



HAL
open science

Aquifères fracturés et karstiques : de l'observation à la modélisation

Jean-Christophe Maréchal

► **To cite this version:**

Jean-Christophe Maréchal. Aquifères fracturés et karstiques : de l'observation à la modélisation. Interfaces continentales, environnement. Université Montpellier; GAIA (Montpellier; École Doctorale; 2015), 2024. <tel-04597224>

HAL Id: tel-04597224

<https://hal.science/tel-04597224v1>

Submitted on 2 Jun 2024

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

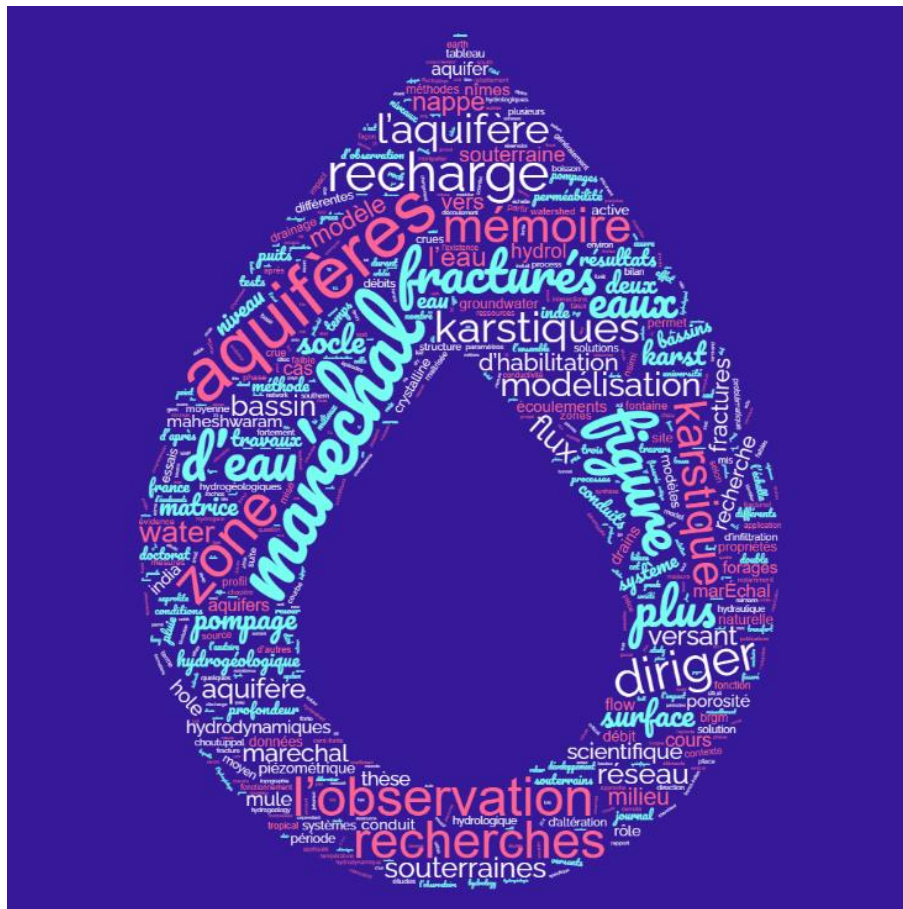
L'archive ouverte pluridisciplinaire HAL, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HAL Authorization



Aquifères fracturés et karstiques : de l'observation à la modélisation



*Mémoire des travaux de recherche en vue de l'obtention
de l'Habilitation à Diriger des Recherches - 2023
Jean-Christophe MARECHAL*

Chercheur au Bureau de Recherches Géologiques et Minières et à l'UMR G-eau

Parrain : Christian LEDUC, DR IRD



Intégrité scientifique

Je déclare avoir respecté, dans la conception et la rédaction de ce mémoire d'HDR, les valeurs et principes d'intégrité scientifique destinés à garantir le caractère honnête et scientifiquement rigoureux de tout travail de recherche, visés à l'article L.211-2 du Code de la recherche et énoncés par la Charte nationale de déontologie des métiers de la recherche et la Charte d'intégrité scientifique de l'Université de Montpellier. Je m'engage à les promouvoir dans le cadre de mes activités futures d'encadrement de recherche.

Remerciements

Ce mémoire n'aurait pas vu le jour sans la confiance que m'ont accordé un certain nombre de personnes que je remercie. Il s'agit du Pr Monjoie qui m'a donné ma première chance professionnelle, du Pr Parriaux qui m'a confié un sujet de thèse passionnant, de Patrick Lachassagne qui m'a confié le développement du Centre Franco-Indien de Recherche sur les Eaux Souterraines, de Jacques Boulègue qui m'a attiré à l'IRD et de Nathalie Dörfliger qui m'a confié la direction de l'UR NRE au BRGM.

Je remercie également Benoît Dewandel pour les multiples discussions scientifiques et nos nombreuses collaborations : de nombreux travaux décrits dans le chapitre 4 sont communs à nos deux HDR. J'ai une pensée pour Pierre Perrochet et pour nos élucubrations scientifico-analytiques. Les équipes indiennes du CEFIRES et de la CEFIRSE m'ont accueilli au sein de leurs institutions respectives pour y mener des travaux de terrain et y vivre des moments que je n'oublierai jamais. De même pour les collègues du GET affectés à Bangalore : une expatriation est toujours un moment spécial.

Je remercie Christian Leduc qui a bien voulu me coacher durant cette dernière période et me conseiller pour améliorer ce mémoire. Dans le cadre de son Programme Doctoral, le BRGM m'a donné le temps nécessaire pour finaliser ce mémoire et je l'en remercie.

Enfin, je remercie les chercheurs de l'UR NRE, pour leurs qualités scientifiques, talents, compétences, et surtout pour leur investissement pour notre collectif.

Table des matières

Liste des figures.....	8
Liste des tableaux.....	11
1 Introduction.....	13
1.1 Il n'est jamais trop tard	15
1.2 Contexte et positionnement scientifique	15
1.3 Plan.....	18
2 Résumé de carrière scientifique et CV	19
2.1 Parcours scientifique chronologique	21
2.2 Spécificités d'un parcours de chercheur au sein d'un EPIC	23
2.3 Curriculum Vitae	24
2.3.1 Etat civil.....	24
2.3.2 Grades et titres universitaires.....	24
2.3.3 Fonctions dans la recherche	24
2.3.4 Affectations géographiques successives.....	25
2.3.5 Encadrement de thèses et stages	25
2.3.6 Enseignements	27
2.3.7 Administration de la recherche	27
2.3.7.1 Inde.....	27
2.3.7.2 France	27
2.3.7.3 Collaborations scientifiques	28
2.4 Direction de la recherche	28
2.5 Production scientifique	29
2.5.1 Bibliométrie	29
2.5.2 Impacts.....	29
2.5.3 Liste des articles dans des revues à comité de lecture	30
2.5.4 Liste des chapitres de livres	37
2.5.5 Vulgarisation scientifique.....	38
2.5.6 Analyse des publications et citations	39
3 Synthèse des travaux - Partie 1: L'observation.....	41
3.1 Introduction	43
3.2 Observatoire d'Hyderabad (SOERE H+).....	44
3.2.1 Bassin agricole de Maheshwaram	44
3.2.2 Site expérimental de Choutuppall.....	45
3.3 Bassins versants expérimentaux tropicaux (SNO RBV - M-TROPICS).....	46
3.3.1 Bassin forestier de Mule Hole	46
3.3.2 Bassin agricole de Maddur	48
3.3.3 Bassin forestier de Nsimi.....	49
3.4 Observatoire de la Fontaine de Nîmes (SNO KARST).....	50
3.5 Synthèse.....	51
4 Synthèse des travaux - Partie 2 : Le puzzle hydrogéologique du socle	53
4.1 Règles du jeu	55
4.2 Pièce n°1: zone "active"	56
4.2.1 Problématique scientifique	56
4.2.2 Résultats majeurs.....	58
4.2.2.1 Epaisseur de la « zone active »	58
4.2.2.2 Géométrie de la « zone active »	60
4.3 Pièce n°2: paramètres hydrodynamiques	62
4.3.1 Problématique scientifique	62

4.3.2	Résultats majeurs.....	63
4.4	Pièce n°3 : recharges naturelle et maîtrisée	66
4.4.1	Problématique scientifique	66
4.4.2	Résultats majeurs.....	67
4.4.2.1	Recharge naturelle	67
4.4.2.1.1	Méthode de double fluctuation du niveau de la nappe.....	67
4.4.2.1.2	Méthode des bilans en chlorures	70
4.4.2.2	Recharge maîtrisée.....	72
4.5	Pièce n°4: interactions eaux souterraines - eaux de surface.....	74
4.5.1	Problématique scientifique	74
4.5.2	Résultats majeurs.....	74
4.5.2.1	Relation rivière vers nappe	74
4.5.2.2	Relation nappe vers rivière.....	75
4.5.2.2.1	Approche hydrologique théorique.....	75
4.5.2.2.2	Approche géochimique	77
4.6	Pièce n°5: écoulements souterrains régionaux/locaux	79
4.6.1	Problématique scientifique	79
4.6.2	Résultats majeurs.....	80
4.6.2.1	Bilans hydrogéochimiques	80
4.6.2.2	Connectivité horizontale de l'aquifère	81
4.7	Pièce N°6: zone critique - zone active et développement.....	83
4.7.1	Problématique scientifique	83
4.7.2	Résultats majeurs.....	84
4.7.2.1	Altération et érosion chimique.....	84
4.7.2.2	Rôle du biotope	85
4.8	Le puzzle (presque) résolu.....	86
4.8.1	État de l'art du modèle conceptuel de l'aquifère de socle	86
4.8.2	Modèle conceptuel proposé à l'issue de cette HDR.....	88
5	Synthèse des travaux - Partie 3 : relations hydrodynamiques entre drains et matrice dans les aquifères karstiques	91
5.1	Introduction	93
5.2	Flux de la matrice vers les drains : essais de pompage	94
5.2.1	Problématique scientifique	94
5.2.2	Résultats majeurs.....	97
5.2.2.1	Méthode de diagnostic des essais de pompage en milieu karstique.....	97
5.2.2.2	Développement d'un modèle spécifique à un pompage sur la structure de drainage	99
5.2.2.3	Modélisation numérique	100
5.2.2.3.1	Adaptation du code Modflow.....	100
5.2.2.3.2	Test et utilisation du code Marthe	102
5.2.2.4	Répartition de la porosité entre drains et matrice karstiques.....	102
5.3	Flux des drains vers la matrice : systèmes karstiques en crue	103
5.3.1	Introduction	103
5.3.2	La Fontaine de Nîmes en crue	104
5.3.2.1	Analyse hydrologique	104
5.3.2.2	Analyse hydrochimique.....	105
5.3.2.3	Modèle conceptuel.....	106
5.4	Conclusion	109
6	Synthèse des travaux - Partie 4 : Foire aux équations (FAE)	111
6.1	Introduction	113
6.2	Eaux souterraines et tunnels	113

6.2.1	Débits des venues d'eau en tunnels dans des milieux peu diffusifs après un temps court (phase 1)	114
6.2.2	Débits des venues d'eau en tunnels dans des milieux fortement diffusifs après un temps long (phase 3)	115
6.2.2.1	REX : 10 ans après.....	117
7	Perspectives de recherche	119
7.1	Introduction	121
7.2	Zone active du socle.....	121
7.3	Propriétés hydrodynamiques du socle	122
7.4	Recharges naturelle et maîtrisée	123
7.4.1	Recharge naturelle	123
7.4.2	Recharge maîtrisée	124
7.5	Interactions eaux souterraines et de surface	125
7.5.1	Eaux souterraines et refuges thermiques	126
7.5.2	Écoulements souterrains régionaux/locaux	127
7.6	Pompages d'essai en milieu karstique	129
7.7	Crues karstiques	131
7.8	Modélisation distribuée des aquifères karstiques	132
7.8.1	Modèle distribué Marthe.....	132
7.8.2	Modèle distribué à double porosité	132
8	Conclusion.....	135
9	Références	139
10	Postface : des bords de la Meuse aux sources du Lez	155
11	Annexe	159
11.1	Article 1 : Maréchal et al. 2018 sur l'Observation (chapitre 3)	
11.2	Article 2 : Maréchal et al. 2004 sur les propriétés hydrodynamiques de la zone fracturée-altérée de l'aquifère de socle (chapitre 4)	
11.3	Article 3 : Maréchal et al. 2008 sur la modélisation d'un pompage d'essai dans un aquifère karstique (chapitre 5)	
11.4	Article 4 : Maréchal et al. 2014 : modélisation des venues d'eau dans un aquifère hétérogène (chapitre 6).....	

Liste des figures

Figure 1: schéma d'un aquifère libre et des services écosystémiques rendus par cet aquifère et les eaux souterraines (Hérivaux et Maréchal, 2019)	16
Figure 2: processus d'étude jusqu'à la modélisation numérique d'un système hydrogéologique naturel, de l'observation à la modélisation (à titre d'exemple, modèle conceptuel du gisement d'eau minérale de Quézac)	16
Figure 3: les trois types de milieux hydrogéologiques selon leur porosité et perméabilité. Ce mémoire de HDR s'intéresse aux milieux fracturés et karstiques	17
Figure 4: chronologie de mon parcours scientifique	22
Figure 5 : évolution de mes publications et de leurs citations annuelles (d'après WoS)	39
Figure 6 : diagramme des domaines scientifiques abordés par mes publications, d'après WoS	39
Figure 7: les observatoires d'OZCAR dans le Monde (ronds rouges) avec identification des observatoires auxquels j'ai contribué (ronds jaunes). MW : Maheshwaram, CH : Choutuppall, MH : Mule-Hole, MAD : Maddur	44
Figure 8: bassin versant agricole de Maheshwaram, Andhra-Pradesh, Inde (Maréchal et al., 2006). MS : Meteorological station ; IFP7 : forage IFP7	45
Figure 9: site hydrogéologique expérimental de Choutuppall, d'après (Nicolas et al., 2018)	46
Figure 10: (a) bassin versant expérimental forestier de Mule Hole, Karnataka, Inde (b) position du bassin sur le gradient climatique du Sud-Ouest de l'Inde, d'après (Descloitres et al., 2008)	47
Figure 11: (a) bassin versant agricole expérimental de Maddur, Karnataka, Inde (b) position du bassin sur le gradient climatique du Sud-Ouest de l'Inde.....	48
Figure 12: bassin versant forestier de Nsimi, Cameroun, modifié d'après (Braun et al., 2005).	50
Figure 13: bassin d'alimentation du système karstique de la Fontaine de Nîmes, France, modifié d'après (Maréchal et al., 2009a)	51
Figure 14: caractéristiques hydro-climatiques des bassins étudiés. Courbe vert foncé : courbe moyenne mondiale des bassins versants forestiers. Courbe vert clair : courbe moyenne mondiale des bassins versants en prairie d'après Zhang et al. (2001). Points oranges : Maheshwaram ; points verts : Nsimi et Mule Hole ; point bleu : Nîmes	52
Figure 15: carte du Monde avec la localisation des roches de socle (en orange), d'après https://www.encyclopedie-environnement.org/	55
Figure 16: puzzle hydrogéologique de l'aquifère fracturé et altéré de socle, composé de 6 pièces qui constituent les principaux sous-chapitres de cette section	56
Figure 17 : relation entre le rendement et la profondeur de quatre séries successives de forages d'eau (chaque courbe correspond à une série de forages) dans une région de la Blue Ridge Geologic Province dans le comté de Loudoun, Virginie (Sutphin et al., 2001).....	57
Figure 18: dépendance de la perméabilité et de l'emmagasinement dans des roches de socle (Achtziger-Zupančič et al., 2017)	57
Figure 19: bassin expérimental de Maheshwaram. Interprétation des mesures débitométriques (19 puits) en fonction de l'interface laminé-fissuré, par portions de 0.5 m d'épaisseur d'aquifère. (a) Nombre de zones de fissures hydrauliquement conductrices (CFZ) identifiées. (b) Qualité de l'observation exprimée comme le rapport entre le nombre d'observations disponibles pour chaque portion d'aquifère et le total de 19 tests de débitmètre. (c) Conductivité hydraulique de la CFZ, d'après (Dewandel et al., 2006)	59
Figure 20: transmissivités obtenues par essais de pompages multiples, en fonction de la profondeur initiale de la nappe, modifié d'après (Maréchal et al., 2010)	60
Figure 21: modèle conceptuel d'altération polyphasée du bouclier indien (échelle verticale exagérée), d'après (Dewandel et al., 2006). (a) Profil d'altération probable au Mésozoïque (Jurassique-Crétacé), (b) Profil d'érosion tronqué suite à la surrection du Crétacé au Quaternaire, (c) Profil d'altération actuel	61

Figure 22: évolution des valeurs des paramètres hydrodynamiques (perméabilité et porosité) au sein du profil d'altération d'après la littérature ((a) d'après (Acworth, 1987) et (b) d'après (Chilton et Foster, 1995) et (c) d'après (Bianchi et al., 2020)).....	62
Figure 23: Photographie (à gauche) d'un puits ouvert (dugwell) dans un granite à biotite altéré sur le site de Maheshwaram. Identification des différents horizons et, fractures horizontales et diaclases (à droite), modifié d'après (Maréchal et al., 2003).....	63
Figure 24: modèle conceptuel hydrodynamique de la zone fracturée/altérée de l'aquifère de socle de Maheshwaram (Maréchal et al. 2004).....	64
Figure 25: hydrogéologie du site expérimental de Choutuppall : (a) profils de températures dans les forages CH3, CH12 et CH10 ; (b) coupe schématique et vidéos en forages ; (c) bloc hydrogéologique schématique du site, modifié d'après (Guihéneuf et al., 2014)	65
Figure 26: composantes du bilan hydrogéologique dans un aquifère libre en milieu agricole irrigué (Maréchal et al., 2006)	68
Figure 27: variations des moyennes géométriques à l'échelle du bassin versant de Sy estimées à partir du calcul à différentes tailles de cellules. Le pourcentage de cellules affectées par des pompages pour chaque taille de cellule est également présenté (Dewandel et al., 2012)	69
Figure 28: méthode du bilan de masse en chlore appliquée à une tête de bassin versant avec un aquifère déconnecté de la surface (cas de Mule Hole) et la présence d'écoulements souterrains interbassins (Maréchal et al., 2009b).....	70
Figure 29: (a) Coupe transversale du site expérimental avec fluctuations de la nappe phréatique (LF : niveau faible avant la mousson en juin 2006 ; HF : niveau élevé après la mousson en décembre 2005), les puits d'observation P1 et P11 ne sont pas représentés pour des raisons de clarté. (b) Recharge estimée à l'aide de la méthode CMB. (c) Teneur en eau à partir de mesures géophysiques (RMP) et limite imperméable des tests hydrauliques (Maréchal et al., 2009b)....	71
Figure 30: bassin d'infiltration de Choutuppall. (a) relation entre le taux d'infiltration et la hauteur d'eau dans le bassin au cours de trois phases successives de mise en eau (b) évolution du coefficient α au cours du temps, modifié d'après (Nicolas et al., 2019)	73
Figure 31: comparaison des recharges naturelles estimées sur les bassins versants de Maheshwaram et Mule Hole avec la recharge directe estimée par injection de tritium dans des aquifères de socle indiens (Rangarajan and Athavale, 2000), modifié (Maréchal et al., 2009b)	75
Figure 32: Représentation schématique d'un aquifère rectangulaire non confiné initialement ($t_0 = 0$) saturé et drainé par un canal entièrement pénétrant, modifié d'après Szilagyi et Parlange (1998)	76
Figure 33: (a) diagramme bilogarithmique de dQ/dt en fonction de Q (b) diagramme bilogarithmique de dQ/dH en fonction de Q , H désignant la hauteur mesurée à la station de jaugeage	76
Figure 34: Bassin versant de Nsimi : identification des différents compartiments hydrologiques du système et des flux d'échanges d'eau et de solutés entre ceux-ci, d'après (J.C. Maréchal et al., 2011).....	77
Figure 35: séparation, au moyen de la méthode EMMA, de l'hydrogramme de crue à l'exutoire du bassin de Nsimi lors de deux épisodes de pluie. L'axe des ordonnées de gauche désigne les débits écoulés tandis que l'axe des ordonnées de droite désigne les contributions relatives des trois pôles.	78
Figure 36: (a) représentation schématique de flux locaux, intermédiaires et régionaux d'eau souterraine dans (a) un aquifère homogène et (b) la « zone active » (« higher permeability zone » en bleu ci-dessus) d'un aquifère de socle, modifié d'après Maréchal et al. (2011) adapté d'après Toth (1963) (c) zoom sur un petit bassin versant avec des flux souterrains sortant.....	79
Figure 37: modèle conceptuel de la connectivité des écoulements d'eau souterraine au sein de l'aquifère de socle de Choutuppall selon les niveaux d'eau souterraine : (a) hautes eaux et (b) basses eaux (Guihéneuf et al., 2014).....	82

Figure 38: cartes piézométriques et lignes d'écoulement des eaux souterraines sur le site de Choutuppal an hautes eaux (a) et basses eaux (b), (Guihéneuf et al., 2014)	82
Figure 39: (a) Schéma de la zone critique, tiré de (Gaillardet et al., 2017) (b) processus d'érosion chimique, érosion mécanique et dénudation, tiré de (Gaillardet et Valentin, 2019)	84
Figure 40: tableau de synthèse de différents modèles hydrogéologiques des aquifères de socle durant les 30 dernières années avec leur principales caractéristiques	87
Figure 41 : Puzzle du sole (presque) résolu. Coupe hydrogéologique d'un aquifère de socle composé du profil d'altération saprolite - granite fracturé/altéré - socle sain.....	88
Figure 42: perméabilités obtenues dans le socle du bassin de Maheshwaram en fonction de l'échelle de mesure. Les limites inférieures et supérieures des données générales de (Clauser, 1992) sont figurées par les traits noirs. Ce diagramme est commenté en détails dans (Maréchal et al., 2004)	89
Figure 43: schéma hydrogéologique d'un aquifère karstique binaire avec la présence de conduits karstiques drainant la « matrice » calcaire (Goldscheider et Drew, 2007)	93
Figure 44: coupe verticale transverse à un conduit karstique en interaction avec une matrice: (a) en basses eaux ($h_{ka} < h_m$) et (b) en hautes eaux ($h_{kb} > h_m$)	93
Figure 45: Essai de pompage dans un conduit karstique ou une fracture verticale	97
Figure 46: (a) schématisation du contexte hydrogéologique de l'essai de pompage des Cent-Fonts avec un puits de pompage interceptant le réseau de conduit karstique principal (b) modèle double réservoir mis en œuvre pour représenter les écoulements (Maréchal et al., 2008)	100
Figure 47: essai de pompage des Cent-Fonts : (gauche) comparaison des niveaux d'eau observés (courbe bleue) et simulés (courbe rouge) dans le réseau de conduits karstiques et dans la matrice (en noir, l'évolution du débit de pompage) - (droite) évolution des flux d'eau au sein du modèle réservoir (Maréchal et al., 2008)	100
Figure 48: Gauche : Croquis d'un aquifère karstique avec (A) une matrice rocheuse poreuse, (B) petites fissures/fractures, (C) conduits élargis avec écoulement actif, (SF1) fractures élargies par dissolution, et (SF2) cavités karstiques, toutes deux sans écoulement actif. A droite : modèle à continuum discret avec (1) continuum matriciel, (2) conduits discrets, et stockage drainable associé à un conduit (CADS) (Reimann et al., 2013)	101
Figure 49: schéma du système karstique des Cent-Fonts en pompage (à gauche) - schématisation de la prise en compte des systèmes annexes au drainage (SAD) dans le code MODFLOW, modifié d'après (Reimann et al., 2013)	101
Figure 50: niveaux d'eau simulés dans le réseau de conduits pour diverses valeurs de la surface libre dénoyée des conduits. La valeur référence est $S_c = 1900 \text{ m}^2$	103
Figure 51: crue de septembre 2005 - (a) évolution de la pluie (rouge) et des niveaux d'eau dans l'aquifère karstique - (b) évolution du ruissellement dans le cadereau d'Alès et (c) photographies des boulidous dans le quartier Eau Bouillie (8/9/2005)	105
Figure 52: évolution de la composition chimique des eaux de l'hydrosystème karstique de Nîmes dans un diagramme binaire Oxygène 18 et conductivité électrique lors de la crue des 7 et 9 septembre 2010 (résultats non publiés)	106
Figure 53: coupe hydrogéologique de l'aquifère karstique de la Fontaine de Nîmes : (a) en basses eaux - (b) en période de crue avec la mise en charge du réseau de drains karstiques	107
Figure 54: abaque d'évolution des niveaux d'eau à la source de la FdN permettant de calculer le niveau maximal (et le niveau d'alerte atteint) en fonction de la prévision des pluies et du niveau initial mesuré à la source avant l'épisode de pluie, modifié d'après Fleury et al. (2013)	108
Figure 55: effets d'un tunnel profond dans un aquifère montagneux: Phase 1 (temps courts): le rabattement se propage radialement autour du tunnel sans atteindre la surface piézométrique. Phase 2 (temps intermédiaires) : le rabattement atteint la surface piézométrique. Phase 3 (temps longs): le tunnel draine l'aquifère de façon gravitaire	114

Figure 56: (a) schéma hydrogéologique d'un puits vertical de rayon r_0 au sein d'un aquifère captif horizontal ; (b) schéma hydrogéologique d'un tunnel horizontal de rayon r_0 dans un aquifère vertical 114

Figure 57: schémas d'un tunnel drainant un aquifère libre (a) cas du tunnel reposant sur le mur de l'aquifère (b) cas du tunnel situé à une distance D au-dessus du mur de l'aquifère, d'après (J. Maréchal et al., 2014) 116

Figure 58: (a) résultats des simulations des débits de venues d'eau dans la galerie GSAM entre 2005 et fin 2011 (b) zoom sur les résultats des simulations des débits de venues d'eau entre 2010 et fin 2011 (les débits mentionnés à droite de la figure (b) constituent des prévisions à long terme) 116

Figure 59: Types d'aquifères selon la position de la surface piézométrique de la nappe. (a) aquifère peu perméable au regard de la recharge naturelle, avec un niveau piézométrique contrôlé par la topographie (cas de Nsimi); (b) aquifère perméable au regard de la recharge naturelle, avec un niveau piézométrique contrôlé par la recharge (cas de Mule Hole). Modifié d'après (Haitjema et Mitchell-Bruker, 2005) 128

Figure 60: Représentation (a) d'un système karstique réel par différentes approches de modélisation distribuée : (b) approche avec un milieu équivalent poreux (EPM), (c) approche à double porosité (DC), et (d) approche hybride avec une matrice équivalente poreuse et un réseau de drains combinés (CDC), modifié d'après (Hartmann et al., 2014) 133

Liste des tableaux

Tableau 1: synthèse des données bibliométriques selon les différentes bases de données..... 29

Tableau 2: principales revues dans lesquelles j'ai publié, nombre de publications et facteur d'impact de la revue (impact calculé en 2022 pour l'année 2021) 37

Tableau 3: rôle joué sur les différents sites d'observation (en grisé). *Type de site : BV = bassin versant, BH = bassin hydrogéologique, SE = site expérimental. **Rôle joué : D = Développement du site, O = suivi de l'Observation sur un site existant, E = réalisation d'Expérimentations, P = Pilotage/administration du site, V = Valorisation scientifique..... 43

Tableau 4: caractéristiques hydrologiques majeures des différents sites d'observation 51

Tableau 5 : comparaison des différents sites de "percolation tanks" étudiés dans le socle du Sud de l'Inde 72

Tableau 6: bilans massiques des bassins versants de Mule Hole et Nsimi, modifié d'après Maréchal et al (2011) * Aquifère de la zone humide 81

Tableau 7: modèles utilisés selon les types d'aquifères carbonatés (en bleu, configuration pour laquelle un modèle spécifique est nécessaire) 96

Tableau 8: comparaison de deux essais de pompages sur (i) un puits traversant le conduit principal (colonne de gauche) et (ii) un conduit secondaire (colonne de droite) d'un système karstique mixte 98

Tableau 9: tableau synthétique des différentes approches de modélisation numérique des écoulements et du transport (pour certaines) appliquées au karst. *L'objectif de ce tableau n'est pas d'être exhaustif mais de citer les principales approches de modélisation numérique des aquifères karstiques..... 109

Tableau 10: tableau des différentes configurations hydrodynamiques possibles dans un aquifère avec les diagrammes diagnostics et les types de modèles d'interprétation associés (tiré d'un projet d'article en cours de rédaction) 130

1 Introduction



Village de Karkinatal, Etat du Karnataka, Inde (2008)

*« Aucune ignorance n'est utile »
Jean-Claude Milner*

1.1 Il n'est jamais trop tard

Ce document constitue le mémoire de mon Habilitation à Diriger des Recherches dans le domaine de l'hydrogéologie des milieux fracturés et karstiques.

Si cette rédaction a démarré il y a plus de 15 ans lors de mon second séjour en Inde (2006-2009), sa concrétisation aura été longue, largement menacée par de nombreux aléas et même, un (long) temps abandonnée. Cette mise en sommeil de l'exercice de rédaction a correspondu à ma prise de fonction en tant que Directeur de l'Unité Nouvelles Ressources en Eau et Economie (NRE) de la Direction de l'Eau, Environnement, Procédés et Analyses (DEPA) du BRGM à Montpellier. Cette responsabilité m'a pleinement occupé et me passionne depuis 2011, au service d'une équipe formidable dont le cheminement et le parcours scientifique m'importent au plus haut point.

A cette fonction se sont ajoutées des responsabilités de chef de projet pour mener à bien divers projets scientifiques multipartenaires et complexes. Je les ai longtemps privilégiés à mon travail de rédaction ; pour plusieurs raisons, parmi lesquelles celle de privilégier l'intérêt collectif à une démarche jugée personnelle. Mais pas que : sans doute aussi est-on plus facilement mobilisé à court terme par les urgences d'une équipe et il devient dès lors difficile de s'astreindre à un travail de réflexion et de rédaction de longue haleine. L'habitude des courtes tâches et d'une activité quotidienne hautement « saucissonnée » ainsi que les sollicitations multiples ne sont pas favorables à ce type d'exercice.

J'ai récemment eu l'opportunité de reprendre le manuscrit en cours de ce mémoire et c'est avec plaisir que je me suis replongé dans cette partie de ma carrière scientifique qui m'a tant passionné et occupé pendant de longues années. Ainsi, après 25 ans de carrière et quelques 15 années d'écriture, voici enfin cet exercice concrétisé. Je vous souhaite une bonne lecture...

1.2 Contexte et positionnement scientifique

Les eaux souterraines constituent la plus grande ressource en eau douce présente sur la surface de notre planète. Leurs usages et les services écosystémiques qu'elles rendent sont nombreux (Griebler et Avramov, 2015). Parmi ceux-ci, les principaux sont : (i) stockage et production naturelle d'eau naturelle de qualité, (ii) alimentation en eau des écosystèmes associés, (iii) régulation des inondations. Par ailleurs, les eaux souterraines constituent une assurance contre les risques de pollution et de sécheresse des eaux de surface (Figure 1, Hérivaux et Maréchal, 2019).

En France, les eaux souterraines représentent 66% de l'alimentation en eau potable, 31% de la consommation d'eau par l'industrie et 37% de l'eau d'irrigation (Maréchal et Rouillard, 2020). Dans d'autres pays, arides cette fois, où l'eau de surface est encore moins disponible, l'eau souterraine prend une importance croissante. Ainsi, en Inde, l'eau souterraine, dont 90% des usages sont destinés à l'irrigation, soutient en grande partie l'économie rurale et l'autosuffisance alimentaire du pays (Singh et Singh, 2010). Cette situation est commune à de nombreux pays situés en zone semi-aride à aride. La connaissance des aquifères et des circulations d'eau souterraine constitue donc un enjeu majeur pour la Planète et ses zones les plus exposées au stress hydrique dans le cadre du changement climatique.

L'étude des aquifères repose sur l'observation des systèmes naturels pour en comprendre les processus et en élaborer des outils de gestion et de prévision. Dans ce continuum observation - explication - prévision, l'hydrogéologue généraliste observe les eaux souterraines invisibles présentes au sein du milieu naturel pour en déduire la structure et le fonctionnement des aquifères et en proposer un modèle conceptuel (tâche de conceptualisation, Figure 2). Ce modèle conceptuel peut être ensuite transposé dans un modèle hydrogéologique numérique pour tester des hypothèses et formuler des scénarios de gestion des ressources en eau souterraine (tâche de modélisation). Mes travaux de recherche contribuent principalement à la phase d'élaboration des

modèles conceptuels des aquifères en y intégrant l'ensemble des données disponibles en provenance d'autres sous-disciplines¹ (géologie, géochimie, hydrochimie, hydrogéologie, hydrodynamique...). Cette phase s'intéresse donc plus particulièrement aux tâches d'observation, d'interprétation, conceptualisation et intégration pour parcourir le chemin qui sépare l'observation de la modélisation. C'est cette position à l'interface entre le naturaliste pur et le modélisateur dur qui me plaît réellement dans le métier d'hydrogéologue. Elle me permet de découvrir sans cesse de nouveaux terrains et de nouvelles problématiques scientifiques. Elle m'a également permis de développer ou contribuer à plusieurs observatoires de recherche.

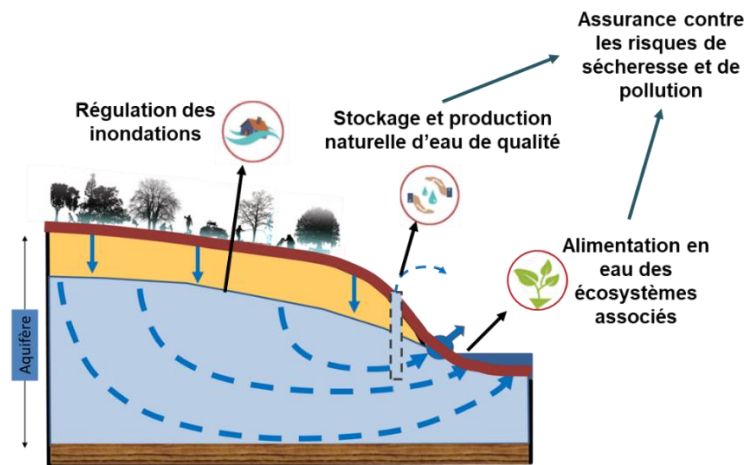


Figure 1: schéma d'un aquifère libre et des services écosystémiques rendus par cet aquifère et les eaux souterraines (Hérivaux et Maréchal, 2019)

Mon Habilitation à Diriger des Recherches est donc avant tout celle d'un hydrogéologue généraliste dont les tâches sont celles de préparer les données et les informations nécessaires à la mise en œuvre d'outils de gestion et de modélisation de plus en plus nécessaires dans un contexte préoccupant de changements globaux menaçant les ressources en eau.

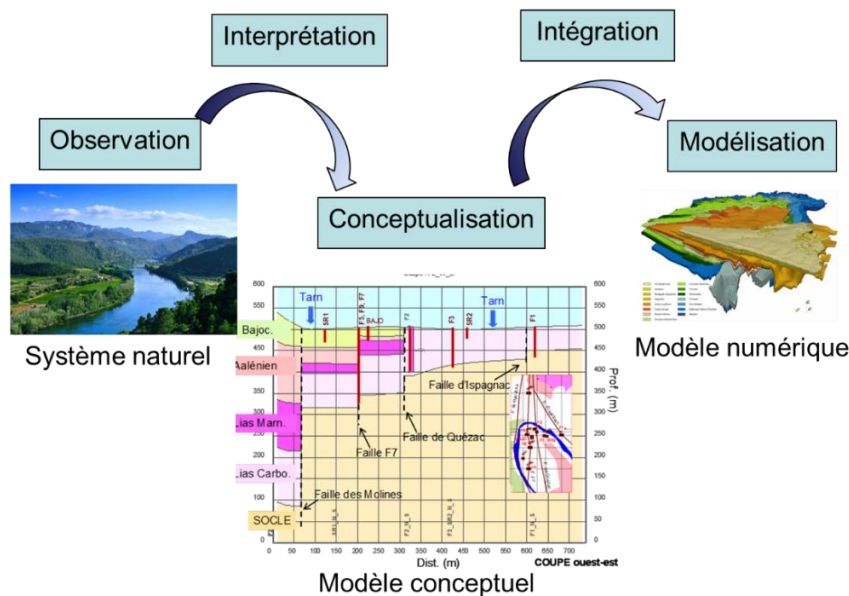


Figure 2: processus d'étude jusqu'à la modélisation numérique d'un système hydrogéologique naturel, de l'observation à la modélisation (à titre d'exemple, modèle conceptuel du gisement d'eau minérale de Quézac)

¹ C'est une forme de multidisciplinarité qualifiée de « proche » car rassemblant des sous-disciplines appartenant à la même grande discipline, en l'occurrence les sciences de la terre.

Les aquifères sont divers en fonction de leur contexte géologique : porosité et perméabilité sont de nature très différentes en termes d'échelle, de connexion ou d'hétérogénéité. Ainsi, on distingue généralement trois types de milieux hydrogéologiques (Figure 3) : (i) le milieu poreux où l'eau est stockée dans des vides micro- à millimétriques situés entre les grains des formations géologiques déconsolidées, (ii) le milieu fracturé où l'eau circule au sein de fractures d'épaisseur millimétrique à centimétrique qui traversent les roches dures et (iii) le milieu karstique où l'eau circule au sein de chenaux karstiques de taille centimétrique à métrique au sein des roches carbonatées.

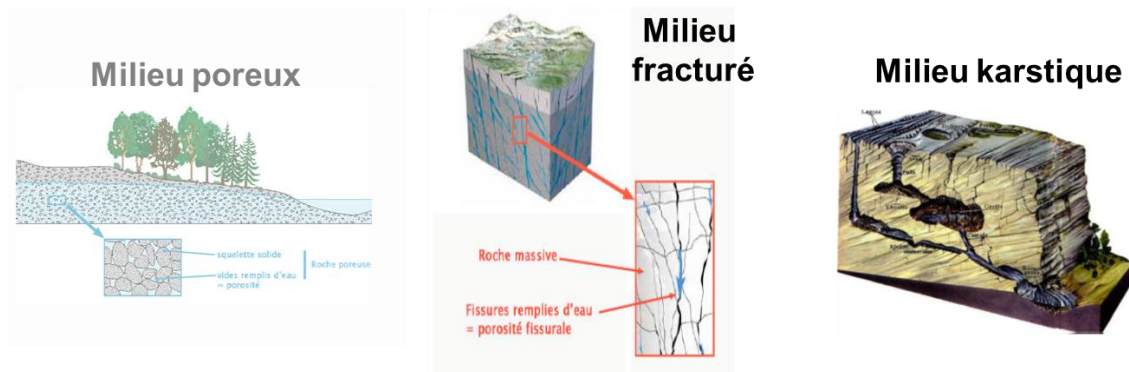


Figure 3: les trois types de milieux hydrogéologiques selon leur porosité et perméabilité. Ce mémoire de HDR s'intéresse aux milieux fracturés et karstiques

Durant ma carrière scientifique, ce sont les milieux fracturés et karstiques qui m'ont le plus intéressé car ils offrent, à mes yeux, les questions scientifiques les plus passionnantes:

- Comment prendre en compte l'hétérogénéité de ces milieux ?
- A partir de quelle échelle un phénomène est-il représentatif du milieu ?
- Quelle représentativité d'un paramètre mesuré ?
- Comment modéliser numériquement un milieu hautement hétérogène ?
- Et bien d'autres....

Mes principaux domaines de recherche sont donc les suivants :

- Compréhension de la structure et du fonctionnement des **aquifères de socle** et contribution à leur gestion en milieu tropical semi-aride (caractérisation de la géométrie, propriétés hydrodynamiques et conditions aux limites)
- Compréhension du rôle des réseaux de conduits karstiques dans le fonctionnement des aquifères karstiques avec un focus sur (i) l'interprétation des essais de pompage et (ii) la modélisation des crues éclair dans les **aquifères karstiques**
- Développement **d'outils de modélisation (numérique et analytique)** pour résoudre les problèmes soulevés par les deux domaines ci-dessus

1.3 Plan

Ce mémoire est divisé en huit parties qui décrivent ma carrière scientifique, les principaux résultats obtenus et mes idées de recherche pour le futur.

Après cette introduction (chapitre 1), le chapitre 2 décrit mon parcours scientifique au sein du monde de la recherche internationale au travers de mes affectations en Belgique, Suisse, Inde et France. Il contient aussi le détail de ma production scientifique.

Le chapitre 3 est dédié à mon activité d'observation au sein de différents Observatoires de Recherche et ma contribution à chacun d'eux en termes de (i) développement du site, (ii) suivi de l'observation sur un site existant, (iii) réalisation d'expérimentations, (iv) pilotage/administration du site, et (v) valorisation scientifique.

Les chapitres 4 à 6 sont consacrés à la synthèse de mes travaux scientifiques, selon les divers objets hydrogéologiques qui m'ont occupé :

- Chapitre 4 : les aquifères fracturés de socle selon 6 sections décrivant la géométrie, les propriétés hydrodynamiques et les conditions aux limites de ce type d'aquifère, aboutissant à la proposition d'un modèle hydrogéologique conceptuel et de pistes pour la modélisation numérique de ces milieux hétérogènes
- Chapitre 5 : les aquifères karstiques dans des conditions de fonctionnement hydrodynamiques extrêmes, caractérisant les relations entre drains et matrice karstiques, avec deux sections : (i) en pompage (basses eaux) induisant principalement des relations hydrauliques de la matrice vers les drains et (ii) en crue (hautes eaux) induisant des écoulements d'eau dans le sens inverse, soit des drains vers la matrice
- Chapitre 6 : hydrogéologie mathématique appliquée à divers contextes pour proposer des solutions analytiques nouvelles, permettant de résoudre simplement des problèmes complexes.

