks. Some boreholes, as BH n°2, display small peak heights after recharge events, which is typical of boreholes located in a less conductive rock. Borehole measurements of n°5 and 16 have similar GWL variations due to their proximity in the field (45 metres).

Despite these various behaviours, the GWL dynamics of boreholes n° 8, 16 and 17 (**Figure 4-4**) are close to karstic resurgences (SR n°6, see **Figure 4-4**) and the catchment outlet river discharge dynamics; this outcome indicates that these boreholes are representative of the topographic hill hydrodynamics.

As mentioned above, GWL measurements for borehole n°17 are higher than GWL measured nearby, indicating a particular behaviour that is still not explained. However, the borehole n°17 GWL dynamics are similar to the topographic hill hydrodynamics (fast responses after recharge events, **Figure 4-4**). Thus a 35 metres vertical offset is applied to simulated GWL for calibrating model parameters, which allows reproduction of the measured borehole n°17 GWL hydrodynamics.

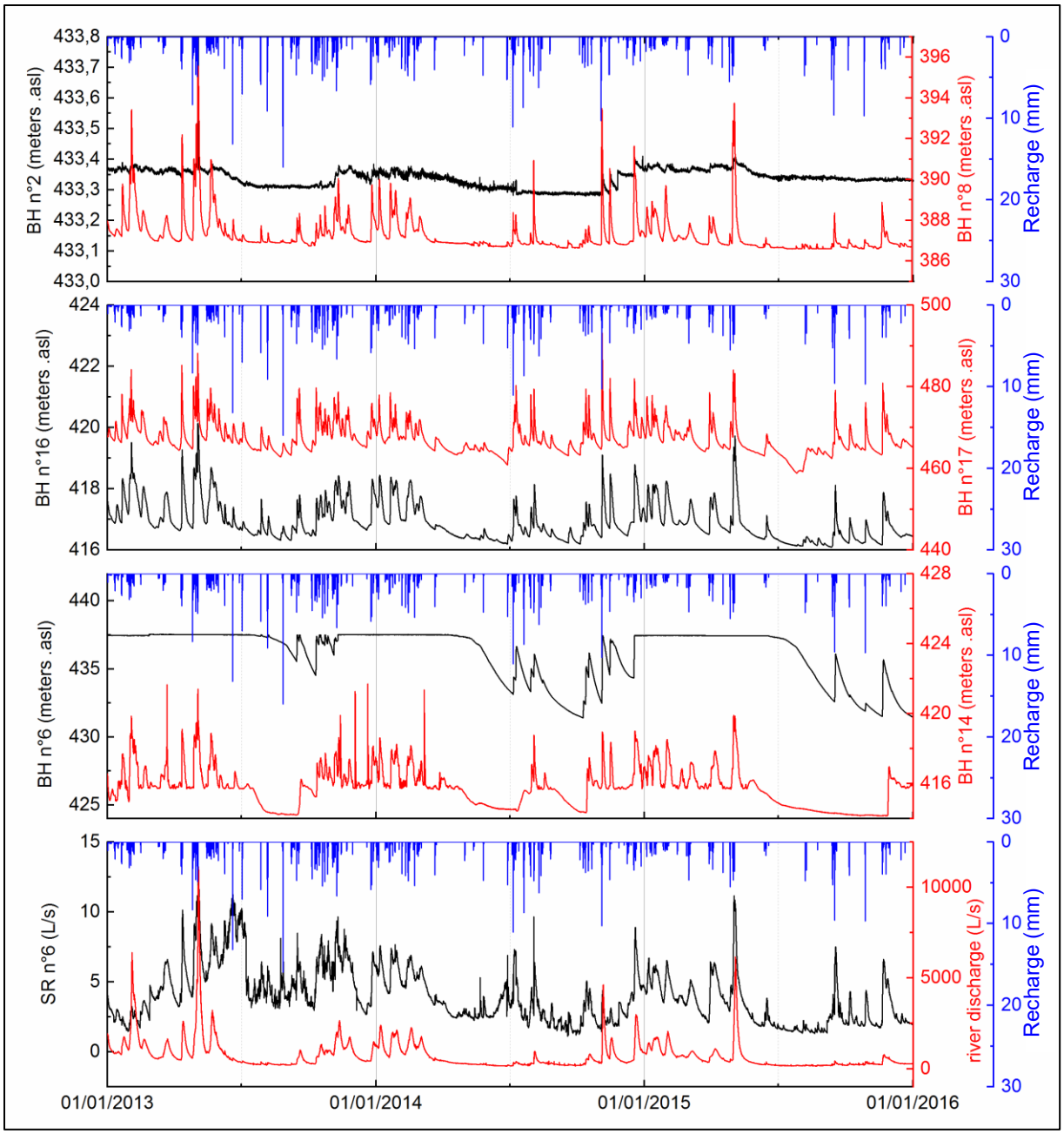


Figure 4-4 Borehole groundwater level variations and spring and river discharge measurements of the studied site

Following this assumption, four boreholes (BH n°5, 8, 16 and 17) showing the same hydrodynamics are retained for model parameter calibration between the simulated fracture medium and measured groundwater level.

4.5.3 Flow model description

An unconfined saturated horizontal two-dimensional model is used to represent the topographic hill groundwater (17 km²). This domain is discretized by a Voronoi-type mesh with 15093 triangular elements of an average area of 1000 m² (**Figure 4-5b**).

The substratum surface of the model is interpolated from the marl depth measured in 30 drillings and marl outcrops taking into account geologic discontinuities (**Figure 4-5a**). The marl surface is subdivided in planes by strike-slip faults. Interpolations of the marl depths are then carried out for each plane from measured points and the layer mean inclination.

Data smoothing is finally applied to the previous marl surfaces because transitions between two compartments, separated by a discontinuity, are too abrupt for the hydrogeologic code.

A fixed hydraulic head boundary condition is applied to the topographic hill limits, corresponding to the groundwater emergence (**Figure 4-5b**). To the north, a no-flow boundary condition is set corresponding to the piezometric crest.

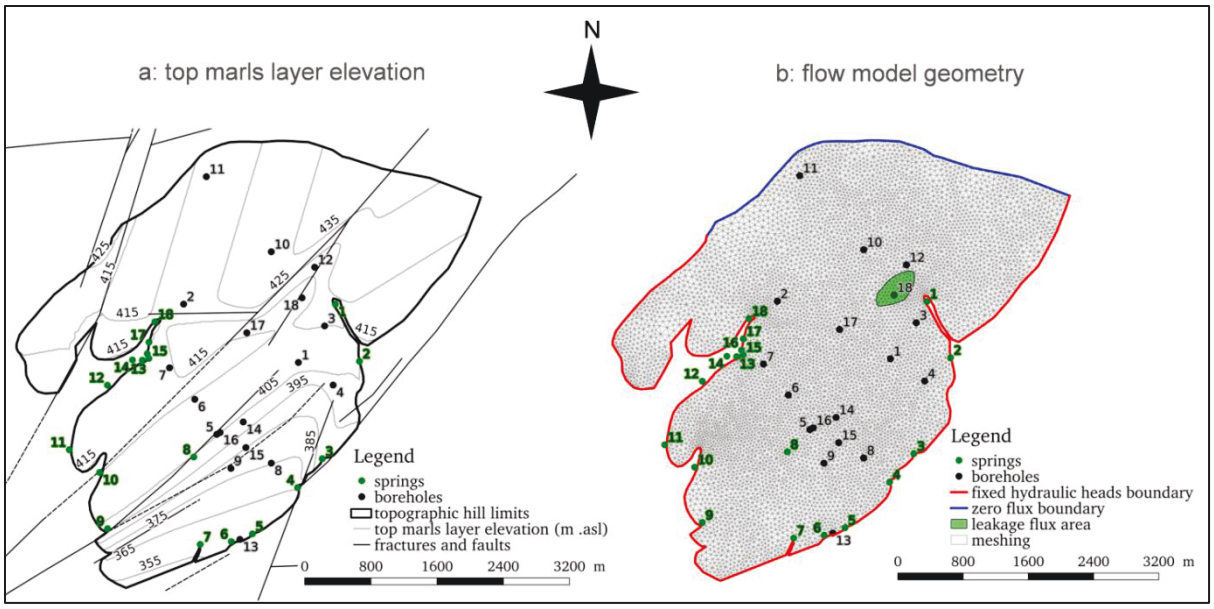


Figure 4-5 a: Top marl layer elevation and b: flow model geometry

In the central low part of the studied site (borehole n°18, see **Figure 4-5a**), faults have brought into contact the two superposed aquifers. Because of the concentric piezometric isolines (**Figure 4-5b**), a vertical leakage is assumed from the superior to the inferior aquifer (**Figure 4-5b**).

This leakage flow is estimated at 160 mm/y by a simple Darcy calculation on a 0.13 km² vertical surface and applied according to the flow model type (single or double medium model).

4.5.4 Recharge computation

The estimation of recharge and the recharge repartition between media are essential for single medium and double medium modelling.

Recharge is computed from an hourly Thornthwaite and Matter water budget (*Dourado-Neto et al., 2010*) taking into account evapotranspiration (Penman and Monteith equation from *Allen et al., 1998*), soil water storage capacity (fixed to 10 mm to better reproduce groundwater level peaks among the studied site boreholes) and runoff. The runoff coefficient is estimated from the *Schaake et al (1967)* equation considering the ratio between impermeable and non-impermeable surfaces, and the topographic mean slope of the studied site, which gives a runoff coefficient of 3.7 %.

A mean annual recharge rate of 560 mm/y is obtained for the 2010-2015 period. To confirm this recharge computation, the water budget is calculated at the outlet catchment using the hourly monitored river discharge. Annual accumulated river flow, divided by the river catchment area (40 km²), gives an average recharge rate of 591 mm/y (for the 2010-2015 period). These two recharge rate calculations are consistent since mean annual runoff considered in the Thornthwaite and Matter water budget is 33 mm/y for the 2010-2015 period.

Total recharge cannot be applied directly by an equivalent porous medium for reproducing at the same time borehole GWL baselines, peak heights and recession. Moreover, the double medium model requires a recharge repartition for both media.

Thus, single medium and double medium model recharge repartitions are related to the catchment basin water budget considering the outlet river discharge as the total outflow of the catchment basin. During low flow periods (summer periods, see **Figure 4-4**), it is supposed that fracture porosity does not provide water to the matrix porous system. Thus, the mean river discharge baseline (230 $L.s^{-1}$ for the 2010-2015 period, **Figure 4-4**) reflects flow moving through the matrix porosity at the catchment scale. Related to the catchment basin area, it corresponds to a 197 mm/y matrix recharge rate.

Following the catchment basin water budget, recharge is split into two parts with (1) a steady flow to reproduce the groundwater level baseline to which (2) a percentage of the hourly transient recharge is added to reproduce fast groundwater level responses after recharge events.

For the single medium approach the 197 mm/y matrix recharge is applied as a steady flow and the remaining 363 mm/y are hourly transient recharge as a percentage of the recharge time series in the same equivalent porous medium.

For the double medium approach the 197 mm/y matrix recharge is treated as a steady flow to the matrix medium. The remaining 363 mm/y are hourly transient recharge, as a percentage of the recharge time series, to the fracture medium.

4.5.5 Model parametrization

The single medium approach is first performed to test the ability of an equivalent porous medium to reproduce groundwater level variations of the studied fissured karst aquifer. Flow model geometry and boundary conditions are the same as presented above.

The single and double medium model hydraulic parameter assignments (**Tableau 4-1**) are presented for the two approaches.

Tableau 4-1 Model parameter field and tested range values for single and double medium flow simulations. K: single medium hydraulic conductivity, w_c: single medium effective porosity, K_m: matrix medium hydraulic conductivity, K_f: fracture medium hydraulic conductivity, w_{cm}: matrix medium effective porosity, w_{cf}: fracture medium effective porosity and α_w: the parameter for the exchange flow between both media.

Parameters	Single medium	Double medium		
	Tested values	Tested values	Field values	References
K_m (m.s^{-1}) K_f (m.s^{-1})	K (m.s^{-1}) 1.0E-09 - 5.0E-04	1.0E-09 - 3.0E-07 4.0E-07 - 5.0e-04	1.9E-09 - 1.9E-08	Delbart, 2013
w_{cm} w_{cf}	w_c 0.0001 - 0.20	0.01 - 0.20 0.0001 - 0.04	0.02 - 0.03	Delbart, 2013
α_w (m^{-1}.s^{-1})		1.0E-10 - 3.0E-06		

4.5.5.1 *Single medium flow model specifics*

Hydraulic conductivity and effective porosity for the equivalent porous medium are set homogeneously on the whole mesh. Combinations of these two parameters are generated by the LHS method, which ensures that all values of the parameter ranges (**Tableau 4-1**) are well sampled following statistical laws. Simulated and measured GWL are then compared by RMSE calculations giving the optimal combination of parameters for each borehole among a thousand tested combinations.

4.5.5.2 *Double medium flow model specifics*

The exchange parameter (α_w) is described by an exchange hydraulic conductivity (K_a) and a geometry interface parameter between media (α_w^*), see **equation 5-4**. As mentioned earlier, determination of the shape factor (β) and the transition hydraulic conductivity between media (K_a) is highly discussed in the double porous system modelling literature. *Gerke and Van Genuchten (1993b)* have proposed that shape factor could be essentially considered an empirical quantity that must be calibrated to observed field data.

The interface hydraulic conductivity between the matrix and fracture media is poorly investigated for karst systems. Few studies (*Gerke and Van Genuchten, 1993a, Gerke and Van Genuchten, 1993b; Moench, 1984; Thoma et al., 1992*) have shown that exchange hydraulic conductivity could be much less than the matrix hydraulic conductivity. More recently, *Kordilla et al (2012)* investigated double continuum saturated and unsaturated flow simulations using the Gerke and Van Genuchten exchange parameter. These authors set the interface hydraulic conductivity value identical to the matrix hydraulic conductivity and the geometry interface parameter to a high value such that it does not act as an additional barrier for water transfer between both media.

In this paper, the exchange parameter (α_w) is adjusted as a whole by modifying the space between fractures (a). The interface hydraulic conductivity has been fixed as the mean matrix hydraulic conductivity and the shape factor (β) is set to represent parallelepiped matrix blocks separated by fractures. Thus, the total exchange parameter calibration is related to the space between fractures calibration.

Hydraulic conductivity, effective porosity and the exchange parameter for each medium are set homogeneously on the whole mesh.

Parameter combinations are generated by the LHS method and the optimal set of parameters is obtained using RMSE as the objective function between the simulated fracture medium and measured GWL for each borehole among a thousand tested parameter combinations. Matrix hydraulic parameter values are constrained by field values (**Tableau 4-1**).

4.6 Results and Discussion

4.6.1 Single medium approach

The model parameter optimization procedure previously introduced is first performed for single medium flow simulations to test the ability of an equivalent porous medium to reproduce the measured GWL in boreholes strongly influenced by fractures.

As shown in **Figure 4-6a**, using the recharge repartition estimated from the catchment basin water budget does not allow reproduction of measured GWL variations. The recession curves are too long.

This recharge repartition is not adapted for one equivalent porous medium with the hydraulic parameter tested values (**Tableau 4-2**). The recharge transient part should be reduced to decrease the GWL peak heights and shorten recession curves.

Further calculations have been performed using the LHS method to adjust the recharge transient part of the model. A 56 mm/y transient recharge gives the best adjustment (**Figure 6b**), using hydraulic parameter values coherent with field values (**Tableau 4-1**), between simulated and measured GWL for borehole n°16. However, this recharge parametrization means that only 10 % of the total recharge (560 mm/y) is hourly transient recharge to the equivalent medium which is much less than the 65 % estimated from the catchment basin water budget.

Despite this recharge calibration, the simulated recession curves are still longer, and peak heights are smaller than the measured recession curves (**Figure 4-6b**), justifying the necessity of a second porous medium to reproduce the rapid GWL variations after recharge events.

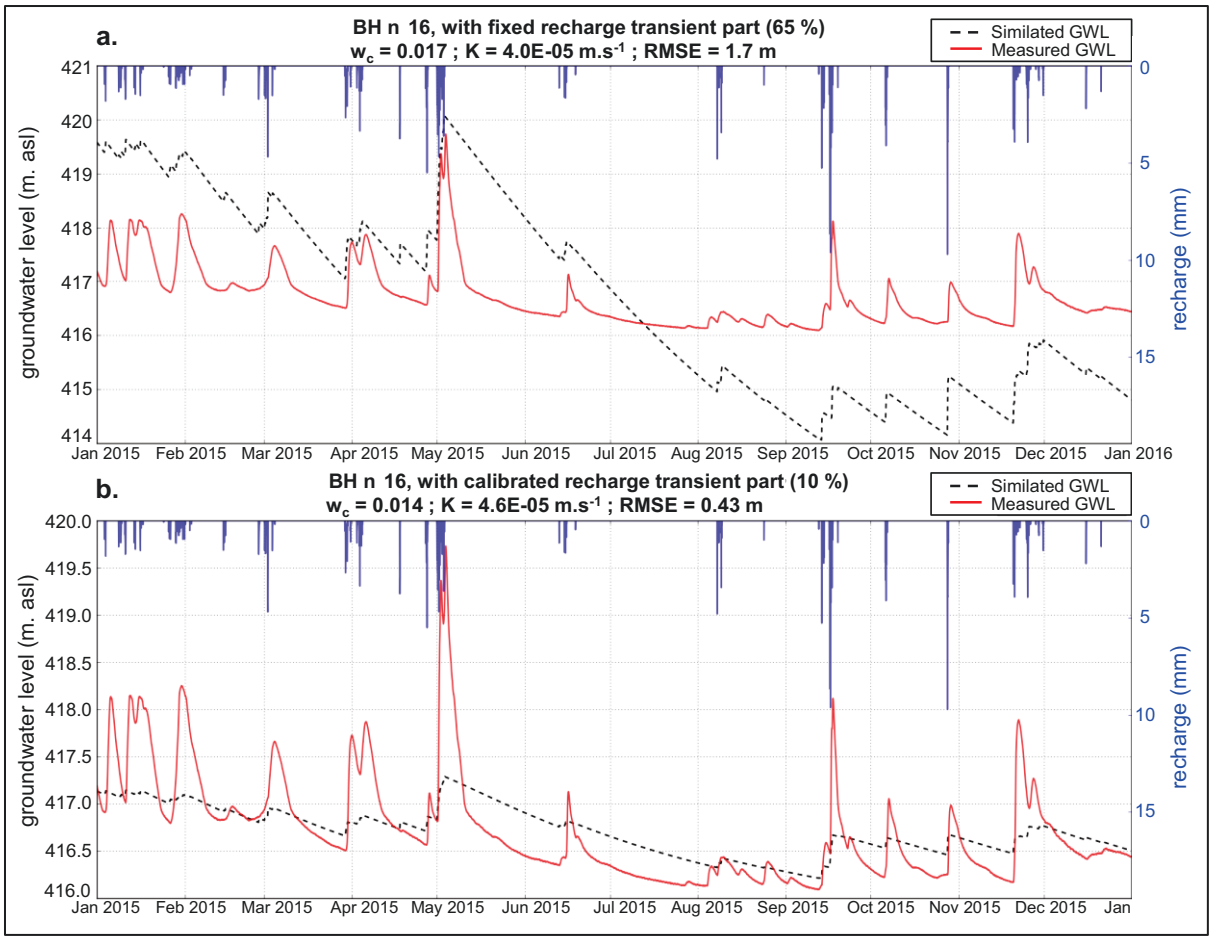


Figure 4-6. Single medium flow simulation for borehole n°16, a: recharge repartition estimated from the watershed budget and model parameters calibrated with the optimization procedure (LHS + RMSE), b: recharge repartition and model parameters calibrated with the optimization procedure (LHS + RMSE). 1000 tested parameter combinations

4.6.2 Double medium approach

The model parameter optimization procedure is performed for flow simulations with the double medium approach. Matrix and fractured medium hydraulic parameters, just like the exchange parameter, are adjusted to reproduce the rapid GWL recession curves after recharge events. As mentioned above, the simulated fracture medium and measured GWL level are compared through the objective function (RMSE) since the studied site hydrodynamics are related to fracture porosity.

Two simulation periods are observed: (1) a one-year short period, with a two year model initialisation period, to assess the ability of the double medium model to reproduce GWL peak heights and recession curves and (2) a three year long period, with a three year initialisation period, to evaluate the ability of the double medium model to reproduce GWL seasonal variations. Parameter sets are compared between the two simulation periods (**Tableau 4-2**).

Tableau 4-2 Model parameter calibrated values for the two simulation periods. Short simulation period: 2015, long simulation period: 2013-2015. The parameters are applied homogeneously to the whole mesh and the best parameter combination corresponds to the weakest RMSE value. The borehole n°17 RMSE values are corrected by 35 metres vertical offset (as explained in 3-2/)

Parameters	Short simulation period				Long simulation period			
	BH n°5	BH n°8	BH n°16	BH n°17	BH n°5	BH n°8	BH n°16	BH n°17
K_m ($m.s^{-1}$)	3.2E-09	6.1E-08	5.2E-09	5.3E-08	6.1E-09	4.4E-09	5.7E-09	2.1E-07
K_f ($m.s^{-1}$)	6.8E-05	3.2E-04	6.3E-05	1.2E-04	6.7E-05	3.2E-04	6.5E-05	1.8E-04
w_{cm}	0.17	0.11	0.12	0.15	0.13	0.14	0.13	0.15
w_{cf}	0.013	0.013	0.015	0.004	0.024	0.020	0.022	0.003
α_w ($m^{-1}.s^{-1}$)	3.6E-09	6.5E-09	2.9E-09	3.8E-10	2.7E-09	3.1E-09	2.7E-09	2.9E-10
RMSE (m)	0.38	0.56	0.33	2.4	0.59	0.73	0.49	2.3

Finally, the simulated matrix and fracture medium GWL variations are presented in parallel with the exchange flow between both media during a major recharge event (**Figure 4-9**). This analysis is shown for borehole n°16 and allows one to understand the model hydrodynamic functioning during a recharge event.

