



Université
de Liège

Université de Liège
Faculté des Sciences Appliquées

Modélisation des écoulements souterrains dans un système karstique à l'aide de l'approche « hybrid finite element mixing cell » : Application au bassin de la source de la Noiraigue (Suisse)

Travail de fin d'études réalisé en vue de l'obtention du grade de *master Ingénieur Civil des mines et géologue* par *Willems Thibault*

29 août 2014
Année académique 2013-2014

Résumé

Modélisation des écoulements souterrains dans un système karstique à l'aide de l'approche « hybrid finite element mixing cell » : Application au bassin de la source de la Noiraigue (Suisse)

Thibault Willems,

Master Ingénieur Civil des mines et géologue, année académique 2013-2014

ULg

Ce travail a pour objectif l'application de la méthode « hybrid finite element mixing cell » à un aquifère karstique naturel. L'approche HFEMC, développée à l'origine pour la modélisation des écoulements souterrains dans d'anciens sites miniers, peut être classée parmi les méthodes mixtes car elle utilise des équations d'écoulements différentes dans les zones normales du sous-sol et dans les régions marquées par la présence de cavités. Dans ces dernières, un niveau piézométrique moyen est utilisé. Les écoulements dans les différents sous-domaines sont couplés via l'imposition de conditions aux limites internes au modèle.

Les deux grandes parties de ce travail analysent d'abord le comportement d'un modèle synthétique simplifié puis l'application de la méthode HFEMC au cas d'étude du bassin karstique de la source de la Noiraigue, situé dans le Jura suisse.

Les résultats obtenus avec le modèle synthétique montrent que l'approche HFEMC est capable de reproduire certains phénomènes typiques d'aquifères karstiques, comme les interactions entre les zones de conduits et la matrice rocheuse fracturée et l'inversion du gradient hydraulique lors des événements de crue.

L'application de la méthode HFEMC à l'aquifère de la Noiraigue a montré des résultats démontrant le potentiel de la méthode et laissant entrevoir des perspectives d'amélioration du modèle du bassin.

L'ensemble des résultats récoltés a aussi prouvé la grande sensibilité du modèle aux paramètres d'échange utilisés dans les conditions aux limites internes ainsi que dans la condition aux limites appliquée à l'exutoire du système karstique.

Remerciements

Je tiens à remercier tout d'abord le Dr. Serge Brouyère, mon promoteur, qui m'a permis de réaliser ce travail et m'a encadré tout au long de sa réalisation. Son aide m'a également été précieuse pour l'organisation de mon stage au CHYN.

Merci également à Samuel Wildemeersch, pour le temps consacré à m'initier au code de calcul SUFT3D, à Philippe Orban, Vivien Hakoun et au Prof. Alain Dassargues pour avoir nourri ma réflexion durant ce travail.

Mes remerciements vont aussi au Prof. Philippe Renard, qui m'a accueilli lors de mon stage au CHYN et m'a initié au cas d'étude de la Noiraigne. Un grand merci également à Andrea Borghi pour les heures passées à m'expliquer le fonctionnement de son code SKS.

Enfin, je voudrais remercier ma famille, et plus particulièrement mon frère, pour m'avoir supporté tout au long de mes études et de ces sept derniers mois. Une attention particulière va également à ma mère, pour sa relecture de ce travail.

Table des matières

1	Introduction	7
2	Éléments de karstologie	11
2.1	Définitions	11
2.2	Aquifères karstiques	13
2.2.1	Classification des aquifères karstiques	13
2.2.2	Modes de recharge	14
2.2.3	Écoulements souterrains	15
2.2.4	Émergences	16
2.2.5	Modèle conceptuel	17
3	Modélisation des écoulements en milieu karstique	19
3.1	Description mathématique des écoulements	20
3.1.1	Écoulements dans la matrice	20
3.1.2	Écoulement dans les fractures	20
3.1.3	Écoulement dans les conduits	21
3.2	Différentes approches de modélisation	21
3.2.1	Méthodes globales	22
3.2.2	Modèles distribués	26
3.3	Méthode « Hybrid Finite Element Mixing Cell »	29
3.3.1	Principe général	29
3.3.2	Équations	30
4	Application de la méthode HFEMC à un cas synthétique	34
4.1	Description du modèle	34
4.2	Essais en régime permanent	35
4.2.1	Analyse des résultats	35
4.2.2	Comparaison des résultats avec un modèle en milieu poreux équivalent .	39
4.2.3	Conclusion	40
4.3	Essais en régime transitoire	41
4.3.1	Description du cas test	42
4.3.2	Analyse des résultats	44
4.3.3	Influence du coefficient d'échange à l'exutoire	52
4.3.4	Influence du coefficient d'échange à l'interface entre sous-domaines . . .	55
4.3.5	Conclusion	58
5	Application de la méthode HFEMC au bassin karstique de la source de la Noirague	59
5.1	Objectifs de la modélisation	59

5.2	Méthode de modélisation stochastique 3D des réseaux karstiques SKS	59
5.3	Description du cas d'étude	61
5.3.1	Localisation et contexte général	61
5.3.2	Contexte géologique	61
5.3.3	Contexte hydrogéologique	65
5.3.4	Modèle géologique	68
5.3.5	Modèle conceptuel	68
5.4	Implémentation du modèle	70
5.4.1	Génération du réseau karstique par la méthode SKS	70
5.4.2	Adaptation à la méthode HFEMC	71
5.5	Essais de calibration du modèle	71
5.5.1	Données disponibles	71
5.5.2	Essai en régime permanent	74
5.5.3	Essai en régime transitoire	76
5.5.4	Conclusion	77
6	Conclusion	79
A	Cas d'étude du bassin karstique de la Noirague - Données complémentaires	83
A.1	Photographies du bassin de la Noirague	83
A.2	Données piézométriques	86
A.3	Paramètres utilisés par le code SKS pour contraindre la génération des conduits.	86

Table des figures

1.1	Localisation de la région du Karst	7
1.2	Carte de distribution des carbonates	8
2.1	Schéma d'un système karstique complet	12
2.2	Classification des aquifères	14
2.3	Schéma de l'épikarst	16
2.4	Les différents type de sources karstiques	17
2.5	Modèle conceptuel des écoulements en milieu karstique	18
3.1	Effet d'échelle	19
3.2	Corrélogramme de la source de l'Areuse	23
3.3	Cross-corrélogrammes précipitations/débits	24
3.4	Modèle de courbe de récession hyperbolique	25
3.5	Approches de modélisation distribuées	26
3.6	Schéma d'un modèle à double porosité	27
3.7	Exemple de modèle DFN	28
3.8	Schéma de la méthode HFEMC	30
3.9	Exemples de courbes de rétention d'eau dans le sol	32
4.1	Modèle synthétique	35
4.2	Modèle synthétique - Résultats en régime permanent avec 1 RL	36
4.3	Profil de charge hydraulique	37
4.4	Évolution de la différence de charge hydraulique en fonction du coefficient d'échange matrice-conduits	38
4.5	Modèle synthétique - Résultats en régime permanent sans RL	39
4.6	Profil de charge hydraulique - Modèle milieu poreux équivalent	40
4.7	Modèle synthétique - Variation du débit total injecté	43
4.8	Modèle synthétique - Répartition de la charge hydraulique après 0 et 25 heures.	45
4.9	Modèle synthétique - Répartition de la charge hydraulique après 49 et 719 heures.	46
4.10	Modèle synthétique - Profils de hauteur piézométrique en régime transitoire .	47
4.11	Modèle synthétique - Variation temporelle de hauteur piézométrique	49
4.12	Modèle synthétique - Variation temporelle de hauteur piézométrique : influence de l'emmagasinement d'eau dans la zone non-saturée	50
4.13	Modèle synthétique - Évolution du débit à l'exutoire	52
4.14	Modèle synthétique - Influence du coefficient d'échange à l'exutoire sur le débit sortant du modèle	54
4.15	Modèle synthétique - Influence du coefficient d'échange sur les variations de hauteur piézométrique dans le modèle	54
4.16	Modèle synthétique - Variation du débit maximal à l'exutoire en fonction de α_{RL}	55

4.17 Modèle synthétique - Influence du coefficient d'échange à l'interface EF/RL sur le débit sortant du modèle	56
4.18 Modèle synthétique - Influence du coefficient d'échange à l'interface EF/RL sur les profils de hauteur piézométrique	56
4.19 Modèle synthétique - Variation de $\Delta h_{EF-RLmax}$ en fonction du coefficient d'échange entre sous-domaine	57
5.1 Schéma de travail de la méthode de simulation SKS	60
5.2 Carte de localisation du bassin de la source de la Noirague	62
5.3 Log stratigraphique de la région autour du bassin de la Noirague	63
5.4 Carte géologique simplifiée de la vallée des Ponts-de-Martel	64
5.5 Coupes géologiques à travers la vallée des Ponts-de-Martel	65
5.6 Carte du bassin de la Noirague montrant les limites du bassin hydrogéologique, la localisation des dolines et des forages de la Table 5.1, et les essais de traçage effectué avec la direction d'écoulement observée	66
5.7 Relation entre les précipitations mesurées aux Ponts-de-Martel et le débit de la source de la Noirague	67
5.8 Modèle géologique de la vallée des Ponts-de-Martel	68
5.9 Modèle obtenu après génération des conduits karstiques par le code SKS.	72
5.10 Représentation du réseau karstique et des eux réservoirs linéaires utilisés dans la modélisation HFEMC	73
5.11 Distribution de hauteur piézométrique dans le modèle de la Noirague obtenu en régime permanent	75
5.12 Variation du débit à la source de la Noirague pendant la crue modélisée, pour deux cas avec un coefficient d'échange à l'exutoire différent	76
A.1 Vue de la perte du Voisinage	84
A.2 Vue montrant la vallée des Ponts-de-Martel et le village de Noirague	85
A.3 Données piézométriques mesurées sur l'année 1972	86
A.4 Localisation des dolines utilisées comme points d'entrée par le code SKS.	87

Liste des tableaux

2.1	Comparaison de l'importance des trois types de porosité et de leur contribution au stockage d'eau pour quatre aquifères carbonatés de lithologie, mode de recharge et diagenèse différents	15
3.1	Paramètres utilisés dans les équations des réservoirs linéaires de la méthode HFEMC.	31
3.2	Paramètres de l'équation de Richards utilisée dans la méthode HFEMC.	31
4.1	Paramètres utilisés par défaut dans les essais réalisés sur le modèle synthétique en régime transitoire.	43
5.1	Caractéristiques des piézomètres installés dans la vallée des Ponts-de-Martel (situés dans l'aquifère du Malm)	68
5.2	Paramètres d'échange utilisés dans les essais de calibration	74
5.3	Paramètres d'écoulement des cas testés	76

Chapitre 1

Introduction

L'origine du mot karst provient du slovène *Kras*, nom du plateau calcaire éponyme situé au nord est de la ville italienne de Trieste (voir Figure 1.1). Cette région se caractérise par un relief sculpté par l'eau, constitué de nombreuses dépressions fermées et d'affleurements rocheux aux formes atypiques. Le réseau hydrographique du plateau est lui marqué par la rareté des cours d'eau superficiels, qui disparaissent rapidement de la surface pour former des rivières souterraines, elles-mêmes responsables de la genèse des nombreuses grottes observables. (Gilli, 2011)

Durant la domination Austro-Hongroise de la Slovénie, au XVIII siècle, le nom local *Kras* fut germanisé en *Karst* et ce terme fut popularisé à l'étranger par les scientifiques des écoles de géologie et de géographie de Vienne. Ces derniers étendirent en outre la signification du mot Karst à la zone triangulaire comprise entre Trieste, Postojna et Rijeka en Croatie, région d'où de nombreuses caractéristiques des reliefs karstiques tirent leur nom (*doline*, *ponor*, *poljé*). En réalité, les premières descriptions de reliefs karstiques données par les scientifiques autrichiens correspondent à la partie nord des Alpes dinariques¹, logiquement nommée Karst dinarique. (Ford et Williams, 2007)



FIGURE 1.1 – Carte de localisation du plateau de Kras (région hachurée) et de la région du Karst dinarique (en vert sur la carte). D'après (Jones et White, 2012)

1. Les Alpes dinariques sont une chaîne de montagne qui s'étend le long de la côte orientale de la mer Adriatique, de la Slovénie au nord à l'Albanie au sud

Aujourd’hui passé dans le langage usuel, le terme karst se réfère donc à un type de paysage caractérisé par la dissolution de ses roches carbonatées, conduisant à un relief spécifique tant à la surface du sol que dans le monde souterrain. En conséquence, sa signification peut varier selon le contexte : là où le géomorphologue étudie la partie superficielle du karst, aussi appelé exokarst, le spéléologue s’intéresse au cavité du karst souterrain, l’endokarst. L’hydrogéologue, lui, considère le karst comme un aquifère et décompose le système karstique en zone d’infiltration, zone noyée et émergences. (Gilli, 2011)

La distribution des terrains karstiques sur la planète suit celle des affleurements de roches carbonatées, qui couvrent environ 20% des terres émergées et sont présents dans toutes les régions du monde (Figure 1.2). L’entièreté de ces carbonates ne présente cependant pas une karstification significative. Le développement d’un réseau karstique nécessite en effet des roches suffisamment résistantes pour éviter le colmatage immédiat des vides. Les produits d’altération doivent aussi pouvoir être transporté vers l’extérieur du réseau sans en boucher les vides, ce qui est le cas lorsque des calcaires impures contiennent des résidus insolubles. La proportion des terrains karstifiés sur terre est ainsi inférieure à 20%. Elle est estimée entre 10 et 15 % (Ford et Williams, 2007).

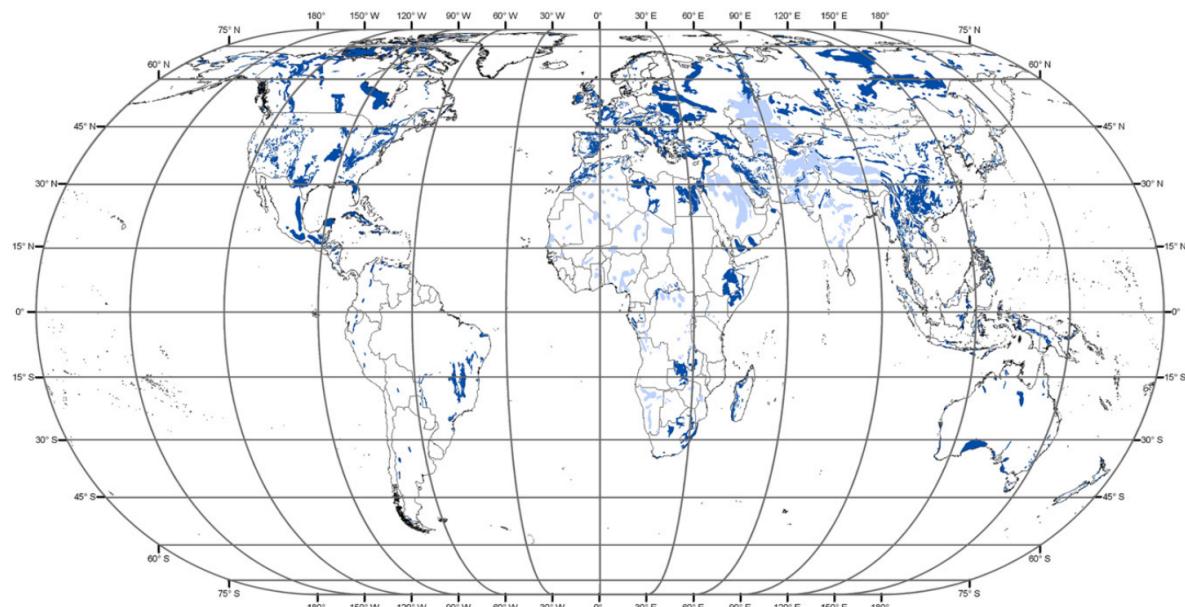


FIGURE 1.2 – Carte de distribution des affleurements de carbonates sur la planète. Les calcaires purs sont représentés en bleu foncé et les autres roches carbonatées en bleu clair. D’après Ford et Williams (2007) dans Jones et White (2012)

Comme le montre la Figure 1.2, de nombreuses zones fortement peuplées de la Terre sont situées en milieu karstique. Dans la seule région du sud de la Chine, ce sont par exemple plus de 100 millions de personnes qui vivent sur un sous-sol karstifié. Grâce aux propriétés hydrogéologiques du karst, l’eau contenue dans ce type de sous-sols constitue une ressource vitale pour ces populations. La comparaison des distributions de la population mondiale et des roches carbonatées permet, à titre illustratif, d’estimer grossièrement le nombre de personnes qui dépendent des ressources d’eau karstique. D’après Ford et Williams (2007), celle-ci est située entre 20 et 25% des habitants de la planète.

Afin de garantir la préservation durable des aquifères karstiques, tant au niveau qualitatif que quantitatif, il est nécessaire de gérer rigoureusement leur exploitation. Comparés aux aquifères « classiques », les réservoirs karstiques présentent une vulnérabilité augmentée aux pollutions anthropiques, notamment suite aux mécanismes d'infiltration, accélérés par la présence de drains qui conduisent l'eau ou les contaminants de la surface vers la zone noyée du sous-sol. Le sommet de ces conduits sont souvent situés au fond de dépressions de tailles métriques à décamétriques, les dolines, qui favorisent malheureusement le déversement de déchets. Le transport de contaminants dans la zone saturée peut lui aussi être très rapide, via la circulation de l'eau dans les conduits karstiques, réduisant de la sorte la possible dégradation des polluants. (Ford et Williams, 2007)

La gestion de l'exploitation des aquifères karstiques et/ou des risques associés demande des outils permettant de prévoir l'évolution d'une situation (variation des réserves suite à une pompage, déversement d'un contaminant, ...) et facilitant la prise de décisions adaptées. Parmi les outils disponibles, la modélisation numérique des écoulements souterrain occupe une place majeur. En milieu karstique, celle-ci est cependant compliquée par, entre autre, la dualité des écoulements entre d'une part les conduits, dans lesquels la vitesse de l'eau peut atteindre des valeurs fort élevées, et d'autre part la matrice rocheuse, où l'eau est très peu mobile. (Ford et Williams, 2007)

Depuis maintenant plusieurs décennies, différentes approches de modélisation ont été développées. Celles-ci peuvent être divisées en deux grands groupes. Le premier tente de reproduire (ou de prédire) les débits observés à l'exutoire du bassin en se basant uniquement sur l'analyse mathématique de la variation temporelle de la recharge. Ces modèles appartiennent aux méthodes dites *globales* et reposent sur des principes de traitement du signal. Le deuxième groupe comprend les modèles dits *distribués*, qui tentent de reproduire la variation des paramètres hydrauliques et hydrogéologiques dans tout le réservoir étudié. Ces méthodes nécessitent donc une discréétisation spatiale de la géométrie de l'aquifère comme l'utilisation de lois d'écoulement dérivées de principes physiques. (Ghasemizadeh *et al.*, 2012)

Parmi les modèles physiquement distribués, la méthode « Hybryd Finite Element Mixing Cell » a été développée à l'Université de Liège dans le but de modéliser les écoulements souterrains dans et autour d'anciens ouvrages miniers. Le principe général du code de calcul repose sur la combinaison d'une méthode éléments finis (EF) classique et de l'utilisation de *cellules de mélange*, dans lesquels une loi d'écoulement simplifiée est employée. Des conditions aux frontières internes, appliquées sur les interfaces entre cellules de mélange et zone EF classique, assurent la prise en compte des interactions entre les différents sous-domaines du modèle. L'intérêt de cette formulation réside dans la possibilité de simplifier la modélisation des zones exploitées, plus difficiles à caractériser du point de vue hydrogéologique et dont les limites géométriques ont parfois été oubliées (Brouyère *et al.*, 2009). L'application de la méthode HFEMC au cas d'une ancienne mine souterraine de charbon de la région Liégeoise a permis de valider la méthode, avec à la clé des résultats probants Wildemeersch *et al.* (2010).

L'idée d'utiliser la méthode HFEMC pour modéliser les écoulements d'un aquifère karstique découle de la similitude qu'il existe entre les galeries d'une mine et les conduits d'un réseau karstique. La géométrie et l'emplacement des conduits étant en outre le plus souvent inconnus, la flexibilité de l'approche HFEMC semble être un avantage intéressant. Ce travail de fin d'étude se propose donc de tester l'application de la méthode HFEMC à un cas d'aquifère karstique naturel. Le bassin choisi est celui de la source de la Noiraigue, situé dans les calcaires du Jura Suisse. Le choix de ce cas d'étude est du aux nombreux travaux déjà effectué à son sujet par le Centre d'Hydrogéologie et de Géothermie de l'Université de Neuchâtel, qui constituent un source documentaire importante. Mais avant d'en arriver à cette étape (Chapitre 5), les chapitres antérieurs aborderont les particularités des aquifères karstiques

(Chapitre 2) et les différentes approches de modélisation de ces réservoirs (Chapitre 3). Un chapitre sera également consacré au test de la méthode HFEMC sur un cas synthétique, afin d'évaluer l'influence de certains paramètres (Chapitre 4).

Chapitre 2

Éléments de karstologie

2.1 Définitions

La définition du karst donnée par Gilli (2011) est la suivante :

Karst Modélisé superficiel et souterrain issu de la dissolution par l'eau des roches carbonatées (calcaires et dolomies).

La partie superficielle du karst constitue l'**exokarst** tandis que la zone souterraine forme l'**endokarst**.

Sous l'action des eaux météoriques, l'exokarst peut montrer des formes de corrosion très diversifiées, tant au niveau de la taille que de la géométrie. Les paramètres contrôlant leur formation sont

- la structure des formations rocheuses et de leurs discontinuités ;
- la topographie de la région et l'inclinaison des pentes ;
- le type et l'épaisseur des sols ;
- la météo, qui joue un rôle majeur sur la vitesse et l'importance du développement du karst ;
- la présence de couvert végétal et/ou de micro-organismes. (Gilli, 2011)

Les formes les plus courantes de l'exokarst sont les **dolines**, dépressions fermées de formes circulaires résultant de la dissolution du bedrock ou de l'effondrement de cavités souterraines. Leur diamètre et leur profondeur sont variables, de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. À plus grande échelle, les **poljés** sont des dépressions fermées à fond plat accueillant un réseau d'écoulement de surface, qui disparaît dans une perte appelée ponor. Lors de fortes pluies, le débit d'absorption du ponor peut être dépassé et il se forme alors un lac sur le fond de la plaine. Ces inondations régulières confèrent aux poljés un sol fertile favorable à l'agriculture. Les **lapiés**¹ sont, à l'opposé des poljés, des formes de corrosion aux apparences très variables (cuvettes, rigoles, aiguilles, ...), qui affectent la surface des roches à des échelles millimétrique à métrique. (Gilli, 2011)

Une autre composante importante du karst de surface est l'**épikarst**. Ce terme désigne en fait la couche superficielle du sous-sol, caractérisée par une décompression de la roche et l'ouverture de ses discontinuités qui y facilite l'infiltration des eaux météoriques. Ce phénomène crée une zone plus perméable et plus poreuse importante d'un point de vue hydrogéologique, qui forme une nappe perchée temporaire en fonction des précipitations. (Bakalowicz, 2012)

La Figure 2.1 représente de manière schématique les phénomènes majeurs rencontrés dans un karst actif. Le système complet peut être divisé en zones d'érosion et de dépôt. La zone d'érosion nette, où du matériau rocheux est emporté, forme la très grande partie du système

1. En anglais, les lapiés sont appelés *karren*

et est le domaine d'étude de la karstologie. La zone de dépôt est elle située offshore ou dans la zone inter- et supratidal des marges passives et est le centre d'intérêt des sédimentologues.

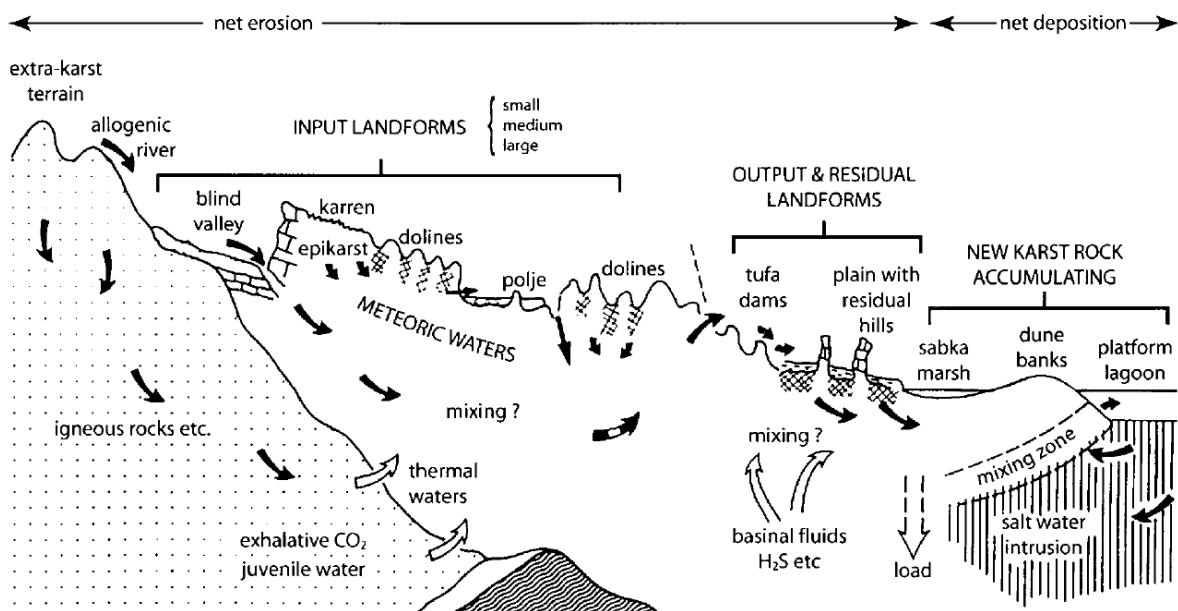


FIGURE 2.1 – Coupe schématique à travers un système karstique complet, illustrant l'ensemble des phénomènes majeurs en terrain karstique actif. D'après Ford et Williams (2007).

La zone d'érosion peut encore être subdivisée en régions d'entrée, où l'eau de surface pénètre dans le massif rocheux, de sortie, où l'eau souterraine regagne la surface via des émergences, et de relief résiduel où la dissolution a formé des plaines alluviales parsemées de collines abruptes, là où le calcaire a été protégé de la corrosion grâce à la couverture d'une roche plus résistante. Les formes karstiques décrites précédemment appartiennent toutes à la zone d'entrée de l'appareil karstique. (Ford et Williams, 2007)

Dans la plupart des systèmes karstiques, la dissolution des carbonates a lieu à faible profondeur et est provoquée par l'infiltration d'eau météorique depuis la surface. Mais, dans certains cas, la formation de cavités peut aussi être située à plus grande profondeur et causée par des mouvements ascendants d'eau. Cette eau est soit de l'eau météorique ayant circulé à grande profondeur et chargée en gaz carbonique ou en hydrogène sulfureux, soit de l'eau connue ou juvénile provenant de roches ignées ou sédimentaires subjacentes. Ce type de karst est dénommé **hypokarst**, en opposition au karst plus classique appelé **hyperkarst**. (Ford et Williams, 2007)

Des phénomènes autres que la dissolution de roches carbonatées peuvent être responsables de la formation de cavités dans le sous-sol et prennent des noms dérivés du karst. Ce sont les **pseudokarsts**. Parmi ceux-ci, les thermo karsts sont des dépressions semblables aux dolines, créées par la fonte de la glace du sol et la circulation d'eau dans les régions périglaciaires. Les vulkanokarsts sont eux des cavités tubulaires formées dans d'anciennes coulées de lave, marquées ponctuellement en surface par des dolines d'effondrement. Le terme parakarst, enfin, désigne des formes de dissolution semblables au karst classique mais qui se développent dans d'autres lithologies que les carbonates, principalement les évaporites (sel, gypse) voire certains quartzites. (Ford et Williams, 2007)

2.2 Aquifères karstiques

2.2.1 Classification des aquifères karstiques

Par définition, un aquifère est une roche capable de stocker, transmettre et produire une quantité d'eau qui est économiquement significative. Les qualités de stockage et de transmission d'eau se traduisent à travers les propriétés de porosité et de perméabilité (ou de conductivité hydraulique), qui doivent être toutes deux suffisamment grandes. La perméabilité est reliée au concept de porosité relative. Celui-ci ne tient compte que des vides interconnectés qui permettent une circulation d'eau dans la roche. Dans les aquifères *classique*, deux types de porosités sont habituellement différenciés (White, 2012) :

- la porosité de pores, due aux vides entre les grains de la roche, aussi appelée porosité primaire ou porosité de matrice ;
- la porosité de fissures, due aux joints et fractures liés aux mouvements tectoniques subis par la roche, aussi appelée porosité secondaire

Dans les aquifères karstiques, l'agrandissement des fissures suite à la dissolution des carbonates par l'eau crée un troisième type de porosité : la porosité de conduits ou porosité tertiaire. Les conduits se caractérisent par la possibilité qu'a l'eau de s'y écouler en régime turbulent, à l'inverse de la matrice et des fissures où l'eau s'écoule majoritairement en régime laminaire. Le régime d'écoulement d'un fluide est caractérisé par le nombre de Reynolds,

$$Re = \frac{\rho v d}{\mu}$$

où ρ est la masse volumique du fluide, v est sa vitesse moyenne d'écoulement dans le conduit de diamètre d et μ est sa viscosité dynamique. La transition entre écoulement laminaire, qui correspond à un petit nombre de Reynolds, et turbulent (Re plus grand) est fonction des perturbations présentes dans le conduit, notamment les irrégularités des parois, mais s'effectue habituellement autour de $Re = 2000$. L'épaisseur minimale d'un conduit nécessaire à l'apparition d'un régime turbulent peut donc être estimée, pour des gradients hydrauliques habituels en milieu souterrain, à environ 1 cm. (White, 2012)

Il est possible de classer, dans un diagramme ternaire, chaque aquifère selon le(s) type(s) de porosité qui gouverne(nt) ses écoulements souterrains. Sur la Figure 2.2(a), les aquifères non-karstiques sont situés le long de la base du triangle, entre les deux extrêmes formés par les aquifères à porosité de matrice (p.ex. des graviers alluviaux) et ceux à porosité de fissure (p.ex. des roches plutoniques fracturées). Pour leur part, les roches carbonatées karstifiables se distinguent toutes par l'importance de leur porosité tertiaire et sont donc situées dans la partie supérieure du triangle. Cette porosité de conduits peut être couplée soit avec une porosité de fissures soit avec une porosité de matrice. La première situation concerne les calcaires massifs ayant subi une diagenèse importante. Ces roches, souvent assez anciennes, ont vu leur porosité effective (porosité primaire) réduite et leur résistance mécanique augmentée suite à leur compression par d'importantes épaisseurs de sédiments. Inversement, certains calcaires plus jeunes n'ont pas été enfouis à grande profondeur et ont conservé une porosité effective de matrice significative. C'est par exemple le cas de l'aquifère de Floride, un des aquifères les plus productifs du monde, constitué de calcaires et dolomies du Tertiaire. (White, 2012)

L'importance respective des trois types de porosités est spécifique à chaque aquifère. Pour illustrer ces propos, le tableau 2.1 reprend les valeurs de chaque type de porosité dans quatre aquifères carbonatés majeurs ainsi que leur participation relative au stockage de l'eau souterraine. Dans tous les cas, et c'est surtout le cas pour ce qui concerne la capacité de stockage d'eau, la porosité de matrice est largement dominante. Cependant, c'est bien la porosité de conduits qui domine lorsqu'il s'agit de fournir des chemins d'écoulement dans le sous-sol. En

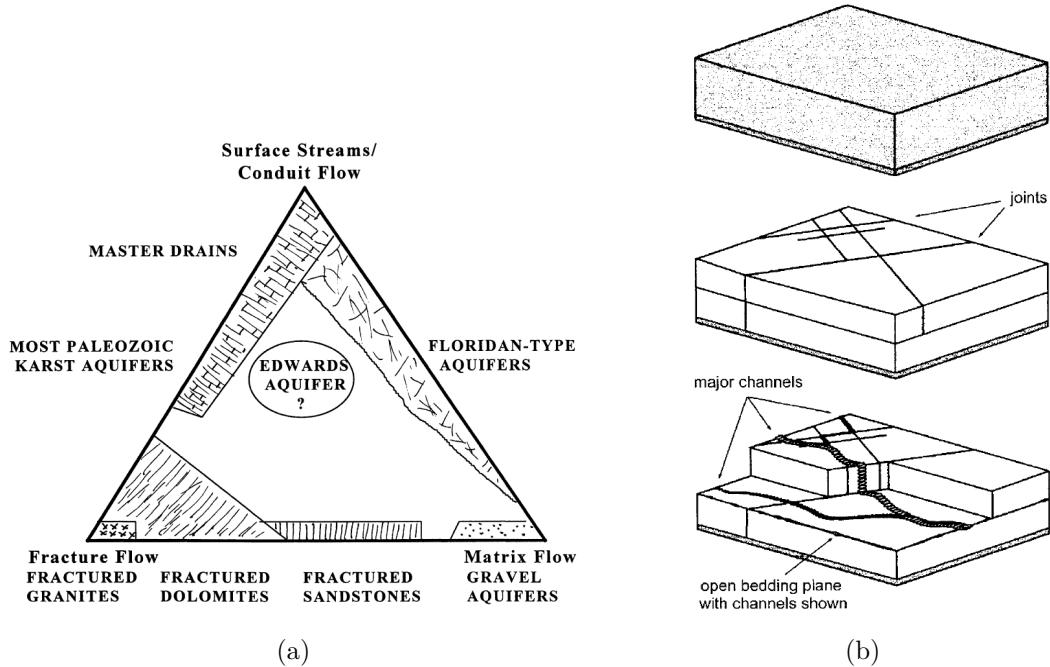


FIGURE 2.2 – Classification des aquifères. (a) Diagramme ternaire de classification des aquifères en fonction de leur type de porosité. D'après White (2012). (b) Représentation schématique des trois aquifères typiques : à porosité de matrice, à porosité de fissures et à porosité de conduits. D'après Ford et Williams (2007).

d'autres mots, la porosité relative d'un massif karstifié dépend majoritairement de sa porosité de conduit.

2.2.2 Modes de recharge

Comme pour la typologie de leur porosité, la recharge des réservoirs karstiques est définie par la pluralité des processus d'infiltration. La recharge **diffuse** résulte de la percolation des eaux de pluie à travers le sol et l'épikarst, puis de leur écoulement via les réseaux de fractures et de joints du massif rocheux jusqu'à la zone saturée. Ce mode de recharge est lent mais assez continu dans le temps. La recharge **concentrée** est elle issue du ruissellement interne au bassin karstique, qui dirige une partie des précipitations vers des points d'infiltration rapide. Ceux-ci sont la plupart du temps situés au fond de dolines et connectés à la zone saturée par des drains verticaux très conductifs. Ce mécanisme de recharge est donc beaucoup plus rapide mais temporellement discontinu et limité à une période de quelques heures à quelques jours après la fin des précipitations.

Il faut noter que le drainage interne au bassin ne s'effectue pas uniquement via les écoulements de surface – ces derniers sont d'ailleurs majoritairement inexistant dans certaines régions – mais aussi de manière souterraine, via l'épikarst. Lors de pluies importantes, l'épikarst peut se saturer et déverser son surplus vers les conduits verticaux des dolines, prolongeant par l'occasion la durée de l'infiltration concentrée. (Bakalowicz, 2012)

Ces mécanismes d'infiltration, représentés sur la Figure 2.3, forment la recharge autogène car provenant de l'intérieur du bassin karstique, c'est-à-dire de précipitations tombées sur les roches carbonatées karstifiées. Un troisième type de recharge peut donc être différencié, la recharge allogène constituée par le ruissellement provenant de terrain non-karstifié. Ce mode de recharge prend la forme d'écoulements de surface qui pénètrent ponctuellement l'aquifère

TABLE 2.1 – Comparaison de l'importance des trois types de porosité et de leur contribution au stockage d'eau pour quatre aquifères carbonatés de lithologie, mode de recharge et diagenèse différents. D'après Ford et Williams (2007)

Aquifère (Âge)	Porosité (%)			
	Contribution au stockage (%)	Matrice	Fissures	Conduits
Smithville, Ontario, Canada (Silurien)	6,6 99,7	0,02 0,3	0,003 0,05	
Mammoth Cave, Kentucky, USA (Mississippien)	2,4 96,4	0,03 1,2	0,06 2,4	
The Chalk, Angleterre (Crétacé)	30 99,9	0,01 0,03	0,02 0,07	
Nohoch Nah Chich, Yucatan, Mexique (Éocène)	17 96,6	0,1 0,6	0,5 2,8	

karstique, via des drains verticaux ou horizontaux au niveau des ponors. Ces conduits, semblables à ceux des fonds de dolines, sont de diamètre habituellement plus important à cause de débits d'entrée plus grands. (Jones et White, 2012)

2.2.3 Écoulements souterrains

D'un point de vue hydrogéologique, le système karstique peut être divisé en plusieurs zones, qui sont, de la surface vers la profondeur (Gilli, 2011) :

- l'épikarst. Il assure un effet tampon en formant une zone de stockage d'eau peu profonde, qui percolé vers le karst profond.
- la zone de transit vertical, non-saturée, dans laquelle les écoulements de percolation vers la zone saturée se font soit via la porosité primaire ou secondaire de la roche soit via des conduits verticaux.
- la zone épinoyée, qui correspond à la zone de battement de la nappe karstique.
- la zone noyée, qui forme l'aquifère proprement dit. C'est une zone à la fois capacitive et transmissive parcourue de conduits à tendance horizontale.