Le chapitre 7 fait état des perspectives et de mes idées de recherches pour le futur en élargissant ces perspectives à d'autres types d'aquifères.

Le chapitre 8 est une modeste tentative de conclusion sur ma carrière scientifique, son intégration dans de nouvelles structures et mes perspectives principales de recherche.

Le lecteur trouvera en annexe les tiré-à-parts de quatre publications scientifiques dont je suis le premier auteur et illustrant respectivement les chapitres 3, 4, 5 et 6.

2 Résumé de carrière scientifique et CV



Bassin versant de Maheshwaram (Inde, Etat du Telangana)

*« C'est une chose de penser que l'on est sur le bon chemin,
une autre de croire que ce chemin est le seul »*

Paulo Coelho

2.1 *Parcours scientifique chronologique*

Bien qu'en principe outillé par mon diplôme d'Ingénieur Civil Géologue² obtenu en 1992 au sein de la Faculté des Sciences Appliquées de l'Université de Liège, je souhaite approfondir mes connaissances sur les milieux karstiques et obtiens en 1993 une bourse de la Confédération Helvétique pour suivre les cours du Cycle Postgrade du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel de 1993 à 1994. J'y aborde essentiellement la géométrie, l'hydraulique et le transport au sein des conduits karstiques d'un aquifère carbonaté.

En début d'année 1995, je démarre une thèse de doctorat au sein du GEOLEP³ sur l'hydrogéologie profonde des aquifères cristallins alpins, observée au travers des ouvrages souterrains (tunnels routiers, ferroviaires et galeries hydroélectriques en Suisse et en France). Mon temps de travail est réparti comme suit : 75 % pour les travaux de thèse et 25 % pour réaliser des mandats⁴ scientifiques au profit du GEOLEP. Au cours de ma thèse, je suis un réseau de huit ouvrages parmi lesquels les tunnels routiers du Mont-Blanc et du Saint-Gothard. Ce travail de description du milieu naturel m'a donné le goût de l'observation. Les données ainsi acquises ont été transférées aux maîtres d'ouvrages et gestionnaires pour minimiser l'impact des travaux souterrains sur les eaux souterraines en milieu fracturé. Cette thèse, soutenue en février 1998, sera la première du laboratoire à être réalisée en trois ans. Les résultats de la thèse seront mis à profit par les bureaux d'études en charge, en Suisse, des études hydrogéologiques des tunnels de base du Loetschberg et du Gothard, puis plus récemment en Italie, du tunnel Lyon-Turin.

Je rejoins en mai 1998 le LGIH (Liège, Belgique) pour réaliser de nombreuses missions d'expertise et de recherche ponctuelles, parmi lesquelles : évaluation et modélisation de la contribution des eaux souterraines aux crues de la Meuse à Liège, réalisation et interprétation de multiples opérations de prospections géophysiques (tomographies électriques, sismiques, à terre et en rivière, gravimétrie...) et modélisation distribuée des effets de sites du plus gros tremblement de terre probable sur le centre de Liège.

Je rejoins en août 2000 le BRGM pour y créer et développer le Centre Franco-Indien de Recherche sur les Eaux Souterraines (CEFIREs) à Hyderabad en collaboration avec le NGRI (National Geophysical Research Institute). Cette mission me permet de retrouver une tâche d'observation d'un aquifère fracturé dans un contexte sociétal particulièrement passionnant. En tant que responsable « français » du CEFIREs, je coordonne le développement du dispositif d'observation du bassin versant de Maheshwaram où débute un projet financé par le CEFIPRA⁵ permettant la réalisation de premiers forages. C'est le début d'une longue aventure en Inde. Après deux ans, les résultats acquis se concrétisent sous la forme de premières publications sur (i) la géométrie du profil d'altération, (ii) la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des réseaux de fractures et (iii) la cartographie du bilan hydrogéologique de l'aquifère de socle. Ces thèmes sont abordés au sein du chapitre 4.

De retour en France (Montpellier) en septembre 2003, je poursuis la valorisation de ces travaux et coordonne le montage de plusieurs projets européens dont l'un d'eux est financé par le Programme de coopération environnementale ASIAPROECO⁶ de la Commission Européenne : le projet SUSTWATER qui permettra de transposer les méthodes développées à Maheshwaram à d'autres bassins versants indiens plus étendus.

² Equivalent Bac+5, formation à rapprocher du titre d'Ingénieur des Mines en France

³ GEOLEP : Laboratoire de Géologie de l'ingénieur et de l'environnement, Département de Génie Civil, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne

⁴ En Suisse, le terme de mandat désigne un contrat d'étude. Il s'agit de déterminer les périmètres de protection de ressources en eau souterraine, dimensionner et suivre des travaux de captage ou recaptage de sources, dimensionner des dispositifs d'infiltration d'eaux pluviales...

⁵ CEFIPRA : CEntre Franco-Indien pour la Promotion de la Recherche Avancée - <http://www.cefipra.org/>

⁶ ASIA PRO ECO - https://europa.eu/rapid/press-release_IP-02-1688_fr.pdf

Outre de multiples missions d'appui aux politiques publiques, le pilotage d'un projet de recherche sur l'évaluation de l'aléa inondation sur la Ville de Nîmes m'est confié. L'objectif est d'évaluer, comprendre et quantifier le rôle des eaux souterraines d'origine karstique dans la genèse des crues urbaines lors des épisodes dits cévenols. Ce projet est l'occasion de développer un observatoire d'un aquifère karstique urbain soumis à des épisodes de crue. Cet observatoire sera par la suite intégré au second cercle du SNO Karst⁷. Nous mettons en évidence le rôle fondamental de l'aquifère karstique dans la genèse des crues éclair et la nécessité d'intégrer des indicateurs de remplissage de l'aquifère karstique aux systèmes d'alerte et de vigilance, ce qui a été réalisé par la Ville de Nîmes.

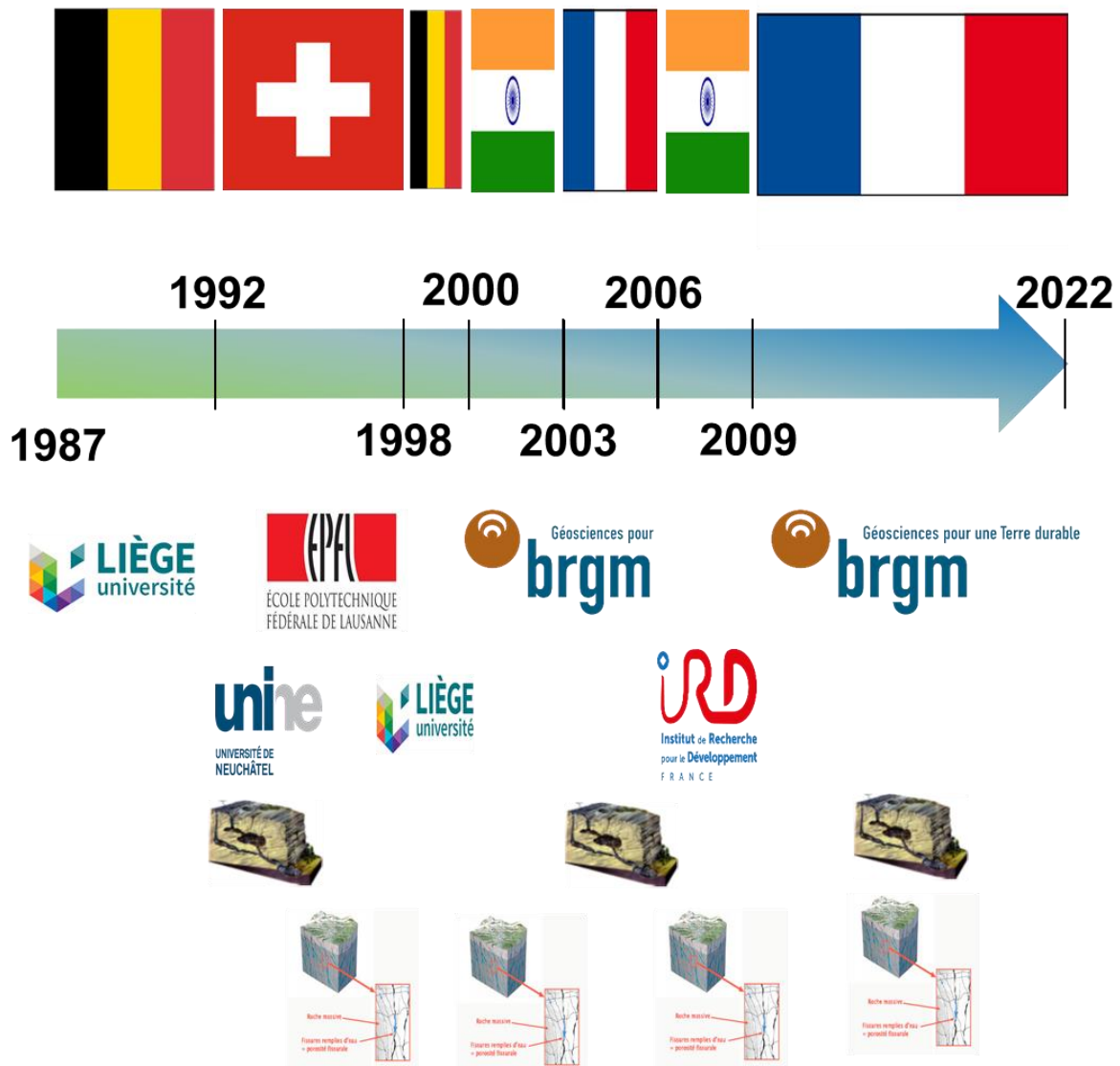


Figure 4: chronologie de mon parcours scientifique

En 2006, je rejoins l'IRD au sein du Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG⁸) devenu depuis le GET, pour une affectation au sein du Laboratoire Mixte International CEFIRSE⁹ à Bangalore. J'y développe le volet « eaux souterraines » sur le bassin versant de Mule Hole et je démarre le suivi du bassin de Maddur, tous deux intégrés au sein de

⁷ SO Karst : service national d'observation de l'INSU sur les aquifères karstiques - <http://www.sokarst.org/>

⁸ LMTG (UMR 5563 CNRS-UPS-IRD) - <http://www.lmtg.obs-mip.fr/>

⁹ Cellule Franco-Indienne de Recherche sur les Eaux - <https://cefirse.ird.fr/>

l'Observatoire de Recherche en Environnement de la Kabini, partie intégrante du SO RBV (M-TROPICS). Situé dans le même type de milieu (socle fracturé et altéré) que l'observatoire d'Hyderabad, j'y poursuis mes travaux sur la géométrie et les paramètres hydrodynamiques de la zone fracturée/altérée. Au contact des collègues géochimistes de la CEFIRSE, je m'intéresse également aux cycles hydrobiogéochimiques et au rôle joué par les eaux souterraines dans les transferts de solutés dans les différents compartiments du cycle hydro(géo)logique.

De retour au BRGM à Montpellier en septembre 2009, je prends la responsabilité du programme cadre « Réactions face aux tensions sur les Ressources en Eau » qui regroupe l'ensemble des projets de recherche menés au BRGM sur les aquifères fracturés et karstiques et leur gestion durable.

En mai 2011, la nouvelle Direction Eau, Environnement et Ecotechnologies du BRGM me confie la direction de l'unité Nouvelles Ressources en Eau et Economie (NRE). Parallèlement aux tâches inhérentes à un poste de management, il me reste du temps pour piloter plusieurs projets dont notamment les projets Lez-GMU et Plateau de Sault sur l'évaluation des ressources en eau d'aquifères karstiques. Plus récemment, j'ai coordonné l'atelier « hydrogéologie karstique » du projet de recherche [RESSOURCE](#) sur les ressources en eau souterraine, atelier regroupant 14 services géologiques nationaux dans le cadre du programme [GeoERA](#) visant à harmoniser les savoirs et savoir-faire des services géologiques pour construire un grand service géologique européen. J'ai également coordonné le partenariat français (BRGM et Suez) du projet ANR-JPI Water [Smart-Control](#).

Durant cette même période, j'ai conduit l'intégration de mon unité au sein de (i) l'IM2E (Institut Montpellierain de l'Eau et de l'Environnement), (ii) de l'I-SITE MUSE - Université d'excellence et (iii) l'UMR [G-eau](#) (Gestion de l'Eau, Acteurs, Usages).

Outre la thèse de doctorat que je co-encadre en ce moment, ce parcours scientifique m'a permis de (voir détails au § 2.3.5):

- Accompagner, en Inde, cinq doctorants qui ont soutenu leur thèse
- Co-encadrer cinq autres thèses de doctorat
- Participer au jury de cinq thèses de doctorat

2.2 Spécificités d'un parcours de chercheur au sein d'un EPIC

Les travaux présentés dans ce document ont été réalisés entre le mois d'août 2000 et aujourd'hui. Dix-neuf de ces vingt-deux années (soit 90 % de ma carrière de chercheur) ont été effectuées au sein du BRGM qui est un EPIC¹⁰, le restant au sein de l'EPST IRD.

Pour un chercheur, le fonctionnement et le positionnement d'un EPIC impliquent un certain nombre de spécificités propres qui peuvent constituer des avantages ou des inconvénients. Parmi les missions du BRGM en tant qu'établissement, il y a la mission de service public qui consiste à appuyer l'administration et les collectivités territoriales dans leurs missions dans les domaines du sol et du sous-sol. Elle se traduit par la mise en œuvre de projets d'appui à politique publique, expertises ou appuis à l'administration. Par ailleurs, la mission de recherche publique du BRGM permet à ses ingénieurs-chercheurs de lever des verrous scientifiques et les valoriser au travers de publications scientifiques. Cependant, le modèle économique de l'établissement en coûts complets, impliquant une très forte nécessité d'obtenir des financements pour assurer le temps chercheur, pousse l'ensemble ingénieurs-chercheurs à une forme d'opportunisme. Celui-ci se traduit par une certaine dispersion scientifique des chercheurs pour qui la mise en cohérence sous la forme d'une HDR est un exercice complexe. A l'inverse, le positionnement institutionnel du BRGM sur les thématiques du sous-sol ouvre des possibilités et perspectives extraordinaires à ses chercheurs tant les moyens d'investigations sont importants.

¹⁰ EPIC : établissement public à caractère industriel et commercial

Dans ce mémoire, j'ai souhaité mettre en évidence certains éléments de recherche qui ont pu être exploités et mis en œuvre par la société civile. Dans la suite, vous pourrez identifier ces éléments grâce à la mise en forme suivante :



Transfert vers la société : ici, sera expliqué, dans chaque sous-chapitre, le transfert vers la société du concept ou du produit de la recherche pour une application de la gestion des eaux souterraines appliquée aux aquifères fracturés et karstiques.

2.3 Curriculum Vitae

2.3.1 Etat civil

Maréchal Jean-Christophe Frédéric Philippe

Né le 29 juillet 1969 à Ougrée (Belgique)

Adresse professionnelle: BRGM, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier

Téléphone : +33 4 67 15 79 65

Courriel : jc.marechal@brgm.fr

2.3.2 Grades et titres universitaires

1998 - Doctorat en Sciences Techniques de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (Suisse)

Titre : Les circulations d'eau dans les massifs cristallins alpins et leurs relations avec les ouvrages souterrains

Laboratoires d'accueil : Laboratoire de Géologie (GEOLEP)

Responsables : Prof. A. Parriaux et Prof. G. de Marsily

Mention : il n'existe pas de mention pour les thèses EPFL



1994 - DEA de l'Université de Neuchâtel en hydrogéologie (Suisse)

Titre : Hydraulique et transport dans les drains karstiques - Observation et modélisation

Laboratoire d'accueil : Centre d'Hydrogéologie (CHYN)

Responsable : Dr. PY Jeannin

Mention : 5,5/6



1992 - Ingénieur Civil Géologue, Université de Liège (Belgique)

Mention : Distinction



Distinctions/concours

2000 : Lauréat d'un mandat de 3 ans de chargé de recherches du Fonds National de la Recherche Scientifique (FNRS) belge. J'ai décliné ce mandat suite à mon expatriation en Inde pour le développement du centre de recherche CEFIRES

1993 : Unique lauréat belge d'une bourse de la Confédération Helvétique (Berne)

1992 : Lauréat d'une Bourse de la Fondation Camille Hela (Liège)

2.3.3 Fonctions dans la recherche

Depuis 2021 : Directeur Adjoint de l'UMR G-eau

Depuis 2011 : Directeur de l'unité de recherche Nouvelles Ressources en Eau et Economie (NRE) du BRGM

2010 - 2022 : Responsable de l'observatoire d'Hyderabad au sein du SOERE H+

2009 - 2011 : Chef du Programme Cadre « Réactions face aux tensions sur les Ressources en Eau » au BRGM

2006 - 2009 : Chargé de Recherche 1^{ème} classe à l'IRD, poste d'accueil en détachement

2000 – 2006 : Ingénieur de Recherche au BRGM recruté comme hydrogéologue
1998 - 2000 : Ingénieur de recherche aux Laboratoires de Géologie, Géophysique et Géologie de l'Ingénieur (LGIH), Université de Liège.

2.3.4 Affectations géographiques successives

Mon parcours scientifique a été marqué par plusieurs expatriations. Mes affectations géographiques sont les suivantes :

- Depuis Octobre 2009: Montpellier, France – Unité « Nouvelles Ressources en Eau et Economie », Direction DEPA, BRGM
- Octobre 2006 à Septembre 2009: Bangalore, Inde – Indo-French Cell for Water Sciences (IFCWS), Indian Institute of Science (IISc)
- Septembre 2003 à Septembre 2006 : Montpellier, France – Unité « Ressources et Milieux Discontinus », Service EAU, BRGM
- Août 2000 à Août 2003 : Hyderabad, Inde – Indo-French Centre for Groundwater Research (IFCGR), National Geophysical Research Institute (NGRI)
- Mai 1998 à Juillet 2000 : Liège, Belgique – LGIH, Université de Liège

2.3.5 Encadrement de thèses et stages

Accompagnement, sur place en Inde, des thèses suivantes¹¹ :

- Violette, A. (2010) - Processus et bilans d'altérations en milieu tropical (bassin versant de Mule Hole, Inde du sud) : sensibilité à la composition minéralogique et au climat. Thèse de doctorat, Université de Toulouse 3, France. 2 publications communes
- Murari R.R. Varma (2010) - Water balance studies in a small experimental forested watershed in of South India. Indian Institute of Science, Bangalore, Inde.
- Zaidi, F.K. (2006) - Characterization of Aquifers in fractured crystalline terrain in the Maheshwaram Watershed, Rangareddy district, Andhra Pradesh, India. Thèse de doctorat, Aligarh Muslim University, Aligarh et NGRI, Hyderabad, Inde. 1 publication commune.
- de Condappa, D. (2005) - Étude de l'écoulement d'eau à travers la Zone Non-Saturée des aquifères de socle à l'échelle spatiale du bassin versant - Application à l'évaluation de la recharge au sein du bassin versant de Maheshwaram, Andhra Pradesh, Inde, Thèse de doctorat (22 avril 2005), Université Joseph Fourier, France.
- Engerrand, C. (2002) - Etude hydrogéologique d'un aquifère de socle en milieu semi-aride soumis à un régime de mousson. Thèse de doctorat, Université Paris VI, France.

Codirection ou co-encadrement des thèses suivantes :

- Gwodog, BJ (en cours) – Compréhension et modélisation des interactions entre eau souterraine et eau de surface en zone côtière humide : application au bassin versant du Tongo Bassa, Douala-Cameroun, Université technique de Douala, Cameroun
- Hoffmann, R. (2021) - Multi-scale characterization of transport in heterogeneous porous and fractured aquifer media using innovative heat and solute tracer tests, Thèse de doctorat (21 janvier 2021), Universités de Liège et de Mons, Belgique.
- Nicolas, M. (2019) - Impact de l'hétérogénéité sur la recharge naturelle et artificielle des aquifères cristallins altérés et fracturés : application aux sites de Maheshwaram et Choutuppal (Inde du Sud)¹², Thèse de doctorat (7 mai 2019), Université de Rennes 1.

¹¹ J'ai différencié les thèses que j'ai accompagnées (en Inde) des thèses dont j'ai été le co-encadrant officiel.

¹² <http://www.theses.fr/2019REN1B016>

- Dufoyer, A. (2019) - Signification physique et hydrologique de l'information spectrale contenue dans le signal hydrodynamique à l'exutoire des systèmes karstiques¹³, Thèse de doctorat (17 décembre 2019), Université de Normandie.
- Giese, M. (2017) - Identification and quantification of the effects of flow regime and matrix-conduit interaction in the characterization of karst aquifers¹⁴, Thèse de doctorat (3 mai 2017), Université de Göttingen.
- Guihéneuf, N. (2014) - Structure des écoulements et propriétés de transport des aquifères cristallins fracturés et altérés : application au site de Choutuppall (Inde du Sud), Thèse de doctorat (8 juillet 2014), Université de Rennes 1.



Thèses de doctorat co-encadrées sur ce sujet :

Ces thèses, accompagnées à l'étranger ou co-encadrées, sont contextualisées dans la problématique scientifique qu'elles abordent au sein des chapitres 4 à 6, au moyen de cette iconographie.

Participation aux jurys des thèses suivantes :

- Hakoun, V. (2013) - Développement d'une sonde aquatique autonome pour la cartographie des drains karstiques noyés. Simulation des écoulements dans les aquifères karstiques par une approche couplée drains discret - double porosité¹⁵, Thèse de doctorat (13 décembre 2013), Université de Montpellier
- Houmadi, MA. (2015) - Analyse piézométrique et modélisation des signaux hydrologiques et gravimétriques dans les aquifères du socle en région soudano-sahélienne : cas de Ouagadougou¹⁶, Thèse de doctorat (16 juin 2015), Université de Montpellier.
- Mommessin, G. (2015) - Étude des perturbations thermiques profondes associées aux contextes hydrogéologique et paléo-environnemental des massifs alpins : exemple du versant sud de la moyenne Maurienne¹⁷, Thèse de doctorat (1 juillet 2015), Université de Savoie.
- Delottier, H. (2017) - Quantification et réduction des incertitudes associées aux modèles hydrodynamiques de gestion quantitative des eaux souterraines¹⁸, Thèse de doctorat (14 juin 2017), ENSEGID.
- Ollivier, C. (2019) - Caractérisation et spatialisation de la recharge effective de la zone non saturée des hydrosystèmes karstiques. Application au bassin de recherches d'expérimentation et d'observation de Fontaine de Vaucluse-LSBB, Thèse de doctorat (mai 2019), Université d'Avignon.

J'ai également encadré le postdoctorant de S. Ferrant (GET, Toulouse) entre 2012 et 2013.

Entre 2000 et 2020, j'ai dirigé les stages d'une quinzaine d'étudiants des M2 des Universités de Besançon, Paris VI, Avignon, Montpellier, Bordeaux et Marseille et du cycle postgrade de l'Université de Neuchâtel.

¹³ <http://www.theses.fr/2019NORMR147>

¹⁴ <https://ediss.uni-goettingen.de/handle/11858/00-1735-0000-002E-E385-0>

¹⁵ <https://www.theses.fr/2013MON20122>

¹⁶ <http://www.theses.fr/2015MONTS254>

¹⁷ <https://www.theses.fr/fr/2015GREAA013>

¹⁸ <http://www.theses.fr/2017BOR30008>

2.3.6 Enseignements

Post-gradué

Formations de gestion et protection des eaux souterraines à AgroParisTech dans le cadre du Master « Gestion de l'eau ».

Formation continue

Formateur au BRGM depuis 2004, en interne et externe (<http://formation.brgm.fr/index.htm>), en charge des formations suivantes:

- Initiation à l'hydrogéologie pratique
- Sensibilisation à l'hydrogéologie
- Interprétation et valorisation des données issues des pompages d'essai, conception du cours et du support pédagogique en 2005 (transparents, exercices)

Formations d'initiation à l'hydrogéologie pour divers corps de métiers dont notamment :

- Conseillers agricoles pour l'IFCA (Institut de Formation des Chambres d'Agriculture)
- Ingénieurs de la DRIRE (Direction Régionale de l'Industrie, de la Recherche et de l'Environnement) pour l'Ecole des Mines d'Alès

A l'international :

- Formateur en essais de pompage lors d'un séminaire de formation co-organisé avec l'UNESCO, pour des ingénieurs et hydrogéologues du pourtour indien (Inde, Sri Lanka, Pakistan, Afghanistan notamment), 17-21 juin 2004 à Hyderabad, Inde (8 h) ;
- Formation des agents du Ministère de l'Eau en Namibie, mai 2022
- Formation des agents de l'eau de la Communauté Urbaine de Douala, mai 2022

2.3.7 Administration de la recherche

2.3.7.1 Inde

- 2005 - 2006 – Chef de Projet, Projet « Sustwater » financé par le Programme Asia Pro-Eco, Commission Européenne.
- 2000 - 2004 - responsable avec Dr S. Ahmed du projet « Optimal Development and Management of Groundwater in Weathered-Fractured Aquifers », Centre Franco-Indien Pour la Recherche Avancée (CEFIPRA)
- 2000 - 2002 - responsable du programme ACI - Eau Inde
- Août 2000 – Août 2003 – Chairman du Centre Franco-Indien de Recherche sur les Eaux Souterraines (CEFIRES) à Hyderabad

2.3.7.2 France

- Depuis 2011 - Directeur de l'unité de recherche Nouvelles Ressources en Eau et Economie (NRE) du BRGM
- 2018 - 2022 – Chef de projet BRGM, projet « SMART-Control¹⁹: Smart Framework for real-time monitoring and control of subsurface processes in managed aquifer recharge applications », Water JPI, financement ANR
- 2018 – 2021 – Coordinateur du WP5 sur les aquifères karstiques, Chef de projet BRGM, projet GeoERA « RESOURCE²⁰ : Resources of groundwater harmonized at cross-border and pan- European scale »

¹⁹ <https://smart-control.inowas.com/>

²⁰ <https://geoera.eu/projects/resource9/>

- 2014 – 2019 – Membre du Comité d'évaluation des projets du Pôle AquaValley
- 2014 – 2018 – Chef de projet, projet « Plateau de Sault : Evaluation des ressources en eaux souterraines du Plateau de Sault », financements AERMC, AEAG, CD09, CD11 et Région Occitanie
- 2011 – 2014 – Chef de Projet, Projet « Lez : Gestion multi-usages », projet multi UMR, financements AERMC, Ville de Montpellier et CD34.
- 2003 – 2006 – Chef de Projet, Projet « Aléa inondations en Ville de Nîmes – Contribution des eaux souterraines d'origine karstique », cofinancé par la Ville de Nîmes.

2.3.7.3 Collaborations scientifiques

Les projets mentionnés ci-dessus ainsi que la direction de l'unité NRE m'ont permis de développer de multiples collaborations avec les partenaires suivants:

Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, Univ. de Berlin, Palestinian Water Authority et Mekorot (Compagnie d'eau nationale israélienne), 14 EuroGeoSurveys, Technische Universität Dresden, Berlin Centre of Competence for Water (KWB), Umwelt- und Ingenieurtechnik GmbH Dresden (UIT), Adelphi research gGmbH, Suez, Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), Universidade Federal da Paraíba (UFPB), Univ. of Cyprus (UCY), Géosciences Rennes (Univ. de Rennes I, CNRS), HydrASA (CNRS, Univ. de Poitiers), Géosciences Montpellier (CNRS, Univ. de Montpellier II), EMMAH, (INRA, Univ. d'Avignon), Geosciences Azur (CNRS, Univ. de Nice Sophia-Antipolis, Univ. Paris VI), Hydrogeology group CSIC (Univ. Polytechnique de Catalogne, Espagne), Forschungszentrum Jülich (Allemagne), Ecole des Mines d'Alès, Indian Institute of Science (IISc, Bangalore - Inde), Géosciences Environnement Toulouse (GET), UMR SAS (INRA, Rennes), Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE, Grenoble), Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR Hydrosociétés (Montpellier), UMR G-eau (Montpellier), Biotope, UMR Tetis (Montpellier), CERFACS (Toulouse), Institut de Recherches Géologiques et Minières (IRGM, Yaoundé - Cameroun), Centre de Sciences Humaines (CESS, New Delhi - Inde), Institut Français de Pondichéry (IFP, Inde), Charles University (Prague), International Water Management Institute (IWMI, Hyderabad - Inde), National Geophysical Research Institute (NGRI, Hyderabad - Inde), UMR Sisyphe (Univ. Paris VI), Centre de Géosciences (Ecole des Mines de Paris), Danone Water France, Nestlé Waters, Groupe Fabre, Veolia

2.4 Direction de la recherche

J'ai pris la direction de l'unité Nouvelles Ressources en Eau et Economie le 2 mai 2011. Cette unité a appartenu au service Eau, à la direction D3E (Direction de l'Eau, Environnement et Ecotechnologies) puis maintenant à la direction DEPA (Direction de l'Eau, Environnement, Procédés et Analyses) du BRGM. Elle possède deux caractéristiques qui en font une unité originale au sein du BRGM:

- Sa pluridisciplinarité / transdisciplinarité éloignée mêlant économistes et sociologue de l'eau et de l'environnement, et hydrogéologues travaillant sur des problématiques communes ;
- Son ancrage régional (jusqu'à 2021, seule unité de recherche du BRGM implantée en région) favorisant le contact avec les collègues de la direction régionale, le terrain et les interactions avec les acteurs locaux.

Dans la lignée de mes prédécesseurs, j'ai veillé à l'intégration de NRE au sein de la communauté scientifique régionale de l'eau et de l'environnement. Ainsi, à la suite du Groupement d'Intérêt Scientifique (GIS) ILEE, NRE a rejoint le GIS Institut Montpellierain de

l'Eau et de l'Environnement (IM2E²¹) dès sa création en 2015, devenu depuis peu Centre international Unesco de catégorie 2 ICIREWARD²². L'ensemble des chercheurs de NRE ont rejoint l'UMR G-eau²³ au 1^{er} janvier 2021 après une période de préparation qui s'est étalée sur le précédent quinquennal des UMR, incluant 6 chercheurs associés (dont j'ai fait partie) à l'UMR durant cette période. En vue de cette intégration, l'unité NRE a été évaluée en 2020 par l'HCERES en tant qu'équipe de la future nouvelle UMR. L'avis du jury a été le suivant :

« L'équipe NRE possède une reconnaissance nationale et internationale en hydrogéologie pour la caractérisation des aquifères complexes, et pour l'approche économique des usages de l'eau en lien avec les changements globaux. Les activités de recherche en France et à l'étranger sont de haut niveau scientifique et débouchent sur des publications, des rapports et des outils d'interprétation et de gestion pertinents et novateurs. Au cours du prochain quinquennal, le taux de publication par chercheur peut et doit être amélioré et être plus homogène pour tous les membres de NRE qui intégreront les différentes équipes de G-EAU. »

L'intégration de l'équipe NRE du BRGM est tout à fait judicieuse, et bien anticipée. L'intégration par mobilité de plusieurs scientifiques des tutelles actuelles est cohérente et prometteuse. »

Trois chercheurs sur 15 (moyenne sur la période) ont soutenu leur HDR durant ma direction. NRE est devenu l'une des unités les plus publiantes du BRGM avec notamment un pic à 30 publications de rang A en 2021. Le BRGM est par ailleurs membre de l'ISITE Université de Montpellier MUSE depuis sa création, université avec laquelle nous partageons la signature de nos publications. Suite à ces succès, le modèle d'unité décentralisée fait maintenant partie de la politique de site du BRGM avec l'ouverture récente d'une UR à Bordeaux, sur la thématique des risques littoraux.

2.5 Production scientifique

2.5.1 Bibliométrie

Mon numéro ORCID est : 0000-0001-8179-1294. Mes données bibliométriques au 12 avril 2023 sont synthétisées dans le tableau suivant.

Source	Nombre de publications	Nombre de citations	Nombre de citations (sans autocitations)	h_{index}
WoS	90	2308	2026	26
ResearchGate	204	4035		35
SCOPUS	96	2546		28
Google Scholar	296	4245		34

Tableau 1: synthèse des données bibliométriques selon les différentes bases de données

2.5.2 Impacts

Mes travaux de recherche ont été analysés dans le cadre d'une étude plus globale sur la collaboration scientifique entre la France et l'Inde dans le domaine de l'eau (Shilpa et Bhattacharya, 2017). Les auteurs m'ont identifié comme étant l'auteur interagissant le plus avec les autres équipes franco-indiennes travaillant sur les mêmes sujets et contribuant à des publications issues de projets différents.

"J.C. Marechal has emerged as a common node in later time periods, playing an important role in connecting two groups working in two different Indo-French laboratories, i.e. IFCWS and IFCGR."

²¹ <http://www.im2e.org/Objectifs.asp>

²² <https://fr.unesco-montpellier.org/>

²³ <http://g-eau.fr/index.php/fr/>

“Marechal has the highest betweenness centrality which plausibly indicates his role in influencing different strands of research groups. In collaborative network, betweenness centrality reflects the author’s role in bridging different sub-groups. Marechal was chairman of IFCGR from 2000 to 2003, and was also involved as a lead in many research projects. He has the lowest closeness centrality. High betweenness centrality and low closeness centrality indicate his ubiquitous presence in the network.”

“Marechal has emerged as a key scholar in bridging the different subgroups. He worked as the chair of IFCGR from year 2000 to 2003 and was on deputation from IRD to IFCWS from year 2006 to 2009. His association with both the laboratories for long durations makes him a key actor in the Indo-French network, even after his formal separation from the laboratories. Both the laboratories had undertaken some challenging projects with researchers from both countries involved in them. Strong ties are exhibited in a project which is reflected through the research papers. On the other hand, Marechal is the prominent author playing a key role in the different projects. This is reflected in his high betweenness centrality as he is present as author in papers emerging from different projects.” Tiré de (Shilpa et Bhattacharya, 2017)

2.5.3 Liste des articles dans des revues à comité de lecture

Note : mon nom est souligné dans la liste suivante, les noms des doctorants avec qui j’ai collaboré durant leur thèse de doctorat sont signalés en gras.

- HOFFMANN, R., MARECHAL, J.C., SELLES, A., DASSARGUES, A., GODERNIAUX, P., 2022.** Heat Tracing in a Fractured Aquifer with Injection of Hot and Cold Water. *Groundwater* 60, 192–209. <https://doi.org/10.1111/GWAT.13138>
- DEWANDEL, B., HAKOUN, V., LANINI, S., LADOUCHE, B., LAMOTTE, C., MARECHAL, J.C., 2022.** Analytical solutions for analysing pumping tests near an infinite vertical and anisotropic fault zone based upon unconventional application of well-image theory. *Adv. Water Resour.* 160. <https://doi.org/10.1016/J.ADVWATRES.2021.104107>
- PASCAL, C., FERRANT, S., SELLES, A., MARECHAL, J.C., PASWAN, A., MERLIN, O., 2022.** Evaluating downscaling methods of GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) data: A case study over a fractured crystalline aquifer in southern India. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 26, 4169–4186. <https://doi.org/10.5194/HESS-26-4169-2022>
- MARECHAL, J.C., HAKOUN, V., CORBIER, P., 2022.** Role of Reef-Flat Plate on the Hydrogeology of an Atoll Island: Example of Rangiroa. *Water* 2022, Vol. 14, Page 2695 14, 2695. <https://doi.org/10.3390/W14172695>
- BOISSON, A., VILLESSECHE, D., SELLES, A., ALAZARD, M., CHANDRA, S., FERRANT, S., MARECHAL, J.C., 2022.** Long term monitoring of rainwater harvesting tanks: Is multi-years management possible in crystalline South Indian aquifers? *Hydrol. Process.* 36, e14759. <https://doi.org/10.1002/HYP.14759>
- DEWANDEL, B., LANINI, S., HAKOUN, V., CABALLERO, Y., MARECHAL, J.C., 2021.** Artificial aquifer recharge and pumping: transient analytical solutions for hydraulic head and impact on streamflow rate based on the spatial superposition method. *Hydrogeol. J.* 29, 1009–1026. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02294-9>
- DEWANDEL, B., BOISSON, A., AMRAOUI, N., CABALLERO, Y., MOUGIN, B., BALTASSAT, J.M., MARECHAL, J.C., 2021.** Improving our ability to model crystalline aquifers using field data combined with a regionalized approach for estimating the hydraulic conductivity field. *J. Hydrol.* 601. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126652>
- AUDRY, S., ATEBA BESSA, H., BEDIMO BEDIMO, J., BOEGLIN, J., BOITHIAS, L., BRAUN, J., DUPRE, B., FAUCHEUX, M., LAGANE, C., MARECHAL, J.C., NDAM-NGOUPAYOU, J.R., NKA NNOMO, B., NLOZOA, J., NTONGA, J., RIBOLZI, O., RIOTTE, J., ROCHELLE-NEWALL, E., RUIZ, L., (2021).** The Multiscale TROPICAL CatchmentS critical zone observatory M-TROPICS dataset I: The Nyong River Basin, Cameroon. *Hydrol. Process.* 35, e14138. <https://doi.org/10.1002/hyp.14138>
- RIOTTE, J., RUIZ, L., AUDRY, S., BAUD, B., BEDIMO BEDIMO, J., BOITHIAS, L., BRAUN, J., DUPRÉ, B., DUPREY, J., FAUCHEUX, M., LAGANE, C., MARECHAL, J.C., MOGER, H., MOHAN KUMAR, M.S., PARATE, H., RIBOLZI, O., ROCHELLE-NEWALL, E., SRIRAMULU, B., VARMA, M.R.R., SEKHAR, M., (2021).** The Multiscale TROPICAL CatchmentS critical zone observatory M-TROPICS dataset III : Hydro-geochemical monitoring of

- the Mule Hole catchment, south India. *Hydrol. Process.* 35, e14196. <https://doi.org/10.1002/hyp.14196>
- GIESE, M., REIMANN, T., LIEDL, R., DEWANDEL, B., MARÉCHAL, J.-C., SAUTER, M., 2020.** An Approximation of Inner Boundary Conditions for Wells Intersecting Highly Conductive Structures. *Groundwater* 58, 611–621. <https://doi.org/10.1111/gwat.12947>
- MARÉCHAL, J.-C., BOUZIT, M., RINAUDO, J.-D., MOIROUX, F., DESPRATS, J.-F., CABALLERO, Y., (2020).** Mapping Economic Feasibility of Managed Aquifer Recharge. *Water* 12, 680. <https://doi.org/10.3390/w12030680>
- OLARINOYE, T., GLEESON, T., MARX, V., SEEGER, S., ADINEHVAND, R., ALLOCCA, V., ANDREO, B., APAESTEGUI, J., APOLIT, C., ARFIB, B., AULER, A., BARBERA, J.A., BATIOU-GUILHE, C., BECHTEL, T., BINET, S., BITTNER, D., BLATNIK, M., BOLGER, T., BRUNET, P., CHARLIER, J.B., CHEN, Z., CHIOGNA, G., COXON, G., DE VITA, P., DOUMMAR, J., EPTING, J., FOURNIER, M., GOLDSCHIEDER, N., GUNN, J., GUO, F., GUYOT, J.L., HOWDEN, N., HUGGENBERGER, P., HUNT, B., JEANNIN, P.Y., JIANG, G., JONES, G., JOURDE, H., KARMANN, I., KOIT, O., KORDILLA, J., LABAT, D., LADOUCHE, B., LISO, I.S., LIU, Z., MARÉCHAL, J.-C., MASSEI, N., MAZZILLI, N., MUDARRA, M., PARISE, M., PU, J., RAVBAR, N., SANCHEZ, L.H., SANTO, A., SAUTER, M., SIVELLE, V., SKOGLUND, R.Ø., STEVANOVIC, Z., WOOD, C., WORTHINGTON, S., HARTMANN, A., 2020.** Global karst springs hydrograph dataset for research and management of the world's fastest-flowing groundwater. *Sci. Data* 7, 1-9. <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0346-5>
- DUFOYER, A., MASSEI, N., LECOQ, N., MARECHAL, J.-C., THIERY, D., PENNEQUIN, D., DAVID, P.Y., 2019.** Links between karst hydrogeological properties and statistical characteristics of spring discharge time series : a theoretical study. *Environ. Earth Sci.* 78. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8411-0>
- NICOLAS, M., BOUR, O., SELLES, A., DEWANDEL, B., BAILLY-COMTE, V., CHANDRA, S., AHMED, S., MARÉCHAL, J.-C., 2019.** Managed Aquifer Recharge in fractured crystalline rock aquifers : Impact of horizontal preferential flow on recharge dynamics. *J. Hydrol.* 573, 717–732. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.04.003>
- PARMENTIER, J., LEJEUNE, S., MARECHAL, M., BOURGES, F., GENTY, D., TERRAPON, V., MARECHAL, J.-C., GILET, T., 2019.** A drop does not fall in a straight line : a rationale for the width of stalagmites. *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 475, 20190556. <https://doi.org/10.1098/rspa.2019.0556>
- MARECHAL, J.-C., SELLES, A., DEWANDEL, B., BOISSON, A., PERRIN, J., AHMED, S., 2018.** An Observatory of Groundwater in Crystalline Rock Aquifers Exposed to a Changing Environment : Hyderabad, India. *Vadose Zo. J.* 17, 180076. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0076>
- GAILLARDET, J., BRAUD, I., HANKARD, F., ANQUETIN, S., BOUR, O., DORFLIGER, N., DE DREUZY, J.R., GALLE, S., GALY, C., GOGO, S., GOURCY, L., HABETS, F., LAGGOUN, F., LONGUEVERGNE, L., LE BORGNE, T., NAAIM-BOUVET, F., NORD, G., SIMONNEAUX, V., SIX, D., TALLEC, T., VALENTIN, C., ABRIL, G., ALLEMAND, P., ARENES, A., ARFIB, B., ARNAUD, L., ARNAUD, N., ARNAUD, P., AUDRY, S., COMTE, V.B., BATIOU, C., BATAIS, A., BELLOT, H., BERNARD, E., BERTRAND, C., BESSIERE, H., BINET, S., BODIN, J., BODIN, X., BOITHIAS, L., BOUCHEZ, J., BOUDEVILLAIN, B., MOUSSA, I.B., BRANGER, F., BRAUN, J.J., BRUNET, P., CACERES, B., CALMELS, D., CAPPELLAERE, B., CELLE-JEANTON, H., CHABAUX, F., CHALIKAKIS, K., CHAMPOLLION, C., COPARD, Y., COTEL, C., DAVY, P., DELINE, P., DELRIEU, G., DEMARTY, J., DESSERT, C., DUMONT, M., EMBLANCH, C., EZZAHAR, J., ESTEVES, M., FAVIER, V., FAUCHEUX, M., FILIZOLA, N., FLAMMARION, P., FLOURY, P., FOVET, O., FOURNIER, M., FRANCEZ, A.J., GANDOIS, L., GASCUEL, C., GAYER, E., GENTHON, C., GERARD, M.F., GILBERT, D., GOUTTEVIN, I., GRIPPA, M., GRUAU, G., JARDANI, A., JEANNEAU, L., JOIN, J.L., JOURDE, H., KARBOU, F., LABAT, D., LAGADEUC, Y., LAJEUNESSE, E., LASTENNET, R., LAVADO, W., LAWIN, E., LEBEL, T., LE BOUTEILLER, C., LEGOUT, C., LEJEUNE, Y., LE MEUR, E., LE MOIGNE, N., LIONS, J., LUCAS, A., MALET, J.P., MARAIS-SICRE, C., MARECHAL, J.-C., MARLIN, C.,**