Calibrated matrix medium effective porosities, which vary from 11 % to 17 % (**Tableau 4-2**), are higher than field effective porosity measurements, which vary from 2 % to 7 % (**Tableau 4-2**), suggesting that selected non-fissured rock samples for mercury intrusions were not representative of the global matrix effective porosity of the studied site but rather of non-porous matrix rock samples. These higher calibrated matrix effective porosity values can also indicate an excessive recharge steady flow in the matrix medium, not adapted to field measured matrix effective porosities. Recharge repartition optimization between both media could be envisaged in further calculations to verify the actual recharge repartition (cf **4.5.4**).

For the same simulation period, borehole RMSE values (**Tableau 4-2**) cannot be compared with each other because the boreholes have different groundwater level dynamics and peak heights, especially BH n°17 because of the GWL thresholds during summer periods (**Figure 4-4**).

4.6.2.1 *Short term simulation analysis*

The presented results correspond to the best adjustment (weakest RMSE value) among a thousand tested parameter combinations for each borehole, obtained from the model parameter optimization procedure for one year following a two year initialisation period.

Simulated fracture medium GWL variations show a good fit with the measured GWL of the boreholes of interest n° 5, 8, 16 and 17. As shown in **Figure 4-7** rapid GWL recession curves, not reproduced by the single medium model (**Figure 4-6**), and GWL peak heights are reproduced by the double medium model. During May 2015 a major rainfall event (77 mm in 69 hours) was recorded on the studied site with a GWL response time after recharge less than 20 hours. This event is also well reproduced by the model in terms of height and recession curves.

Other boreholes of the studied site are not investigated since they show specific GWL variations (thresholds, small peaks, reactions to only few recharge events, see **Figure 4-4**) that are not reproduced by this double medium model. An offset is applied to borehole n°17 simulated fracture medium GWL for fixing the difference with measured GWL (35 metres). This allows for calibrating a parameter combination to reproduce the particular hydrodynamic behaviour of borehole n°17. The RMSE is then computed between the adjusted simulated fracture medium and measured GWLs.

Calibrated parameter values (**Tableau 4-2**) suggest a spatial organization for the four boreholes: boreholes n°5, 8, 16 are located in the southern part of the topographic hill and borehole n°17 is located at the topographic hill centre (**Figure 4-2**). These two sets of boreholes are distinguished by the fracture medium effective porosity and exchange parameter values. Since the exchange parameter is related to the distance between fractures, these two different parameter combinations give local information about the physical properties and the structure of the fissured karst aquifer.

Boreholes located in the topographic hill southern part (BH n°5, 8 and 16) display a mean fracture medium effective porosity of 0.014 and a mean exchange parameter of 4.3E-09 $m^{-1}.s^{-1}$ corresponding to a mean matrix block size of 24 metres producing small simulated fracture medium GWL peaks and short recession curves (**Figure 4-7**).

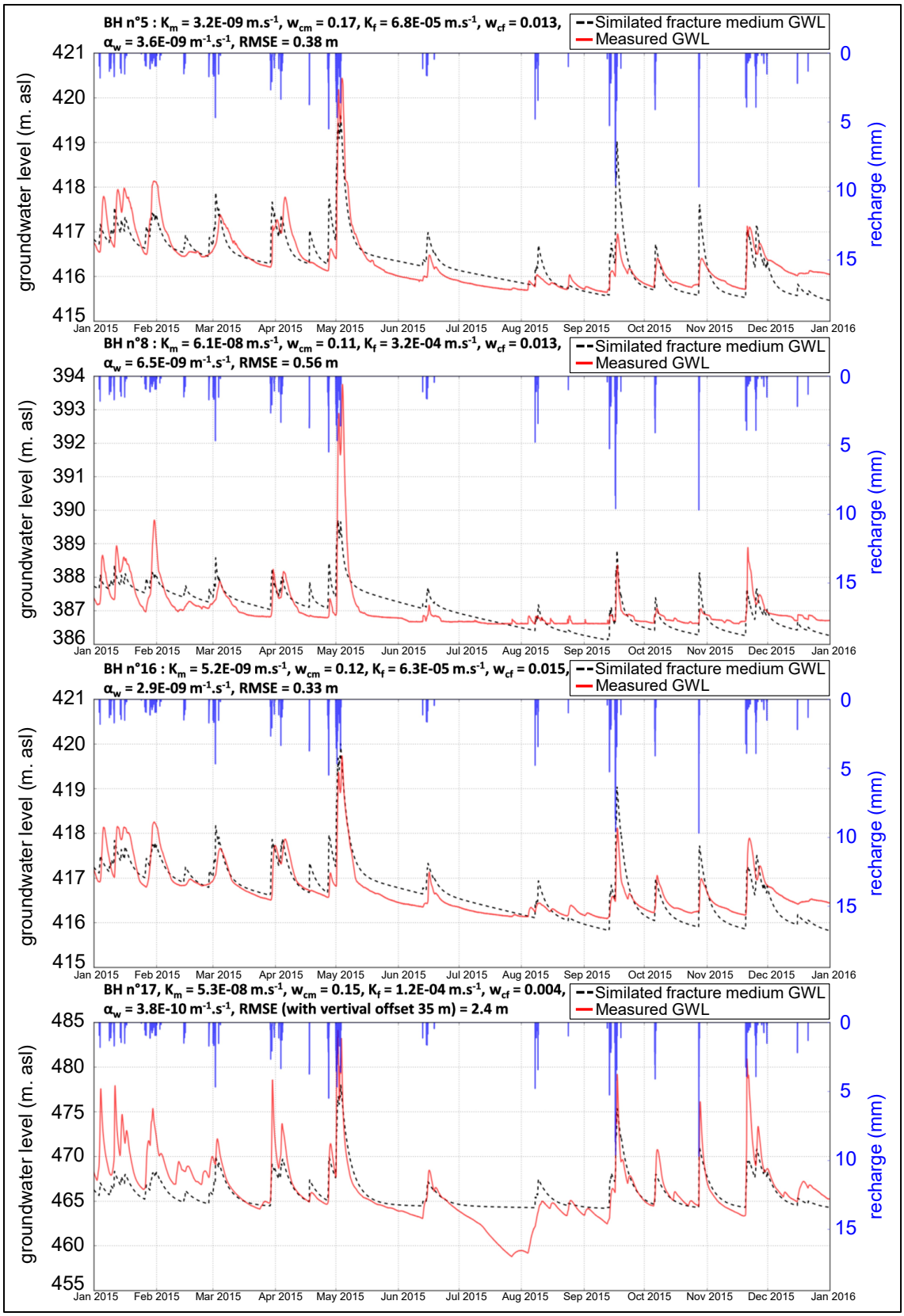


Figure 4-7 Simulated groundwater level variations in the fracture medium over 2015 compared with measurements for boreholes n°5, 8, 16 and 17

Borehole n°17 located in the topographic hill centre displays a fracture medium effective porosity of 0.004 and an exchange parameter of 3.8E-10 $m^{-1}.s^{-1}$ corresponding to a matrix block size of 80 metres. The fracture medium nearby borehole n°17 has a lower effective porosity than the fracture medium in the southern part of the topographic hill. Combining a low exchange parameter value and a less porous fracture medium allows reproduction of higher GWL fluctuation and longer recession curves (**Figure 4-7**).

This local distribution of the fracture medium hydraulic parameters and the exchange parameter is a consequence of the spatial heterogeneity of GWL variations, related to the fracture spatial distribution of the studied site.

4.6.2.2 *Long term simulation analysis*

A long simulation period is investigated to evaluate the ability of the double medium model to reproduce seasonal and annual GWL variations as well as the impact of the data's length on the calibrated hydraulic parameter values.

The presented results correspond to the best adjustment among a thousand tested parameter combinations for borehole n°16 (weakest RMSE value), obtained from the model parameter optimization procedure for a six year simulation period (2010-2015) including a three year stabilization period (2010-2012).

As shown in the **Figure 4-8**, the simulated fracture medium GWL variations of borehole n°16 are reproduced for a longer simulation period. Simulated fracture medium GWL is lower than measured GWL for the 2013 January-May period because of the mean annual recharge contrast between previous years (585 mm for 2012) and the beginning of the presented period (759 mm for 2013).

Extending the simulation period logically produces a deterioration of the adjustment quality (higher RMSE values, **Tableau 4-2**) between the simulated fracture medium and measured GWL. Optimal model parameter values are similar for each borehole between the two simulation periods (**Tableau 4-2**) except for matrix medium hydraulic conductivity, which does not impact the simulated fracture medium GWL, as shown later (**Figure 4-10**).

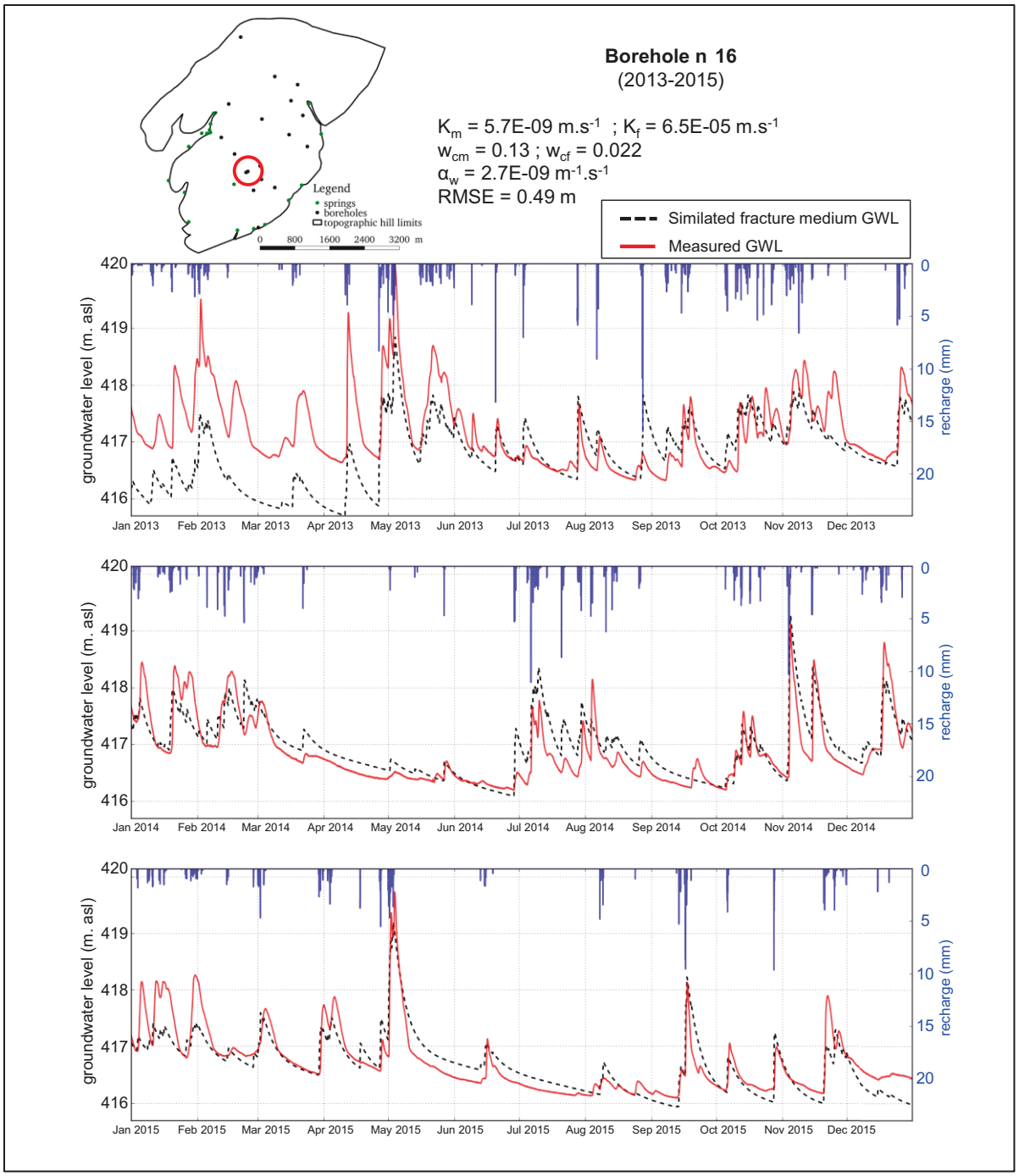


Figure 4-8 Simulated groundwater level variations in the fracture medium with calibration over the 2013 - 2015 period compared with measurements for borehole n°16

The simulated fracture medium GWL is directly linked to recharge since no vadose zone is accounted for in this model. The studied site mean vadose zone is approximately 50 metres, thus considering this unsaturated zone could lead to GWL baseline stabilization over more or less wet periods.

4.6.3 Model hydrodynamic functioning

Investigating the hydrodynamic model functioning during a recharge event allows one to understand the flow mechanisms taking place between the matrix and fracture systems in the fissured karst aquifer. Simulated matrix and fracture medium GWL variations are presented in parallel with the exchange flow between both media during a major recharge event (**Figure 4-9**).

For zero recharge periods, the matrix GWL is a few decimetres above the fracture GWL (**Figure 4-9a**). Thus, exchange flow is oriented from the matrix towards the fracture medium (see **equation 4-4**). During recharge events, the fracture medium GWL peaks pass over the matrix medium GWL indicating an inversion of the exchange flow between both media.

The matrix medium provides water to the fracture medium in such a way that GWL baseline is maintained in the fracture medium for zero recharge periods.

During recharge events, the impulse signal is either evacuated through the fractured medium to the model boundaries or temporarily stored in the matrix medium (or probably both). The balance between these two processes is strongly linked to the model parameters as presented later.

The exchange flow oriented from the fracture medium towards the matrix medium (corresponding to the red area below the exchange flow curve, **Figure 4-9b**) is compared to the recharge amount for the same event. Thus, during the recharge event of 2015 May, considering the optimal model parameter combination for borehole n°16, 39 % of the recharge event is stored in the matrix medium (**Figure 4-9b**) and the remaining 61 % is evacuated through the fracture medium to the model boundaries.

Therefore, as expected, the model hydrodynamics are controlled by the pressure gradient between both media. The emptying of the fracture medium during zero recharge periods is balanced by an exchange flow oriented from the matrix to the fractured medium, which corresponds in the field to a draining of the matrix porosity.

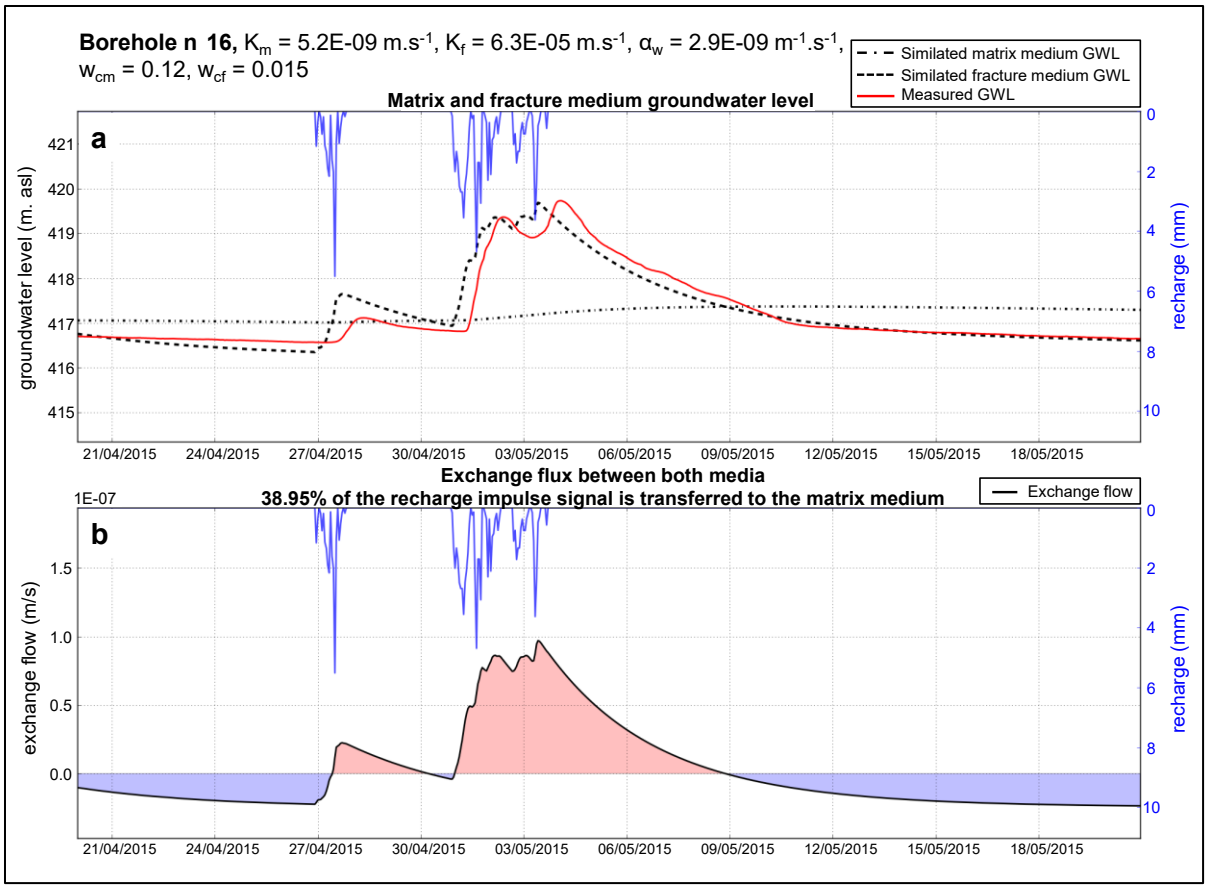


Figure 4-9 a: Simulated matrix and fracture groundwater level for borehole n°16 (for the 2015 May recharge event); b Transient exchange flow between media for borehole n°16 (for the 2015 May recharge event) node surfaces. Red area: exchange flow from fractures to matrix, blue area: exchange flow from matrix to fractures.

The increase of the fractured medium GWL during recharge events induces an exchange flux from the fracture to the matrix medium, which corresponds in the field to a recharge of the matrix porosity. The amount of recharge water stored in the matrix medium and the matrix recharge/draining processes will become more important in the case of a double medium transport model, where simulated tracer restitution curves are calibrated to measured curves in the field. Indeed, a more or less important recharge rate stored in the matrix medium, depending on the model parameters as presented later, could delay the tracer restitution in the model.

4.7 Sensitivity analysis

Adjustment quality between simulated and measured GWL depends on the combination of model parameters. Nevertheless, assessing a parameter's individual impact on simulated GWL and the exchange flow gives information about the influence and role of each parameter in the double medium model parametrization.

A sensitivity analysis has been carried out to highlight the impact of each parameter on the simulated fracture medium groundwater level variations for the two simulation periods and on the water transfer between both media during a recharge event. For borehole n°16, four parameters have been fixed to their optimal values (**Tableau 4-2**) and one modified in accordance with previously presented parameter ranges (**Tableau 4-1**). RMSE is used as the objective function for comparing the adjustment accuracy between the simulated fracture medium and measured GWL.

Individual parameter values are plotted versus RMSE values (**Figure 4-10**) and each parameter's individual impact on the simulated fracture medium GWL variations are presented (**Figure 4-11**). The impact of each parameter on the water transfer between the two media is also presented by computing the recharge rate from the fracture medium into the matrix medium during the 2015 May recharge event (**Tableau 4-3**), as previously introduced (**Figure 4-9**).

As mentioned earlier, 2013-2015 RMSE values are higher than 2015 RMSE values (**Figure 4-10**). This is related to model length extension, which increases the mean error between simulation results and measurements for a longer period. Nevertheless, no significant differences are observed for the model parameter value distribution according to RMSE values (**Figure 4-10**), which means that the model parameters have the same impact on the adjustment quality between simulated fracture medium GWL and measured GWL regardless of the simulation period.

This also indicates that, even for longer periods, the model parameters are calibrated for fitting simulated fracture medium GWL peaks (heights and recession curves) rather than seasonal GWL variations (**Figure 4-8**).

A lag time is observed between the beginning of simulated GWL peaks and the beginning of measured GWL peaks (**Figure 4-11**) probably because the vadose zone, responsible for the lag time between the recharge and the GWL response, is not taken into account in this saturated model.