Les écoulements souterrains d'un aquifère karstique sont donc marqués par la présence de conduits de taille centimétrique à métrique. Ces conduits, dans lesquels l'eau peut atteindre des vitesses importantes et s'écouler en régime turbulent, sont en relation plus ou moins directe avec les porosités primaire et secondaire. Conceptuellement, celles-ci sont souvent regroupées dans un seul ensemble, appelé système matrice-fractures, caractérisé par des vitesses d'écoulement beaucoup plus faibles et un régime laminaire. Cet ensemble matrice-fractures assure un rôle capacitif, d'emmagasinement de l'eau, tandis que les conduits sont eux transmissifs mais peu aptes à stocker l'eau. (Jones et White, 2012)

À cause de la grande conductivité des conduits, les échanges d'eau entre ces derniers et la roche fracturée s'effectuent le plus souvent de l'ensemble matrice-fractures vers les conduits. Le système karstique agit alors comme un véritable réseau de drainage souterrain. L'écoulement dans le massif fracturé peut en conséquence s'effectuer localement vers les conduits et non selon le gradient hydraulique global. Lors de crues importantes, cependant, l'inondation des conduits produit une hausse subite de la hauteur d'eau. Suite à la faible perméabilité de la matrice rocheuse, cette hausse n'y est pas répercutée et le niveau d'eau du conduit devient supérieur à

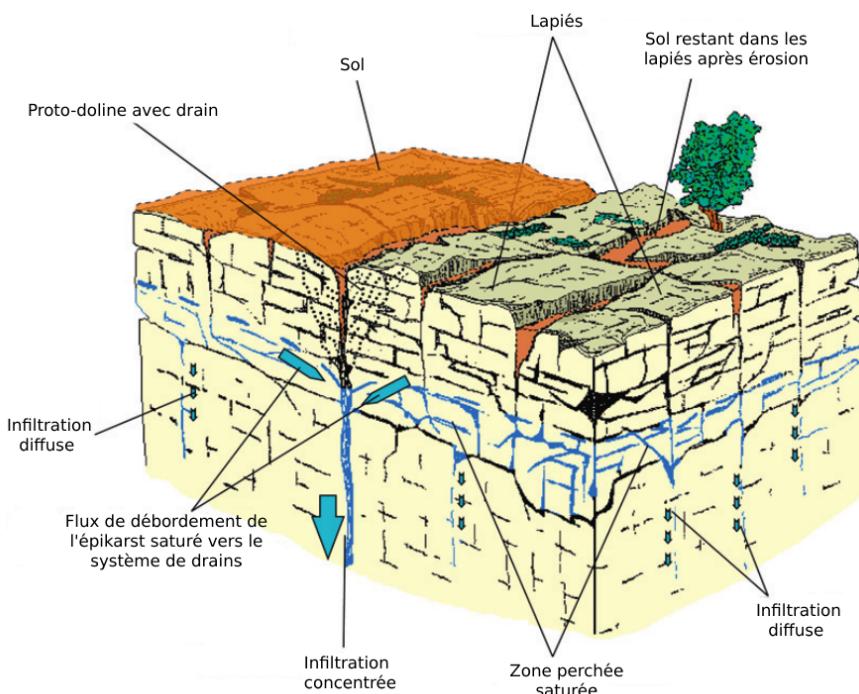


FIGURE 2.3 – Représentation schématique de l'épikarst, illustrant les modes de recharges diffuse et ponctuelle des aquifères karstiques. Modifié d'après Bakalowicz (2012)

celui de la roche fissurée. Les échanges matrice-conduits sont donc inversés momentanément, jusqu'à ce que les niveaux d'eau de la matrice fracturée et des conduits se soient équilibrés. (Jones et White, 2012)

Les conduits actifs, *i.e.* traversés par un écoulement, sont généralement situés au niveau de la surface piézométrique. D'autres conduits, résultant d'anciennes phases de karstification, peuvent eux se trouver à plus grande profondeur ou à l'inverse dans la zone de transit non-saturée. Le mode de formation des réseaux karstiques implique fréquemment un polyphasage, en fonction des variations du niveau de l'exutoire du bassin. La réalité géologique peut donc aboutir à des systèmes complexes, à plusieurs compartiments séparés par des connexions s'activant selon les variations du niveau piézométrique et alimentant des émergences temporaires. (Ford et Williams, 2007)

2.2.4 Émergences

Les émergences karstiques forment l'exutoire du système d'écoulements souterrains. Leur altitude détermine le niveau de base de la surface piézométrique et a par conséquent une influence prépondérante sur la spéléogenèse. L'emplacement des sources karstiques dépend de paramètres géologiques et morphologiques, qui permettent une classification en trois grandes catégories (Ford et Williams, 2007) :

- 1. Les sources à drainage libre** (Figure 2.4a). Elles apparaissent là où les pentes des massifs karstiques s'étendent au dessus de vallées, sans confinement latéral. L'eau souterraine s'écoule alors sous l'effet de la gravité. Le réseau karstique est alors principalement situé dans la zone vadose.
- 2. Les sources barrées** (Figures 2.4b). Elles se forment lorsqu'une barrière imperméable se trouve sur le chemin d'écoulement de l'eau. Cette barrière peut être formée par un

changement de lithologie ou par l'intrusion d'eau salée en milieu côtier. En fonction de la géométrie des conduits, l'eau peut sortir du massif rocheux horizontalement, via des drains proche de la surface piézométrique, ou verticalement, en remontant des profondeurs de l'aquifère. Des sources temporaires, actives en périodes de hautes eaux, peuvent aussi être associées à la source principale, qui est elle pérenne.

3. **Les sources confinées** (Figure 2.4c). Elles sont liées à des nappes artésiennes, confinées sous des roches imperméables. Le jaillissement de l'eau souterraine peut se faire via une zone faillée ou grâce à une configuration géologique spécifique et est souvent accompagné d'un bouillonnement caractéristique du à la pression hydrostatique.

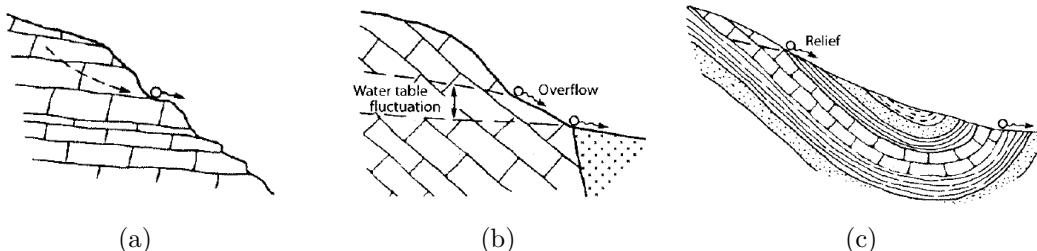


FIGURE 2.4 – Les différents type de sources karstiques : (a) Source à drainage libre (b) Source barrée (c) Source captive. D'après Ford et Williams (2007).

Le débit d'une émergence karstique est logiquement fonction de la taille de son bassin d'alimentation, et donc fort différent d'un aquifère à l'autre. Mais il peut atteindre des valeurs très élevées, de l'ordre de plusieurs centaines de m^3/h . La plupart des plus grandes sources du monde sont du reste des sources karstiques (Ford et Williams, 2007).

2.2.5 Modèle conceptuel

Les aquifères karstiques sont, en conclusion, marqués par la pluralité de leurs modes de recharge et d'écoulements, qui reflètent l'hétérogénéité engendrée par la dissolution de leurs roches carbonatées. Avant de passer à l'étape de modélisation numérique, il est nécessaire de déterminer quels phénomènes doivent être représentés mathématiquement. Cela peut être formalisé dans un modèle conceptuel, qui représente de manière schématique et simplifiée les processus prenant place dans la réalité.

La Figure 2.5 illustre un essai de modèle conceptuel qui reprend de manière complète les différentes caractéristiques des aquifères karstiques discutées ci-dessus. Il est entendu que chaque aquifère possède ses propres spécificités et peut comporter toutes ou seulement une partie des ces caractéristiques.

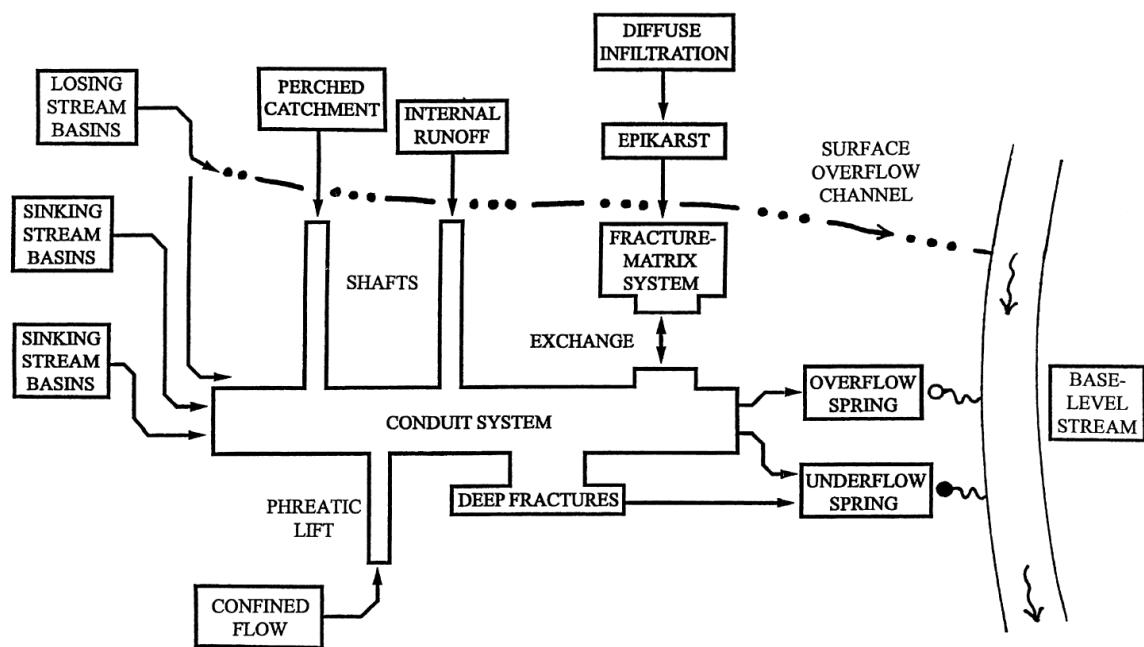


FIGURE 2.5 – Modèle conceptuel d'un aquifère karstique montrant les différents modes de recharge et chemin d'écoulements. D'après Bakalowicz (2012)

Chapitre 3

Modélisation des écoulements en milieu karstique

Comparé à un milieu poreux traditionnel, la modélisation des écoulements souterrains dans un aquifère karstique représente un vrai challenge. La forte hétérogénéité des propriétés hydrauliques et la présence de zones d'écoulement préférentiel, où la loi de Darcy n'est pas applicable, limite en effet grandement l'utilisation des méthodes traditionnelles (différences finies ou éléments finis) basées sur l'équation d'écoulement classique (équation 3.2).

Les trois types d'écoulement (via la matrice, les fractures ou les conduits) causent en outre un important effet d'échelle qui affecte la conductivité hydraulique (Figure 3.1) et rend difficile la définition d'un élément de volume représentatif (EVR). C'est pourquoi des méthodes numériques spécifiques aux aquifères karstiques ont été développées au cours des vingt dernières années (Ghasemizadeh *et al.*, 2012). Ce chapitre résume ces différentes approches de modélisation puis détaille la méthode HFEMC utilisée plus loin dans ce TFE. Mais dans un premier temps, il convient de détailler les équations physiques qui décrivent les différents écoulements ayant lieu en milieu karstique.

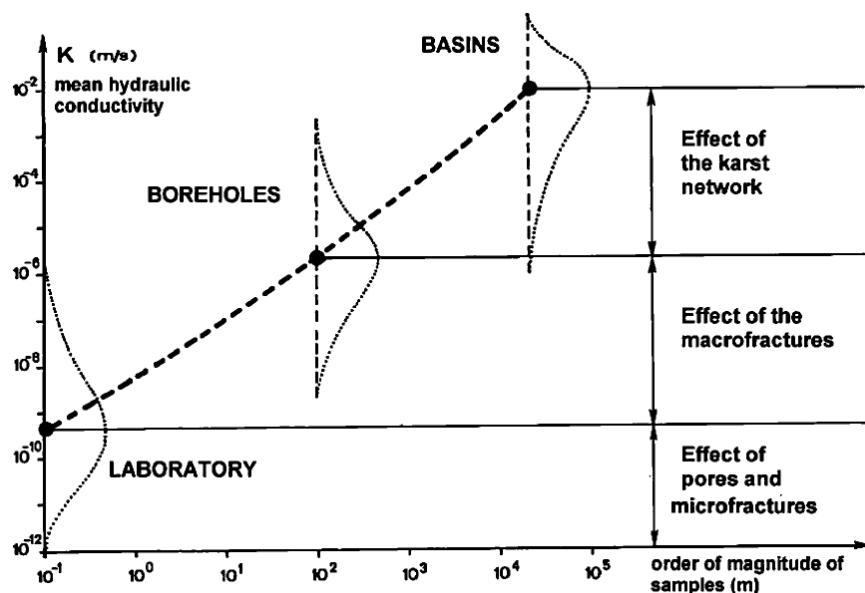


FIGURE 3.1 – Effet d'échelle dans les calcaires fracturés et karstifiés. D'après Kiraly (2003)

3.1 Description mathématique des écoulements

Dans un aquifère karstique, l'eau s'écoule donc suivant différents régimes en fonction du milieu : matrice, fractures ou conduits.

3.1.1 Écoulements dans la matrice

La matrice rocheuse des aquifères carbonatés peut être considérée comme un milieu poreux où s'applique la loi de Darcy, selon laquelle le débit passant à travers une section d'aire A (m^2) est proportionnel à cette surface ainsi qu'au gradient hydraulique i (-) :

$$Q = -KAi \quad (3.1)$$

le terme de proportionnalité K étant appelé perméabilité ou conductivité hydraulique ($m s^{-1}$). Le développement de la forme matricielle de l'équation de Darcy et l'utilisation du principe de conservation de la masse amène à la forme suivante valable en milieu saturé (Kovács, 2003) :

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla h) - q \quad (3.2)$$

où S_s est le coefficient d'emmagasinement spécifique (m^{-1}), h est la hauteur piézométrique (m), t est le temps (s), \mathbf{K} est le tenseur de conductivité hydraulique (ms^{-1}) et q est le terme source (s^{-1}).

3.1.2 Écoulement dans les fractures

Dans les fractures de la roche, l'écoulement d'eau peut être représenté par une *loi cubique*, dérivée de l'équation de Navier et Stokes pour un fluide visqueux et incompressible. Cette équation est valable pour un écoulement laminaire prenant place entre deux surfaces parallèles et imperméables. La vitesse moyenne d'écoulement dans une fracture 2D est alors donnée par la forme suivante (Ford et Williams, 2007) :

$$\bar{v} = -\frac{e^2 \rho g}{12\mu} i \quad (3.3)$$

où e est l'ouverture de la fracture (m), ρ est la masse volumique du fluide ($kg m^{-3}$), g est l'accélération de la gravité (ms^{-2}), μ est la viscosité dynamique du fluide ($kg m^{-1}s^{-1}$) et i est le gradient hydraulique. Le débit à travers la même fracture est lui obtenu par l'équation

$$Q = \bar{v} A_Q = -\frac{e^3 l \rho g}{12\mu} i \quad (3.4)$$

où l est la largeur de la fracture (m).

Witherspoon *et al.* (1980) ont confirmé expérimentalement la validité de la loi cubique et introduit un facteur de friction empirique, f , qui tient compte de la différence entre la situation théorique idéale de deux plans parallèles et celle formée par les roches réelles :

$$Q = \frac{C}{f} e^3 i \quad (3.5)$$

où $C = \frac{-l \rho g}{12\mu}$.

3.1.3 Écoulement dans les conduits

L'eau peut s'écouler dans les drains karstiques de différentes manières : le conduit peut être ou non totalement rempli d'eau, *i.e.* la hauteur d'eau atteint le sommet du conduit ou ne l'atteint pas, et l'écoulement peut se faire en régime laminaire ou turbulent.

Dans le cas où le conduit n'est pas complètement saturé, les équations à utiliser sont celles des écoulements à surface libre. La formule de Manning, par exemple, permet de calculer la vitesse moyenne d'écoulement (Ghasemizadeh *et al.*, 2012) :

$$\bar{v} = \frac{1}{n} R_h^{\frac{2}{3}} i^{\frac{1}{2}} \quad (3.6)$$

où n est un facteur de rugosité ($s m^{-\frac{1}{3}}$), R_h est le rayon hydraulique (m), rapport de l'aire transversale d'écoulement et du périmètre mouillé, et i et la pente du conduit (-).

Pour les conduits entièrement immersés, l'équation de Hagen-Poiseuille est applicable pour les écoulements laminaires. D'après elle, la vitesse moyenne d'écoulement dans un conduit unidimensionnel est donnée par la formule suivante (Ford et Williams, 2007) :

$$\bar{v} = -\frac{r^2}{8} \frac{\rho g}{\mu} i = -K i \quad (3.7)$$

où r est le rayon du conduit. L'expression du débit est elle logiquement obtenue par le produit de cette vitesse moyenne et de l'aire d'écoulement :

$$Q = A_c \bar{v} = -A_c K i \quad (3.8)$$

Dans les modèles numériques, étant donné l'impossibilité d'attribuer une aire transversale à un élément 1D, la conductivité imposée au conduit englobe cette surface : $K_c = A_c K$

Les écoulements en régime turbulent peuvent eux être calculés par la relation de Darcy-Weisbach (Ghasemizadeh *et al.*, 2012) :

$$Q = -K' A_c \sqrt{i} \quad (3.9)$$

où K' est la conductivité hydraulique effective en régime turbulent, donnée par la formule

$$K' = 2 \sqrt{\frac{gr}{f}}$$

avec f le facteur de friction empirique de Darcy-Weisbach. Contrairement aux écoulements en régime laminaire, où la proportionnalité entre débit et gradient hydraulique est directe, le débit est ici proportionnel à la racine carrée du gradient.

3.2 Différentes approches de modélisation

Les méthodes de modélisation des écoulements souterrains en milieu karstique peuvent être divisées en deux grandes familles. La première comprend les méthodes *globales* (aussi appelées *spatially lumped* en anglais), qui sont basées sur l'analyse mathématique de l'évolution temporelle du débit de décharge à la source. L'aquifère y est vu comme un système transformant un signal d'entrée, les précipitations, en un signal de sortie, le débit à l'exutoire. Ces modèles peuvent prédire la réponse globale de l'aquifère mais sont limités dans la possibilité de fournir des informations sur la distribution spatiale des paramètres hydrauliques, les vitesses et directions d'écoulement. Ils ont comme principal avantage leur faible besoin de données,

puisqu'ils se contentent des variations temporelles du débit de décharge et éventuellement des mesures de précipitations. (Kovács, 2003; Ghasemizadeh *et al.*, 2012)

Le deuxième ensemble de méthodes se compose des modèles dits *distribués*, qui impliquent la discréttisation géométrique de l'aquifère en un maillage d'éléments plus petits et homogènes, chacun étant caractérisé par ses propres paramètres hydrauliques. Les écoulements sont alors calculés numériquement grâce aux équations dérivées de lois physiques comme celles de la section 3.1. Contrairement aux modèles globaux, les modèles distribués sont capables de représenter de manière complète et spatialisée les écoulements dans les aquifères karstiques. Le besoin de définir les paramètres hydrauliques dans l'ensemble du modèle nécessite cependant plus de données et des investigations beaucoup plus approfondies. (Kovács, 2003; Ghasemizadeh *et al.*, 2012)

3.2.1 Méthodes globales

Les modèles globaux sont donc basés sur l'analyse mathématique des hydrogrammes du débit à la source. En fonction du type d'analyse et des séries de données employés, deux catégories sont différencierées.

Méthodes « boîte noire » Les méthodes dites *boîte noire* utilisent des techniques purement mathématique, notamment d'analyse statistique, appliquées sur des données mesurées sur une période suffisamment longue, marquée par une succession d'événements de crue. Ces outils peuvent être utilisés sur les seules données de débit, pour les méthodes univariées, ou analyser les relations entre signal d'entrée (précipitations) et de sortie (débit), pour les méthodes bivariées. (Kovács, 2003)

Les méthodes **univariées** analysent la structure des séries de données du débit à la source. Le calcul des coefficients d'auto-corrélation r_k permet d'obtenir des informations sur le degrés de karstification du système et les réserves d'eau souterraine de l'aquifère. Cette technique mesure la corrélation entre deux points de la série de données espacés d'un décalage k croissant, aussi appelé *lag* (Équation 3.10). Les coefficients sont alors représentés en fonction de leur lag associé sur un corrélogramme.

$$r_k = \frac{\sum_{i=1}^{N-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})}{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \quad (3.10)$$

où \bar{x} est la moyenne arithmétique de la série des N données utilisées. Le nombre de coefficients calculés est en général pris égal au nombre de données disponibles divisé par 2 ou 3 : $k = 0, 1, \dots, \frac{N}{3}$ ou $\frac{N}{2}$. (Kovács, 2003)

Le nombre de jours mis par le corrélogramme pour descendre sous le seuil $r_k = 0,2$ est appelé effet mémoire. Plus cet effet est grand et plus le système est sensé emmagasiner une partie importante de la recharge et posséder des réserves significatives. À l'opposé, plus cette chute est rapide et plus les réserves du réservoir doivent être faible et le réseau karstique développé.

Les analyses de corrélogrammes doivent toutefois être considérées avec précautions car leurs formes sont fortement dépendantes de paramètres autres que la configuration hydrogéologique de l'aquifère, principalement la fréquence des épisodes de crue et leur intensité (Eisenlohr *et al.*, 1997a). Une plus grande fréquence ou des événements plus intenses peuvent de la sorte faire baisser fortement l'effet mémoire du système étudié (voir Figure 3.2). Eisenlohr *et al.* (1997a) ont également démontré, par modélisation numérique, que la distribution

spatiale des précipitations et leur répartition entre infiltration diffuse et concentrée impactent aussi la forme du corrélogramme.

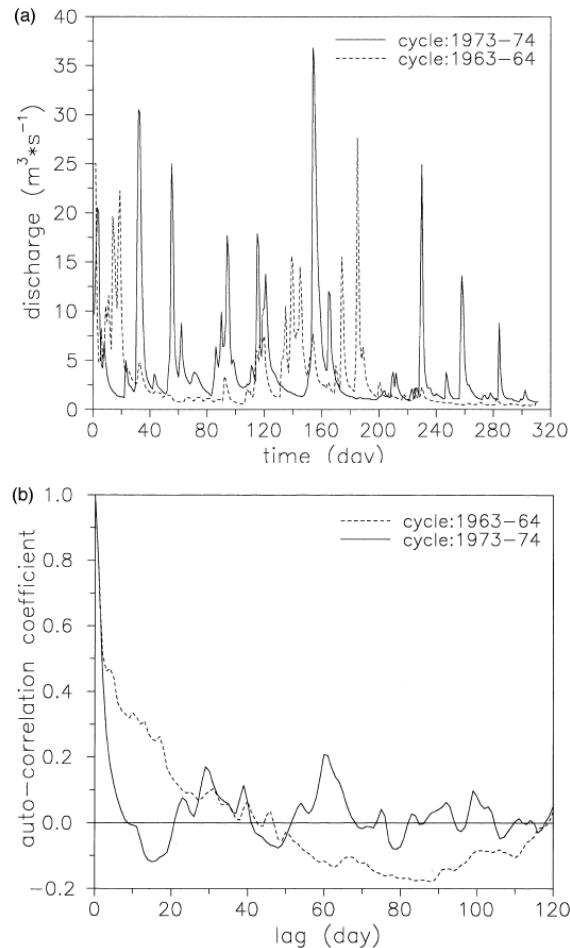


FIGURE 3.2 – Exemples de corrélogramme obtenu pour la source de l'Areuse, Suisse, (b) sur deux périodes différentes. Les courbes du débit à la source (a) montre une fréquence de précipitations plus élevée pour le cycle 1973-1974, ce qui cause une baisse beaucoup plus rapide du corrélogramme et un effet mémoire environ 5 fois plus petit. D'après Eisenlohr *et al.* (1997a).

Les méthodes univariées, via l'utilisation de techniques d'analyse spectrale, comme la transformée de Fourier de la fonction d'auto-covariance, permettent également la mise en évidence de phénomènes périodiques dans les séries temporelles de débits. Ceux-ci peuvent souligner des caractéristiques structurelles des aquifères analysés. (Kovács, 2003)

Les méthodes **bivariées**, de leur côté, s'intéressent aux relations entre les séries de données de précipitations et de débits à la source. Certains procédés utilisés sont empruntés à la théorie des systèmes et peuvent devenir assez complexes.

La méthode de la cross-corrélation, encore relativement facile à appliquer, est semblable à la technique d'auto-corrélation expliquée plus haut, si ce n'est qu'elle mesure la corrélation non-plus entre deux points d'une même série de données mais entre deux points qui appartiennent chacun à une série de données différente. Étant donné que les deux séries de données ne sont pas identiques, le cross-corrélogramme n'est pas symétrique par rapport à l'axe des abscisses et doit être calculé via deux formules distinctes, valables de chaque côté de l'axe :

$$r_{+k} = \frac{\sum_{i=1}^{N-k} (x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}} \quad \text{et} \quad r_{-k} = \frac{\sum_{i=1}^{N-k} (y_i - \bar{y})(x_{i+k} - \bar{x})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}}$$

Le cross-corréogramme donne deux types d'informations : l'importance de la relation entre débit à l'exutoire et précipitations et le décalage existant entre les deux signaux, forcément produit par l'aquifère. La Figure 3.3 illustre quatre cross-corréogrammes, chacun associé à un aquifère karstique différent. Parmi ceux-ci, l'aquifère d'Aliou montre le temps de réponse le plus court et un décalage temporel très faible, preuve d'un système de conduits bien développé. À l'inverse, le système d'El Torcal témoigne d'une corrélation plus faible lorsque le lag est nul et d'un pic de corrélation beaucoup plus décalé dans le temps, signe d'un aquifère karstifié de manière homogène et emmagasinant une plus grande quantité d'eau.

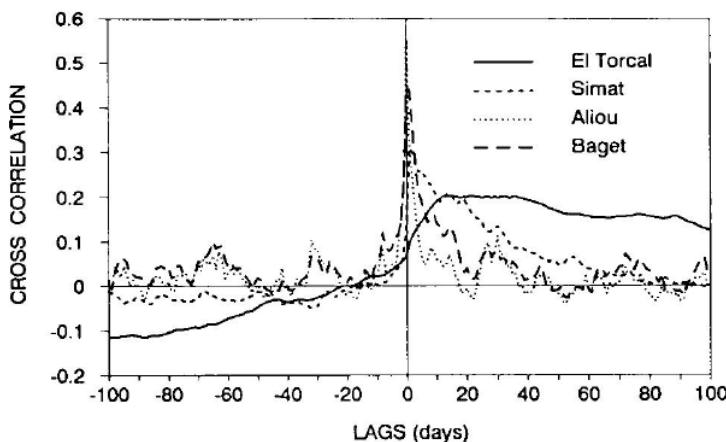


FIGURE 3.3 – Exemples de cross-corréogrammes précipitations/débits calculés pour quatre aquifères karstiques différents. Les aquifères d'Aliou et de Baget sont situés dans les Pyrénées françaises tandis que les aquifères d'El Torcal et Simat sont localisés en Espagne. D'après Padilla et Pulido-Bosch (1995) dans Kovács (2003).

Méthodes « boite grise » Les méthodes dites *boite grise* utilisent, de leur côté, les données issues d'un seul événement de crue et se concentrent sur la partie descendante des débits à l'exutoire consécutive à la crue. Il s'agit en réalité d'analyses de courbes de récession basées sur des modèles de réservoirs simplifiés, pouvant être combinés en cascade. Les équations utilisées sont donc tout de même basées sur des phénomènes physiques, contrairement aux méthodes *boite noire*.

Un des modèles de réservoir le plus simple est le réservoir exponentiel proposé par Maillet (1905), dans lequel la décrue suit une évolution de la forme d'une exponentielle négative :

$$Q(t) = Q_0 e^{-\alpha t} \tag{3.11}$$

où $Q(t)$ est le débit à l'exutoire au temps t , Q_0 est le débit de décharge initial et α est le coefficient de récession du réservoir. D'après Kovács (2003), cette relation est habituellement bien adaptée pour la partie basse de la courbe de récession dans le cas des systèmes karstiques.

Au vu des différents systèmes d'écoulement qui caractérisent les systèmes karstiques, Forkasiewicz et Paloc (1967) ont eu l'idée de décomposer la courbe de récession en trois parties, chacune associée à un réservoir respectivement représentatif des conduits karstiques, de l'ensemble de fractures élargies par karstification et de la matrice poreuse peu perméable. Ces trois réservoirs sont supposés être placés en parallèle et contribuer tous trois au débit de décharge. Dans ce cas, le modèle de la courbe de récession globale est la somme des courbes de récession des trois réservoirs :

$$Q(t) = Q_1 e^{-\alpha_1 t} + Q_2 e^{-\alpha_2 t} + Q_3 e^{-\alpha_3 t} \quad (3.12)$$

Ce modèle peut être généralisé à plus de trois réservoirs parallèles et est connu sous le nom de réservoirs exponentiels multiples ou composés. Son interprétation physique est cependant contestée. D'autres auteurs (Király et Morel, 1976b; Eisenlohr *et al.*, 1997b) ont en effet établi, grâce à des modélisations numériques, que les différentes branches de la courbe de récession ne correspondent pas forcément à plusieurs systèmes d'écoulement de conductivités différentes.

Une troisième approche de modélisation des courbes de récession, la dernière explicitée ici, a été développé par Drogue (1972) et suppose une forme hyperbolique d'équation :

$$Q(t) = \frac{Q_0}{(1 + \alpha t)^m}. \quad (3.13)$$

où m est un paramètre empirique compris entre 0,5 et 5 utilisé pour calibrer le modèle. L'influence de m sur l'allure des courbes de récession est illustrée sur la Figure 3.4.

Comparé au réservoir exponentiel de Maillet, cette formule a l'avantage de mieux représenter l'ensemble de la courbe de récession en une fois, tant pour les débits élevés que faibles. Le coefficient de récession α de l'équation 3.13 est donc fonction des processus responsables des parties à la fois rapide et lente de la récession. Le coefficient de récession de l'équation de Maillet (3.11) ne représente lui que les processus responsables de la récession lente, là où le modèle de réservoir exponentiel s'ajuste aux données réelles.

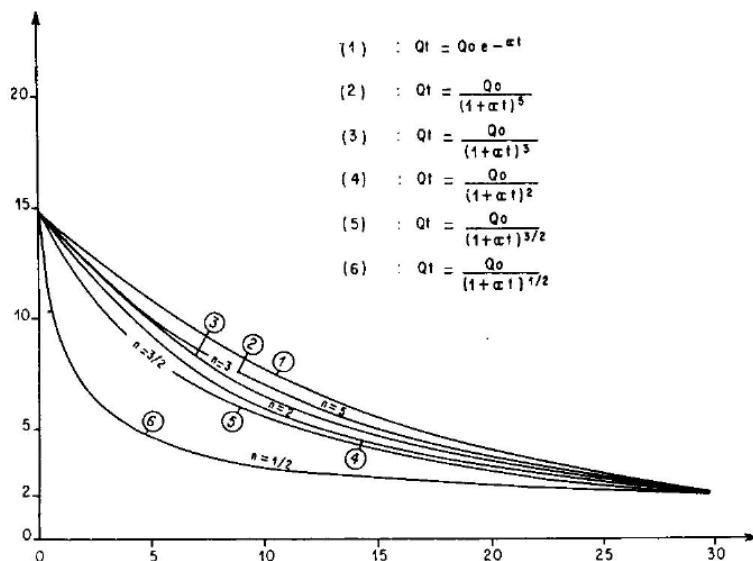


FIGURE 3.4 – Exemples de courbes de récession calculées via le modèle de Drogue, pour plusieurs valeurs du paramètre de calibration m . D'après Drogue (1972) dans Kovács (2003).

À noter que d'autres méthodes existantes peuvent encore être classées dans les modèles

boîte grise, comme la méthode des réservoir en cascade de Mero (1963) ou des modèles basés sur les variations de composition chimique de l'eau à l'exutoire (Lee et Krothe, 2001).

3.2.2 Modèles distribués

En milieu karstique, le principal challenge des modèles distribués réside dans leur capacité à reproduire les hétérogénéités spatiales engendrées dans la dissolution des carbonates. À cette fin, plusieurs approches de modélisation ont été développées. Elles peuvent soit traiter ces hétérogénéités en terme de paramètres effectifs appliqués à un milieu poreux traditionnel (*approche continue*), soit ne considérer que l'écoulement dans les fractures et conduits et supposer la matrice rocheuse imperméable (*approche discrète*). Certaines méthodes combinent ces deux approches et utilisent des lois d'écoulements différentes pour la matrice et les conduits karstiques (*approche mixte*).

Dans la littérature, les modèles distribués sont ainsi le plus souvent regroupés en cinq catégories, illustrées sur la Figure 3.5. Les deux premières appartiennent à l'approche continue tandis que les deux suivantes constituent l'approche discrète. La dernière forme l'approche mixte.

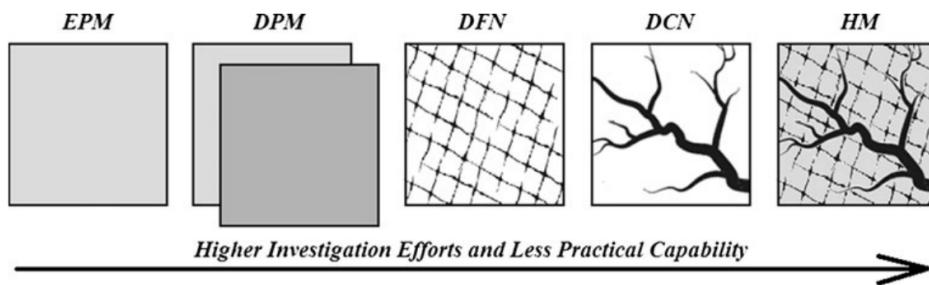


FIGURE 3.5 – Classification des approches de modélisation distribuées. EPM : Equivalent Porous Medium. DPM : Double Porosity Model. DFN : Discrete Fracture Network. DCN : Discrete Conduit Network. HM : Hybrid Model. D'après Ghasemizadeh *et al.* (2012).

Approche continue

Les modèles **milieu poreux équivalent** (MPE) sont mathématiquement et numériquement identiques aux méthodes classiques de modélisation des écoulements souterrain en milieu poreux (éléments finis et différences finies), basées sur l'équation 3.2. Les hétérogénéités karstiques sont prises en compte via l'attribution au modèle de paramètres hydrauliques équivalents. Ceux-ci ne représentent ni les caractéristiques de la matrice peu conductrice, ni les propriétés des fractures et conduits karstiques mais une valeur globale dépendant de l'ensemble des régimes d'écoulements qui prennent place dans l'élément discréteisé.

Un des inconvénients majeurs de cette méthode repose sur la difficulté de définir les dimensions d'un élément de volume représentatif (EVR). Celui-ci doit normalement correspondre au volume minimal suffisamment grand que pour être considéré comme homogène et caractérisé par un paramètre hydraulique constant, et ce indépendamment de la localisation de l'élément dans le modèle. Au vu de la forte hétérogénéité des aquifères karstiques, l'EVR doit être suffisamment grand afin de prendre en compte les effets d'échelle important cause par les fractures et les conduits. Les modèles MPE sont donc incapables de représenter les écoulements à l'échelle locale, où ils sont influencés par la présence des conduits karstiques.