- MARTIN, P., MARTINS, J., MARTINEZ, J.M., MASSEI, N., MAUCLERC, A., MAZZILLI, N., MOLENAT, J., MOREIRA-TURCQ, P., MOUGIN, E., MORIN, S., NGOUPAYOU, J.N., PANTHOU, G., PEUGEOT, C., PICARD, G., PIERRET, M.C., POREL, G., PROBST, A., PROBST, J.L., RABATEL, A., RACLOT, D., RAVANEL, L., REJIBA, F., RENE, P., RIBOLZI, O., RIOTTE, J., RIVIERE, A., ROBAIN, H., RUIZ, L., SANCHEZ-PEREZ, J.M., SANTINI, W., SAUVAGE, S., SCHOENEICH, P., SEIDEL, J.L., SEKHAR, M., SENGTAHEUANGHOUNG, O., SILVERA, N., STEINMANN, M., SORUCO, A., TALLEC, G., THIBERT, E., LAO, D.V., VINCENT, C., VIVILLE, D., WAGNON, P., ZITOUNA, R., 2018. OZCAR : The French network of critical zone observatories. *Vadose Zo. J.* 17, 180067. <https://DOI.ORG/10.2136/VZJ2018.04.0067>
- JOURDE, H., MASSEI, N., MAZZILLI, N., BINET, S., BATIOU-GUILHE, C., LABAT, D., STEINMANN, M., BAILLY-COMTE, V., SEIDEL, J.L., ARFIB, B., CHARLIER, J.B., GUINOT, V., JARDANI, A., FOURNIER, M., ALIOUACHE, M., BABIC, M., BERTRAND, C., BRUNET, P., BOYER, J.F., BRICQUET, J.P., CAMBOULIVE, T., CARRIÈRE, S.D., CELLE-JEANTON, H., CHALIKAKIS, K., CHEN, N., CHOLET, C., CLAUZON, V., SOGLIO, L.D., DANQUIGNY, C., DÉFARGUE, C., DENIMAL, S., EMBLANCH, C., HERNANDEZ, F., GILLON, M., GUTIERREZ, A., SANCHEZ, L.H., HERY, M., HOUILLO, N., JOHANNET, A., JOUVES, J., JOZJA, N., LADOUCHE, B., LEONARDI, V., LORETTE, G., LOUP, C., MARCHAND, P., DE MONTETY, V., MULLER, R., OLLIVIER, C., SIVELLE, V., LASTENNET, R., LECOQ, N., MARÉCHAL, J.C., PEROTIN, L., PERRIN, J., PETRE, M.A., PEYRAUBE, N., PISTRE, S., PLAGNES, V., PROBST, A., PROBST, J.L., SIMLER, R., STEFANI, V., VALDES-LAO, D., VISEUR, S., WANG, X., 2018. SNO KARST : A French network of observatories for the multidisciplinary study of critical zone processes in karst watersheds and aquifers. *Vadose Z. J.* 17, 180094. <https://DOI.ORG/10.2136/VZJ2018.04.0094>
- DEWANDEL, B., LANINI, S., LACHASSAGNE, P., & MARECHAL, J.C. (2018). A Generic analytical solution for modelling pumping tests in wells intersecting fractures. *Journal of Hydrology*, 559, 89-99. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.02.013>
- GIESE, M.**, T. REIMANN, V. BAILLY-COMTE, J.C. MARÉCHAL, M. SAUTER, AND T. GEYER. 2018. Turbulent and Laminar Flow in Karst Conduits Under Unsteady Flow Conditions : Interpretation of Pumping Tests by Discrete Conduit-Continuum Modeling. *Water Resour. Res.* 54(3) : 1918-1933. Doi : 10.1002/2017WR020658
- BRAUN, J.J., RIOTTE, J., BATTACHARYA, S., **VIOLETTE, A.**, OLIVA, P., PRUNIER, J., MARECHAL, J.C., RUIZ, L., AUDRY, S., SUBRAMANIAN, S., 2018. REY-Th-U Dynamics in the Critical Zone : Combined Influence of Reactive Bedrock Accessory Minerals, Authigenic Phases, and Hydrological Sorting (Mule Hole Watershed, South India). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 19, 1611-1635. <https://doi.org/10.1029/2018GC007453>
- FERRANT, S., SELLES, A., LE PAGE, M., HERRAULT, P.-A., PELLETIER, C., AL-BITAR, A., ... KERR, Y. (2017). Detection of irrigated crops from Sentinel-1 and Sentinel-2 data to estimate seasonal groundwater use in South India. *Remote Sensing*, 9(11). <https://doi.org/10.3390/rs9111119>
- GIESE, M.**, REIMANN, T., LIEDL, R., MARECHAL, J.-C., & SAUTER, M. (2017). Application of the flow dimension concept for numerical drawdown data analyses in mixed-flow karst systems. *Hydrogeology Journal*, 25(3), 799-811. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1523-7>
- GUIHENEUF, N.**, BOUR, O., BOISSON, A., LE BORGNE, T., BECKER, M. W., NIGON, B., ... MARÉCHAL, J. C. (2017). Insights about transport mechanisms and fracture flow channeling from multi-scale observations of tracer dispersion in shallow fractured crystalline rock. *Journal of Contaminant Hydrology*. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2017.09.003>
- DEWANDEL, B., ALAZARD, M., LACHASSAGNE, P., BAILLY-COMTE, V., COUËFFÉ, R., GRATALOUP, S., LADOUCHE, B., LANINI, S., MARÉCHAL, J.C., WYNS, R. (2017) - Respective roles of the weathering profile and the 1 tectonic fractures in the structure and functioning of crystalline thermo-mineral carbo-gaseous aquifers, *Journal of Hydrology* 547 (2017) 690-707 ; <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.02.028>
- DEWANDEL, B., CABALLERO, Y., PERRIN, J., BOISSON, A., DAZIN, F., FERRANT, S., CHANDRA, S., MARÉCHAL, J.C., 2017 - A methodology for regionalizing 3-D effective porosity

- at watershed scale in crystalline aquifers - Hydrological Processes. 2017 ;1-19. DOI : 10.1002/hyp.11187
- DEWANDEL, B., JEANPERT, J., LADOUCHE, B., JOIN, J.L., MARÉCHAL, J.C., 2017 - Inferring the heterogeneity, transmissivity and hydraulic conductivity of crystalline aquifers from a detailed water-table map , Hydrology 550 (2017) 118-129 ; <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.075>
- BRAUN, J.J., RIOTTE, J., BATTACHARYA, S., **VIOLETTE, A.**, PRUNIER, J., BOUVIER, V., CANDAUDAP, F., MARECHAL, J.C., RUIZ, L., PANDA, S.R., SUBRAMANIAN, S., 2017. REY-Th-U Solute Dynamics in the Critical Zone : Combined Influence of Chemical Weathering, Atmospheric Deposit Leaching, and Vegetation Cycling (Mule Hole Watershed, South India). Geochemistry, Geophys. Geosystems 18, 4409-4425. <https://doi.org/10.1002/2017GC007158>
- ALAZARD M, BOISSON A, MARÉCHAL JC, PERRIN J, DEWANDEL B, SCHWARZ T, PETTENATI M, PICOT-COLBEAUX G, KLOPPMAN W, AHMED S (2016) - Investigation of recharge dynamics and flow paths in a fractured crystalline aquifer in semi-arid India using borehole logs : implications for managed aquifer recharge. Hydrogeology Journal 24(1) : 35-57
- LANINI S., CABALLERO Y., SEGUIN J.J., MARECHAL J.C. (2016) - ESPERE : A Multiple-Method Microsoft Excel Application for Estimating Aquifer Recharge. Groundwater 54(2) : 155-156
- CHARLIER J.-B., B. LADOUCHE, AND J.-C. MARÉCHAL (2015) - Identifying the impact of climate and anthropic pressures on karst aquifers using wavelet analysis. Journal of Hydrology, 523 :610-623, DOI 10.1016/j.jhydrol.2015.02.003.
- BOISSON, A., **GUIHÉNEUF, N.**, PERRIN, J., BOUR, O., DEWANDEL, B., DAUSSE, A., VIOSSANGES, M., AHMED, S., MARÉCHAL, J.C. (2015) - Determining the vertical evolution of hydrodynamic parameters in weathered and fractured south Indian crystalline-rock aquifers : insights from a study on an instrumented site. Hydrogeology Journal 23(4). DOI 10.1007/s10040-014-1226-x
- BOISSON A., VILLESSECHE D., BAISSET M., PERRIN J., VIOSSANGES M., KLOPPMANN W., CHANDRA S., DEWANDEL B., PICOT-COLBEAUX G., RANGARAJAN R., MARECHAL JC, AHMED S. (2015) Questioning the impact and sustainability of percolation tanks as aquifer recharge structures in semi-arid crystalline context. Environmental Earth Sciences 73(12) : 7711-7721
- BOISSON, A., BAÏSSET, M., ALAZARD, M., PERRIN, J., VILLESSECHE, D., DEWANDEL, B., KLOPPMANN, W., CHANDRA, S., PICOT-COLBEAUX, G., SARAH, S., AHMED, S., MARECHAL, J.C., 2014. Comparison of surface and groundwater balance approaches in the evaluation of managed aquifer recharge structures: Case of a percolation tank in a crystalline aquifer in India. J. Hydrol. 519, 1620-1633. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.022>
- MARÉCHAL, J.C., LACHASSAGNE, P., LADOUCHE, B., DEWANDEL, B., LANINI, S., LE STRAT, P., PETELET-GIRAUD, E. (2014) - Structure and hydrogeochemical functioning of a sparkling natural mineral water system from a multidisciplinary approach : a case study from southern France. Hydrogeology Journal 22 : 47-68, doi : 10.1007/s10040-013-1073-1.
- MARÉCHAL, J.C., LANINI, S., AUNAY, B. AND PERROCHET, P. (2014) - Analytical Solution for Modeling Discharge into a Tunnel Drilled in a Heterogeneous Unconfined Aquifer. Ground Water 52(4), 597-605, doi : 10.1111/gwat.12087
- DEWANDEL, B., AUNAY, B., MARÉCHAL, J.C., ROQUES, C., BOUR, O., MOUGIN, B., AQUILINA, L. (2014) Analytical solutions for analysing pumping tests in a sub-vertical and anisotropic fault zone draining shallow aquifers, Journal of Hydrology 509, 115-131, doi : 10.1016/j.jhydrol.2013.11.014
- LADOUCHE, B., MARÉCHAL, J.-C., DORFLIGER, N. (2014) - Semi-distributed lumped model of a karst system under active management, Journal of Hydrology 509, 215-230, doi : 10.1016/j.jhydrol.2013.11.017
- REIMANN, T., **GIESE, M.**, GEYER, T., LIEDL, R., MARÉCHAL, J.C., SHOEMAKER, WB. (2014) Representation of water abstraction from a karst conduit with numerical discrete-continuum models, Hydrol. Earth Syst. Sci., 18, 227-241, doi :10.5194/hess-18-227-2014
- FERRANT, S., CABALLERO, Y., PERRIN, J., GASCOIN, S., DEWANDEL, B., AULONG, S., DAZIN, F., AHMED, S., MARÉCHAL, J.C. (2014) Projected impacts of climate change on farmers' extraction of groundwater from crystalline aquifers in South India, Nature Scientific Reports, 4, 3697, doi : 10.1038/srep03697

- GUIHÉNEUF, N., BOISSON, A., BOUR, O., DEWANDEL, B., PERRIN, J., DAUSSE, A., VIOSSANGES, M., CHANDRA, S., AHMED, S., MARÉCHAL, J.C.** (2014) - Groundwater flows in weathered crystalline rocks : Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity, *Journal of Hydrology* 511, 320-334, doi : 10.1016/j.jhydrol.2014.01.061
- AUDRY, S., AKERMAN, A., RIOTTE, J., OLIVA, P., MARÉCHAL, J.C., FRAYSSE, F., POKROVSKY, OS., BRAUN, J.J.** (2014) - Contribution of forest fire ash and plant litter decay on stream dissolved composition in a sub-humid tropical watershed (Mule Hole, Southern India). *Chemical Geology* 372 : 144-161 doi : 10.1016/j.chemgeo.2014.02.016
- RIOTTE, J., MARECHAL, J.C., AUDRY, S., KUMAR, C., BEDIMO BEDIMO, J.P., RUIZ, L., SEKHAR, M., CISEL, M., CHITRA TARAK, R., VARMA, M.R.R., LAGANE, C., REDDY, P., BRAUN, J.J.**, 2014. Vegetation impact on stream chemical fluxes: Mule Hole watershed (South India). *Geochim. Cosmochim. Acta* 145, 116-138. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.09.015>
- ROQUES, C., AQUILINA, L., BOUR, O., MARECHAL, J.C., DEWANDEL, B., PAUWELS, H., LABASQUE, T., VERGNAUD-AYRAUD, V., HOCHREUTENER, R.**, 2014. Groundwater sources and geochemical processes in a crystalline fault aquifer. *J. Hydrol.* 519, 3110-3128. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.052>
- MARECHAL, J.C., VESTIER, A., JOURDE, H., DÖRFLIGER, N.** (2013) - L'hydrosystème du Lez : une gestion active pour un karst à enjeux, *Karstologia* 62, 1-6.
- LEONARDI, V., JOURDE, H., DAUSSE, A., BRUNET, P., MARECHAL, J.C.** (2013) - Apport de nouveaux traçages et forages à la connaissance hydrogéologique de l'aquifère karstique du Lez, *Karstologia* 62, 7-14.
- DÖRFLIGER, N. CERNESSE, F., MARECHAL, J.C., VYON, P.-Y.** (2013) - Cartographie de la vulnérabilité intrinsèque de l'aquifère du Lez et évolution de l'occupation des sols, *Karstologia*, 62, 15-22.
- BATIOT-GUILHE, C., LADOUCHE, B., SEIDEL, J.-L., MARECHAL, J.C.** (2013) - Caractérisation hydrochimique et qualité des eaux de l'aquifère karstique du Lez (SE de la France), *Karstologia* 62, 23-32.
- FLEURY, P., KONG-A-SIOU, L., JOHANNET, A., DARRAS, T., PISTRE, S., GUILHALMENC, M., MARECHAL, J.-C., DÖRFLIGER, N.** (2013) - Crues, partie I : Rôle du karst dans les crues du fleuve Lez, *Karstologia* 62, 41-48.
- BORRELL ESTUPINA, V., MALATERRE, P.O., RICCI, S., FLEURY, P., JAY-ALLEMAND, M., COUSTAU, M., HARADER, E., DARRAS, T., BOUVIER, C., THUAL, O., GUILHALMENC, M., MARCHANDISE, A., MARECHAL, J.-C.** (2013) Crues, partie II : Genèse, propagation et prévision des crues à Montpellier, *Karstologia* 62, 49-56.
- LADOUCHE, B., CABALLERO, Y., MARECHAL, J.-C.** (2013) Evaluation de l'impact du changement climatique sur la ressource en eau souterraine du système karstique du Lez, *Karstologia* 62, 57-64.
- FLEURY, P., MARÉCHAL, J.C. AND LADOUCHE, B.** (2013) - Karst flash-flood forecasting in the city of Nîmes (southern France), *Engineering Geology* 164 : 26-35, doi : 10.1016/j.enggeo.2013.06.007
- DEWANDEL, B., MARÉCHAL, J.C., BOUR, O., LADOUCHE, B., AHMED, S., CHANDRA, S., PAUWELS, H.** (2012) - Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers. *Journal of Hydrology* 416-417, 83-97, doi : 10.1016/j.jhydrol.2011.11.038
- MARECHAL, J.C., LADOUCHE, B., DEWANDEL, B., FLEURY, P., DÖRFLIGER, N.** (2012) - Application de la courbe diagnostique aux essais de pompage en milieu karstique, *Karstologia*, 57, 33-36.
- MARECHAL, J.C.** (2012) - Les tunnels alpins : observatoires de l'hydrogéologie des grands massifs montagneux. *La Houille Blanche*, 1, 44-50, doi : 10.1051/lhb/2012007
- PERRIN, J., FERRANT, S., MASSUEL, S., DEWANDEL, B., MARÉCHAL, J.C., AULONG, S., AHMED, S.** (2012) - Assessing water availability in a semi-arid watershed of southern India using a semi-distributed model *Journal of Hydrology* 460-46, 143-155, doi : 10.1016/j.jhydrol.2012.07.002
- BRAUN, J.-J., MARECHAL, J.-C., RIOTTE, J., BOEGLIN, J.-L., BEDIMO, J.-P.B., NGOUPAYOU, J.R.N., NYECK, B., ROBAIN, H., SEKHAR, M., AUDRY, S., AND VIERS, J.**, (2012) - Elemental weathering fluxes and saprolite production rate in a Central African lateritic terrain

- (Nsimi, South Cameroon). *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 99 : 243-270. Doi : 10.1016/j.gca.2012.09.024
- MARÉCHAL, J.C., RIOTTE, J., LAGANE, C., SUBRAMANIAN, S., KUMAR, C., RUIZ, L., AUDRY, S., VARMA, M.R.R., BRAUN, J.J. (2011) - Deep groundwater flow as the main pathway for chemical outputs in a small headwater watershed (Mule Hole, South India). *Applied Geochemistry*, 26(1), S94-S96, doi :10.1016/j.apgeochem.2011.03.039
- MARÉCHAL, J.C., BRAUN, J.J., RIOTTE, J., BEDIMO BEDIMO, J.P., BOEGLIN, J.L. (2011) - Hydrological processes of a rainforest headwater swamp from natural chemical tracing in Nsimi watershed, Cameroon. *Hydrological Processes*, 25(14), 2246-2260, doi : 10.1002/hyp.7989
- FOUÉPÉ TAKOUNJOU, A., NDAM NGOUPAYOU, J. R., RIOTTE, J., TAKEM, G.E., MAFANY, G., MARÉCHAL, J.C., EKODECK, G.E. (2010) - Estimation of groundwater recharge of shallow aquifer on humid environment in Yaounde, Cameroon using hybrid water-fluctuation and hydrochemistry methods, *Environ Earth Sci*, doi : 10.1007/s12665-010-0822-x
- RUIZ, L., VARMA, M.R.R., KUMAR, M.S.M., SEKHAR, M., MARÉCHAL, J.C., DESCLOITRES, M., RIOTTE, J., KUMAR, S., KUMAR, C., BRAUN, J.J., (2010) - Water balance modelling in a tropical watershed under deciduous forest (Mule Hole, India) ; regolith matrix storage buffers the groundwater recharge process. *Journal of Hydrology*, 380(3-4) : 460-472, doi : 10.1016/j.jhydrol.2009.11.020
- MARÉCHAL, J.C., VOUILAMOZ, J.M., MOHAN KUMAR, M.S., DEWANDEL, B. (2010) - Estimating aquifer thickness using multiple pumping tests, *Hydrogeology Journal*, 18(8), 1787-1796, DOI : 10.1007/S10040-010-0664-3
- MARÉCHAL, J.C. (2010) - Editor's message : the sunk cost fallacy of deep drilling, *Hydrogeology Journal*, 18 : 287-289, doi : 10.1007/s10040-009-0515-2.
- MARÉCHAL, J.C., COURTOIS, N., JOUANEN, G., MEUS, P. (2010) - Multi-traçage de la Fontaine de Nîmes, *Karstologia*, 56, 1-8.
- VIOLETTE, A., RIOTTE, J., BRAUN, J.J., OLIVA, P., MARÉCHAL, J.C., SEKHAR, M., JEANDEL, C., SUBRAMANIAN, S., PRUNIER, J., BARBIERO, L., DUPRE, B. (2010) - Formation and preservation of pedogenic carbonates in South India, links with paleo-monsoon and pedological conditions : Clues from Sr isotopes, U-Th series and REEs. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 74(24) : 7059-7085.
- VITTECOQ, B., LACHASSAGNE, P., LANINI, S., MARÉCHAL, J.C. (2010) - Évaluation des ressources en eau de la Martinique : calcul spatialisé de la pluie efficace et validation à l'échelle du bassin versant. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, vol. 23, n° 4, 2010, p. 361-373.
- VIOLETTE, A., GODDERIS, Y., MARÉCHAL, J.C., RIOTTE, J., OLIVA, P., KUMAR, M.S.M., SEKHAR, M., BRAUN, J.J. (2010) - Modelling the chemical weathering fluxes at the watershed scale in the Tropics (Mule Hole, South India) : Relative contribution of the smectite/kaolinite assemblage versus primary minerals. *Chemical Geology*, 277(1-2) : 42-60.
- LACHASSAGNE, P., MARÉCHAL, J.C., SANJUAN, B. (2009) - Hydrogeological model of a high energy geothermal field (Bouillante area, Guadeloupe, French West Indies), *Hydrogeology Journal*, 17 (7), 1589-1606, doi : 10.1007/s10040-009-0486-3.
- MARÉCHAL J.C., MURARI RRV, RIOTTE J, VOUILAMOZ J.M., MOHAN KUMAR MS, RUIZ L, SEKHAR M, BRAUN JJ (2009) - Indirect and direct recharges in a tropical forested watershed : Mule Hole, India. *Journal of Hydrology*, 364, 272-284, doi :10.1016/j.jhydrol.2008.11.006
- MARÉCHAL, J.C., LADOUCHE, B., DÖRFLIGER, N., LACHASSAGNE, P. (2008) - Interpretation of pumping tests in a mixed flow karst system, *Water Resources Research*, 2008, 44, W05401, doi :10.1029/2007WR006288, 2008.
- MARÉCHAL, J.C., LADOUCHE, B., DOERFLIGER, N., 2009. Hydrogeological analysis of groundwater contribution to the 6-8 September 2005 flash flood in Nîmes. *La Houille Blanche*, 88-93. <https://doi.org/10.1051/lhb/2009019>
- MARÉCHAL, J.C., LADOUCHE, B., DÖRFLIGER, N. (2008) - Karst flash flooding in a Mediterranean karst, the example of Fontaine de Nîmes, *Engineering Geology*, 99, 138-146, doi :10.1016/j.enggeo.2007.11.013

- ZAIDI, F.K., AHMED, S., DEWANDEL, B., MARÉCHAL, J.C.** (2007) - Optimizing a piezometric network in the estimation of the groundwater budget : a case study from a crystalline-rock watershed in southern India, *Hydrogeology Journal*, 15(6), 1131-1145, doi : 10.1007/s10040-007-0167-z
- DEWANDEL, B., LACHASSAGNE, P., WYNS, R., MARÉCHAL, J.C., KRISHNAMURTHY, N.S.** (2006) - A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*, 330(1-2) : 260-284, doi :10.1016/j.jhydrol.2006.03.026.
- MARÉCHAL, J.C., AHMED, S., ENGERRAND, C., GALEAZZI, L., TOUCHARD, F.** (2006) - Threatened groundwater resources in rural India : an example of monitoring, *Asian Journal of Water, Environment and Pollution*, 2006, 3/2, 15-21.
- MARÉCHAL, J.C., DEWANDEL, B., GALEAZZI, L., BOURNET, G., AHMED, S.** (2006) - Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *Journal of Hydrology*, 329(1-2), 281-293. Doi :10.1016/j.jhydrol.2006.02.022
- MARÉCHAL J.C., WYNS, R., LACHASSAGNE, P., SUBRAHMANYAM, K.** (2004) - Vertical anisotropy of hydraulic conductivity in the fissured layer of hard-rock aquifers due to the geological structure of weathering profiles, *Journal of the Geological Society of India*, 63/5, 545-550.
- MARÉCHAL, J.C., DEWANDEL, B., SUBRAHMANYAM, K.** (2004) - Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer, *Water Resources Research*, 40/11, doi 10.1029/2004WR003137.
- MARÉCHAL, J.C., AHMED, S.** (2003) - Dark zones are Human-made, *Down to Earth*, 12/4, p.54.
- MARÉCHAL, J.C., DEWANDEL, B., SUBRAHMANYAM, K., TORRI, R.** (2003) - Specific Methods for the Evaluation of Hydraulic Properties in Fractured Hard-rock Aquifers, *Current Science of India*, 85/4, 511-516.
- MARÉCHAL, J.C., ETCHEVERRY, D.** (2003) - The use of ^3H and $\delta^{18}\text{O}$ tracers to characterize water inflows in alpine tunnels, *Applied Geochemistry*, 18/3, 339-351.
- MARÉCHAL, J.C., PERROCHET, P.** (2003) - Nouvelle solution analytique pour l'étude de l'interaction hydraulique entre les tunnels alpins et les eaux souterraines, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2003, 174/5, 441-448.
- MARÉCHAL, J.C., WYNS, R., LACHASSAGNE, P., SUBRAHMANYAM, K., TOUCHARD, F.** (2003) - Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré des aquifères de socle : concordance avec la structure géologique des profils d'altération, *C.R. Geoscience*, 335, 451-460.
- MARÉCHAL, J.C., SARMA, M.P., AHMED, S., LACHASSAGNE, P.** (2002) - Establishment of Earth Tide effect on water level fluctuations in an unconfined hard rock aquifer using spectral analysis. *Current Science of India*, 83/1, 61-64.
- MARÉCHAL, J.C., PERROCHET, P.** (2001) - Theoretical relation between water flow rate in a vertical fracture and rock temperature in the surrounding massif, *Earth and Planetary Science Letters*, 194/1-2, 213-219.
- MARÉCHAL, J.C.** (2000) - Massif du Mont-Blanc : identification d'une structure hydrogéologique majeure. *La Houille Blanche*, 6, 78-86.
- MARÉCHAL, J.C.** (1999) - Observation des massifs cristallins alpins au travers des ouvrages souterrains. 1. Caractérisation de la conductivité hydraulique à l'échelle du massif. *Hydrogéologie*, n°1, 21-32.
- MARÉCHAL, J.C.** (1999) - Observation des massifs cristallins alpins au travers des ouvrages souterrains. 2. Définition du rôle hydrogéologique de la zone décomprimée. *Hydrogéologie*, n°1, 33-42.
- MARÉCHAL, J.C.** (1999) - Relation entre température et intensité des circulations d'eau souterraine dans les massifs alpins : outil de prévision des venues d'eau dans les tunnels. *Revue des Sciences de l'Eau*, 12/3, 515-528.
- MARÉCHAL, J.C., PERROCHET, P., TACHER, L.** (1999) - Long-term simulations of thermal and hydraulic characteristics in a mountain massif : the Mont-Blanc case study. *Hydrogeology Journal*, 7, 341-354.
- JEANNIN, P.Y., MARÉCHAL, J.C.** (1995) - Lois de pertes de charge dans les conduits karstiques : base théorique et observations. *Bulletin du centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel*, n°14, 149-176.

Revue à comité de lecture	Nombre de publications	Facteur d'impact	Avec doctorant
JOURNAL OF HYDROLOGY	17	6,51	4
HYDROGEOLOGY JOURNAL	10	3,15	2
KARSTOLOGIA	9	-	
HYDROLOGICAL PROCESSES	5	3,55	
GEOCHIMICA ET COSMOCHIMICA ACTA	4	5,01	1
GROUNDWATER	4	2,36	2
ENVIRONMENTAL EARTH SCIENCES	4	3,13	1
HOUILLE BLANCHE	3	0,37	
VADOSE ZONE JOURNAL	3	3,29	
WATER RESOURCES RESEARCH	3	6,16	1
APPLIED GEOCHEMISTRY	2	3,61	
CHEMICAL GEOLOGY	2	4,68	1
CURRENT SCIENCE OF INDIA	2	1,17	
GEOCHEMISTRY GEOPHYSICS GEOSYSTEMS	2	4,48	1
HYDROLOGY AND EARTH SYSTEM SCIENCES	2	5,75	1
HYDROGEOLOGIE	2	-	
WATER	2	3,53	
ADVANCES IN WATER RESOURCES	1	5,22	
ASIAN JOURNAL OF WATER, ENVIRONMENT AND POLLUTION	1	0,78	1
BULLETIN DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE	1	1,46	
BULLETIN DU CENTRE D'HYDROGEOLOGIE DE NEUCHATEL	1	-	
COMPTES RENDUS GEOSCIENCE	1	2,24	
EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS	1	5,79	
INTERNATIONAL HYDROLOGY SERIES	1	1,34	
JOURNAL OF CONTAMINANT HYDROLOGY	1	4,18	1
JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF INDIA	1	1,33	
PROCEEDINGS OF THE ROYAL SOCIETY A MATHEMATICAL PHYSICAL AND ENGINEERING SCIENCES	1	3,21	
REMOTE SENSING	1	5,35	
REVUE DES SCIENCES DE L'EAU	2	-	
SCIENTIFIC DATA	1	8,50	
SCIENTIFIC REPORTS	1	5,00	
Total	91		16 (10)²⁴

Tableau 2: principales revues dans lesquelles j'ai publié, nombre de publications et facteur d'impact de la revue (impact calculé en 2022 pour l'année 2021)

2.5.4 Liste des chapitres de livres

- MARECHAL, J.C., ROUILLARD, J. (2020) - Groundwater in France : Resources, Use and Management Issues, in : Rinaudo, J.D. ; Holley, C. ; Barnett, S. ; Montginoul, M. (Ed.), Sustainable Groundwater Management. Global Issues in Water Policy. Springer, Cham, pp. 17-45. https://doi.org/10.1007/978-3-030-32766-8_2
- BOISSON, A., MARECHAL, J.C., PERRIN, J., DEWANDEL, B., AHMED, S., 2015. Impact of Vertical Geological Structure and Water Table Depletion on Indian Crystalline Aquifers, in:

²⁴ Dont 10 en tant que co-encadrant et 6 en tant qu'accompagnant en Inde

- Engineering Geology for Society and Territory - Volume 3. Springer International Publishing, Cham, p. 583-587. https://doi.org/10.1007/978-3-319-09054-2_117
- LACHASSAGNE, P., MARECHAL, J.C., BIENFAIT, P., LACQUEMENT, F., LAMOTTE, C., 2015. Computing the water inflows discharge 1 1 qand assessing the impacts of tunnels drilled in hard rocks: The A89 (france) motorway case study, in: Engineering Geology for Society and Territory - Volume 3: River Basins, Reservoir Sedimentation and Water Resources. Springer International Publishing, Cham, p. 595-600. https://doi.org/10.1007/978-3-319-09054-2_119
- BORRELL-ESTUPINA, V., LADOUCHE, B., MALATERRE, P.O., RICCI, S., CABALLERO, Y., COUSTAU, M., DORFLIGER, N., FLEURY, P., JAY-ALLEMAND, M., MARECHAL, J.-C., THUAL, O., 2014. Forecasting and mitigation of flooding in a Mediterranean karstic watershed, in: Daniell, T.M., VanLanen, H.A.J., Demuth, S., Laaha, G., Servat, E., Mahe, G., Boyer, J.F., Paturel, J.M., Dezetter, A., Ruelland, D. (Éd.), HYDROLOGY IN A CHANGING WORLD: ENVIRONMENTAL AND HUMAN DIMENSIONS, IAHS Publication. p. 288-294.
- MARÉCHAL, J.C., LADOUCHE, B., DEWANDEL, B., FLEURY, P., DÖRFLIGER, N. (2014) - Diagnostic Plots Applied to Well-Tests in Karst Systems, J. Mudry et al. (eds.), H2Karst Research in Limestone Hydrogeology, Environmental Earth Sciences, DOI : 10.1007/978-3-319-06139-9_9
- AHMED S, MARECHAL J.C., LEDOUX E., DE MARSILY G. (2009) - Groundwater modeling in hard-rock terrain in semi-arid areas : experience from India, in : Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas, International Hydrology Series, Edited by Howard Wheater, Soroosh Sorooshian and K. D. Sharma.
- MARECHAL J.C., DEWANDEL B., SUBRAHMANYAM K. (2007) - Characterization of fracture properties in hard rock aquifer system, in Groundwater : Resource Evaluation, Augmentation, Contamination, Restoration, Modeling, Thangarajan ed., Dordrecht.
- MARECHAL J.C., DEWANDEL, B., SUBRAHMANYAM, K., TORRI, R. (2007) - Various pumping tests and methods for evaluation of hydraulic properties, in fractured hard rock aquifers in : Groundwater Dynamics in Hard Rock Aquifers, S. Ahmed, R. Jayakumar and A. Salih ed., New Delhi.
- MARECHAL J.C., ZAIDI F.K., DEWANDEL B. (2007) - Analyses of aquifer parameters from different hydraulic tests and their scale effect, in : Groundwater Dynamics in Hard Rock Aquifers, S. Ahmed, R. Jayakumar and A. Salih ed., New Delhi.
- MARECHAL J.C., GALEAZZI L., DEWANDEL B. (2007) - Groundwater balance at the watershed scale in a hard rock aquifer using GIS, in : Groundwater Dynamics in Hard Rock Aquifers, S. Ahmed, R. Jayakumar and A. Salih ed., New Delhi.
- MARECHAL J.C., DEWANDEL B., AHMED S., LACHASSAGNE P. (2007) - Hard rock aquifers characterization prior to modelling at catchment scale : an application to India, in : Groundwater in Fractured Rocks, *IAH Selected Papers*, 9, J. Krasny and J.M. Sharp Ed., 227-242.
- LACHASSAGNE, P., GOLAZ, C., THIERY, D., AHMED, S., MARECHAL, J.C., TOUCHARD, F., WYNS, R., 2001. A methodology for the mathematical modelling of hard-rock aquifers at catchment scale, based on the geological structure and the hydrogeological functioning of the aquifer, *New Approaches Characterizing Groundwater Flow*, Vols 1 and 2, 367-370.
- DASSARGUES, A., MARECHAL, J.C., CARABIN, G., SELS, O., 1999. On the necessity to use three-dimensional groundwater models for describing impact of drought conditions on streamflow regimes. *IAHS-AISH Publ.*, 255, 165-170.

2.5.5 Vulgarisation scientifique

- MARECHAL J.C. ET SELLES A. (2022) - Irrigation : l'Inde en quête d'une « révolution bleue », *The Conversation*²⁵, 26 mai 2022.
- MARECHAL, J.C., SELLES, A., DEWANDEL, B. AHMED, S. (2017) - Hyderabad, un observatoire des eaux souterraines face au changement global, *Géologues*, 195, 111-113.
- DEWANDEL, B., LADOUCHE, B., MARECHAL, J.C. & P. VIGOUROUX (2012) - Approche interdisciplinaire pour la caractérisation des gisements d'eau minérale et autres hydrosystèmes complexes. *Géologues*, 175, 50-54

²⁵ [Irrigation : l'Inde en quête d'une « révolution bleue » \(theconversation.com\)](https://theconversation.com)

LACHASSAGNE P., MARECHAL J.C., AHMED S., DEWANDEL B., GANDOLFI J.M., KRISHNAMURTHY N.S., SUBRAHMANYAM K., WYNS R. (2005) - Nouveaux outils et méthodes pour gérer et protéger la ressource en eau souterraine des régions de socle, *Hydroplus*, 150, 54-57.

MARECHAL J.C. ET AHMED S. (2003) - Dark zones are Human-made, *Down to Earth*, 12/4, p. 54.



Transfert vers la société : j'ai co-signé 54 rapports du BRGM dont 50 sont publics et disponibles à la consultation par le public sur la plateforme InfoTerre²⁶. Ces rapports publics sont les résultats d'expertise, études de recherche ou d'appui à politique publique pour les acteurs du territoire. Les 4 rapports confidentiels concernent des études de gisements d'eaux thermo-minérales pour des industriels.

2.5.6 Analyse des publications et citations

D'après Web of Science, au 12 avril 2023.

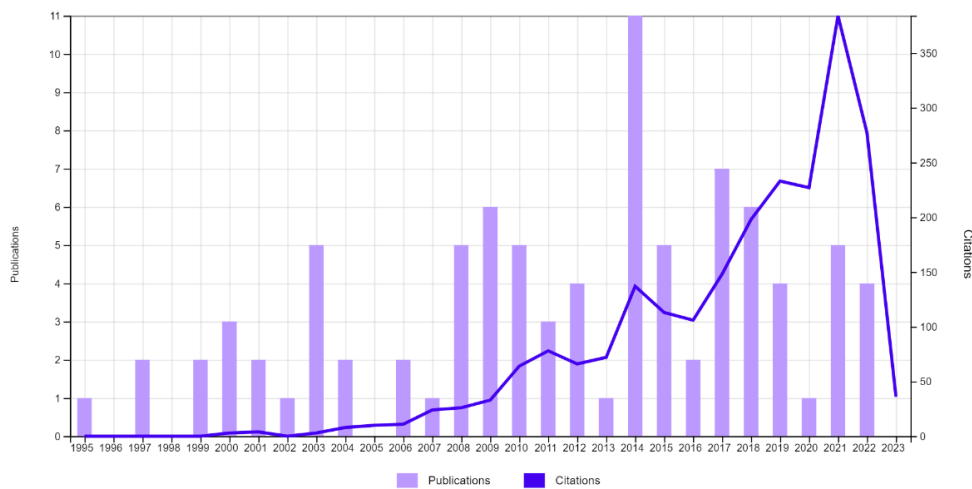


Figure 5 : évolution de mes publications et de leurs citations annuelles (d'après WoS)

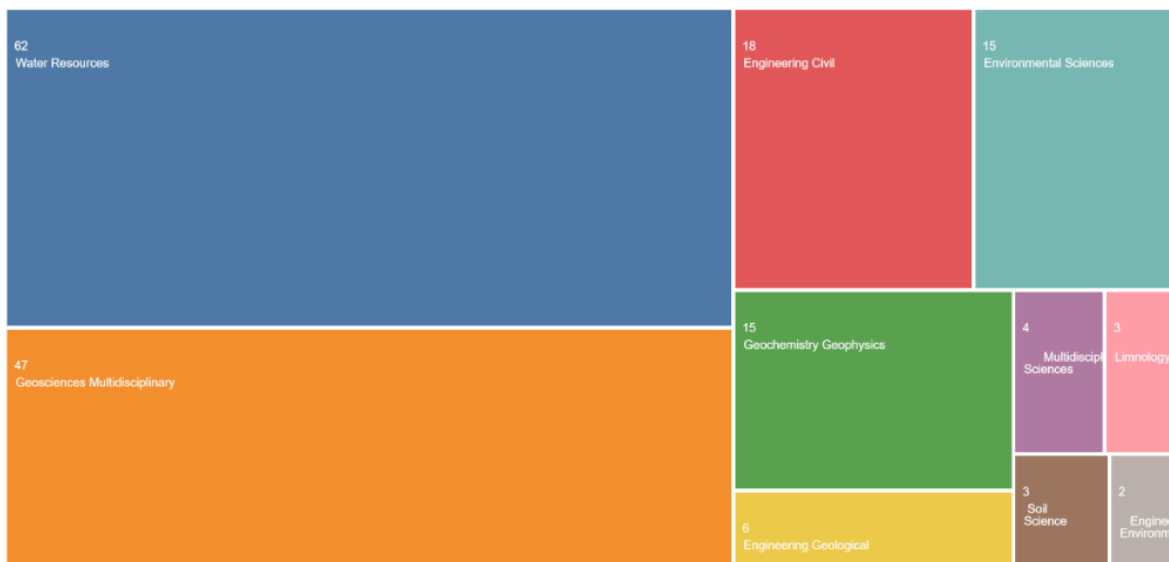


Figure 6 : diagramme des domaines scientifiques abordés par mes publications, d'après WoS

²⁶ [Recherche InfoTerre \(brgm.fr\)](https://www.brgm.fr/recherche)

3 Synthèse des travaux – Partie 1: L'observation



Prélèvements d'échantillons d'eau souterraine et mesures physico-chimiques in-situ dans le bassin versant de Maheshwaram (Inde, Telangana)

« La nature est un professeur universel et sûr pour celui qui l'observe »

Carlo Goldoni

3.1 Introduction

Lors de mon parcours scientifique, l'occasion m'a été donnée de me consacrer à des tâches d'observation d'objets hydrogéologiques et de contribuer au développement d'observatoires de recherche en hydrogéologie. Certains d'entre eux appartiennent à des Systèmes Nationaux d'Observations (SNO) labellisés par le CNRS-INSU ou ont rejoint les Systèmes d'observation et d'expérimentation pour la recherche en environnement (SOERE) mis en place par l'AlliEnv avant de rejoindre récemment l'infrastructure de recherche OZCAR.