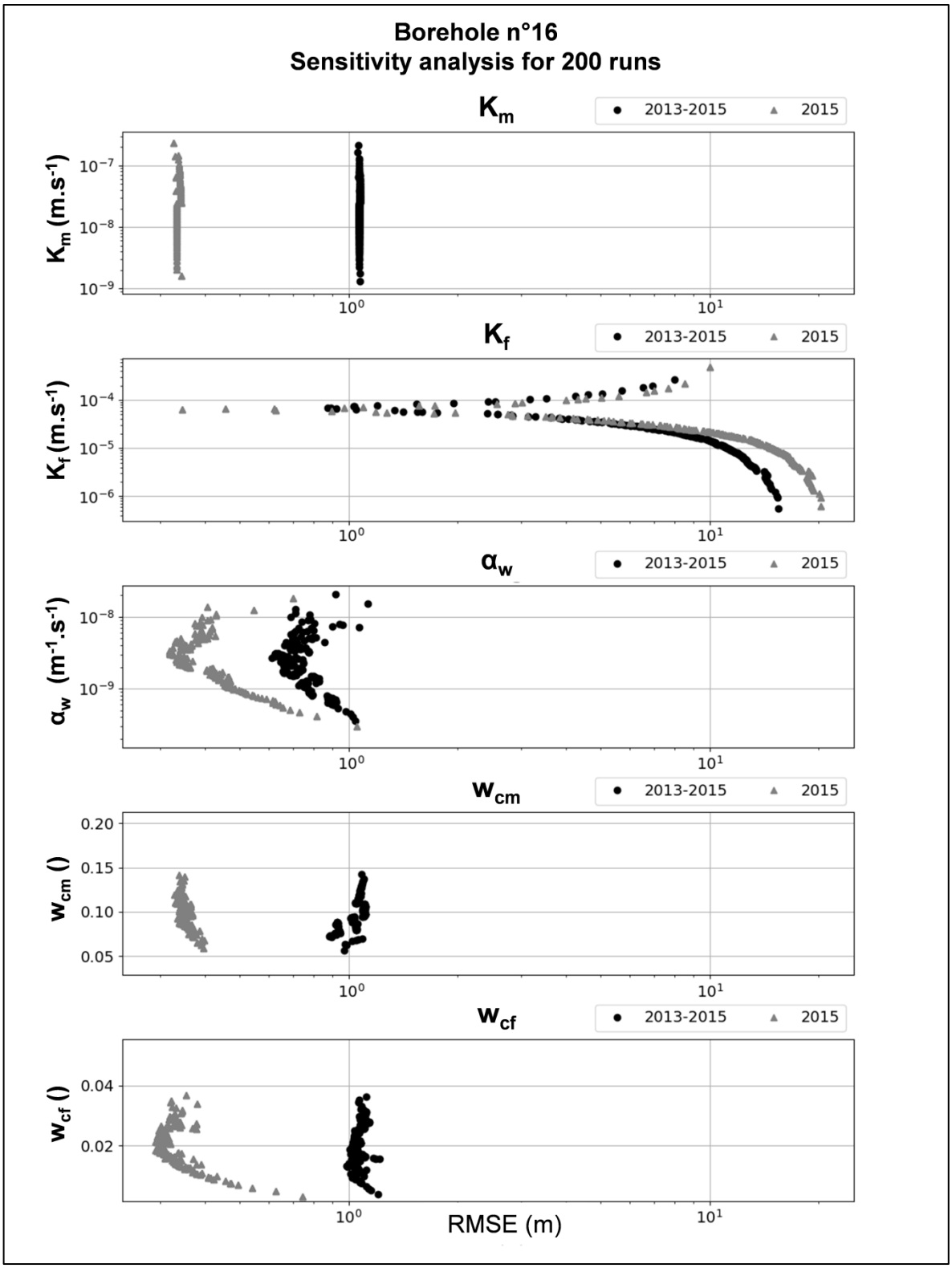


Figure 4-10 Model parameter independent variations according to adjustment quality (RMSE). There are 200 different parameter sets for the one-year short period (2015) in blue and the three-year long period (2013-2015) in red, borehole n°16

Sensitivity analysis of matrix medium hydraulic conductivity (Km) displays similar RMSE values (**Figure 4-10**) and no simulated fracture medium GWL modifications are observed for significantly different matrix medium hydraulic conductivity values (**Figure 4-11**). Thus, Km has little influence on fracture medium GWL fitting because of the hydraulic conductivity contrast.

However, the matrix medium effective porosity (w_{cm}) impacts the simulated fracture medium GWL variations (**Figure 4-10**, **Figure 4-11**) and then water transferred between both media (**Tableau 4-3**). The higher the w_{cm} the lower the RMSE value (**Figure 4-10**) and the shorter the simulated fracture medium GWL recession curve (**Figure 4-11**). This influence on simulated fracture medium GWL variations is linked to the exchange flow between the two media. The fracture medium discharges more in the matrix medium, in the case of higher w_{cm}, producing a shortening of the simulated fracture medium GWL recession curves. Thus, during the May 2015 recharge event, increasing w_{cm} increases the recharge rate from water stored in the matrix medium by the fracture medium (**Tableau 4-3**).

Tableau 4-3 Sensitivity of the recharge part stored in the matrix medium to model parameter modifications for borehole n°16 (for the May 2015 recharge event). For each parameter, grey values correspond to fixed optimal values and black bold values to tested values (cf Figure 4-11)

K_m ($m.s^{-1}$)	w_{cm}	K_f ($m.s^{-1}$)	w_{cf}	α_w ($m^{-1}.s^{-1}$)	RMSE (m)	Recharge rate stored in the matrix medium (%)
5.2E-09	**0.05**	6.3E-05	0.015	2.9E-09	**0.72**	**36**
5.2E-09	**0.07**	6.3E-05	0.015	2.9E-09	**0.55**	**37**
5.2E-09	**0.12**	6.3E-05	0.015	2.9E-09	**0.49**	**38**
5.2E-09	0.12	**4.0E-05**	0.015	2.9E-09	**4.71**	**48**
5.2E-09	0.12	**6.3E-05**	0.015	2.9E-09	**0.49**	**38**
5.2E-09	0.12	**8.0E-05**	0.015	2.9E-09	**1.57**	**33**
5.2E-09	0.12	6.3E-05	**0.005**	2.9E-09	**1.0**	**57**
5.2E-09	0.12	6.3E-05	**0.015**	2.9E-09	**0.49**	**38**
5.2E-09	0.12	6.3E-05	**0.04**	2.9E-09	**0.64**	**14**
5.2E-09	0.12	6.3E-05	0.015	**1.5E-09**	**0.88**	**27**
5.2E-09	0.12	6.3E-05	0.015	**2.9E-09**	**0.49**	**38**
5.2E-09	0.12	6.3E-05	0.015	**6.1E-09**	**0.55**	**51**

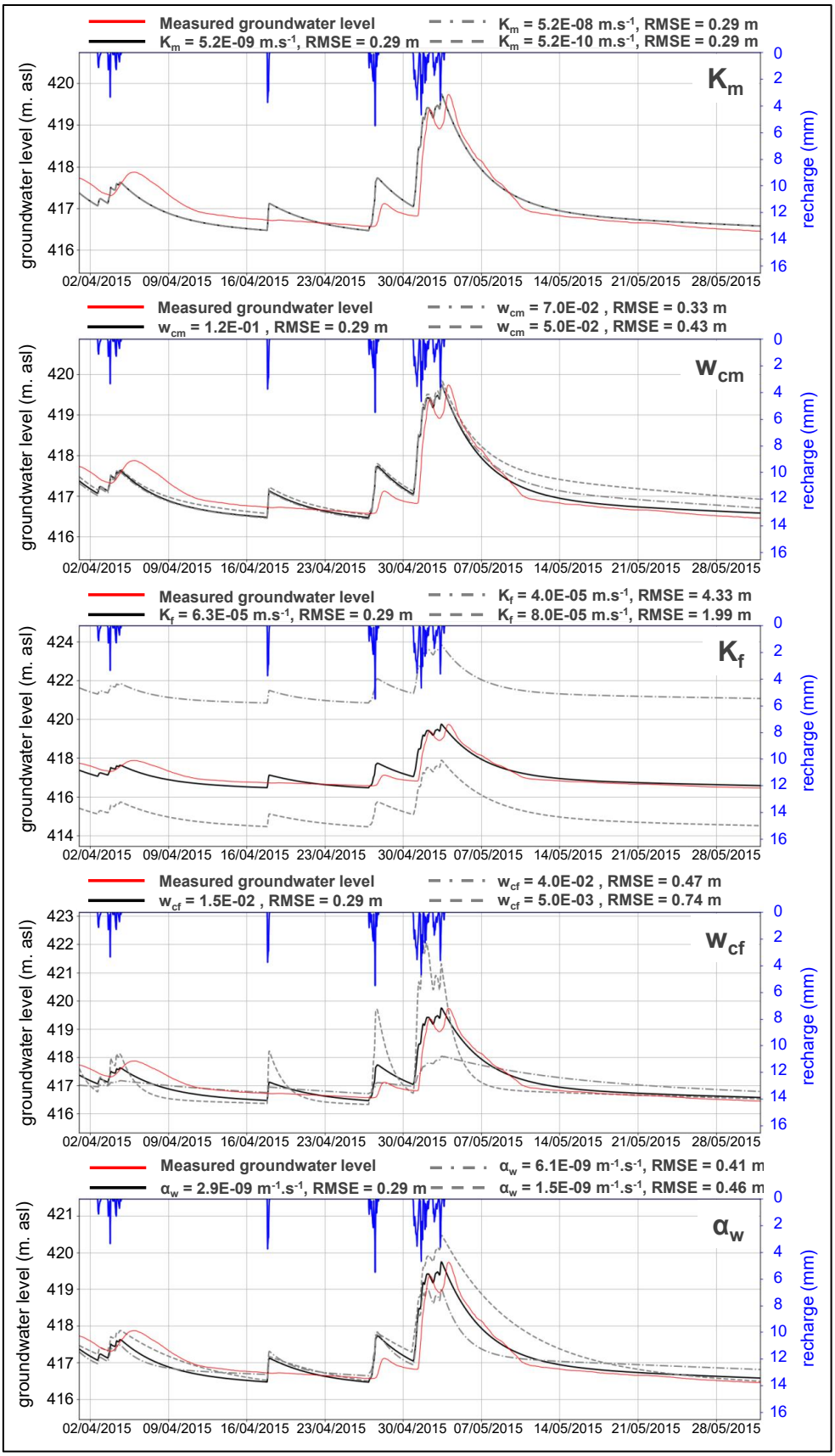


Figure 4-11 Impact of independent model parameter variations on simulated fracture medium GWL for the 2015 May recharge event (77 mm in 69 hours), for borehole n°16

The fracture medium hydraulic conductivity (K_f) is the most influential model parameter controlling the GWL equilibrium between the two media. Increasing K_f reduces the fracture medium GWL (**Figure 4-11**) and produces an emptying of the matrix medium by the fracture medium for conserving a GWL baseline. During the May 2015 recharge event, a more conductive fracture medium discharged less in the matrix medium (**Tableau 4-3**) since the fracture medium drains more of the matrix medium to conserve a GWL equilibrium between the two media.

Fracture effective porosity (w_{cf}) influences the simulated fracture medium GWL peak heights and recession curves during recharge events. Decreasing w_{cf} raises GWL peak heights and shortens recession curves (**Figure 4-11**). During the 2015 May recharge event, decreasing w_{cf} increased the recharge rate from water stored in the matrix medium (**Tableau 4-3**) and corresponded to an increase and shortening of the simulated fracture medium GWL peak height and recession curve (**Figure 4-11**). A less porous fracture medium can be related to more narrow fractures since fracture density is controlled by the exchange parameter.

As explained in **4.5.5.2 double medium model specifics**, the exchange parameter (α_w) is related to distance between fractures. Reducing α_w corresponds to increasing the distance between fractures (see **equation 5-4**) and then reducing the fracture number in an REV. Reducing the surface interface between the matrix and fracture media limits the exchange flow from the fracture to the matrix medium during a recharge event, which leads to fracture medium GWL peak height increases and recession curve extensions (**Figure 4-11**). Low variations of α_w produce higher modifications of the recharge rate from water stored in the matrix medium (**Tableau 4-3**) since α_w is directly linked to the exchange flow (see **equation 5-4**).

Investigating the distributed model parameter impacts on simulated GWL, compared to local measured GWL, and the exchange flow between both media during a recharge event allows one to conceptualize the local physical structure and local hydrogeological functioning of the studied site. Finally, these local parameter combinations should be exported in a new spatially distributed model for reproducing spatial and temporal GWL variations of the studied fissured karst aquifer.

4.8 Conclusions

This study aims at confirming and enhancing the understanding of mechanisms in a fissured karst aquifer using a double medium approach. The Gerke and Van Genuchten double porous medium approach is implemented in the METIS code and validated for reproducing groundwater level (GWL) variations.

The studied karst aquifer is located in Burgundy (France) and considered to be a homogeneous fractured matrix rather than a conduit network embedded in a matrix structure, which makes the double medium approach relevant. The hydrodynamics are monitored hourly through 18 boreholes, three karstic resurgences and the catchment basin outlet river discharge.

Parameter combinations are generated following the Latin Hypercube Sampling method, and Root Mean Square Error is used as an objective function for determining the adjustment accuracy between simulated fracture medium GWL and borehole measured GWL. Each borehole representative of the studied site hydrodynamic has an “optimal” parameter combination. Calibrated fracture medium hydraulic conductivity and effective porosity vary from 6.3E-05 $m.s^{-1}$ and 0.3 % to 3.2E-04 $m.s^{-1}$ and 2.4 %, and the exchange parameter varies from 2.9E-10 $m^{-1}.s^{-1}$ to 6.5E-10 $m^{-1}.s^{-1}$.

The double medium model has succeeded in reproducing measured GWL variations (peak heights, recession curves and GWL baseline) that were not reproduced by an equivalent porous medium model. Borehole calibrated model parameter values bring information about the local physical structure of the fissured karst aquifer. Parameter spatial organization is observed with (1) boreholes located in high fracture density areas producing small GWL peaks and short recession curves after recharge events and (2) one borehole located in an area characterized by higher distance between fractures producing higher GWL peak heights and longer recession curves. This spatial parametrization should be used in further works to generate a more spatially distributed double medium model.

Model parameter sensitivity analysis shows that fracture medium hydraulic conductivity and effective porosity, as well as the exchange parameter, are the most influential parameters on the simulated GWL variation and the exchange flow between both media during a recharge event. Understanding the influence of model parameters on the simulated groundwater level and the exchange flow between the matrix and fracture media allows one to improve the spatial knowledge of the physical properties as well as the hydrodynamic mechanisms of the fissured karst aquifer.

This double medium model could be enhanced by accounting for the vadose zone and/or the epikarst above the saturated zone of the studied site, which could lead to a better reproduction of the measured time lag between recharge events and GWL responses and to a stabilization of the simulated GWL during more or less wet years. Non-reactive transport modelling will be performed using the Gerke and Van Genuchten double porosity model transport equations, implemented in the METIS code, to reproduce long-tailed breakthrough curves from tracer tests. These simulations could highlight the exchange parameter impact on the tracer breakthrough curves. Further field experiments could be lead to monitor groundwater chemical variations, by borehole high frequency sampling during recharge events, in order to identify matrix and fracture medium water chemical compositions. These experiments could confirm the exchange flow variations, for instance from matrix to fracture medium during no recharge event periods, modelled in this study.

4.9 Bilan : Apports de la modélisation double milieu des écoulements à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique

Ces travaux de modélisation des variations de niveau de nappe avec une approche double milieu valident le schéma conceptuel précédemment établi par les travaux de Delbart (2013) : l'aquifère étudié peut être représenté par la superposition d'un milieu poreux matriciel (milieu matrice) et d'un milieu poreux fissuré ou fracturé (milieu fracture), tous deux continus à l'échelle du dôme topographique.

La qualité de l'ajustement entre les résultats de simulation et les mesures des niveaux de nappe est fortement tributaire des paramètres hydrauliques de la fracture et du paramètre d'échange entre les deux milieux. La perméabilité du milieu fracturé permet d'ajuster les valeurs du niveau de nappe tandis que la porosité efficace du milieu fracturé et le paramètre d'échange influent directement sur la forme des pics simulés (amplitude et récession).

L'approche de modélisation double milieu permet également de caractériser le fonctionnement hydrodynamique entre le milieu fracturé et le milieu de matrice. Ces flux d'eau sont gérés par la différence de saturation des milieux. Ainsi, lors des périodes d'étiages, le niveau de nappe du milieu fracturé est soutenu par un flux d'eau venant de la matrice. Ce milieu matriciel étant alimenté lors des évènements de recharge par des flux d'eau venant du milieu fracturé. Cette notion de flux échangé entre les deux milieux devient particulièrement intéressante lorsque l'on s'intéresse au transport. Cet aspect du transport double milieu est traité dans le **chapitre 5**.

A l'échelle d'un évènement de recharge (77 mm en 69 heures), la proportion d'eau qui est stockée dans le milieu matriciel est estimée à environ 38 % (soit 29,3 mm).

5. *Interprétations de traçages par modélisation double milieu*

5.1 Résumé....172
5.2 Abstract....173
5.3 Introduction....174
5.4 Methods....176
5.4.1 Conceptual model....176
5.4.2 Implementation in the METIS code....177
5.5 Studied area....178
5.5.1 General context....178
5.5.2 Tracer tests data....180
5.5.3 Transport model descriptions....183
5.6 Results and discussions....185
5.6.1 Tracer test n°1 – fluorescein instantaneous injection....186
5.6.2 Tracer test n°2 – acid Amino G instantaneous injection....187
5.6.3 Two different underground structures....189
5.6.4 Solute transfer between media....190
5.7 Conclusions....193

5.1 Résumé

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article scientifique en cours de soumission.

L'analyse des données hydrodynamiques (**chapitre 3**), ainsi que la modélisation double milieu des écoulements souterrains (**chapitre 4**) ont montré que l'aquifère karstique étudié pouvait être considéré comme fissuré ou fracturé de manière homogène à l'échelle du dôme topographique (17 km²). Cette même approche double milieu est ici utilisée afin d'améliorer la compréhension des mécanismes de transport de soluté entre le milieu fissuré/fracturé et le milieu matriciel peu perméable, via l'interprétation de courbes de traçages artificiels. Le modèle double milieu utilisé pour la modélisation du transport est présenté dans ce chapitre. Les équations d'écoulements et du transport, basées sur celles du modèle double milieu de *Gerke et Van Genuchten (1993a, b)*, sont présentées en détail dans le **chapitre 2**. Deux traçages artificiels, effectués à deux localisations différentes au sein de la nappe supérieure, sont étudiés dans cette partie. La courbe de concentration de l'un de ces deux traçages présente un retard significatif dans la restitution du traceur (récession en forme de « queue »). Cette queue de la courbe de concentration du traceur est interprétée de différentes manières dans la littérature. L'interprétation la plus classique est la contribution d'un second milieu (ou d'une seconde porosité) qui permet de retarder la restitution du traceur (considéré comme non-réactif). Cette hypothèse est considérée dans cet article afin de reproduire le retard de la restitution du traceur, en faisant intervenir un flux de soluté entre le milieu fissuré/fracturé et le milieu matriciel peu perméable. Deux modèles « double milieu » sont donc construits afin de modéliser ces deux traçages. Il est montré dans ce chapitre que l'approche simple milieu est suffisante pour reproduire le premier traçage (courbe de concentration du traceur la moins marquée par cette forme de « queue »). Toutefois, seule l'approche double milieu permet de reproduire le second traçage marqué par l'étalement de la concentration du traceur, et ce grâce aux échanges de soluté entre les deux milieux. Les paramètres ajustés sont très différents entre les deux modèles, notamment le coefficient d'échange de soluté qui est directement lié à la densité de fracture du modèle. Ce résultat est donc interprété, en cohérence avec les observations morphologiques, comme une différence de fracturation entre les deux secteurs ayant fait l'objet des traçages. Enfin, ces travaux montrent que la contribution du milieu matriciel au transport du traceur est essentielle pour reproduire l'étalement de la concentration du traceur.

Simulation of tracer breakthrough curve tailing with a 1D double medium model

Robineau, T [1, 2, *]., Schaper, L [1]., Goblet, P [2]., Tognelli, A [1].

1 CEA, DAM, DIF, F-91297, Arpajon, France

2 MINES ParisTech, Geosciences Department, 35 rue St Honoré, 77305 Fontainebleau, France

* Corresponding author at: CEA, DAM, DIF, F-91297 Arpajon, France.

5.2 Abstract

Karst and fissured aquifers are widely studied because of their complex flow mechanisms induced by multiple porosities and responsible of the vulnerability to pollutant infiltrations. This study aims at enhancing the hydrodynamic and transport mechanism understandings of the studied karst aquifer (a topographic hill of 17 km² located in Burgundy, France). Previous works have been realized on the same aquifer and shown that the underground media of this aquifer could be considered as a continuous fissured aquifer rather than a well-developed karst aquifer. The same double medium approach is used to estimate hydraulic and transport properties of the underground media, on the basis of tracer breakthrough curves (BCs). Two tracer tests have been conducted over two locations of the studied site. One of these tracer tests BC shows a strong tailing of the tracer concentration. Steady state flow and transient transport simulations are performed using the Gerke and Van Genuchten double porous medium model, implemented in the METIS code. The single medium approach allows reproducing, just as well as the double medium, the tracer BC that is not marked by the strong tailing. However, only the double medium approach succeeded in reproducing the strong tailing, thanks to the matrix medium contribution. Adjusted values of the solute exchange parameter indicate a structural difference of the underground media between the two locations: (1) a highly fissured underground media (with a mean matrix block size of 0.26 meters) and (2) a less fractured media (with a mean matrix block size of 52 meters). These findings are consistent with the morphologic observations. Finally, it has been shown in this study, that the matrix contribution is essential for reproducing the strong tailing of the tracer BC.