En résumé, la méthode MPE est mal adaptée à la modélisation des hétérogénéités des aquifères karstiques. Elle peut toutefois être utilisée dans le cas de modèles de taille impor-

tante, où le but est la reproduction des écoulements à l'échelle du bassin, ou pour représenter des aquifères marqués par une karstification peu développée et homogène.

Les modèles à **double porosité**, aussi dénommés modèles à double continuum, tentent de traiter la dualité des écoulements en milieu karstique en utilisant deux milieux continus, représentant les conduits et la matrice fissurée (voir Figure 3.6). Les deux milieux sont modélisés par l'équation continue 3.2 et les échanges d'eau entre les deux sous-domaines se font via l'ajout d'un terme source/puits q_{ex} :

$$\begin{cases} S_s^1 \frac{\partial h_1}{\partial t} + q_1 + q_{ex} = \nabla \cdot (\mathbf{K}_1 \nabla h_1) \\ S_s^2 \frac{\partial h_2}{\partial t} + q_2 - q_{ex} = \nabla \cdot (\mathbf{K}_2 \nabla h_2) \end{cases} \quad (3.14)$$

Le terme d'échange est une relation linéaire de la différence de hauteur piézométrique, pour chaque nœud du maillage, entre les deux milieux continus :

$$q_{ex} = \alpha_{ex} (h_1 - h_2) \quad (3.15)$$

où α_{ex} est un coefficient d'échange qui caractérise la vitesse du fluide au travers de l'interface et est supposé dépendre de la perméabilité du milieu poreux fissuré. (Kovács, 2003)

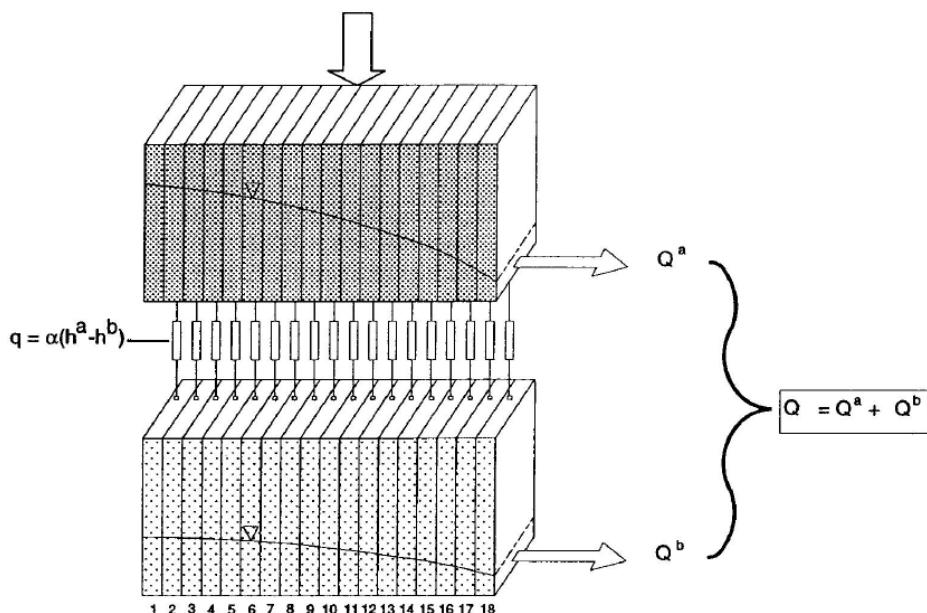


FIGURE 3.6 – Représentation schématique d'un modèle à double continuum 1D. D'après Teutsch (1988) dans Kovács (2003)

Les modèles à double porosité sont les modèles les plus simples capables de reproduire la dualité des écoulements en milieu karstique. Ils ont l'avantage de ne pas nécessiter, pour leur implémentation, la connaissance de la géométrie des conduits. Des tests effectués sur des cas réels en 2D avec cette approche ont, de plus, donné des résultats probants quant à la reproduction de la réponse globale du système. (Kovács, 2003)

En revanche, les modèles à double continuum ne peuvent fournir la localisation précise des conduits dans l'aquifère et sont fort sensibles au coefficient d'échange α_{ex} . Le couplage direct des deux milieux en tout point du maillage empêche en outre la reproduction du décalage temporel de l'infiltration diffuse. La calibration du modèle, enfin, demande de connaître précisément l'emplacement des points d'observation utilisés, c-à-d de savoir s'ils sont situés dans

la matrice rocheuse fissurée (1^{er} milieu continu) ou dans un conduit karstique (2^{ème} milieu continu). (Kovács, 2003; Ghasemizadeh *et al.*, 2012)

Approche discrète

Les méthodes discrètes modélisent les écoulements se produisant dans les fractures (DFN) ou les conduits karstiques (DCN), en utilisant les équations des sections 3.1.2 et 3.1.3. La matrice est considérée totalement imperméable. La difficulté de ces approches réside dans la détermination de l'emplacement des conduits ou des fractures dans le modèle.

Dans le cas de l'approche **DFN**, le modèle conceptuel simplifie le réseau de fractures réelles en un réseau de fractures planes 2D (ou 1D dans le cas de modèles 2D). Comme le réseau réel ne peut être répertorié exhaustivement, les fractures du modèle et leurs paramètres (localisation, longueur, direction et ouverture) sont générées via des méthodes statistiques.

Parmi les différents outils développés, le modèle de Andersson et Dverstorp (1987) génère un ensemble de fractures 2D en forme de disque (voir Figure 3.7). Leur orientation ainsi que la position du centre du disque et leur ouverture peuvent être contraints à partir d'observation de terrain. Le test du modèle sur une situation réelle a produit des résultats assez concluants, et ce même si l'hypothèse sur la forme des fractures est assez forte. (Dverstorp et Andersson, 1989)

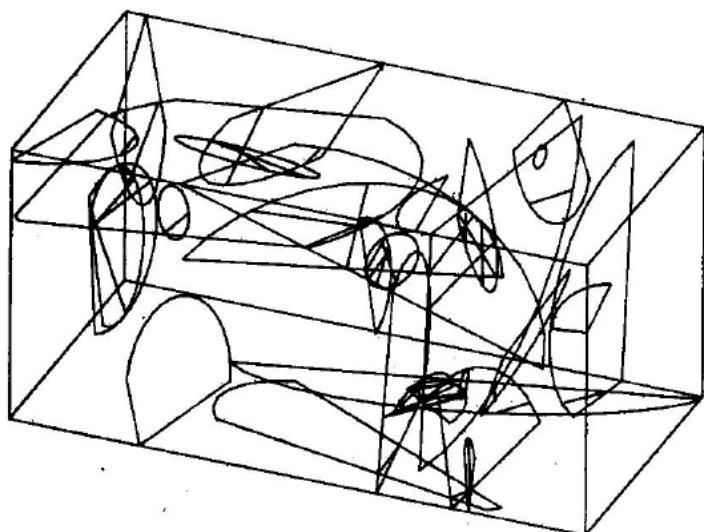


FIGURE 3.7 – Exemple de modèle DFN montrant un réseau de fractures 2D en forme de disque. D'après Andersson et Dverstorp (1987) dans Kovács (2003)

Dans les modèles **DCN**, les conduits peuvent aussi être générés statistiquement. Mais leur géométrie peut également être déterminée par observation directe (exploration humaine) ou indirecte (méthodes géophysiques). Cette méthode est utilisable dans le cas de réseaux karstiques bien développés où la recharge se fait par un nombre limité de points, comme par exemple les systèmes ayant une recharge allogénique importante.

Approche mixte

L'approche mixte, aussi appelée approche combinée discrète-continue, associe les approches discrètes (DCF et DCN) et continues (milieu poreux équivalent). Les modèles mixtes sont basés sur les méthodes éléments finis classiques (EMP) et y ajoutent des éléments 1D et 2D

afin de représenter respectivement les conduits karstiques et les fractures. Les échanges d'eau entre le milieu continu et les réseaux d'écoulements discrets se font via une relation d'échange du premier ordre, où le débit échangé est linéairement proportionnel à la différence de charge hydraulique entre la matrice rocheuse et les conduits. Ce type de relation cause une grande sensibilité du modèle au coefficient d'échange choisi. (Ghasemizadeh *et al.*, 2012)

Les premiers modèles hybrides ont été développés par Király et Morel (1976a). Les résultats obtenus par la suite (Király, 1998) ont permis de vérifier le bon fonctionnement de cette approche, qui est capable de reproduire non seulement la réponse globale du système karstique mais aussi la distribution spatiale réelle des paramètres hydrauliques de l'aquifère. Ces essais ont aussi souligné la nécessité d'attribuer une recharge concentrée au niveau des réseaux d'écoulements discrets. Ils ont enfin mis en évidence le phénomène d'inversion du gradient hydraulique en période de hautes eaux, causé par l'infiltration concentrée et la hausse rapide du niveau d'eau dans les conduits karstiques lors des crues.

Le seul inconvénient de l'approche mixte, qui limite malheureusement son applicabilité pratique, est son besoin élevé en données nécessaires à la calibration.

C'est dans cette catégorie que peut être classée l'approche HFEMC.

3.3 Méthode « Hybrid Finite Element Mixing Cell »

3.3.1 Principe général

La principe général de la méthode Hybrid Finite Element Mixing Cell est la division d'un modèle spatialement discrétilisé 3D en plusieurs sous-domaines. Dans chaque sous-domaine, les écoulements peuvent être décrits par une loi mathématique différente. La méthode HFEMC a été implémentée dans le code de calcul Saturated/Unsaturated Flow and Transport in 3D (SUFT3D), développé par Carabin et Dassargues (1999), avec trois équations d'écoulement différentes : l'équation de Richards (Équation 3.17), associée aux milieux poreux classiques et valable en zones saturée et non-saturée, l'équation du réservoir linéaire (3.16) et l'équation du réservoir distribué, qui sont toutes deux des équations d'écoulement simplifiées. L'utilisation d'un réservoir linéaire implique une hauteur piézométrique moyenne par sous-domaine tandis que le réservoir distribué admet une variation linéaire de la hauteur piézométrique entre les éléments finis de son sous-domaine. Cette dernière équation ne sera cependant pas utilisée par la suite et n'est pas ici décrite en détails.

Les conditions aux limites qui peuvent être appliquées sur les frontières extérieures du modèle sont les trois types habituellement utilisés dans les modèles d'écoulement en milieu poreux : la condition de 1^{er} type ou de Dirichlet (hauteur piézométrique fixée), la condition de 2^{ème} type ou de Neumann (flux normal fixé) et la condition de 3^{ème} type ou de Fourier (combinaison linéaire entre une hauteur piézométrique et un flux normal fixée).

L'écoulement dans les différents sous-domaines est lui couplé via l'utilisation de conditions aux limites internes, appliquées sur les interfaces géométriques (nœuds ou faces des éléments) situées aux frontières des sous-domaines. Il existe trois types de conditions aux limites internes dans le code SUFT3D, qui sont semblables aux conditions aux limites habituellement associées aux frontières externes, à savoir :

1. la condition de Dirichlet (ou condition de 1^{er} type) *dynamique*, dans laquelle la hauteur piézométrique est égale de part et d'autre de l'interface mais évolue au cours des calculs (Équation 3.21) ;
2. la condition de Neumann (ou condition de 2^{ème} type) *imperméable*, dans laquelle le flux passant à travers l'interface est nul (Équation 3.22) ;

3. la condition de Fourier (ou condition de 3^{ème} type) *dynamique*, dans laquelle le flux échangé au travers de l'interface est une fonction linéaire de la différence de hauteur piézométrique entre les deux côtés de la frontière et évolue au cours des calculs (Équation 3.23).

Deux sous-domaines n'ayant aucune frontière en commun peuvent en outre être connectés hydrauliquement via une connexion virtuelle. Celle-ci définit une relation ressemblant à la condition de Fourier dynamique, où la relation entre débit échangé et différence de charge est linéaire (Équation 3.24).

Le principe de la méthode HFEMC est représenté schématiquement sur la Figure 3.8, qui illustre trois sous-domaines connectés via des conditions aux limites internes de Fourier et une connexion virtuelle. Les conditions limites externes de type Fourier sont aussi représentées.

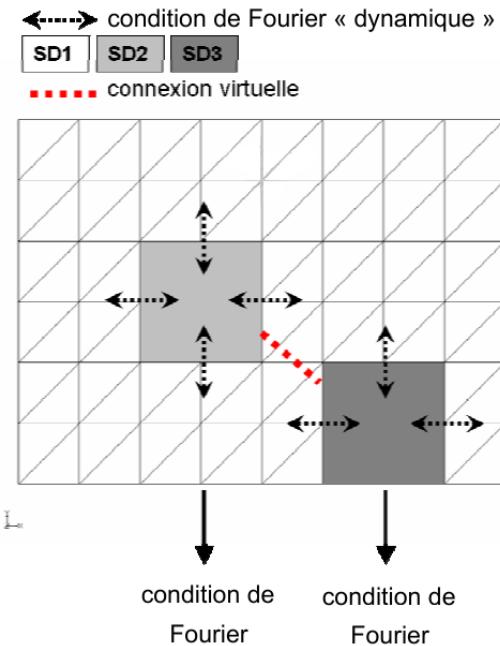


FIGURE 3.8 – Schéma de la méthode HFEMC montrant 2 réservoirs linéaires (SD2 e SD3) dans un sous domaine « éléments finis » (SD1) ainsi que les connexions et conditions limites imposées. D'après Brouyère *et al.* (2009)

3.3.2 Équations

L'**équation du réservoir linéaire** définit une relation *linéaire* entre, d'une part, le débit échangé par le réservoir avec l'extérieur et, d'autre part, la différence de hauteur piézométrique entre le réservoir linéaire et un niveau de référence qui correspond au niveau de drainage du réservoir :

$$Q_{RL} = S_{RL} A_{RL,sup} \frac{\partial H_{RL}}{\partial t} = -\alpha_{RL} A_{RL,lat} (H_{RL} - H_{ref}) + Q \quad (3.16)$$

Cette équation est en fait semblable à une condition de Fourier appliquée sur les faces externes du réservoir linéaire. Les paramètres de l'équation 3.16 sont explicités dans la Table 3.1.

L'équation utilisée dans les sous-domaines associés au milieu poreux est l'**équation de Richards**, qui est une généralisation valable en milieu non-saturé de l'équation 3.2 :

$$\frac{\rho}{\rho_0} F \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot \left[\mathbf{K}(h) \nabla \left(h + \frac{\rho}{\rho_0} z \right) \right] + \frac{\rho^*}{\rho_0} q \quad (3.17)$$

TABLE 3.1 – Paramètres utilisés dans les équations des réservoirs linéaires de la méthode HFEMC.

Paramètre	Description	Unités
Q_{RL}	Débit entrant ou sortant du réservoir linéaire	$m^3 s$
S_{RL}	Coefficient d'emmagasinement du réservoir linéaire	–
ARL_{sup}	Aire de la surface supérieure du réservoir linéaire	m^2
H_{RL}	Hauteur piézométrique moyenne du réservoir linéaire	m
α_{RL}	Coefficient d'échange du réservoir linéaire	s^{-1}
ARL_{lat}	Aire de la surface latérale drainante du réservoir	m^2
H_{ref}	Niveau de drainage du réservoir	m
Q	Terme source/puits	$m^3 s$

L'équation de Richards, dont les paramètres sont décrits dans la Table 3.2, remplace le coefficient d'emmagasinement spécifique S_s de l'équation 3.2 par un coefficient d'emmagasinement généralisé F , donné par la formule suivante :

$$F = S_s + \frac{d\theta}{dt}$$

F reprend donc le coefficient d'emmagasinement spécifique S_s , qui décrit les variations de stockage d'eau dans la zone saturée et est fonction de la compressibilité du sol et de l'eau, et y ajoute un terme représentant les variations du contenu en eau (θ) de la zone non-saturée, $\frac{d\theta}{dt}$.

TABLE 3.2 – Paramètres de l'équation de Richards utilisée dans la méthode HFEMC.

Paramètre	Description	Unités
ρ	Masse volumique de l'eau	$kg m^{-3}$
ρ_0	Masse volumique de référence de l'eau	$kg m^{-3}$
F	Coefficient d'emmagasinement généralisé	m^{-1}
h	Potentiel de pression d'eau (ZS) ou potentiel capillaire (ZNS)	m
\mathbf{K}	Tenseur de conductivité hydraulique	$m s^{-1}$
z	Potentiel de gravité	m
ρ^*	Masse volumique du fluide injecté/retiré par le terme source/puits	$kg m^{-3}$
q	Terme source/puits	s^{-1}

Au vu de l'équation de Richards, la variation de la teneur en eau du sol de la zone non-saturée doit nécessairement être modélisée. Cela se fait via l'attribution au modèle d'une **courbe de rétention**, qui décrit la variation de la pression capillaire en fonction du contenu en eau du sol. La pression capillaire, qui résulte des effets de succion du sol non-saturé, est dimensionnellement semblable au potentiel de pression h mais prend des valeurs négatives. Dans le code de calcul SUFT3D, pression capillaire et potentiel de pression d'eau sont d'ailleurs regroupés dans une même variable, qui est positive sous le niveau de la nappe et négative au-dessus.

La courbe de rétention la plus simple admet une relation linéaire entre pression capillaire et contenu en eau du sol. Son équation est alors de la forme :

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{h_b - h_a} (h - h_a) \quad (3.18)$$

où θ , θ_s et θ_r sont les contenus en eau du sol, du sol à saturation et en eau résiduelle alors que h_a et h_b sont les pressions capillaires correspondant au contenu en eau résiduelle et à saturation. Un exemple de relation linéaire est illustré sur la Figure 3.9a.

Ce modèle représente cependant assez mal les phénomènes qui se produisent dans la zone non-saturée. Ceux-ci admettent en effet une relation fortement non-linéaire entre pression capillaire et contenu en eau du sol. D'autres relations ont donc été développées dans le but de mieux reproduire les données réelles. Parmi celles-ci, la loi de Van Genuchten et Mualem (voir Figure 3.9b), représentée par l'équation 3.19, peut être utilisée dans le code SUFT3D :

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (3.19)$$

où les paramètres α ($l cm^{-1}$), n et $m = 1 - 1/n$ doivent normalement être déduits de données expérimentales.

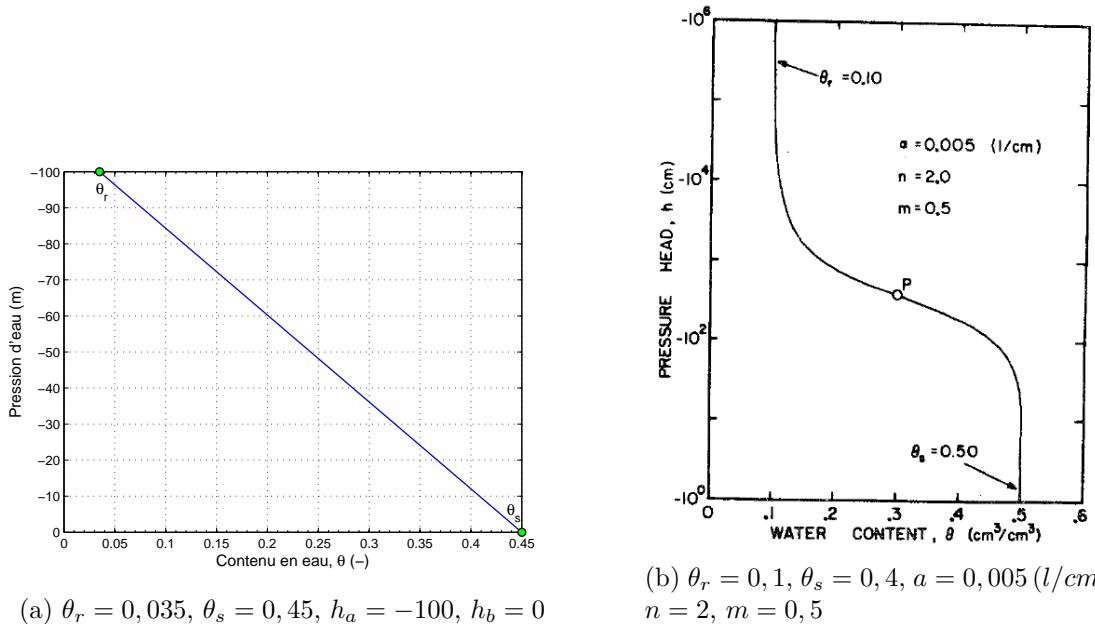


FIGURE 3.9 – Exemples de courbes de rétention d'eau dans le sol. (a) Loi linéaire. (b) Loi de Van Genuchten - Mualem, d'après Van Genuchten (1980).

La modélisation des écoulements dans la zone non-saturée entraîne également la variation de la conductivité hydraulique en fonction du contenu en eau du sol. Cela est réalisé en pratique par l'ajout d'un coefficient de conductivité relative, k_r , au tenseur \mathbf{K} de l'équation de Richards. Ce dernier prend une valeur unitaire dans la zone saturée et décroît progressivement vers 0 lorsque le contenu en eau du sol diminue pour atteindre sa valeur résiduelle. La manière dont cette baisse se produit découle du modèle de courbe de rétention utilisé. Par exemple, dans le cas d'une relation linéaire, l'évolution de k_r se fait logiquement via la formule suivante :

$$k_r(\theta) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3.20)$$

Enfin, les équations des conditions aux limites internes utilisées dans la méthode HFEMC sont les suivantes :

Condition de Dirichlet dynamique

$$h_{SD,i}(x, y, z, t) = h_{SD,j}(x, y, z, t) \quad (3.21)$$

où $h_{SD,i}$ est la hauteur piézométrique du côté du sous-domaine i de l'interface.

Condition de Neumann imperméable

$$\frac{\partial h(x, y, z, t)}{\partial \mathbf{n}} = 0 \quad (3.22)$$

où \mathbf{n} est le vecteur normal à l'interface.

Condition de Fourier dynamique

$$Q_{SD,i-SD,j} = \alpha_{CFA} [h_{SD,j}(x, y, z, t) - h_{SD,i}(x, y, z, t)] \quad (3.23)$$

où $Q_{SD,i-SD,j}$ ($m^3 s^{-1}$) est le débit échangé entre les sous-domaines i et j , α_{CF} (s^{-1}) est le coefficient d'échange de la condition de Fourier dynamique et A est l'aire de l'interface entre sous-domaines au travers de laquelle l'échange d'eau se produit (m^2).

Similairement, l'équation de la **connexion virtuelle** entre deux sous-domaines i et j est

$$Q_{SD,i-SD,j} = \alpha_{CV} [h_{SD,j}(x, y, z, t) - h_{SD,i}(x, y, z, t)] \quad (3.24)$$

où α_{CV} ($m^2 s^{-1}$) est le coefficient d'échange de la connexion virtuelle.

Chapitre 4

Application de la méthode HFEMC à un cas synthétique

L'objectif de ce chapitre est l'analyse des résultats fournis par la méthode HFEMC lors de son application sur un cas test synthétique. L'intérêt d'une telle démarche réside d'abord dans la possibilité de vérifier la validité du code SUFT3D grâce à la simplicité du modèle. Elle permet ensuite de tester le fonctionnement du système par l'étude de sa réaction à des sollicitations schématiques. Enfin, la taille contenue du modèle réduit les temps de calcul et permet d'évaluer assez rapidement la sensibilité du système à certains de ses paramètres.

Les tests réalisés dans ce chapitre sont divisés en deux parties. Dans un premier temps, le modèle synthétique est testé en régime permanent avant qu'il ne soit analysé en régime transitoire, via l'imposition d'une crue simple. Les paramètres dont la sensibilité est analysée sont principalement les coefficients d'échanges α_{RL} et α_{CF} , qui apparaissent dans les équations des conditions aux frontières internes et externes.

4.1 Description du modèle

Le modèle synthétique créé, représenté sur la Figure 4.1, est composé de deux sous-domaines : le premier représente la matrice rocheuse fracturée, où l'équation éléments finis classique (Équation 3.17) est appliquée, tandis que le second tient la place du réseau karstique et est décrit par l'équation du réservoir linéaire simple (Équation 3.16). Le maillage complet couvre un espace de $2\,000 \times 1\,500 \times 150$ m et est formé par 3 600 éléments cubiques de 50 m de côté.

Le système karstique est pour sa part constitué de conduits horizontaux, situés dans la couche inférieure du modèle, et de conduits verticaux qui relient le réseau profond à la surface (voir Figure 4.1). Ces zones superficielles, qui apparaissent en bleu sur la surface supérieure du modèle complet de la Figure 4.1, servent à recueillir l'infiltration concentrée et conduisent l'eau vers la profondeur grâce aux conduits verticaux.

L'exutoire du réseau karstique est situé sur le côté sud du modèle. La sortie d'eau se fait en effet via la face latérale extérieure de deux éléments adjacents, sur lesquelles est appliquée l'équation des réservoirs linéaires (Équation 3.16). Le niveau de drainage du modèle a, dans les essais qui suivent, été fixé à 50 m. Les autres faces latérales et les faces inférieures du modèle sont considérées imperméables et se voient attribuer une condition de Neumann à flux nul (Équation 3.22). La recharge est elle assurée par un flux attribué sur toutes les faces supérieures du modèle. En fonction des cas simulés, ce flux peut être constant ou variable dans le temps et dans l'espace, afin de par exemple différencier recharge diffuse et ponctuelle.

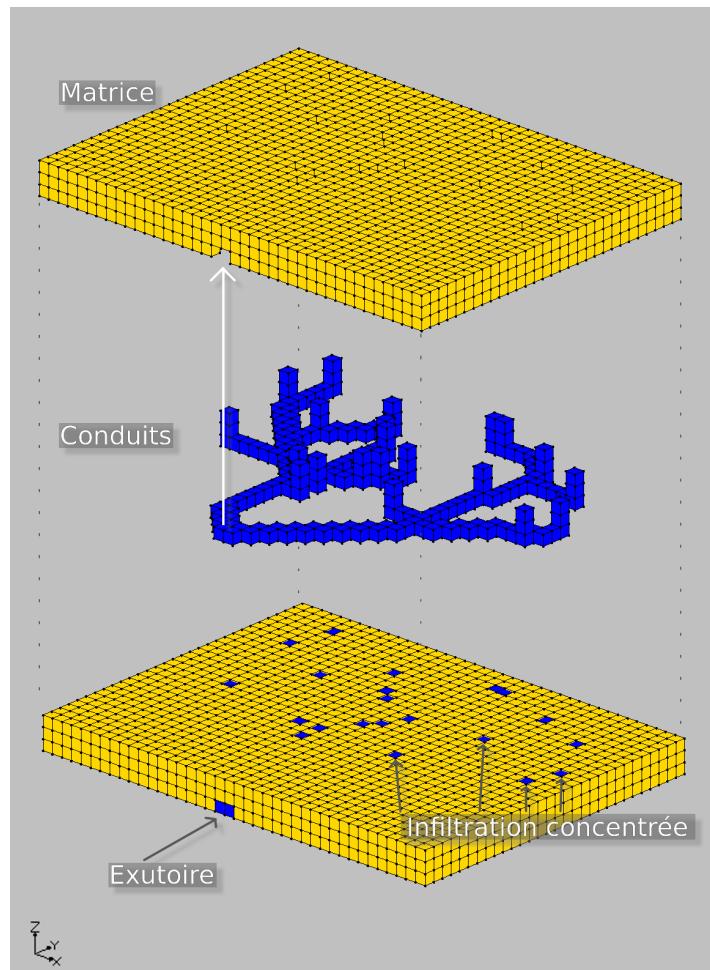


FIGURE 4.1 – Représentation du modèle synthétique utilisé dans le chapitre 4. La limite ou est localisé l'exutoire est considérée comme la frontière sud du modèle.

Le couplage entre les deux sous-domaines se fait lui via une condition limite interne de type Fourier (Équation 3.23) appliquée sur les faces de l'interface.

4.2 Essais en régime permanent

4.2.1 Analyse des résultats

En régime permanent, la sollicitation imposée au système, *i.e.* le flux d'eau injecté dans le modèle, est supposé indéfiniment constant dans le temps. Les résultats des calculs reflètent donc une situation d'équilibre, où l'entièreté de l'eau entrant dans le modèle égale la quantité d'eau qui en sort. Dans le cas de notre modèle, la seule sortie d'eau étant l'exutoire du réseau karstique, le niveau d'eau dans ce dernier est déterminé par l'équation 3.16 et est uniquement fonction du débit total entrant ainsi que du coefficient d'échange α_{RL} ¹. Il peut donc être déterminé analytiquement par la formule suivante :

$$H_{RL} = H_{ref} + \frac{|Q_{in}|}{\alpha_{RL} A_{RL,lat}} \quad (4.1)$$

1. si on considère la surface d'échange $A_{RL,lat}$ fixe

où $|Q_{in}|$ est la valeur absolue du débit total d'eau ($m^3 s^{-1}$) entrant dans le modèle par sa face supérieure. Celui-ci égale donc le débit sortant par l'exutoire du réservoir linéaire.

La Figure 4.2 montre la distribution de la hauteur hydraulique dans le modèle pour une recharge totale de 30 l/s répartie de manière uniforme sur tous les éléments, ce qui correspond à un flux de $10^{-8} ms^{-1}$ par élément, et un coefficient α_{RL} de $10^{-5} s^{-1}$. Le niveau d'eau calculé par le code SUFT3D dans le réservoir linéaire est de 50,6 m, ce qui est en adéquation avec la valeur déterminée par l'équation 4.1 :

$$50 + \frac{0,03}{10^{-5} \times 100 \times 50} = 50,6 m$$

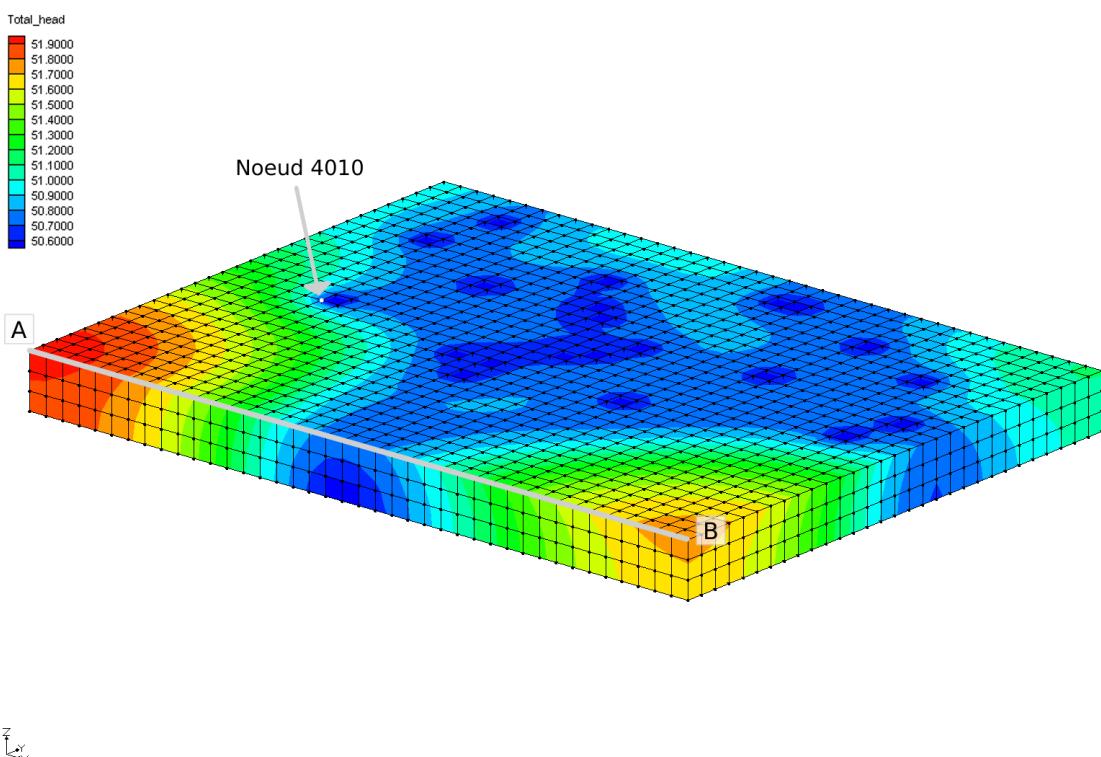


FIGURE 4.2 – Répartition spatiale de la charge hydraulique totale pour le modèle synthétique avec réservoir linéaire.

Selon la Figure 4.2, l'évolution de la charge piézométrique dans la matrice est largement impactée par la présence du réservoir linéaire, qui draine l'eau et rabat les isopièzes de manière importante. Ce phénomène est tel qu'il dirige l'écoulement le long des bords ouest et est du modèle vers le nord, dans une direction opposée à celle de l'exutoire.

Le gradient hydraulique observé dans la matrice est lui uniquement fonction, en régime permanent, du tenseur de conductivité hydraulique \mathbf{K} . Dans le modèle testé, celui-ci est isotrope avec une valeur de $10^{-5} ms^{-1}$.

Le coefficient d'échange α_{CF} de la condition interne de Fourier (Équation 3.23) influence de son côté la capacité de drainage du réseau karstique. Elle détermine en quelque sorte la conductivité hydraulique de l'interface entre les deux sous-domaines. Lorsque le débit qui traverse cette interface est constant, une variation du coefficient α_{CF} modifie la différence de hauteur d'eau entre la matrice et le réservoir linéaire. Par ailleurs, le niveau d'eau dans le

réservoir linéaire étant fixé par la condition limite attribuée à l'exutoire, c'est donc le niveau d'eau dans la matrice rocheuse qui subit une modification quand α_{CF} varie.

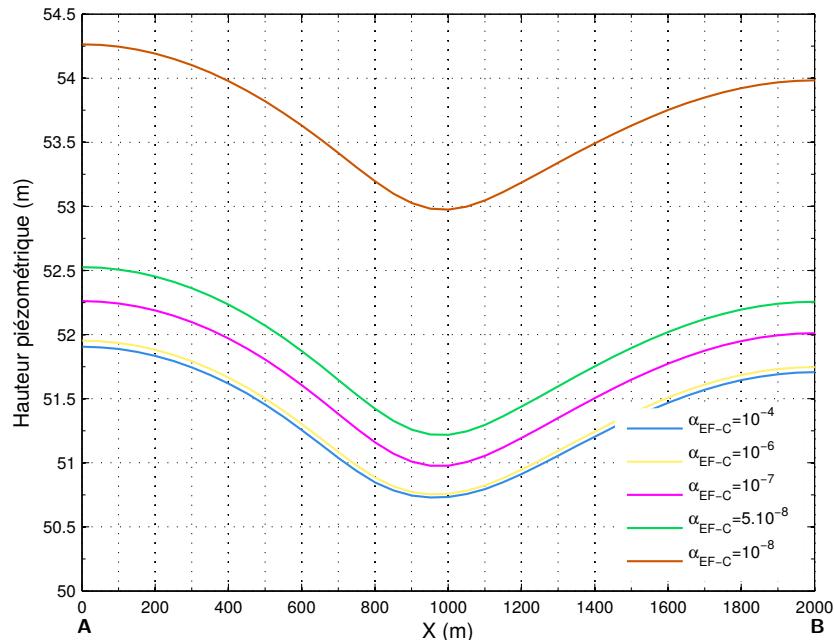


FIGURE 4.3 – Profil de la charge hydraulique le long du bord sud du modèle ($z=150$ m) pour différents coefficients d'échange entre la matrice et les conduits (réservoir linéaire). La localisation du profil est illustré sur la Figure 4.2.

La Figure 4.3 illustre ce phénomène. Elle montre les profils de hauteur piézométrique le long du bord sud du modèle (la ligne A-B présente sur la Figure 4.2), obtenus pour plusieurs valeurs du coefficient d'échange entre le sous-domaine « éléments finis » et le réservoir linéaire. Une première observation de ce graphe montre que l'allure des différentes courbes est identique. Cela confirme que le gradient de la charge hydraulique dans la matrice est bien identique lorsque le tenseur \mathbf{K} ne varie pas.

De plus, le coefficient α_{CF} influence bien la hauteur d'eau dans la matrice à proximité du réservoir linéaire, dont le centre est ici localisé à l'abscisse $X = 950\text{ m}$. Une diminution du coefficient provoque en effet une hausse de la hauteur piézométrique dans la zone adjacente au conduit karstique. Inversement, quand α_{CF} augmente, le niveau d'eau dans le sous-domaine « éléments finis » baisse et se rapproche de celui du réservoir linéaire.