Cette activité d'observation peut être scindée en diverses composantes : (i) développement de l'observatoire à sa naissance incluant la mise en place de capteurs et l'installation de stations de mesures, (ii) tâches d'observation incluant collecte des données, validation et bancarisation pendant la durée de vie de l'observatoire, (iii) tâches d'expérimentation consistant à mener des expériences spécifiques sur les observatoires, (iv) coordination/administration de l'observatoire et (v) valorisation scientifique des résultats acquis notamment au travers de publications scientifiques. Ma contribution à ces tâches est détaillée au Tableau 3 ci-dessous pour les différents sites d'observation concernés.

Mon investissement majeur concerne les observatoires d'Hyderabad et de la Fontaine de Nîmes. A Hyderabad, j'ai en effet initié la mise en place de l'observation et assuré son suivi durant les trois premières années. F. Touchard, B. Dewandel, J. Perrin, A. Boisson et A. Selles ont mené et poursuivi les tâches d'observation. Par la suite, le site de Choutuppall a été développé par Jérôme Perrin et ensuite suivi par Alexandre Boisson et Adrien Selles sous ma responsabilité. J'ai ensuite porté l'intégration de l'observatoire d'Hyderabad au sein du SOERE H+ (<http://hplus.ore.fr/>) en 2011. Depuis, j'assume la responsabilité de ce site au sein de H+.

A Nîmes, une première instrumentation de la Fontaine a été assurée par Bernard Ladouche et Nathalie Dörfliger à partir de 1998. Dans le cadre du projet de recherche sur l'aléa inondation, nous avons développé l'instrumentation et le suivi de plusieurs forages, en collaboration avec l'équipe de projet constituée par Bernard Ladouche, Nathalie Courtois et Nathalie Dörfliger. A mon départ en Inde en 2006, Perrine Fleury a repris le pilotage du projet. J'ai porté l'intégration de cet observatoire au sein du SNO Karst (<http://sokarst.org/>). C'est Vincent Bailly-Comte qui en assure la responsabilité au sein du SNO depuis 2012-2013.

Au sein de l'observatoire des Bassins versants expérimentaux tropicaux (<http://portailrbv.sedoo.fr/>), j'ai initié l'observation du bassin versant de Maddur (Inde) et assuré l'observation du bassin versant de Mule Hole (Inde) à la suite de Laurent Ruiz pendant ma période d'affectation à Bangalore (2006-2009). A Nsimi (Cameroun), j'ai bénéficié des travaux de mes collègues et contribué à la valorisation des observations et données obtenues.

J'ai par ailleurs participé à la valorisation scientifique de l'ensemble de ces sites expérimentaux.




Observatoire	Site	Type*	SO/SOERE	Rôle**				
				D	O	E	P	V
Hyderabad	Maheshwaram	BV						
	Choutuppall	SE						
CZO Multiscale TROPICAL CatchmentS	Kabini - Mule Hole	BV						
	Kabini - Maddur	BV						
	Nyong - Nsimi	BV						
Fontaine de Nîmes	Ville de Nîmes	BH						

Tableau 3: rôle joué sur les différents sites d'observation (en grisé). *Type de site : BV = bassin versant, BH = bassin hydrogéologique, SE = site expérimental. **Rôle joué : D = Développement du site, O = suivi de l'Observation sur un site existant, E = réalisation d'Expérimentations, P = Pilotage/administration du site, V = Valorisation scientifique

La description de ce travail d'observation me permet également de présenter les différents sites d'études qui ont nourri les travaux d'expérimentation et de modélisation et qui ont abouti aux résultats présentés dans ce document. Ils sont décrits dans la suite et regroupés selon leur appartenance à un système d'observation (SNO ou SOERE). Tous ces observatoires font aujourd'hui partie de l'infrastructure de recherche OZCAR (<https://www.ozcar-ri.org/>) rassemblant l'ensemble des dispositifs français d'observation de la zone critique. Ils sont localisés ci-dessous sur les cartes de la Figure 7.

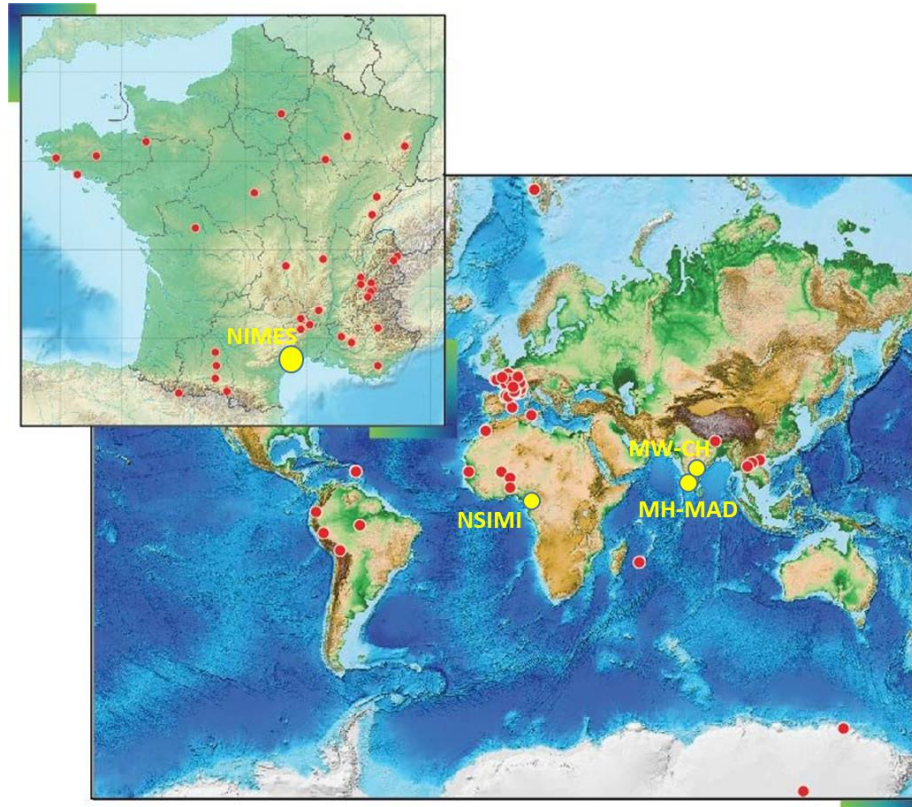


Figure 7: les observatoires d'OZCAR dans le Monde (ronds rouges) avec identification des observatoires auxquels j'ai contribué (ronds jaunes). MW : Maheshwaram, CH : Choutuppal, MH : Mule-Hole, MAD : Maddur

3.2 Observatoire d'Hyderabad (SOERE H+)

L'observatoire d'Hyderabad a rejoint le SOERE H+ en 2011. Il est composé de deux sites d'observation et d'expérimentation : le bassin versant de Maheshwaram dont l'instrumentation a démarré en 1999 et le site expérimental de Choutuppal dont la mise en place a démarré en 2007. L'observatoire a fait l'objet d'une publication de synthèse dans le numéro spécial de *Vadose Zone Journal* sur les Observatoires Hydrologiques (Maréchal et al., 2018)²⁷ qui est attachée à ce mémoire.

3.2.1 Bassin agricole de Maheshwaram

Le bassin versant expérimental de Maheshwaram (Figure 8), d'une superficie de 55 km², est situé à environ 35 km au sud d'Hyderabad (Andhra Pradesh, Inde). La zone est caractérisée par une topographie relativement plate, entre 590 et 670 m au-dessus du niveau de la mer et par l'absence de cours d'eau pérenne. Le climat de la région est semi-aride et est contrôlé par la

²⁷ Article N°1 annexé à ce manuscrit: MARECHAL, J.-C., SELLES, A., DEWANDEL, B., BOISSON, A., PERRIN, J., AHMED, S., 2018. An Observatory of Groundwater in Crystalline Rock Aquifers Exposed to a Changing Environment: Hyderabad, India. *Vadose Zo. J.* 17, 180076. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0076>

périodicité de la mousson (saison humide appelée "Kharif" de juin à octobre). La précipitation moyenne annuelle (P) est d'environ 750 mm/an, desquels plus de 90 % tombent pendant la mousson. La température moyenne annuelle est d'environ 26 °C, alors qu'en été (saison du "Rabi" de mars à mai) la température maximale peut atteindre 45 °C. L'évapotranspiration potentielle (PET) résultante est de 1800 mm/an. Dès lors, l'index d'aridité ($AI = P/PET = 0,42$) est compris entre 0,2 et 0,5, valeur typique des zones semi-arides (UNEP 1992). De plus, la pluie est concentrée sur trois à quatre mois, induisant des périodes sèches d'une durée supérieure à six mois. La géologie du bassin est relativement homogène et principalement composée de granite archéen caractérisé par des reliquats d'anciens et par de récents profils d'altération (Dewandel et al. 2006).

Le bassin de Maheshwaram est assez représentatif du sud de l'Inde en termes de surexploitation de l'aquifère de socle (plus de 700 puits de pompage, environ 10 Mm³/an d'eau extraits), d'économie rurale et de pratiques agricoles (Maréchal et al., 2018). Les ressources en eaux souterraines subissent une baisse chronique qui s'est traduite par le tarissement des sources et des cours d'eau (qui ne sont dès lors plus pérennes).

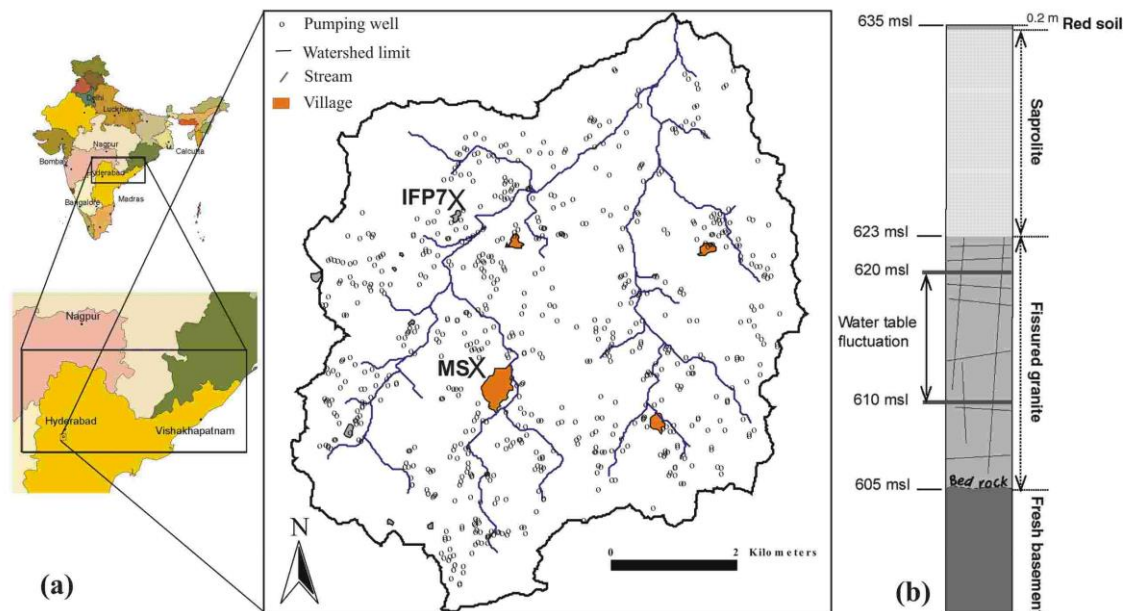


Figure 8: bassin versant agricole de Maheshwaram, Andhra-Pradesh, Inde (Maréchal et al., 2006).
MS : Meteorological station ; IFP7 : forage IFP7

3.2.2 Site expérimental de Choutuppal

Le site hydrogéologique expérimental de Choutuppal (EHP - Experimental Hydrogeological Park) est situé à proximité du village éponyme à 60 km au sud-est d'Hyderabad dans le nouvel état du Telangana (Figure 9). Il s'agit d'une extension du campus scientifique du NGRI destinée initialement à abriter des instruments de mesures géophysiques à l'écart du bruit électromagnétique de la zone urbaine d'Hyderabad. L'extension de la zone sécurisée et surveillée dans laquelle des expérimentations scientifiques peuvent être menées est de l'ordre de 0,55 km². Le voisinage est constitué de cultures du même type que celles présentes dans le bassin versant de Maheshwaram : la pression sur l'eau souterraine y est dès lors similaire. Une trentaine de forages ont été réalisés sur ce site afin de réaliser des tests hydrauliques, essais de pompages et de traçages entre forages pour caractériser, à l'échelle des réseaux de fractures²⁸, les propriétés hydrodynamiques et de transport de la zone fissurée du profil d'altération développé au sein de cet aquifère de socle.

²⁸ Echelle de travail complémentaire à celle étudiée dans le bassin de Maheshwaram

Plus récemment, en 2015, un bassin d'infiltration destiné à recharger de façon artificielle la nappe aquifère avec de l'eau en provenance de la rivière Musi a été creusé au centre du campus. Au vu de la présence d'un réseau de forages proches, ce bassin a fait l'objet d'un suivi complémentaire pour observer et analyser les processus d'infiltration au sein de la zone non saturée (Nicolas et al., 2018).

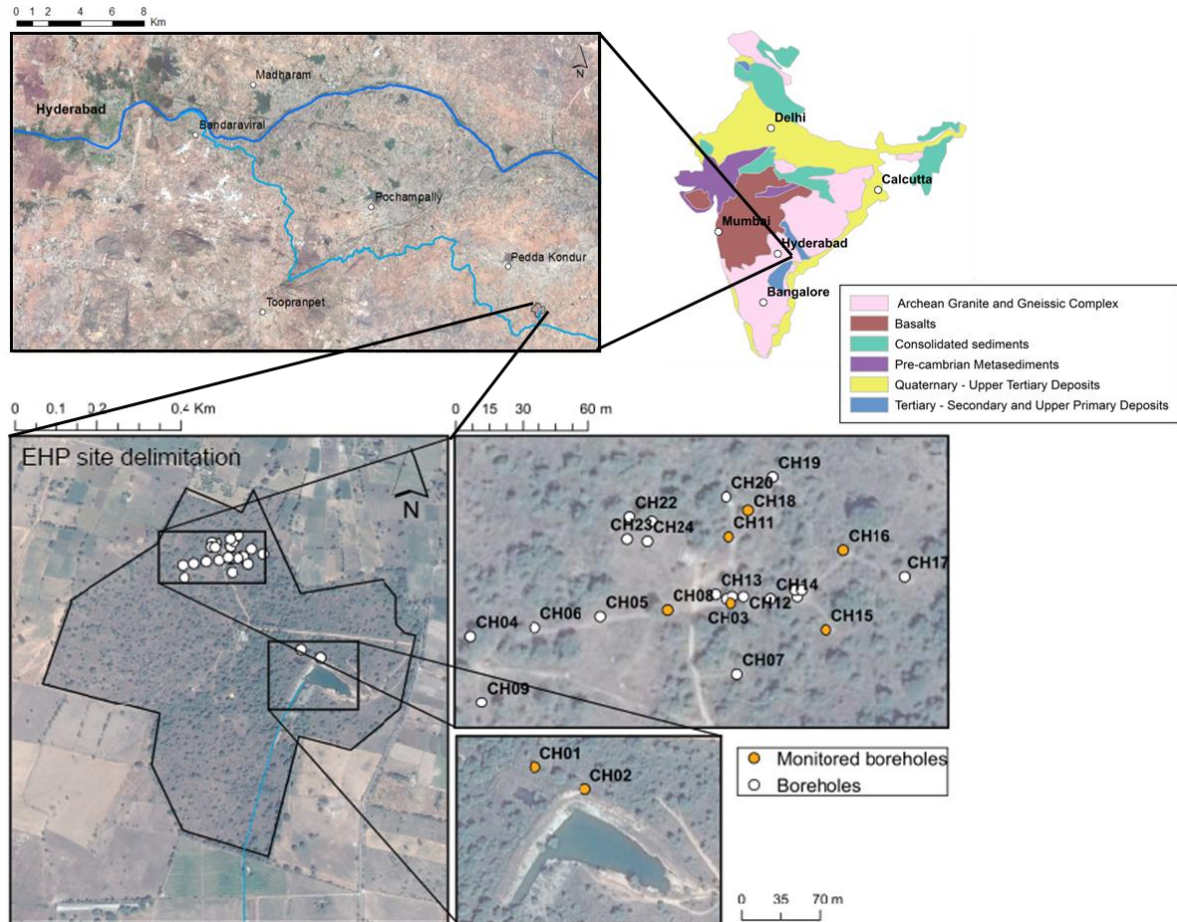


Figure 9: site hydrogéologique expérimental de Choutuppal, d'après (Nicolas et al., 2018)

3.3 Bassins versants expérimentaux tropicaux (SNO RBV – M-TROPICS)

3.3.1 Bassin forestier de Mule Hole

La superficie des forêts actuelles en Inde est de l'ordre de 71 millions d'hectares, soit environ 23% de la surface du pays. Les autorités attendent beaucoup du développement de la sylviculture, espérant générer 15 à 20 millions d'emplois nouveaux d'ici 2030.

A plus long terme, l'objectif est d'atteindre 83 millions d'hectares, soit 26.6 % du territoire. L'influence de la forêt sur le cycle de l'eau et ses différentes composantes commence à être connue : augmentation de l'évapotranspiration, diminution de l'érosion et du ruissellement, baisse du niveau des crues, etc... Cet objectif d'afforestation du plan national indien risque donc d'avoir des conséquences sur les ressources en eau du pays comme c'est le cas en Australie. L'impact sur la qualité et le niveau des nappes aquifères, au travers de la modification de la recharge naturelle et de la possible transpiration des arbres phréatophytes, fait partie des questionnements en termes de ressources en eau.

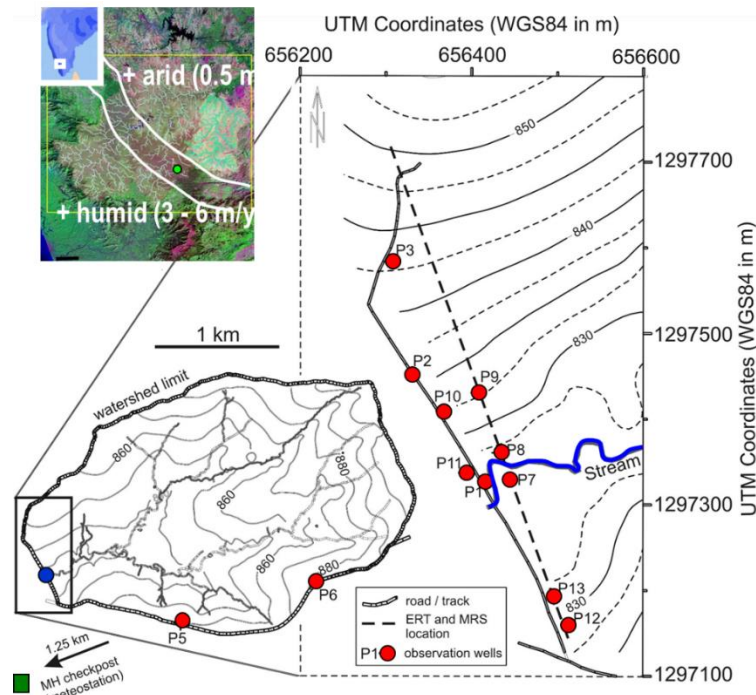


Figure 10: (a) bassin versant expérimental forestier de Mule Hole, Karnataka, Inde (b) position du bassin sur le gradient climatique du Sud-Ouest de l'Inde, d'après (Desclotres et al., 2008)

Le bassin expérimental de Mule Hole est situé dans les Ghats occidentaux, dans le sud de l'Inde (Figure 10) à une latitude de $11^{\circ} 44' N$ et une longitude de $76^{\circ} 27' E$ (état du Karnataka). La surface topographique du bassin ($4,1 \text{ km}^2$) est ondulée, à une altitude comprise entre 820 et 910 m au-dessus du niveau de la mer. Le bassin est couvert par une forêt « dry deciduous ». Le site est localisé dans une zone de transition climatique semi-humide où la pluie moyenne annuelle (sur 20 ans) est de 1120 mm/an. La température moyenne annuelle est de $27^{\circ} C$. D'après l'index d'aridité (AI), le régime climatique peut être qualifié d'humide (UNEP 1992). Néanmoins, le climat est caractérisé par des sécheresses récurrentes mais non périodiques, en fonction des pluies de la mousson.

Le substratum appartient au super groupe précambrien du Dharwar (Moyen et al., 2001) et est constitué de gneiss à amphibolites et des veines de quartz. Des mesures géophysiques ont été réalisées afin d'identifier les principales unités géologiques à l'échelle du bassin versant (Desclotres et al., 2008). L'interprétation de tomographies 2D de résistivité électrique ont montré que (i) le socle sain est affecté par de nombreuses fractures subverticales, (ii) le socle est recouvert par une fine couche fracturée-altérée de quelques mètres, et puis par un matériau altéré allant des argiles aux sables, et (iii) la profondeur du socle est fortement hétérogène, variant entre quelques mètres jusqu'à quelques dizaines de mètres à l'exutoire du bassin. Des sondages de résonance magnétique protonique (RMP) ont également été réalisés sur le bassin (Legchenko et al., 2006). L'interprétation RMP indique que le réservoir principal d'eau souterraine est situé dans la couche fissure-altérée du bedrock. De plus, des mesures géophysiques géoélectriques et RMP à intervalles réalisées à l'exutoire du bassin indiquent l'existence d'une infiltration saisonnière (recharge indirecte) sous le ruisseau (Desclotres et al., 2008).

Un ensemble de 13 puits d'observation (appelés P1 à P13) ont été forés sur la zone. Dans ce Parc National abritant une vie sauvage protégée, l'autorisation de forer a été obtenue le long des pistes existantes seulement. Trois forages (P3, P5 et P6 à la Figure 10) ont été implantés aux limites du bassin de façon à obtenir la signature de l'aquifère loin du réseau hydrographique. Les autres forages ont été réalisés le long d'une ligne droite traversant l'axe du ruisseau au niveau de son exutoire (Figure 10), afin de surveiller les effets de la recharge indirecte à partir du ruisseau.

Les niveaux d'eau sont mesurés dans tous les forages depuis leur réalisation jusqu'à maintenant, soit manuellement à pas de temps mensuel ou automatiquement à pas de temps horaire.

L'écoulement à l'exutoire est mesuré au moyen d'une station hydrologique. La pluie est mesurée à une station météorologique située au check post du Mule Hole (Figure 10). La pluie et le ruissellement mesuré à l'exutoire de Mule Hole ont été respectivement de 431 mm et 1 mm en 2003, 1216 mm et 66 mm en 2004, 1434 mm et 196 mm en 2005 et 1170 mm et 52 mm en 2006. Durant trois années hydrologiques et demie du 1er juillet 2003 au 31 décembre 2006, le ruisseau s'est écoulé pendant 147 jours, soit 11 % de la période ou environ 40 jours par an avec une très grande variabilité. Le ruisseau est dès lors hautement éphémère avec des périodes de récession très rapides et s'écoule seulement suite à des épisodes pluvieux très spécifiques.

L'apport des données acquises sur cet observatoire est décrit dans l'article suivant dont je suis co-auteur (Riotte et al., 2021).

3.3.2 Bassin agricole de Maddur

Le bassin de Maddur est un bassin « jumeau » du bassin de Mule Hole : situé à quelques kilomètres au Nord de celui-ci, il se situe au sein du gradient climatique illustré sur la partie droite de la Figure 11. De petite taille (7,2 km²), son altitude moyenne est de 923 m. Le climat y est semi-humide avec un index d'aridité légèrement supérieur à 0,5. La géologie est similaire à celle du bassin voisin de Mule Hole. L'étude géophysique (électromagnétique et sections électriques 2D) montre que l'épaisseur de la roche altérée est de l'ordre de 20 m. Cette épaisseur est presque la même dans tout le bassin versant.

Il s'agit d'un bassin rural avec une utilisation de l'eau souterraine pour l'irrigation des cultures. Le niveau piézométrique de la nappe aquifère est généralement peu profond, compris entre 0 et 5 à 10 mètres, sauf dans les forages pompés où les niveaux baissent significativement. De nombreux puits et forages permettent d'observer et prélever la nappe aquifère (Figure 11).

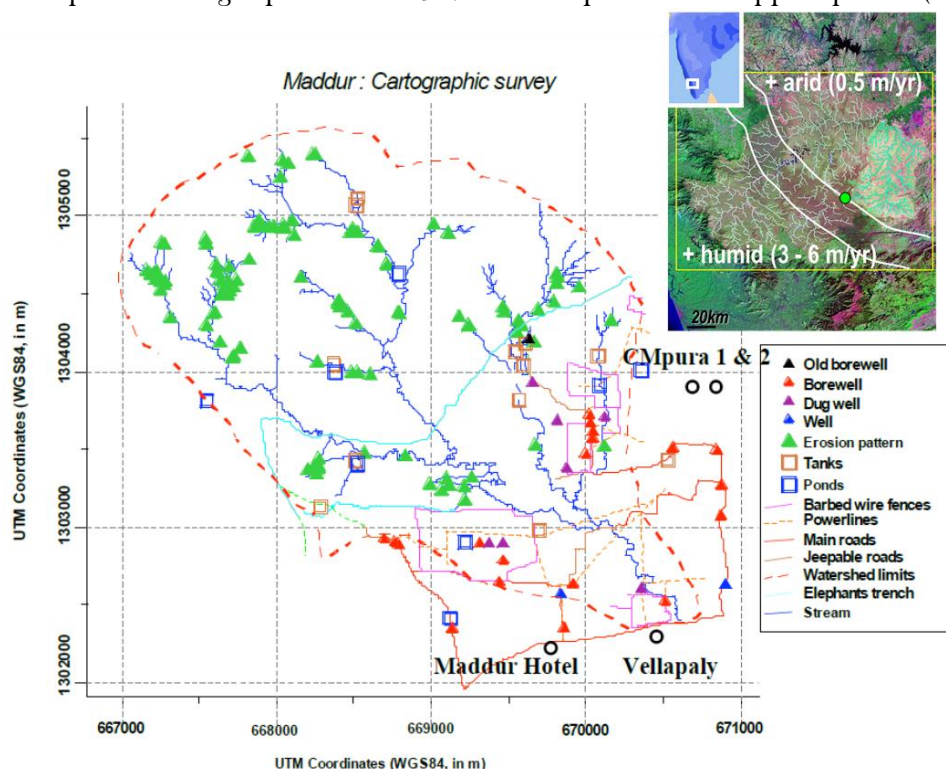


Figure 11: (a) bassin versant agricole expérimental de Maddur, Karnataka, Inde (b) position du bassin sur le gradient climatique du Sud-Ouest de l'Inde.

3.3.3 Bassin forestier de Nsimi

Le bassin versant de Nsimi (latitude 3°10'N et longitude 11°51'E) appartenant au bassin du Nyong est situé à 300 km de l'Océan Atlantique dans la forêt tropicale (Figure 12), sur le Plateau du sud Cameroun. Le socle du bassin du Nyong est composé des schistes fortement faillés, de granites à texture orthogneissique et de migmatites appartenant soit à la frontière du bouclier nord Congo (Complexe Ntem) ou à la ceinture Panafricaine (Vicat, 1998).

Le climat régional tropical humide est marqué par deux saisons sèches et deux saisons humides de longueurs et intensités inégales. En allant vers l'intérieur du bassin du Nyong, la pluviométrie décroît suite à une forte augmentation de l'altitude, à partir du niveau de la mer jusqu'à 700 m (Figure 12). Un collecteur automatique de précipitation a été utilisé à la station de 1996 à 2000. Le régime pluvieux, associé à un front advectif vers l'est de masses d'air humide et frais, atteint une moyenne annuelle de 1700 mm/an. La zone marécageuse recouvre en moyenne 20% du bassin versant (Figure 12). La forêt semi-décidue tropicale couvre environ 60% des collines tandis que des plants de manioc tubéreux, cacahuètes et palmiers recouvrent les 40% restant. Des plantes semi-aquatiques et différentes essences d'arbres représentent la végétation de la zone marécageuse.

Tout au long de l'année, cette zone humide est inondée et constitue une zone d'infiltration, dont l'étendue dépend de la répartition saisonnière des pluies. Pendant les mois les plus secs, l'étendue n'est que de 75 % de la superficie totale du marais. Certaines petites masses d'eau locales continuent cependant à persister dans la zone mal drainée, même pendant les saisons sèches. Au cours de la période 1994-1998, 378 mm/an se sont écoulés au niveau du déversoir situé à l'exutoire (Figure 12), pour une pluviosité annuelle moyenne de 1658 mm. Un aquifère fracturé est situé dans le complexe régolithe-bassin rocheux sous le versant de la colline et la zone humide. Une partie de cette eau émerge à des sources et des points d'exfiltration spécifiques et est acheminée vers le cours d'eau. Le débit moyen de la source principale (source MEN1, Figure 12) a été mesuré à 0,87 l/s, ce qui correspond à 46 mm/an par rapport à la surface du bassin versant. Des fosses et des puits d'observation ont été réalisés afin de mesurer les niveaux d'eau et les compositions chimiques des eaux souterraines (Figure 12).

L'apport des données acquises sur cet observatoire est décrit dans l'article suivant dont je suis co-auteur (Audry et al., 2021).

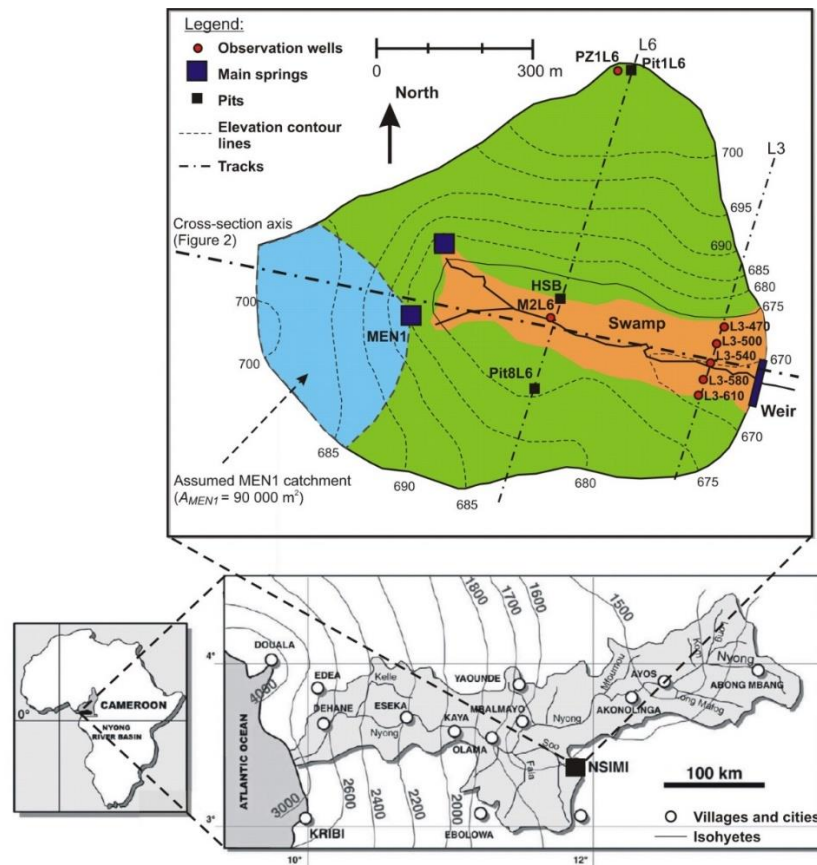


Figure 12: bassin versant forestier de Nsimi, Cameroun, modifié d'après (Braun et al., 2005)

3.4 Observatoire de la Fontaine de Nîmes (SNO KARST)

Le système karstique de la Fontaine de Nîmes (FdN) est un karst gravitaire unaire. Il est le siège d'écoulements hiérarchisés vers la source de la Fontaine de Nîmes qui en constitue l'exutoire principal. Son bassin d'alimentation, estimé à environ 55 km², se situe dans les Garrigues nîmoises constituées de terrains calcaires et marneux du Tertiaire. Les chenaux karstiques principaux ont été explorés à partir de l'exutoire sur quelques centaines de mètres (Figure 1). Une série de résurgences temporaires sont localisées à proximité de la Fontaine, dans le voisinage du réseau karstique.

La zone reçoit environ 740 mm de pluie annuelle qui recharge l'aquifère karstique principalement par infiltration diffuse au travers des réseaux de fissures présents au sein des formations carbonatées. Les exutoires du système sont la source de la FdN, avec un débit compris entre 0,01 et 30 m³/s (maximum estimé pour l'épisode de 1988), et plusieurs sources temporaires fonctionnant seulement durant les crues éclair. Le débit moyen de la FdN est estimé à 550 l/s (Maréchal et al., 2006 ; Maréchal et Ladouche, 2006).

La ville est située au pied d'une colline à la convergence de trois cours d'eau temporaires appelés "cadereaux", qui est un terme local désignant de petites vallées sèches sièges d'écoulements torrentiels très brefs durant les épisodes pluvieux : le cadereau d'Uzès venant de l'est, le cadereau d'Alès du nord et le cadereau de Camplanier de l'ouest (Figure 1).

Un réseau d'observation a été installé (Figure 13) dans des forages de façon à suivre les variations du niveau d'eau au sein du karst au cours des cycles hydrologiques, le débit de la source FdN ainsi que le débit du cadereau d'Alès à proximité de la source étant également mesurés. Cette source fait partie de la base de données mondiale des sources karstiques (Olarinoye et al., 2020). Cet observatoire ainsi que le réseau SNO KARST ont fait l'objet d'une publication collective synthétique dont je suis co-auteur (Jourde et al., 2018).

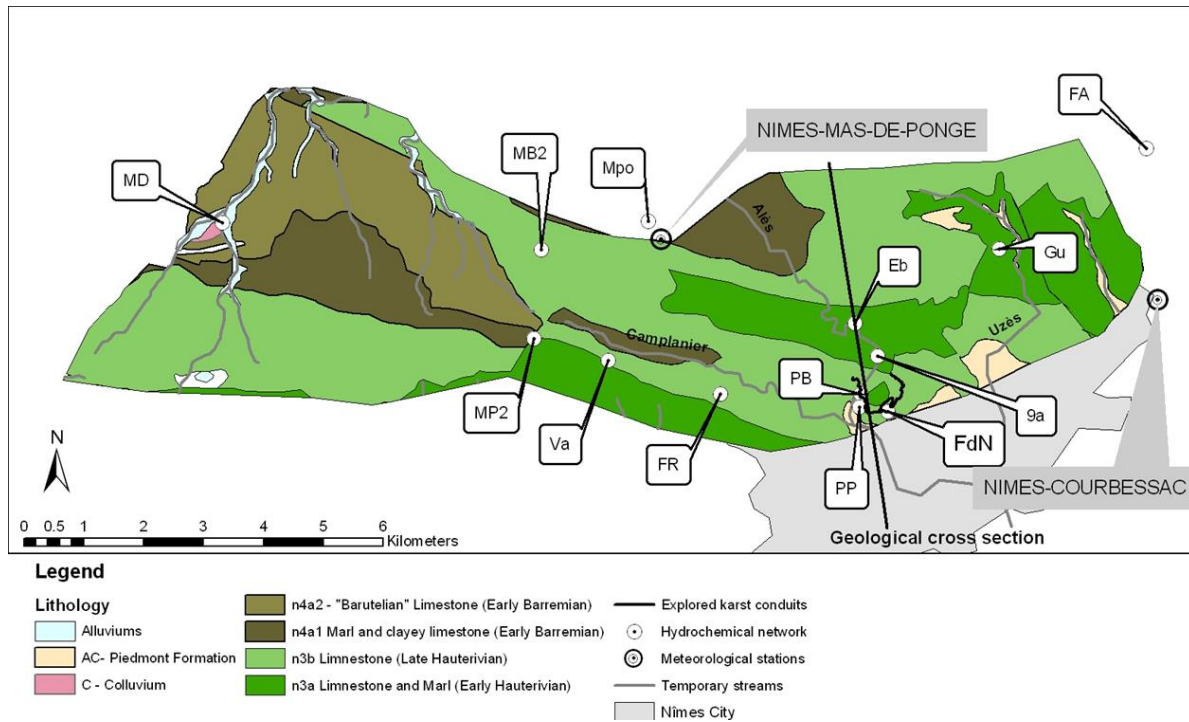


Figure 13: bassin d'alimentation du système karstique de la Fontaine de Nîmes, France, modifié d'après (Maréchal et al., 2009a)

3.5 Synthèse

Les caractéristiques physiques des six sites observés et étudiés sont synthétisées au Tableau 4 ci-dessous.

Observatoire	Site	Relation nappe/rivière	Occupation du sol	Hydrogéologie	Climat
Hyderabad	Maheshwaram	C LOSING STREAM THAT IS DISCONNECTED FROM THE WATER TABLE 			Tropical - semi-aride
	Choutuppal				
Bassins versants expérimentaux tropicaux	Kabini - Maddur	B LOSING STREAM 			Tropical - subhumide
	Kabini - Mule Hole	C LOSING STREAM THAT IS DISCONNECTED FROM THE WATER TABLE 			Tropical - humide
	Nyong - Nsimi	A GAINING STREAM 			
Fontaine de Nîmes	Ville de Nîmes et garrigues	C LOSING STREAM THAT IS DISCONNECTED FROM THE WATER TABLE 			Méditerranéen

Tableau 4: caractéristiques hydrologiques majeures des différents sites d'observation

Hormis le bassin de la Fontaine de Nîmes qui est situé dans un aquifère karstique bien développé dans un climat méditerranéen, les cinq autres sites d'observation sont situés en contexte de socle sous un profil d'altération d'épaisseur plus ou moins élevée. Dans tous les cas, ces milieux sont hydrogéologiquement discontinus avec des écoulements préférentiels au sein de réseaux de fractures ou de conduits karstiques. Du point de vue de l'occupation du sol, on compte trois bassins agricoles, deux bassins forestiers et un bassin en zone de garrigues péri-urbaines. Il est évident que les aquifères karstiques, dans un contexte de changement global, font partie des observatoires prioritaires pour une recherche appliquée à moyen terme (Chen et al., 2018). Du point de vue des relations entre eaux de surface et eaux souterraines, seul le bassin versant de Nsimi est caractérisé par une nappe alimentant la rivière. Dans les autres observatoires, pour des raisons très variables (forte consommation en eau de la forêt, pompages pour irrigation ou encore aquifère karstique), les relations sont dominées par des infiltrations des eaux de surface vers les eaux souterraines. Les caractéristiques hydro-climatiques des bassins versants étudiés sont résumées sur la Figure 14 qui compare la disponibilité en eau (taux de précipitation annuel) avec la consommation naturelle en eau (taux d'évapotranspiration réelle annuel - ETR). Les deux bassins versants forestiers sont logiquement situés à proximité de la courbe mondiale des bassins forestiers de l'époque des mesures (Zhang et al., 2001) : le bassin de Nsimi étant situé dans un climat plus humide que Mule-Hole. Le bassin d'alimentation de la Fontaine de Nîmes, en contexte méditerranéen, est caractérisé par une évapotranspiration réelle relativement modérée du fait des longues périodes de manque d'eau entrecoupées par de rares épisodes cévenols. D'un point de vue hydroclimatique, il se situe un peu en-dessous de la courbe mondiale des bassins classiques (non forestiers). Ces trois bassins sont caractérisés par des surplus d'eau du fait de pluies supérieures à l'évapotranspiration réelle. Ce n'est pas le cas des trois bassins agricoles dans lesquels les prélèvements en eau souterraine pour irriguer les cultures contribuent à augmenter l'ETR et provoquent un équilibre précaire entre demande et offre en eau, voire un déficit se traduisant par une baisse des niveaux des nappes. Ces trois bassins agricoles irrigués se situent à proximité de la droite $ETR = P$, l'évapotranspiration réelle, incluant la part des pompages qui ne retournent pas à la nappe aquifère par flux de retour d'irrigation.