5.3 Introduction

Underground flow mechanisms of karstic areas are complex and induced by multiple porosities: matrix, fractures and conduits (*Ford and Williams, 2007*). This voids distribution may be highly heterogeneous (*Bakalowicz, 2005*) and make these aquifers strongly conductive and sensitive to pollutant infiltration. Therefore, karst aquifers are widely studied to improve flow and transport mechanisms understanding and better prevent floods or freshwater contaminations.

Numerous approaches have been investigated for hydrogeological and geochemical characterizations, based on monitoring data obtained on the field: hydrographs and chemographs analysis (*Aquilina et al., 2005; Delbart et al., 2014a; Dewandel et al., 2003; Kovacs et al., 2005*), signal processing analysis (*Bailly-Comte et al., 2008; Mangin., 1984; Larocque et al., 1997*), dye and natural isotope tracing (*Göppert and Goldsheider, 2008; Maloszewski, 2000; Mudarra et al., 2014; Raven et al., 1998*), flow and transport modelling (*Cornaton and Perrochet, 2007; Maloszewski and Zuber, 1990; Moench, 1995; Robineau et al., 2018; Torride et al., 1993; Weatherill et al., 2008*).

Flow and transport modelling approaches have been developed to better prevent flood or fresh water contamination and to estimate karst system properties (hydraulic conductivities, porosities, dispersions, fracture density), considering the available field information. Among them, physically based models allow to represent complex flow mechanisms occurring in karst media while black box models only focus on reproducing the link between input and output signals by the use of transfer functions, where parameters may have no physical meanings (*Hartmann et al., 2014*). Physically based models rely on two classical approaches: (1) distributed models discretizing karst media as one, two or three-dimensional grids and requiring spatial fields of hydraulic parameters (*Borghi et al., 2016; Kiraly, 1998; Therrien and Sudicky, 1996*) and (2) lumped models representing karst hydrodynamic processes without modelling spatial variability (*Charlier et al., 2012; Field and Pinsky, 2000; Fleury et al., 2007*).

In matter of transport, physically based models are mostly employed for tracer test interpretations, which allow the estimation of transport parameters. Tracer breakthrough curves (BC) in fractured and karstic media may show concentration tailings (*Field and Pinsky, 2000; Maloszewski and Zuber, 1982; Maloszewski and Zuber, 1985; Maloszewski et al., 1993; Raven et al., 1988*) which are usually interpreted with non-equilibrium models.

Equilibrium models are, for instance, classical advection-dispersion models in which water and tracer residence times are equal, see *Field and Pinsky (2000)* and *Raven et al. (1988)* for applications. In non-equilibrium models, water residence time is shorter than tracer residence time because of (1) tracer advection/dispersion/diffusion processes from the fracture/conduit to the surrounding matrix (*Houseworth et., 2013; Gerke and Van Genuchten, 1993a, b; Maloczewski and Zuber, 1993; Moench, 1995; Sudicky and Frind, 1982; Tang et al., 1981; Teutsch, 1993; Therrien and Sudicky, 1996, Weatherill et al., 2008*), (2) tracer exchange between mobile- and immobile- fluid regions (*Barberá et al., 2018; Field and Pinsky, 2000; Liu et al., 2018; Raven et al., 1988; Toride et al., 1993*), (3) the combination of multiple simple advection-dispersion models for reproducing the tracer BC by multiple tracer arrivals (*Becker et al., 2000; Kang et al., 2015; Liu et al., 2018; Maloszewski and Zuber, 1985*).

Gerke and Van Genuchten (1993a, b) proposed a double medium model, inspired from the *Warren and Root (1963)* double porosity model used for oil reservoir modelling, for water flow and solute transport computation in variably saturated media, in which budget equations are expressed in both medium. This model is considered as a non-equilibrium model because of the solute diffusion between media. Previous work introduced the *Gerke and Van Genuchten (1993a, b)* double medium model implementation in the METIS code for flow simulations in a fissured karst aquifer (*Robineau et al., 2018*). It has been highlighted that this double medium model succeeds in reproducing groundwater level (GWL) variations measured in the fissured karst aquifer of the present study. This work has shown the significant contribution of a second medium (interpreted as the matrix medium) in the hydrodynamic behaviour of this aquifer. Matrix medium is considered as the model storage function and allows for supporting a GWL baseline, observed in the borehole monitoring data, during no-recharge periods.

This work, following the previous flow simulations (*Robineau et al., 2018*), attempts to enhance the flow and transport mechanism understandings by estimating the underground karst media transport properties. Authors used the same double medium model for interpreting tracer tests performed on the same aquifer. This should allow reproducing the concentration tailing observed on these tracer tests by considering solute transfer between matrix and fractured medium. New simulations using the *Gerke and Van Genuchten (1993a, b)* double medium model on the same areas should also provide a validation of the previously adjusted flow parameters (*Robineau et al., 2018*) as well as an estimation of transport parameters (dispersion coefficients) of the matrix and fractured medium.

A first part introduces the Gerke and Van Genuchten double medium model implementation in the METIS code, developed by the Geosciences Department of MINES ParisTech (*Goblet, 2017*). The second part underlines the general context of the studied site and presents tracer

test data and the transport model specifics used in this study. For each of the two tracer tests, single medium transport simulation results are first exposed and then the double medium model benefits for reproducing tracer breakthrough curves are presented, with a focus on the solute mass exchanged between medium.

5.4 Methods

5.4.1 Conceptual model

The double medium model used in this study for flow and transport computations is derived from that proposed by *Gerke & Van Genuchten (1993a, b)*, which allows simulating flow and solute transport in two variably saturated medium. Solute transport is described by convection and dispersion in both medium and between them. This leads to the following set of equations, where the budget equations are expressed in each medium for a one-dimensional, vertical system:

Equation in a Representative Elementary Volume (REV) inside a fracture:

$$\frac{\delta}{\delta t}\left(\theta_f R_f c_f\right) = \frac{\delta}{\delta z}\left(\theta_f D_f \frac{\delta c_f}{\delta z} - q_f c_f\right) - \frac{\Gamma_s}{w_f} \qquad \textbf{(equation 5-1)}$$

Equation in a matrix REV:

$$\frac{\delta}{\delta t}\left(\theta_m R_m c_m\right) = \frac{\delta}{\delta z}\left(\theta_m D_m \frac{\delta c_m}{\delta z} - q_m c_m\right) + \frac{\Gamma_s}{1-w_f} \qquad \textbf{(equation 5-2)}$$

Where the subscripts f and m refer to fractures and matrix: D is the dispersion coefficient (L^2T^{-1}), θ is the water content expressed by the water volume (V_w) in the medium total volume (V_t) :

$$\theta_m = \frac{V_{w,m}}{V_{t,m}} \quad \text{and} \quad \theta_f = \frac{V_{w,f}}{V_{t,f}} \qquad \textbf{(equations 5-3 and 5-4)}$$

C is the solute concentration ($M.L^{-3}$), q is the specific discharge ($L.T^{-1}$), R is a linear retardation coefficient (see *Gerke & Van Genuchten 1993a* for more details), Γ_S is the mass transfer term ($M.L^{-3}.T^{-1}$), w_f is the volume fraction of the fracture system in the global medium.

The mass flux exchanged between both media is expressed by:

$$\Gamma_s = (1-d)\Gamma_w \phi_f c_f + d\Gamma_w \phi_m c_m + \alpha_s\left(1-w_f\right)\theta_m\left(c_f - c_m\right) \qquad \textbf{(equation 5-5)}$$

The two left hand members of the **equation 5-5** are the convective contribution while the third term is related to the diffusive contribution to the solute transport between medium.

With d a dimensionless coefficient indicating the direction of flow between the fracture and matrix pore systems (= 0: fracture towards matrix; = 1: matrix towards fracture), Γ_w the water mass transfer term (T^{-1}) expressed as:

$$\Gamma_w = \alpha_w(h_f - h_m) \qquad \textbf{(equation 5-6)}$$

With h_f and h_m (L) the fracture and matrix pore system pressure heads and α_w ($m^{-1}.s^{-1}$) the parameter for the exchange flow between both media (see *Gerke and Van Genuchten 1993a* for more details).

ϕ_f and ϕ_m are dimensionless coefficients relating the solute concentrations of the fracture and matrix pore system to the unit solute mass of the bulk soil (with θ the global medium water content):

$$\phi_f = w_f \frac{\theta_f}{\theta} \quad \text{and} \quad \phi_m = (1 - w_f)\frac{\theta_m}{\theta} \qquad \textbf{(equations 5-7 and 5-8)}$$

And finally, α_s is the solute transfer coefficient between media (T^{-1}):

$$\alpha_s = \frac{\beta}{a^2} D_a \qquad \textbf{(equation 5-9)}$$

Where a is equal to half the average distance between fractures, β is the shape factor depending on the fracture geometry (3 for a set of equally spaced orthogonal fractures), and D_a is the effective molecular coefficient in the matrix medium ($L^2.T^{-1}$).

5.4.2 Implementation in the METIS code

The METIS code is being developed by the Geosciences Department of MINES ParisTech (*Goblet, 2017*). It solves by the Finite Element Method the equations of flow, mass and heat transfer in a three-dimensional, variably saturated medium. The METIS double medium approach and flow equations are presented in previous works (*Robineau et al., 2018*). For solute transport simulations, each medium is discretized on a individual mesh, over which a coupled convection-dispersion equation of the appropriate medium is formulated:

For the porous medium:

$$\int_{D_i} N_i \left(\text{div}\,(D_m \,\text{grad}\, C_m - U_m C_m\,) - \widetilde{\varepsilon_m} \frac{\partial C_m}{\partial t} - \Gamma_s \right) = 0 \qquad \textbf{(equation 5-10)}$$

For the fractured medium:

$$\int_{D_i} N_i \left(\text{div}\,\left(D_f \,\text{grad}\, C_f - U_f C_f\,\right) - \widetilde{\varepsilon_f} \frac{\partial C_f}{\partial t} + \Gamma_s \right) = 0 \qquad \textbf{(equation 5-11)}$$

For matrix (m) and fracture (f), $\widetilde{\varepsilon_{m,f}}$ are the porosities weighted by the volume fraction of each medium, $D_{m,f}$ are the dispersion coefficients ($L^2.T^{-1}$) and $C_{m,f}$ the solute concentrations ($M.L^{-3}$), $U_{m,f}$ the specific discharges ($L.T^{-1}$) and Γ_s the solute mass transfer between medium ($M.L^{-3}.T^{-1}$). N_i is the Galerkin weighting function and D_i the influence domain, both associated to node *i*, i.e. the union of elements connected to this node.

The two overlapping meshes communicate through one-dimensional elements (joint elements) in which the Gerke & Van Genuchten solute mass transfer equation (**equation 5-5**) is discretized as a steady state conservation equation, which yields the desired flux / concentration relationship.

5.5 Studied area

5.5.1 General context

The studied site is located in Burgundy Franche Comté, France. The elevation varies from 375 m to 515 m above sea level (asl) among a topographic hill of 17 km² (**Figure 5-1**). Annual rainfall of the studied area varies from 732 mm/y to 1106 mm/y with an average of 901 mm/y (2010-2015 Météo-France data).

This area has been investigated for hydrogeological and geochemical understanding through field (*Delbart, 2013; Delbart et al., 2014a; Delbart et al., 2014b; Delbart et al., 2016*) and modelling (*Robineau et al., 2018*) approaches.

This topographic hill is part of a 40 km² catchment basin, in which two karst aquifers are superimposed and respectively supported by two layers considered as impermeable.

The present study focuses on the upper aquifer, composed of middle Jurassic formations: Bathonian limestones lying on Bajocian *Ostrea* marls. These marls are laterally limited by their outcrops, corresponding to the topographic hill limits (see *Robineau et al., 2018* for a more detailed geological and structural description).

Because of the piezometric crests at the North and the groundwater resurgences disposed all around, it is assumed that there is no lateral water inflow and that the only inflow is the infiltration due to rainfall.

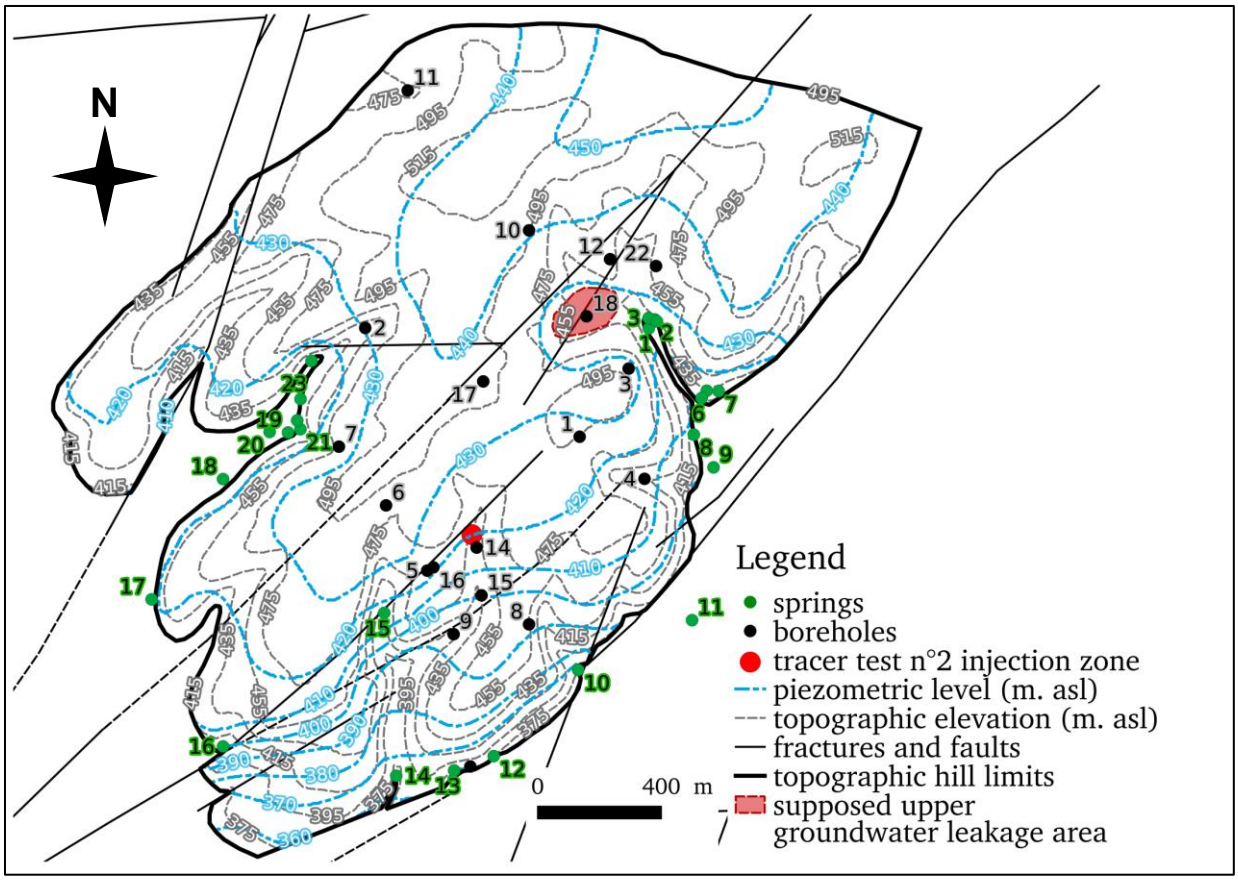


Figure 5-1 Topographic and piezometric descriptions of the studied area (Bathonian limestone upper groundwater level map is interpolated by kriging the groundwater level measurements in springs and boreholes, with the top marl layer elevation as external drift)

This groundwater of the upper aquifer is leaking, at the topographic hill centre, toward the lower aquifer because of major faults by-passing the marls aquitard (**Figure 5-1**). Dried valleys located at the topographic hill downstream (**Figure 5-1**) are supposed to focus flow and to allow fractures/conduits drainage development.

In previous work, *Robineau et al. (2018)* confirmed that this topographic hill can be considered as a fissured karst aquifer rather than a well-developed karst aquifer. They used a double medium model to simulate flow between a (1) matrix porous medium and a (2) fractured porous medium with equally spaced fissures/fractures. It has been highlighted that fractured medium hydraulic parameters (hydraulic conductivity and effective porosity) as well as the exchange parameter, governing the matrix/fracture interface properties (fracture density and interface hydraulic conductivity), are the most influent parameters for reproducing groundwater level (GWL) variations. Although fractured medium carries the transmission function and allows reproducing rapid GWL variations, matrix medium appears just as important for conserving a GWL baseline during no recharge period. Thus, matrix medium is considered for his storage function.

5.5.2 Tracer tests data

Two tracer tests have been conducted at two different locations of the studied site (**Figure 5-1**, **Figure 5-2**).

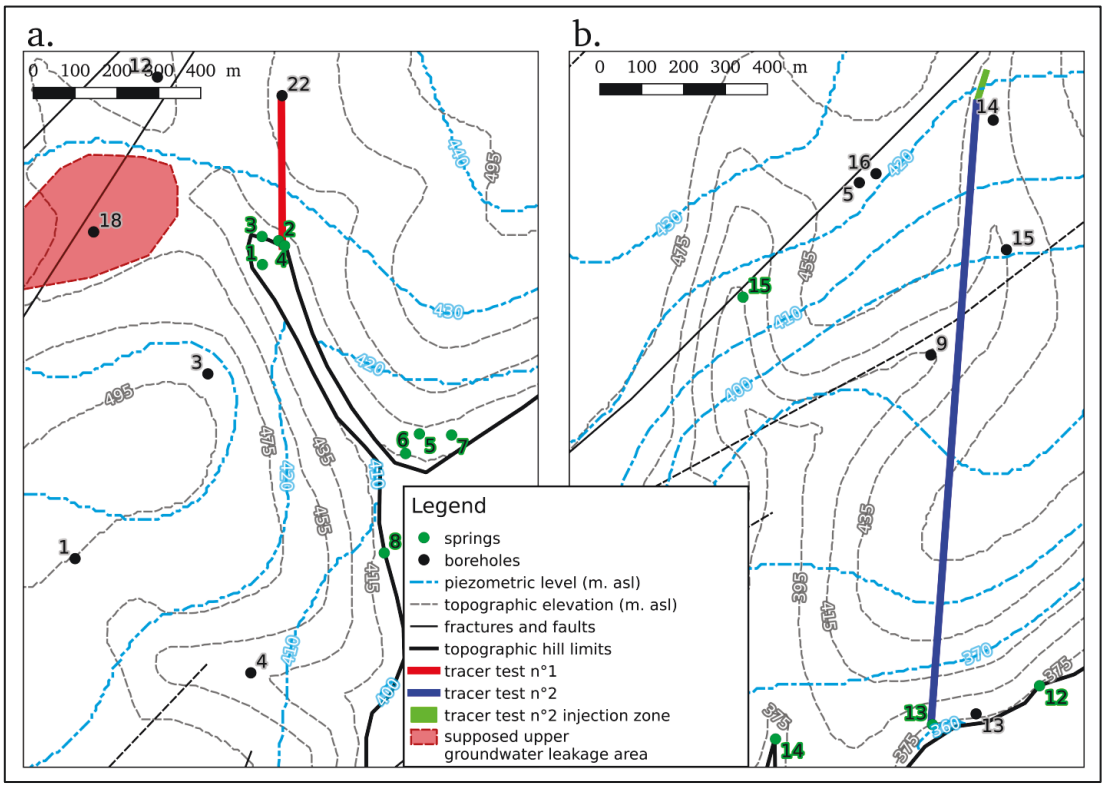


Figure 5-2 Tracer test localizations. a: tracer test n°1 is located in the lower central part of the topographic hill (topographic depression), b: tracer test n°2 is located at the South part of the topographic hill, considered as the dried valley localization

Tracer test n°1 is located nearby the upper groundwater leakage zone, at the topographic hill centre (**Figure 5-2**). This location corresponds to the topographic depression previously introduced. 1 kg of fluorescein diluted in 10 L of water has been injected and flushed with 30 L more in the borehole n° 22. Tracer restitution has been monitored at springs 1 to 4, at a distance of 380 meters from BH n°22, during 55 days (**Figure 5-2, Figure 5-3**).

This tracer test has been carried out just after a major rainfall event of 29.1 mm in 40 minutes. However, this rainfall event did not lead to any borehole groundwater level or spring discharge rate variations above the topographic hill, probably because of initially very dried conditions. These boreholes and springs were hourly monitored for groundwater level and discharge rate variations during this dye tracing. Unfortunately, only one discharge rate measurement, of the stream collecting water from springs 1 to 4, is available for this period (8.6 m^3/days). Indeed, discharge rate monitoring devices did not work. In these conditions and because no discharge rate variations have been observed among the other springs of the topographic hill, authors considered source n°2 discharge rate as constant during this period.