La Figure 4.3 montre en outre que, lorsque α_{CF} devient suffisamment grand, la charge hydraulique aux noeuds du domaine « éléments finis » adjacents au réservoir linéaire devient quasiment identique à celle des conduits. Une augmentation, même conséquente, du coefficient d'échange ne produit alors plus de changement significatif, comme le montre les deux courbes les plus basses de la Figure 4.3. Cette observation peut être interprétée physiquement en considérant que, lorsque la perméabilité de l'interface entre sous-domaine est suffisamment grande, la matrice est librement drainée par le réservoir linéaire. Le facteur limitant le flux d'eau provenant de la matrice vers le réservoir est alors principalement la conductivité hydraulique de cette première et plus le coefficient d'échange α_{CF} .

Dans la nature, le drainage de la matrice rocheuse fracturée est la très grande majorité du temps restreint par sa propre conductivité hydraulique, plus faible que celle des conduits

karstiques. Afin de rester cohérent et représentatif de la réalité, il conviendra donc de définir un coefficient d'échange α_{CF} suffisamment grand pour ne pas entraver le drainage des roches par le réseau karstique. Le choix d'un α_{CF} assez élevé assure par ailleurs une différence de charge faible entre la matrice et le réservoir linéaire. Cela est aussi vrai dans les situations réelles vu que, en période de basses eaux, la hauteur piézométrique de la matrice est supposée tendre vers celle des conduits à sa proximité.

La sensibilité de cette différence de charge hydraulique entre réservoir linéaire et matrice au coefficient α_{CF} est représentée sur la Figure 4.4. Le niveau de la matrice est mesuré au nœud 4010, adjacent au réservoir linéaire, dont la localisation est indiquée sur la Figure 4.2 tandis que la différence de hauteur piézométrique est calculée par la formule suivante :

$$\Delta h_{4010-RL} = h_{4010} - h_{RL}$$

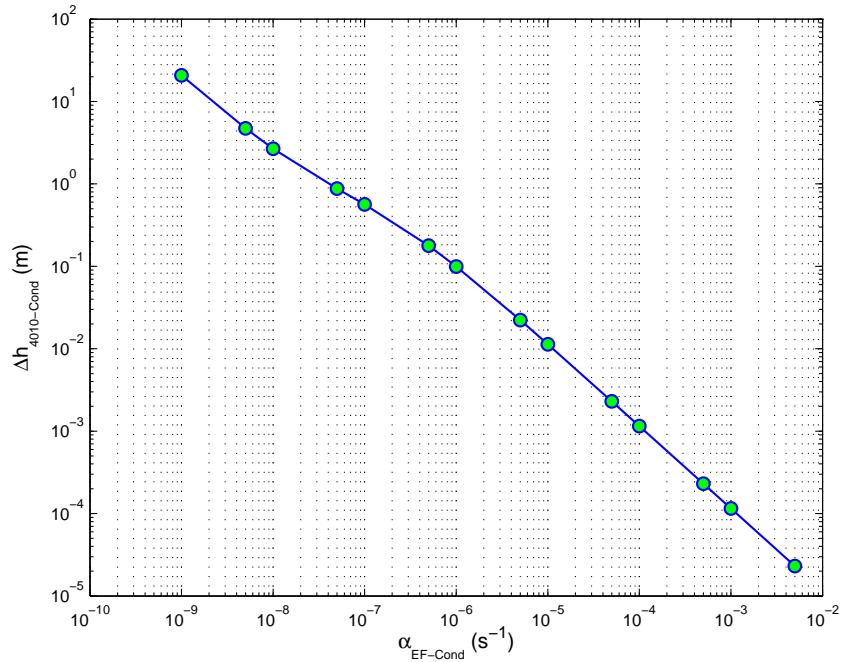


FIGURE 4.4 – Évolution de la différence de charge hydraulique entre le réservoir linéaire et le nœud 4010, appartenant au sous-domaine « éléments finis », en fonction du coefficient d'échange matrice-conduits α_{CF} ($\alpha_{EF-Cond}$ dans le graphe).

Comme l'expose la courbe de la Figure 4.4, la relation $\Delta h - \alpha_{CF}$ apparaît linéaire dans un système d'axes logarithmiques. Ces résultats, obtenus par le code de calcul SUFT3D, semblent cohérents avec l'équation 3.23. Il est en effet possible de réécrire cette dernière sous la forme suivante, par passage au logarithme :

$$\log(h_{SD,j} - h_{SD,i}) = -\log(\alpha_{CF}) + C \quad (4.2)$$

où C est une constante dépendant du débit échangé entre les sous-domaines et de l'aire d'échange : $C = \log\left(\frac{Q_{SD,i-SD,j}}{A}\right)$. L'équation 4.2 correspond au graphe ci-dessus, puisque le logarithme de la différence de hauteur entre sous-domaine est une fonction linéairement décroissante de $\log(\alpha_{CF})$. À noter que, comme la relation définissant la condition limite à l'exutoire (Équation 3.16) est semblable à l'équation 3.23, la courbe $(\alpha_{RL}; h_{RL} - h_{ref})$ possède logiquement une allure identique à celle de la Figure 4.4.

4.2.2 Comparaison des résultats avec un modèle en milieu poreux équivalent

Pour terminer l'analyse de la situation en régime permanent, il peut être intéressant de comparer les résultats obtenus ci-dessus, où le réseau karstique est modélisé par un réservoir linéaire, avec ceux obtenus dans le cas d'un modèle en milieu poreux équivalent. La Figure 4.5 montre la distribution de charge hydraulique calculée avec les mêmes paramètres et conditions limites que le cas « réservoir linéaire » et une conductivité hydraulique de $0,1 \text{ ms}^{-1}$ (tenseur isotrope) pour les conduits.

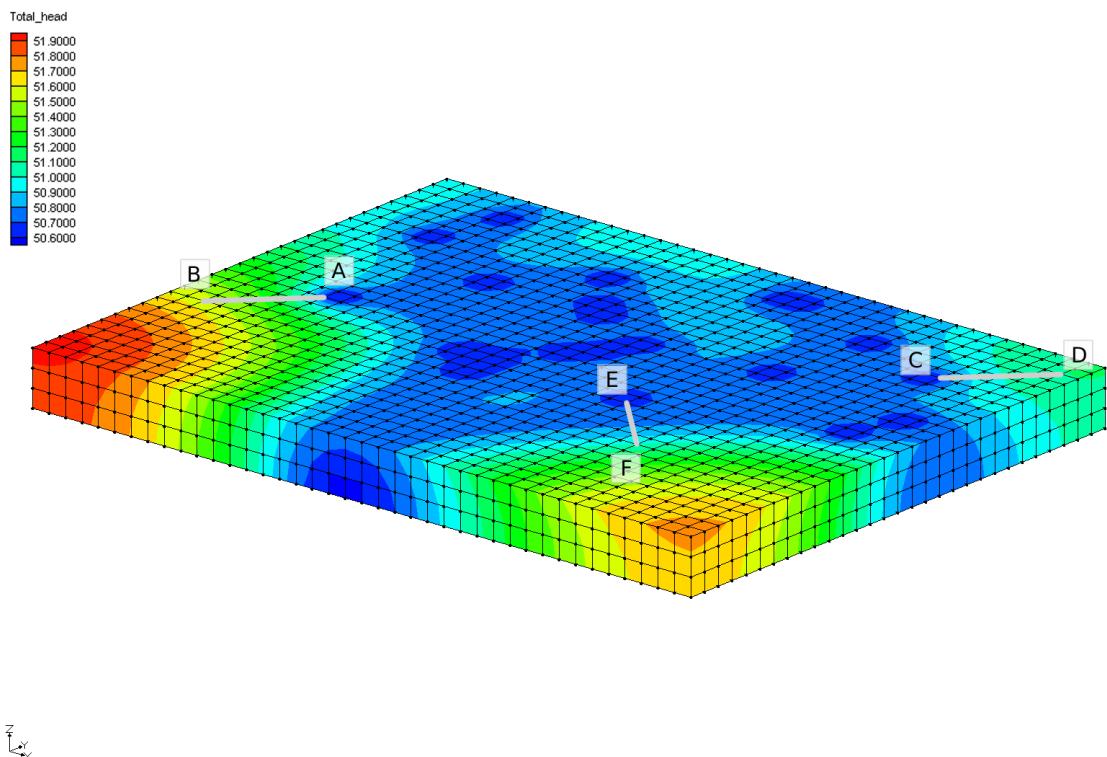


FIGURE 4.5 – Répartition spatiale de la charge hydraulique totale pour le modèle synthétique en milieu poreux équivalent (sans réservoir linéaire).

D'après les Figures 4.2 et 4.5, les modèles en milieu poreux équivalent et avec un réservoir linéaire peuvent donner des résultats quasiment identiques en régime permanent, à condition de choisir des valeurs *ad hoc* pour les paramètres qui régulent le drainage de la matrice. Ceux-ci sont le coefficient d'échange α_{CF} , lors de la présence d'un réservoir linéaire, et la conductivité hydraulique associée aux éléments représentant les conduits, dans le cas d'un milieu poreux équivalent.

La Figure 4.6, qui montre différents profils de charge hydraulique à partir du bord des conduits, confirme la similitude de comportement entre les deux modèles : l'évolution du gradient hydraulique dans la matrice rocheuse est identique puisque fonction uniquement de la conductivité hydraulique de cette dernière. Il doit d'ailleurs être possible, après à une calibration précise, d'égaliser ponctuellement la charge au bord du conduit et d'ainsi superposer deux profils. Cependant, cette égalité des modèles en régime permanent ne peut être, au mieux, que locale car les équations qui définissent le niveau d'eau à la limite matrice rocheuse/conduits ne sont pas analogues. Les variations de charge hydraulique à ces endroits sont donc dissemblables d'un modèle à l'autre, comme le démontre la Figure 4.6 où les différences de niveau

en bord de conduit entre les trois profils fluctuent différemment d'un modèle à l'autre.

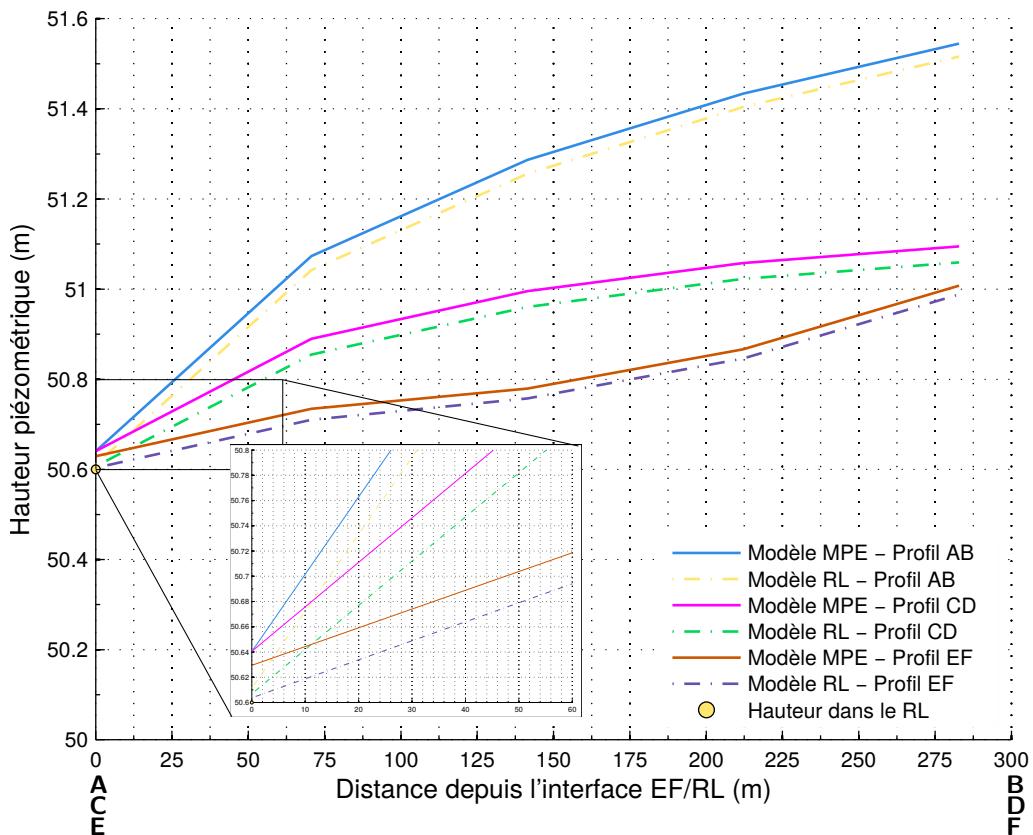


FIGURE 4.6 – Profils de la charge hydraulique le long de trois sections ($z=150$ m), dont les localisations sont illustrées sur la Figure 4.5, pour les modèles en milieu poreux équivalent et avec 1 réservoir linéaire.

Suite à la géométrie non-symétrique du réseau karstique étudié, les valeurs calculées à l'interface matrice/conduits ne sont malheureusement pas vérifiable analytiquement. Dans le cas avec réservoir linéaire, la hauteur piézométrique en bord de conduit est définie par la condition interne de Fourier (Équation 3.23). Elle est donc fonction du débit échangé entre le réservoir linéaire et l'élément fini adjacent au nœud investigué. Ce débit est lui-même dépendant de la position de l'élément dans le modèle et des conditions de recharge imposées, qui déterminent le volume drainé transitant par l'élément. La prédiction analytique de la charge hydraulique en bord de réservoir linéaire s'avère bien impossible. Il en est de même pour le modèle en milieu poreux équivalent, où la hauteur d'eau en bord de conduit est directement déterminée par l'équation de Richards (3.17).

4.2.3 Conclusion

Les analyses menées ci-dessus permettent de déjà tirer certains enseignements quant au fonctionnement de la méthode HFEMC et à son applicabilité à un aquifère karstique. Une première observation est la sensibilité du modèle aux coefficients d'échange des conditions de Fourier appliquées à l'exutoire et à l'interface entre sous-domaines.

Le premier détermine la charge hydraulique dans le réservoir linéaire en définissant la différence entre cette charge et le niveau de référence H_{ref} . Par ailleurs, l'équation du réservoir

linéaire simple supposant une seule hauteur d'eau moyenne par réservoir, les pertes de charges liées aux écoulements dans les conduits karstiques ne peuvent pas être spatialement distribuées dans le modèle. Elles doivent donc être implicitement prises en compte dans le coefficient α_{RL} , qui considère une valeur globale à l'ensemble des conduits représentés par le réservoir. Cette simplification a l'avantage de réduire le nombre de paramètres à estimer à un seul. En contre partie, la représentation locale des écoulements dans le système sera moins précise puisque le gradient hydraulique n'est pas reproduit dans le réseau karstique.

Cet inconvénient pourrait être partiellement solutionné par la division du réservoir principal en plusieurs réservoirs linéaires, séparés et connectés par des connexions virtuelles (Équation 3.24). Cette solution augmente cependant le nombre de paramètres à calibrer puisque chaque connexion virtuelle fait intervenir un coefficient d'échange α_{CV} , représentatif des pertes de charge entre les sous-domaines.

La deuxième condition de Fourier, appliquée à l'interface matrice/conduits, fixe de son côté la différence de hauteur d'eau entre le réservoir linéaire et la matrice rocheuse. Le coefficient α_{CF} est donc fonction de la perméabilité de cette interface et symbolise la force du couplage entre les deux sous-domaines. Comme pour la condition à l'exutoire, la relation entre le coefficient d'échange et l'écart de hauteur d'eau est linéairement décroissante dans un système d'axes logarithmiques. Cela signifie que l'écart Δh évolue de manière peu importante tant que le coefficient d'échange reste dans une gamme de valeurs assez élevées mais qu'il grandit *a contrario* de manière exponentielle quand ce même coefficient devient assez faible.

Ces conclusions traduisent, pour rappel, la situation en régime permanent. La seconde partie de ce chapitre se consacre à l'étude du modèle en régime transitoire et devrait confirmer les résultats présentés plus haut tout en permettant d'appréhender le comportement dynamique du système étudié.

4.3 Essais en régime transitoire

La modélisation des écoulements en régime transitoire implique une variation temporelle du débit injecté dans le modèle et cause aussi, par conséquent, des fluctuations de la charge hydraulique dans l'espace discrétisé. L'importance de ces variations temporelles est fonction des propriétés d'emmagasinement du sous-sol, représentées dans l'équation de Richards (Équation 3.17) par le coefficient d'emmagasinement généralisé F , et qui sont les compressibilités de l'eau et du milieu auxquelles se rajoute la variation du contenu en eau du sol dans la zone non-saturée.

Chaque aquifère peut en fait être vu comme un système jouant un rôle de tampon entre, d'une part, le débit de recharge qui s'infiltra dans le bassin d'alimentation et, d'autre part, le débit sortant du bassin à l'exutoire. La capacité d'amortissement des aquifères peut être analysée via les courbes de récessions, qui montrent l'évolution du débit à l'exutoire consécutif à une crue. Celles-ci dépendent logiquement des propriétés d'emmagasinement citées précédemment mais aussi de la présence d'hétérogénéités dans le sous-sol. À cet égard, les aquifères karstiques se caractérisent, une fois de plus, par la dualité des écoulements qui y prennent place.

Lors d'une crue rapide et suffisamment importante, l'infiltration concentrée provoque, d'un côté, une augmentation rapide du débit à l'exutoire, suite à la mise en charge des conduits karstiques. Cette forte hausse est cependant limitée dans le temps, à environ la durée des précipitations. L'arrêt de ces précipitations provoque en effet une décrue rapide des conduits, si bien que le pic de débit causé par l'infiltration concentrée couvre dans la plupart des cas une période de quelques heures.

De l'autre côté, l'infiltration diffuse est à l'origine d'une élévation plus lente du niveau d'eau dans la matrice rocheuse fracturée, semblable à ce qu'il se passe dans les aquifères poreux et/ou de fissures. Lors de la décrue, la baisse de la charge hydraulique dans les conduits karstiques draine l'eau de la matrice, qui contribue donc également au débit sortant du réservoir. Au fur et à mesure que le débit original de la recharge concentrée diminue, la part du débit provenant de la matrice s'accroît jusqu'à devenir majoritaire. Le temps pris par la vidange de la roche fracturée est en effet plus grand, suite à sa plus faible conductivité hydraulique. Il peut atteindre plusieurs jours voire plusieurs semaines.

La contribution de ces deux modes de recharge au débit à l'exutoire et la période de domination de chacun d'eux sont spécifiques à chaque aquifère. Ils dépendent à la fois du degré de karstification de ce dernier et de l'importance relative des deux modes de recharge, qui sont d'ailleurs eux aussi liés. Un réservoir avec une réseau karstique bien développé, où l'infiltration concentrée est prépondérante, témoignera ainsi d'une grande réactivité aux phénomènes de crues. L'hydrogramme de son débit à l'exutoire sera marqué par un pic élevé mais peu étendu temporellement. À l'inverse, des conduits peu développés et une infiltration diffuse majeure mèneront à un hydrogramme dont le pic sera peu élevé mais plus étendu dans le temps.

D'autres éléments, tels que la configuration géométrique des conduits ou la quantité d'eau stockée dans la matrice avant la crue, influencent encore les courbes de récession des aquifères karstiques. Par exemple, une partie de l'eau provenant de l'infiltration concentrée peut, lors de la mise en charge des conduits, être stockée temporairement dans les fractures et/ou les pores de la roche. Ce phénomène, fonction de la différence de charge hydraulique entre les conduits et la roche fracturée, dépend bien du niveau d'eau *pré-crue* de l'aquifère.

Le raisonnement développé ci-dessus peut être appliqué à l'approche HFEMC, afin de comprendre le rôle joué par les paramètres utilisés dans le code de calcul SUFT3D. Le coefficient d'échange de la condition aux limites attribuée à l'exutoire, notamment, devrait avoir un effet majeur sur la courbe de récession du modèle puisqu'il définit la capacité de la frontière correspondante à laisser sortir l'eau du système. Le coefficient caractérisant la conductivité de l'interface « éléments finis - réservoir linéaire », pour sa part, devrait influencer principalement les transferts d'eau entre les conduits et la matrice ayant lieu pendant la crue. Enfin, l'aquifère du modèle testé n'étant pas confiné, les teneurs en eau résiduelle et à saturation ainsi que la loi décrivant les écoulements dans la zone non-saturée du sol devraient aussi produire un effet important sur les résultats.

Les tests pratiqués dans la suite de cette section ont donc pour objectifs (1) de vérifier si le comportement du modèle HFEMC est cohérent avec celui d'un aquifère karstique lorsqu'il est soumis à une crue et (2) d'évaluer les effets produits par une variation des paramètres précités sur le comportement du modèle. Une brève comparaison entre les modèles avec réservoir linéaire et en milieu poreux équivalent sera également menée.

4.3.1 Description du cas test

Le scénario envisagé est celui d'une crue de 24 heures, durant laquelle le débit injecté dans le modèle est constant. La situation de départ est celle de la section précédente, à savoir une infiltration uniforme de 10^{-8} ms^{-1} sur toute la surface supérieure du modèle. À la fin de la crue, la valeur de la recharge injectée retourne à cette valeur initiale uniforme.

Durant la crue, le flux entrant dans le modèle n'est pas contre plus équitablement distribué : une partie du débit total est concentrée au niveau des sommets des drains verticaux, dans le but de modéliser l'infiltration concentrée typique des systèmes karstiques, tandis que le reste de la recharge est réparti de manière égale sur les éléments « matrice rocheuse ». Sauf

si ce n'est précisé, le rapport employé dans les essais est de 90/10 en faveur de la recharge concentrée. Ce ratio élevé est celui utilisé dans le chapitre 5 et correspond à une situation d'un système karstique bien développé, où la grande majorité de l'infiltration est réalisée via les drains verticaux. Étant donné que le but est ici de modéliser une crue consécutive à de fortes précipitations, limitées à un court intervalle, cette valeur semble justifiable. Bien que dépendant d'autres facteurs (topologie du bassin d'alimentation, type de couverture végétale, *etc.*), le ruissellement de surface est en effet généralement dominant dans de telles circonstances.

Le débit total de la recharge pendant la crue s'élève à un peu plus de $1 m^3 s^{-1}$ ($1,048 m^3 s^{-1}$ précisément), ce qui équivaut à une lame d'eau d'environ 30 mm tombant en 1 jour sur le modèle. Cette valeur et le ratio recharge concentrée-diffuse mènent à un flux par élément de $3,5 \cdot 10^{-8} ms^{-1}$ pour la matrice. La recharge concentrée est elle répartie uniformément entre les 21 conduits verticaux qui apparaissent à la surface, ce qui donne un flux de $1,8 \cdot 10^{-5} ms^{-1}$. Le début de la crue simulée, enfin, est situé une heure après le départ de la modélisation. La variation du débit total injecté dans le modèle est représenté sur la Figure 4.7. Les paramètres du modèle utilisés par défaut sont eux indiqués dans la Table 4.1.

Le modèle de courbe de rétention utilisé est la loi linéaire (Équation 3.18). Bien que celle-ci représente assez mal les écoulements dans la zone non-saturée, cette loi possède l'avantage d'utiliser peu de paramètres et de faciliter la convergence du modèle lors des calculs. Comme le but est ici l'étude comportementale du modèle HFEMC, et plus particulièrement des interactions entre sous-domaines, l'étude des écoulements dans la zone non-saturée ne constitue pas un objectif prioritaire. L'usage d'une loi linéaire au lieu d'une relation plus complexe ne devrait de plus pas avoir d'impact trop important sur les résultats analysés.

TABLE 4.1 – Paramètres utilisés par défaut dans les essais réalisés sur le modèle synthétique en régime transitoire.

Paramètre	Description (sous-domaine concerné)	Valeur	Unités
K_{EF}	Conductivité hydraulique de la matrice rocheuse (EF)	10^{-5}	ms^{-1}
K_{Cond}	Conductivité hydraulique des conduits karstiques (EF)	10^{-5}	ms^{-1}
α_{RL}	Coefficient d'échange du réservoir linéaire à l'exutoire	$5 \cdot 10^{-4}$	s^{-1}
α_{CF}	Coefficient d'échange de l'interface EF-RL	10^{-5}	s^{-1}
S_s	Coefficient d'emmagasinement spécifique (EF)	10^{-3}	m^{-1}
θ_s	Teneur en eau à saturation (EF et RL)	0,45	—
θ_s	Teneur en eau résiduelle (EF et RL)	0,035	—
h_a	Pression capillaire à teneur en eau résiduelle (EF)	-100	m
h_a	Pression capillaire à teneur en eau à saturation (EF)	0	m

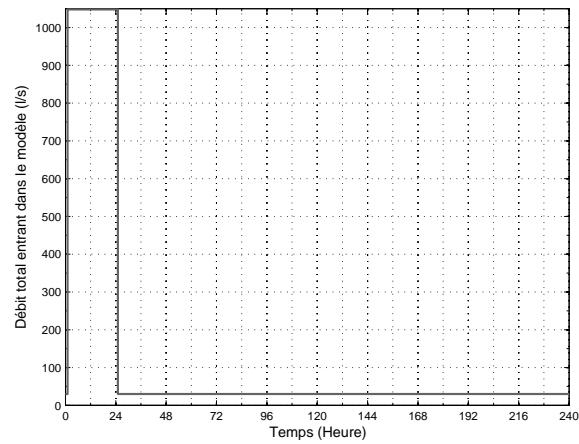


FIGURE 4.7 – Variation du débit total injecté via la face supérieure du modèle lors des essais en régime transitoire.

4.3.2 Analyse des résultats

La répartition de la charge hydraulique dans le modèle est représentée sur les Figures 4.8 et 4.9 à des moments caractéristiques de la simulation : la situation initiale, la fin de la crue et deux temps postérieurs situés 24 heures après la crue et en fin de modélisation. Contrairement aux illustrations précédentes, le modèle est ici vu depuis le dessous afin de pouvoir observer l'évolution de la hauteur piézométrique dans et autour des conduits karstiques. Les résultats montrés sont ceux du modèle avec réservoir linéaire.

La situation initiale de la Figure 4.8 donne une autre vision de la solution obtenue en régime permanent. Même si les hauteurs piézométrique sont légèrement inférieures dans ce cas-ci, à cause d'un coefficient d'échange à l'exutoire plus grand, l'allure des isopièzes est logiquement identique à la Figure 4.2. L'observation du réservoir linéaire confirme en outre que le niveau d'eau est égal dans l'ensemble des conduits représentés.

Le résultat en fin de crue ($t = 25h$) est lui plus intéressant. Il montre une hausse du niveau d'eau du réservoir linéaire, qui est plus importante que celle ayant lieu dans la roche fracturée. Il y a donc une inversion de la différence de charge entre les conduits et la matrice, le niveau d'eau dans cette dernière étant le plus bas. Ce phénomène est bien visible sur la deuxième image de la Figure 4.8, où le gradient piézométrique est inversé dans les zones adjacentes au réservoir linéaire. Un creux piézométrique, vers lequel se dirige une partie de l'eau contenue dans les conduits, se forme donc dans la matrice rocheuse.

Les deux illustrations suivantes (Figure 4.9) décrivent l'évolution du système consécutive à l'arrêt des précipitations. Entre les temps $t = 25h$ et $t = 719h$, le modèle semble retourner assez naturellement vers son état d'origine, antérieur à la crue. La baisse de la recharge provoque de fait une chute du niveau d'eau du réservoir linéaire vers sa valeur de départ, qui est bien atteinte en fin de modélisation. De son côté, le creux piézométrique apparu pendant la crue se résorbe dès lors que la charge piézométrique du réseau karstique repasse sous la charge minimale de la matrice. Ce retour à la normale prend néanmoins un certains temps puisque, 24 heures après la fin de la crue, la hauteur d'eau des conduits est toujours supérieure à cette valeur minimale.

L'interprétation comportementale du modèle décrite ci-dessus peut être approfondie par le tracé de quelques courbes et profils de hauteur piézométrique.

La Figure 4.10, par exemple, illustre le profil de la charge hydraulique le long du bord sud du modèle, localisé identiquement à la Figure 4.3 mais pris ici au bas du modèle ($z=1m$) et centré autour de l'exutoire. En plus de confirmer la formation d'un creux piézométrique de part et d'autre du conduit karstique lors de la crue, ce graphe nous indique deux éléments supplémentaires.

Premièrement, l'écart de hauteur piézométrique entre le réservoir linéaire et les nœuds adjacents de la matrice varie de manière assez grande au cours de la modélisation. Alors qu'elle est initialement de l'ordre du centimètre avec un niveau plus élevé dans la matrice, cette différence atteint en effet 20 cm en faveur du réservoir linéaire à la fin de la crue. Le couplage entre les deux sous-domaines du modèle est donc dynamique et le décalage existant semble amortir quelque peu les variations de charge au sein de la matrice rocheuse. C'est là une conséquence et l'un des intérêts de la condition de Fourier appliquée à l'interface EF/RL, qui induit un certain découplage entre le réservoir linéaire et la partie éléments-finis du maillage. Inversement, l'utilisation d'une condition de Dirichlet dynamique aurait assurer à tout moment la continuité de hauteur piézométrique entre les deux sous-domaines.

Les profils de la Figure 4.10 montrent, deuxièmement, une augmentation du potentiel hydraulique au delà des deux creux piézométriques observés aux abscisses $X=850m$ et $X=1050m$. Cet accroissement est toutefois plus lent et moins marqué quand la distance au réservoir li-

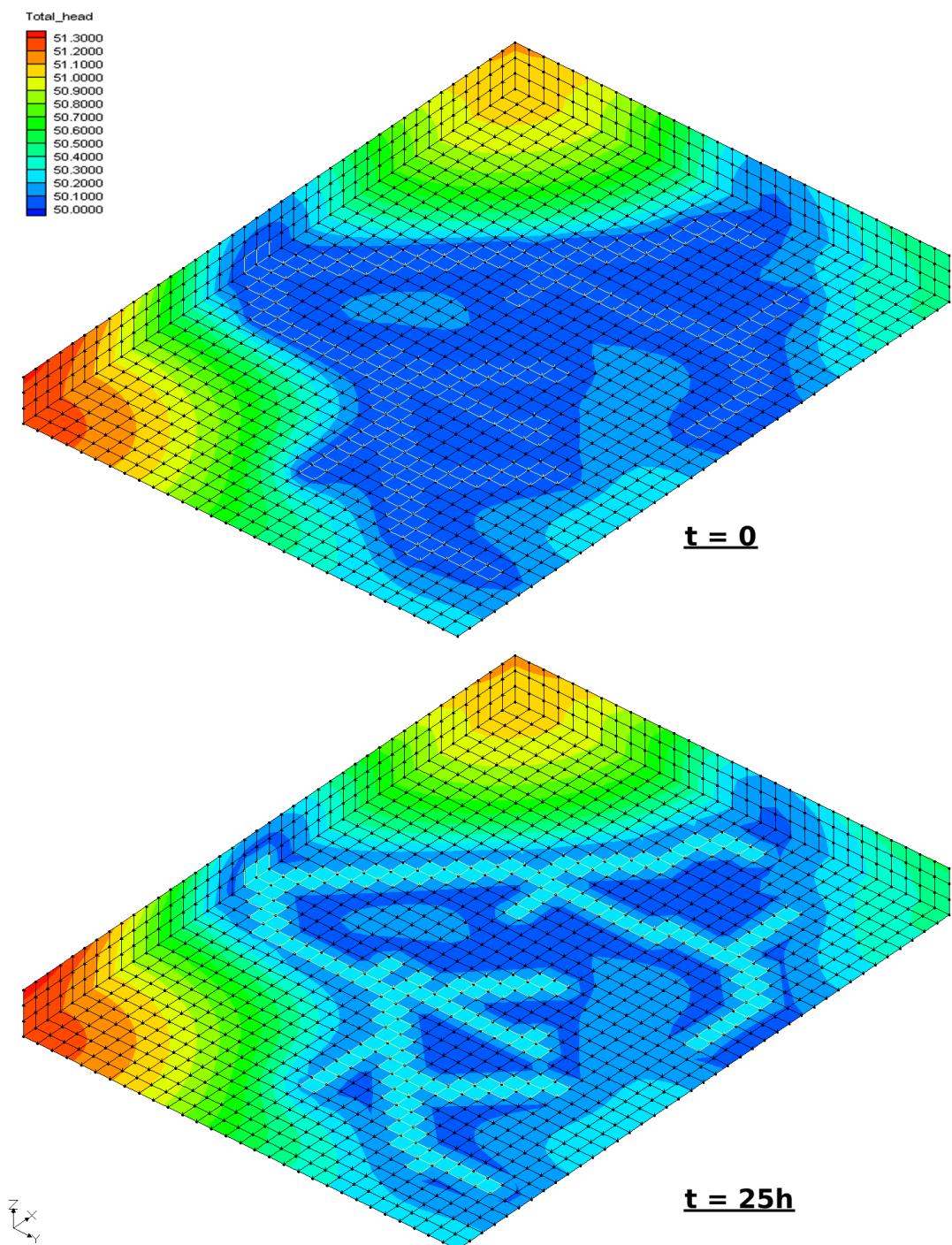


FIGURE 4.8 – Répartition de la charge hydraulique dans le modèle avec réservoir linéaire, vue par le dessous, au temps initial et à la fin de la crue, 25 heures après le début de la simulation. Les éléments correspondant au réseau karstique sont délimités par des bords jaunes.

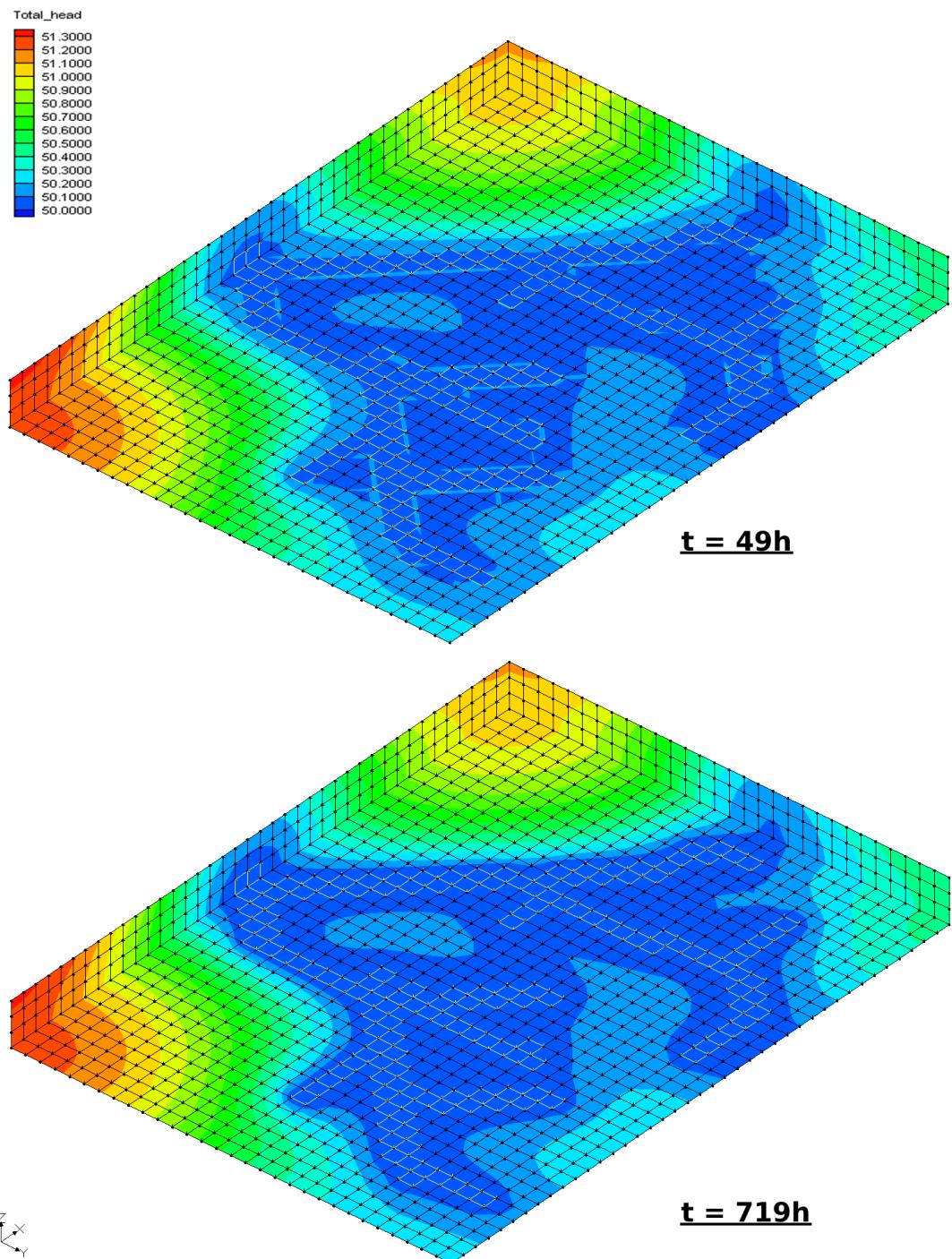


FIGURE 4.9 – Répartition de la charge hydraulique dans le modèle avec réservoir linéaire, vue par le dessous, 24 heures après la fin de la crue et à la fin de la modélisation. Les éléments correspondant au réseau karstique sont délimités par des bords jaunes.