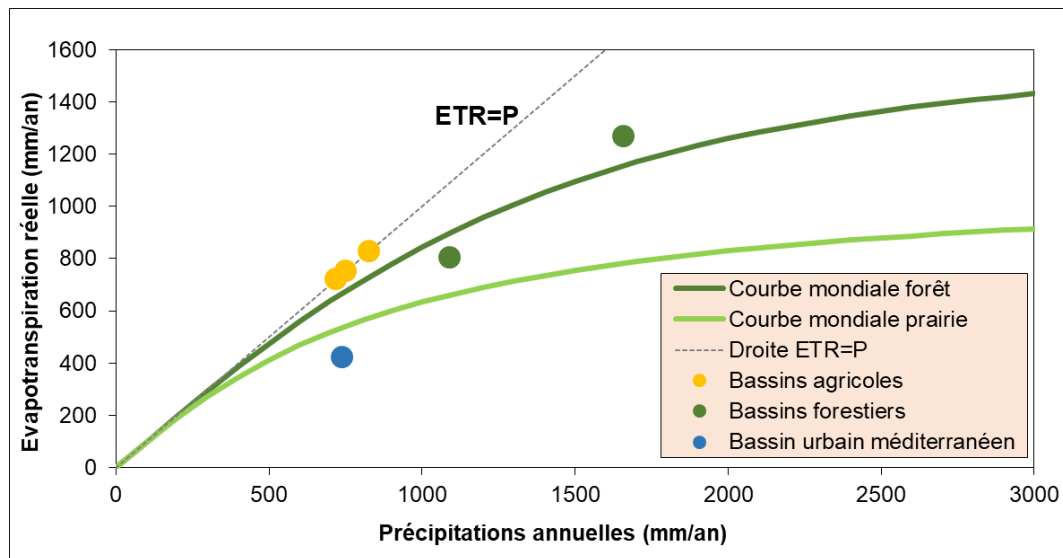


Figure 14: caractéristiques hydro-climatiques des bassins étudiés. Courbe vert foncé : courbe moyenne mondiale des bassins versants forestiers. Courbe vert clair : courbe moyenne mondiale des bassins versants en prairie d'après Zhang et al. (2001). Points oranges : Maheshwaram ; points verts : Nsimi et Mule Hole ; point bleu : Nîmes

4 Synthèse des travaux – Partie 2 : Le puzzle hydrogéologique du socle



Essai de pompage sur le bassin versant de Maheshwaram (Inde, Etat du Telangana)

*« La vie est un puzzle dont on assemble les pièces chaque jour. Avez-vous déjà vu quelqu'un poser les pièces au bon endroit du premier coup ? Il faut essayer, garder une vue d'ensemble. »
Ça peut pas rater, Gilles Legardinier*

4.1 Règles du jeu

Les « aquifères de socle » sont constitués de roches cristallines, d'origine plutonique (granites s.l.) et métamorphiques (gneiss, schistes, micaschistes, etc.). Elles se caractérisent principalement par une perméabilité de fissures et de fractures. Les aquifères qu'elles renferment sont donc classiquement considérés comme « discontinus », en raison de l'importante variabilité spatiale de leurs propriétés hydrodynamiques.

Ces roches constituent le soubassement de l'ensemble des continents (Figure 15). Elles affleurent sur de très grandes surfaces : une grande partie des continents africain, nord et sud-américain, eurasien, les deux tiers de l'Inde, de l'Australie, etc. En France, elles forment les massifs dits « anciens » : Massif armoricain, Massif central, Vosges et Ardennes, et sont bien représentées au sein des chaînes pyrénéenne et alpine, y compris en Corse et dans plusieurs départements ou territoires d'outre-mer.

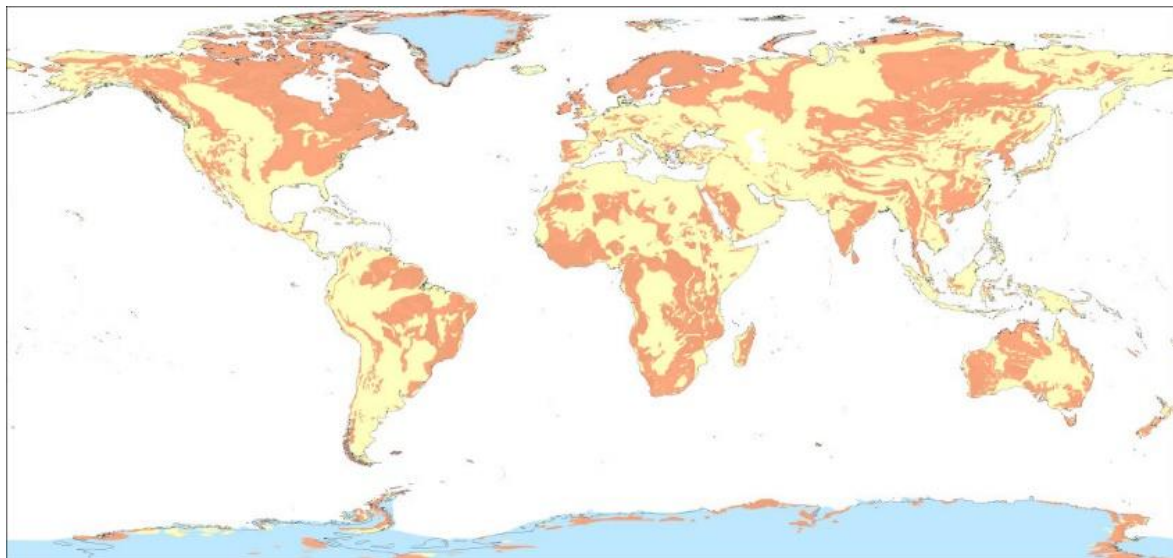


Figure 15: carte du Monde avec la localisation des roches de socle (en orange), d'après <https://www.encyclopedie-environnement.org/>

Plusieurs des observatoires sur lesquels j'ai travaillé (Tableau 4, § 3.5) sont situés dans des aquifères de socle. J'ai pu y mener des travaux sur de nombreuses facettes de l'hydrogéologie du milieu fracturé. Les résultats de ces recherches s'assimilent aux pièces d'un puzzle, celui de la connaissance en hydrogéologie d'un milieu fortement discontinu. Au fur et à mesure des résultats obtenus, je me suis rendu compte que chacun d'eux constituait une pièce d'un même puzzle et que chaque nouveau résultat était une nouvelle pièce de ce puzzle que je reconfigurais et qui aboutit à la première partie des résultats de ce mémoire de HDR. Ce dernier est pour moi l'occasion de présenter toutes les pièces de ce puzzle et de le reconstituer sous vos yeux. Bien sûr, nous nous rendons compte ensemble que certaines pièces du puzzle sont manquantes ou incomplètes. Le puzzle lui-même reste incomplet puisque la recherche scientifique n'est jamais finie.

Ce puzzle est schématisé ci-dessous (Figure 16) au travers d'une coupe verticale hydrogéologique simplifiée de l'aquifère de socle, décrivant le profil d'altération (de haut en bas : saprolite, zone fracturée et altérée et socle sain). Il est composé de six pièces qui constituent les différentes sections de ce chapitre 4 : (i) la pièce 1 est relative à l'épaisseur de l'aquifère, (ii) la pièce 2 s'intéresse aux propriétés hydrodynamiques de la zone fissurée-altérée, (iii) la pièce 3 s'intéresse aux processus de recharge (naturelle et maîtrisée) de l'aquifère, (iv) la pièce 4 concerne les interactions entre eaux de surface et eaux souterraines, (v) la pièce 5 porte sur la nature des

écoulements locaux/régionaux et enfin (vi) la pièce 6 s'intéresse au rôle de l'infiltration d'eau souterraine dans le développement du profil d'altération.

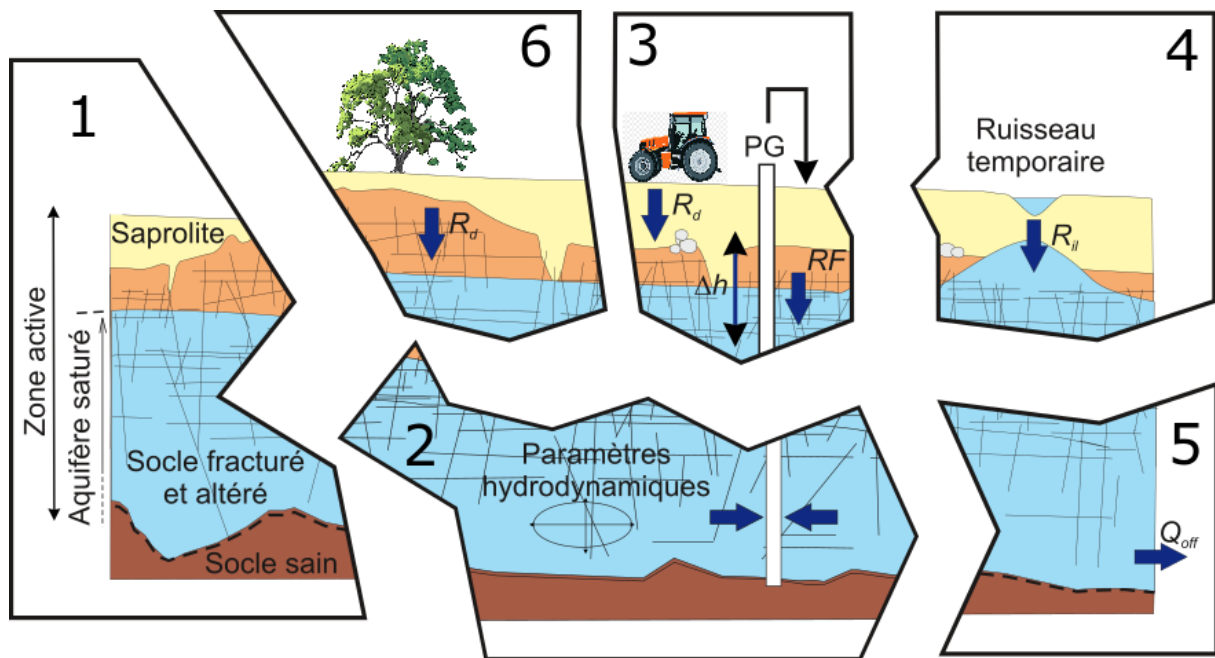


Figure 16: puzzle hydrogéologique de l'aquifère fracturé et altéré de socle, composé de 6 pièces qui constituent les principaux sous-chapitres de cette section

4.2 Pièce n°1: zone "active"

4.2.1 Problématique scientifique

Dans les roches de socle, l'existence d'une zone superficielle à perméabilité plus élevée (zone « active ») qui recouvre une zone plus profonde et moins perméable (zone « inactive ») a été décrite en montagne (Maréchal et Etcheverry, 2003 ; Mayo et al., 2003). Des phénomènes gravitaires tels que la décompression, le fauchage, le basculement ou l'appel au vide sont alors supposés être à l'origine de l'ouverture des fractures à proximité de la surface. Dans les zones de bouclier, les données obtenues à partir des forages suggèrent également l'existence d'une variation de la perméabilité avec la profondeur. Parmi les premiers travaux à décrire ce phénomène, on citera ceux sur les roches cristallines de l'Est des Etats-Unis (Davis et Turk, 1964). Dans la Province Victoria au Zimbabwe, sous un régo-lite de 15-20 m d'épaisseur, les fractures des 20 premiers mètres de la zone fissurée s'avèrent cruciales pour le rendement des puits (Houston et Lewis, 1988). Ceci a été confirmé dans la Province de Mazvingo au Malawi (Chilton et Foster, 1995). Le modèle conceptuel initial de l'hydrogéologie de socle avec la zone la plus productive située à la base du régo-lite et au sommet de la zone fracturée - altérée (Foster, 1984) a été confirmé dans plusieurs pays (Acworth, 1987; Barker et al., 1992; Wright, 1992). Aux Etats-Unis (Sutphin et al., 2001), deux études similaires du rendement de forages d'eau dans des zones de socle cristallin convergent vers les mêmes résultats. A savoir, une décroissance du rendement total des forages avec leur profondeur (Figure 17). Les courbes de la figure ne peuvent être utilisées comme telles pour déduire de façon univoque la baisse du rendement avec la profondeur car un biais est introduit par le comportement des foreurs. En effet, lorsque le rendement d'un

forage est faible dans la partie superficielle, le foreur continue à forer en espérant augmenter le rendement de l'ouvrage (voir § 7.2 sur le comportement psychologique d'escalade de l'engagement). Dès lors, les ouvrages profonds sont pour la plupart réalisés dans des zones où le rendement est bas à faible profondeur. Ce qui introduit un biais dans le rendement total de l'ouvrage. Toutefois, ces courbes montrent qu'une fois traversée la partie superficielle, la portion profonde ne permet pas d'augmenter statistiquement le rendement total de l'ouvrage. Le rendement spécifique (par mètre d'ouvrage) en est d'autant plus faible. En Ouganda (Taylor et Howard, 1999), le profil de perméabilité d'un aquifère de socle cristallin a été étudié au moyen d'un grand nombre de tests en packers. Dans la moitié des tests, la zone la plus perméable se situe dans la partie supérieure de la zone non tubée, juste en dessous du régoilite. Au-delà de 57 m de profondeur, il n'y a plus de passe de perméabilité supérieure à 10^{-5} m/s. Seulement deux zones de perméabilité supérieure à 10^{-6} m/s sont observées au-delà de 64 m de profondeur. Les auteurs en déduisent que le plancher de l'aquifère se situe à environ 60 m de profondeur.

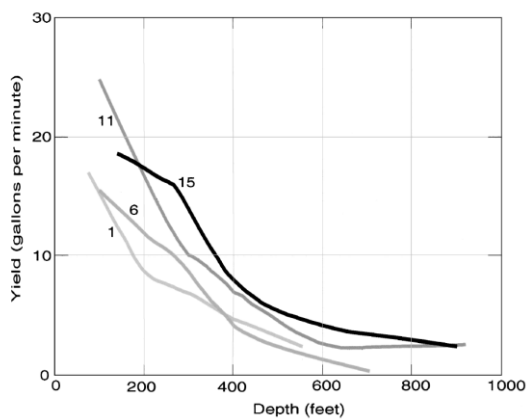


Figure 17 : relation entre le rendement et la profondeur de quatre séries successives de forages d'eau (chaque courbe correspond à une série de forages) dans une région de la Blue Ridge Geologic Province dans le comté de Loudoun, Virginie (Sutphin et al., 2001)

Les études qui montrent que le débit spécifique (« specific capacity », rapport entre le débit de pompage et le rabattement mesuré en cours de pompage) décroît avec la profondeur des forages en socle cristallin sont nombreuses, de même celles qui analysent l'évolution de la perméabilité de l'aquifère de socle (Figure 18) avec la profondeur (voir la liste dans Achtziger-Zupančič et al., 2017). Cette constatation n'exclut pas la possible présence, en profondeur, de fractures ponctuelles d'origine tectonique. Cependant, la probabilité de rencontrer une fracture profonde au-delà de la zone active est statistiquement faible.

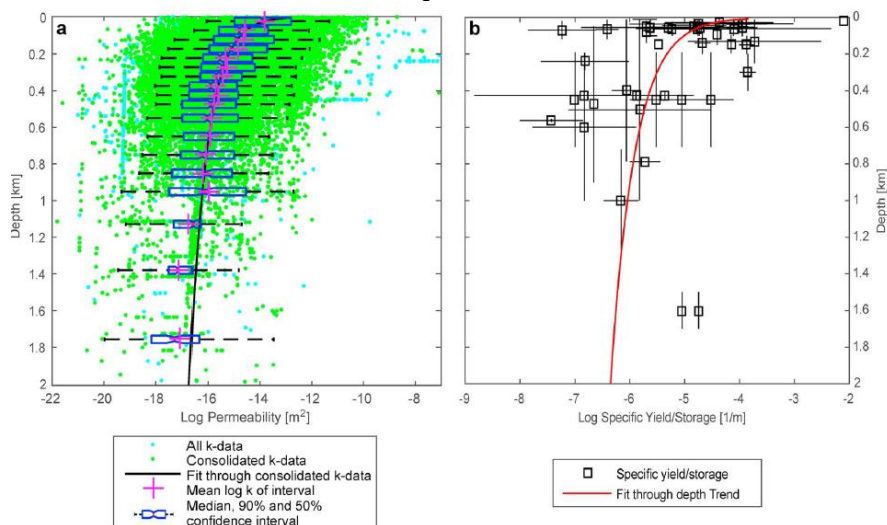


Figure 18: dépendance de la perméabilité et de l'emmagasinement dans des roches de socle (Achtziger-Zupančič et al., 2017)

Un débat scientifique vif occupe la communauté des hydrogéologues du socle quant aux processus physiques à l'origine de cette zone « active ». Les hypothèses sont en effet nombreuses. Les fractures du substratum rocheux peuvent être héritées d'événements tectoniques ou thermiques passés (Neverre et Dumas, 2016). Cependant, l'observation commune que l'abondance des fractures diminue avec la profondeur (Slim et al., 2015) suggère que les processus proches de la surface sont capables de générer de nouvelles fractures ou de réactiver les existantes. Des mécanismes potentiels de fracturation proches de la surface incluent la fracturation due à la croissance de cristaux de glace (Walder et Hallet, 1986), de cristaux de sel (Wellman et Wilson, 1965), ou des racines de la végétation (Roering et al., 2010), mais aussi les réactions d'altération de certains minéraux (Buss et al., 2008; Lachassagne et al., 2021, 2011; Robert Wyns et al., 2004) et les perturbations des contraintes associées à la topographie de la surface (Miller et Dunne, 1996; St. Clair et al., 2015).

4.2.2 Résultats majeurs

4.2.2.1 Épaisseur de la « zone active »

J'ai étudié cette problématique scientifique dans les bassins indiens de Maheshwaram et Maddur où la géodynamique du bouclier de socle est plus complexe qu'en Afrique. En Inde, bien que de nombreux forages soient réalisés de plus en plus profondément dans le socle, il nous a semblé essentiel de vérifier si une « zone active » pouvait bel et bien être identifiée. A Maheshwaram, les forages IFP²⁹ ont permis de réaliser des profils de micro-moulinet pour identifier les structures hydrauliquement actives au sein du profil d'altération. Les résultats montrent très clairement dans le granite de Maheshwaram une épaisseur limitée de la zone fracturée avec une décroissance de la densité de fractures avec la profondeur (Figure 19a). Au-delà de 40 m de profondeur, la densité de fractures est quasi-nulle, la plupart des structures hydrauliquement actives étant situées à moins de 30 m de profondeur. Ceci se traduit par un rendement des forages augmentant entre environ 20 m (profondeur moyenne de la surface piézométrique) et 30 m (Figure 19a).

C'est la combinaison, d'une part, de la distribution verticale des zones fracturées conductrices (ZFC) au sein du profil et, d'autre part, de leurs propriétés hydrodynamiques (Figure 19c) qui explique les propriétés hydrodynamiques globales de chacune du profil d'altération. De bas en haut, au-dessus du socle sein, très peu perméable et non fissuré, la zone fracturée ($K = 2 \times 10^{-5}$ m/s, $K_{cz} = 2 \times 10^{-4}$ m/s) présente une conductivité hydraulique plus élevée que la couche laminée³⁰ ($K = 4 \times 10^{-6}$ m/s ; $K_{cz} = 5 \times 10^{-5}$ m/s). En outre, les deux premiers mètres de la couche fracturée/altérée (Figure 19a) constituent la zone la plus conductrice de tout le profil d'altération, puisque 25 % du nombre total des ZFC se trouvent dans cette " zone de transition " (densité des ZFC : 0,7 - 0,5 m⁻¹). Les impacts hydrogéologiques de cette distribution verticale des propriétés hydrodynamiques sont discutés dans le § 4.6.2.2 relatif à la connectivité horizontale au sein de l'aquifère.

²⁹ « Indo-French Project »

³⁰ Pour rappel : partie inférieure de la saprolite

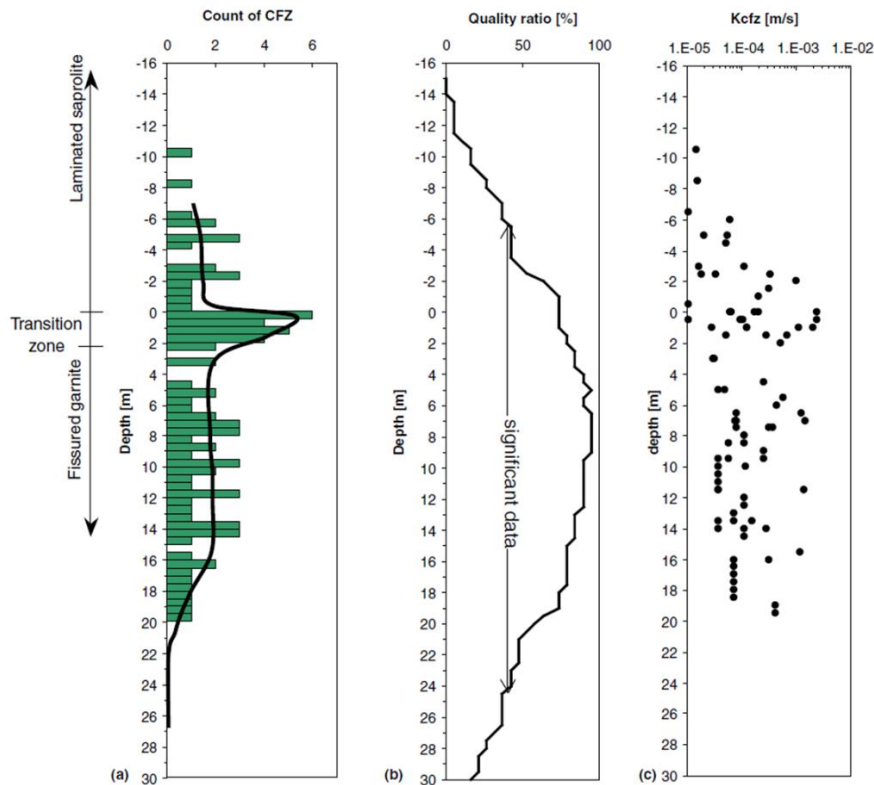


Figure 19: bassin expérimental de Maheshwaram. Interprétation des mesures débitmétriques (19 puits) en fonction de l'interface laminé-fissuré, par portions de 0.5 m d'épaisseur d'aquifère. (a) Nombre de zones de fissures hydrauliquement conductrices (CFZ) identifiées. (b) Qualité de l'observation exprimée comme le rapport entre le nombre d'observations disponibles pour chaque portion d'aquifère et le total de 19 tests de débitmètre. (c) Conductivité hydraulique de la CFZ, d'après (Dewandel et al., 2006)

La problématique de l'épaisseur de la zone fissurée hydrauliquement active se pose généralement. En d'autres termes, en milieu cristallin fracturé, comment déterminer le mur de l'aquifère ? Les essais de pompages classiques ne permettent pas de répondre à cette question. En effet, la résolution du problème inverse de l'interprétation d'un essai de pompage conduit à la détermination de la transmissivité T qui est le produit de la conductivité hydraulique K avec l'épaisseur saturée D de l'aquifère. La solution du problème n'est pas unique et un ensemble infini de couples $K - D$ conduit à la même valeur de transmissivité T . Ainsi, une information additionnelle est nécessaire pour résoudre la non unicité de la solution. En milieu sédimentaire, ce sont généralement les débris de forages qui permettent d'établir un log lithologique. Celui-ci est ensuite utilisé, avec les diagraphies en forages, pour en déduire les propriétés hydrogéologiques des terrains. En milieu fracturé, les informations obtenues en forages peuvent difficilement être utilisées pour déterminer l'extension des fractures hydrauliquement actives. Les profils de micro-moulinet permettent une caractérisation du voisinage de l'ouvrage rarement extrapolable à plus grande distance. La tomographie hydraulique a été développée de façon à améliorer l'unicité de la solution au problème inverse et réduire les incertitudes dans la détermination du champ de propriétés hydrauliques (Butler et al., 1999). Cette méthode implique l'injection ou le pompage à différentes profondeurs et dans différents puits (essais de pompages séquentiels) de façon à apporter des informations complémentaires. Si cette technique apparaît très prometteuse, elle nécessite cependant d'importantes mesures de terrain et de longs traitements pour l'inversion des données. J'ai proposé une nouvelle méthode d'interprétation des essais de pompages (essais de pompages multiples) et l'ai testée sur le site expérimental de Maddur (Maréchal et al., 2010). Elle consiste à interpréter des cycles de pompages individuels caractérisés par des conditions initiales variables. Elle contribue à remplir

le vide méthodologique existant entre l'essai de pompage simple et la tomographie hydraulique complexe.

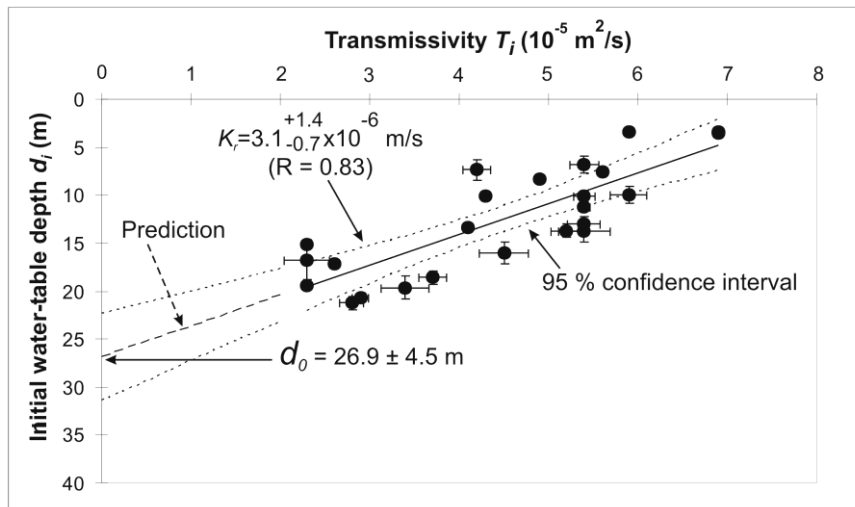


Figure 20: transmissivités obtenues par essais de pompages multiples, en fonction de la profondeur initiale de la nappe, modifié d'après (Maréchal et al., 2010)

Cette méthode a été appliquée aux gneiss de Maddur (bassin versant voisin de Mule Hole, Inde du Sud) où les essais de pompages multiples permettent d'identifier une relation linéaire entre la transmissivité et l'épaisseur saturée initiale de l'aquifère (Figure 20) : lorsque l'épaisseur saturée diminue (et donc la profondeur initiale de la nappe augmente), la transmissivité diminue logiquement. Cela suggère une conductivité hydraulique homogène dans la gamme de profondeurs investiguées, égale à la pente de la droite ($K = 3.1 \times 10^{-6}$ m/s, Figure 20). L'intersection de la droite extrapolée avec l'axe des ordonnées (en $T = 0$) permet de déterminer la profondeur initiale pour laquelle la transmissivité est nulle car l'épaisseur saturée est nulle. Cela revient donc à déterminer la profondeur du mur de la nappe qui, dans ce cas, vaut entre 22 et 32 mètres avec une valeur la plus probable de 27 m (Figure 20). Ces valeurs sont parfaitement en accord avec l'épaisseur de roches altérées et fracturées déterminée par les méthodes géophysiques électriques et confirment ainsi le rôle de l'altération dans l'acquisition des propriétés hydrodynamiques des roches cristallines (Maréchal et al., 2010).

4.2.2.2 Géométrie de la « zone active »

Les profils d'altération de la zone active se développent généralement dans des conditions géodynamiques stables (taux d'altération supérieur aux taux d'érosions, voir § 4.7.1) et sous un climat favorisant l'hydrolyse des minéraux. Ils sont composés de couches stratiformes épaisses qui suivent le paléopaysage (paléotopographie) et présentent ainsi une séquence à faible pendage à l'échelle régionale (R. Wyns et al., 2004).

L'analyse des données géologiques et géophysiques du bassin de Maheshwaram a montré que la structure du profil d'altération résulte d'un processus polyphasé : un ancien profil d'altération a été partiellement érodé, jusqu'à sa couche fracturée (Dewandel et al., 2006). Il a ensuite été ré-altéré plus ou moins parallèlement à la surface topographique actuelle. Cette structure particulière est liée à l'histoire géodynamique de la péninsule indienne qui a connu des phases alternées d'altération et d'érosion. Le profil est donc composé, de haut en bas, jusqu'à une profondeur totale de 35 m, de saprolite réolithique sableuse (1-3 m), de 10-15 m de saprolite laminée contenant des vestiges inhabituels d'anciennes fissures préservées et d'une couche fissurée de 15-20 m d'épaisseur (Figure 21).

En comparant diverses études de cas dans des terrains similaires, un modèle conceptuel géologique et hydrogéologique 3-D généralisé et hydrodynamique des aquifères de type

granitique (granites, gneiss, etc.) est proposé (Dewandel et al., 2006). Si les processus d'altération monophasés ou polyphasés produisent des structures variées, ils conduisent néanmoins toujours à quelques types de couches altérées dont les propriétés hydrodynamiques sont similaires d'un aquifère de type granitique à l'autre : à savoir la saprolite, comprenant une couche laminée pouvant inclure des fractures héritées assez bien conservées et la couche fracturée/altérée, dont la partie supérieure est plus densément fracturée. Cette couche fracturée assure l'essentiel de la fonction transmissive de l'aquifère.

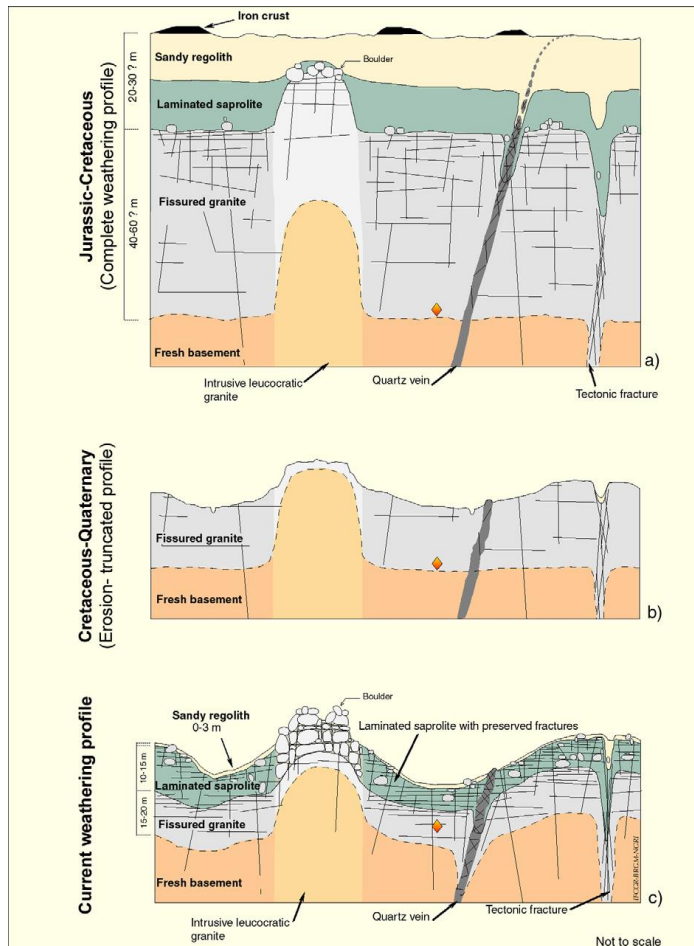


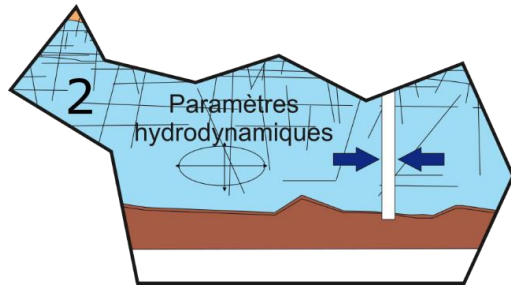
Figure 21: modèle conceptuel d'altération polyphasée du bouclier indien (échelle verticale exagérée), d'après (Dewandel et al., 2006). (a) Profil d'altération probable au Mésozoïque (Jurassique-Crétacé), (b) Profil d'érosion tronqué suite à la surrection du Crétacé au Quaternaire, (c) Profil d'altération actuel



Transfert vers la société : le concept de l'existence d'une zone active dans la partie superficielle du socle a été appliqué à la compréhension et modélisation de gisements d'eau minérale en France pour des sociétés d'embouteillage : (i) gisement d'eau minérale carbo-gazeuse de La Salvetat dans des formations cristallines métamorphiques en présence d'intrusions granitiques (J. C. Maréchal et al., 2014) et (ii) gisement d'eau thermo-minérale carbo-gazeuse de Badoit dans des paléoprofils d'altération au sein du granite du graben de la Plaine du Forez (Dewandel et al., 2017)

4.3 Pièce n°2: paramètres hydrodynamiques

4.3.1 Problématique scientifique



Si les propriétés hydrodynamiques du socle cristallin profond ont été étudiées dans certains pays (Suisse ou Suède par exemple) dans le but d'identifier les possibilités de stockage de déchets à longue durée de vie (Hedin et Olsson, 2016), l'hydrodynamique des aquifères de socle superficiels a été modérément étudiée. Etant donné que le manteau d'altération peut être assimilé à un milieu poreux, ses propriétés

hydrodynamiques peuvent être aisément mesurées et de nombreuses données sont disponibles pour la modélisation.

Par contre, à cause de l'hétérogénéité, de la discontinuité et de l'anisotropie des réseaux de fractures, l'hydrogéologie de la zone fissurée/altérée est plus complexe. La communauté scientifique s'est longtemps focalisée sur les capacités spécifiques ou les rendements des puits dans les roches de socle en fonction de la profondeur, de la géologie ou du profil d'altération (voir paragraphe précédent - § 4.2). L'évolution avec la profondeur de la perméabilité et de la porosité de l'aquifère dans la partie supérieure du socle cristallin altéré a fait l'objet de plusieurs schématisations (Figure 22).

L'optimisation de l'implantation de forages dans des zones tectoniquement fracturées ou faillées au moyen de géophysique, de télédétection ou des données géologiques a été un enjeu d'hydrogéologie pour l'alimentation en eau potable, notamment en Afrique (Wright, 1992). Cependant, les essais de pompage réalisés dans le socle, avaient des objectifs avant tout opérationnels. Les résultats sont pour la plupart la définition du rendement du puits, voire de la transmissivité de l'aquifère. Rarement, des mesures dans des puits d'observation ont permis de déterminer l'emmagasinement de l'aquifère. De plus, la majorité des essais de pompage réalisés ont été interprétés au moyen d'un modèle d'aquifère homogène et isotrope. La prise en compte des spécificités du milieu fracturé est pourtant possible, grâce notamment aux méthodes d'interprétation spécifiques au milieu fracturé : double porosité, anisotropie, fracture horizontale, dimensions fractionnaires de l'écoulement...

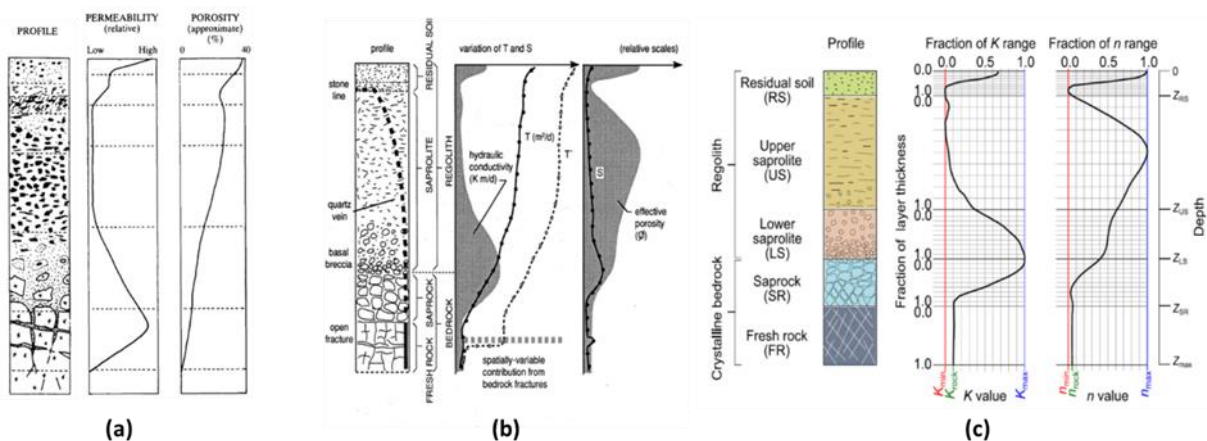


Figure 22: évolution des valeurs des paramètres hydrodynamiques (perméabilité et porosité) au sein du profil d'altération d'après la littérature ((a) d'après (Acworth, 1987) et (b) d'après (Chilton et Foster, 1995) et (c) d'après (Bianchi et al., 2020))

4.3.2 Résultats majeurs

Afin de qualifier les propriétés hydrodynamiques de la zone fracturée de l'aquifère de socle le **bassin expérimental de Maheshwaram**, nous avons fait réaliser un réseau de forages de pompage et d'observation. Des essais hydrauliques de diverses natures (slug tests, injections, pompages courte et moyenne durées) ont été réalisés sur ces ouvrages. Sur l'ensemble des tests hydrauliques conduits, divers modèles analytiques ont été utilisés en fonction du diagnostic de chacune des courbes de rabattement (méthode plus largement décrite au § 5.2.2.1) : modèle double porosité (Warren et Root, 1963), anisotropie verticale (Neuman, 1975), écoulement à dimension fractionnaire (Barker, 1988).

Parmi les principaux résultats qui sont décrits dans l'article joint à ce mémoire (Maréchal et al., 2004)³¹, je mentionnerai la mise en évidence d'une anisotropie verticale de perméabilité forte dans la zone fissurée-altérée, d'un facteur proche de 10 en moyenne. Elle s'explique par la présence de nombreuses fractures subhorizontales qui peuvent être observées dans cette partie du profil d'altération (Figure 23).

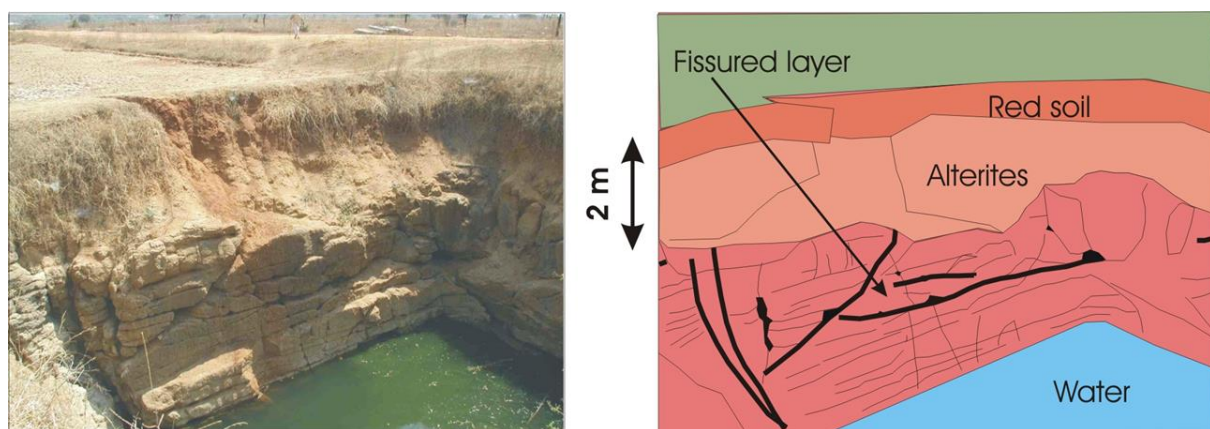


Figure 23: Photographie (à gauche) d'un puits ouvert (dugwell) dans un granite à biotite altéré sur le site de Maheshwaram. Identification des différents horizons et, fractures horizontales et diaclases (à droite), modifié d'après (Maréchal et al., 2003)

Dans le modèle à double porosité, le réseau de fractures que nous avons habituellement utilisé pour ajuster les données observées est un réseau de fractures horizontales recoupé par un réseau de fractures verticales, suggérant l'existence d'un réseau complémentaire au réseau horizontal comme observé dans les dugwells (Figure 23). D'ailleurs, la dimension d'écoulement la plus observée lors des tests hydrauliques est proche de 2 également. La moyenne (géométrique) de la conductivité hydraulique du réseau de fractures est de $2,1 \times 10^{-5}$ m/s, 400 fois plus élevée en moyenne que celle des blocs ($K_b = 5,1 \times 10^{-8}$ m/s). Cette dernière valeur est similaire aux conductivités hydrauliques les plus faibles estimées à partir des essais slug. Ces valeurs faibles ont été mesurées dans les trois puits IFP-5, IFP-19 et IFP-25, suggérant que ces puits ont été forés dans une zone non fracturée où seulement la conductivité hydraulique des blocs contribue aux écoulements d'eau vers le puits. Cependant, il est très probable qu'un réseau primaire de fractures (PFN³²) affecte également la matrice, expliquant la valeur relativement élevée de la conductivité hydraulique des blocs (10^{-8} m/s) comparée à celle mesurée sur des échantillons de roche de la même lithologie (perméabilité de matrice $K_m = 10^{-9} - 10^{-14}$ m/s). L'utilisation du terme "primaire" se rapporte uniquement à la faible échelle (au niveau du bloc) du réseau de fractures et n'implique

³¹ Article N°2 annexé à ce mémoire : MARÉCHAL, J.C., DEWANDEL, B., SUBRAHMANYAM, K. (2004) - Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer, *Water Resources Research*, 40/11, doi 10.1029/2004WR003137.