Tracer test n°2 consists in an Amino G acid instantaneous injection directly in a trench, identified as a preferential infiltration area by previous field observations (**Figure 5-2**). 10 kg of Amino G acid were diluted in 10 m^3 of water, and infiltration lasted 5 hours. Tracer concentration was monitored for 40 days at the spring n°13, and more punctually at the spring n°12. Less than 1.0 % of the injected tracer mass was recovered at spring n°12. 12.0 % of the injected tracer mass flowed to the source n°13, distant of 1420 meters from the injection point, where discharge rate was monitored daily for 42 days (**Figure 5-3c**).

The **Figure 5-3a** shows the results of the tracer tests n°1 and 2. Concentrations are normalized between the minimum and maximum. Reduced time corresponds to the time reported to the peak's time. Tracer restitutions correspond to the instant recovered tracer mass at the spring, compared to the injected tracer mass.

Two different tracer breakthrough curve (BC) shapes are observed: recession curve is clearly longer for the tracer test n°1 than for the tracer test n°2. This difference in concentration tails could be explained by a structural difference of the underground media, with two distinct zones: (1) in the tracer test n°2 location, the spring n°13 concentrates 12.0 % of the injected tracer mass and represents the main discharge rate of the area. Indeed, the source n°13 averaged discharge rate during a low flow period is about 173 m^3/days while the source n°12 discharge rate is not permanent over an hydrologic cycle with an average value of 79 m^3/days (for six punctual measurements during the February-July 2005 period).

Thus, the presence of a single major spring and dried valleys in the tracer test n°2 area suggests that conduit networks are more developed than in the tracer test n°1 location. (2) The existence of numerous diffuse resurgences nearby the tracer test n°1 location (**Figure 5-2**) and the presence of a major collapse (topographic depression caused by faults, see **Figure 5-1**), carries the idea of a higher fracture density, which allows higher water and solute fluxes between matrix and fracture porosities. These exchanged fluxes could be responsible for the observed tracer BC tailing (**Figure 5-3**).

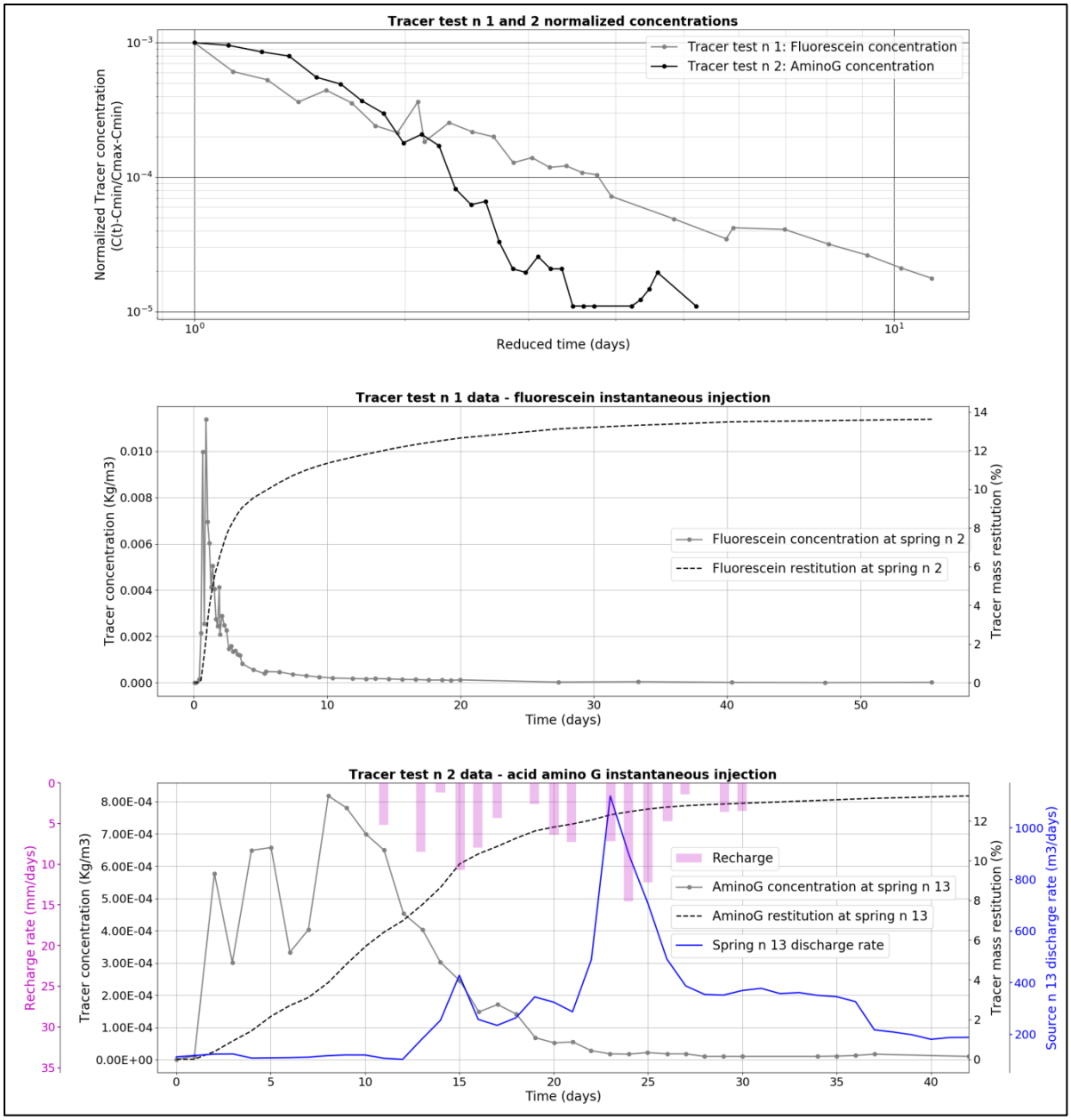


Figure 5-3 a: tracer tests n°1 and n°2 normalized BC, b: tracer test n°1 BC (fluorescein instantaneous injection), c: tracer test n°2 BC (acid Amino G instantaneous injection). Tracer tests n°1 and 2 restitution curves are computed considering a constant discharge rate.

5.5.3 Transport model descriptions

Two phreatic one-dimensional transport models have been designed, considering the same conceptual scheme (**Figure 5-4**), for reproducing tracer tests over the two locations of the studied site (tracer tests n°1 and 2, see **Figure 5-2**).

Transport simulations are computed using the METIS double medium transport equations, according to the *Gerke & Van Genuchten (1993a, b)* double porosity transport equations. For both tracer test models, the depth of the marls layer is reproduced (bottom of the models) and hydraulic heads at the injection point (first node) and at the spring (last node) are set to represent the hydraulic gradient as well as the piezometric level (**Figure 5-4**). These inputs are extracted from substratum and piezometric maps of the topographic hill (*Robineau et al., 2018*). For double medium simulations, tracer is only injected in the fractured medium.

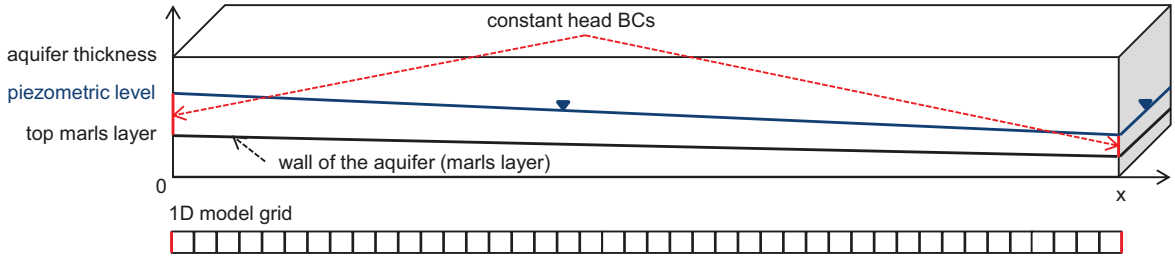


Figure 5-4 Conceptual scheme and 1D model grid (constant head BCs: constant head boundary conditions)

Parameter sets are generated by the Latin Hypercube Sampling method (*McKay et al., 2000*), following the parameter ranges presented in the **Tableau 5-1**. Previous hydraulic parameter ranges (*Robineau et al., 2018*) have been tested, and then extended for the transport simulations. Steady state flow and transient transport simulations are performed, for the two models (tracer tests n°1 and 2) and the two approaches (single and double medium). Then, the adjustment quality between measured and simulated tracer mass restitution is rated by Root Mean Square Error (RMSE) computations. In that study, this optimization procedure is completed by picking the best RMSE value between simulated and experimental tracer concentrations. The selection is made considering a 5 % maximum degradation of the RMSE value between tracer experimental and simulated mass restitutions. This allows for better reproducing experimental tracer concentration, minimizing the impact on the tracer restitution RMSE values.

Discharge rates simulated with the adjusted parameters are compared to the measured discharge rate, before validating the adjustments. It has to be noticed that the steady state flow conditions are a strong constraint for the adjusted permeability value.

Moreover, because of the steady state flow conditions, matrix and fractured medium hydraulic heads do not vary over time during the simulations. Thus, the exchanged flow between media, governed by the pressure head gradient between the two media (see **equation 5-6**), becomes zero. The solute transfer between media is then only controlled by the diffusion mechanism (see **equation 5-5**).

Tableau 5-1 Model parameter previous (from Robineau et al., 2018) and tested range values for single and double medium transport simulations. $K_{m,f}$: hydraulic conductivities, $w_{c(m,f)}$: effective porosities, $\alpha_{m,f}$: dispersivities , $D_{m,f}$: dispersion coefficients and α_s : solute exchange parameter between media.

Parameters	Single medium	Double medium	Previous values	References	Statistical laws
	Tested values	Tested values	(Robineau et al., 2018)		
K_m (m.s^{-1})	K (m.s^{-1}) 1.0E-04 - 7.0E-03	6.0E-09 - 7.0E-07	1.9E-09 - 1.9E-08	Delbart, 2013	Uniform
K_f (m.s^{-1})		1.0E-04 - 7.0E-03	4.0E-07 - 5.0E-04	Robineau et al., 2018	
w_{cm}	wc 0.002 - 0.2	0.002 - 0.05	0.01 - 0.20	Robineau et al., 2018	Uniform
w_{cf}		0.002 - 0.2	0.001 - 0.04	Robineau et al., 2018	
α_m (m)	α 10 - 400	10.0			Uniform
α_f (m)		10.0 - 200.0			
D_m (m².s^{-1})	3.7E-10 for acid Amino G and 2.9E-10 for fluorescein				Constant
D_f (m².s^{-1})					
α_s (s^{-1})		4.4E-13 - 9.7E-05			Uniform

5.5.3.1 *Tracer test n°1 model specifics*

The tracer test n°1 model is composed of a 380 meters length 1D grid, of one meter spaced nodes. Between the model's upstream and downstream, the substratum surface gradient is 0.008 m.m^{-1} and the hydraulic head gradient is 0.021 m.m^{-1} (with assumed linear slopes). Fluorescein molecular ionic diffusion at 25 °C standard value (*Witthüser et al., 2000*) is recomputed at the groundwater temperature (10 °C) using the *Kapusta (2010)* formula, and affected to the fracture and matrix medium (2.9E-10 m².s^{-1}). Then, instantaneous tracer injection is set at the first node, only in the fractured medium, and transport parameters are fitted by an optimization procedure (**Tableau 5-2**).

5.5.3.2 *Tracer test n°2 model specifics*

Tracer test n°2 model is composed of a 1420 meters length 1D grid, of 5 meters spaced nodes.

Between the model's upstream and downstream, substratum surface gradient is set to 0.032 $m.m^{-1}$ and hydraulic head gradient is set to 0.04 $m.m^{-1}$. Steady flow and transient transport simulations are performed for the tracer test n°2.

Indeed, spring n°13 discharge rate variations do not seem to significantly impact tracer concentrations (**Figure 5-3c**) or, more precisely, the discharge rate variations occur once most of the tracer has passed. Thus, discharge rate is assumed to be constant for the first 20 days, corresponding to the total acid Amino G restitution (**Figure 5-3c**). Molecular ionic diffusion of the acid Amino G have been recomputed from the standard 25 °C value, taking into account the groundwater temperature (10°C) to 2.4E-10 $m^2.s^{-1}$ (*Kapusta, 2010; Witthüser et al., 2000*).

5.6 Results and discussions

Each tracer test simulation is first computed with a single medium approach, using the same model geometry and boundary conditions as introduced earlier, and then with the double medium approach. Single and double medium model parameters are adjusted (**Tableau 5-2**) by fitting experimental and simulated tracer restitutions, following the optimization procedure mentioned above (see **5.5.3**). Then, a discussion is conducted about the adjusted model parameters and the solute transfer between media.

Tableau 5-2 Adjusted single and double medium model parameters. $K_{m,f}$: hydraulic conductivities, $w_{c(m,f)}$: effective porosities, $\alpha_{m,f}$: dispersivities , α_s : exchange solute parameter between media. SM model: Single Medium model, DM model: Double Medium model. Molecular ionic diffusion of the tracer in water ($D_{m,f}$) is set to 2.9E-10 $m^2.s^{-1}$ for tracer test n°1 and to 3.7E-10 $m^2.s^{-1}$ for tracer test n°2.

Parameters	Tracer test n°1		Tracer test n°2	
	SM model	DM model	SM model	DM model
K_m ($m.s^{-1}$)	9.3E-04	6.9E-07	3.5E-03	3.0E-07
K_f ($m.s^{-1}$)		7.2E-04		3.9E-03
w_{cm}	9.9E-03	0.012	0.08	0.03
w_{cf}		0.0056		0.09
α_m (m)	99.8	10.0	197.0	10.0
α_f (m)		50.0		148.9
α_s (s^{-1})		5.1E-06		1.5E-12
RMSE (%)	**5.15**	**3.54**	**9.11**	**9.12**

5.6.1 Tracer test n°1 – fluorescein instantaneous injection

Fluorescein instantaneous injection in the borehole n°22 has been frequently monitored at the source n°2 during 20 days. Single and double medium computations are performed to reproduce the tracer test n°1 BC, and in particular the strong tailing (**Figure 5-3a, c**).

The first measured peak of the tracer concentration is not reproduced by the models (single and double medium). This first tracer arrival may be due to the high fracture density of this area, providing multiple pathways for the tracer transport. Models considered in this study do not allow for modelling multiple tracer arrivals.

As shown by the **Figure 5-5a**, the single medium approach does not allow to reproduce the tracer restitution curve, even if the tracer concentration seems to fit the experimental curve.

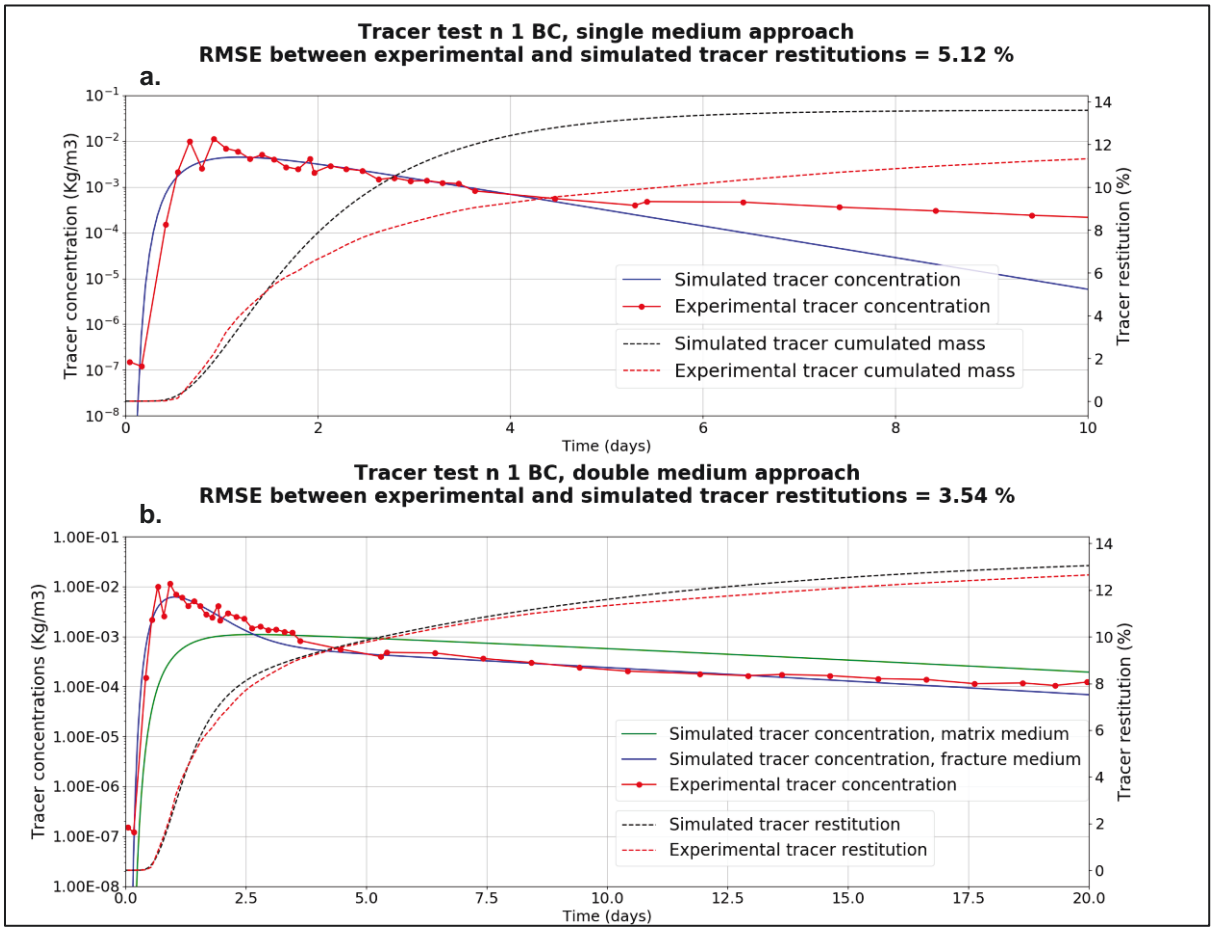


Figure 5-5 Measured and simulated tracer test n°1 BCs at the spring n°2, for single (a) and double (b) medium approach. Concentrations are presented in log scale to highlight the strong tailing.

Indeed, the tracer concentration peak's height and the strong tailing, observed during the whole tracer test period after the first five days, are not reproduced. The adjusted dispersivity value of the single medium model is very high (99.8 meters), compared to the model length (380 meters), and produces a tracer concentration tailing during the first 5 days, whereupon the simulated tracer concentration reaches the value of zero. Moreover the simulated tracer mass restitution curve reaches the total recovered tracer mass at time = 7 days. Thus, the single medium approach does not allow for reproducing the observed strong tailing, even with high dispersivity values.

On the contrary, the double medium approach better reproduces the tracer BC (peak's height and strong tailing) measured at the spring n°2 (**Figure 5-5b**). Experimental and simulated tracer mass restitution curves have the same shape, just as the tracer concentration curves. As shown in the **Figure 5-5b**, tracer is transferred from the fractured medium to the matrix medium, since tracer was only injected in the fractured medium.

Thus, tracer transferred in the matrix medium seems to support the tracer concentration of the fractured medium, and allows for reproducing the strong tailing of the tracer concentration measured at the spring n°2.

5.6.2 Tracer test n°2 – acid Amino G instantaneous injection

This tracer test consists in an acid Amino G instantaneous injection, in a trench (recognised as a preferential infiltration area, **Figure 5-2**), monitored at the spring n°13 for concentration and discharge rate variations (**Figure 5-3c**). Authors do not take into account the two first peaks, which do not correspond to any recharge event (**Figure 5-3c, d**), because the double medium model used in this study does not allow for considering multiple pathways.

The single medium approach appears appropriate for reproducing the experimental tracer restitution as well as the concentration BC measured at the spring n°13 (**Figure 5-6a**).