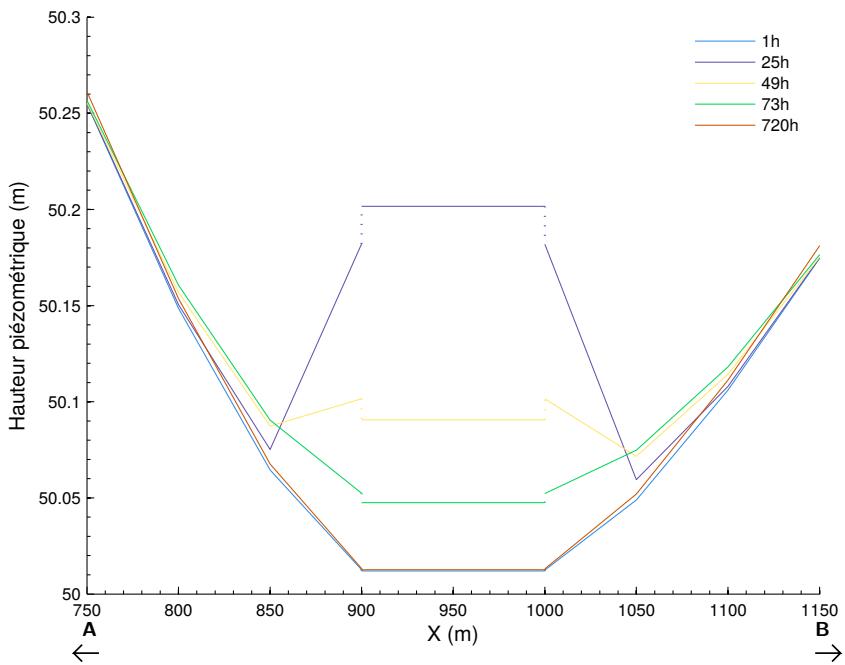


FIGURE 4.10 – Profils de hauteur piézométrique le long du bord sud du modèle ($z=1\text{m}$), centré autour de l'exutoire, à différents temps de modélisation. Le palier horizontal correspond au réservoir linéaire. La localisation du profil est indiquée sur la Figure 4.2.

néaire grandit. Sur le graphe tracé, la hausse aux nœuds distants de 50 m du conduit est ainsi limitée à $\sim 3\text{ cm}$ et est la plus haute 48 heures après la fin de la crue. Il est cependant possible qu'une hauteur légèrement plus importante soit atteinte dans les heures suivantes, dont les profils ne sont pas représentés sur la Figure 4.10. À plus grande distance des conduits encore, à partir de 150 m d'éloignement plus précisément, la hausse devient presque imperceptible sur les premiers profils tracés. Seul le dernier profil, correspondant à la fin de la modélisation, montre une augmentation d'environ 1 cm du niveau piézométrique. La situation est à ce moment en fait inversée, la hauteur dans le réservoir linéaire étant elle revenue à son niveau de départ.

L'origine de l'élévation du niveau d'eau observée à proximité immédiate des conduits peut être attribuée en partie au flux provenant du réservoir linéaire. L'autre fraction est elle fournie par l'eau arrivant de l'amont du modèle, qui est piégée dans la dépression piézométrique et, ne pouvant s'écouler vers l'exutoire, contribue également à la hausse locale du niveau d'eau. Ces deux remarques sont corroborées par le fait que la majeure partie de l'augmentation dans le creux piézométrique se produit pendant la crue et les heures suivantes, lorsque le gradient hydraulique est inversé le long du réseau karstique. La hausse observée à plus grande distance des conduits, qui apparaît plus lentement, peut être causée par deux phénomènes distincts.

Le premier est lié au volume d'eau qui s'infiltra dans la matrice depuis le réservoir linéaire. L'explication de la hausse de charge hydraulique observée à long terme serait alors la propagation, dans le modèle, de la perturbation induite par la mise en charge des conduits. Conceptuellement, l'augmentation locale de la charge hydraulique près du réseau karstique entraîne vers l'amont une baisse du gradient hydraulique, qui provoque à son tour une diminution du débit pouvant s'écouler sur la section considérée. Or, si le débit qui arrive de l'amont du modèle est constant, il devient supérieure à ce débit pouvant être transmis et une

accumulation d'eau doit obligatoirement se produire, qui élève logiquement le niveau piézométrique. Cette hausse cause à son tour une baisse du gradient hydraulique plus en amont, elle-même liée à une autre augmentation du niveau piézométrique et ainsi de suite.

Cette explication peut être vue comme une traduction physique de l'équation de Richards, dans laquelle les phénomènes de stockage d'eau sont décrits mathématiquement dans le membre de gauche. Elle semble jouer un rôle important à proximité des conduits. Le profil au temps $t = 73h$ possède par exemple une pente nettement moins sévère que le profil initial, voire même que le profil en fin de crue ($t = 25h$), entre les abscisses $X=800m$ et $X=850m$ ou $X=1050m$ et $X=1100m$.

La deuxième explication possible est liée à l'augmentation de la recharge diffuse causée par la crue. Le transfert d'eau dans la matrice rocheuse, notamment dans sa partie non-saturée, étant normalement plus lent que dans les conduits, il se pourrait que l'augmentation du niveau d'eau constatée à long terme dans le modèle soit due à l'arrivée de cette infiltration lente depuis la surface.

La vitesse à laquelle l'eau s'infiltra depuis la surface dépend des paramètres qui décrivent l'écoulement dans la zone non-saturée. Au vu de la loi utilisée, qui suppose une relation linéaire entre h et θ , ces paramètres sont les teneurs en eau résiduelle et à saturation ainsi que les pressions capillaires associées. Les valeurs utilisées dans l'essai (voir Table 4.1) sont celles d'un sol avec une grande capacité d'emmagasinement et il semble par conséquent plausible de supposer un temps de transfert important à travers la zone non-saturée, qui impacterait le niveau d'eau du bas du modèle assez tard.

Afin de déterminer laquelle des deux possibilités énoncées ci-dessus prédomine, une modélisation supplémentaire a été réalisée en laissant la recharge diffuse constante tout au long des calculs. Dans le but de garder identique d'un cas à l'autre le débit globale injecté pendant la crue, le flux entrant dans les conduits verticaux a été légèrement augmenté à $1,94 \cdot 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ durant l'accroissement de la recharge. L'absence de variation de la recharge diffuse devrait permettre d'isoler l'influence de la mise en charge des conduits karstiques sur le niveau piézométrique de la matrice rocheuse.

La Figure 4.11 illustre les variations temporelles de hauteur piézométrique observées à différents noeuds situés le long du profil de la Figure 4.10. Sur ce graphique, les courbes en trait plein correspondent au cas normal étudié plus-haut, où la recharge diffuse augmente pendant la crue, alors que les courbes en trait pointillé sont associées au nouveau cas modélisé, où la recharge diffuse est constante pendant toute la durée des calculs.

Les courbes en trait plein du graphique confirment, dans un premier temps, l'observation selon laquelle la hausse piézométrique est plus lente et de plus faible amplitude au fur et à mesure que la distance au réservoir linéaire augmente. La première courbe du graphe ($X=850m$), qui coïncide avec le creux piézométrique de la Figure 4.10, subit de cette manière la hausse la plus importante et la plus rapide. Cette augmentation est cependant limitée dans le temps par la fin de la crue dans le réseau karstique. Suite au retour du gradient hydraulique à son état initial le long des conduits (voir Figure 4.10), l'eau de la matrice est en effet de nouveau drainée vers l'exutoire, ce qui provoque la résorption de la crue et la formation d'un pic dans les premières courbes du graphe.

L'occurrence du pic à l'endroit du creux piézométrique ($X=850m$) peut être située peu après 72 heures sur la Figure 4.11, ce qui semble cohérent avec l'observation de la Figure 4.10. Cette dernière figure indique encore que, à ce moment, les hauteurs piézométriques dans le réservoir linéaire et au noeud adjacent à ce dernier sont déjà revenues à un niveau inférieur à celui du creux. Le système possède donc une certaine inertie, qui crée un décalage entre les moments où apparaissent, dans la matrice, les pics de crue consécutifs à la mise en charge des conduits. Cela est d'ailleurs clairement visible entre les courbes des points situés à $X=850m$,

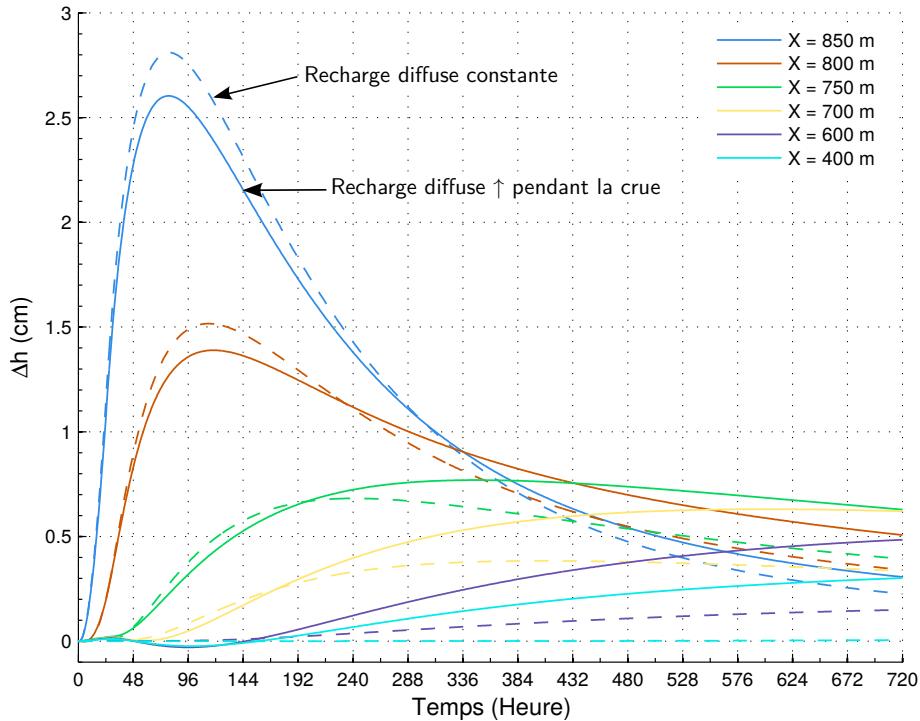


FIGURE 4.11 – Variation temporelle de la hauteur piézométrique en plusieurs noeuds pris le long du bord sud du modèle ($z=1\text{m}$), pour deux répartitions de recharges différentes durant la crue. Cas « Recharge diffuse constante » (lignes pointillées) : $q_{in,EF} = 10^{-8} \text{ ms}^{-1}$ et $q_{in,RL} = 1,94 \cdot 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$. Cas « Recharge diffuse ↑ pendant la crue » (lignes pleines) : $q_{in,EF} = 3,5 \cdot 10^{-8} \text{ ms}^{-1}$ et $q_{in,RL} = 1,8 \cdot 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$. Le profil correspondant aux différentes abscisses est celui des Figures 4.2 et 4.10.

$X=800\text{m}$ et $X=750\text{m}$. Ces mêmes courbes montrent en outre que, au fil de sa propagation vers l'amont, le pic de crue perd de son intensité et devient de plus en plus étalé dans le temps, jusqu'à se transformer en une hausse lente et progressive à grande distance du conduit karstique ($X=600\text{m}$, $X=400\text{m}$).

Aux points suffisamment éloignés du réseau karstique, la cause prépondérante de la lente augmentation visible sur les courbes pleines du graphe provient, en réalité, de l'augmentation de la recharge diffuse et non de la propagation du pic de crue des conduits. Les résultats du modèle avec une recharge diffuse constante pendant la crue indiquent en effet que, à par exemple 500 m du réservoir linéaire ($X=400\text{m}$), aucune augmentation de la hauteur piézométrique n'est observée pendant les 720 heures de modélisation. Étant donné que la seule différence entre les deux modèles se situe au niveau de la recharge, l'écart entre ces deux courbes ne peut être attribué qu'au volume d'eau supplémentaire qui s'est infiltré dans la matrice lors de la crue.

Les courbes pointillées de la Figure 4.11 confirment tout de même l'ampleur du phénomène de propagation du pic de crue depuis le réseau karstique, puisque celui-ci prédomine dans une zone assez étendue de la matrice rocheuse. Les résultats des deux modèles montrent, à titre illustratif, une assez bonne corrélation dans leur partie montante jusqu'à environ 200 m des conduits. Il faut ici signaler l'importance de la répartition entre recharge diffuse et concentrée sur la solution fournie. Dans le cas étudié, ce rapport est très nettement en faveur de la

recharge concentrée (90/10) et la crue dans le réseau karstique, ainsi que l'impulsion propagée dans la matrice, sont par conséquent fort élevées. Un ratio plus faible aurait pour conséquence une hausse moins marquée du niveau d'eau dans le réservoir linéaire et une diminution de l'amplitude du pic de crue transmis dans la roche fissurée.

Comme expliqué dans les paragraphes précédents, la propagation du pic de hauteur piézométrique dans la matrice semble correspondre à une augmentation locale du contenu en eau du sol. La nappe du modèle n'étant pas confinée, cette hausse se marque principalement par la saturation progressive de la zone non-saturée adjacente au toit de l'aquifère. La relation entre augmentation de la teneur en eau du sol et hausse du potentiel de pression d'eau est, elle, modélisée par la courbe de rétention d'eau du sol (voir chapitre 3). Afin de vérifier si l'hypothèse formulée est correcte, l'influence de la teneur en eau à saturation sur les courbes de Δh peut donc être évaluée. Une modification de cette valeur devrait logiquement avoir un effet significatif sur les résultats.

À cette fin, une nouvelle modélisation a été réalisée. Le cas choisi est identique à la situation précédente, qui considérait la recharge diffuse constante pendant la crue, si ce n'est que la teneur en eau à saturation de la matrice rocheuse a été établie à $\theta_s = 0,10$. Une telle valeur suppose un sol capable d'emmagasiner moins d'eau et devrait provoquer, pour une même quantité d'eau stockée, une élévation plus rapide de la charge piézométrique.

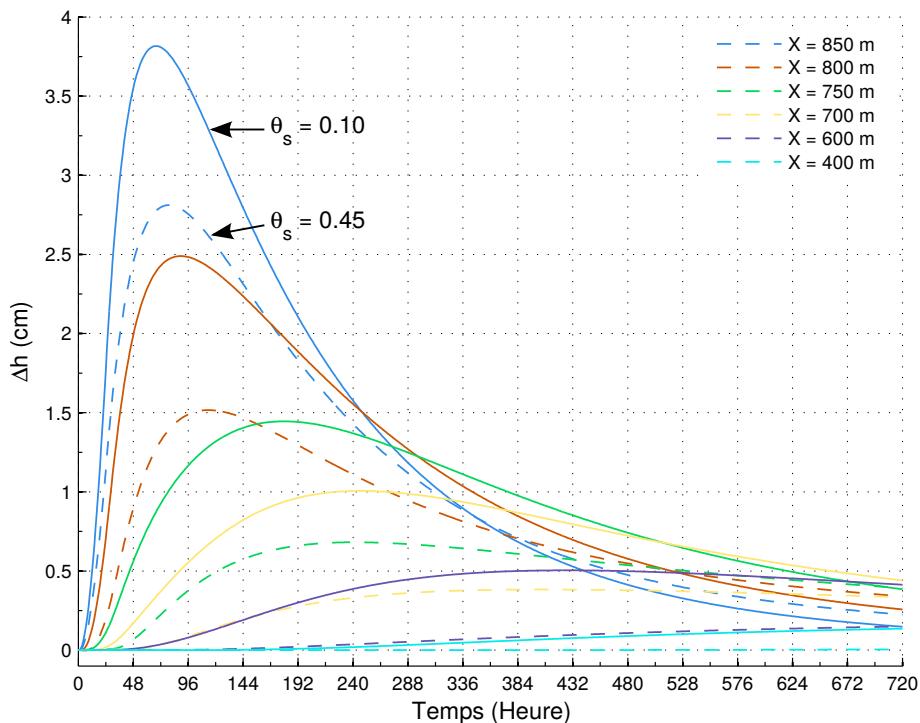


FIGURE 4.12 – Variation temporelle de la hauteur piézométrique en plusieurs noeuds pris le long du bord sud du modèle ($z=1\text{m}$), pour deux valeurs de teneur en eau à saturation différentes : $\theta_s = 0,1$ (lignes pleines) et $\theta_s = 0,45$ (lignes pointillées). Les autres paramètres de la loi non-saturée sont identiques. Dans les deux cas, les flux entrants pendant la crue sont : $q_{in,EF} = 10^{-8} \text{ ms}^{-1}$ et $q_{in,RL} = 1,94 \cdot 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$. Le profil correspondant aux différentes abscisses est celui des Figures 4.2 et 4.10.

Les résultats obtenus sont illustrés sur la Figure 4.12, qui les compare avec la solution

trouvée précédemment dans laquelle $\theta_s = 0,45$. Ils confirment que les pics de crue observés quand $\theta_s = 0,1$ sont clairement plus élevés qu'auparavant, la différence étant de près d'un centimètre pour les deux points les plus proches du réseau karstique. Les pics semblent également se propager plus rapidement dans le modèle, leurs positions étant décalées vers la gauche sur la Figure 4.12 par rapport à la modélisation précédente. Cette observation est cohérente avec la hausse plus rapide de la charge piézométrique, qui est également visible sur le graphique et doit provoquer une variation plus brusque du gradient hydraulique dans la matrice rocheuse. Ces deux constatations vérifient donc bien le mécanisme de propagation du pic de crue formulé antérieurement.

Le phénomène d'atténuation et d'étalement temporel du pic lors de sa propagation vers l'amont est, de son côté, également influencé par la teneur en eau à saturation du sol utilisée dans les calculs. Sur la Figure 4.12, les courbes des points localisés à 150 et 200 m du réservoir linéaire ($X=750\text{m}$ et $X=700\text{m}$) montrent, de la sorte, un pic encore relativement bien formé, avec une baisse toujours visible après le passage du Δh maximum, lorsque $\theta_s = 0,1$. À l'inverse, sur les courbes correspondantes à $\theta_s = 0,45$, cette baisse du niveau d'eau aux grands temps de modélisation devient beaucoup plus faible à 150 m des conduits et même presque imperceptible à 200 m de ces derniers. L'utilisation d'un contenu en eau du sol plus faible fait, de plus, apparaître le pic de crue à l'abscisse $X=400\text{ m}$, même si celui-ci est alors fortement atténué.

D'après ces dernières observations, les paramètres de la courbe de rétention du sol possèdent un effet manifeste sur l'affaiblissement du pic de crue au fur et à mesure de son déplacement dans la matrice rocheuse. Ce phénomène doit donc être causé, au moins en partie, par les processus de stockage d'eau dans la zone non-saturée du sous-sol.

Il est par ailleurs probable que d'autres paramètres influencent également la propagation dans la matrice rocheuse de l'impulsion produite par la mise en charge des conduits karstiques. Le fait que l'onde se propage vers l'amont du modèle, à contre courant, doit vraisemblablement jouer un rôle important sur son amplitude ainsi que sur sa vitesse de dissipation. Dans la situation d'un gradient hydraulique élevé en amont, par exemple, une augmentation de hauteur piézométrique causerait une différence relative, par rapport au gradient déjà en place, moins grande que la même augmentation dans un cas avec un gradient plus faible. Pour le pic de crue, le gradient initial représente en quelque sorte un obstacle à franchir. Plus celui-ci est élevé et plus sa propagation est restreinte dans le sous-domaine EF. La conductivité hydraulique de la matrice, qui y définit le gradient hydraulique, doit donc aussi réguler la propagation du pic de crue dans la matrice rocheuse.

Pour terminer d'une manière complète l'analyse des résultats, il est nécessaire de s'intéresser à la courbe de récession fournie par le modèle avec réservoir linéaire. Puisque le but ici poursuivi n'est pas la calibration de la courbe sur des données réelles, celle-ci est comparée, sur la Figure 4.13, à la solution donnée par le modèle en milieu poreux équivalent. Les paramètres des deux modèles sont ceux de la Table 4.1

Le débit obtenu dans le cas avec réservoir linéaire montre une augmentation nettement plus grande que dans la situation en milieu poreux équivalent. En contre partie, sa chute est elle aussi beaucoup plus rapide, si bien que le débit du modèle MPE devient supérieur en fin de crue. L'importante différence entre les deux modèles est assez étonnante au vu des résultats obtenus en régime permanent, qui étaient eux fort proches.

L'explication de cet écart est à chercher dans le principe théorique du réservoir linéaire. Comme il est expliqué dans le chapitre 3, celui-ci ne tient compte que d'une valeur moyenne de hauteur piézométrique dans tout son sous-domaine. Il lui est dès lors impossible de modéliser les écoulements dans la zone non-saturée du sol. L'eau qui entre dans le modèle par le réservoir linéaire contribue donc instantanément à une augmentation de sa charge hydraulique. L'effet

d’emmagasinement de l’ensemble du réservoir, car la Figure 4.13 indique que la restitution du débit entrant n’est pas immédiate, est en fait contrôlé à la sortie du modèle par le coefficient d’échange de l’équation 3.16.

Dans le modèle MPE, le coefficient d’échange α_{RL} ne contrôle que la hauteur d’eau des deux seuls éléments de l’exutoire, situés le long du bord sud du maillage. L’évolution dans le reste du domaine se fait selon l’équation de Richards (3.17) et dépend donc de ses paramètres, notamment ceux qui définissent l’écoulement dans la zone non-saturée. Comme précisé plus haut, les paramètres employés sont caractéristiques d’un sol capacitif, capable de stocker une large quantité d’eau, et doivent jouer un rôle significatif sur la courbe de récession du modèle MPE.

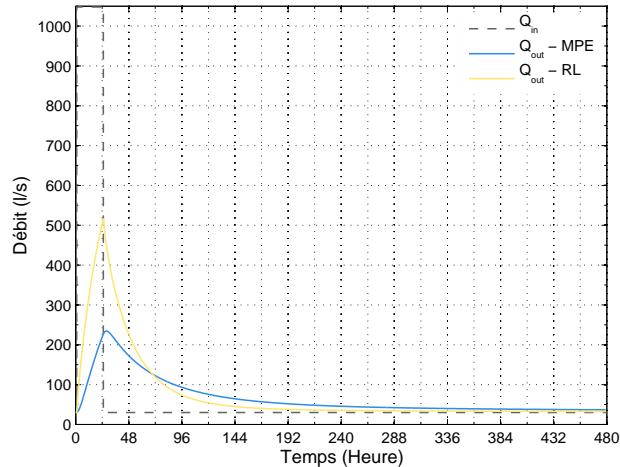


FIGURE 4.13 – Évolution du débit à l’exutoire pour les modèles avec réservoir linéaire et milieu poreux équivalent.

4.3.3 Influence du coefficient d’échange à l’exutoire

Le coefficient d’échange α_{RL} de l’équation du réservoir linéaire (3.16) joue un rôle capital dans la méthode HFEMC, puisqu’il définit, lorsqu’il est associé à l’exutoire du système karstique, la capacité du modèle à transmettre ou à retenir l’entièreté de l’eau de l’aquifère. Au vu du fonctionnement du réservoir linéaire – arrivée directe de l’infiltration concentrée et absence de modélisation des pertes de charge dans les conduits – le coefficient α_{RL} doit tenir compte des pertes de charges ayant lieu à la fois lors de l’infiltration verticale et pendant le transfert horizontal de l’eau dans le système. La partie de l’eau s’infiltrant dans la matrice arrive, elle, plus lentement dans le réseau karstique. Les paramètres limitant son temps de transfert dans le modèle sont plutôt les paramètres de la zone non-saturée de la matrice rocheuse et la conductivité hydraulique de cette dernière.

Avec comme objectif l’analyse plus précise de l’influence du coefficient d’échange à l’exutoire, plusieurs modélisations ont été effectuées avec des valeurs de α_{RL} différentes, les autres paramètres du modèle restant égaux à ceux de la Table 4.1.

La Figure 4.14, page 54, compare les courbes de récession obtenues avec ces différentes valeurs de α_{RL} ². Elle signale que, dans le cas modélisé, le coefficient d’échange du réservoir linéaire possède une emprise majeure sur la courbe du débit à l’exutoire. Étant donné l’explication précédente et la répartition de la recharge diffuse *vs* concentrée utilisée (10/90), cela semble cohérent puisque, lors de la crue, la majeure partie de l’eau rentre dans le modèle via le réservoir linéaire. Sa sortie est donc uniquement contrôlée par le coefficient d’échange α_{RL} .

D’après les différentes courbes de la Figure 4.14, une augmentation du coefficient α_{RL} se répercute, durant la crue, par une hausse plus rapide et plus grande du débit à l’exutoire. Le modèle devient plus réactif et caractéristique d’un système karstique bien développé. Pendant la phase de récession, la baisse du débit à l’émergence est également plus rapide pour les valeurs de α_{RL} plus élevées. Il est aussi intéressant de noter que, dans tous les cas modélisés,

2. Dans les graphiques α_{RL} est noté α_{out}

le pic du débit à l'exutoire coïncide exactement avec la fin de la crue. Il n'y a donc aucun effet de lag, *i.e.* de décalage temporelle, créé par le modèle. Cette remarque s'explique, encore une fois, par la grande domination de la recharge concentrée par rapport à la recharge diffuse et par le fonctionnement du réservoir linéaire. À titre d'exemple, la courbe de récession obtenue avec le modèle en milieu poreux équivalent (voir Figure 4.13) présentait, elle, un léger décalage alors que la distribution de sa recharge était identique au cas présent.

Le contraste entre les courbes de récession constaté sur la Figure 4.14 implique nécessairement des échanges d'eau différents entre la matrice rocheuse et le réservoir linéaire. Les modèles de α_{RL} faible, notamment, doivent emmagasiner une plus grande quantité d'eau que les modèles de α_{RL} élevé, afin de limiter la hausse de leur débit à l'exutoire. La Figure 4.15, qui montre les variations de hauteur piézométrique dans le réservoir linéaire et dans la région adjacente de la matrice, a été tracée pour déterminer les mécanismes de stockage d'eau au sein du modèle dans les deux situations extrêmes ($\alpha_{RL} = 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ et $\alpha_{RL} = 10^{-3} \text{ s}^{-1}$).

Un premier enseignement à tirer de la Figure 4.15 est que les différences de niveau piézométrique sont d'une plus grande magnitude pour le modèle où α_{RL} est le plus petit. La variation maximale dans le réservoir linéaire est, de cette manière, de l'ordre de 15 cm quand $\alpha_{RL} = 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, contre plus de 35 cm quand $\alpha_{RL} = 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Cela confirme le fait que ce modèle emmagasine une quantité d'eau beaucoup plus importante durant la crue. La différence d'amplitude et de durée du pic de crue dans la matrice rocheuse indique, de surcroît, que le volume d'eau transmis dans la matrice est franchement supérieur pour une valeur de α_{RL} petite. La période durant laquelle un flux est dirigé du réservoir linéaire vers le sous-domaine EF, c-à-d l'intervalle où la hauteur piézométrique du RL est supérieur à celle du nœud adjacent de la matrice, est d'ailleurs trois fois plus longue dans le cas $\alpha_{RL} = 10^{-3} \text{ s}^{-1}$.

La baisse du niveau d'eau dans le réservoir linéaire se déroule, en outre, de manière complètement dissemblable d'un cas à l'autre. Dans la situation où α_{RL} est élevé, la chute est extrêmement rapide et le niveau initial est approché 72 h seulement après la fin de la crue. Dans la région de la matrice adjacente au réseau karstique ($X=900\text{m}$), cette baisse rapide provoque un pic décalé de seulement quelques heures par rapport à celui du réservoir linéaire³. La chute se fait, de plus, un peu plus lentement que dans le réservoir linéaire, les deux courbes d'abscisse $X=900\text{m}$ n'étant pas parallèles dans leur section descendante.

Dans le cas opposé, maintenant, la baisse de hauteur piézométrique dans le réservoir linéaire est clairement plus lente. Le niveau de départ n'est même pas approché à la fin des calculs. Cette diminution plus progressive crée une apparition plus tardive du pic de crue au nœud de la matrice adjacent au réservoir linéaire. La baisse se fait ensuite à la même vitesse que dans le réservoir linéaire, les deux courbes étant parallèles jusqu'à la fin de la modélisation. À ce moment, la courbe du point situé en $X=850\text{m}$ semble, elle aussi, suivre une décrue identique.

D'après ces observations, le coefficient d'échange à l'exutoire peut donc contrôler la décrue dans une zone significative de la matrice rocheuse, à condition d'être suffisamment petit. Cette situation semble toutefois extrême et peu probable, la courbe de récession associée étant extrêmement étalée dans le temps et ne correspond pas à ce qui peut être observé dans le cas d'un aquifère karstique naturel.

Le dernier graphique abordé dans cette section expose, sur la Figure 4.16, la relation entre le débit maximum à l'exutoire, observé à la fin de la crue, et le coefficient α_{RL} . Les points calculés y montrent une relation croissante. La hausse du débit maximum décroît cependant progressivement lorsque α_{RL} devient grand. Celui-ci ne peut pas, de toute façon, dépasser le débit total entrant dans le modèle et il doit à priori tendre vers une valeur maximale. Dans

3. À noter que le maximum est situé très logiquement à l'intersection des deux courbes.

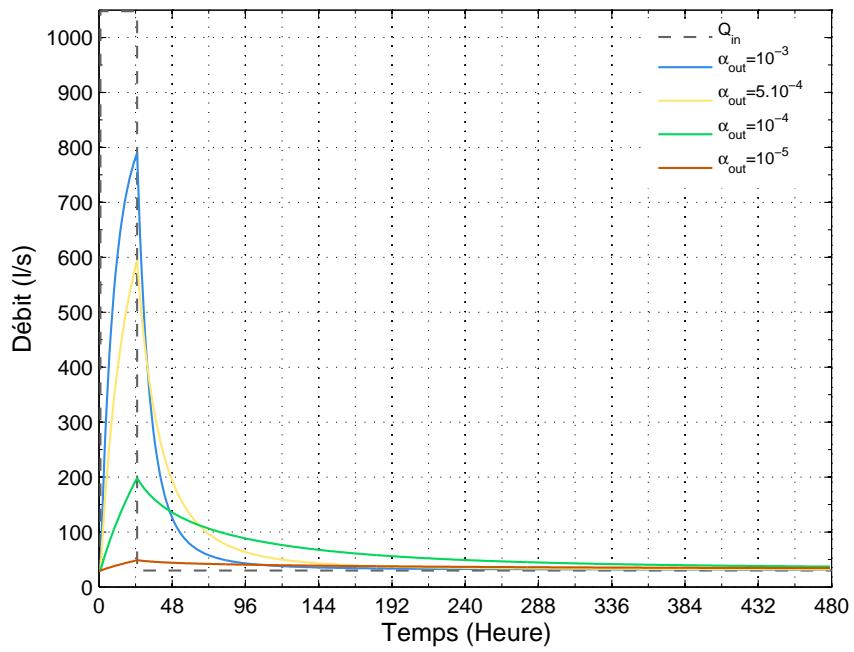


FIGURE 4.14 – Évolution du débit à l'exutoire pendant la modélisation pour différentes valeurs de α_{RL} (s^{-1}).

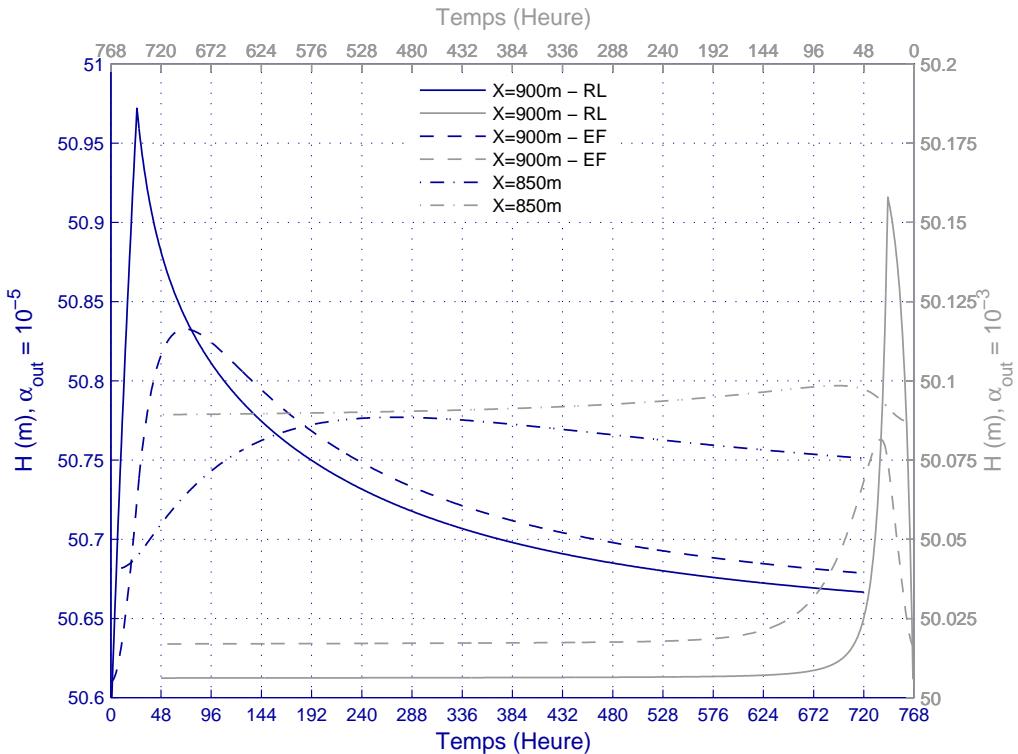


FIGURE 4.15 – Évolution des hauteurs piézométrique dans le réservoir linéaire, à un point de la matrice adjacente au RL et un autre situé à 50 m du RL, pour deux valeurs de α_{RL} (s^{-1}). Les points considérés sont situés le long du profil indiqué sur la Figure 4.2 ($z=1m$).

le modèle étudié, cette valeur doit correspondre au débit injecté directement dans le réservoir linéaire, soit $90\% \times 1048 = 943,2 \text{ l s}^{-1}$. Pour un coefficient α_{RL} extrêmement grand, l'élévation d'eau dans le réservoir linéaire lors de la crue doit en effet devenir quasiment nulle, si bien que toute l'eau entrant alors dans le système serait directement transmise à l'exutoire.

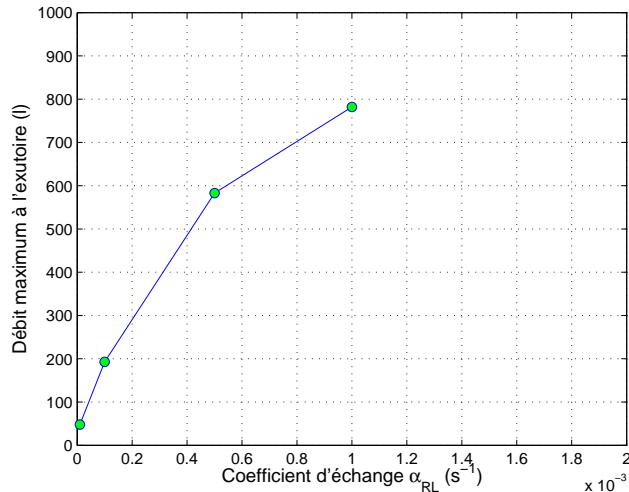


FIGURE 4.16 – Évolution du débit maximal observé à l'exutoire en fonction du coefficient d'échange du réservoir linéaire α_{RL} .

4.3.4 Influence du coefficient d'échange à l'interface entre sous-domaines

Au vu des analyses précédentes, le coefficient d'échange de la condition de Fourier qui assure la connexion entre sous-domaines est sensé représenter la conductivité de l'interface entre le réservoir linéaire et la matrice rocheuse fissurée. Une variation de sa valeur doit donc influencer les échanges d'eau entre ces deux sous-domaines, notamment lors de la mise en charge des conduits. Dans le but de mesurer la sensibilité du modèle au coefficient α_{CF} , une série de six modélisations a été accomplie, pour des valeurs de α_{CF} comprises entre 10^{-4} et 10^{-8} s^{-1} . Les autres paramètres du modèle sont identiques dans tous les cas et ceux de la Table 4.1.