³² PFN : Primary Fractures Network - réseau de fractures centimétriques affectant la matrice rocheuse

aucune considération sur l'origine spécifique du PFN. Ensemble, les réseaux de fractures horizontales et verticales observés dans les dugwells et pris en compte dans le modèle à double porosité constituent le réseau de fractures secondaire (SFN³³) à l'échelle du forage. Les statistiques obtenues grâce aux mesures au micro-moulinet dans la population de forages indiquent un espacement moyen compris entre 4 et 7 m pour les fractures horizontales, avec une densité de fractures qui décroît avec la profondeur. L'application de la solution de la fracture unique indique une longueur de fractures horizontales comprise, en moyenne, entre 10 et 30 mètres. En réponse globale, les perméabilités équivalentes horizontales et verticales sont respectivement $K_r = 10^{-5}$ m/s et $K_z = 10^{-6}$ m/s, soit une anisotropie égale à 10. L'examen des réseaux de fractures grâce aux dugwells confirme la plus grande densité de fractures horizontales (Maréchal et al., 2003).

La porosité efficace (obtenue à partir de la somme des emmagasineurs des fractures et des blocs) est égale à 6.3×10^{-3} , une valeur assez cohérente avec celles évaluées au moyen d'autres méthodes d'interprétation : la technique de d'interprétation de pompage d'essai (Neuman, 1975) ou les techniques de fluctuation de niveau piézométrique (Maréchal et al., 2006), voir aussi à ce sujet le § 4.4 ci-dessous. La porosité efficace du réseau primaire de fractures (PFN) affectant la matrice contribue à la majorité (90 %) de l'emmagasinement total de l'aquifère ; le réseau secondaire de fractures (SFN) contribue au reste (10 %).

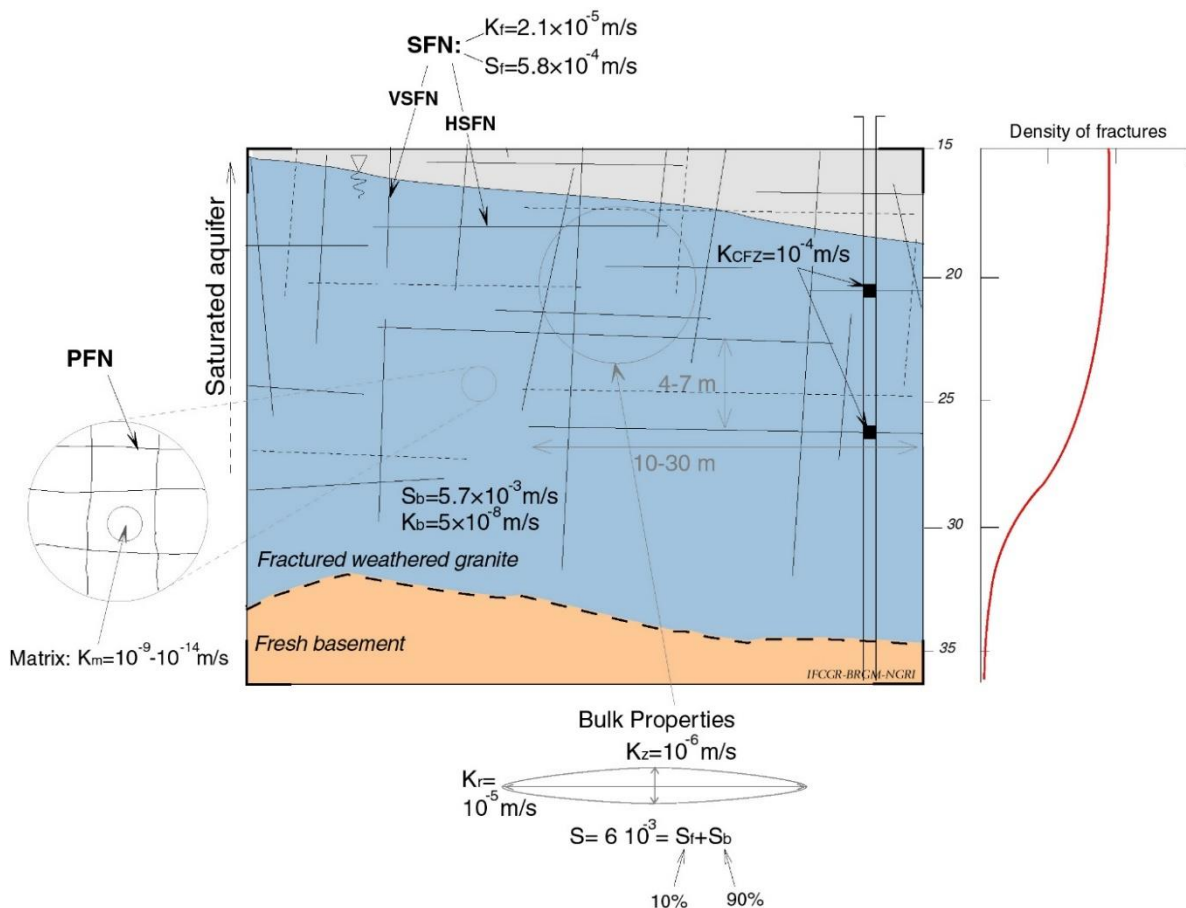


Figure 24: modèle conceptuel hydrodynamique de la zone fracturée/altérée de l'aquifère de socle de Maheshwaram (Maréchal et al. 2004)

Ces résultats ont été complétés par des essais de traçage pour caractériser les paramètres de transport au sein de l'aquifère, au travers de deux thèses de doctorat avec les principaux résultats suivants :

³³ SFN : Secondary Fractures Network - réseau de fractures métriques

- mise en évidence, grâce à des essais de traçage entre forages et de type push-pull, d'un processus de transport non fickien dominé par une advection hétérogène, expliquée par une chenalisation des écoulements au sein du réseau de fractures (Guihéneuf et al., 2017) ;
- grâce à des essais de traçage à l'eau chaude (50 °C) et froide (10 °C) par rapport à l'eau souterraine indienne (30 °C), mise en évidence du caractère hautement diffusif et non réversible du transport de chaleur au sein du réseau de fractures (en lien avec les échanges d'énergie avec la roche), (Hoffmann et al., 2021).



Thèses de doctorat co-encadrées sur ce sujet :

- Thèse de N. Guihéneuf (2014) - Structure des écoulements et propriétés de transport des aquifères cristallins fracturés et altérés : application au site de Choutuppal (Inde du Sud), Thèse de doctorat, Université de Rennes 1.
- Thèse de R. Hoffmann (2021) - Multi-scale characterization of transport in heterogeneous porous and fractured aquifer media using innovative heat and solute tracer tests, Thèse de doctorat, Universités de Liège et de Mons, Belgique.

Les observations effectuées sur les forages grâce aux tests d'injection ont mis en évidence une tendance à la décroissance de la densité de fractures avec la profondeur. Sur le site de Choutuppal, la haute densité de forages a permis d'identifier et corrélérer les fractures entre elles. Ainsi, on a pu y identifier deux zones de fractures situées respectivement aux environs de 17 mètres et 25 mètres de profondeur (Figure 25c), qui persistent sur l'ensemble du site expérimental et sont parfaitement identifiables sur les vidéos de forages (Figure 25b). Les profils de température de l'eau souterraine (Figure 25a) indiquent une homogénéisation de l'eau entre ces deux zones, suggérant l'existence, en conditions naturelles, de flux verticaux au sein des forages entre ces deux zones. Une plus forte densité de fractures au contact entre la saprolite et la zone fracturée sous-jacente avait déjà été observée à Maheshwaram (§ 4.2.2.1, Figure 19) : cette propriété semble donc caractéristique de l'aquifère de socle en Inde. Un bloc hydrogéologique simplifié du site de Choutuppal est proposé à la Figure 25c. Nous aborderons les impacts de cette propriété sur les circulations d'eau dans la suite (§ 4.6).

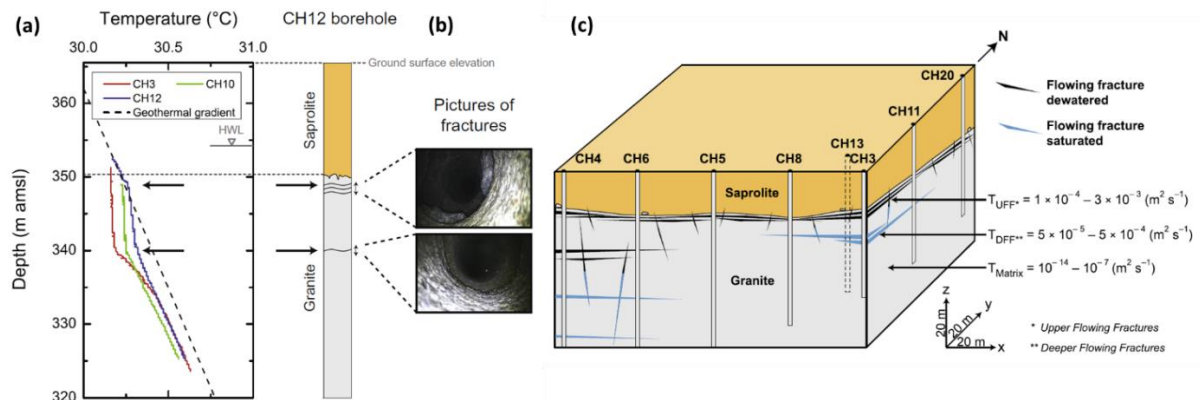
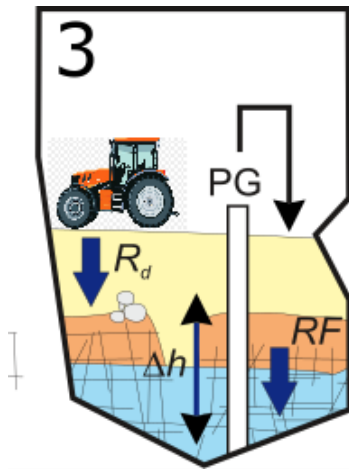


Figure 25: hydrogéologie du site expérimental de Choutuppal : (a) profils de températures dans les forages CH3, CH12 et CH10 ; (b) coupe schématique et vidéos en forages ; (c) bloc hydrogéologique schématique du site, modifié d'après (Guihéneuf et al., 2014)

Par la suite, nous avons travaillé à la régionalisation des principaux paramètres hydrodynamiques de la zone fracturée/altérée, dont la conductivité hydraulique grâce à une relation statistique établie entre celle-ci et les débits tirés des forages d'exploitation (Dewandel et al., 2012). Cette méthode nous a permis de cartographier la conductivité hydraulique à l'échelle du bassin versant.

4.4 Pièce n°3 : recharges naturelle et maîtrisée

4.4.1 Problématique scientifique



Dans les bassins versants en contexte semi-aride, il est souvent difficile d'évaluer avec suffisamment de précision les différentes composantes du bilan hydrogéologique, en particulier la recharge naturelle de la nappe (Scanlon et al., 2006 ; Xu et Beekman, 2003). Sa détermination en zone aride à semi-aride n'est ni aisée ni directe, notamment parce qu'elle est extrêmement variable dans l'espace et dans le temps. Ceci est une conséquence de la variabilité temporelle des précipitations dans ces conditions climatiques et de la variabilité spatiale des caractéristiques des sols, de la topographie, de la végétation et de l'occupation du territoire (Moock et al., 2020). De plus, les taux de recharge sont généralement faibles dans ces milieux en comparaison avec la résolution des méthodes d'estimation. Plus le climat est aride, plus faible et plus variable est la recharge naturelle. Les méthodes pour

estimer la recharge naturelle sont diverses : physiques, chimiques, isotopiques ou modèles numériques. Dans la suite, nous allons explorer deux méthodes d'évaluation en milieu fracturé de socle appliquées à deux contextes d'occupation du sol très différents, ces dernières apportant des inconnues supplémentaires à l'estimation de la recharge naturelle.

En milieu irrigué, les prélèvements par pompes constituent une inconnue majeure difficile à appréhender dans la mesure où les bases de données des autorités reposant ou non sur les déclarations des agriculteurs ne sont pas conformes à la réalité. Le flux de retour d'irrigation constitue par ailleurs une composante principale du bilan ; son évaluation précise est donc fondamentale.

En milieu forestier, l'impact de la végétation sur la recharge naturelle est encore mal connu. Certaines études semblent indiquer que la forêt en climat tropical contribue à améliorer la structure des sols et réduire leur compaction au profit de l'infiltration. Toutefois, la forêt possède des taux d'évapotranspiration plus élevés que la plupart des autres types de végétation. Par ailleurs, pendant la saison sèche, les racines profondes des arbres facilitent l'accès à l'eau du sol dans la zone non saturée (et parfois aux eaux souterraines) à de plus grandes profondeurs ; ce qui permet de maintenir une plus grande transpiration durant les périodes sèches.

Très souvent, les méthodes basées sur la physique de l'aquifère, comme les méthodes de fluctuation de la nappe mettant en relation les variations piézométriques avec la recharge, sont les plus utilisées pour évaluer la recharge à une échelle régionale (Scanlon et al., 2006). Cependant, ces méthodes souffrent de l'incertitude et de la variabilité spatiale de la porosité efficace de l'aquifère (Scanlon et al., 2002). Nous proposons ci-dessous (§ 4.4.2.1.1) une méthode innovante pour réduire ces risques. En contexte forestier, nous profiterons de l'absence d'activité d'origine anthropique pour tester et appliquer la méthode du bilan en chlorures (§ 4.4.2.1.2) au vu des données hydrochimiques disponibles sur l'observatoire de Mule Hole. Ces résultats seront également commentés dans le chapitre suivant (§ 4.5.2.1) sur les relations entre nappe et rivière.

Dans ce chapitre, nous aborderons également la recharge maîtrisée en contexte de socle (§ 0).

4.4.2 Résultats majeurs

4.4.2.1 Recharge naturelle

Plusieurs travaux ont été menés à différentes échelles spatiales et de temps pour aborder cette problématique majeure en climat semi-aride en aquifère de socle : à l'échelle locale, j'ai accompagné deux thèses de doctorat sur les processus d'infiltration en fonction de la nature des sols sur les bassins versants urbains de Uppal Road (Engerrand 2002) et agricoles de Maheshwaram (Condappa et al., 2008). Ces travaux ont confirmé l'existence d'infiltrations localisées au sein de discontinuités physiques au sein du sol et du profil d'altération. Nous les quantifierons plus loin grâce à des méthodes à des échelles spatiales plus larges.



Thèses de doctorat accompagnées sur ce sujet :

- Thèse de C. Engerrand (2002) - Etude hydrogéologique d'un aquifère de socle en milieu semi-aride soumis à un régime de mousson. Thèse de doctorat, Université Paris VI, France.
- Thèse de D. Condappa (2005) - Étude de l'écoulement d'eau à travers la Zone Non-Saturée des aquifères de socle à l'échelle spatiale du bassin versant - Application à l'évaluation de la recharge au sein du bassin versant de Maheshwaram, Andhra Pradesh, Inde, Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, France.

Pour aborder la question scientifique de la recharge naturelle totale (incluant les recharges diffuse R_d , localisée et indirecte R_i) dans le bassin expérimental de Maheshwaram, fortement perturbé par les activités anthropiques, nous avons développé une variante de la méthode WTF³⁴ (Healy et Cook, 2002) en exploitant le contexte météorologique particulier de la mousson indienne. Dans le bassin versant forestier de Mule Hole, nous avons privilégié une méthode reposant sur un traceur naturel, le chlorure.

4.4.2.1.1 Méthode de double fluctuation du niveau de la nappe

J'ai développé la méthode de double fluctuation de la nappe³⁵, adaptée à la saisonnalité de la pluviométrie, permettant d'identifier de façon sûre les périodes de recharge et les périodes sèches.

En milieu agricole irrigué, la méthodologie développée repose sur le grand nombre de forages qui constituent autant de points d'observation de la nappe aquifère dans un milieu fortement anthropisé. Une technique reposant sur les fluctuations du niveau de la nappe a été appliquée, reliant les variations du niveau piézométrique de la nappe au bilan hydrogéologique durant une période donnée. Elle a été dénommée *méthode de double fluctuation de la nappe* puisqu'elle est appliquée deux fois par an : sur la période sèche pour estimer la porosité efficace (S_y) de l'aquifère et ensuite la période humide (mousson) pour estimer la recharge naturelle (R). Les deux équations obtenues permettent de résoudre les deux inconnues fondamentales du problème que constituent la recharge naturelle et la porosité efficace de la nappe, les autres composantes du bilan étant estimées indépendamment.

Cette méthode permet d'estimer la porosité efficace à une échelle de travail pertinente, c'est à dire à l'échelle du bassin versant (Healy et Cook, 2002). Celle-ci varie verticalement en fonction de la profondeur et latéralement au gré des hétérogénéités hydrogéologiques. Cette méthode ne peut s'appliquer que lorsque le rôle tampon de la zone non saturée est suffisamment faible pour ne pas lisser les flux verticaux et donc les fluctuations de nappe induites. Il convient

³⁴ WTF : méthode Water Table Fluctuation, reposant sur l'évaluation de la variation du niveau de la nappe pour estimer le flux de recharge

³⁵ DWTF: Double Water Table Fluctuation method

également d'être attentif aux éventuels effets liés à des pompages saisonniers, c'est ce qui a été mis en œuvre dans notre cas.

Les termes du bilan hydrogéologique pour une période donnée sont les suivants (Figure 26) :

$$R + RF + Q_{on} = E + PG + Q_{off} + Q_{bf} + \Delta S$$

Avec R : recharge naturelle, RF : flux de retour d'irrigation, E : évaporation de la nappe ; PG : pompage ; Q_{on} : flux souterrain entrant ; Q_{off} : flux souterrain sortant ; Q_{bf} : contribution de la nappe à l'écoulement de base ; ΔS : variation de stock d'eau souterraine dans l'aquifère.

Dans le cas de bassins versants où les eaux souterraines sont situées largement sous la surface, la contribution au débit de base est nulle. Par ailleurs, si la variation de stock est exprimée en fonction de la variation piézométrique, l'équation devient :

$$R + RF + Q_{on} = PG + E + Q_{off} + S_y \Delta h$$

Avec S_y : porosité efficace de l'aquifère et Δh : fluctuation piézométrique au sein de l'aquifère pendant la période étudiée.

La méthode de double fluctuation consiste à diviser l'année hydrologique en deux périodes pour déterminer les deux inconnues S_y et R .

En période sèche, la recharge R est nulle et l'équation devient :

$$RF^{dry} + Q_{on}^{dry} = PG^{dry} + E^{dry} + Q_{off}^{dry} + S_y \Delta h^{dry}$$

En période humide, l'équation est la suivante:

$$R + RF^{wet} + Q_{on}^{wet} = PG^{wet} + E^{wet} + Q_{off}^{wet} + S_y \Delta h^{wet}$$

L'application successive des deux équations aux deux périodes permet de calculer les deux inconnues :

$$S_y = \frac{RF^{dry} + Q_{on}^{dry} - E^{dry} - PG^{dry} - Q_{off}^{dry}}{\Delta h^{dry}}$$

$$R = \Delta h^{wet} \cdot S_y - RF^{wet} - Q_{on}^{wet} + E^{wet} + PG^{wet} + Q_{off}^{wet}$$

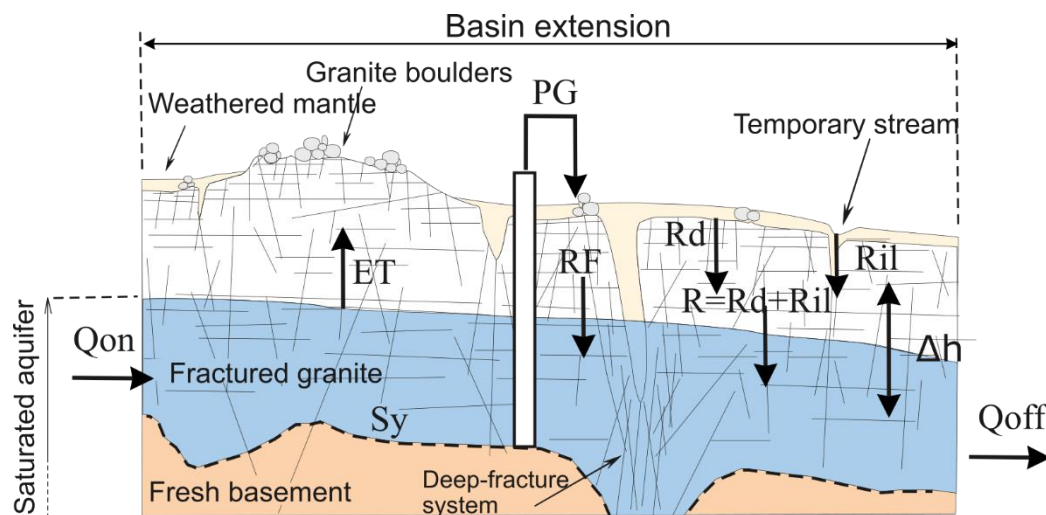


Figure 26: composantes du bilan hydrogéologique dans un aquifère libre en milieu agricole irrigué (Maréchal et al., 2006)

La façon dont les différents termes de ces deux dernières équations sont calculés est décrite dans Maréchal et al. (2006). Cette méthode est particulièrement sensible à la précision sur l'évaluation de la fluctuation des niveaux de la nappe aquifère. Elle nécessite une connaissance fine et distribuée de la piézométrie. A Maheshwaram, le grand nombre de forages agricoles

abandonnés a permis d'obtenir une densité d'observations élevée, oscillant entre 99 et 155 forages sur une surface d'environ 55 km². L'erreur sur l'estimation de la fluctuation de la nappe, obtenue par soustraction de données piézométriques interpolées par krigeage, oscille entre 4 et 23 % induisant une erreur sur la recharge naturelle estimée comprise entre 22 et 24 % (Maréchal et al., 2006).



Transfert vers la société : la méthode de la fluctuation de nappe telle que développée ci-dessus a été intégrée au logiciel ESPERE³⁶ pour le calcul de la précipitation efficace et la recharge des aquifères à partir de données temporelles (Lanini et al., 2016; Lanini et Caballero, 2021). Ce code est téléchargé et utilisé par de nombreux utilisateurs et bureaux d'études dans le Monde entier.

Nous avons exploré l'impact d'une réduction du nombre de mesures piézométriques sur la précision de l'estimation du niveau d'eau et du bilan hydrogéologique de l'aquifère de Maheshwaram (Zaidi et al., 2007). Cette étude préliminaire permet de montrer que la réduction du nombre de points d'observation à 25 points permet de maintenir une précision satisfaisante dans l'évaluation des variables concernées.



Thèse de doctorat accompagnée sur ce sujet :

- Zaidi, F.K. (2006) - Characterization of Aquifers in fractured crystalline terrain in the Maheshwaram Watershed, Rangareddy district, Andhra Pradesh, India. Thèse de doctorat, Aligarh Muslim University, Aligarh et NGRI, Hyderabad, Inde.

Les travaux de régionalisation de la porosité efficace (Dewandel et al., 2012) ont été menés en appliquant la même méthode de DWTF à des cellules du bassin versant de taille croissante variant entre 50 et 1000 m (Figure 27). On constate que, pour des cellules de petites tailles, les échanges entre cellules ne peuvent être négligés avec une prédominance des flux sortants (vers des puits de pompage situés dans des cellules voisines) sur les flux entrants : $(q_{off} - q_{on}) > 0$. C'est à partir de cellules d'une taille de 500 m et au-delà que l'application de la DWTF permet d'obtenir une porosité dont la moyenne est égale à celle obtenue à l'échelle du bassin versant. C'est à partir de cette taille de cellules que les flux horizontaux induits par les pompages s'équilibrent : c'est donc la résolution minimale que peut atteindre une cartographie de la porosité efficace sur ce bassin versant, sans doute fortement influencée par la densité des puits de pompage.

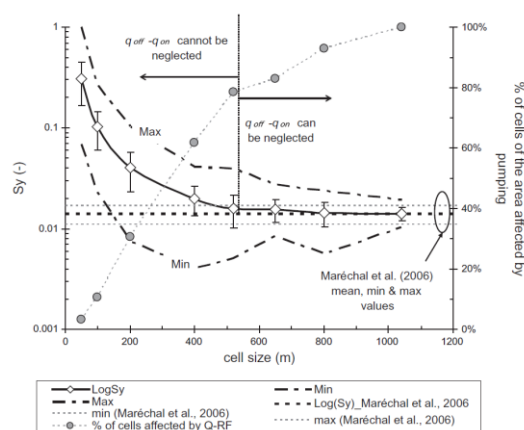


Figure 27: variations des moyennes géométriques à l'échelle du bassin versant de Sy estimées à partir du calcul à différentes tailles de cellules. Le pourcentage de cellules affectées par des pompages pour chaque taille de cellule est également présenté (Dewandel et al., 2012)

³⁶ ESPERE : code d'estimation de la pluie efficace et de la recharge selon différentes méthodes <https://www.brgm.fr/fr/logiciel/espere-estimation-pluie-efficace-recharge-selon-differentes-methodes>

4.4.2.1.2 Méthode des bilans en chlorures

En milieu forestier, en l'absence de nombreux points d'observation, la méthodologie développée repose sur le caractère vierge du milieu, à savoir l'absence d'activités anthropiques modifiant le cycle des éléments chimiques. Dès lors, le chlore peut être considéré comme un élément conservatif à une certaine échelle de temps (au-delà des saisons) et la méthode d'estimation de la recharge par bilan de masse du chlore peut être appliquée (Alcalá et Custodio, 2008). Cette méthode est connue sous le nom de « Chlorure Mass Balance - CMB ». Son adaptation au contexte hydrogéologique de Mule Hole et les équations de conservation de la masse associées sont illustrés à la Figure 28 ci-dessous et développées dans Maréchal et al. (2009). Nous considérons que sur le long terme, la recharge équivaut au débit de base des eaux souterraines s'écoulant hors du bassin sous l'exutoire (Q_o). Grâce au réseau de suivi hydrochimique des pluies, des piézomètres et de l'exutoire du bassin, tous les autres termes de l'équation sont connus.

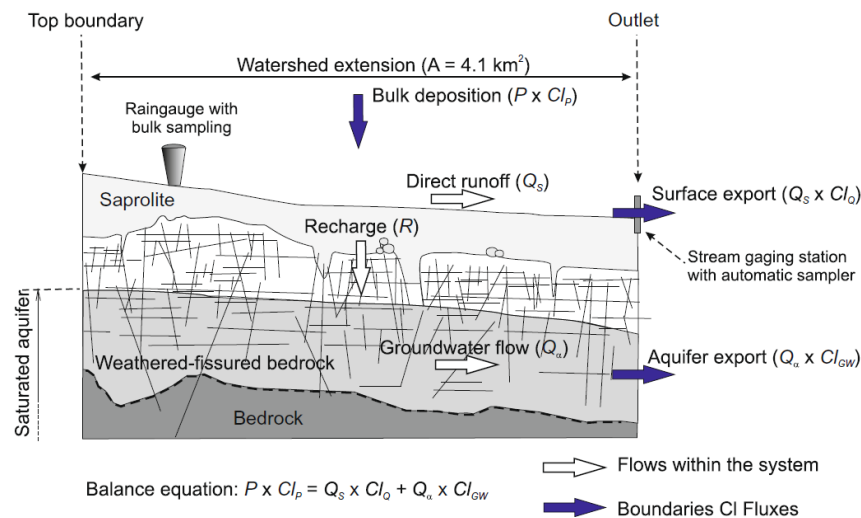


Figure 28: méthode du bilan de masse en chlore appliquée à une tête de bassin versant avec un aquifère déconnecté de la surface (cas de Mule Hole) et la présence d'écoulements souterrains interbassins (Maréchal et al., 2009b)

Les résultats de recharge totale calculés par la méthode des chlorures sont présentés forage par forage, notamment le long du transect (voir Figure 10 pour leur localisation) traversant le ruisseau à l'aval du bassin versant de Mule Hole sur la Figure 29. Ces derniers sont fortement influencés par les infiltrations d'eau à partir du ruisseau de Mule Hole. Seuls les forages P5 et P6, situés à grande distance du ruisseau, permettent d'évaluer la recharge naturelle directe, qui est de l'ordre de 45 mm/an. A proximité du ruisseau, on constate une dissymétrie sur les trois diagrammes de la Figure 29 :

- Augmentations plus importantes des niveaux de nappe en rive gauche du ruisseau pendant la période de mousson (Figure 29a)
- Recharges totales plus élevées calculées en rive gauche (Figure 29b)
- Teneurs en eau souterraine estimées par méthodes géophysiques RMP (Figure 29c) plus élevées et plus étendues en rive gauche

Tous ces éléments suggèrent l'existence de flux d'infiltration indirecte à partir du ruisseau de façon préférentielle vers la rive gauche du ruisseau. Ceci est corroboré par l'existence d'une zone imperméable, mise en évidence par les pompages d'essai, située en rive droite et s'opposant à la circulation souterraine des flux infiltrés à partir du ruisseau. Au moyen d'une méthodologie prenant en compte la propagation du dôme piézométrique induit par l'infiltration indirecte à l'échelle du bassin versant que je ne décrirai pas ici (voir (Maréchal et al., 2009b) pour plus

d'informations), nous avons estimé la recharge indirecte à environ 30 mm/an pour ce ruisseau éphémère.

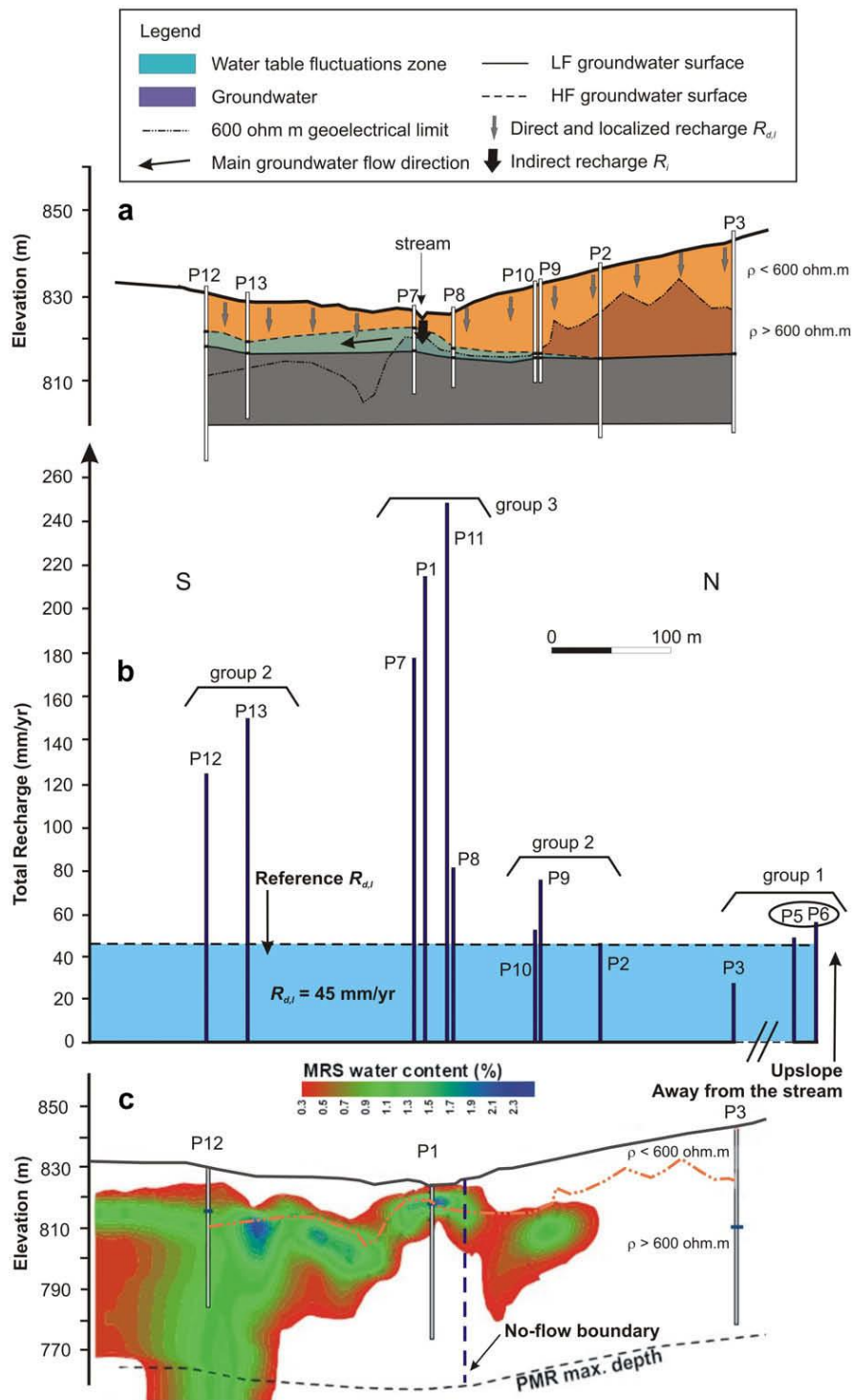


Figure 29: (a) Coupe transversale du site expérimental avec fluctuations de la nappe phréatique (LF : niveau faible avant la mousson en juin 2006 ; HF : niveau élevé après la mousson en décembre 2005), les puits d'observation P1 et P11 ne sont pas représentés pour des raisons de clarté. (b) Recharge estimée à l'aide de la méthode CMB. (c) Teneur en eau à partir de mesures géophysiques (RMP) et limite imperméable des tests hydrauliques (Maréchal et al., 2009b)

4.4.2.2 Recharge maîtrisée

En Inde, la collecte de l'eau de pluie (« rainwater harvesting ») est une pratique ancestrale, fortement développée dans les régions arides du sud et désertiques du Rajasthan. Lorsqu'on survole le pays en avion, on est étonné de voir ces milliers de petites étendues d'eau parsemant le paysage. Ces retenues collinaires étaient originellement destinées à différents usages directs (irrigation, abreuvement du bétail, alimentation en eau des habitants). Progressivement, avec le développement de l'utilisation de l'eau souterraine pour ces différents usages, le rôle hydrologique majeur de ces bassins est devenu l'infiltration profonde pour recharger les nappes aquifères (littéralement, « percolation tanks »). La question scientifique (mais aussi opérationnelle) qui nous a préoccupés durant plusieurs années est celle de l'efficacité de ces bassins d'infiltration et leur impact sur la qualité des eaux souterraines.

Pour ma part, j'ai participé aux études relatives au premier aspect, celui de l'efficacité hydrogéologique que l'on peut définir, du point de vue de l'hydrogéologue en terme d'effet bénéfique pour la nappe aquifère, par le ratio de l'eau infiltrée divisée par le total de l'eau apportée au bassin d'infiltration. Nos travaux ont concerné les tanks de Tumkur (Alazard et al., 2016; Boisson et al., 2015, 2014), de Choutuppall (Nicolas et al., 2019) et Gajwel (Massuel et al., 2014; Perrin et al., 2012). Les études mises en œuvre consistent en bilans hydrologiques et hydrogéologiques couplés sur base d'observations du fonctionnement des bassins : mesures de la hauteur d'eau dans le bassin et des niveaux piézométriques à proximité pour suivre le dôme piézométrique résultant, modélisation numérique et suivi de la qualité (que je ne mentionnerai pas dans ce mémoire).



Thèse de doctorat co-encadrée sur ce sujet :

- Thèse de M. Nicolas : Impact de l'hétérogénéité sur la recharge naturelle et artificielle des aquifères cristallins altérés et fracturés : application aux sites de Maheshwaram et Choutuppall (Inde du Sud) , Thèse de doctorat (7 mai 2019), Université de Rennes 1.

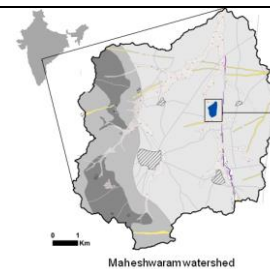
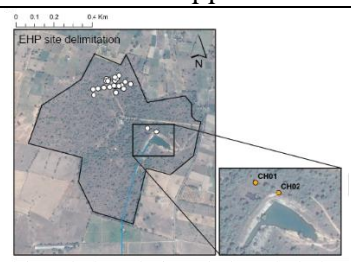
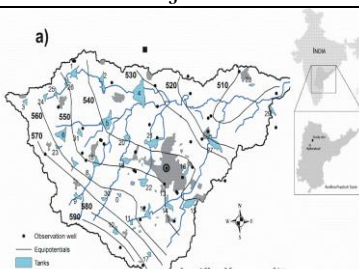
	Tumkur	Choutuppall	Gajwel
Contexte			
Superficie	1 Tank : 0.140 km ²	1 tank : 0.086 km ²	31 tanks, superficie totale : 2.77 km ²
Efficacité ³⁷	56 %	25 - 95 %	19 - 35 % selon les tanks
Références	(Alazard et al., 2016; Boisson et al., 2015, 2014)	(Nicolas et al., 2019)	(Massuel et al., 2014; Perrin et al., 2012)

Tableau 5 : comparaison des différents sites de « percolation tanks » étudiés dans le socle du Sud de l'Inde

Ces études (Tableau 5) montrent que les taux d'infiltration dans ces bassins situés sur le socle sont relativement faibles et que le taux d'évaporation peut être parfois très proche de l'infiltration vers la nappe comme dans le cas du bassin de Tumkur (Boisson et al., 2014, 2015). S'ils sont plus élevés dans le cas du bassin de Choutuppall (95 % en début de mise en eau) du fait de son alimentation par la rivière Musi apportant de grandes quantités d'eau sur des hauteurs

³⁷ Nous définissons l'efficacité d'un « percolation tank » comme le ratio entre le volume annuel d'infiltration et le volume annuel total parvenu au tank

élevées (jusqu'à 3 m de hauteur d'eau dans le bassin, Figure 30a), le suivi des premières mises en eau du bassin montre une nette et rapide diminution des taux d'infiltration avec le temps avec une baisse à moins de 25 % d'efficacité. En effet, lors des premières mises en eau (phases P1 et P2 ci-dessous), les taux d'infiltration atteignent jusqu'à 250 mm/jour (Figure 30a). Ensuite, ils se réduisent à moins de 150 mm/jour (phase P3, Figure 30a). L'évolution du coefficient de proportionnalité α reliant le taux d'infiltration à la hauteur d'eau dans le bassin est très significative à cet égard, avec une baisse nette après 80 jours de mise en eau du bassin (Figure 30b). L'arrivée de matières en suspension en grande quantité, apportées par la rivière Musi, contribuent à colmater rapidement le fond du bassin et réduire ses capacités d'infiltration. Les taux d'infiltration sont également très faibles dans les bassins de Gajwel, avec des taux d'évaporation atteignant jusqu'à 56 % de l'eau récoltée par le bassin (Massuel et al., 2014; Perrin et al., 2012). La situation est tellement critique que la question se pose du maintien de telles structures et de leur rôle sur le bilan hydrologique à l'échelle régionale, voire nationale dans un Etat qui compte plus de 200 000 bassins (Brauns et al., 2022). La question est finalement assez simple : ces bassins sont-ils des bassins d'infiltration ou d'évaporation ? J'aborderai cette question dans les perspectives (§ 7.4.2).

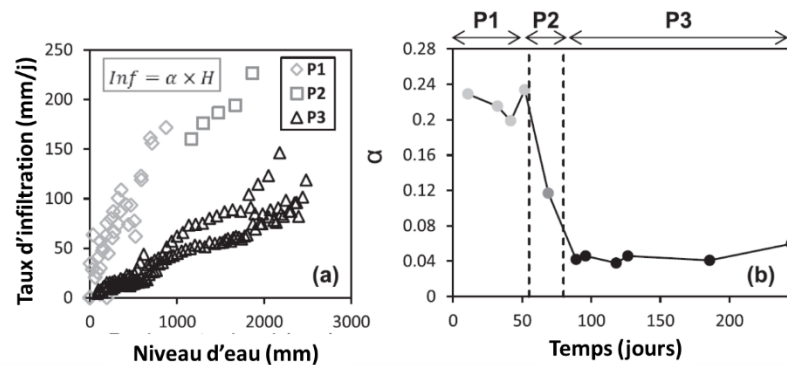


Figure 30: bassin d'infiltration de Choutuppal. (a) relation entre le taux d'infiltration et la hauteur d'eau dans le bassin au cours de trois phases successives de mise en eau (b) évolution du coefficient α au cours du temps, modifié d'après (Nicolas et al., 2019)



Transfert vers la société : en France, pour l'AERMC³⁸, nous avons étudié les configurations hydrogéologiques favorables à la mise en place d'une solution de recharge maîtrisée dans le grand bassin de l'Agence RMC, prenant en compte les caractéristiques du sous-sol et de l'hydrogéologie locale. Une carte de potentialité de la recharge maîtrisée a été produite et diffusée sur le site CARMEN³⁹ de partage de données cartographiques du Ministère de l'Environnement.

Par ailleurs, un guide⁴⁰ de recommandation pour l'analyse de la préféabilité des solutions de recharge maîtrisée a été publié et une note technique de l'AERMC s'appuyant largement sur ce document vient d'être également disséminée⁴¹.

³⁸ AERMC : Agence de l'Eau Rhône Méditerranée Corse

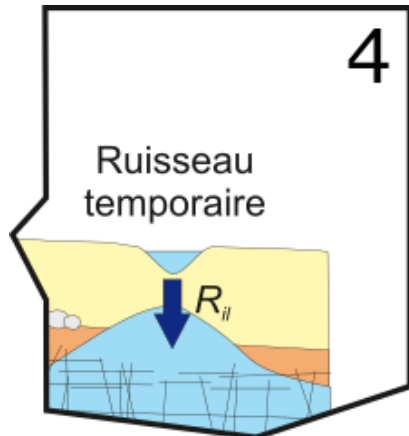
³⁹ CARMEN : CARtographie du Ministère de l'ENvironnement

⁴⁰ Maréchal JC., Bouzit M., Caballero, Y., Moiroux F. (2019) - Recommandations pour l'analyse de la préféabilité de la recharge de nappe au moyen d'eau de surface: application au Bassin RMC. Rapport final. BRGM/RP-68662-FR, 86 p., 51 ill.