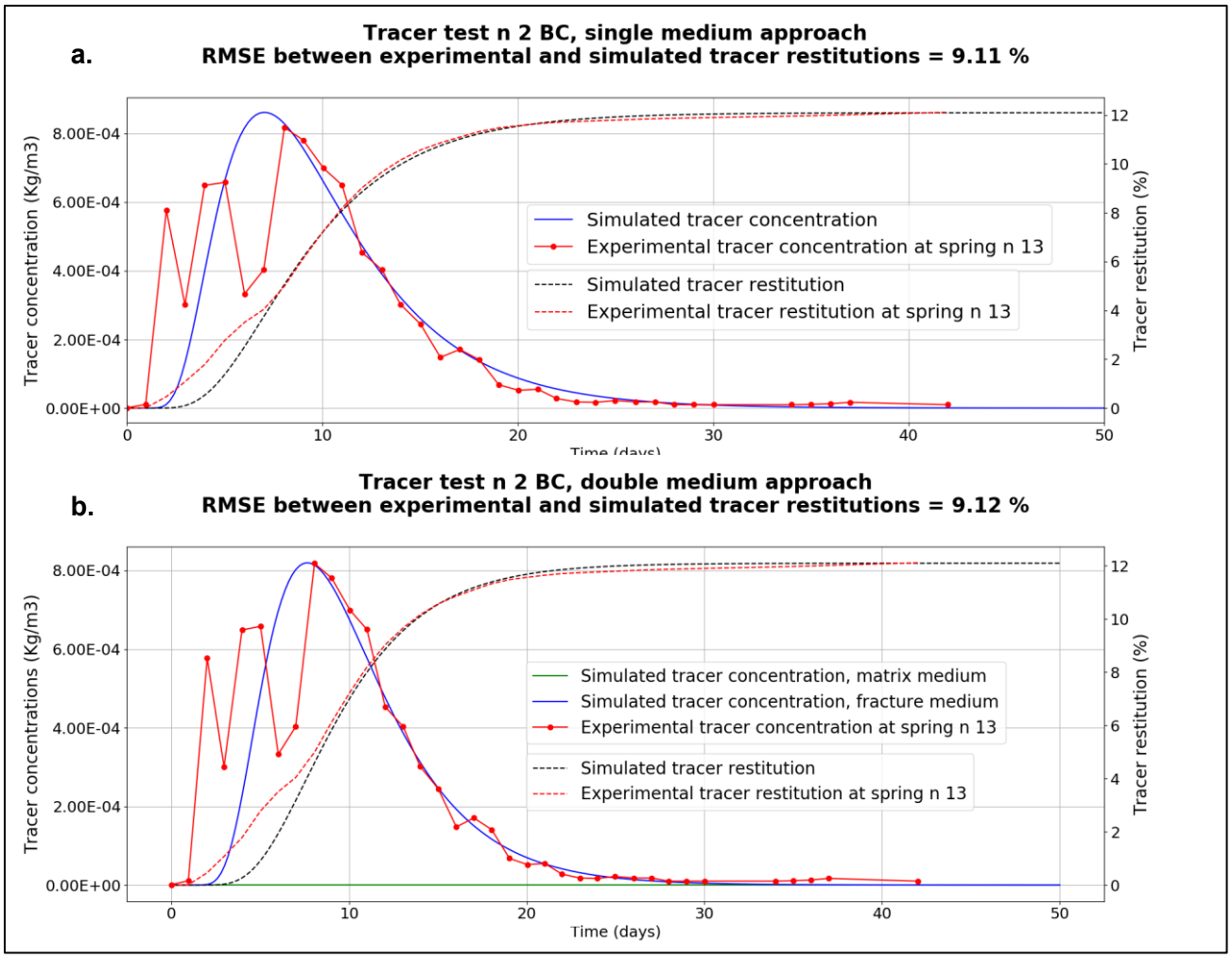


Figure 5-6 Measured and simulated tracer test n°2 BC at the spring n°13, for single (a) and double (b) medium approach

The double medium approach succeeds as well as the single medium approach, to reproduce the experimental tracer mass restitution and concentration variations (**Figure 5-6b**). RMSE values between experimental and simulated tracer mass restitution are equals for these two simulations (**Tableau 5-2**). Moreover, adjusted hydraulic parameters for the fractured medium of the double medium model are similar to adjusted hydraulic parameters of the single medium model, except for the dispersivity, which is higher in the single medium model. In contrast to the tracer test n°1, tracer concentration in the matrix medium is equal to zero (for the best adjustment), suggesting that matrix medium is not solicited for transport during the tracer test n°2.

5.6.3 Two different underground structures

Adjusted hydraulic and transport parameters of the double medium models are presented in the **Tableau 5-2**. These parameters are consistent with these previous hydraulic parameter ranges (see Table 1 in *Robineau et al., 2018*).

Adjusted hydraulic parameters are significantly different between the two tracer test models. Indeed, tracer test n°1 model shows weaker effective porosity values for matrix and fractured medium (respectively 1.2E-02 and 5.6E-03) compared to effective porosity values of the tracer test n°2 model (0.03 for the matrix and 0.09 for the fractured medium). Matrix medium hydraulic conductivities of both models are similar (**Tableau 5-2**) and fractured medium hydraulic conductivity of the tracer test n°2 model (3.9E-03 $m.s^{-1}$) is higher than fractured medium hydraulic conductivity of the tracer test n°1 model (7.2E-04 $m.s^{-1}$).

Fractured medium dispersivities are strongly different between the two models but this contrast is reduced considering the two model lengths. Indeed, the Peclet number (model distance/model dispersivity) of the tracer test n°1 model (7.6) is of the same magnitude than the Peclet number of the tracer test n°2 model (9.5).

Actually, the main contrast between adjusted parameters of the two models comes from the solute exchange parameter value. This solute exchange coefficient (α_s) is defined by three parameters (see **equation. 5-9**), two of which are constant (β = 3 and D_a corresponds to the tracer molecular ionic diffusion coefficient, supposed equal for both medium). Thus, the solute exchange parameter adjustment only corresponds to modifications of the half distance between fractures “a” (see **equation. 5-9**). This value, representing the fracture density of the underground media, is very low for the tracer test n°1 model (1.3E-02 m) in relation to the value of the tracer test n°2 model (26.8 m).

Finally, these two parameter sets could be interpreted as two different structures of the underground media:

- **<u>Tracer test n°1 location</u>**: the weak effective porosity values (for both media, see **Tableau 5-2**) and the high value of the solute exchange parameter (corresponding to a mean matrix block size of 0.26 meters) stand for a highly fractured or fissured media. This is consistent with the localization of the tracer test n°1 in the collapse area (**Figure 5-1**).

- **Tracer test n°2 location**: the solute exchange parameter value is very low (corresponding to a mean matrix block size of 52 meters). That allows considering a less fractured media in this location. Compared to the tracer test n°1, effective porosity values (for both medium) and fractured medium hydraulic conductivity values are higher (**Tableau 5-2**). In addition, this tracer test is located in dried valleys, where fracture or conduit networks are assumed to be more developed (see **5.5.2** and **Figure 5-2**). Thus, fitted hydraulic parameters and the location of the tracer test n°2 suggest the presence of conductive networks (fracture or conduit), in which matrix contribution is limited.

5.6.4 Solute transfer between media

Simulation results of the tracer test n°2 have shown that tracer BC measured at the spring n°13 could be reproduced using a single medium or a double medium model, with the same RMSE value on tracer restitution. Indeed, the BC does not display a strong tailing as the tracer test n°1 BC (**Figure 5-3, Figure 5-5 Figure 5-6**). This implies that matrix medium contribution to the tracer transport is limited in the tracer test n°2 area. On the contrary, it has been shown that tracer test n°1 BC is only well reproduced by the double medium approach, thanks to the contribution of the matrix medium (**Figure 5-5b**).

The presented double medium transport model allows an investigation of this transient solute flux exchanged between the matrix and the fractured medium. The **Figure 5-7** presents the simulated tracer exchanges between the two medium in comparison to the experimental and simulated tracer concentrations at the spring n°2.

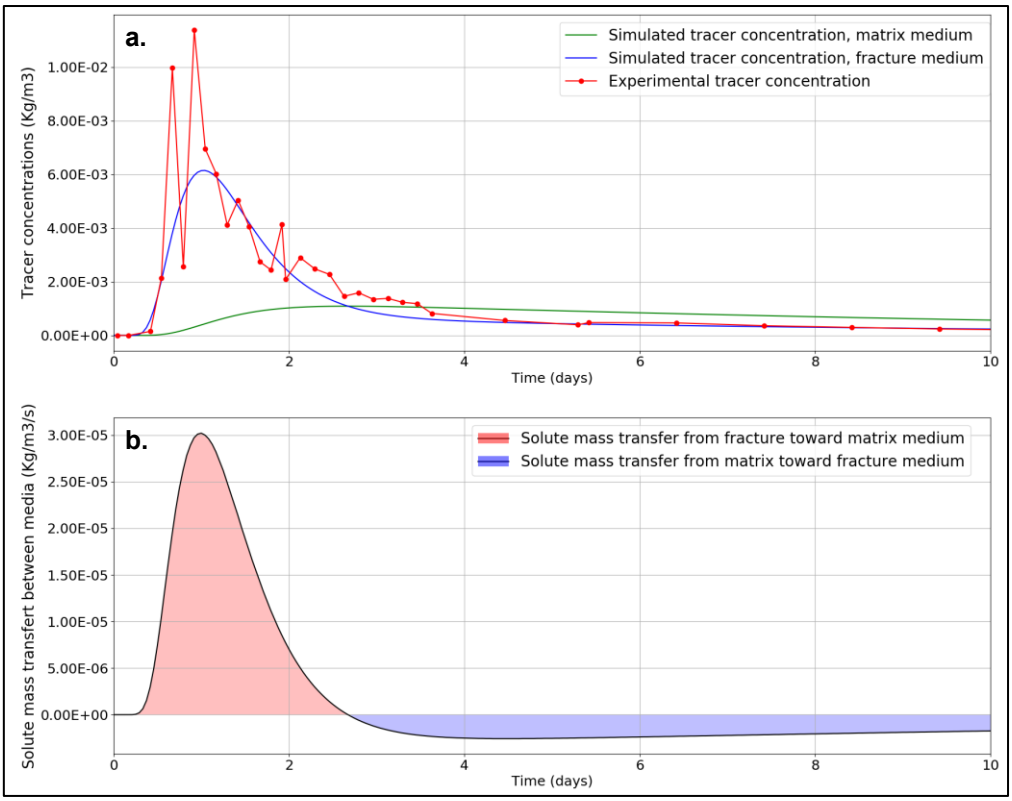


Figure 5-7a: Measured and simulated tracer concentrations at the spring n°2 and b: Solute transfer between the two media simulated at the spring n°2

From zero to three days, tracer is transferred from the fracture to the matrix medium (red area on the **Figure 5-7b**), leading to a tracer concentration augmentation in the matrix medium (**Figure 5-7a**). The exchanged solute flux is reversed after three days, when the tracer concentration in the matrix medium becomes higher than tracer concentration in the fractured medium (see **equation. 5-5**). Tracer in the matrix medium is then transferred to the fractured medium until the end of the test (blue area under the solute exchange flux curve), which allows reproducing the strong tailing of this tracer BC (**Figure 5-7b**). Indeed, without this matrix contribution, the experimental tracer tailing cannot be reproduced as it has been shown with the single medium approach (**Figure 5-5a**).

The tracer evolution in the matrix and the fractured medium, and between these two media, is presented through the model by the **Figure 5-8**. Injection is set at the first node of the model, in the fractured medium.

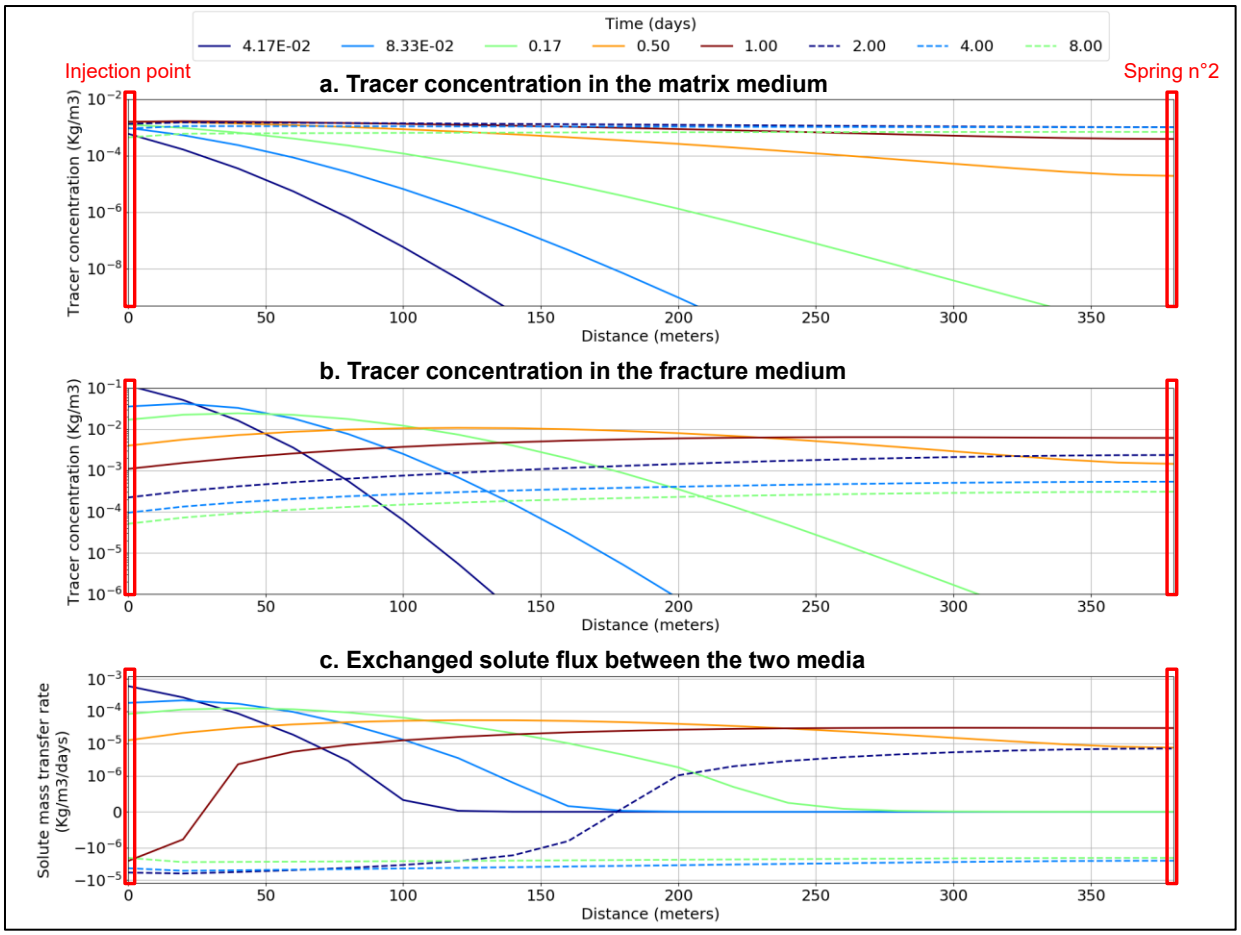


Figure 5-8 Tracer transfer from the injection point to the spring n°2 in the matrix medium (a) and the fractured medium (b). c: Solute transfer between the two media from the injection point to the spring n°2 (positive values : solute transfer from the fractured to the matrix medium; negative values : solute transfer from the matrix to the fractured medium)

The tracer is mostly transported through the fractured medium (99.9 % of the recovered mass) to the model last node (corresponding to the spring n°2 location), where the first arrivals are recorded after 0.5 days (**Figure 5-7a**). Because of the low hydraulic conductivity value (**Tableau 5-2**), the simulated discharge rate in the matrix medium is very low (less than 0.1 % of the discharge rate simulated in the fractured medium). The amount of tracer transported to the spring by advection/dispersion through the matrix medium is very small (only 0.1 % of the tracer recovered mass is computed at the model last node). Furthermore, the similar shapes of the fractured medium concentration (**Figure 5-8b**) and the exchanged solute flux between media (**Figure 5-8c**) indicate that the observed tracer propagation through the matrix medium is mostly induced by the solute diffusion, incoming from the fractured medium during the tracer propagation.

The double medium transport simulations have shown, for the tracer test n°1, that almost 100 % of the recovered tracer mass is carried by the fractured medium. Nevertheless, the matrix medium contribution to the tracer propagation through the model is essential for reproducing the strong tailing of the tracer test n°1 BC (**Figure 5-7**). Indeed, the single medium approach does not allow for reproducing this tracer BC (**Figure 5-5a**). It highlights the storage function of the matrix medium.

5.7 Conclusions

This work aimed at enhancing the hydrodynamic and transport mechanism understandings of the studied fissured karst media, using a double medium modelling approach. The implementation of the Gerke and Van Genuchten double porous medium in the METIS code has been validated by previous work for simulating groundwater level variations. In that study, the same double medium approach is used for interpreting long-tailed tracer breakthrough curves within the same aquifer.

This aquifer, located in Burgundy (France), is considered as a continuous fissured or fractured matrix rather than a conduit network embedded in a matrix structure, which makes the double medium approach relevant. Two tracer tests have been conducted at two different locations of the studied site. These tracer tests consist in instantaneous injections (fluorescein and Amino G acid) directly in a borehole or in a preferential infiltration area, with monitoring of concentration at two springs. One of the experimental tracer breakthrough curves (BC) displays a strong tracer concentration tailing.

Parameter combinations of the double medium model are generated following the Latin Hypercube Sampling method. Steady state flow and transient transport simulations are performed with these parameters, and then the Root Mean Square Error is used as an objective function for determining the adjustment accuracy between simulated and experimental tracer restitution.

The single medium approach allows reproducing, just as well as the double medium, the tracer BC that is not marked by a strong tailing (tracer test n°2). However, only the double medium approach succeeds in reproducing the strong tailing of the tracer test n°1, thanks to the matrix medium contribution (storage function). Adjusted double medium model parameters were compared between the two tracer test locations, highlighting a significant contrast in hydraulic parameters and the solute exchange parameter.

Indeed, effective porosity values (of both medium) are higher for the tracer test n°2 model (0.03 and 0.09 for matrix and fractured medium) than those of the tracer test n°1 model (1.2E-02 and 5.6E-03 for matrix and fractured medium). Fractured medium hydraulic conductivity is also higher for the tracer test n°2 model (3.9E-03 $m.s^{-1}$) compared to the one of the tracer test n°1 model (7.2E-04 $m.s^{-1}$). The major contrast between the parameters of the two models stays in the solute exchange parameter difference. This parameter, fitted by modifying the mean matrix block size (i.e. the fracture density), indicates a structural difference of the underground media between the two locations. Tracer test n°1 underground media is then assumed as a highly fissured or fractured media whereas the tracer test n°2 underground media is more related to a less fractured matrix in which a conductive network is more developed. Finally, it is shown in this study, that the matrix contribution is essential to reproduce the strong tailing of the tracer BC.

These double medium transport simulations could be used for interpreting long term tracer test marked by the spring discharge rate variations, by considering transient flow conditions. This should allow accounting for the exchanged water flow between media, and increasing the convective transport contribution to the exchanged solute flux between the two media.

Further simulations could be performed accounting for the tracer transport in the unsaturated zone, with the double medium approach.

5.8 Bilan : Apport de l'interprétation de traçages par modélisation double milieu à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique

Ces travaux de modélisation du transport avec une approche double milieu s'appuient sur les résultats de l'analyse des données hydrodynamiques (**chapitre 3**) et de modélisation double milieu des écoulements (**chapitre 4**). Ces résultats montrent que l'aquifère supérieur étudié peut être considéré comme la superposition d'un milieu poreux matriciel et d'un milieu poreux fissuré ou fracturé, ces deux milieux étant continus à l'échelle du dôme topographique. L'approche double milieu permet de reproduire, par la modélisation du transport, l'étalement de la concentration (« queue ») du traceur observé lors d'un des deux traçages étudiés. La contribution du milieu matriciel, de par sa fonction de stockage, est ici mise en avant.

La comparaison entre les paramètres ajustés des deux modèles (correspondant aux deux traçages étudiés) montre une différence significative de la structure du milieu souterrain, interprétée comme une différence de fracturation. Ainsi, la zone du traçage marqué par une restitution retardée du traceur est considérée comme une zone fortement fissurée ou fracturée, ce qui induit une surface d'échange entre les deux milieux plus importante et permet une contribution significative du milieu matriciel lors du transport du traceur. Dans le cas de la zone du second traçage, aucune contribution de la matrice n'a été observée lors de la modélisation double milieu du transport. En ce sens, la modélisation simple milieu du transport présente des ajustements aussi bons que ceux obtenus en double milieu. Les paramètres ajustés de ce modèle semblent indiquer un milieu moins fracturé, mais parcouru par un réseau conducteur (réseaux de conduits discrets). Ces interprétations des paramètres coïncident avec les observations morphologiques du site d'étude : la zone du premier traçage (marqué par la restitution tardive du traceur) se situe dans la zone d'effondrement de l'aquifère supérieur tandis que la zone du second traçage est localisée dans une vallée sèche, au sein de laquelle le réseau de conduits est supposé être plus développé.

La contribution du milieu matriciel est indispensable pour reproduire l'étalement de la courbe de concentration du traceur, ce que ne permet pas l'approche simple milieu.

6. *Conclusion générale*

L'objectif de cette thèse était d'améliorer la compréhension des mécanismes d'écoulement souterrain au sein d'un aquifère karstique. Les aquifères karstiques sont des milieux souterrains complexes qui se distinguent des autres aquifères par une forte hétérogénéité de la distribution des vides (fractures, conduits, cavités), et des écoulements rapides pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres par heure. Ces caractéristiques sont responsables de la forte vulnérabilité de ces milieux face à l'infiltration de polluant.

L'aquifère fissuré karstique étudié constitue un dôme topographique d'une superficie de 17 km². Ce dôme est le siège d'une nappe phréatique qui repose sur un substratum imperméable. Les variations hydrodynamiques de cette nappe (niveau de nappe, température et conductivité spécifique) sont suivies au pas de temps horaire via 18 piézomètres. Cette forte densité de piézomètres permet une caractérisation spatiale fine de la structure et des propriétés hydrauliques de l'aquifère. Cette thèse s'inscrit à la suite de précédents travaux qui ont permis de proposer un schéma conceptuel des écoulements démontrant que cet aquifère peut être considéré comme fissuré de manière continu sur l'ensemble du dôme. Ainsi, le présent travail de thèse s'intéresse à la compréhension des mécanismes de transfert d'eau entre les différentes porosités du milieu souterrain (porosité de matrice et porosité de fracture ou de matrice fissurée) via : (1) le traitement des données hydrodynamiques et physico-chimiques par analyses corrélatoires, (2) la modélisation double milieu des variations du niveau de la nappe supérieure, et enfin (3) l'interprétation de traçages artificiels pour la modélisation double milieu du transport. La combinaison de ces trois approches permet d'aboutir aux conclusions suivantes.