Contrairement au coefficient d'échange à l'exutoire, le coefficient appliqué à l'interface EF/RL a un impact moins marqué sur les courbes de récession, visibles sur la Figure 4.17. L'écart de débit maximal entre les deux cas extrêmes est ainsi limité à plus ou moins 200 l s^{-1} tandis que l'allure des différentes courbes est assez semblable. Par ailleurs, il semble exister un seuil, tant pour les valeurs élevées que faibles de α_{CF} , à partir duquel les fluctuations (augmentation ou diminution) du coefficient ne produisent plus d'effet significatif sur les résultats.

Les phénomènes à l'origine de ces deux bornes sont à distinguer, mais concernent tout deux une limitation du flux d'eau qui s'écoule du réservoir linéaire vers la matrice rocheuse durant la crue.

En ce qui concerne la limite apparaissant pour les valeurs élevées de α_{CF} , l'explication provient du fait que, lorsque le coefficient d'échange est suffisamment grand, la différence de niveau d'eau entre le réservoir linéaire et les nœuds adjacents du domaine EF reste très faible durant toute la durée de la modélisation. Le débit s'infiltrant dans la matrice depuis le réservoir linéaire est alors majoritairement limité par les propriétés de cette première, ce qui

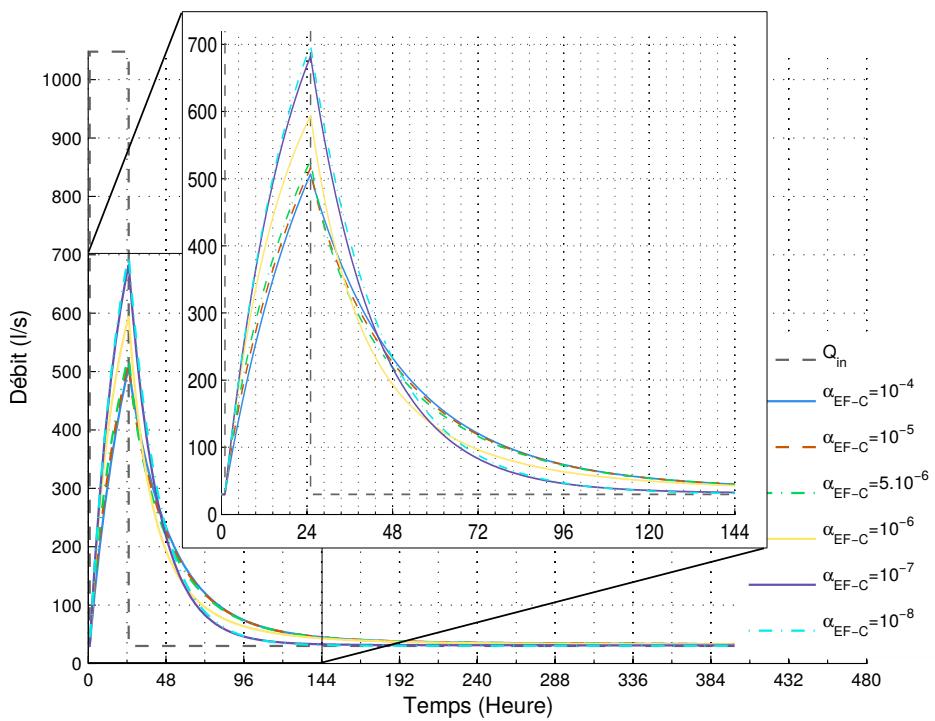


FIGURE 4.17 – Évolution du débit à l'exutoire pendant la modélisation pour différentes valeurs de α_{CF} (s^{-1}).

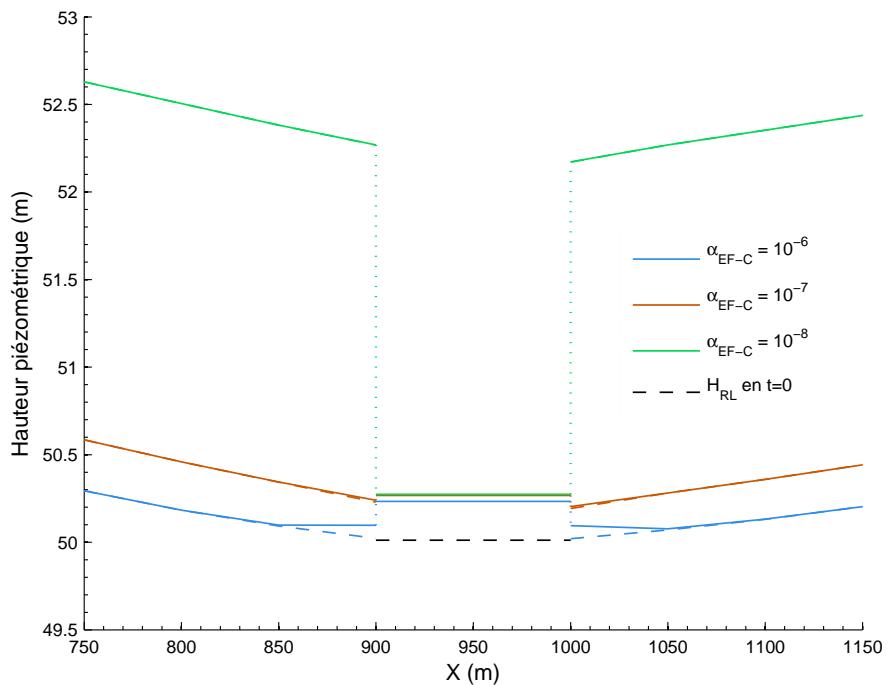


FIGURE 4.18 – Profils de hauteur piézométrique en $t = 0$ (lignes pointillées) et en $t = 25h$ (lignes pleines) pour trois valeurs de coefficients α_{CF} . La localisation du profil est indiquée sur la Figure 4.2.

explique que le coefficient α_{CF} n'ait plus d'influence significative sur la courbe des débits à l'exutoire.

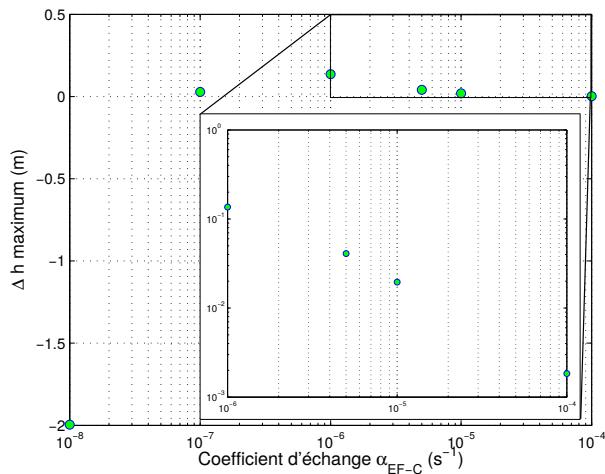


FIGURE 4.19 – Évolution de la différence maximale ($t = 25h$) de hauteur piézométrique entre le réservoir linéaire et un noeud adjacent de la matrice en fonction du coefficient d'échange α_{CF} (s^{-1}). Le noeud considéré est situé sur le profil de la Figure 4.5 ($z=1m$), à l'abscisse $X=900m$.

plus faibles, où la relation s'inverse, doit lui être expliquée par une autre processus.

D'après la Figure 4.19, il existe effectivement un seuil à partir duquel $\Delta h_{EF-RL max}$ commence à baisser lorsque α_{CF} diminue, jusqu'à produire des valeurs négatives. À ce moment, la hauteur d'eau dans la matrice est donc supérieure au niveau maximum atteint par le réservoir linéaire en fin de crue. La seule explication possible est que l'augmentation maximale de hauteur piézométrique dans le réservoir linéaire ne comble pas l'écart initial entre celui-ci et la matrice rocheuse, établi par le résultat en régime permanent.

Pour rappel, cette différence croît de manière exponentielle quand α_{CF} diminue (voir Figure 4.4) et il semble donc logique qu'elle atteigne, à partir d'un certain seuil, une valeur trop élevée que pour être résorbée durant la crue. Cette déduction est explicitée sur la Figure 4.18, où l'écart de niveau d'eau entre le réservoir linéaire et la matrice en fin de crue reste de près de 2 m dans le modèle où $\alpha_{CF} = 10^{-8} s^{-1}$.

Les graphiques des Figures 4.18 et 4.19 permettent, en résumé, de déduire plus précisément l'influence du coefficient d'échange α_{CF} sur les variations de hauteur piézométrique dans la matrice. Pour les valeurs élevées de α_{CF} , l'élévation du niveau d'eau du réservoir linéaire est répercutée rapidement aux noeuds adjacents du sous-domaine élément finis, l'écart Δh_{EF-RL} restant faible. La diminution du coefficient d'échange provoque un décalage de plus en plus important entre les niveaux des deux sous-domaines et lisse en conséquence le pic de crue qui se propage dans la matrice. En parallèle, un α_{CF} plus petit signifiant un écart piézométrique initial entre sous-domaines plus important, le temps pendant lequel le niveau d'eau du réservoir linéaire est supérieur à celui de la matrice diminue (voir Figure 4.18). Le résultat est une réduction du volume d'eau transféré du réservoir vers la matrice, ce qui produit en retour une augmentation du débit à l'exutoire. Ce phénomène est valable pour un certain intervalle de valeurs de α_{CF} car, au delà d'une valeur minimale, l'écart initial entre sous-domaines devient trop conséquent et n'est pas comblé lors de la crue.

Cette justification peut être illustrée par le graphique de la Figure 4.19, qui montre l'évolution de l'écart maximal de hauteur piézométrique entre la matrice et le réservoir linéaire, pris à la fin de la crue, en fonction du coefficient α_{CF} . La hauteur dans la matrice est prise au noeud 557, situé sur le profil de la Figure 4.2 ($z=1m$), à l'abscisse $X=900m$ (voir Figure 4.18). La différence de hauteur piézométrique est elle calculée via la formule

$$\Delta h = h_{557} - h_{RL}.$$

Comme l'indique le graphique, la relation est toujours linéairement décroissante dans des axes logarithmiques pour les grandes valeurs de α_{CF} ($> 10^{-6}$), identiquement à la situation en régime permanent (voir Figure 4.4).

Le comportement observé pour les α_{CF}

Il convient de rajouter que l'intervalle d'influence du coefficient d'échange dépend aussi d'autres paramètres, qui déterminent l'amplitude de la montée d'eau dans le réservoir linéaire. Plus celle-ci sera importante et plus l'intervalle devrait être étendu, la borne inférieure de α_{CF} devenant alors plus faible. Les éléments qui peuvent modifier cette amplitude sont le débit injecté dans le réservoir linéaire ainsi que le coefficient d'échange de l'équation du réservoir linéaire, α_{RL} .

4.3.5 Conclusion

Les essais réalisés en régime transitoire sur le modèle synthétique ont donc confirmé que la méthode HFEMC est capable de reproduire le phénomène d'inversion du gradient hydraulique, observé à proximité du réseau karstique et causé par la mise en charge rapide du réservoir linéaire durant la crue. Cette élévation subite du niveau d'eau est causée par l'infiltration concentrée et le mécanisme de fonctionnement du réservoir linéaire, qui empêche par ailleurs le décalage temporel du pic de débit à l'exutoire par rapport à la fin de la crue.

La chute subite de la recharge provoque la formation d'une onde, qui se propage dans la matrice rocheuse depuis les bords du réservoir linéaire. Au fur et à mesure de son avancée, qui se fait à contre courant, le pic baisse d'intensité et s'étale dans le temps. La vitesse de cette dissipation dépend des paramètres d'emmagasinement de la zone non-saturée, l'aquifère étant libre. La conductivité hydraulique de la matrice, qui définit le gradient hydraulique dans la roche fracturée, doit également influencer ce paramètre.

Les analyses de sensibilité effectuées sur les coefficients d'échange à l'exutoire et à l'interface EF/RL ont prouvé la grande sensibilité du modèle au premier cité, qui définit la capacité du système à stocker ou transmettre l'eau contenue dans le réservoir linéaire. Son impact sur la courbe du débit à la source est primordiale. Le coefficient d'échange définit pour sa part les transferts d'eau entre le réservoir linéaire et la matrice éléments finis. Son influence sur la courbe des débits est moindre et limitée à un certain intervalle, fonction des valeurs relatives des différents paramètres du modèle.

Chapitre 5

Application de la méthode HFEMC au bassin karstique de la source de la Noiraigue

5.1 Objectifs de la modélisation

Ce chapitre teste l'application de la méthode HFEMC à un cas d'étude réel, qui est le bassin karstique de la source de la Noiraigue. Situé dans le Jura suisse, ce bassin karstique a été extensivement étudié depuis plusieurs décennies par le Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel (CHYN). Les données collectées sur le site ont d'ailleurs été obtenues lors d'un stage d'étude réalisé au CHYN.

Le bassin de la Noiraigue constitue un cas assez complexe. Son réseau karstique est par exemple inexplorable physiquement, ce qui rend impossible la cartographie directe des conduits. Le peu de données piézométriques disponibles à l'intérieur du bassin empêche également la calibration précise de modèles d'écoulements. L'objectif poursuivi ici est donc plutôt d'observer le comportement du modèle HFEMC sur une situation existante et de dégager des perspectives quant à son utilisation future dans le domaine des aquifères karstiques.

L'approche de modélisation suivie dans le suite du chapitre est semblable à celle utilisée dans le chapitre précédent, à savoir le remplacement des conduits karstiques par un ou plusieurs réservoirs linéaires. Puisque la géométrie du réseau est ici inconnue, celui-ci a dans un premier temps été généré par technique stochastique, via la méthode développée par Borghi (2013). Le principe du fonctionnement de cette méthode est résumé dans la section suivante.

5.2 Méthode de modélisation stochastique 3D des réseaux karstiques SKS

La méthode de modélisation de réseaux karstiques développée par Borghi (2013) a pour but de générer la géométrie des principaux conduits karstiques des systèmes épigénétiques, c-à-d formés par la circulation des eaux de pluie. Un des attraits de la méthode de Borghi (2013) est que la génération des conduits peut être contrainte par les connaissances géologiques, hydrologiques, hydrogéologiques et structurales (réseaux de fracture, failles) de l'aquifère étudié.

Contrairement à d'autres techniques, la méthode SKS ne se fonde pas sur les processus physiques et chimiques responsables de la formation des cavités karstiques (spéléogenèse). De tels modèles sont d'ailleurs difficile à mettre en œuvre, suite à la complexité qu'il existe à reconstituer les conditions paléoclimatiques et géologiques qui prévalaient lors de la formation

du système. Elle repose sur une hypothèse plus simple, qui est que l'eau, durant la formation du réseau karstique, suit le chemin de moindre effort entre les entrées du système (pertes, dolines) et ses sorties (source). Ces trajets dépendent des hétérogénéités préexistantes à la formation du réseau, qui sont fonction de la configuration géologique et tectonique du bassin.

D'un point de vue pratique, les contraintes géologiques et structurales appliquées au modèle sont transformée en un champs de vitesse de propagation de l'eau. Les conduits sont ensuite simulés par un algorithme de *fast marching*, qui calcule la propagation de fronts d'onde générés à partir des points de sortie du système (les sources). Le résultat est une carte 3D des temps mis par le front pour atteindre chaque point du système. Un *particle tracking* effectué depuis les points d'entrée du système vers sa (ses) sortie(s) permet alors de déterminer les trajets de moindre effort, qui suivent le gradient de temps calculé lors du *fast marching* et correspondent aux conduits karstiques. Ce processus peut être appliqué d'une manière itérative, en mettant à jour le champ de vitesse suite à la modélisation des conduits karstiques. Cela permet la construction d'un réseau hiérarchisé, résultant de plusieurs phases de karstification. (Borghi, 2013)

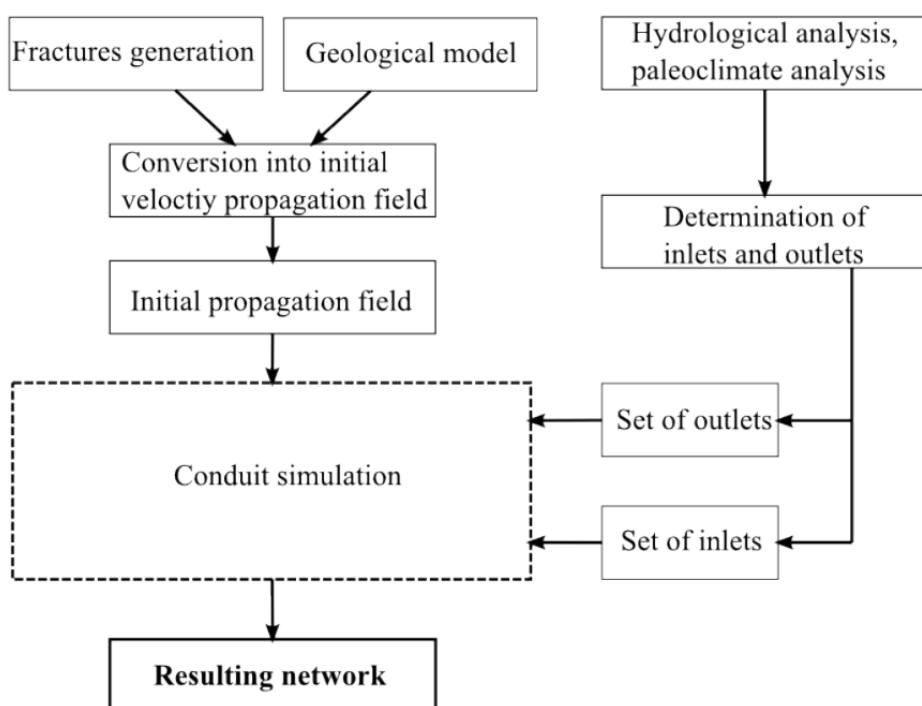


FIGURE 5.1 – Schéma de travail de la méthode de simulation SKS. D'après Borghi (2013)

Le principe de fonctionnement de la méthode SKS est schématisé sur la Figure 5.1. Il implique trois niveau de stochasticité :

1. Au niveau des points d'entrée, qui peuvent être en partie ou totalement générés aléatoirement s'ils ne sont pas tous supposés connus.
2. Au niveau du modèle de fracturation, qui génère dans le modèles plusieurs familles de fractures de manière statistique, en fonction des paramètres précisés par l'utilisateur. Ceux-ci sont, pour chaque famille, le nombre de fractures et les intervalles de pendages, directions et longueurs des fractures.
3. Au niveau des sorties du système, qui peuvent aussi être générées si aucune information sur leur localisation n'est connue.

Le modèle de conduits peut donc être plus ou moins contraint selon la connaissance du cas étudié. Pour ce qui est du bassin de la Noirague, les différents paramètres décrits plus haut (modèle géologique, points d'entrée et de sortie) sont bien caractérisés et les différentes réalisations de réseau karstique ont en conséquence des formes assez similaires.

5.3 Description du cas d'étude

5.3.1 Localisation et contexte général

La source de la Noirague est une émergence karstique située dans la partie suisse du massif montagneux du Jura, à environ 15 km au sud ouest de la ville de Neuchâtel (voir Figure 5.2). Localisée dans le village éponyme, la source de la Noirague est alimentée par les infiltrations d'eau prenant place dans la vallée sus-jacente des Ponts-de-Martels, aussi dénommée vallée des Ponts et de la Sagne. Ce bassin d'alimentation s'oriente selon un axe N45E et s'étend au nord de l'émergence sur une zone d'approximativement 70 km² (~3,5 sur 20 km). L'altitude dans la vallée est comprise entre 980 et 1 340 m alors que la source est située en contre-bas, à une élévation de 750 m (Fournier, 2012). Une vue globale de la vallée et du village de Noirague est montrée en Annexe (Figure A.2)

Le principale localité de la vallée supérieure est le village de Ponts-de-Martel. D'autres petits hameaux, tels La Sagne, La Corbatière, Martel Dernier ou Brot Dessus (voir Figure 5.2), sont localisés le long du bassin mais celui-ci est, de manière générale, assez peu habité.

La source de la Noirague s'écoule dans l'Areuse, rivière qui se jette dans le Lac de Neuchâtel et est alimentée en amont de Noirague par d'autres sources karstiques, qui drainent le bassin de l'Areuse. Ce dernier, situé à l'ouest de la vallée des Ponts-de-Martel, forme la principale ressource en eau potable du canton de Neuchâtel.

5.3.2 Contexte géologique

Le bassin karstique de la source de la Noirague est localisé au cœur du massif du Jura. Celui-ci est une chaîne orogénique d'avant pays, de type pli-et-chevauchement, formée suite à la poussée des Alpes, elle-même causée par la collision tectonique des plaques eurasienne et africaine.

Lithostratigraphie

Du point de vue stratigraphique, la région du Jura est formée par des roches datées principalement du Jurassique et du Crétacé. Les flancs de la vallée des Ponts-de-Martel font ainsi apparaître des calcaires massifs recouvrant une période allant du sommet du Dogger (étage Callovien) au Crétacé inférieur, en passant par le Jurassique supérieur (Malm). Ceux-ci sont divisés en plusieurs compartiments plus ou moins connectés par des couches argileuses d'épaisseurs variables. La plus importante est formée par les marnes Argoviennes, épaisses d'environ 200 m. Celles-ci affleurent dans des combes bordant la vallée lorsque les calcaires du Malm ont été suffisamment érodés. (Fournier, 2012; Borghi, 2013)

Le centre de la vallée est lui rempli par des sédiments détritiques datés du tertiaire, les dépôts molassiques provenant de l'érosion des Alpes, et du quaternaire, consécutifs à la présence de glaciers lors de la dernière glaciation. Ces sédiments morainiques sont particulièrement peu perméables et ont conduit à la formation de tourbières. Ces dernières ont été largement exploitées par l'homme durant les siècles passés et il n'en reste aujourd'hui plus qu'une infime partie. Lors d'épisodes pluvieux intenses, des quantités importantes de matière organique

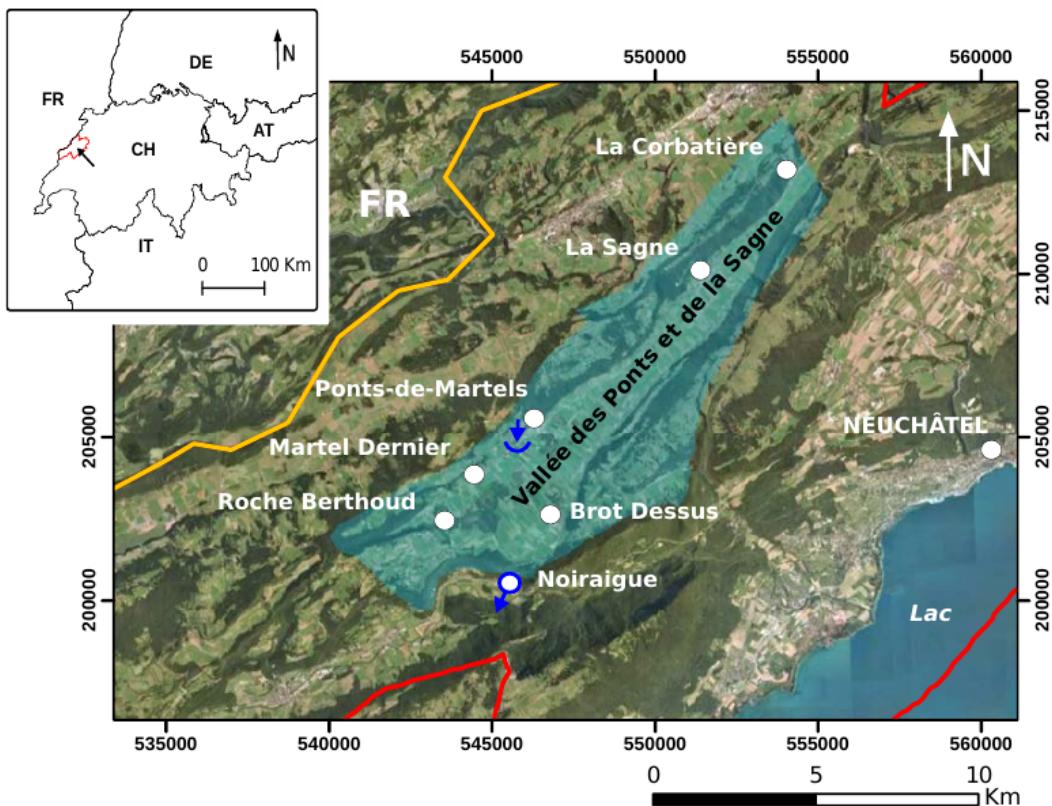


FIGURE 5.2 – Carte de localisation du bassin de la source de la Noirague (système de coordonnées suisse CH-103). La perte du Voisinage est indiquée par la flèche entre Ponts-de-Martel et Martel Dernier. D'après (Fournier, 2012)

sont emportées dans le système karstique et donnent une couleur noirâtre à l'eau de la source, expliquant l'origine du nom Noirague, qui signifie « eau noire » en latin. (Fournier, 2012)

Un log stratigraphique des formations présentes dans les environs du bassin, avec leurs épaisseurs estimées, est illustré sur la figure 5.3. La carte géologique de la région est elle montrée sur la Figure 5.4.

Contexte structural

Au niveau tectonique, le bassin karstique étudié est situé dans la partie interne du Jura (aussi appelée la *Haute Chaîne*), caractérisée par une succession de plis bien formés, responsables de la formation de failles de chevauchement et de décrochement. (Borghi, 2013)

A l'échelle du bassin, la vallée des Ponts-de-Martel est associée à un pli synclinal, dont l'axe est orienté selon la même direction N45E et présente un ennoyage sub-horizontal vers le SO. Les versants NO et SE de la vallée sont tous deux délimités par des plis anticlinaux, qui chevauchent une partie des flancs du pli central en direction du centre de la vallée (voir figure 5.5). L'anticlinal NO possède une orientation N60E constante le long de toute la vallée. Le pli SE possède lui une orientation assez constante dans la section nord du bassin (N40E), subit un important changement de direction près de la source de la Noirague (de N40E vers N110E) et cause la fermeture de l'extrémité sud du bassin. (Fournier, 2012)

Deux décrochements importants jouent également un rôle sur l'extension géographique de la vallée. Le décrochement sénestre de Vue des Alpes, dont le rejet peut atteindre 1,5 km, marque ainsi la limite nord du bassin. Une autre faille décrochante, elle aussi sénestre, située

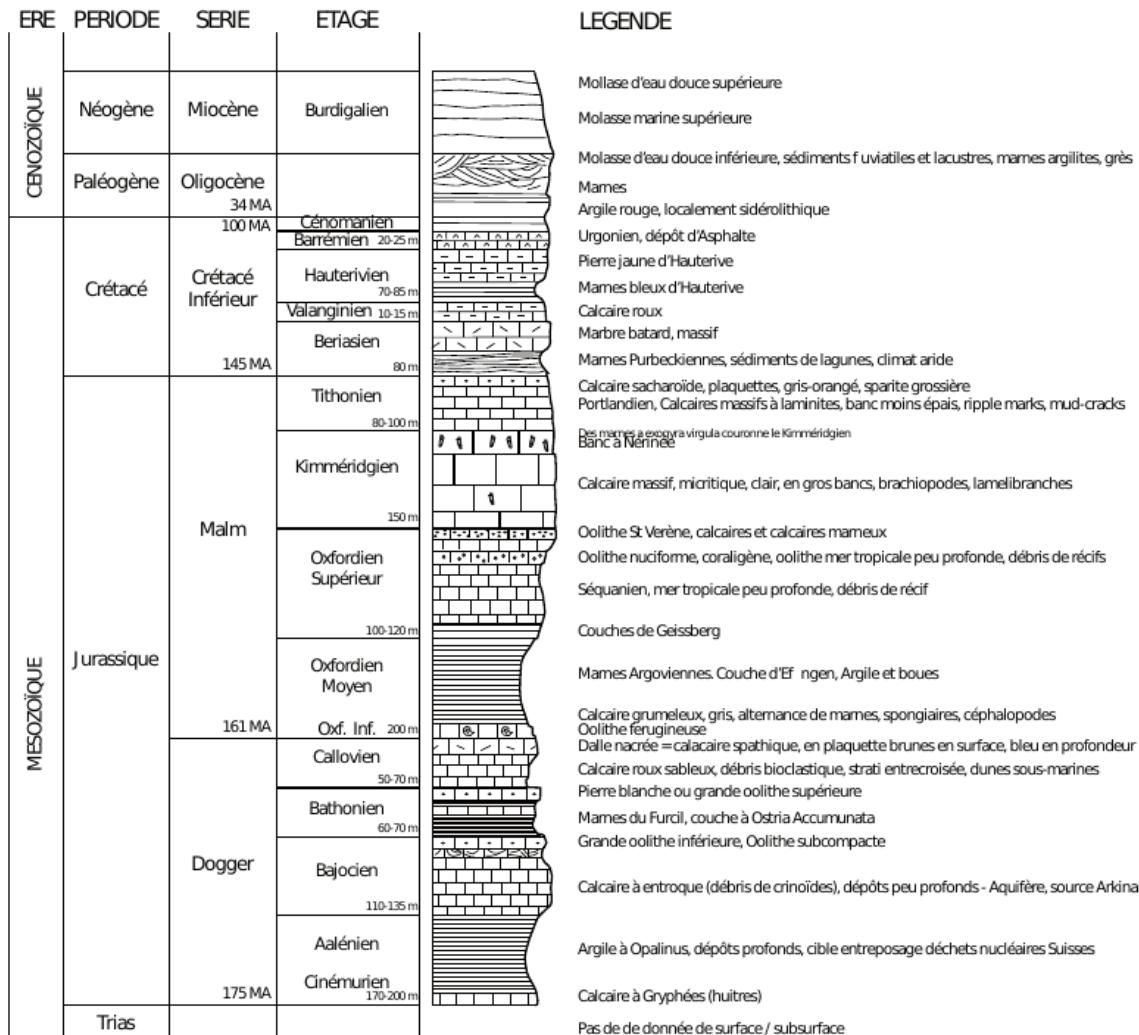


FIGURE 5.3 – Log stratigraphique de la région autour du bassin de la Noirague. D'après (Fournier, 2012)

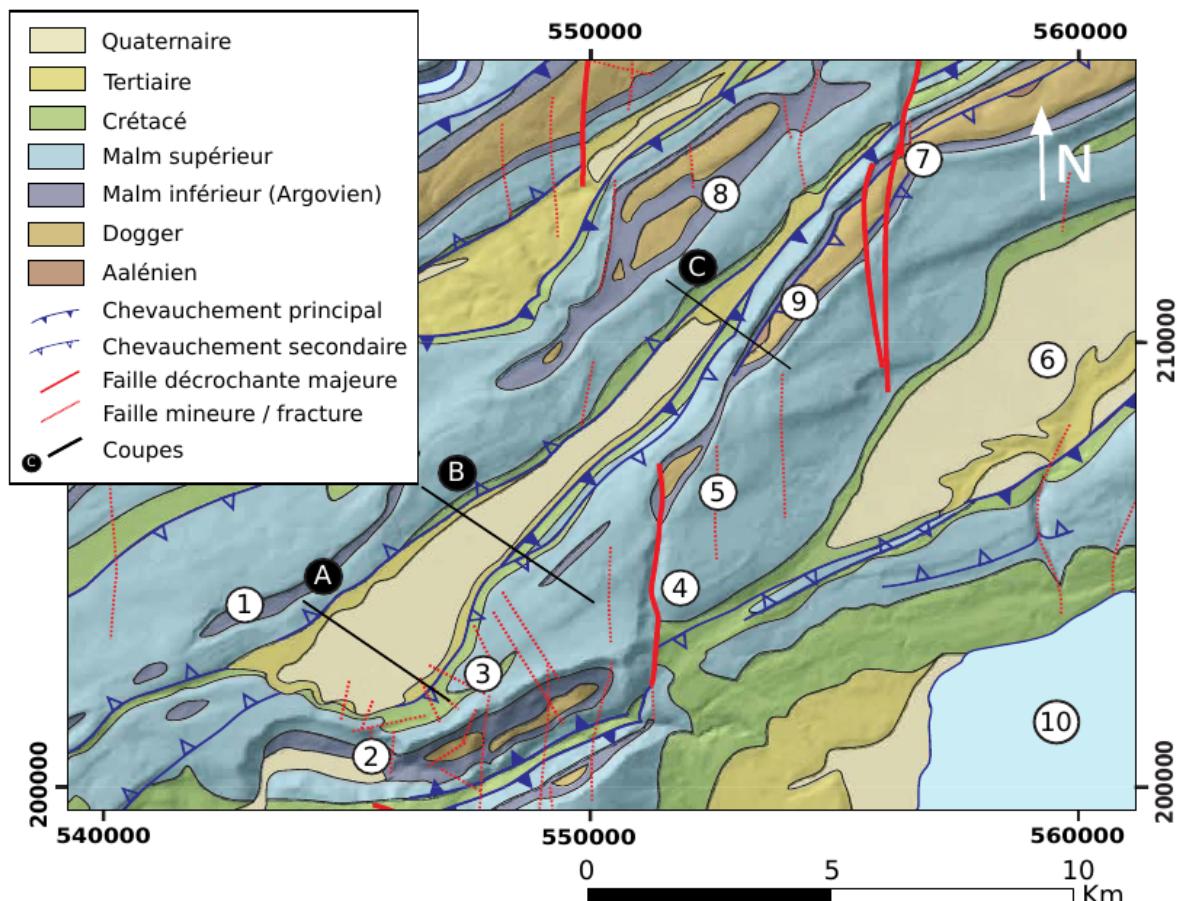


FIGURE 5.4 – Carte géologique simplifiée de la vallée des Ponts-de-Martel (système de coordonnées suisse CH-103). (1) Combe Dernier (2) Noiraigue (3) Solmont (4) La Tourne (5) Mt Racine (6) Val de Ruz (7) Vue des Alpes (8) Somartel (9) Combe Cugnets (10) Lac de Neuchâtel. D'après (Fournier, 2012)

près de la Tourne influence de son côté la frontière est de la vallée. (Fournier, 2012)

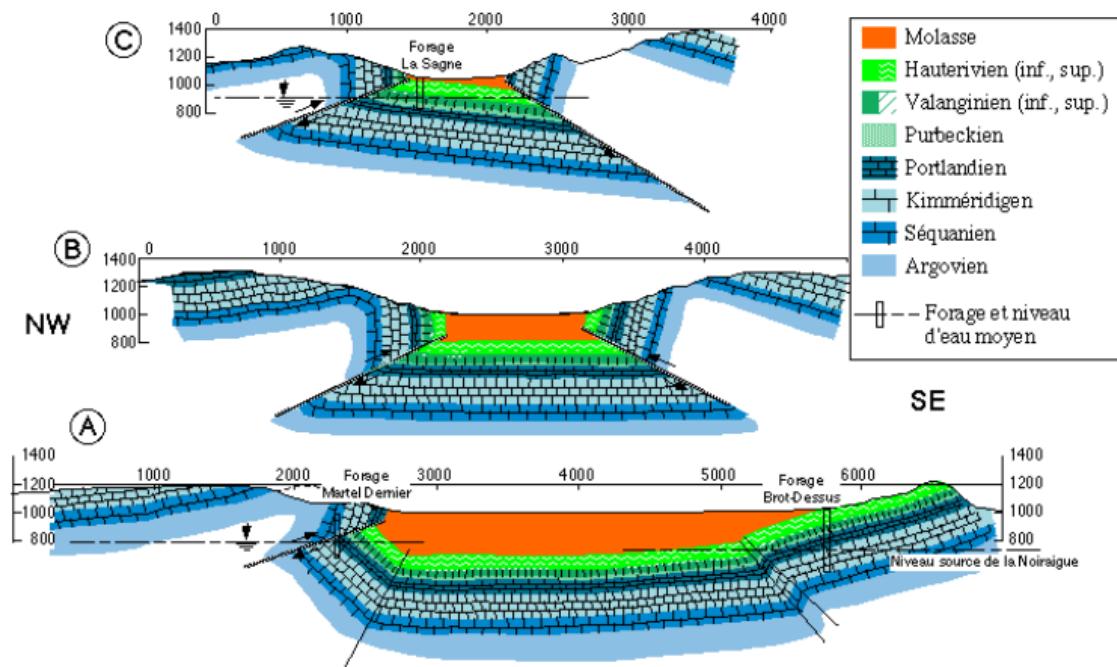


FIGURE 5.5 – Coupes géologiques à travers la vallée des Ponts-de-Martel. Leur localisation est indiquée sur la Figure 5.4. D'après (Fournier, 2012)

5.3.3 Contexte hydrogéologique

Unités hydrogéologiques

Les différentes roches pouvant être qualifiée d'aquifère sont les calcaires du Jurassique et du Crétacé. Au vu des épaisseurs des différentes couches calcaires, les calcaires du Malm constituent la première réserve en eau du bassin, qui est environ dix fois supérieure au volume stocké dans les roches du Crétacé. Au vu de la faible épaisseur des couches argileuses qui les séparent et des nombreuses failles présentes, il existe des connexions entre ces différents compartiments. L'aquifère du Malm, qui alimente la source karstique de la Noirague, recueille donc l'eau provenant des formations sus-jacentes. (Morel, 1976)

La base de l'aquifère du Malm est formée par les marnes Argoviennes, suffisamment épaisses que pour empêcher des fuites significatives vers les calcaires du Dogger. Le toit est lui composé des sédiments molassiques, qui peuvent localement rendre la nappe captive. Cette unité est considérée comme un aquiclude par la majorité des auteurs ayant travaillé sur le bassin (Morel, 1976; Gogniat, 1995; Atteia *et al.*, 1996). Borghi (2008) a cependant récemment prouvé, via des calculs de bilan effectué sur le bassin, qu'un part non-négligeable de la recharge de l'aquifère (40%) devait provenir d'une infiltration lente à travers la molasse. Ceci contredit le caractère aquiclude du remplissage molassique jusqu'alors supposé et le classe plutôt dans la catégorie aquitard. (Fournier, 2012)

Écoulements de surface

La vallée des Ponts-de-Martel est une vallée fermée (un *poljé*), c-à-d un bassin endoréique dans lequel les écoulements de surface sont dirigés vers une ou plusieurs pertes, où l'eau

s'infiltra dans le réseau karstique via des drains verticaux. Trois cours d'eau permanents sont présents dans le bassin de la Noirague. Le Grand Bied draine le nord de la vallée et rejoint le Petit Bied pour former le Bied du Voisinage, qui s'infiltra dans le sous-sol à l'endroit de la perte du Voisinage, plus grande perte du bassin (voir Figure 5.2). Son débit moyen est de $0,18 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$. Le sud ouest est lui occupé par un plus petit ruisseau qui s'infiltra au lieu dit *Roche Berthoud*. (Fournier, 2012)

De nombreuses dolines, principalement situées aux frontières entre les dépôts molassiques et les versants calcaires, recueillent l'eau de ruissellement qui forme des petits cours d'eau temporaires lors d'épisodes pluvieux intenses et/ou prolongés. Ces points d'infiltration préférentielle ont été répertoriés par Fournier (2012) grâce à l'analyse SIG d'un modèle numérique de terrain de haute résolution (2 m) et sont représentés sur la Figure 5.6.