⁴¹ https://www.eaurmc.fr/jcms/pro_117232/fr/techniques-de-recharge-maitrisee-d-aquiferes-et-ptge

4.5 Pièce n°4: interactions eaux souterraines - eaux de surface

4.5.1 Problématique scientifique



Les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines deviennent de plus en plus importantes à évaluer avec précision pour les gestionnaires des différentes masses d'eau concernées (Winter, 1999) : (i) de surface : réseau hydrographique, lacs, lagunes, zones humides et (ii) souterraines : aquifères, sources, débit d'étiage vers les rivières... Les méthodes d'estimation de ces échanges peuvent être physiques, chimiques ou hydrologiques. Plus généralement, les échelles spatiales et temporelles sont fortement dépendantes des méthodes mises en œuvre. Dans ce travail, j'ai privilégié les approches permettant une estimation des interactions à l'échelle du bassin versant et à l'échelle de l'année hydrologique.

Sur deux des observatoires de socle étudiés (Hyderabad - Maheshwaram et Choutupal et Mule Hole), les interactions sont caractérisées par des écoulements des cours d'eau de surface vers la nappe aquifère pour des raisons sur lesquelles nous reviendrons plus loin. Elles sont caractérisées au chapitre suivant (§ 4.5.2.1). C'est l'inverse dans le cas de l'observatoire de socle de Nsimi (§ 4.5.2.2) avec la présence d'écoulements de la nappe vers la surface.

4.5.2 Résultats majeurs

4.5.2.1 Relation rivière vers nappe

Dans le chapitre précédent, la recharge (§ 4.4.2.1) a été calculée dans les deux bassins expérimentaux de Maheshwaram et Mule Hole.

Dans le bassin versant agricole de Maheshwaram, les résultats majeurs obtenus en appliquant la DWTF sont les suivants :

- importance du flux de retour d'irrigation⁴² qui a été différencié de la recharge totale: les résultats indiquent que cette composante du bilan hydrogéologique de la nappe représente environ 40 % des pompages dans le bassin versant. Le flux de retour d'irrigation est comparable à la recharge naturelle totale ;
- malgré l'importance des flux d'irrigation et de la recharge naturelle, les prélèvements par pompages induisent une baisse chronique des niveaux d'eau et une nappe dont le niveau piézométrique moyen est situé à une profondeur d'environ 20 m;
- cette déconnexion entre la nappe et le réseau de surface induit des infiltrations à partir du réseau de surface dans lequel les écoulements sont éphémères (quelques jours par an lors des épisodes exceptionnels de mousson)
- la différence entre la valeur totale de la recharge et la recharge directe attendue selon la régression (Rangarajan et Athavale, 2000) basée sur des expériences d'injection de tritium dans le sol (Figure 31), permet, en première approximation, d'évaluer la recharge indirecte et localisée $R_{il} = 40$ mm/an.

Dans le bassin versant forestier de Mule Hole, les résultats majeurs sont les suivants :

- la forte évapotranspiration de la forêt réduit considérablement l'eau disponible à l'échelle du bassin versant ;

⁴² Part de l'eau d'irrigation non consommée par les rizières et s'infiltrant vers la nappe aquifère.

- la recharge directe est très faible (45 mm/an) et largement inférieure à la droite de régression de Rangarajan et Athavale (2000) suite à la faible quantité d'eau disponible après évapotranspiration par la forêt tropicale ;
- il en résulte une baisse du niveau de la nappe qui est déconnectée du ruisseau ; la nappe n'alimente pas le ruisseau en période de basses eaux, ce qui explique le caractère fortement éphémère du ruisseau ;
- au contraire, des infiltrations au travers du lit du ruisseau provoquent une recharge indirecte (30 mm/an) qui est du même ordre de grandeur (modérément inférieure) que la recharge directe (45 mm/an).

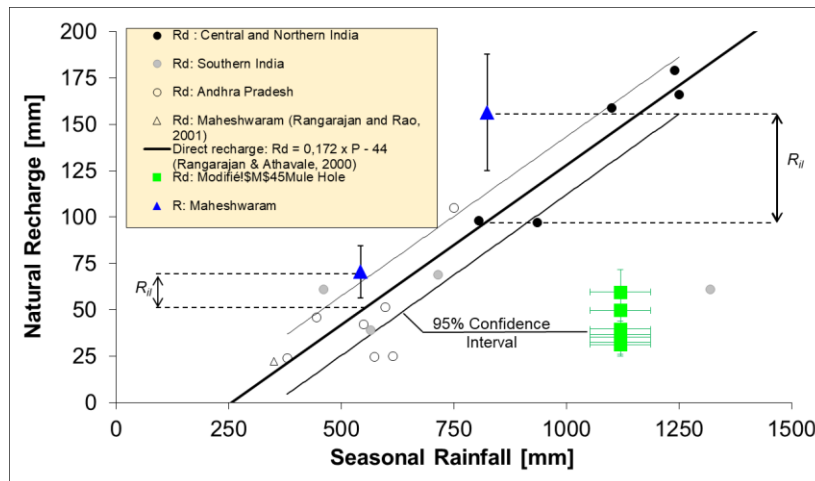


Figure 31: comparaison des recharges naturelles estimées sur les bassins versants de Maheshwaram et Mule Hole avec la recharge directe estimée par injection de tritium dans des aquifères de socle indiens (Rangarajan and Athavale, 2000), modifié (Maréchal et al., 2009b)

4.5.2.2 Relation nappe vers rivière

Pour aborder cette question scientifique, j'ai mis en œuvre deux types d'approche : (i) approche hydrologique théorique et (ii) quantification des échanges entre eaux souterraines et de surface par une méthode géochimique (traceurs naturels).

4.5.2.2.1 Approche hydrologique théorique

Ces travaux n'ont pas encore été publiés. Ils seront soumis sous peu. Ils portent sur la mauvaise prise en compte de la composante souterraine dans l'analyse des courbes de tarissement des débits de rivières, quel que soit le type d'aquifère. En effet, la communauté des hydrologues réplique à l'envie et cite les travaux fondateurs (Brutsaert et Nieber, 1977) pour déduire des informations hydrogéologiques sur les aquifères drainés par les cours d'eau de surface. Ces auteurs, comme d'autres après eux (Brutsaert et Lopez, 1998 ; Mendoza et al., 2003 ; Szilagyi et Parlange, 1998), supposent qu'après une période de pluie, en début de période de récession des débits, les aquifères sont schématiquement pleins, avec une forme rectangulaire de la surface piézométrique comme illustré sur le schéma ci-dessous (instant $t_0 = 0$, Figure 32). Ensuite, ces auteurs assument que la surface piézométrique s'étend vers l'amont de l'aquifère (instants t_1 à t_2) jusqu'à ce que le rabattement de la surface piézométrique atteigne la frontière à flux nul (située à droite de la Figure 32). Cette période de récession serait caractérisée par une pente de coefficient $b = 3$ dans un diagramme bilogarithmique exprimant dQ/dt en fonction de Q (Figure 33a).

$$\frac{dQ(t)}{dt} = -aQ^b(t)$$

Ainsi, sur ce diagramme bilogarithmique, une droite de pente $b = 3$ devrait être mise en évidence lors du début d'une récession.

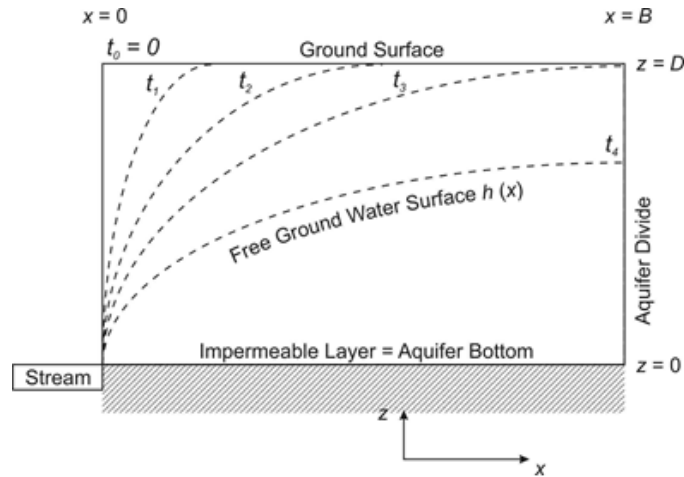


Figure 32: Représentation schématique d'un aquifère rectangulaire non confiné initialement ($t_0 = 0$) saturé et drainé par un canal entièrement pénétrant, modifié d'après Szilagyi et Parlange (1998)

Or, la surface piézométrique d'un aquifère libre en drainage possède une forme proche d'une ellipse (comme aux temps t_3 et t_4) et n'a pas de raison physique d'atteindre une forme rectangulaire du fait de l'existence de flux souterrains sortant de l'aquifère pendant la période de remplissage de celui-ci. Dès lors, la droite de pente $b = 3$ n'a pas de raison d'exister. C'est d'ailleurs ce que beaucoup d'hydrologues constatent (Brutsaert et Lopez, 1998 ; Troch et al., 1993 ; Wittenberg, 1999). Il est d'ailleurs intéressant de mettre en évidence que l'un des rares exemples où une pente $b = 3$ a été observée correspond à un artéfact de la courbe de jaugeage de la station hydrométrique (Figure 33). On peut en effet y observer que la zone de débit sur laquelle une pente de 3 est observée (Figure 33a) correspond à une brisure sur la courbe de tarage de la station de mesure. De plus, l'observation que la pente des débits est fortement modifiée sur cette même zone de débits, en période de montée de crue, contribue à renforcer notre raisonnement disqualifiant les analyses précédentes.

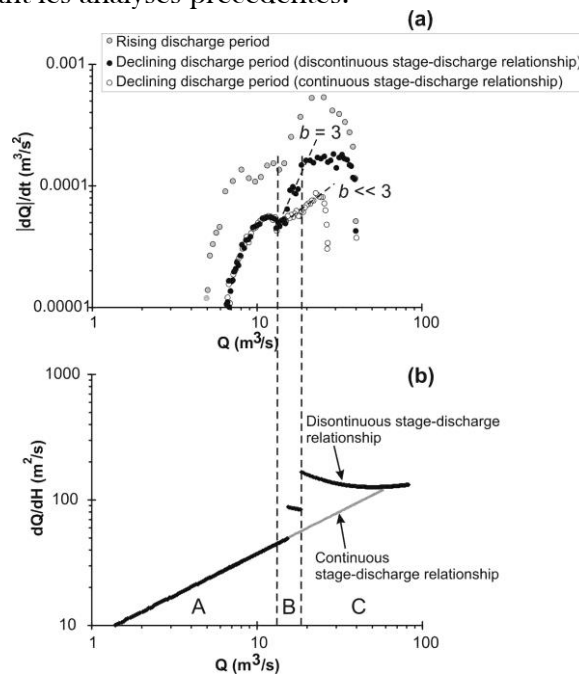


Figure 33: (a) diagramme bilogarithmique de dQ/dt en fonction de Q (b) diagramme bilogarithmique de dQ/dH en fonction de Q , H désignant la hauteur mesurée à la station de jaugeage

4.5.2.2 Approche géochimique

Si les échanges entre sous-compartiments du bassin hydrologique sont peu significatifs dans les bassins en contexte semi-aride de l'Observatoire d'Hyderabad, il n'en va pas de même dans le contexte humide de Nsimi où les quantités d'eau disponible donnent naissance à des sources en pied de versant et à des zones humides. Dans ce contexte, nous avons mis en œuvre des méthodes de bilans en chlorures (CMB) pour qualifier les écoulements et les flux d'échanges entre les différents compartiments de ce système hydrologique complexe en distinguant : les flux de ruissellement, d'infiltration et de sortie sur deux principales zones géographiques du bassin : le versant cristallin et la zone humide en interaction avec le ruisseau (Figure 34). Cette méthodologie est similaire à celle mise en œuvre précédemment (§ 4.4.2.1.2), reposant sur la conservation de volume et de masse qualifiant les flux entre compartiments, en faisant l'hypothèse que le milieu naturel n'est pas générateur de chlorures suite à l'absence de pollution liée au caractère vierge du bassin et à l'absence de minéraux susceptibles de générer des chlorures lors des processus d'altération (J.C. Maréchal et al., 2011).

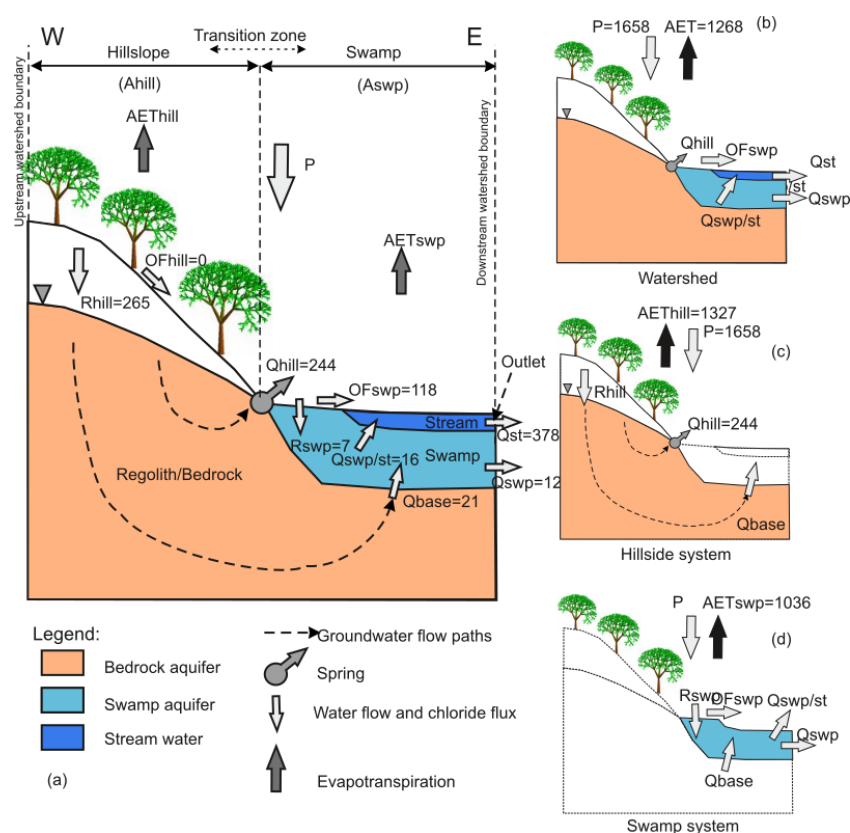


Figure 34: Bassin versant de Nsimi : identification des différents compartiments hydrologiques du système et des flux d'échanges d'eau et de solutés entre ceux-ci, d'après (J.C. Maréchal et al., 2011)

Ces résultats montrent, comme pour beaucoup d'autres zones humides (Isokangas et al., 2017), que ce sont les flux souterrains drainés par la source qui contribuent à l'essentiel de l'alimentation de la zone humide et du ruisseau qui en découle ($244/378 = 65\%$ de l'alimentation de ce dernier), et non l'inverse. On notera que les écoulements de base ou profonds au sein de l'aquifère de socle sont faibles ($21/378 = 5\%$) sans doute en lien avec une faible épaisseur de la zone active au sein de cet aquifère (voir § 4.2.2.1), alors qu'une grande part du reste du flux d'alimentation du cours d'eau résulte du ruissellement sur la zone humide ($118/378 = 31\%$) elle-même du fait de la saturation permanente des sols.

Outre cette analyse menée à une échelle de temps interannuelle, une analyse événementielle de l'origine des flux d'eau à l'exutoire du bassin versant a été réalisée (J.C.

Maréchal et al., 2011). Pour ce faire nous avons mis en œuvre la méthode EMMA⁴³ permettant de travailler avec l'ensemble des solutés mesurés à l'exutoire du bassin et dans les différents pôles géochimiques identifiés en résolvant les équations de mélange dans le domaine virtuel des composantes principales après réalisation d'une analyse en composantes principales sur des variables standardisées (Burns et al., 2001). Nous avons identifié trois pôles géochimiques : les eaux souterraines (« spring », Figure 34), les pluies (modifiées par la canopée, « throughfall ») et la zone humide (« swamp »). L'évolution de la contribution de ces différents pôles aux eaux du ruisseau à son exutoire est évaluée durant plusieurs épisodes pluvieux (Figure 35). On y constate la grande dominance des eaux souterraines (en blanc) atteignant jusqu'à 80 % en période de basses eaux. Seules les crues génèrent ponctuellement des apports de pluie modifiée par la canopée (gris clair), la contribution de la zone humide elle-même (gris foncé) variant assez faiblement autour de 20 % du débit de la rivière à la sortie du bassin versant.

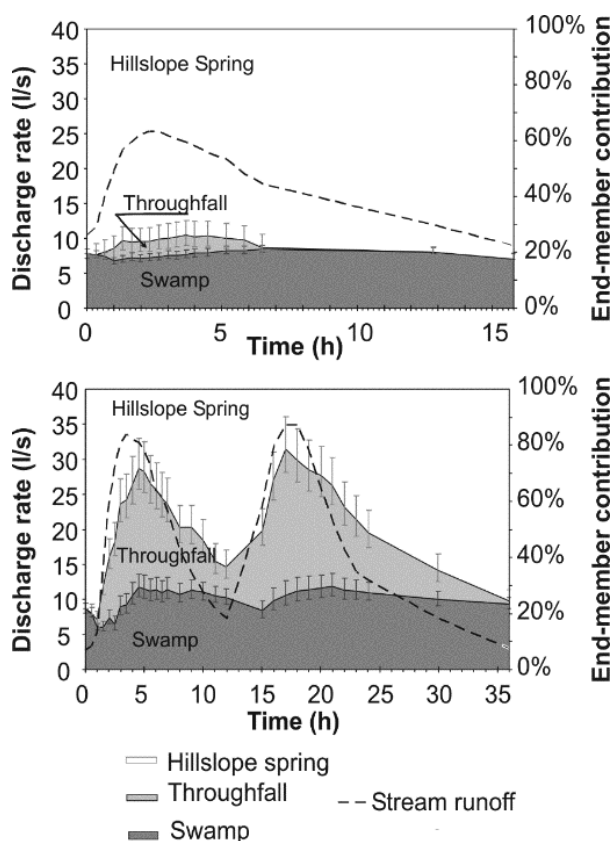


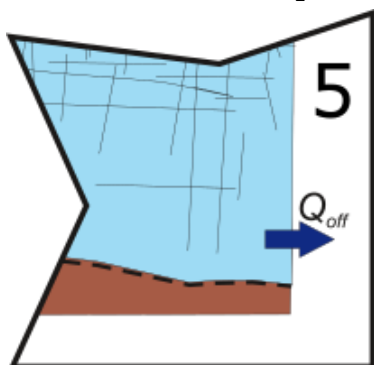
Figure 35: séparation, au moyen de la méthode EMMA, de l'hydrogramme de crue à l'exutoire du bassin de Nsimi lors de deux épisodes de pluie. L'axe des ordonnées de gauche désigne les débits écoulés tandis que l'axe des ordonnées de droite désigne les contributions relatives des trois pôles.

Blanc : contribution de l'eau souterraine (« spring ») - Gris clair : contribution de la pluie modifiée par la canopée (« throughfall ») - Gris foncé : contribution de la zone humide (« swamp »), (J.C. Maréchal et al., 2011)

⁴³ EMMA : End-Member Mixing Analysis, méthode de séparation d'hydrogramme de crue en utilisant des traceurs naturels tels que les solutés présents dans l'eau

4.6 Pièce n°5: écoulements souterrains régionaux/locaux

4.6.1 Problématique scientifique



Au sein des aquifères, on distingue généralement des écoulements souterrains de différente longueur et profondeur: (i) des écoulements locaux vers les exutoires ou cours d'eau locaux, (ii) des écoulements intermédiaires entre des zones de recharge et de décharge plus distantes et (iii) des écoulements régionaux entre les zones de recharge et les exutoires régionaux (Tóth, 2016). La question des écoulements souterrains interbassins entrant ou sortant (flux Q_{off} sur la pièce n°5 ci-contre), résultant de l'existence d'écoulements intermédiaires ou régionaux, se pose dans tous les milieux aquifères (Figure 36a), y compris dans les aquifères de socle (Figure 36b). Elle est particulièrement vive dans les zones frontalières où des masses d'eau souterraine exploitées en aval peuvent être alimentées par une recharge amont, située dans un autre état ou un autre pays. Dans le socle, il est probable que ces écoulements, qualifiés d'intermédiaires ou de régionaux, se produisent à de faibles profondeurs - quelques dizaines de mètres - au sein de la « zone active » où la perméabilité est plus élevée (Figure 36b). Leur estimation est primordiale pour mieux cerner les bilans hydro(géo)logiques d'un bassin versant. Ces bilans sont utilisés pour estimer les taux d'altération, d'érosion chimique et de consommation de CO₂ à l'échelle de la planète en les appliquant à des grands fleuves par exemple (Gaillardet et al., 1999) mais aussi à de petits bassins versants pour mieux identifier l'impact de facteurs spécifiques sur ces processus (Hayes et al., 2020).

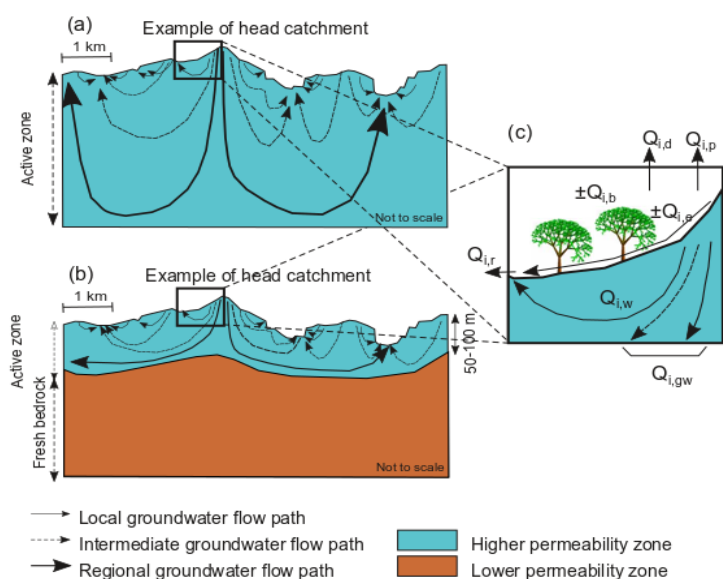


Figure 36: (a) représentation schématique de flux locaux, intermédiaires et régionaux d'eau souterraine dans (a) un aquifère homogène et (b) la « zone active » (« higher permeability zone » en bleu ci-dessus) d'un aquifère de socle, modifié d'après Maréchal et al. (2011) adapté d'après Toth (1963) (c) zoom sur un petit bassin versant avec des flux souterrains sortant

Les flux géochimiques associés à ces écoulements souterrains sont donc d'un intérêt majeur pour comprendre les bilans hydrogéochimiques (Figure 36c). Par exemple, les taux d'altération minérale et d'érosion chimique dans les petits bassins versants expérimentaux sont généralement estimés au moyen de bilans de masse. Dans le calcul du bilan de masse des éléments chimiques, les flux géochimiques liés aux écoulements souterrains sortant du bassin sont généralement négligés. Cette composante du bilan hydrologique est généralement mal définie, voire même « fréquemment ignorée dans les études de bassins en espérant qu'elle est, en fait, nulle ». Cette hypothèse implique que les limites du bassin hydrogéologique correspondent à celles du bassin topographique, en négligeant les écoulements souterrains

interbassins. Dans la plupart des cas, plus particulièrement dans les grands bassins (Gaillardet et al., 1999), cette hypothèse est correcte car les écoulements souterrains entrant et sortant s'annulent en moyenne. Dans les petits bassins versants (< 100 km²) (Figure 36b), cette hypothèse n'est pas toujours réalisée et un flux d'éléments chimiques lié aux écoulements souterrains ($Q_{i,gw}$) peut exister. Comme cela a été mis en évidence dans un numéro du journal *Ground Water* sur la problématique des petits bassins versants: « Researchers studying small watersheds need to be aware that ground water flow divides do not underlie surface divides in many settings » (Winter et al., 2003). De plus, les limites de bassins hydrogéologiques peuvent bouger en fonction du temps et des conditions de recharge et décharge de l'aquifère. La raison à l'origine de cette simplification est une pratique héritée d'études n'incluant pas d'hydrogéologue apte à prendre en compte les écoulements souterrains et négligeant par simplification les éléments du bilan mal connus. L'équation du bilan de masse utilisée pour déterminer les flux d'altération minérale pour un élément i doit être corrigée selon l'équation suivante pour prendre en compte les flux souterrains (J. C. Maréchal et al., 2011):

$$Q_{i,w} = Q_{i,r} - Q_{i,p} - Q_{i,d} \mp Q_{i,b} \mp Q_{i,e} + Q_{i,gw}$$

où $Q_{i,r}$ = flux de ruissellement

$Q_{i,w}$ = flux chimique net (érosion chimique) provenant de l'altération du socle, de la saprolite et des sols

$Q_{i,p}$ = flux intrant lié à aux dépôts atmosphériques humides (pluies)

$Q_{i,d}$ = flux intrant lié à aux dépôts atmosphériques secs (aérosols)

$Q_{i,b}$ = flux source/xxx lié à l'activité de la biomasse

$Q_{i,e}$ = flux source/xxx lié à l'échange par sorption/désorption

$Q_{i,gw}$ = flux sortant lié aux écoulements souterrains interbassins

Les écoulements d'eau souterraine ont été étudiés sur les trois bassins versants de socle au moyen de méthodes diverses, adaptées à chacun des cas étudiés.

4.6.2 Résultats majeurs

4.6.2.1 Bilans hydrogéochimiques

Sur le bassin versant forestier de Mule Hole (§ 3.3.1), les mesures effectuées dans les puits d'observation montrent que le niveau de la nappe aquifère est situé entre 8 et 40 m de profondeur. Cela est dû au fort taux d'évapotranspiration dans cette zone forestière (Maréchal et al., 2009), induisant un très faible taux de recharge. Le niveau piézométrique de la nappe est dès lors situé sous le lit de la rivière toute l'année et est déconnecté du cours d'eau.

La recharge naturelle totale résulte d'une recharge directe à travers le régolithe (Ruiz et al., 2010) et d'une recharge indirecte à partir du ruisseau (Descloitres et al., 2008). Les eaux souterraines s'écoulent vers le sud-ouest, avec un débit de base identifié en dessous du déversoir dans l'aquifère saprolitique et fracturé peu profond (Descloitres et al., 2008). La recharge totale de l'aquifère a été estimée en utilisant la technique du bilan massique des chlorures, voir § 4.4.2.1.2 (Maréchal et al., 2009). Étant donné que la nappe phréatique est déconnectée et qu'il n'y a pas de fluctuation du niveau d'eau à long terme, nous supposons que le débit de base des eaux souterraines est égal à la recharge naturelle. Dès lors, l'export chimique des eaux souterraines peut être déterminé à chaque puits d'observation en multipliant les concentrations des éléments par le taux de recharge. Nous avons comparé ces valeurs à l'export chimique des eaux de surface calculé en multipliant les débits par les concentrations des éléments à l'exutoire du bassin versant (J. C. Maréchal et al., 2011).

Ces résultats (Tableau 6) montrent que l'export de flux chimique total est considérablement supérieur via les eaux souterraines en comparaison des eaux de surface. Il en

résulte dès lors une nette sous-estimation des processus d'érosion chimique si l'ensemble des flux exportés (notamment souterrains) ne sont pas pris en considération.

Bassin versant	Type d'eau	Flux chimique sortant [mol/hectare/an]				
		Na	K	Ca	Mg	Si
Mule Hole	Eau souterraine	807	148	1029	906	573
	Eau de surface	30	79	74	52	109
Nsimi	Eau souterraine*	14	1.6	7.2	6.2	34
	Eau de surface	171	28	122	91	478

Tableau 6: bilans massiques des bassins versants de Mule Hole et Nsimi, modifié d'après Maréchal et al (2011)
*Aquifère de la zone humide

Dans le bassin versant de Nsimi (§ 3.3.3), la méthode de bilans de volume d'eau et de masse de chlorures a permis d'évaluer les flux d'eau au sein du système hydrologique et les interactions entre ses différents compartiments (J.C. Maréchal et al., 2011). Sur une précipitation totale de 1658 ± 83 mm/an, une très grande partie de l'eau efficace sort du bassin dans le cours d'eau de surface (378 ± 38 m/an) et une faible partie au travers de la nappe aquifère d'accompagnement dans la zone humide (12 ± 10 mm/an). Si les flux d'eau transitant par cet aquifère superficiel sont faibles (3 % des volumes d'eau), les proportions de flux d'éléments chimiques sont un peu plus élevées (6 à 7 %) mais restent globalement faibles en regard des incertitudes (Braun et al., 2012). Ce phénomène est lié à la faible perméabilité au sein de la zone active du socle de Nsimi. Dans le bassin de Maheshwaram, ces flux n'ont pas été formellement estimés mais on peut considérer qu'ils sont très faibles car contrôlés par une piézométrie de type endoréique résultant des pompages continus dans la nappe aquifère du bassin versant.

En conclusion, selon la piézométrie et la perméabilité des aquifères concernés, nous constatons de grandes disparités en termes d'impacts de flux d'eau et de solutés régionaux entre les observatoires étudiés qu'il convient de prendre en compte pour contextualiser et estimer les incertitudes potentielles sur les bilans hydrobiogéochimiques à l'échelle d'un bassin versant.

4.6.2.2 Connectivité horizontale de l'aquifère

L'existence d'une zone plus perméable située au sommet de la zone fissurée (voir § 4.3.2) confère à celle-ci une importance majeure dans l'organisation des écoulements d'eau souterraine. En effet, nous avons pu démontrer (Guihéneuf et al., 2014), grâce à des tests hydrauliques et pompages d'essai, que selon les niveaux d'eau au sein de l'aquifère et donc l'état de saturation de cette zone et son extension latérale, l'aquifère de socle était plus ou moins connecté horizontalement. Cet impact du niveau d'eau souterraine sur les écoulements est schématisé à la Figure 37.

En conditions de hautes eaux (Figure 37a), cette zone se sature et met en connexion de larges secteurs de l'aquifère en participant aux écoulements horizontaux. L'analyse de la carte piézométrique résultante met en évidence l'existence d'écoulements « régionaux⁴⁴ » guidés principalement par la topographie régionale (Figure 37a). Cette constatation nécessite d'adapter le schéma de la Figure 36 qui est sans doute plus complexe avec une zone superficielle qui s'active réellement selon son niveau de saturation.

⁴⁴ La question de l'échelle à laquelle s'opère cette connectivité est encore inconnue et est discutée dans les perspectives de recherche (§ 7.5.2)

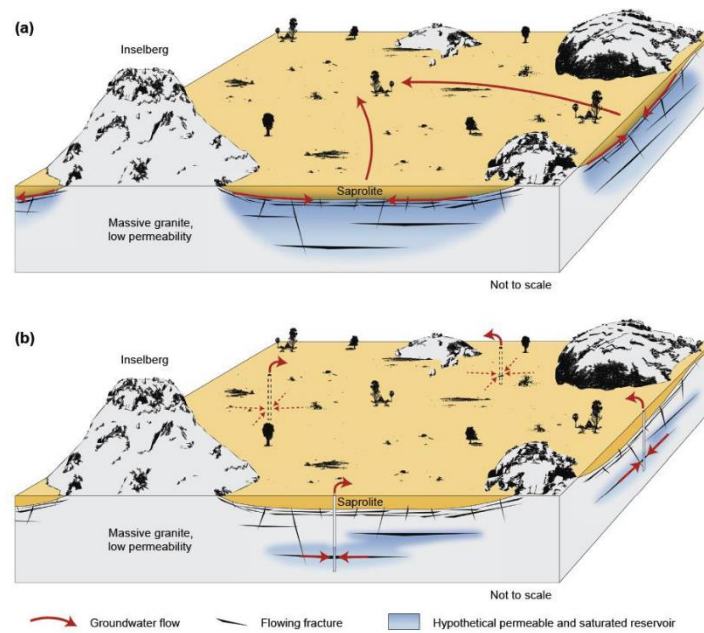


Figure 37: modèle conceptuel de la connectivité des écoulements d'eau souterraine au sein de l'aquifère de socle de Choutuppall selon les niveaux d'eau souterraine : (a) hautes eaux et (b) basses eaux (Guihéneuf et al., 2014)

En conditions de basses eaux (Figure 37b), cette zone se désature et n'assure plus ce rôle de connexion horizontale entre des portions d'aquifère qui deviennent déconnectées les unes des autres. La carte piézométrique (Figure 38) montre l'existence de sous-systèmes d'écoulement très locaux convergeant vers les zones de pompage (Figure 38b).



Thèse de doctorat co-encadrée sur ce sujet :

- Thèse de N. Guihéneuf : Guihéneuf, N. (2014) - Structure des écoulements et propriétés de transport des aquifères cristallins fracturés et altérés : application au site de Choutuppall (Inde du Sud), Thèse de doctorat (8 juillet 2014), Université de Rennes 1.

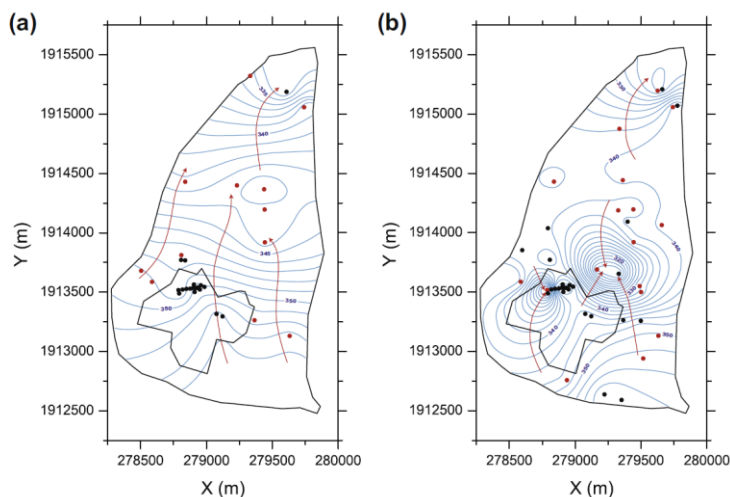


Figure 38: cartes piézométriques et lignes d'écoulement des eaux souterraines sur le site de Choutuppall an hautes eaux (a) et basses eaux (b), (Guihéneuf et al., 2014)

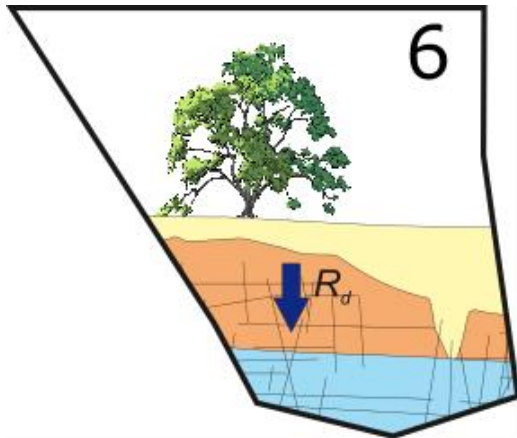
L'impact de cette zone sur les écoulements horizontaux se comprend intuitivement assez facilement. Ce qui est moins intuitif est son impact sur les flux verticaux et la recharge de l'aquifère. Cela a été récemment démontré (Nicolas et al., 2019) grâce à l'observation et à la

modélisation du dôme piézométrique induit par les processus d'infiltration sous un bassin d'infiltration sur le site de Choutuppall (voir § 4.4).

Enfin, ce phénomène a des effets majeurs sur le mode de fonctionnement de l'aquifère de socle et des conséquences en termes de gestion et protection selon le niveau piézométrique au sein de l'aquifère. En hautes eaux, l'aquifère semble plus ou moins continu et peut être potentiellement simulé par une approche de modélisation classique au moyen d'un modèle équivalent poreux. Les écoulements sont régionaux et assurent à une zone de prélèvements une aire d'alimentation potentiellement étendue permettant ainsi un débit d'exploitation élevé sur le court terme (existence d'une zone perméable traversée par le forage) et le long terme (zone d'alimentation étendue). Similairement, une pollution éventuelle pourrait se propager sur de longues distances – à une échelle régionale - au travers de cette zone perméable saturée. Cela doit être pris en compte dans les mesures de protection de l'aquifère et de ses captages. Au contraire, en période de basses eaux, l'aquifère est discontinu et l'absence d'une couche horizontale complique la modélisation au moyen d'une approche distribuée classique. Outre l'absence d'une zone perméable saturée traversée par un éventuel forage d'exploitation, la faible extension de son aire d'alimentation réduit fortement les débits prélevables sur le long terme. Par contre, la forte compartimentation de l'aquifère en sous-systèmes d'écoulements locaux indépendants empêche une éventuelle pollution de se propager largement. Il en résulte un fonctionnement hydrodynamique et des conséquences en termes de gestion de l'aquifère extrêmement différents selon que cette zone perméable est saturée ou non.

4.7 Pièce N°6: zone critique – zone active et développement

4.7.1 Problématique scientifique



« La zone critique est comprise « entre les roches et le ciel » (Figure 39a). Elle se forme par des réactions de transformation de la roche dure en un matériau divisé et poreux, elle se détruit par l'exportation de ses constituants. Elle comprend des minéraux, de la matière organique morte, des êtres vivants qui vivent à sa surface ou à l'intérieur (biomasse profonde), de l'air et de l'eau, de surface (ruisseau, rivières, fleuves) ou profonde (nappes non confinées à différentes profondeurs, y compris dans les fractures très profondes des roches) » (Gaillardet et al., 2017). D'autres auteurs y incluent avec raison au vu de son

rôle l'épaisseur de la végétation (Condon et al., 2020). Certains auteurs (Rempe et Dietrich, 2014) considèrent que l'épaisseur du régo-lite dans les zones amont correspond à l'épaisseur de la zone non saturée car la plupart des mécanismes d'altérations chimique et physique requièrent des cycles de saturation et désaturation. D'un point de vue hydrogéologique, Fan et al. (2013) ont souligné l'importance des eaux souterraines peu profondes qui affectent les écosystèmes terrestres en soutenant le débit de base des rivières et l'eau du sol de la zone racinaire en l'absence de pluie. Compte tenu de l'importance des eaux souterraines peu profondes, nous proposons la zone critique comme la zone allant du sommet de la canopée à la base de la zone où circulent les eaux souterraines, correspondant, dans le socle, à la zone active mise en évidence précédemment (voir § 4.2). Un certain nombre de questions scientifiques ont été identifiées dans un article collectif sur la zone critique (Gaillardet et al., 2018). Parmi celles-ci, avec les collègues géochimistes des observatoires du SNO M-TROPICS (observatoires de Mule Hole et de Nsimi), nous avons particulièrement abordé les deux questions suivantes.

Peut-on mieux approcher les bilans de masse et d'énergie au travers de la zone critique? Ces bilans s'appliquent en premier à l'eau mais aussi aux autres composants (sédiments, nutriments, contaminants...) et donc à tous les éléments quelle que soit leur phase (gazeuse, solutée, particulaire...), et ce à des échelles de temps adaptées aux objets étudiés. Sur la Figure 39b, les flux correspondant à l'érosion chimique W (de l'anglais weathering) et physique E (de l'anglais erosion) sont représentés par des flèches rouge et bleue respectivement. La dénudation est donc la somme des deux termes : $D = W + E$. Si la production de matière altérée $P = D$, alors la zone critique est à l'état stationnaire, ce qui signifie qu'elle garde une épaisseur constante au cours du temps. Si $P > D$, la zone critique s'épaissit et si $P < D$, elle disparaît (Gaillardet et Valentin, 2019). Cette question scientifique a déjà été partiellement abordée au paragraphe précédent (§ 4.6.2.1).

Quel est le rôle du biotope dans le développement de la zone critique ? Ce dernier intervient en régulant les flux d'eau et de matière au travers du contrôle de l'évapotranspiration, la production de contraintes physiques sur la zone critique et en facilitant les réactions chimiques. Par exemple, le rôle des micro-organismes, notamment ceux présents dans les eaux souterraines reste encore une grande inconnue (Griebler et al., 2014).

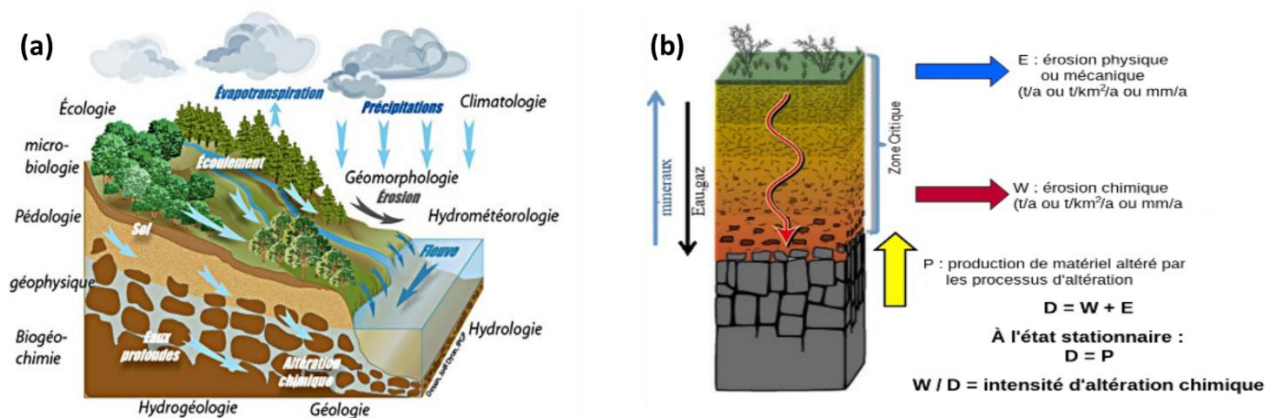


Figure 39: (a) Schéma de la zone critique, tiré de (Gaillardet et al., 2017) (b) processus d'érosion chimique, érosion mécanique et dénudation, tiré de (Gaillardet et Valentin, 2019)

4.7.2 Résultats majeurs

Note : je précise qu'en tant qu'hydro(géo)logue, mes contributions à ces travaux ont consisté à fournir les bilans en eau ou modèles globaux nécessaires à la compréhension des processus de transport au sein de la zone critique et de réaliser les analyses de mélange adaptées (EMMA).