Une fracturation étendue et spatialement variable à l'échelle de l'aquifère

L'analyse des chroniques piézométriques par observations et par la fonction d'autocorrélation met en avant le comportement double milieu de l'aquifère supérieur. La présence de deux pentes sur les récessions des niveaux de nappe et sur les autocorrélogrammes caractérise ces deux milieux : un milieu lent (matrice perméable ou matrice faiblement fissurée), représentatif de la capacité de stockage de l'aquifère et un milieu rapide (matrice fissuré/fracturée) qui assure la capacité de transmission de l'aquifère. La comparaison des variations du niveau de nappe et de l'infiltration par la fonction de corrélation croisée a permis de mettre à jour des résultats précédents, relatifs à l'organisation spatiale des écoulements, et ce à partir d'un enrichissement des mesures de terrain (deux fois plus de points de mesure et chroniques plus longues).

Enfin, les corrélations croisées entre les variations du niveau piézométrique et les variations de la conductivité spécifique des eaux de la nappe montrent un retard de l'écoulement par rapport au transfert de pression. Ce retard est probablement induit par l'extension spatiale du réseau de vides (fissures ou fractures), qui allonge le temps de parcours des eaux de surface jusqu'à la nappe. Ces résultats convergent donc vers la même conclusion : **le site d'étude présente un caractère double milieu, interprété comme une fissuration ou une fracturation continue et spatialement étendue à l'ensemble du dôme topographique.**

Sur cette base, l'utilisation d'une approche double milieu semble donc adaptée pour la modélisation des écoulements et du transport au sein de cet aquifère. Cette approche double milieu a permis de reproduire les chroniques piézométriques marquées par ces récessions à double pente et représentatives de l'hydrodynamique de la nappe supérieure, ainsi que les courbes de traçages. L'ajustement des paramètres du modèle double milieu apporte ainsi une information supplémentaire : **cette densité de fissuration/fracturation est hétérogène au sein du dôme topographique.**

Contribution du milieu matriciel à l'écoulement et au transport

L'approche double milieu utilisée dans ces travaux a permis de reproduire : (1) les variations rapides du niveau de nappe mesuré pour la majorité des piézomètres du site d'étude et (2) l'étalement de la concentration du traceur mesuré lors d'un traçage artificiel. **Ces deux résultats, non reproductibles par une approche simple milieu, témoignent de la contribution essentielle du milieu matriciel aux écoulements et au transport souterrains de cet aquifère fissuré karstique**.

De plus, l'approche double milieu a permis de quantifier les transferts d'eau entre le milieu matriciel et le milieu fissuré/fracturé. **Ainsi, lors d'un évènement pluvieux, environ 38 % de l'infiltration est stockée temporairement dans le milieu matriciel**. Cette masse d'eau est ensuite drainée par le milieu fissuré/fracturé (**Figure 6-1**), permettant de reproduire le niveau piézométrique de base mesuré lors des périodes sans évènements pluvieux.

Par ailleurs, l'approche double milieu montre que le transfert de soluté dans le milieu matriciel s'effectue lors de la propagation du traceur (advection/dispersion) à travers le milieu fissuré/fracturé (**Figure 6-1**). Le transfert de soluté depuis le milieu matriciel permet ensuite de reproduire la restitution tardive du traceur (**Figure 6-1**).

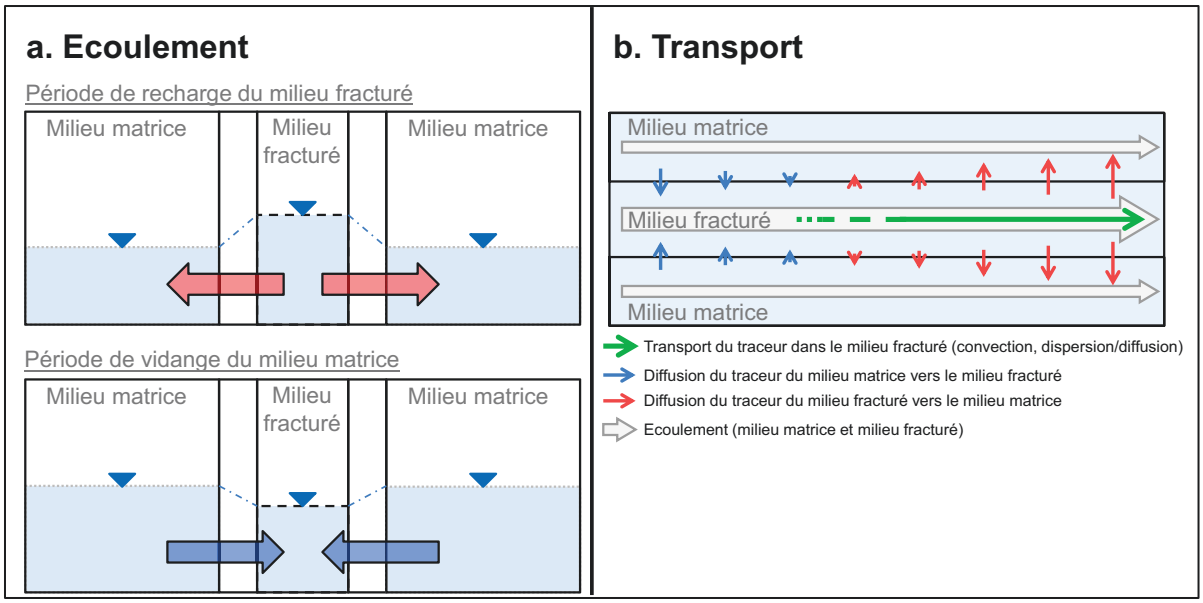


Figure 6-1 Schéma conceptuel (a) des flux d'eau entre les deux milieux lors des périodes de recharge du milieu fracturé et des périodes de vidange du réservoir matriciel et de (b) la propagation du traceur au sein du milieu fracturé et des échanges associés par diffusion entre le milieu matriciel et le milieu fracturé

Limites et perspectives

Ces travaux de thèse ont porté sur la compréhension du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique de 17 km². La faible superficie du système étudié permet de considérer un signal d'infiltration homogène. Toutefois, il est probable que la variabilité spatiale de l'occupation du sol (forêts, cultures et zones industrielles) ait un impact notable sur ce signal d'infiltration. En effet, il est supposé que les zones urbaines, présentes au sein du dôme topographique, concentrent la pluie vers des zones d'infiltration préférentielle. Il serait donc intéressant de prendre en compte cette occupation du sol afin de générer un signal d'infiltration spatialisé pour la modélisation des écoulements. L'utilisation d'un tel signal pourrait permettre de reproduire la propagation du front de pression identifié dans des travaux précédents (*Delbart, 2013*), grâce à une infiltration plus localisée.

La modélisation double milieu des écoulements et du transport, présentée dans ce manuscrit, porte uniquement sur la zone saturée du système aquifère étudié. De nombreuses études ont montré l'importance de la prise en compte de la zone non-saturée pour la modélisation des écoulements et du transport de soluté. En effet, la prise en compte de la zone non-saturée permet de reproduire le retard des écoulements ou du transport de soluté, observé dans certains cas (voir par exemple *Kordilla et al., 2012* ou *Renard et Tognelli, 2016*). Il serait donc nécessaire d'améliorer le modèle double milieu utilisé lors de cette thèse, par l'ajout de la zone non-saturée.

Dans le cadre de cette thèse, les ajustements des paramètres hydrauliques du modèle double milieu ont été présentés pour uniquement quatre des neuf piézomètres montrant un comportement semblable à celui de l'hydrodynamique de la nappe supérieure (dynamique comparable aux chroniques des résurgences). Cependant, les cinq autres piézomètres sont tout de même marqués par le caractère double milieu de l'aquifère : présence de double pente sur les récessions du niveau de nappe. Il serait donc intéressant d'utiliser la modélisation double milieu des écoulements afin de reproduire les chroniques de variations du niveau de nappe de ces piézomètres.

D'autre part, les paramètres hydrauliques du modèle double milieu, présentés dans le chapitre 4, sont actuellement distribués de manière homogène sur l'ensemble du domaine. Cette méthodologie permet d'ajuster localement des paramètres pour chaque piézomètre en reproduisant les chroniques piézométriques. Toutefois, le modèle ne permet pas de reproduire la carte piézométrique de la nappe supérieure des calcaires du Bathonien, en raison de la distribution homogène des paramètres. Il faudrait donc à terme disposer d'une distribution hétérogène de ces paramètres afin de reconstituer la carte piézométrique.

La caractérisation du flux de soluté échangé entre le milieu de matrice et le milieu fracturé, présentée dans ce manuscrit, est basée sur la simulation double milieu des écoulements en régime permanent et du transport en régime transitoire. Il est montré dans ces travaux que cette configuration ne permet pas de considérer le transport convectif de soluté entre les deux milieux. Il serait donc intéressant de tester ce modèle double milieu en écoulement et transport transitoire. L'ajustement d'un tel modèle se ferait en premier lieu sur les paramètres hydrauliques (perméabilités et porosités efficaces des deux milieux, coefficient d'échange de flux d'eau) pour reproduire la chronique de débit de la source, puis sur les paramètres du transport (dispersivités des deux milieux et coefficient d'échange de soluté) pour reproduire la courbe de concentration du traceur.

Bibliographie

Abusaada, M., Sauter, M., 2013. Studying the Flow Dynamics of a Karst Aquifer System with an Equivalent Porous Medium Model. Groundwater 51, 641-650.

Affek, P.H., Ronen, D., Yakir, D., 1998. Production of CO_2 in the capillary fringe of a deep phreatic aquifer. Water Resources Research 34, 989-996.

Alban, F., 2010. Construction d'un modèle géologique 3D. Rapport de stage, Université de Bordeaux, 84 pp.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper. Food and Agriculture Organization (FAO), Rome, Italy, 300 pp.

Aquilina , L., Ladouche , B., Dörfliger , N., 2005. Recharge processes in karstic systems investigated through the correlation of chemical and isotopic composition of rain and spring-waters. Applied Geochemistry 20, 2189-2206.

Aquilina , L., Ladouche , B., Dörfliger , N., 2006. Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. Journal of Hydrology 327, 472-485.

Arbault, J., Rat, P., 1982. Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000ème de la région de Aignay-le-Duc. BRGM, 22 pp.

Bailly-Comte, V., Jourde, H., Roesch, A., Pistre, S., Batiot-Guilhe, C., 2008. Time series analyses for Karst/River interactions assessment: Case of the Coulazou river (southern France). Journal of Hydrology 349, 98-114.

Bailly-Comte, V., B.Martin, J., Screaton, E.J., 2011. Time variant cross correlation to assess residence time of water and implication for hydraulics of a sink-rise karst system. Water Resources Research 47, W05547.

Bakalowicz, M., 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. Hydrogeology Journal 13, 148-160.

Barberá, J.A., Mudarra, M., Andreo, B., De la Torre, B., 2018. Regional-scale analysis of karst underground flow deduced from tracing experiments: examples from carbonate aquifers in Malaga province, southern Spain. Hydrogeology Journal 26, 23-40.

Batiot-Guilhe, C., Seidel, J.L., Jourde, H., Hébrard, O., Bailly-Comte, V., 2007. Seasonal variations of CO_2 and ^{222}Rn in a Mediterranean sinkhole – spring (Causse d'Aumelas, SE France). International Journal of Speleology, 36, 51-56.

Becker, M.W., Shapiro, A.M., 2000. Tracer transport in fractured crystalline rock: Evidence of nondiffusive breakthrough tailing. Water Resources Research 36, 1677-1686.

Binet, S., Joigneaux, E., Pauwels, H., Albéric, P., Fléhoc, Ch., Bruand, A., 2017. Water exchange, mixing and transient storage between a saturated karstic conduit and the surrounding aquifer: Groundwater flow modeling and inputs from stable water isotopes. Journal of Hydrology 544, 278-289.

Borghi, A., Renard, P., Cornaton, C., 2016. Can one identify karst conduit networks geometry and properties from hydraulic and tracer test data?. Advances in Water Resources 90, 99-115.

Boucher, M., Girard, J.F., Legchenko, A., Baltassat, J.M., Dörfliger, N., Chalikakis, K., 2006. Using 2D inversion of magnetic resonance soundings to locate a water-filled karst conduit. Journal of Hydrology 330, 413-421.

Bourbiaux, B., Granet, S., Landereau, P., Noetinger, B., Sarda, S. and Sabathier, J. C., 1999. Scaling up matrix-fracture transfer in dual-porosity models: theory and application, SPE paper 56557 presented at the SPE Annual Simulation Symposium, Houston, Feb. 3–6.

Box, G., Jenkins, G., Reinsel, G., (1994). Time Series Analysis : Forecasting and Control. Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, NJ, USA, third edition.

Caetano Bicalho, C., Batiot-Guilhe, C., Seidel, J.L., Van Exter, S., Jourde, H., 2012. Geochemical evidence of water source characterization and hydrodynamic responses in a karst aquifer. Journal of Hydrology 450-451, 206-218.

Carrière, S.D., Chalikakis, K., Sénéchal, G., Danquigny, C., Emblanch, C., 2013. Combining Electrical Resistivity Tomography and Ground Penetrating Radar to study geological structuring of karst Unsaturated Zone. Journal of Applied Geophysics 94, 31-41.

Cassidy, R., Comte, J.C., Nitsche, J., Wilson, C., Flynn, R., Ofterdinger, U., 2014. Combining multi-scale geophysical techniques for robust hydro-structural characterisation in catchments underlain by hard rock in post-glacial regions. Journal of Hydrology 517, 715-731.

Castro, M.C., Goblet, P., 2003. Calibration of regional groundwater flow models: working toward a better understanding of site-specific systems. Water Resources Research 39, n°6, 1172.

Cerepi, A., Loisy, C., 2008. Rapport d'étude.

Cerepi, A., Loisy, C., 2009. Rapport d'étude.

Chalikakis, K., 2006. Application de methods géophysiques pour la reconnaissance et la protection de ressources en eau dans les milieux karstiques. Thèse de doctorat, Université Paris 6, 223 pp.

Chalikakis, K., Plagnes, V., Guerin, R., Valois, R., Bosh, F.P., 2011. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. Hydrogeology Journal 19, 1169-1180.

Chang, Y., Wu, J., Liu, L., 2015. Effects of the conduit network on the spring hydrograph of the karst aquifer. Journal of Hydrology 527, 517-530.

Charlier, J-B., Bertrand, C., Mudry, J., 2012. Conceptual hydrogeological model of flow and transport of dissolved organic carbon in a small Jura karst system. Journal of Hydrology 460-461, 52-64.

Chen, Z., Goldscheider, N. Modelling spatially and temporally varied hydraulic behavior of a folded karst system with dominant conduit drainage at catchment scale, Hochifen–Gottesacker, Alps. Journal of Hydrology, 514, 41-52.

Cornaton, F., Perrochet, P., 2007. Analytical 1D dual-porosity equivalent solutions to 3D discrete single-continuum models. Application to karstic spring hydrograph modelling. Journal of Hydrology 262, 165-176.

Cousquer, Y., 2017. Modélisation des échanges nappe-rivière à l'échelle intermédiaire : conceptualisation, calibration, simulation. Thèse de doctorat en Hydrologie. Université Bordeaux Montaigne. 205 pp.

Delay, F., Kaczmaryk, A., Ackerer, P., 2007. Inversion of interference hydraulic pumping tests in both homogeneous and fractal dual media. Advances in Water Resources 30, 314-334.

Delbart, C., 2013. Variabilité spatio-temporelle du fonctionnement d'un aquifère karstique du Dogger : suivis hydrodynamiques et géochimiques multifréquences ; traitement du signal des réponses physiques et géochimiques. Thèse de doctorat, Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 232 pp.

Delbart, C., Barbecot, F., Valdes, D., Tognelli, A., Fourre, E., Purtschert, R., Couchoux, L., Jean-Baptiste, P., 2014 (a). Investigation of young water inflow in karst aquifers using SF6–CFC–3H/He 85Kr–39Ar and stable isotope components. Applied Geochemistry 50, 164-176.

Delbart, C., Valdes, D., Barbecot, F., Tognelli, A., Richon, P., Couchoux, L., 2014 (b). Temporal variability of karst aquifer response time established by the sliding-windows cross-correlation method. Journal of Hydrology 511, 580-588.

Delbart, C., Valdes, D., Barbecot, F., Tognelli, A., Couchoux, L., 2016. Spatial organization of the impulse response in a karst aquifer. Journal of Hydrology 537, 18-26.

Delottier, H., 2017. Quantification et réduction des incertitudes associées aux modèles hydrodynamiques de gestion quantitative des eaux souterraines. Thèse de doctorat, Sciences de la Terre. Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, 193 pp.

Dewandel, B., Lachassagne, P., Bakalowicz, M., Weng, Ph., Al-Malki, A., 2003. Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer. Journal of Hydrology 274, 248-269.

Doucette, R., W. Peterson, E., 2014. Identifying water sources in a karst aquifer using thermal signatures. Environmental Earth Sciences 72, 5171-5182.

Dourado-Neto, D., Van Lier, QdJ., Metselaar, K., Reichardt, K., Nielsen, D.R., 2010. General procedure to initialize the cyclic soil water balance by the Thronthwaite and Mather method. Scientia Agricola 67, 87-95.

Dumonteil, M., 2016. Identification de la structure et suivi de la saturation en eau d'un épikarst. Rapport de stage, Université Pierre et Marie Curie, 66 pp.

Eisenlohr, L., Kiraly, L., Bouzelboudjen, M., Rossier, Y., 1997. Numerical simulation as a tool for checking the interpretation of karst spring hydrographs. Journal of Hydrology 193, 306-315.

Emblanch, C., Blavoux, B., Puig, M., 1998. Dissolved organic carbon of infiltration within the autogenic karst hydrosystem. Geophysical Research Letters 25, 1459-1462.

Emblanch, C., Zuppi, G.M., Mudry, J., Blavoux, B., Batiot, C., 2003. Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France). Journal of Hydrology 279, 262-274.

Field, M.S., Pinsky, P.F., 2000. A two-region nonequilibrium model for solute transport in solution conduits in karstic aquifers. Journal of Contaminant Hydrology 44, 329–351.

Fleury, P., Plagnes, V., Bakalowicz, M., 2007. Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). Journal of Hydrology 345, 38-49.

Fleury, P., Ladouche, B., Conroux, Y., Jourde, H., Dörfliger, N., 2008. Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management – The Lez spring. Journal of Hydrology 365, 235-243.

Ford, D., Williams, P., 2007. Karst hydrogeology and geomorphology, Wiley, 562 pp.

Forkasiewicz, J., Paloc, H., 1967. Le régime de tarissement de la Foux de la Vis. Chronique d'Hydrogéologie 10, 59-73.

Gambetta, M., Armadillo, E., Carmisciano, C., Stefanelli, P., Cocchi, L., Tontini, F.C., 2009. Determining geophysical properties of a nearsurface cave through integrated microgravity vertical gradient and electrical resistivity tomography measurements. Journal of Cave and Karst Studies 73, 11-15.

Garcia-Anton, E., Cuezva, S., Fernandez-Cortes, A., Alvarez-Gallego, M., Pla, C., Benavente, D., Cañaveras, J.C., Sanchez-Moral, S., 2017. Abiotic and seasonal control of soil-produced CO2 efflux in karstic ecosystems located in Oceanic and Mediterranean climates. Atmospheric Environment 164, 31-49.

Gerke, H.H., Van Genuchten, M.T., 1993(a). A Dual-Porosity Model for Simulating the Preferential Movement of Water and Solutes in Structured Porous Media, Water Resources Research 29, 305-319.

Gerke, H.H., Van Genuchten, M.T., 1993(b). Evaluation of a First-Order Water Transfer Term for Variably Saturated Dual-Porosity Flow Models. Water Resources Research 29, 1225-1238.

Geyer, T., Birk, S., Liedl, R., Sauter, M., 2008. Quantification of temporal distribution of recharge in karst systems from spring hydrographs. Journal of Hydrology 348, 452-463.

Ghasemizade, M., Moeck, C., Schirmer, M., 2015. The effect of model complexity in simulating unsaturated zone flow processes on recharge estimation at varying time scales. Journal of Hydrology 529, 1173-1184.

Ghasemizadeh, R., Hellweger, F., Butscher, C., Padilla, I., Vesper, D., Field, M., Alshawabkeh, A., 2012. Review: Groundwater flow and transport modelling of karst aquifers, with particular reference to the North Coast Limestone aquifer system of Puerto Rico. Hydrogeology Journal 20, 1441-1461.

Gilli, E., 2011. Karstologie : Karsts, grottes et sources. s.l. : Dunod, 2011.

Goblet, P., 2017. Programme METIS: Simulation d'écoulement et deTransport Miscible en Milieu Poreux et Fracturé – Notice de conception – Mise à jour au 31/08/2017. Geosciences Departmant Technical Report.

Göppert; N., Goldscheider, N., 2008. Solute and Colloid Transport in Karst Conduits under Low- and High-Flow Conditions. Groundwater 46, 61-68.