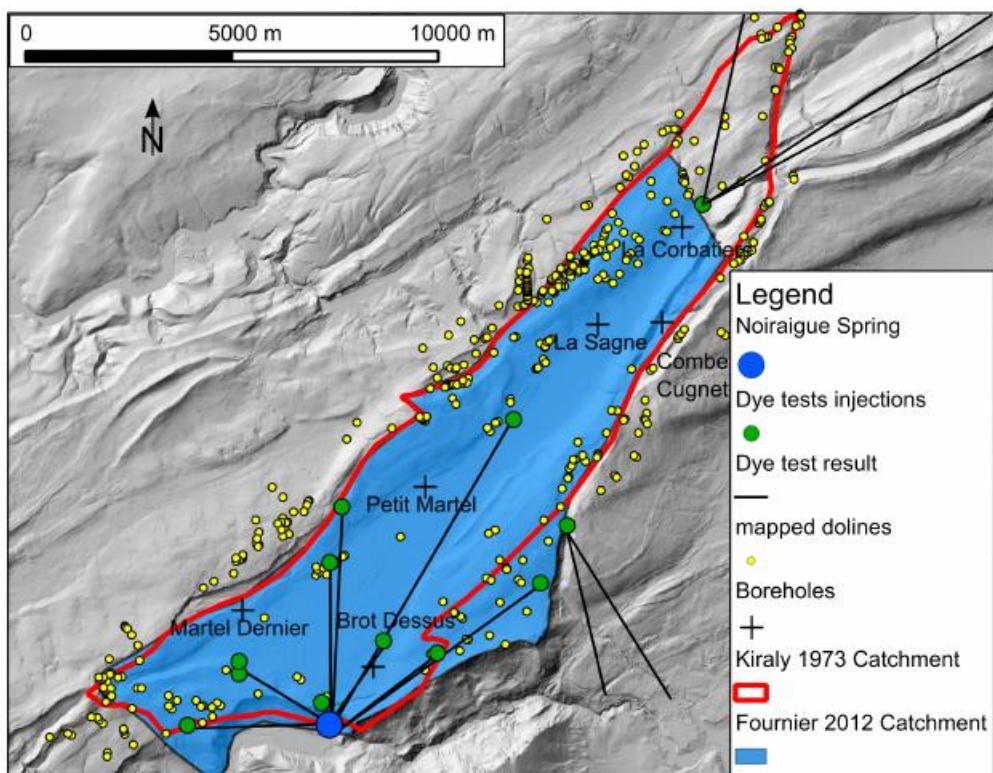


FIGURE 5.6 – Carte du bassin de la Noirague montrant les limites du bassin hydrogéologique, la localisation des dolines et des forages de la Table 5.1, et les essais de traçage effectué avec la direction d'écoulement observée. D'après (Borghi, 2013)

Limites du bassin hydrogéologique

Les limites hydrogéologiques du bassin de la Noirague ont d'abord été définies par Király (1973), sur base des affleurements des marnes Argoviennes. Depuis cette époque, un grand nombre d'essais de traçage ont permis d'affiner les frontières proposées initialement (voir Figure 5.6). Les délimitations les plus récentes ont été établies par Fournier (2012). Ce sont ces frontières qui seront utilisées par la suite. (Borghi, 2013)

Écoulements souterrains

Les analyses de la réponse globale de l'aquifère aux précipitations ont montré la grande

réactivité de la source de la Noirague (voir Figure 5.7), caractéristique d'un réseau karstique bien développé. (Fournier, 2012)

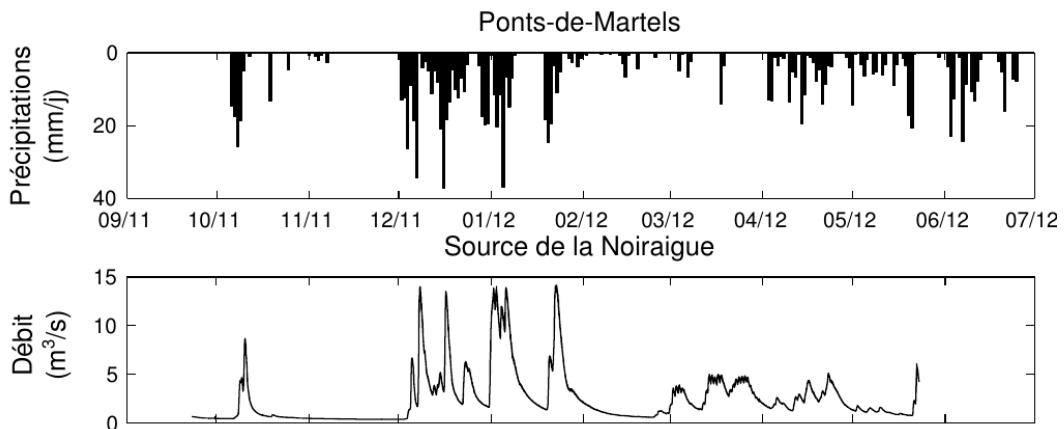


FIGURE 5.7 – Relation entre les précipitations mesurées aux Ponts-de-Martel et le débit de la source de la Noirague. Modifié d'après (Fournier, 2012)

Le peu de données piézométriques disponibles rend difficile la détermination précise du schéma des écoulements souterrains, d'autant plus que la forte hétérogénéité des aquifères karstiques ajoute de l'incertitude quant à la position des forages (dans la matrice plus ou moins fracturée, plus ou moins proche des conduits karstiques). Comme les résultats du chapitre 4 l'ont montré, cet élément peut influencer notablement les variations du niveau piézométrique mesuré.

Les cinq forages réalisés dans l'aquifère du Malm et monitorés durant l'année 1972 autorisent tout de même certaines observations. D'après ces mesures (voir Table 5.1), l'aquifère peut être subdivisé en trois systèmes d'écoulements, caractérisés par des niveaux piézométriques différents en période de basses eaux. Trois secteurs ont été identifiés (Morel, 1976) :

1. Une partie amont au Nord de la vallée (La Sagne - La Corbatière), dont le niveau de base se situe 100 m au dessus de la source et où les variations piézométriques sont plus grande qu'en aval.
2. La partie principale (Petit Martel - Brot Dessus), qui montre un niveau de base proche de celui de la source de la Noirague (750 m) et des variations plus faibles.
3. Le forage de Martel Dernier, qui montre un comportement différent caractérisé par des variations plus importante de la hauteur piézométrique, qui semble de plus limitée à un niveau maximum de 850 m.

Plusieurs hypothèses ont été formulées pour expliquer ces constatations. Pour Morel (1976), la différence de niveau de base entre la partie La Sagne - La Corbatière et l'aval est trop importante que pour correspondre à des pertes de charge et peut être interprétée par la présence d'un seuil géologique, qui isolerait le Nord du bassin. Borghi (2008) considère lui que la différence peut être expliquée par les seules pertes de charge, à condition que la karstification soit moins développée dans la partie amont du système.

En ce qui concerne le forage de Martel Dernier, Morel (1976) suppose que son comportement est seulement local. Il motive cette hypothèse par la situation du forage, localisé dans une zone d'alimentation et proche d'une région où la roche est fortement fracturée. L'amplitude des variations serait elle causée par la captivité de la nappe à cet endroit. De son côté, Gogniat (1995) fait la supposition d'un connexion entre l'aquifère de la Noirague et l'aquifère

adjacent de la Doux, active en période de hautes eaux. Ce lien couplé au débordement, à partir d'un certain seuil, de l'aquifère de la Noirague vers celui du Doux expliquerait alors le plafonnement du niveau piézométrique.

TABLE 5.1 – Caractéristiques des piézomètres installés dans la vallée des Ponts-de-Martel (situés dans l'aquifère du Malm). Leur localisation est indiquée sur la Figure 5.6 D'après Morel (1976); Fournier (2012)

Forage	H_{min} (m)	H_{max} (m)	H_{moy} (m)	Périodes de mesure
La Corbatière	—	—	890	1972
La Sagne	850	970	875	1972
Petit Martel	741	768	749	1972
Brot Dessus	738	760	741	1972 et 1997-98
Martel Dernier	831	855	840	1972

Les données piézométriques des forage de Petit Martel, Brot Dessus et Martel Dernier sont représentées en Annexe (Figure A.3).

5.3.4 Modèle géologique

Un modèle géologique 3D de la vallée des Ponts-de-Martel a été réalisé par Borghi (2008), en vue d'une utilisation dans un modèle d'écoulements (voir Figure 5.8). Les unités représentées sont donc les formations hydrogéologiques. Réalisé à l'aide du logiciel GEOMODELLER®, le modèle peut être exporté sous un format adapté au code SKS et servir de base à la génération des conduits karstiques.

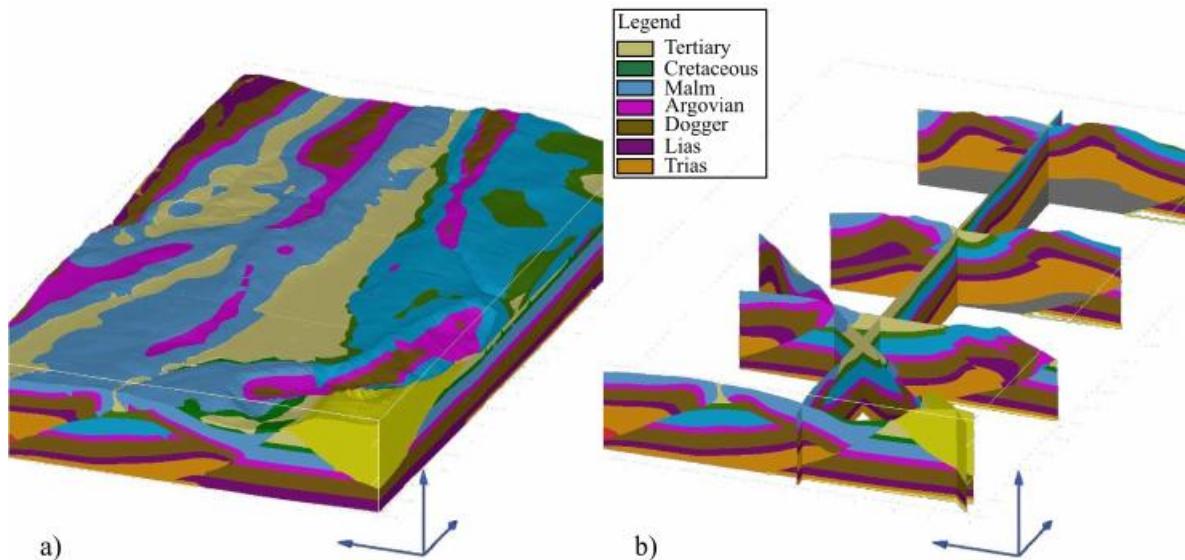


FIGURE 5.8 – Modèle géologique 3D de la vallée des Ponts-de-Martel. D'après (Borghi, 2013)

5.3.5 Modèle conceptuel

Dans le modèle HFEMC utilisé plus loin dans ce chapitre, l'aquifère considéré est composé des calcaires du Malm et Crétacé. Deux éléments justifient ce choix :

1. La connexion entre les deux compartiments est supposée suffisamment grande, suite à la faible épaisseur de la couche argileuse qui les sépare et à la présence de nombreuses failles (notamment les deux chevauchements le long des bords de la vallée).
2. La source de la Noirague étant l'exutoire du système et l'aquifère du Malm y étant connecté, l'eau contenue dans les calcaires supérieurs du Crétacé doit forcément transiter dans les roches sous-jacentes pour atteindre la source. Si la connexion entre les deux compartiments est suffisante, ceux-ci doivent logiquement avoir des comportements semblables.

Par ailleurs, vu la différence des réserves entre les deux aquifères, l'ajout des calcaires du Crétacé à l'aquifère du Malm ne doit pas profondément modifier les résultats du modèle.

Les marnes Argoviennes, qui forment la limite inférieure de l'aquifère du Malm, sont considérées comme une unité aquiclude. Les unités inférieures, qui ne sont pas connectées au système d'écoulement à modéliser, sont incluses dans cette formation pour des raisons pratiques imposées par le code SKS. La molasse est elle considérée comme un aquitard.

Les conduits karstiques sont eux générés par la méthode stochastique SKS (voir section 5.4.1). Ils sont représentés dans le modèle d'écoulements par des réservoirs linéaires, d'une manière analogue à celle du chapitre 4. Au vu des observations fournies par les données piézométriques, il a été décidé de diviser le réseau karstique complet en deux réservoirs linéaires non-contigus, représentant les systèmes d'écoulements amont et aval. Cette solution permet de reproduire la différence dans les niveaux piézométriques de base. Une connexion virtuelle (Équation 3.24) relie ces deux réservoirs, ce qui crée un flux d'eau directe entre eux. Les échanges avec la matrice rocheuse sont modélisés par une condition de Fourier (Équation 3.23).

À la lumière des deux hypothèses formulées par Morel et Borghi, cette division en deux réservoirs linéaires peut être justifiée différemment. Dans la théorie de Morel, les deux réservoirs représenteraient deux systèmes karstiques assez bien développés et séparés par une zone moins perméable de matrice rocheuse, dans laquelle le gradient hydraulique serait plus élevé. La connexion virtuelle pourrait alors tenir compte du débit éventuel s'écoulant via certains chemins préférentiels, par exemple des zones plus fracturées.

Dans le postulat de Borghi, le réservoir amont représenterait la partie moins bien karstifiée du réseau. Puisque l'équation du réservoir linéaire ne tient compte d'aucune pertes de charge spatialement distribuées, celles-ci devraient être représentées par le coefficient d'échange de la connexion virtuelle faisant transiter l'eau vers laval.

Il y a donc là une opposition dans la possibilité qu'à l'eau de passer du réservoir amont au réservoir aval. L'hypothèse du seuil géologique suggère une flux passant principalement par la matrice rocheuse tandis que l'idée de Borghi nécessite plutôt un débit important dans la connexion virtuelle. En pratique, la répartition de ces deux composantes va dépendre des valeurs relatives des coefficients d'échange de la connexion virtuelle et de la condition interne de Fourier mais aussi de la conductivité de la matrice rocheuse.

Le comportement du forage de Martel-Dernier, enfin, n'a pas été pris en compte dans le modèle conceptuel, du fait de l'incertitude quant à sa représentativité à l'échelle du bassin.

Conditions aux limites

Les conditions aux limites appliquées au modèle sont assez simples. L'ensemble des frontières du modèle sont supposées à flux nul. La sortie d'eau se fait uniquement via la face de l'élément localisé à l'emplacement de la source de la Noirague, à laquelle est attribuée une condition de Fourier (Équation 3.16). Le niveau de drainage correspondant est l'altitude de la source, à savoir 750 m.

Même si deux autres émergences temporaires peuvent se former en période de hautes eaux dans les environs de Noirague, leur débit reste insignifiant comparé à celui de la source principale. Par conséquent, leur non prise en compte ne doit pas avoir un impact significatif sur les écoulements modélisés.

Recharge

L'attribution de la recharge au modèle se fait de manière à distinguer infiltration diffuse et concentrée. La valeur globale de la recharge pour l'ensemble du modèle est ainsi répartie à 90% en faveur de la recharge concentrée, appliquée sur la face superficielle des éléments « conduits ». Ces 90% sont distribués sur chacun de ces éléments en fonction de la superficie du bassin versant de la doline associée. Le ratio 90/10 provient des travaux de modélisation réalisés par Fournier (2012).

$$R_{c,i}(t) = \left(\frac{BV_i}{\sum BV} \times 0,9 \times R_{tot}(t) \right) S^{-1} \quad (5.1)$$

où $R_{c,i}(t)$ est le flux de recharge concentrée appliquée sur l'élément i au temps t et BV_i est le bassin versant de la doline localisée à l'intérieur de l'élément i (ou la somme des bassins versants si plusieurs dolines sont situées à l'intérieur d'un même élément). S est l'aire de la face sur laquelle le flux est imposé.

Les 10% restants sont distribués uniformément sur les éléments « matrice rocheuse » de l'aquifère uniquement :

$$R_d(t) = \left(\frac{1}{n_d} \times 0,1 \times R_{tot}(t) \right) S^{-1} \quad (5.2)$$

où n_d est le nombre d'éléments sur lesquels la recharge diffuse est imposée. L'hypothèse considérée est donc celle d'un remplissage molassique imperméable, au travers duquel aucune recharge ne s'infiltra pour atteindre l'aquifère.

Écoulement dans la zone non-saturée

Dans les calculs effectués plus loin, la loi modélisant les écoulements dans la zone non-saturée du modèle est une loi linéaire. La raison majeure de ce choix est que la loi linéaire admet des variations du contenu en eau du sol qui, comparativement aux autres lois, sont plus progressives. Elle facilite de ce fait grandement la convergence du modèle. En outre, aucune donnée n'est malheureusement disponible quant aux propriétés de la zone non-saturée. Il semble dès lors incohérent d'employer une loi reposant sur un plus grand nombre de paramètres, qui ne peuvent de toute manière être estimés expérimentalement et ajoutent de l'incertitude au modèle.

5.4 Implémentation du modèle

L'implémentation du modèle s'est faite en deux étapes. Le réseau karstique a d'abord été généré avec le code SKS. Le modèle obtenu a ensuite été adapté à la méthode HFEMC et au code de calcul SUFT3D.

5.4.1 Génération du réseau karstique par la méthode SKS

Le réseau généré a été contraint par les données suivantes :

- 1. Données géologiques :** Le modèle géologique utilisé est celui de Borghi (2008) (voir section 5.3.4). La lithologie karstifiable, dans laquelle les conduits peuvent se former,

est l'aquifère des calcaires du Malm et du Crétacé. Cela se traduit en pratique par l'attribution d'un contraste de vitesse pour le *fast marching* en faveur des roches karsifiables.

2. **Données structurales :** Les réseaux de fractures présents dans le bassin ont été relevés par Fournier (2012). Deux méthodes ont été appliquées : la réalisation de sept scanlines en surface le long d'affleurements et l'utilisation de données de fracturation relevées par l'Institut Suisse de Spéléologie et Karstologie lors du creusement d'une galerie souterraine près de La Corbatière.
3. **Points d'entrée :** Les dolines considérées dans le modèle sont au nombre de 82. C'est le jeu de données complet, qui comprend l'ensemble des pertes répertoriées par Fournier (2012). Leur localisation est illustrée sur la Figure A.4 en annexe.
4. **Points de sortie :** L'unique point de sortie est la source de la Noirague.

Le paramètres utilisés, notamment concernant l'algorithme de *fast marching*, ont été fixés selon les conseils d'A. Borghi (communication personnelle). Le fichier option comprenant l'ensemble des paramètres est indiqué en annexe. À noter que, afin de rendre les calculs d'écoulements moins lourds, la résolution du modèle a été diminuée par rapport au maillage utilisé par Borghi (2013). Le côté des éléments, qui sont cubiques dans la méthode SKS, a ainsi été doublé (100 m au lieu de 50 m).

Le modèle obtenu à la fin de l'application du code SKS est illustré sur la Figure 5.9

5.4.2 Adaptation à la méthode HFEMC

L'application de la méthode HFEMC au modèle de la Figure 5.9 a nécessité la subdivision du maillage global en 3 sous-domaines :

- la partie « matrice rocheuse », où l'équation de Richards (3.17) est utilisée. Ce sous-domaine est composé de l'aquifère du Malm et du Crétacé, de l'aquitard molassique et de l'aquiclude inférieur des marnes Argoviennes.
- deux réservoirs linéaires amont et aval.

La séparation du réseau global a été effectuée dans la zone entre les deux piézomètres amonts et les deux piézomètres avals, qui définissent les deux systèmes d'écoulements expliqués plus haut (voir Figure 5.10). Les conduits karstiques ont été supprimés sur une section horizontale n'ayant pas de connexion avec la surface et remplacés par des éléments « aquifères ».

5.5 Essais de calibration du modèle

5.5.1 Données disponibles

Les données disponibles pour la calibration du modèle sont indiquées ci-dessous.

Recharge : La recharge efficace de l'aquifère de la Noirague a été calculée de manière assez précise par Fournier (2012) pour la période du 01.01.1995 au 31.03.1998. Celui-ci a utilisé le programme RS3.0 conçu par la société suisse *e-dric*. Le programme RS3.0 permet le calcul des bilans hydriques variables dans le temps à partir des données de température, d'ensoleillement, de précipitations, d'humidité relative et d'enneigement en se basant sur un modèle à réservoirs.

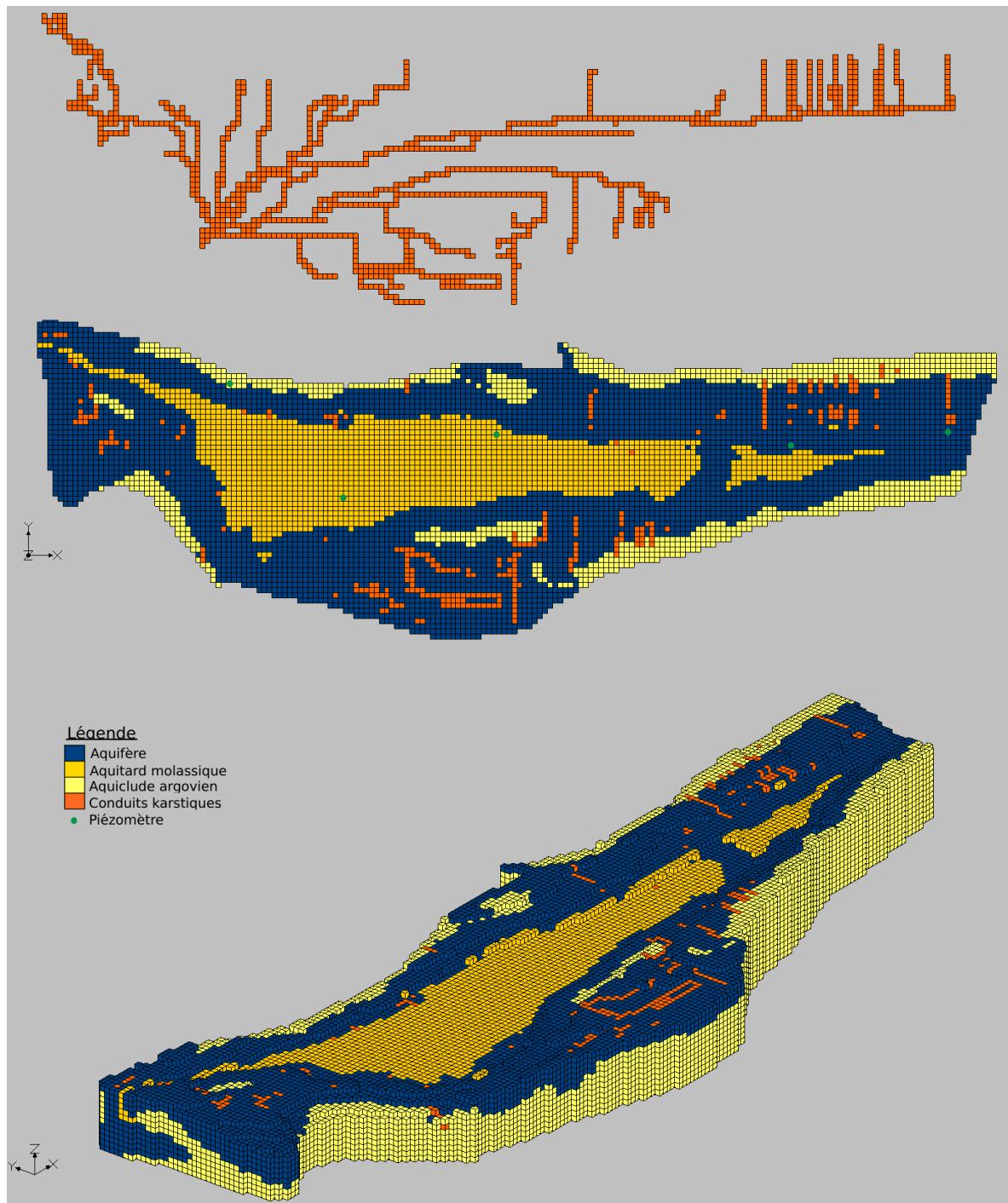


FIGURE 5.9 – Modèle obtenu après génération des conduits karstiques par le code SKS.

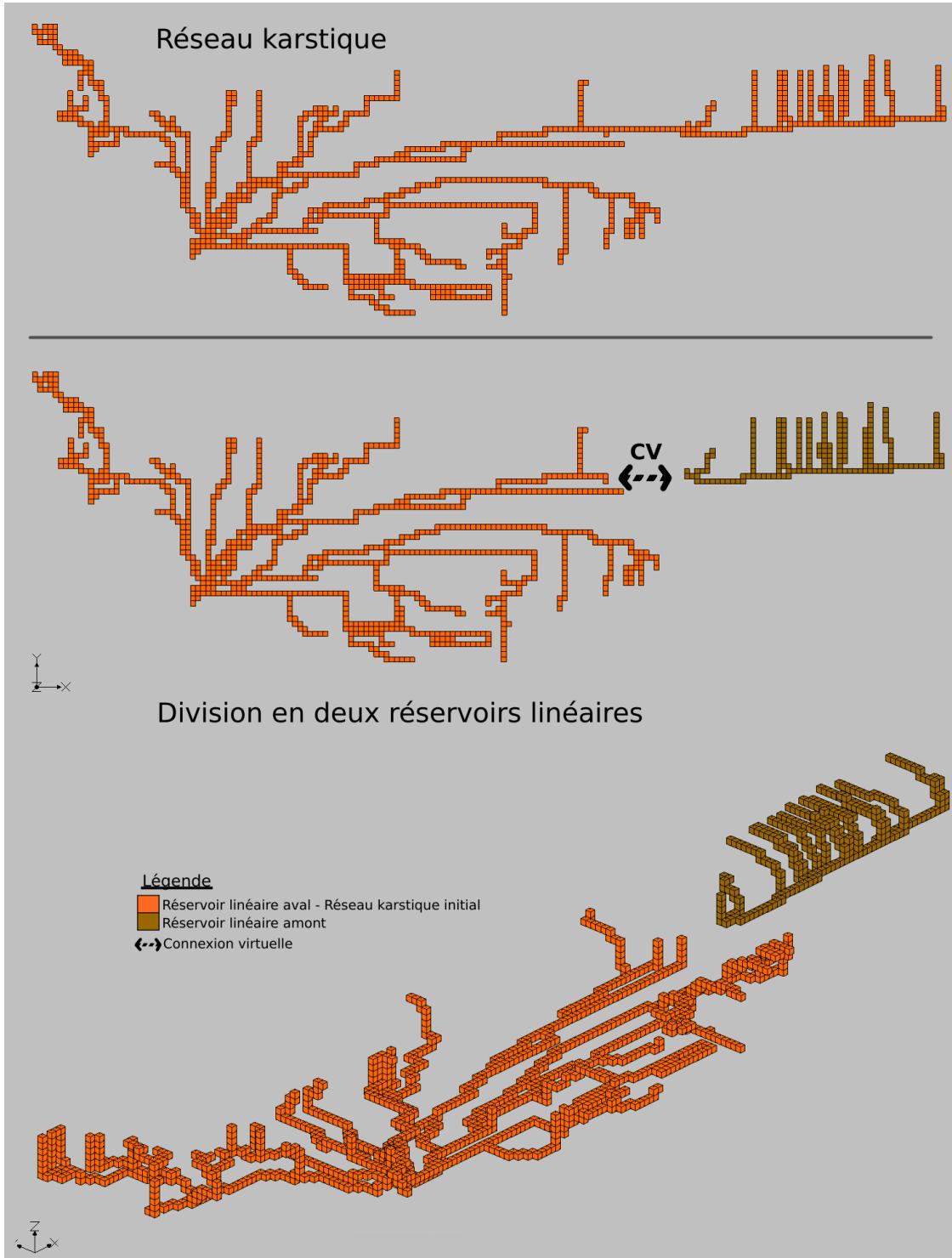


FIGURE 5.10 – Représentation du réseau karstique et des eux réservoirs linéaires utilisés dans la modèle HFEMC.

Débits à la source : Le débit mesuré à la source de la Noirague est sans doute la donnée connue le plus exhaustivement, sur 3 périodes distinctes :

1. Mesures journalières pour la période 1959-1979.
2. Mesures sur la période 1994-1998. Ces mesures comportaient des lacunes comblées par simulation multipoint (direct sampling). (Fournier, 2012)
3. Mesure du niveau d'eau depuis le 01/08/2009 (sonde limnimétrique avec mesure toutes les 10 minutes).

Piézométrie : Les données piézométriques disponibles proviennent des cinq forages indiqués dans la table 5.1. Seul le piézomètre de Brot Dessus a été monitoré durant la période 97-98, pour laquelle la recharge efficace a été calculée.

Essais de pompage : Des essais de pompage de type Lugeon (injection d'eau sous pression) ont été effectués sur trois piézomètres (Martel Dernier, Petit Martel et La Corbatière) peu après leur forage. Ils ont fourni des valeurs de conductivité hydraulique comprises entre $3,5 \cdot 10^{-7}$ et $1,1 \cdot 10^{-6} ms^{-1}$ (Morel, 1976). Ces valeurs sont valables à une échelle locale et représentatives de la roche fissurée.

5.5.2 Essai en régime permanent

Le premier essai du modèle a été effectué en régime permanent, avec comme objectif la reproduction du gradient hydraulique observé en périodes de basse eaux entre l'amont et l'aval du modèle (c-à-d un écart piézométrique de $\sim 100m$). A cette fin, le débit global injecté dans le modèle est de $0,3 m^3 s^{-1}$, qui correspond au débit moyen de la source de la Noirague à l'étiage.

Les coefficients d'échange des conditions aux limites internes et externes et de la connexion virtuelle considérés sont indiqués dans la Table 5.2.

TABLE 5.2 – Paramètres d'échange utilisés dans les essais de calibration.

Essai	permanent	Trans 1	Trans 2
Coefficient d'échange à l'exutoire (s^{-1})	10^{-3}	10^{-3}	$2,5 \cdot 10^{-3}$
Coefficient d'échange $EF - RL_{amont}$ (s^{-1})	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}
Coefficient d'échange $EF - RL_{aval}$ (s^{-1})	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}
Coefficient d'échange de la CV ($m^2 s^{-1}$)	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}

Avec les paramètres d'échange EF-RL et de la connexion virtuelle, la conductivité hydraulique de la zone EF de l'aquifère ($K_{aquifère}$) semble être l'autre variable pouvant influencer significativement le gradient hydraulique dans la zone médiane du maillage, où le réseau karstique a été divisé. Plusieurs essais ont donc été réalisés avec les paramètres de la Table 5.2 fixés, en faisant varier la conductivité hydraulique de l'aquifère. Ces tests ont montré que, avec les coefficients d'échange utilisés, le modèle est grandement sensible à $K_{aquifère}$, qui fixe l'allure du gradient entre les réservoirs amont et aval. Dans la situation envisagée, celle-ci doit valoir $2,4 \cdot 10^{-7} ms^{-1}$ pour avoir un résultat atteignant l'objectif fixé. Le résultat obtenu est illustré sur la Figure 5.11. Les autres paramètres du modèle sont indiqués dans la Table 5.3.

La grande sensibilité du gradient hydraulique à $K_{aquifère}$ indique que, dans les conditions imposées, le transfert d'eau entre les deux réservoirs linéaires s'effectue majoritairement au travers de la matrice rocheuse et non via la connexion virtuelle. Cela peut être vérifié par

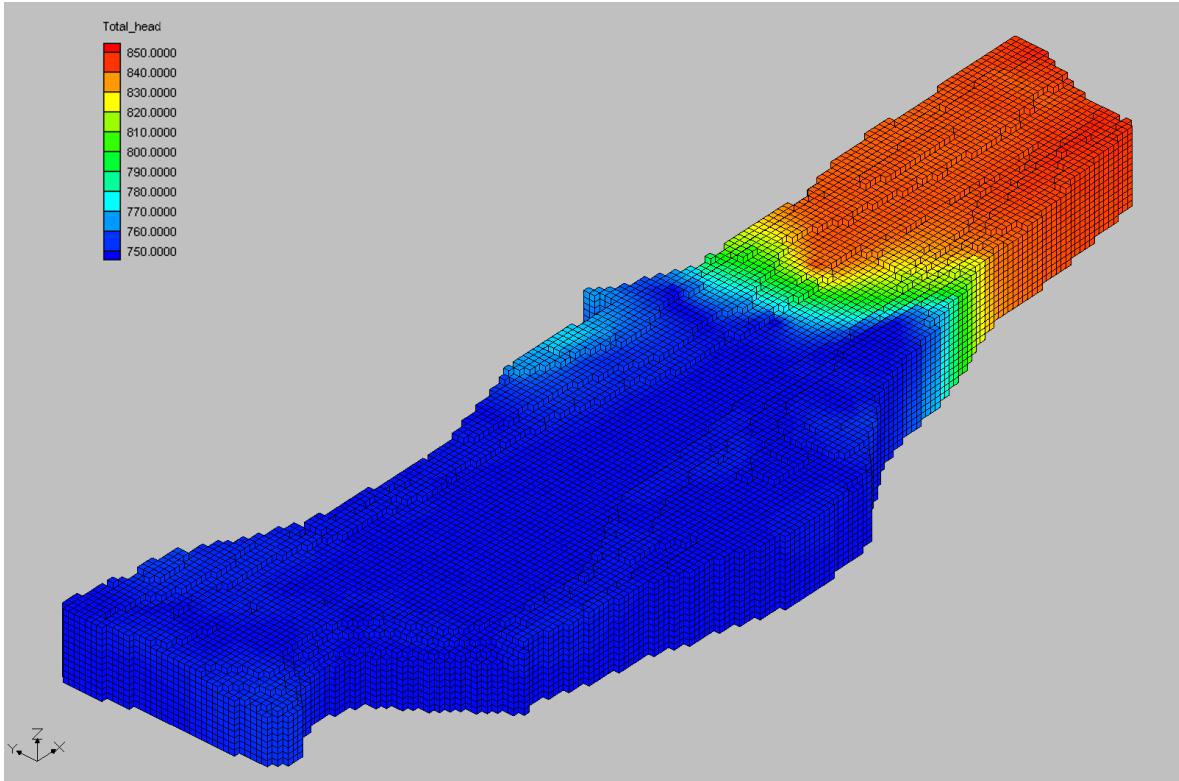


FIGURE 5.11 – Distribution de hauteur piézométrique dans le modèle de la Noirague obtenu en régime permanent, avec un débit total entrant de $0,3 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$. Les paramètres utilisés sont montrés dans les Tables 5.2 et 5.3.

le calcul du débit échangé au travers de la connexion virtuelle. La Figure 5.11 montre que le niveau du RL amont est d'environ 845 m (844,8 m précisément), ce qui donne un débit échangé

$$Q_{am-av} = 10^{-5} \times (750 - 845) = 9,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$$

soit moins de 300 fois le débit total injecté dans le modèle. Même si cette valeur n'est pas distribuée exclusivement sur le réservoir amont, l'écart entre ces deux débits est suffisant pour pouvoir conclure sur le passage de l'eau du réservoir amont au travers de la matrice EF en direction de l'aval. L'observation de la Figure 5.11 montre, de plus, que le réservoir linéaire amont est drainé dans sa partie sud par la matrice, ce qui corrobore la remarque précédente.