Guérin, R., Baltassat, J.M., Boucher, M., Chalikakis, K., Galibert, P.Y., Girard, J.F., Plagnes, V., Valois, R., 2009. Geophysical characterisation of karstic networks – Application to the Ouysse system (Poumeyssen, France). C. R. Geoscience 341, 810-817.

Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagener, T., Lange, J., Weiler, M., 2014. Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modelling approaches. Rev. Geophys 52, 218–242.

Hassanzadeh, H., Pooladi-Darvish, M., 2006. Effects of Fracture Boundary Conditions on Matrix-fracture Transfer Shape Factor. Transport in Porous Media 64, 51-71.

Hosseini, S.M., Ataie-Ashtiani, B., 2017. Conceptualization of Karstic Aquifer with Multiple Outlets Using a Dual Porosity Model. Groundwater 55, 558-564.

Houseworth, J.E., Asahina, D., Birkholzer, J.T., 2013. An analytical model for solute transport through a water-saturated single fracture and permeable rock matrix. Water Resources Research 49, 6317-6338.

Hu, C., Hao, Y., Yeh, T-C.J., Pang, B., Wu, Z., 2008. Simulation of spring flows from a karst aquifer with an artificial neural network. Hydrological Processes 22, 596-604.

Jacob, T., Chery, J., Bayer, R., Le Moigne, N., Boy, J.P., Vernant, P., Boudin, F., 2009. Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity. Geophysic. J. Int, 347-360.

Jeanpert, J., 2005. Quantification de l'infiltration à l'entrée d'un système hydrogéologique. Rapport de stage, 50 pp.

Jenkins, G., Watts, D., 1968. Spectral Analysis and its Applications. Holden Day, San Francisco, CA, 525 pp.

Jones, K.W., 2013. Physical structure of the epikarst. ACTA CARSOLOGICA 42/2-3, 311–314.

Jourde, H., Cornaton, F., Pistre, S., Bidaux, P., 2002. Flow behavior in a dual fracture network. Journal of Hydrology 206, 99-119.

Jukic, D., Denic-Jukic, V., 2006. Nonlinear kernel functions for karst aquifers. Journal of Hydrology 328, 360-374.

Kang, K.P., Le Borgne, T., Dentz, M., Bour, O., Juanes, R., 2015. Impact of velocity correlation and distribution on transport in fractured media: Field evidence and theoretical model. Water Resources Research 51, 940-959.

Kapusta, P., 2010. Tracer transport in fractured crystalline rock: Evidence of nondiffusive breakthrough tailing. PicoQuant GmbH. Application note. 2 pp.

Kiraly, L., Morel, G., 1976. Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simulé par modèles mathématiques. Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel n°1, 36-60.

Kiraly, L., 1998. Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. Bulletin d'Hydrogéologie 16, 77-98.

Klimchouk, A., 2004. Towards defining, delimiting and classifying epikarst: It's origin, processes and variants of geomorphic evolution. Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, 2(1). 13 pp.

Kordilla, J., Sauter, M., Reimann, T., Geyer, T., 2012. Simulation of saturated and unsaturated flow in karst systems at catchment scale using a double continuum approach. Hydrology and Earth System Sciences 16, 3909-3923.

Kovács, A., Perrochet, P., Kiraly, L., Jeannin, P-Y., 2005. A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. Journal of Hydrology 303, 152-164.

Kovács, A,. Perrochet, P., 2008. A quantitative approach to spring hydrograph decomposition. Journal of Hydrology 352, 16-29.

Kovács, A., Perrochet, P., Darabos, E., Lénárt, L., Szűcs, P., 2015. Well hydrograph analysis for the characterisation of flow dynamics and conduit network geometry in a karst aquifer, Bükk Mountains, Hungary. Journal of Hydrology 530, 484-499.

Kuczera, G., Mroczkowski, M., 1998. Assessment of hydrologic parameter uncertainty and the worth of multiresponse data. Water Resources Research 34, 1481-1489.

Labat, D., Ababou, R., Mangin, A., 1999. Linear and nonlinear input/output models for karstic springflow and flood prediction at different time scales. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment 13, 337-364.

Ladouche, B., Probst, A., Viville, D., Idir, S., Baque, D., Loubet, M., Probst, JL., Bariac, T., 2001. Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France). Journal of Hydrology 242, 255-274.

Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., Banton, O., 1998. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). Journal of Hydrology 205, 217-231.

Lassus, M., Loisy, C., 2006. Géométrie et génèse du réseau karstique et de fracture dans les carbonates bajocien-bathonien de Bourgogne. Percolation d'une solution acide dans un calcaire : modélisation analogique et lois de comportement. Rapport d'étude.

Laubert, U., Ufrecht, W., Goldscheider, N., 2014. Spatially resolved information on karst conduit flow from in-cave dye tracing. Hydrology and Earth System Sciences 18, 435-445.

Legchenko, A., Baltassat, J.M., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H., Vouillamoy, J.M., 2004. Magnetic Resonance Sounding Applied to Aquifer Characterization. Groundwater 42, 363-373.

Liu, L., Neretnieks, I., Shahkarami, P., Meng, S., Moreno, L., 2018. Solute transport along a single fracture in a porous rock: a simple analytical solution and its extension for modeling velocity dispersion. Hydrogeology Journal 26, 297-320.

Lucas, Y., 2001. The role of plants in controlling rates and products of weathering: importance of biological pumping. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 29, 135–163.

Mahler, B.J., Valdes, D., Musgrove, M., Massei, N., 2008. Nutrient dynamics as indicators of karst processes: Comparison of the Chalk aquifer (Normandy, France) and the Edwards aquifer (Texas, U.S.A.). Journal of Contaminant Hydrology 98, 36-49.

Maloszewski, P., Zuber, A., 1982. Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers, Models and their applicability. Journal of Hydrology 57, 207-231.

Maloszewski, P., Zuber, A., 1985. On the theory of tracer experiments in fissured rock with a porous matrix. Journal of Hydrology 79, 333-358.

Maloszewski, P., Zuber, A., 1990. Mathematical Modeling of Tracer Behavior In Short-Term Experiments in Fissured Rocks. Water Resources Research 26, 1517-1528.

Maloszewski, P., Zuber, A., 1993. Tracer Experiments in Fractured Rocks: Matrix Diffusion and the Validity of Models. Water Resources Research 29, 2723-2735.

Maloszewski, P., 2000. Lumped-parameter models as a tool for determining the hydrological parameters of some groundwater systems based on isotope data. Tracer and Modelling in Hydrogeology. IAHS Publ. No. 262. 271-276.

Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifère karstiques. Thèse de doctorat, Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Dijon, 267 pp.

Mangin, A., 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. Journal of Hydrology 67, 25-43.

Marsaud, B., 1996. Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir de résultats expérimentaux. Thèse de doctorat, Université Paris XI Orsay, 324 pp.

Marin, A.I., Andreo, B., Mudarra, M., 2015. Vulnerability mapping and protection zoning of karst springs. Validation by multitracer tests. Science of the Total Environment 432, 435-446.

Massei, N., Wang, H.Q., Field, M.S., Dupont, J.P., Bakalowicz, M., Rodet, J., 2006(a). Interpreting tracer breakthrough tailing in a conduit-dominated karstic aquifer. Hydrogeology Journal 14, 849-858.

Massei, N., Dupont, J.P., Mahler, B.J., Laignel, B., Fournier, M., Valdes, D., Ogier, S., 2006(b). Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. Journal of Hydrology 329, 244-257.

Mattey, D.P., Atkinson, T.C., Barker, J.A., Fisher, R., Latin, J-P., Durell, R., Ainsworth, M., 2016. Carbon dioxide, ground air and carbon cycling in Gibraltar karst. Geochimica et Cosmochimica Acta (2016), doi: http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2016.01.041.

McKay, M.D., Beckman, R.J., Conover, W.J., 2000. A comparison of three methods for selecting values of input variables in the analysis of output from a computer code. Technometrics 42, 55-61.

Meyerhoff, S.B., Karaoulis, M., Fiebig, F., Maxwell, R.M., Revil, A., Martin, J.B., Graham, W.D., 2012. Visualization of conduit-matrix conductivity differences in a karst aquifer using time-lapse electrical resistivity. Geophysical Research Letters 39, L24401.

Meyerhoff, S.B., Maxwell, R.M., Revil, A., Martin, J.B., Karaoulis, M., Graham, W.D., 2014. Characterization of groundwater and surface water mixing in a semiconfined karst aquifer using time-lapse electrical resistivity tomography. Water Resources Research 50, 2566-2585.

Moench, A.F, 1984. Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. Water Resources Research 20, 831-846.

Moench, A.F., 1995. Convergent radial dispersion in a double-porosity aquifer with fracture skin: Analytical solution and application to a field experiment in fractured chalk. Water Resources Research 31, 1823-1835.

Moussu, F., Oudin, L., Plagnes, V., Mangin, A., Bendjoudi, H., 2011. A multi-objective calibration framework for rainfall–discharge models applied to karst systems. Journal of Hydrology 400, 364-376.

Mudarra, M., Andreo, B., Martin, A.I., Vadillo, I., Barbera, J.A., 2014. Combined use of natural and artificial tracers to determine the hydrogeological functioning of a karst aquifer: the Villanueva del Rosario system (Andalusia, southern Spain). Hydrogeology Journal 22, 1027-1039.

Patriarche, D., Castro, M.C., Goblet, P., 2004. Large-scale hydraulic conductivities inferred from three-dimensional groundwater flow and He-4 transport modelling in the Carrizo aquifer, Texas. Journal of Geophysical Research-Solid Earth 109 (B11): Art No. B11202 2004, doi 10.1029/2004JB003173.

Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. London, A193, 120-146.

Perrin, J., Jeannin, P.Y., Zwahlen, F., 2003. Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. Journal of Hydrology 279, 106-124.

Perrin, J., Jeannin, P.Y., Cornaton, F., 2006. The role of tributary mixing in chemical variations at a karst spring, Milandre, Switzerland. Journal of Hydrology 332, 158-173.

Plagnes, V., 2007. Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II.

Rat, P., 2006. Guide géologique Bourgogne Morvan. Guide Géologique Régionaux, Dunod, 216 pp, 2nd édition.

Raven, K.G., Novakowski, K.S., Lapcevic, P.A., 1988. Interpretation of Field Tracer Tests of a Single Fracture Using a Transient Solute Storage Model. Water Resources Research 24, 2019-2032.

Redhaounia, B., Bédir, M., Gabtni, H., Ilondo, B., Dhaoui, M., Chabaane, A., Khomsi, S., 2016. Hydro-geophysical characterization for groundwater resources potential of fractured limestone

reservoirs in Amdoun Monts (North-western Tunisia). Journal of Applied Geophysics 128, 150-162.

Renard, F., Tognelli, A. A new quasi-3D unsaturated–saturated hydrogeologic model of the Plateau de Saclay (France). Journal of Hydrology, 535, 495-508.

Richard, L.A., 1931. CAPILLARY CONDUCTION OF LIQUIDS THROUGH POROUS MEDIUMS. Physics 1, 318-333.

Robineau, T., 2015. Déconvolution d'hydrogrammes de crue sur des resurgences karstiques à l'aide de traceurs naturels et modélisation des équilibres eau/roche associés, Bourgogne. Rapport de stage, Université Paris Sud, 77 pp.

Robineau, T., Tognelli, A., Goblet, P., Renard, F., Schaper, L., 2018. A double medium approach to simulate groundwater level variations in a fissured karst aquifer. Journal of Hydrology 565, 861-875.

Saltelli, A., Chan, K., Scott, M.E., 2008. Sensitivity Analysis. Wiley. 494 pp.

Sawyer, A.H., Zhu, J., Currens, J.C., Atcher, C., Binley, A., 2015. Time-lapse electrical resistivity imaging of solute transport in a karst conduit. Hydrogeological Processes 29, 4968-4976.

Schaake, J.C.Jr., Geyer. J.C., Knapp, J.W., 1967. Experimental examination of the rational method. Journal of the Hydraulics Division 93, 353-370.

Schudel, B., Biaggi, D., Dervey, T., Kozel, R., Müller, I., Ross, J.H., Schindler, U., 2002. Utilisation des traceurs artificiels en hydrogéologie – Guide pratique. Rapp. OFEG, Sér. Géol. 3, 87 pp.

Shaw, S.B., Todd Walter, M., 2009. Improving runoff risk estimates: Formulating runoff as a bivariate process using the SCS curve number method. Water Resources Research 45, W03404.

Shevenell, L., 1996. Analysis of well hydrographs in a karst aquifer: estimates of specific yields and continuum transmissivities. Journal of Hydrology 174, 331-355.

Sow, S.T., 2009. Calcul et modélisation du flux d'eau vertical à l'interface sol-roche, à l'échelle de temps journalière, à partir de mesures TRIMS et MUNTZ. Rapport de stage, Univserité Paris Sud – INRA, 50 pp.

Steenhuis, T.S., Van Der Molen, W.H., 1986. The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. Journal of Hydrology 84, 221-229.

Stein, M., 1987. Large sample properties of simulations using Latin Hypercube Sampling. Technometrics 29, 143-151.

Stonestrom, D.A., White, A.F., Akstin, K.C., 1998. Determining rates of chemical weathering in soils—solute transport versus profile evolution. Journal of Hydrology 209, 331-345.

Sudicky, E.A., Frind, E.O., 1982. Contaminant Transport in Fractured Porous Media' Analytical Solutions for a System of Parallel Fractures. Water Resources Research 18, 1634-1642.

Sumanovac, F., Oreskovic, J., 2018. Exploration of buried carbonate aquifers by the inverse and forward modelling of the Controlled Source Audio-Magnetotelluric data. Journal of Applied Geophysics 153, 47-63.

Tang, D.H., Sudicky, E.A., Frind, E.O., 1981. Contaminant Transport in Fractured Porous Media: Analytical Solution for a Single Fracture. Water Resources Research 17, 555-564.

Teutsch, G., 1993. An extended double-porosity concept as a practical modelling approach for a karstified terrain. Hydrogeological Process in Karst Terranes 207, 281-292.

Therrien, R., Sudicky, E.A., 1996. Three-dimensional analysis of variably-saturated flow and solute transport in discretely-fractured porous media. Journal of Contaminant Hydrology 23, 1-44.

Thornthwaite, C.W., Mather, J.R., 1957. INSTRUCTIONS AND TABLES FOR COMPUTING POTENTIAL EVAPOTSPIRATION AND THE WATER BALANCE. Publications in Climatology 10, 185-243.

Thoma, S.G, 1992. Impact of fracture coatings on fracture/matrix flow interactions in unsaturated porous media. Water Resources Research 28, 1357-1367.

Torride, N., Leij., F.J., Van Genuchten, M.T., 1993. A Comprehensive Set of Analytical Solutions for Nonequilibrium Solute Transport With First-Order Decay and Zero-Order Production. Water Resources Research 29, 2167-2182.

Trcek, B., 2007. How can the epikarst zone influence the karst aquifer hydraulic behaviour? Environmental Geology, 51(5), 761-765.

Tritz, S., Guinot, V., Jourde, H. Modelling the behaviour of a karst system catchment using non-linear hysteretic conceptual model. Journal of Hydrology, 397, 250-262.

Trottier, N., Delay, F., Bildstein, O., Ackerer, P., 2014. Inversion of a dual-continuum approach to flow in a karstified limestone: Insight into aquifer heterogeneity revealed by well-test interferences. Journal of Hydrology 508, 157-169.

U.S. Soil Conservation Service (SCS), 1972. Hydrology, in National Engineering Handbook, U.S. Gov. Print. Off., Washington, D. C.

Valois, R., Camerlynck, C., Dhemaied, A., Guerin, R., Hovhannissian, G., Plagnes, V., Rejiba, F., Robain, H., 2011. Assessment of doline geometry using geophysics on the Quercy plateau karst (South France). Earth Surface Processes and Landforms 36, 1183-1192.

Vouillamoz, J.M., Legchenko, A., Albouy, Y., Bakalowicz, M., Baltassat, J.M., Al-Fares, W., 2003. Localization of Saturated Karst Aquifer with Magnetic Resonance Sounding and Resistivity Imagery. Groundwater 41, 578-586.

Warren, J.E., Root, P.J., 1963. The behavior of naturally fractured reservoirs, SPEJ, September 1963, 245–255.

Weatherill, D., Graf, T., Simmons, C.T., G. Cook, P., Therrien, R., Reynolds, D.A., 2008. Discretizing the Fracture-Matrix Interface to Simulate Solute Transport. Groundwater 46, 606-615.

Williams, P., 2008. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. International Journal of Speleology, 37, 1-10.

Witthüser, K., Hötzl, H., Reichert, B., Stichler, W., Nativ, R., 2000. Laboratory experiments for diffusion transport processes in fractured chalk. Tracer and Modelling in Hydrogeology. IAHS Publ. no. 262, 303-308.

Wong, C.I., Mahler, B.J., Musgrove, M., Banner, J.L., 2012. Changes in sources and storage in a karst aquifer during a transition from drought to wet conditions. Journal of Hydrology 468-469, 159-172.

Yang, R., Liu, Z., Zeng, C., Zhao, M., 2012. Response of epikarst hydrochemical changes to soil CO2 and weather conditions at Chenqi, Puding, SW China. Journal of Hydrology 468-469, 151-158.

RÉSUMÉ

Principalement associés à des milieux carbonatés, les aquifères karstiques présentent des écoulements souterrains rapides via des réseaux de fractures ou de conduits. Ces écoulements rapides sont à l'origine de la vulnérabilité de ces milieux dans le cas de la propagation de contaminants. Dans le cadre de la maîtrise environnementale, l'enjeu de ce travail de thèse est d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique étudié par le CEA. L'objectif est d'évaluer les contributions respectives de chacune des deux porosités aux écoulements souterrains. Trois approches ont été menées afin d'atteindre cet objectif : (1) le traitement des données hydrodynamiques et physico-chimiques par analyses corrélatoires, (2) la modélisation « double milieu » des variations du niveau de nappe, et enfin (3) l'interprétation de traçages artificiels pour la modélisation double milieu du transport. Cette thèse a permis de mettre en évidence la présence de deux milieux au sein de l'aquifère karstique étudié, avec : une porosité primaire (porosité de matrice) supportant les écoulements lents et la capacité de stockage du milieu souterrain, et une porosité secondaire (porosité de fissures/fractures ou de matrice fissurée) responsable des écoulements rapides et de la fonction transmissive de l'aquifère. Ce caractère « double milieu » est interprété comme la présence d'une fissuration (ou fracturation) spatialement étendue à l'échelle de la surface du site d'étude (17 km²). Ce résultat démontre qu'une approche « double milieu » est adaptée à la modélisation des écoulements souterrains et du transport (avec un milieu matriciel et un milieu fissuré/fracturé). Cette approche « double milieu » a ainsi permis de reproduire les chroniques piézométriques marquées par des récessions à double pente, ainsi que les courbes de traçages marquées par un retard de la restitution du traceur, et ce grâce à la contribution du milieu matriciel. De plus, les paramètres ajustés de ce modèle double milieu témoignent d'une densité de fissuration/fracturation spatialement variable au sein du milieu souterrain. Enfin, ces travaux apportent une quantification des flux d'eau échangés entre le milieu matriciel et le milieu fissuré/fracturé, 38 % de l'infiltration est stockée dans la matrice à l'échelle d'un évènement pluvieux. Cette approche « double milieu » montre également la contribution significative du processus de diffusion aux transferts de soluté vers le milieu matriciel lors de la propagation du traceur au sein du milieu fissuré/fracturé. La diffusion de soluté depuis le milieu matriciel, permet ensuite de reproduire la restitution tardive du traceur.

MOTS CLÉS

Modélisation, Hydrodynamique, Transport, Double milieu, Aquifère karstique

ABSTRACT

Karst aquifers are characterized by complex flow mechanisms induced by multiple porosities (matrix, fracture and conduit) which are responsible of the karst aquifer vulnerability to pollutant infiltrations. In the context of the environmental management, this thesis aims at enhancing the hydrodynamic functioning understanding of a karst aquifer. More specifically, the objective is the assessment of the multiple porosities contributions to the groundwater flow. Three approaches have been led during this work: (1) signal processing of the hydrodynamic and physical-chemical data by correlation analysis, (2) double medium modelling for reproducing the groundwater level (GWL) variations, and (3) double medium transport modelling for interpreting tracer test data. The double medium behaviour of the studied karst aquifer has been highlighted in this thesis with: a primary porosity (matrix porosity) supporting slow flows and representing the storage function and a secondary porosity (porosity of a fissured or a fractured matrix) responsible of the rapid flows and the transmissive function of the aquifer. This double medium behaviour has been interpreted as a spatially extended fracturation at the scale of the studied site (17 km²). This result makes a double medium approach relevant for simulating groundwater flows and solute transport (considering a matrix and a fractured medium). This double medium approach has succeeded in reproducing groundwater level variations marked by double-slope recessions and tracer breakthrough curves marked by a strong tailing, thanks to the matrix medium contribution. Moreover, the adjusted parameters of the double medium model indicate spatial variations of the underground media fissure/fracture density. Finally, this work brings a quantification of the exchanged flow between the two media during a recharge event (38 % of the infiltration is stored in the matrix medium), and shows the significant contribution of diffusion process to solute transfers in the matrix medium during the tracer propagation in the fractured medium. Then, the solute diffusion from the matrix allows reproducing the tracer tailing observed during tracer tests.

KEYWORDS

Modeling, Hydrodynamic, Transport, Double medium, Karst aquifer