La proportion d'eau s'écoulant dans la connexion virtuelle dépend en réalité des valeurs relatives des coefficients d'échange de la connexion virtuelle et de l'interface EF-RL mais aussi de la conductivité hydraulique de l'aquifère.

Une diminution de la connexion entre le réservoir linéaire amont et la matrice rocheuse devrait ainsi limiter les infiltrations d'eau du réservoir vers le sous-domaine éléments finis, augmenter le niveau d'eau dans le réservoir linéaire et rediriger une partie de l'eau vers la connexion virtuelle. Une augmentation du coefficient d'échange de cette dernière devrait aussi augmenter la quantité d'eau y transitant mais, si les autres paramètres restent constants, entraîner cette fois une diminution du niveau d'eau dans le réservoir amont, répercutee ensuite dans la matrice environnante. La baisse de la conductivité hydraulique de l'aquifère fissuré devrait, de son côté, augmenter le gradient hydraulique de la zone intermédiaire et produire elle aussi une élévation du débit passant dans la connexion virtuelle.

Tout le challenge est d'arriver à des valeurs de conductivités hydrauliques plausibles ainsi

TABLE 5.3 – Paramètres d’écoulement des cas testés.

Essai	Permanent	Trans 1	Trans 2
$K_{\text{aquifère}} (ms^{-1})$	$2,4 \cdot 10^{-7}$	$2,4 \cdot 10^{-7}$	$2,4 \cdot 10^{-7}$
$K_{\text{molasse}} (ms^{-1})$	10^{-8}	10^{-8}	10^{-8}
$K_{\text{aquiclude}} (ms^{-1})$	10^{-9}	10^{-9}	10^{-9}
$S_{s,\text{aquifère}} (m^{-1})$	-	10^{-3}	10^{-3}
$S_{s,\text{molasse}} (m^{-1})$	-	10^{-3}	10^{-3}
$S_{s,\text{aquiclude}} (m^{-1})$	-	10^{-3}	10^{-3}
$\theta_{r,\text{aquifère}} - \theta_{s,\text{aquifère}} (-)$	-	$0,01 - 0,1$	$0,01 - 0,1$
$\theta_{r,\text{molasse}} - \theta_{s,\text{molasse}} (-)$	-	$0,01 - 0,06$	$0,01 - 0,06$
$\theta_{r,\text{aquiclude}} - \theta_{s,\text{aquiclude}} (-)$	-	$0,01 - 0,05$	$0,01 - 0,05$
$\theta_{r,\text{RL}} - \theta_{s,\text{RL}} (-)$	-	$0,01 - 0,11$	$0,01 - 0,11$
$h_a/h_b (\text{m})$	-	-100/0	-100/0

qu’à des coefficients d’échange conférant au modèle un comportement dynamique semblable à celui observé en réalité.

5.5.3 Essai en régime transitoire

Afin d’observer le comportement dynamique du modèle calibré en régime permanent, une crue lui a été imposée. Celle-ci a été sélectionnée parmi les données de recharge efficace calculées par Fournier (2012) et est d’intensité relativement importante puisque le débit à la source de la Noirague atteint au pic $4 m^3 s^{-1}$ (voir Figure 5.12). La Figure 5.12 illustre l’évolution du débit à l’émergence modélisé pour deux valeurs du coefficient d’échange à l’exutoire différentes, les autres paramètres étant identiques (voir Tables 5.2 et 5.3).

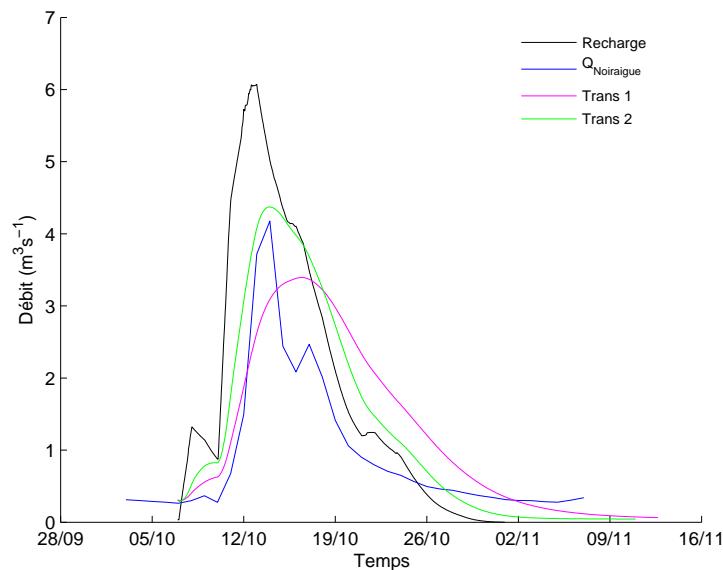


FIGURE 5.12 – Variation du débit à la source de la Noirague pendant la crue modélisée, pour deux cas avec un coefficient d’échange à l’exutoire différent. Le débit mesuré $Q_{\text{Noiraigue}}$ et la recharge efficace calculée par Fournier (2012) sont aussi représentés. Les paramètres utilisés sont montrés dans les Tables 5.2 et 5.3.

Les paramètres d'emmagasinement de la matrice rocheuse utilisés dans les calculs ainsi que les contenus en eau résiduelle et à saturation des réservoirs linéaires ont été déduits de valeurs utilisées par Borghi (2013). Comme l'a prouvé le chapitre 4, ceux-ci doivent avoir un impact important sur les résultats et mériteraient une analyse plus approfondie. Mais même sans aller plus loin dans cette direction, la Figure 5.12 permet toute de même de tirer certaines conclusions.

Les deux courbes modélisées montrent, premièrement, un pic trop large comparé aux débits mesurés, même la courbe *Trans 2*, de coefficient d'échange élevé, qui montre pourtant un maximum assez proche de celui observé dans la réalité. Pour compenser ce phénomène, la chute se fait dans un deuxième temps plus rapidement et les résultats du modèle repassent sous les valeurs mesurées. La solution où α_{out} est le plus grand suit par ailleurs la recharge d'assez près dans la deuxième partie de la modélisation.

Ces observations peuvent être expliquées par différentes raisons. La largeur du pic pourrait ainsi être lié à l'arrivée plus tardive dans le réservoir linéaire aval de l'eau provenant de l'amont du modèle. Le fait que cette eau s'écoule entre les deux réservoirs linéaires principalement via la matrice rocheuse, où l'écoulement est plus lent, accrédite cette hypothèse. Une autre explication à la largeur de la courbe pourrait être un stockage trop important de l'eau des réservoirs linéaires dans la matrice rocheuse, lors de l'inversion du gradient hydraulique consécutif à la crue. La section précédente a, en effet, montré que le coefficient d'échange à l'interface utilisé était grand relativement aux autres paramètres du modèle.

L'allure en fin de modélisation de la courbe des débits mesurés laisse penser que la source est à ce moment alimentée par un flux résiduel et lent. Le débit ne diminue presque plus alors que la recharge calculée est nulle. Ce flux pourrait provenir soit de la matrice rocheuse soit du remplissage molassique surplombant l'aquifère dans le centre de la vallée.

Au vu de ces remarques, plusieurs choses pourraient être tentées afin d'améliorer les résultats. La répartition de la recharge concentrée/diffuse pourrait être légèrement modifiée en faveur de la recharge diffuse. Cela augmenterait le flux s'écoulant dans la matrice rocheuse de l'aquifère et pourrait éléver le débit calculé durant la fin de la période de récession. Une diminution de la recharge concentrée aurait, en contre partie, tendance à réduire la vitesse d'augmentation du débit et l'amplitude du pic de crue et devrait alors être compensée par une augmentation du coefficient d'échange à l'exutoire. L'application d'une recharge diffuse sur le remplissage molassique résoudrait également le problème des débits modélisés en fin de récession, via une infiltration plus lente arrivant de manière décalée dans l'aquifère.

Une autre modification possible serait la diminution du coefficient d'échange à l'interface EF/RL. Cela provoquerait des échanges plus faibles du réservoir linéaire vers la matrice et devrait réduire l'étalement temporel du pic de crue.

5.5.4 Conclusion

Les résultats obtenus dans ce chapitre illustrent les capacités de la méthode HFEMC à reproduire les écoulements souterrains d'un réseau karstique réel, avec la complexité qui en découle. Comparée à d'autres méthodes de modélisations mixtes, la méthode HFEMC se caractérise par un besoin de données moins important, notamment au niveau de la géométrie des conduits. Elle remplace en effet la modélisation des pertes de charges ayant lieu dans le réseau, qui nécessite la connaissance de paramètres tels que le rayon des conduits, par un coefficient d'échange global. En contre partie, le système modélisé est hautement sensible à ce paramètre, qui n'a par ailleurs pas de signification physique concrète. Ces deux éléments rendent la calibration du modèle assez ardue.

Le modèle utilisé a mené à un résultat en régime permanent correspondant aux valeurs réellement mesurées. Cependant, le peu de données disponibles et la flexibilité de la méthode HFEMC rendent ce bilan peu significatif. En régime transitoire, la réponse globale du système a pu être grossièrement approchée. Plusieurs pistes ont été dégagées pour améliorer les résultats trouvés. Parmi celles-ci, une modification de la recharge devrait être à privilégier, notamment par l'attribution d'un flux diffus sur la surface du remplissage molassique.

Chapitre 6

Conclusion

Après avoir été appliqué avec succès à un ancien site minier, le modèle HFEMC a donc été employé dans le cadre de la modélisation d'écoulements souterrains en milieu karstique. Les différents résultats obtenus dans ce travail, où la méthode a été de modéliser les conduits karstiques par un ou deux réservoirs linéaires connectés à une matrice « éléments finis », confirment le potentiel de l'approche.

Le chapitre 4, via l'utilisation d'un cas synthétique simplifié, a permis l'étude comportementale approfondie du modèle soumis à des sollicitations simplifiées. Les essais menés ont révélé le rôle joué par le paramètre d'échange des conditions de Fourier appliquées entre les sous-domaines et à l'exutoire du bassin. Les tests ont aussi prouvé que le modèle HFEMC peut reproduire, lors d'une crue, le phénomène d'inversion du gradient hydraulique entre les conduits karstiques et la matrice rocheuse. L'analyse de sensibilité des paramètres d'échange a montré la grande dépendance du modèle au coefficient attribué à l'exutoire. Les paramètres attribués à l'interface ont, eux aussi, un impact significatif sur les résultats mais leur intervalle d'influence semble plus réduit.

Le chapitre 5 a démontré la possibilité d'application de la méthode HFEMC sur le cas d'étude complexe qu'est le bassin karstique de la source de la Noiraigue. Bien qu'ils ne reproduisent pas exactement les données expérimentales, les résultats obtenus semblent suggérer un potentiel d'amélioration via la modification de certains éléments du modèle conceptuel, comme la distribution de la recharge. L'incertitude à propos du système d'écoulements souterrains et le fait que le réseau karstique utilisé soit généré stochastiquement, même s'il est contraint à partir d'observations de terrain, rendent malheureusement difficile l'établissement de conclusions catégoriques.

Au vu de ce résumé, des perspectives existent quant à la poursuite de l'utilisation de l'approche HFEMC en milieu karstique. Il pourrait ainsi être intéressant d'appliquer la méthode sur un bassin naturel plus petit et dont le système d'écoulements est mieux connu que celui de la Noiraigue. Un tel contexte devrait autoriser une calibration plus précise du modèle et amener à la vérification de sa validité à reproduire les écoulements d'un aquifère karstique. Si besoin, le code de calcul pourrait également être modifié afin d'y inclure la modélisation des pertes de charge au sein des conduits karstiques.

Bibliographie

- ANDERSSON, J. et DVERSTORP, B. (1987). Conditional simulations of fluid flow in three-dimensional networks of discrete fractures. *Water Resources Research*, 23(10):1876–1886.
- ATTEIA, O., GOGNIAT, S. et KOZEL, R. (1996). Apport de l'hydrologie, de la géophysique et des essais de traçages à la connaissance de l'aquifère karstique de la Noiraigue (Jura neuchâtelois, Suisse). Rapport technique, Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel.
- BAKALOWICZ, M. (2012). *Encyclopedia of Caves*, chapitre Epikarst, pages 284–288. Elsevier Inc.
- BORGHI, A. (2008). Modélisation hydrogéologique 3D d'un aquifère karstique. La vallée des Ponts-de-Martel et la source de la Noiraigue (NE). Mémoire de D.E.A., Université de Neuchâtel.
- BORGHI, A. (2013). *3D stochastic modeling of karst aquifers using a pseudo-genetic methodology*. Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel.
- BROUYÈRE, S., ORBAN, P., WILDEMEERSCH, S., COUTURIER, J., GARDIN, N. et DASSARGUES, A. (2009). The hybrid finite element mixing cell method : A new flexible method for modelling mine ground water problems. *Mine Water and the Environment*, 28(2):102–114.
- CARABIN, G. et DASSARGUES, A. (1999). Modeling groundwater with ocean and river interaction. *Water Resources Research*, 35(8):2347–2358.
- DROGUE, C. (1972). Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques. *Journal of Hydrology*, 15(1):49–68.
- DVERSTORP, B. et ANDERSSON, J. (1989). Application of the discrete fracture network concept with field data : Possibilities of model calibration and validation. *Water Resources Research*, 25(3):540–550.
- EISENLOHR, L., BOUZELBOUDJEN, M., KIRÁLY, L. et ROSSIER, Y. (1997a). Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst hydrogeological system. *Journal of Hydrology*, 202(1–4):244 – 262.
- EISENLOHR, L., KIRÁLY, L., BOUZELBOUDJEN, M. et ROSSIER, Y. (1997b). Numerical simulation as a tool for checking the interpretation of karst spring hydrographs. *Journal of Hydrology*, 193(1–4):306 – 315.
- FORD, D. et WILLIAMS, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester.
- FORKASIEWICZ, J. et PALOC, H. (1967). Le régime de tarissement de la foux-de-la-vis. etude préliminaire. *Chronique d'Hydrogéologie, BRGM*, 3(10):61–73.

- FOURNIER, L. (2012). Modélisation hydrogéologique 3D d'un aquifère karstique intégrant la fracturation de structures plissées. L'exemple de l'aquifère de la source de la Noiraigue (Neuchâtel, Suisse). Mémoire de D.E.A., Université de Neuchâtel.
- GHASEMIZADEH, R., HELLWEGER, F., BUTSCHER, C., PADILLA, I., VESPER, D., FIELD, M. et ALSHAWABKEH, A. (2012). Review : Groundwater flow and transport modeling of karst aquifers, with particular reference to the north coast limestone aquifer system of puerto rico. *Hydrogeology Journal*, 20(8):1441–1461.
- GILLI, E. (2011). *Karstologie : karsts, grottes et sources*. Dunod, Paris.
- GOGNIAT, S. (1995). Etude des infiltrations rapides de l'aquifère de la Noiraigue (Neuchâtel, Suisse). Mémoire de D.E.A., Université de Neuchâtel.
- JONES, W. K. et WHITE, W. B. (2012). *Encyclopedia of Caves*, chapitre Karst, pages 430–438. Elsevier Inc.
- KIRÁLY, L. (2003). Karstification and groundwater flow. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1(3):26 p.
- KIRÁLY, L. (1973). Notice explicative de la carte hydrogéologique du canton de neuchâtel. *Supplément du bulletin de la société neuchâteloise de sciences naturelles*, 96.
- KIRÁLY, L. (1998). Modeling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. *Bulletin d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel*.
- KIRÁLY, L. et MOREL, G. (1976a). Etude de régularisation de l'areuse par modèle mathématique. *Bulletin d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel*.
- KIRÁLY, L. et MOREL, G. (1976b). Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simulé par modèles mathématiques. *Bulletin d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel*, 1.
- KOVÁCS, A. (2003). *Geometry and hydraulic parameters of karst aquifers : A hydrodynamic modeling approach*. Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel.
- LEE, E. S. et KROTHE, N. C. (2001). A four-component mixing model for water in a karst terrain in south-central Indiana, USA. using solute concentration and stable isotopes as tracers. *Chemical Geology*, 179(1–4):129 – 143. Hydrochemistry of Springs.
- MAILLET, E. T. (1905). *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Hermann, Paris.
- MERO, F. (1963). Application of the groundwater depletion curves in analyzing and forecasting spring discharges influenced by well fields. In *Symposium on surface waters, General assembly of Berkeley of IUGG*, volume 63, pages 107–117. IAHS Publication.
- MOREL, G. (1976). Etude hydrogéologique du bassin de la source de la Noiraigue. Rapport technique, Université de Neuchâtel - Centre d'hydrogéologie.
- PADILLA, A. et PULIDO-BOSCH, A. (1995). Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, 168(1–4):73 – 89.
- TEUTSCH, G. (1988). *Grundwassermodele im karst : Praktische ansatze am Beispiel zweier einzugsgebiete im tiefen und seichten malmkarst der Swabischen Alb*. Thèse de doctorat, Université de Tubingen.

- VAN GENUCHTEN, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5):892–898.
- WHITE, W. B. (2012). *Encyclopedia of Caves*, chapitre Hydrogeology of karst aquifers, pages 383–391. Elsevier Inc.
- WILDEMEERSCH, S., BROUYÈRE, S., ORBAN, P., COUTURIER, J., DINGELSTADT, C., VESCHKENS, M. et DASSARGUES, A. (2010). Application of the hybrid finite element mixing cell method to an abandoned coalfield in belgium. *Journal of Hydrology*, 392(3–4):188–200.
- WITHERSPOON, P., WANG, J., IWAI, K. et GALE, J. (1980). Validity of the cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture. *Water Resources Research*, 16:1016–1024.

Annexe A

Cas d'étude du bassin karstique de la Noiraigue - Données complémentaires

A.1 Photographies du bassin de la Noiraigue



(a) 13.04.2014. Vue vers le sud ouest.



(b) 24.02.2012. Vue vers le sud est. D'après Fournier (2012)

FIGURE A.1 – Vue de la perte du Voisinage en périodes de hautes eaux (b) et basses eaux (a).



FIGURE A.2 – Vue montrant la vallée des Ponts-de-Martel et le village de Noirague en contrebas. La localisation de la source est indiquée par la croix.

A.2 Données piézométriques

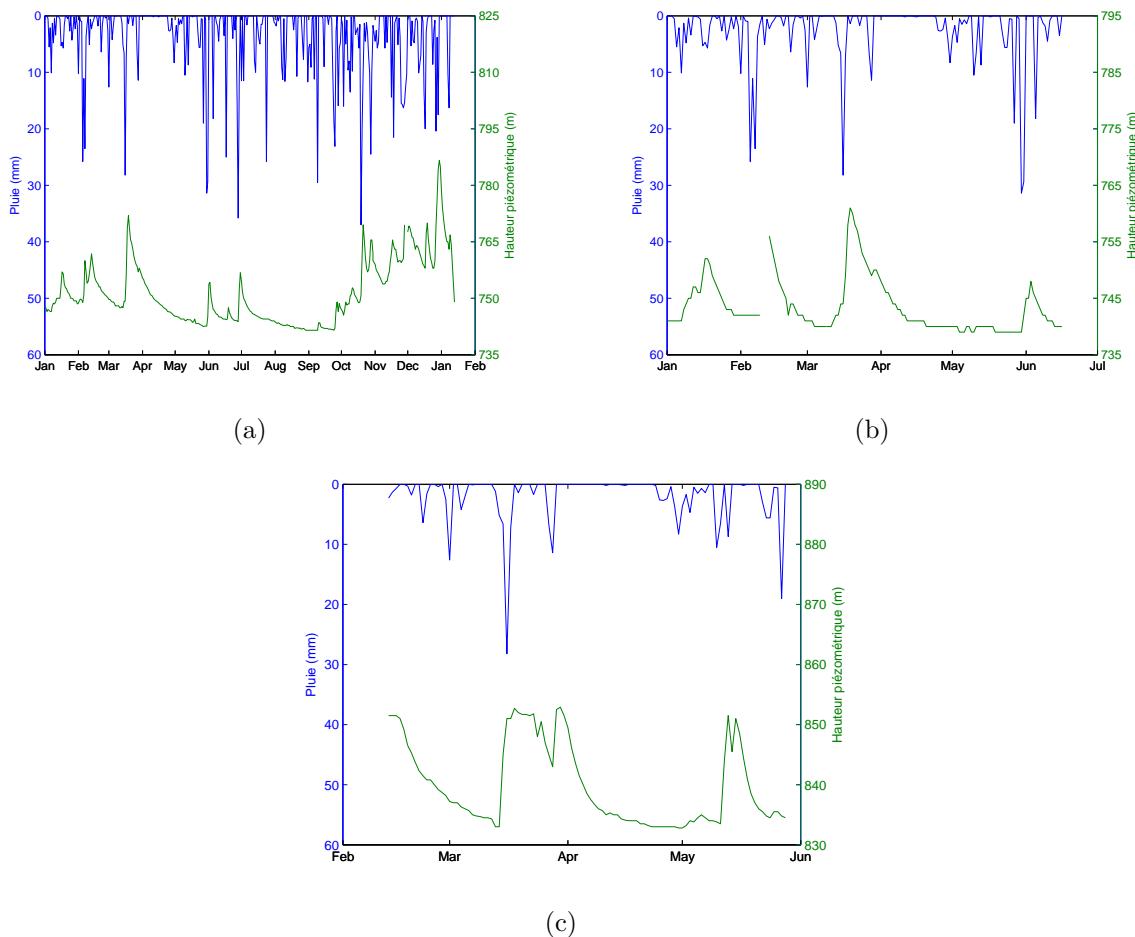
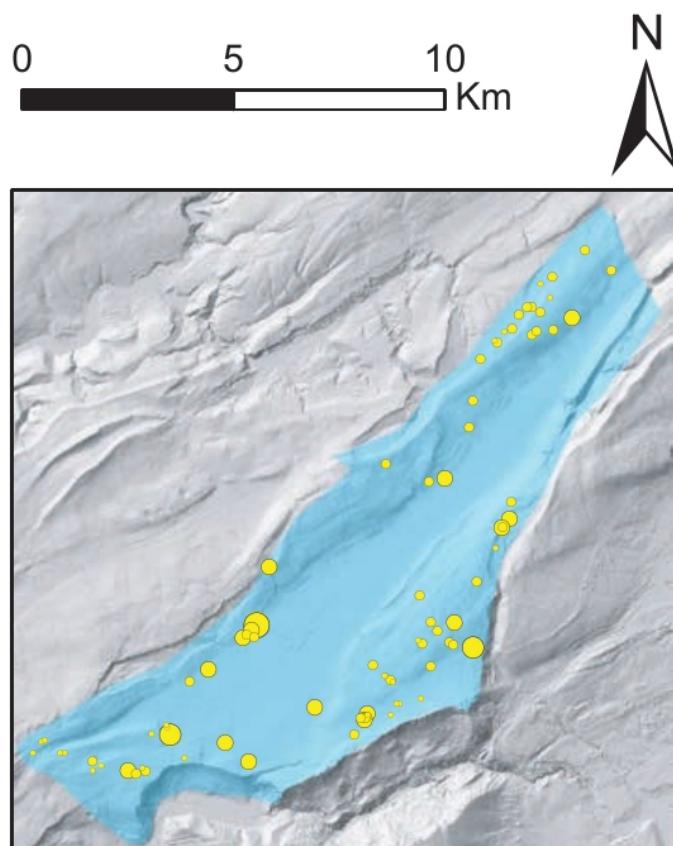


FIGURE A.3 – Données piézométriques mesurées sur l'année 1972. Les précipitations ont été mesurées à la station de Ponts-de-Martel. (a) Petit-Martel (b) Brot Dessus (c) Martel Dernier

A.3 Paramètres utilisés par le code SKS pour contraindre la génération des conduits.

Fichier option SKS contenant les paramètres utilisés pour générer le réseau karstique.

```
%@** SKSmain/options_karst
% PURPOSE
% parameter script containing the options for the main script "sks.m"
% See the comments here below to understand the options.
%
% VERSION LOG
% v01: - wild version unusable by normal human beings
% v02: - new version usable by normal human beings
% v03: - modified by Louis Fournier
```



Légende

Surface drainée (m^2)

- $0 - 10^4$
- $10^4 - 10^5$
- $10^5 - 10^6$
- $10^6 - 10^7$
- $10^7 - 2 \cdot 10^7$

FIGURE A.4 – Localisation des dolines utilisées comme points d'entrée par le code SKS.

```
% v04: - new options
%       - clean version
%       - translated in english
%
% AUTHOR
% Andrea Borghi
%
% CREATION DATE
% June 2009,
% last update: March 2013
%
% DISCLAIMER
```

```
% This software is an experimental research prototype. The software
is
% provided by the copyright holders and contributors "as is"
without
% warranty of any kind, express or implied, including, but not
limited to,
% the implied warranties of merchantability and fitness for a
particular
% purpose and non infringement. In no event shall the authors or
copyright
% owner or contributors be liable for any claim, any direct,
indirect,
% incidental, special, exemplary, or consequential damages (including,
but
% not limited to, procurement of substitute goods or services; loss
of use,
% data, or profits; or business interruption) however caused and on
any
% theory of liability, whether in contract, strict liability, or
tort
% (including negligence or otherwise) arising in any way out of the
use of
% or in connection with this software, or other dealing in the
software
% even if advised of the possibility of such damage.
%@

%%%%%%%%%%%%%
% GLOBAL VARIABLES DECLARATION (DO NOT EDIT)
%%%%%%%%%%%%%
global FMvalFaults;
global FMvalFrac;
global multiplicatorConduits;
global codeAquiclude;
global codeAquifere;
global codeOut;
global kindOfParticleTrack;
global reRunFMA_YoN;
global verbosity;
%%%%%%%%%%%%%
% EDIT OPTIONS IN THE FOLLOWING SECTIONS
%%%%%%%%%%%%%

%%%%%%%%%%%%%
% GENERAL OUTPUT OPTIONS
%%%%%%%%%%%%%
```

```
% level of "verbosity" of sks. I.e. the quantity of outputs in the
command
% line terminal during execution.
% from 0 (no output) to 3 (full output), suggested value: 1 (2 and
3 are more
% intended for debug reasons).
verbosity=1;

% simulation basename, all the output files will start with this
string
nomSimul='NoiraigueModelOK';

% create a separate output directory (1) or not (0)
outputDirYoN=1;

% name of the separate output directory
outputDir='./output';

% output MAT-file with the full workspace
saveWorkspaceYoN=0;

% output VTK files for visualization
VTK_YoN=0;

% output GSLIB files
outputGslib=0      ;

% output ASCII files for mesh and conduits
saveAsciiMeshFiles=0; % - 0, no output
                      % - 1 ascii files only for mesh 1D
                      % - 2 ascii files only for mesh 3D
                      % - 3 ascii files for both 1D and 3D meshes

% Save option files (usefull to remember what has been done)
logOptions_YoN=1;

% output a VTK file of the model DTM (with model grid resolution)
DTM=0;

% save the inlets of the model
saveStrPts_YoN=1;

% save a gslib file with the fractures
saveFracturesYoN=0;

% MESH DIMENSIONS
%%%%%%%%%%%%%
```

```
% origin of the grid
x0=50.0;
y0=50.0;
z0=50.0;

% number of elements in each direction
ni=110; % in y dimension, i.e. nb of rows
nj=191; % in x dimension, i.e. nb of columns
nk=15; % in z dimension

% size of elements
dx=100;
dy=100;
dz=100;

%%%%%%%%%%%%%
% FAST MARCHING SPEEDS FOR THE DIFFERENT MODEL FACIES (very
% important)
%%%%%%%%%%%%%
% remember: the higher the value, the higher is the influence of
% this
% formation.

codeOut=0.0011; % outside the topography FMA value
codeAquifere=20; % aquifer FMA value
codeAquiclude=1; % aquiclude FMA value

FMvalFrac = 100; % fractures maximal FMA value
FMvalFaults = 50; % faults FMA value
FMvalHorizons = codeAquifere*3; % inception horizons FMA value

multiplicatorConduits = 2; % multiplicator for the conduits:
FMvalConduits = FMvalFrac * multiplicatorConduits

useCumulativeFractures_YoN=1; % if 0: milieu(fractures>=1)=
FMvalFrac
% if 1: milieu(fractures>=1)=
fractures(fractures>= 1)*((
FMvalFrac-codeAquifere)/max(max(
max(fractures))))+codeAquifere;
% this mean that if
useCumulativeFractures_YoN is
set, the FMA
% value for the fractures is taken
between the value of the aquifer
% and the value "FMValFrac"
```

```
% if reRunFMA_YoN is set, the fast marching will be re-runned if
the walker
% tries to go to a cell that is above its starting altitude. This
adds
% consistency to the generated conduits.
reRunFMA_YoN = 1; % 0 :no, usually for debug reasons
% 1: yes, common use

% Simultate first the vadose conduits toward a base level (the
altitude of
% the spring) and secondly toward the spring.
step1 = 1; % 0: no, usually for debug reasons
% 1: yes, common use

%-----%
% INLETS OF THE SYSTEM
%-----%
% type of inlets. Random, load from file, etc.
startPtsType = 3; % - 0 = random inlet points. The user must define
xMinStart,
    % yMinStart, xMaxStart, and yMaxStart as
    % bounding box
    % and also the "nb_RandomInlets" variable (see
    % below).
    % - 1 = load from an xy file, uses "
    % importanceFactor" to
    % define the proportions of inlets in each
    % iteration
    % (see below)
    % - 2 = random inlets + load from file. Uses
    % nb_RandomInlets
    % to know the number of random inlets and then
    % uses
    % importanceFactor as in case 1.
    % - 3 = load from file (xyc) and class the inlets
    % by catchment surface (3th column of the file)
    % - 4 = mix of 1 and 3 -> random inlets + loaded
    % inlets
    % and class them by catchment. Again uses
    % nb_RandomInlets to
    % known the number of random inlets and
    % importanceFactor for the hierarchy.

% startingPtsInFile : the xy file containing the coordinates of the
inlets
startingPtsInFile='./inputFiles/inlets_noiraigue_final.csv';
```

```
% randomly permute the inlet coordinates (add variability to the
models)
permuteCoord=1;

% "surrounding box" for the random inlets
xMinStart=2000;
yMinStart=1750;
xMaxStart=18000;
yMaxStart=6800;

% number of random inlets .
nb_RandomInlets=20;

importanceFactor = [1 ,2]; % importanceFactor. It is a vector:
% - its length correspond to the number
%   of iterations
% - the number that are stored
%   correspond to the relative
%   number of loaded inlets that will
%   be in the several iterations .
%   this number is defined as the
%   current element over the sum
%   of importanceFactor
%
% EXAMPLE:
% if importanceFactor = [1 ,3 ,6] ->
%   sum(importanceFactor)=10
% -> there will be 3 iterations
% -> the first will contain the first
%   1/10 of the total inlets
% -> the second will contain the next
%   3/10 of the total inlets
% -> and the third the remaining inlets

%%%%%%%%%%%%%
% OUTLETS OF THE SYSTEM
%%%%%%%%%%%%%
% springInputXYZFile: the coordinates input file for the karst
% springs
springInputXYZFile='./inputFiles/outlet_Noiraigue.csv';

% order of computation
permuteSprings=0; % randomly permute spring order (useless if less
% than 2 springs)
alternateSpringsYoN = 1; % 0 : all the springs are considered in
% only one FMA iteration
% 1 : every spring is iterated
% sequentially , i.e
```

```

% multi-connections of springs and
sinkholes

%%%%%%%%%%%%%
% GEOLOGICAL MODEL
%%%%%%%%%%%%%
% type of geological model: 'normal', 'geomodeller' or 'petrel'. In
the case of a
% geomodeller or petrel output file, has to be reshaped in a
particular way.
% It typeOfGeology is "uniform", it will be created by SKS as a
homogeneous
% field (filled with codeAquifer)
typeOfGeology='geomodeller';

% input file for geology
geoleFileName = 'C:\Users\Thibault\Documents\Ulg\TFE\Code\
sks20140327\NoiraigueExample\inputFiles\geolRemeshed.gslib';

% geologyIdArray: array with the geological indexes in the "
geoleFileName"
% that need to be considered.
geologyIdArray=[1,2,3,4,5,6,7,8];

% geologyFMArray: the corresponding FMA values that have to be
given to the
% formations contained in "geologyIdArray". Both arrays must have
the same
% size, if some formations are not listed in these arrays but are
in the
% geological model, a value of "codeOut" will be assigned to them.
geologyFMArray=[codeAquifere,codeAquiclude+codeOut,codeAquifere,
codeAquiclude,codeAquiclude,codeAquiclude,codeAquiclude,
codeAquiclude];

inception_YoN=0; % 1 = random inception horizons
                 % 2 = all the inception horizons
nb_inception=2; % if inception_YoN==1 must provide the number of
randomly-selected inception horizons
inceptionIdArray=[1,3]; % similar to "geologyIdArray", tells which
ids in the geological model can be considered as inception
horizons

% cut the model borders using a polygon
cutModelByPolygon=1;
% CSV file containing the polygon for the model limit (x,y,z - no
header)
cutPolygonCsvFile='./inputFiles/limitPolygon.csv';

```

```
%%%%%%
% FRACTURES MODEL
%%%%%
fracturesOnInletPoints_YoN=0;

fracturesYoN = 2; % 0 : no fractures
                  % 1 : load fractures from gslib file
                  % 2 : use the built-in fracture generator

% input gslib file for fractures (if fracturesYoN == 1)
fracturesFileName='fracture/file/name';

% total number of fractures to be generated
chooseNFrac=28408;

% strike , code 99999 for random
strikeMinFamilies=[350,80,350,110,320,20,99999];
strikeMaxFamilies=[350,80,350,110,320,20,99999];

% dip for all the families , code 99999 for random
dipMinFamilies=[0,80,80,80,80,80,99999];
dipMaxFamilies=[0,80,80,80,80,80,99999];

% similar to "importanceFactor": proportion of fractures in each
% family .
importanceFactorFamFrac
=[45/100,15/100,10/100,3/100,3/100,3/100,21/100];

% vector with the lengths for fractures
fractureLength=[50:1:1000];

%%%%%
% DISCRETE FAULTS
%%%%%
% use faults or not
faultsYoN = 0; % 0 : no faults
                  % 1 : load discrete faults from gslib file

% input gslib file for faults (binary matrix, 0=void, 1=faults)
faultsFileName='./inputFiles/Noiraigue_faults_NormalThrust.gslib';

%%%%%
% COMPLEX CONDUIT PATHS (plugs in the medium to force diverging
% conduits)
%%%%%
```

```

connectDeconnect_YoN = 0; % 0 no plugs:
                           % 1 "balls" plugs, "rBalls" has to be
                           % defined and
                           % 2 gaussian plugs, paramsGauss has to be
                           % defined
nPlugsMax=100;      % maximal number of plugs between one iteration
                     and the other
                     % NB: the true value is randomly taken between
                     % nPlugsMax/2 and
                     % nPlugsMax.

% min and max radius for "balls" plugs
rBalls=[100,500];

% paramsGauss = [lx, ly, lz, mu et sigma2, quantile]
% where : lx, ly and lz are the correlation length in x, y and z
% dimensions
% mu is the mean of the distribution
% sigma2 is the variance
% quantile is the quantile threshold of cut
paramsGauss=[300,300,300,0,1,.95];

%%%%%%%%%%%%%
% FLOW SIMULATION FILES AND MESHING (unstable, may need code
% modifications)
%%%%%%%%%%%%%
% MODFLOW Finite-Differences simulator
modflowYoN=0; % create files for MODFLOW (1) or not (0)

% GroundWater, Finite-Element simulator
% if onlyCutTheMesh is set, the FE mesh is cut outside "cutPolygon"
onlyCutTheMesh = 1;

use1Dconduits = 0; % mesh 1D pipes in the finite element mesh (very
                     time consuming)
% NB: to create valid input files for GW, at least one of the 2
                     above
% options must be set to 1.

GW_YoN=1; % create files for GW

```