4.7.2.1 Altération et érosion chimique

Dans le bassin versant de Mule Hole, nous avons vu précédemment (§ 4.6.2.1) qu'une grande partie du flux d'érosion chimique transitait par les eaux souterraines. Dans le cadre de la thèse de doctorat d'Aurélie Violette, j'ai développé un modèle hydrologique à réservoirs couplé au modèle géochimique Witch (Goddéris et al., 2006) qui simule les réactions de dissolution et précipitation des minéraux en utilisant les lois cinétiques obtenues en laboratoire. L'objectif était de mieux comprendre les mécanismes derrière les processus d'altération au sein du regolithe.



Thèse de doctorat accompagnée sur ce sujet :

- Thèse de A. Violette (2010) - Processus et bilans d'altérations en milieu tropical (bassin versant de Mule Hole, Inde du sud) : sensibilité à la composition minéralogique et au climat, Université de Toulouse 3

Nous avons constaté que, malgré la faible abondance des smectites dans le type de sol dominant du bassin versant (4 % vol.), leur dissolution nette fournit 75 % de l'exportation de silice dissoute, tandis que la dissolution des minéraux silicatés primaires ne libère que 15 % de ce flux (Violette et al., 2010a). Globalement, les smectites (modélisées comme des montmorillonites) ne sont pas stables dans les conditions climatiques actuelles. Les résultats de la modélisation montrent le comportement contrasté des deux principaux types de sols du bassin versant : les sols rouges (88% de la surface) sont fournisseurs de calcium, tandis que les sols noirs (riches en smectites et caractérisés par un drainage plus faible) consomment du calcium par le biais de la précipitation globale de carbonates (Violette et al., 2010b). Les résultats de notre modèle soulignent le rôle clé joué par les minéraux mineurs/accessoires et par les propriétés thermodynamiques des minéraux de smectite, ainsi que par le drainage des profils d'altération sur le budget d'altération d'un bassin versant tropical (Violette et al., 2010a).

Une première tentative est effectuée pour comparer le profil du sommet de la crête mature du bassin de Nsimi avec le profil d'altération du sommet de la crête immature du bassin de Mule Hole, développé sur un socle granodioritique similaire, afin de mieux comprendre (i) les taux contemporains de production de saprolite et (ii) l'effet combiné des précipitations (en termes de précipitations annuelles moyennes P) et de l'évapotranspiration sur l'agressivité des solutions drainantes (Braun et al., 2012). En considérant (i) le flux de Na contemporain comme représentatif de la dissolution des cristaux de plagioclase et conservateur pendant les processus de saprolitisation et (ii) l'état stable de la recharge interannuelle (R) sur une période de 10 ans, les taux actuels de production de saprolite sont de 22 mm/kyr pour le bassin expérimental de Mule Hole et de 2 mm/kyr pour le bassin de Nsimi, respectivement. Même avec un rapport R/P très faible (0,04) par rapport à Nsimi, l'altération chimique à Mule Hole est active et ensuite exportée par l'eau souterraine. A Mule Hole (Braun et al., 2006), des cristaux de plagioclase sont encore présents dans la saprolite et la couverture pédologique, ce qui conduit à un front d'altération diffus. Le rapport R/P élevé de Nsimi (0,2) permet à la solution d'être encore agressive vis-à-vis du plagioclase et d'autres minéraux altérables à l'interface de la roche-mère, ce qui entraîne leur décomposition complète en quelques centimètres (front d'altération brutal) conduisant à une saprolite mature.

4.7.2.2 Rôle du biotope

La proportion d'éléments chimiques traversant la végétation avant d'être exportés dans un cours d'eau a été quantifiée sur l'observatoire de MuleHole à l'aide de la surveillance hydrologique et géochimique étendue à plusieurs échelles. Tout d'abord, un bilan de masse annuel des solutés a été établi à l'échelle du profil sol-plante afin d'évaluer la contribution de l'interaction du couvert végétal et de la décomposition de la litière aux flux de solutés des entrées dans le sol (écoulement de surface) et des sorties du sol (percolation). Deuxièmement, sur la base des contributions respectives des écoulements de surface et des infiltrations au débit du cours d'eau, telles qu'elles ont été estimées par un modèle hydrologique, nous avons estimé les proportions d'éléments chimiques dans le cours d'eau qui ont transité par la végétation lors des deux épisodes de crues au moyen de la méthode de mélange déjà utilisée précédemment (End Member Mixing Analysis) et à l'échelle saisonnière (Riotte et al., 2014).

Ces résultats mettent en évidence le double effet du couvert végétal sur les flux de solutés exportés du bassin versant : (i) d'une part, le ruissellement est limité par l'évapotranspiration et ne représente que 10 % des précipitations annuelles, tandis que d'autre part, 80 à 90 % du flux global de solutés exportés par le cours d'eau transite par la végétation. L'approche combinant la surveillance géochimique et la connaissance précise du bilan hydrologique du bassin versant a permis une compréhension détaillée de plusieurs effets de la végétation sur les flux des cours d'eau : (1) évapotranspiration (limitation), (2) transfert vertical à travers la végétation de la zone vadose à la surface (amélioration) et (3) redistribution par les pluies modifiées par la canopée

(throughfall) et la décomposition de la litière. Cette méthode constitue une bonne base pour l'étalonnage des modèles géochimiques et l'évaluation plus précise du rôle de la végétation sur les processus pédologiques (Riotte et al., 2014).

Nous avons également estimé la contribution de la litière et des cendres résultant de feux de forêt à la composition du cours d'eau de Mule Hole (Audry et al., 2014). Au cours de l'année 2004, marquée par des incendies de forêt, l'EMMA a indiqué que la composition du débit au ruisseau (Ca, K, Mg, Na, Si, Cl) était contrôlée par quatre sources principales : les eaux de pluie, les eaux de ruissellement, le lessivage des cendres et du sol. L'influence du pôle géochimique cendres a été maximale au début de la saison des pluies (les deux premiers épisodes) et a diminué plus tard dans la saison des pluies, lorsque le cours d'eau a été dominé par l'eau de pluie modifiée par la canopée. La contribution de la décomposition de la litière végétale à la composition de l'eau du cours d'eau pour une année non touchée par les incendies de forêt est significative, les flux de solutés estimés provenant de cette décomposition dépassant largement, pour la plupart des éléments majeurs, les flux dissous élémentaires annuels à l'exutoire du bassin versant du Mule Hole (Audry et al., 2014).

4.8 Le puzzle (presque) résolu

4.8.1 Etat de l'art du modèle conceptuel de l'aquifère de socle

Nous avons observé ces trente dernières années une évolution assez intéressante de la conceptualisation hydrogéologique des aquifères de socle. Suite à un premier modèle résultant des travaux d'hydraulique villageoise menés en Afrique, une conceptualisation très discontinue de ce milieu aquifère a été proposée, proposant la présence et circulation d'eau souterraine au sein de fractures et failles essentiellement subverticales (Acworth, 1987 ; Wright, 1992). Ensuite, le rôle de la partie superficielle de l'aquifère et du régolithe a été mis en évidence, essentiellement au travers de travaux menés également en Afrique (notamment Chilton et Foster, 1995). Les processus d'érosion du profil d'altération sont également évoqués car ils enlèvent ce potentiel horizon supérieur. Ce modèle conceptuel a été traduit en propriétés hydrodynamiques (transmissivité) par les auteurs suivants (Taylor et Howarth, 2000) avec la mise en évidence d'une forte densité de fractures subhorizontales dans une zone fissurée directement sous la saprolite. Wyns et al (2004) ont suggéré l'importance des processus d'altération dans l'acquisition des propriétés hydrodynamiques du profil vertical, et dans sa géométrie stratiforme héritée de l'histoire géologique. La décroissance de la densité de fractures avec la profondeur au sein de l'horizon fracturé a été suggérée grâce aux travaux menés en France et en Inde (Maréchal et al., 2004). Plus récemment, le rôle de processus d'altération polyphasé a été démontré en Inde pour expliciter la géométrie contrôlée par la topographie des horizons hydrogéologiques du cristallin dans le Sud de l'Inde (Dewandel et al., 2006).

Par contre, dans cette description hydrogéologique du profil d'altération du socle, les paramètres hydrodynamiques ont été peu abordés, même si les travaux de Wyns et al. (2004) distinguent « qualitativement » le rôle capacitif de la saprolite et le rôle transmissif de la zone fissurée. Mes travaux menés en Inde et en Afrique permettent de préciser le fonctionnement hydrodynamique de la zone fracturée/altérée ainsi que les conditions aux limites pour établir les flux d'eau souterraine au sein de l'aquifère.

Au paragraphe suivant, je propose un modèle conceptuel qui repose sur ces précédents modèles, enrichi d'un certain nombre de propriétés en vue d'une modélisation déterministe distribuée.

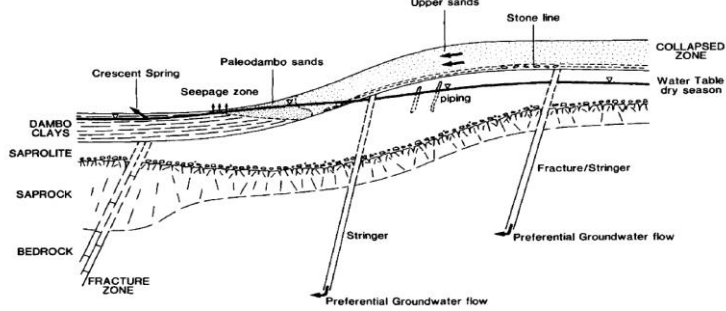
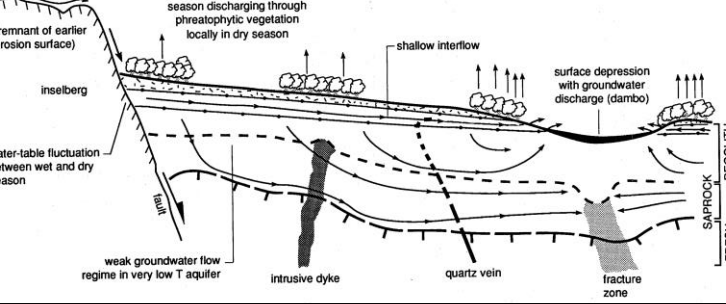
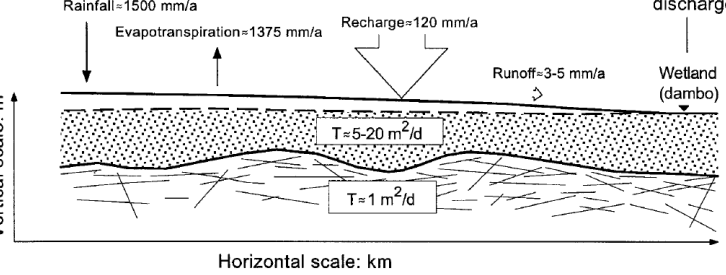
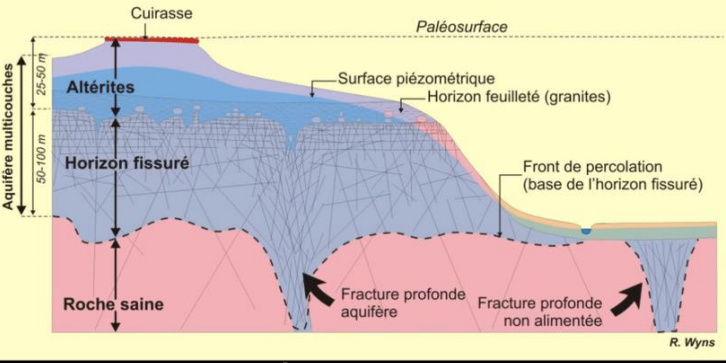
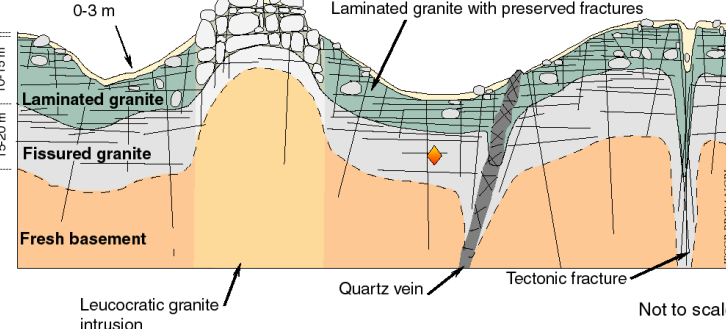
Modèle hydrogéologique	Référence	Caractéristiques majeures
	<p>Wright, 1992</p>	<p>Rôle important des structures subverticales (failles, fractures)</p>
	<p>Chilton et Foster, 1995</p>	<p>Rôle du régo-lite et de la partie supérieure du profil d'altération</p>
	<p>Taylor et Howarth, 2000</p>	<p>Propriétés hydrodynamiques distribuées selon un profil stratiforme. Fractures subhorizontales</p>
	<p>Wyns et al., 2004</p>	<p>Profil stratiforme. Décroissance de la densité de fractures avec la profondeur. Rôle de l'altération dans l'acquisition des propriétés hydrodynamiques</p>
	<p>Dewandel et al., 2006</p>	<p>Profil d'altération polyphasé. Zone laminée. Horizons hydrogéologiques parallèles à la topographie</p>

Figure 40: tableau de synthèse de différents modèles hydrogéologiques des aquifères de socle durant les 30 dernières années avec leur principales caractéristiques

4.8.2 Modèle conceptuel proposé à l'issue de cette HDR

A l'issue de mes travaux, l'agencement des six pièces décrites précédemment (§ 4.2 à 4.7) permet de proposer un modèle conceptuel de structure et de fonctionnement de l'aquifère de socle (Figure 41).

Les eaux souterraines circulent essentiellement au sein d'une zone active (§ 4.2.2.1 et § 4.2.2.2) correspondant à la partie supérieure du profil d'altération (saprolite et zone fissurée-altérée). Même si nous avons peu eu l'occasion d'étudier le comportement hydrodynamique de la saprolite dans des environnements particulièrement désaturés, son rôle capacitif de stockage a été mis en évidence par d'autres auteurs (Bianchi et al., 2020). Mes travaux ont démontré le rôle potentiellement important d'un point de vue transmissif joué par la partie supérieure de la zone fissurée au contact avec la saprolite. Selon les conditions de hautes eaux ou de basses eaux, et la saturation ou non de cette zone spécifique, l'aquifère est plus ou moins bien connecté horizontalement. En hautes eaux, alors que la connexion est possible sur plusieurs kilomètres de distance, en période de basses eaux, l'aquifère se divise en petits sous-compartiments déconnectés les uns des autres à des échelles hectométriques à kilométriques. Les implications en matière de modélisation numérique distribuée et de gestion de la ressource sont très importantes.

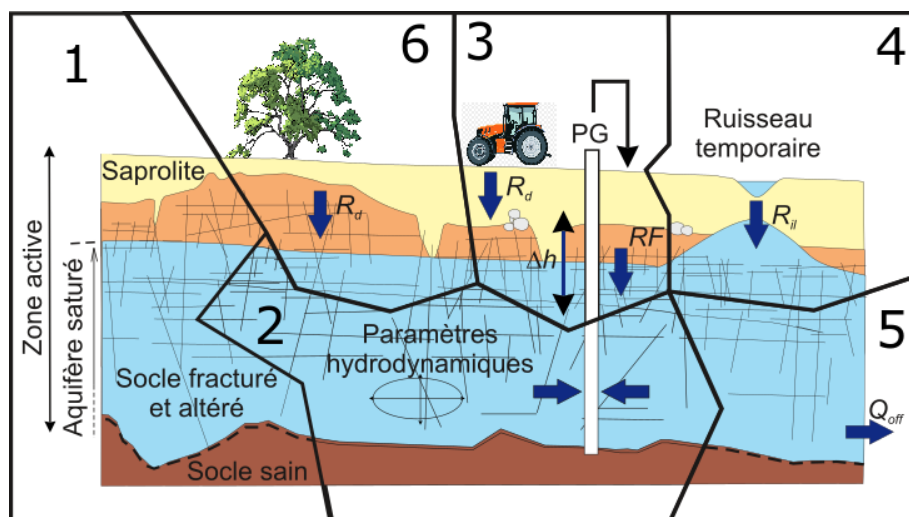


Figure 41 : Puzzle du sole (presque) résolu. Coupe hydrogéologique d'un aquifère de socle composé du profil d'altération saprolite - granite fracturé/altéré - socle sain

La fracturation du socle est à l'origine des fonctions capacitives et transmissives de la zone fissurée-altérée (§ 4.3.2). La présence de nombreuses fractures horizontales induit une anisotropie verticale de perméabilité d'un facteur proche de 10 sur nos terrains d'étude indiens : il conviendrait de vérifier cette observation dans d'autres contextes. La porosité efficace moyenne rencontrée dans la partie fracturée/altérée de ces mêmes aquifères de socle est d'environ 1 %, largement inférieure aux estimations des travaux menés par le British Geological Survey⁴⁵ et ses études sur les capacités de stockage des aquifères de socle à l'échelle continentale africaine. Comme la perméabilité globale, la porosité efficace décroît avec la profondeur au sein de la zone fracturée/altérée en relation avec la densité de fractures perméables, et non pas suite à une décroissance statistique de la perméabilité individuelle des fractures (§ 4.3.2).

Comme dans d'autres environnements hydrogéologiques, la recharge naturelle (§ 4.4.2.1) est contrôlée principalement par le climat, le type de sol, la géologie, la topographie, l'hydrologie ainsi que le type de végétation et l'occupation du sol. Ce dernier point est particulièrement mis en évidence en comparant les bassins de Mule Hole et Maheshwaram. Les nombreux dispositifs de recharge maîtrisée étudiés dans le socle montrent des rendements faibles, liés au rapide

⁴⁵ <https://www.bgs.ac.uk/geology-projects/africa-groundwater-atlas/>

colmatage des bassins d'infiltration par des flux de sédiments provenant de l'érosion mécanique, limitant leurs capacités d'infiltration au profit de l'évaporation de l'eau stockée (§ 0).

Si les transferts souterrains d'eau sont dépendants de la saturation des zones les plus perméables (voir ci-dessus, § 4.6.2.2), ils dépendent également de la piézométrie des aquifères. Nos observations nous conduisent à identifier deux cas principaux : (i) les bassins agricoles fortement irrigués et pompés (comme Maheshwaram, dans lesquels les flux de retour d'irrigation sont élevés) pour lesquels le niveau de la nappe est particulièrement bas, induisant une forme d'endorémisme souterrain avec très peu d'échanges interbassins notamment lié à la désaturation de la zone la plus perméable de l'horizon fracturé-altéré et (ii) les bassins dont les eaux souterraines sont moins sollicitées (comme Maddur ou Mule Hole) où des écoulements souterrains régionaux se mettent en place, avec les exports de solutés associés (§ 4.6.2.1). Du point de vue de la modélisation, la modélisation numérique déterministe nécessite une connaissance approfondie et distribuée des caractéristiques de l'aquifère à l'échelle du domaine modélisé, dans les trois dimensions spatiales. Trois types de données sont nécessaires pour entreprendre ce type de modélisation ; elles sont relatives aux :

- conditions aux limites définissant les relations (échanges de flux) du domaine modélisé avec l'extérieur ;
- paramètres hydrodynamiques de l'aquifère modélisé, voire des différents compartiments de cet aquifère dans le cas d'un milieu complexe ;
- caractéristiques géométriques de l'aquifère modélisé et de ses compartiments.

Les travaux menés dans le cadre de cette HDR permettent de préciser ces éléments dans le cas d'un aquifère de socle (Figure 41) où il convient de :

- évaluer les composantes de recharge (recharge directe et indirecte), de pompage, flux de retour d'irrigation et échanges interbassins ;
- déterminer les paramètres hydrodynamiques de la zone fracturée/altérée au moyen de tests appropriés, et leur distribution spatiale pour alimenter les modèles ;
- comprendre la géométrie du profil d'altération et proposer un modèle tridimensionnel à l'échelle du bassin versant.

La nature granulaire de la saprolite est en accord avec l'hypothèse d'un aquifère équivalent poreux. Pour la zone fracturée/altérée, il convient de vérifier l'homogénéité des paramètres hydrodynamiques au-delà d'une certaine échelle de travail, définie comme le volume élémentaire représentatif. L'effet d'échelle mis en évidence sur la perméabilité par exemple a été analysé grâce à l'ensemble des tests hydrauliques comparés aux valeurs utilisées dans un modèle Marthe (non publié) appliqué sur ce bassin. On y constate (Figure 42) qu'au-delà d'une échelle supérieure à quelques dizaines de mètres, la gamme de variation de la perméabilité reste similaire pour des échelles d'observation grandissantes (Maréchal et al., 2004). Ceci constitue un premier élément pour proposer un modèle équivalent poreux de la zone fracturée/altérée avec des éléments ou cellules d'une taille de l'ordre de 100 à 250 m par exemple. Les exemples pour des tailles de cellules largement supérieures (> 1000 m) utilisées dans des modèles numériques ont logiquement tendance à une moindre dispersion, se rapprochant de la médiane des perméabilités observées sur le terrain.

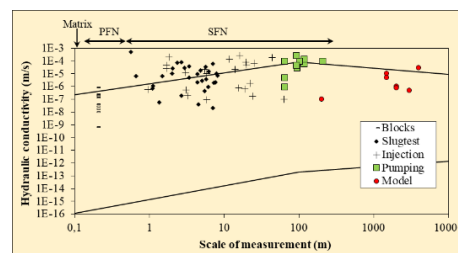


Figure 42: perméabilités obtenues dans le socle du bassin de Maheshwaram en fonction de l'échelle de mesure. Les limites inférieures et supérieures des données générales de (Clauser, 1992) sont figurées par les traits noirs. Ce diagramme est commenté en détails dans (Maréchal et al., 2004)

5 Synthèse des travaux – Partie 3 : relations hydrodynamiques entre drains et matrice dans les aquifères karstiques



Essai de pompage de longue durée sur le système karstique des Cent-Fonts

*« Calanques de Cassis: l'eau enfonce son coin turquoise dans l'albâtre du calcaire »
Sylvain Tesson/ Aphorismes sous la lune et autres pensées sauvages*

5.1 Introduction

Les aquifères karstiques sont connus pour leur hétérogénéité et la dualité de leurs propriétés hydrodynamiques, ainsi que des écoulements et des transferts qui en résultent. Ces caractéristiques et ces comportements sont liés à la présence d'un réseau de drainage karstique constitué de conduits de dimension décimétrique à métrique à forte perméabilité au sein d'une matrice rocheuse fracturée à perméabilité modérée mais à porosité significative à l'échelle de l'aquifère (Figure 43). Ils conditionnent aussi les phénomènes de recharge naturelle avec la présence de deux types de recharge : (i) une recharge diffuse sur les affleurements de roches carbonatées et (ii) une recharge localisée au travers de pertes sur les cours d'eau.

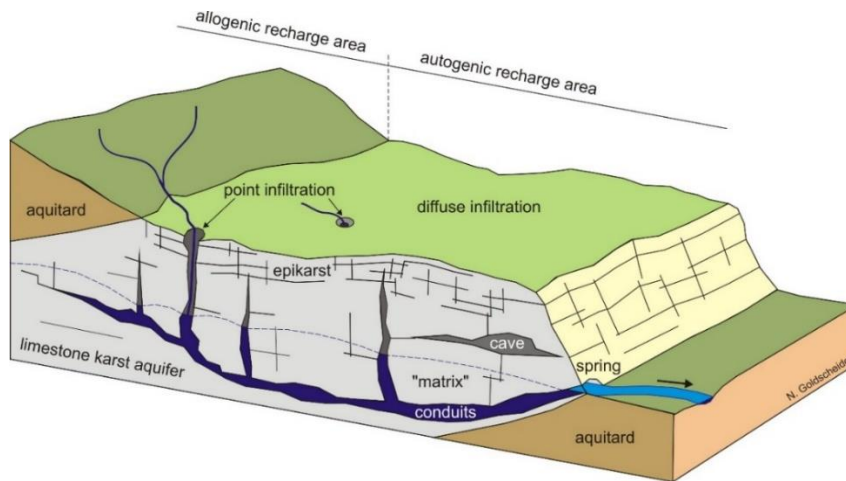


Figure 43: schéma hydrogéologique d'un aquifère karstique binaire avec la présence de conduits karstiques drainant la « matrice » calcaire (Goldscheider et Drew, 2007)

Des échanges d'eau et de solutés existent entre le réseau de conduits de drainage et la matrice de l'aquifère karstique. En fonction des conditions hydrologiques (hautes ou basses eaux), ces échanges peuvent même s'inverser : (i) en période de basses et moyennes eaux, les flux sont dirigés de la matrice vers les conduits car la hauteur d'eau dans la matrice h_m est supérieure à la hauteur d'eau dans le drain karstique h_{kb} (Figure 44a) tandis que (ii) en période de hautes eaux (Figure 44b), les flux d'eau se dirigent des conduits vers la matrice suite à une inversion possible du gradient hydraulique ($h_{kb} > h_m$). Cette inversion est provoquée par la hausse subite des niveaux d'eau au sein du réseau de drainage suite à une crue et l'arrivée rapide et concentrée d'eau au sein des pertes et des drains notamment via l'épikarst (Perrin et al., 2003). Certains auteurs ont même mis en évidence l'existence d'écoulements dits « hyporhéiques » autour d'un conduit karstique infiltrant à l'amont et drainant à l'aval (Binet et al., 2017).

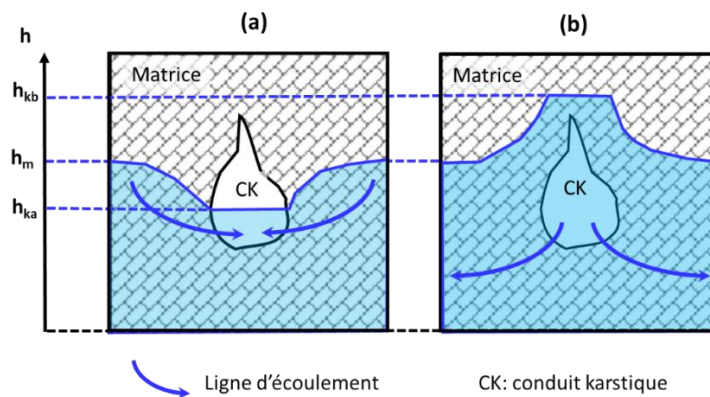


Figure 44: coupe verticale transverse à un conduit karstique en interaction avec une matrice: (a) en basses eaux ($h_m < h_m$) et (b) en hautes eaux ($h_{kb} > h_m$)

L'étude de ces interactions et de l'inversion des flux entre drains et matrice est relativement complexe à mettre en place ; elle nécessite par exemple de suivre un même système karstique sur le long terme pour isoler les différentes phases hydrologiques qui se succèdent. A une échelle locale, lorsque la configuration s'y prête, comme dans le laboratoire souterrain de Coaraze (Charmoille et al., 2009), des changements de niveaux d'eau peuvent être induits artificiellement en ouvrant ou fermant un barrage souterrain situé à l'exutoire du karst.

A une échelle régionale, ces interactions sont plus complexes à évaluer. Pour mieux caractériser les relations hydrodynamiques entre matrice et réseau de drainage, j'ai mis en place les expérimentations suivantes: (i) l'interprétation des essais de pompages en aquifère karstique pour évaluer les ressources en eau souterraine et les flux de la matrice vers le réseau de drainage et (ii) l'observation et la modélisation de la réponse de l'aquifère karstique à un épisode de pluie intense méditerranéen pour évaluer les risques de crue et d'inondation, ainsi que les flux générés depuis le réseau de drainage vers la matrice.

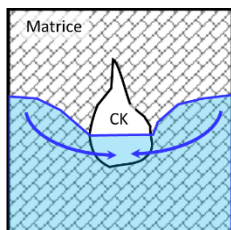
La problématique de la mise en œuvre et interprétation des essais de pompage en milieu karstique vise à mieux caractériser le comportement hydrodynamique de la zone noyée de l'aquifère karstique et les interactions entre ses différents sous-compartiments aux propriétés très différentes (matrice, fractures, conduits).

Dans cette section (§ 5.2), je vais présenter deux essais de pompage particulièrement intéressants pour comprendre les dynamiques hydrauliques : l'essai de pompage de longue durée sur l'aquifère karstique des Cent-Fonts et l'essai de pompage (de plus courte durée) sur l'aquifère des Corbières, permettant d'observer deux réponses hydrodynamiques à partir d'essais sollicitant des compartiments différents de l'aquifère karstique. Nous présenterons également une méthodologie d'analyse des résultats des essais de pompage (méthode du diagnostic) ainsi que des outils développés spécifiquement pour leur interprétation.

La problématique de la réponse des aquifères karstiques aux crues vise à comprendre les relations entre les sous-compartiments de l'aquifère karstique que constituent l'épikarst, la zone d'infiltration et la zone noyée, et plus particulièrement les flux du réseau de drains karstiques vers la matrice (Bailly-Comte et al., 2010; Cholet et al., 2017). Dans cette section (§ 5.3), je vais décrire les travaux menés sur l'observatoire karstique de la Fontaine de Nîmes (voir § 3.4) durant les périodes de hautes eaux et de crue du système karstique.

5.2 Flux de la matrice vers les drains : essais de pompage

5.2.1 Problématique scientifique



Un certain nombre de classifications différentes existent pour classer les systèmes karstiques selon des critères variables qui relèvent des diverses sciences de la Terre : géomorphologie, hydrogéologie, géochimie, etc. J'en ai retenu arbitrairement l'une d'entre elles car elle repose sur des critères hydrodynamiques qui la rendent particulièrement bien adaptée à la prise en compte des relations entre drains karstiques et matrice carbonatée.

Sur la base de leur degré de karstification et du type d'écoulements dominants, je propose de retenir la classification de (Quinlan et Ewers, 1985) qui ont proposé trois grands types d'aquifères carbonatés. D'un côté, les systèmes peu ou pas karstifiés dans lesquels des flux diffus au sein des pores et des petites fractures de la matrice rocheuse dominent. Ils sont nommés en anglais « diffuse flow karst system » (*systèmes karstiques à écoulements diffus*). A l'opposé, les systèmes dans lesquels la karstification est arrivée à maturation sont qualifiés de « conduit flow karst system » car les écoulements généralement turbulents à surface libre au sein de grands conduits de dissolution y dominent (*systèmes karstiques à écoulements en conduits*). Dans ce type de système, il n'existe pas de continuum au sein de la matrice. Entre

ces deux extrêmes, il existe des systèmes intermédiaires dans lesquels des écoulements turbulents au sein de conduits karstiques coexistent avec des écoulements laminaires (diffus) au sein de la matrice. Ces systèmes sont appelés *systèmes karstiques à écoulements mixtes*.

La complexité des *systèmes karstiques mixtes* est due à la coexistence de deux sous-systèmes à géométrie variables avec des écoulements de nature différente et à la difficulté d'estimer les flux d'échange entre ces deux sous-systèmes.

La forte hétérogénéité des aquifères karstiques, les lois spécifiques qui y régissent les écoulements (loi de Darcy non valide dans les drains karstiques) ainsi que la nature de la hiérarchisation des écoulements rendent critiquable l'application des méthodes d'interprétation classiques des essais de pompage. Je fais le point sur l'état de l'art en matière d'interprétation d'essais de pompage en milieu karstique au moyen des méthodes disponibles.

En reprenant les trois grandes catégories de systèmes karstiques décrites ci-dessus et en adaptant les travaux existants, il est possible d'adapter les méthodes d'interprétation au système karstique étudié :

- les *aquifères carbonatés à écoulements diffus*. Il s'agit des systèmes qui sont en cours d'évolution et dont l'organisation n'est pas encore perceptible et qui peuvent être assimilés à des aquifères fissurés. Pour ce type de système, les schémas d'interprétation du milieu fissuré ainsi que le schéma de Theis - s'il est admissible - sont utilisables, car il n'y a pas d'organisation des écoulements. La karstification joue sur l'ordre de grandeur des paramètres déterminés (transmissivité et emmagasinement) et sur le comportement hydrodynamique (double porosité, anisotropie, etc.). Généralement, les essais peuvent être assez bien calés et les paramètres déterminés lors du calage possèdent une réalité physique acceptable du fait de l'utilisation d'une solution analytique adaptée ou du fait de la robustesse de la solution de Theis. La structure karstique (vides karstiques remplis d'eau) peut quelque fois intervenir et être modélisée comme une limite alimentée.
- les *systèmes karstiques à écoulements mixtes*. Ce sont les systèmes karstiques dans lesquels vides et écoulements turbulents en conduits sont organisés au sein du système de drainage et dans lesquels des écoulements diffus prennent place dans le réseau de fissures entre les conduits. Deux cas peuvent être distingués :
 - le puits de pompage est implanté hors de la structure de drainage (ou des systèmes annexes au drainage - SAD). Les modèles du milieu fissuré sont utilisables, la structure karstique intervenant alors comme une limite alimentée ou étanche selon le degré de colmatage du karst noyé. Les paramètres déterminés correspondent aux blocs fissurés et non au karst dans son ensemble;
 - lorsque le point de pompage est positionné sur la structure karstique (drain ou SAD), des schémas et modèles spécifiques au karst sont nécessaires. C'est cette configuration que j'ai abordé au § 5.2.2.2.
- les *systèmes karstiques à écoulements en conduits*. Ces systèmes sont caractérisés par l'inexistence ou le rôle négligeable d'un continuum fissuré entre le système de drainage au sein duquel des écoulements en conduits dominant. Deux cas peuvent également être distingués :
 - le puits de pompage est implanté hors de la structure de drainage : dans ce cas on retrouve le cas décrit précédemment du puits de pompage hors conduit dans les systèmes karstiques mixtes mais avec des paramètres hydrodynamiques assez faibles dans ce cas-ci ;
 - lorsque le point de pompage est positionné sur la structure karstique, une technique spécifique a été développée tenant compte de la géométrie du réseau de conduits karstiques.

Ces solutions sont résumées dans le Tableau 7 ci-dessous. On constate donc le besoin d'un développement de modèle spécifique pour le cas du puits implanté sur le réseau de conduits d'un système karstique mixte.

Type d'aquifère	Caractéristiques de l'essai	Modèles	Particularités
Aquifère carbonaté à écoulements diffus	-	Poreux ou fracturé	<ul style="list-style-type: none"> • T et S influencés par la karstification • avec limite alimentée ou étanche
Système karstique mixte	Puits hors structure de drainage	Poreux ou fracturé	avec introduction d'une limite alimentée ou étanche
	Puits dans la structure de drainage	Modèles inexistant	Méthodes et modèles spécifiques au karst à développer
Système karstique à écoulements en conduits	Puits hors structure de drainage	Poreux ou fracturé	Milieu à très faibles T et S
	Puits dans la structure de drainage	Méthode de (Thraillkill, 1988)	Inutilisée dans la littérature

Tableau 7: modèles utilisés selon les types d'aquifères carbonatés (en bleu, configuration pour laquelle un modèle spécifique est nécessaire)

Il a été fait référence ci-dessus et dans le Tableau 7 aux solutions de type milieu fracturé. Il s'agit de solutions analytiques qui intègrent certaines caractéristiques des milieux fracturés qui les distinguent d'un milieu continu, homogène et isotrope. Parmi elles, on citera l'anisotropie verticale de perméabilité (Neuman, 1975) résultant de l'effet d'un réseau de fractures à orientation privilégiée dans un plan vertical. La solution de double porosité est particulièrement adaptée au cas où un réseau de fractures draine une matrice poreuse et peu perméable. Des solutions de fractures uniques parmi lesquelles on citera principalement celle de la fracture horizontale intersectée par le puits de pompage et celle de la fracture verticale (Gringarten et Ramey, 1974a, 1974b). On verra par la suite (§ 5.2.2.1) que cette dernière peut s'avérer extrêmement utile dans le cas des systèmes karstiques. La plupart de ces solutions proviennent de la recherche pétrolière. Plus récemment, la solution de Theis a été généralisée à un milieu à écoulements de dimension fractionnaire de façon à prendre en compte l'effet du réseau de fissures sur les écoulements (Barker, 1988).

En complément aux solutions de type milieu fracturé, l'effet de drainance lié à une infiltration d'eau à partir de l'épikarst peut être résolu grâce à la solution de drainance dans le cas d'une infiltration constante à partir de l'épikarst. Le cas d'une infiltration (exponentiellement) décroissante a été également résolu.

La panoplie de solutions analytiques existantes pour le milieu fracturé permet de résoudre un certain nombre de configurations d'essais de pompage en milieu karstique comme le décrit le Tableau 7. Cependant, le cas important d'un essai de pompage dans le conduit karstique d'un système karstique mixte n'ayant pas encore été résolu, une nouvelle méthode de modélisation a été développée (§ 5.2.2.2).

5.2.2 Résultats majeurs

5.2.2.1 Méthode de diagnostic des essais de pompage en milieu karstique

Issue de l'étude des réservoirs pétroliers, nous avons appliqué à l'hydrogéologie la méthode de diagnostic des rabattements mesurés lors des essais de pompage aux aquifères de socle en Inde (Maréchal et al., 2004) et ensuite au milieu karstique (Maréchal et al., 2008). D'autres rares auteurs anticipent l'intérêt de cette méthodologie (Hamm et Bidaux, 1996) et certains proposent une première revue des différentes configurations hydrogéologiques et de leur courbe type (Renard et al., 2009). Cette méthode de diagnostic permet de mettre en évidence les différents régimes d'écoulement autour d'un puits lors d'un pompage dans un milieu se distinguant des hypothèses de Theis (aquifère captif, homogène, isotrope, infini et d'épaisseur constante). A titre d'exemple, un pompage dans un drain karstique ou une fracture verticale peut générer, selon leurs propriétés hydrodynamiques et celles de la matrice, quatre régimes d'écoulements différents vers le puits de pompage (Figure 45) : (i) aux temps très courts, le puits ne sollicite que le conduit (ou fracture) très perméable générant un régime d'écoulement linéaire (comparable à un effet de puits) (Figure 45a) ; (ii) un peu plus tard, des écoulements linéaires dans la matrice coexistent avec les écoulements dans le conduit : le régime d'écoulement est bilinéaire (Figure 45b) ; (iii) les écoulements linéaires dans la matrice dominent (Figure 45c) et (iv) le régime d'écoulement dans la matrice devient radial devant la taille limitée du conduit (Figure 45d). Les pentes des courbes des dérivées des rabattements en fonction du temps dans un diagramme bilogarithmique permettent d'identifier la succession de ces différents régimes d'écoulement (Figure 45e).

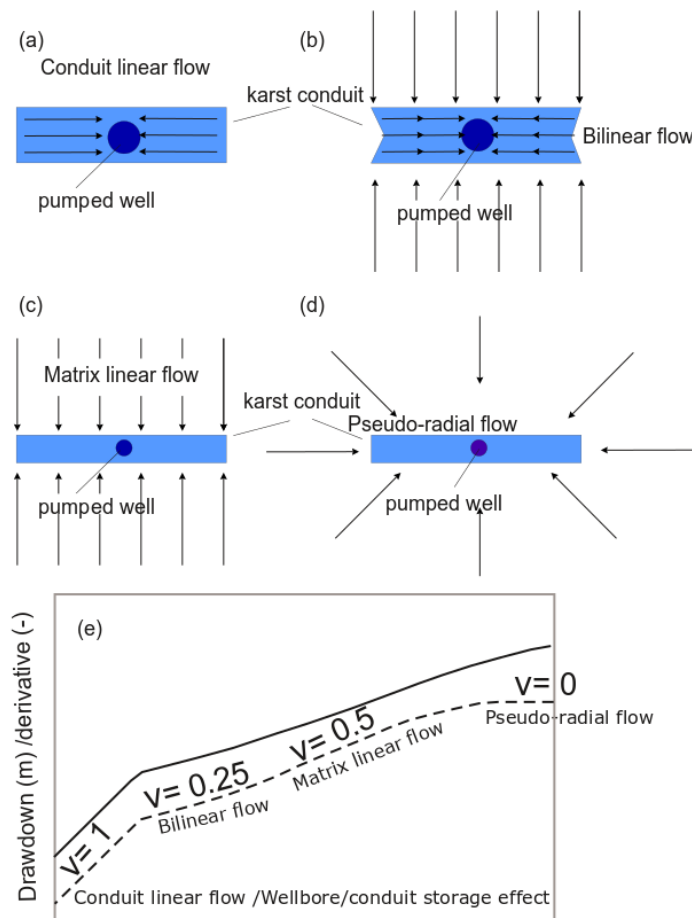


Figure 45: Essai de pompage dans un conduit karstique ou une fracture verticale

(a-d) : lignes d'écoulements des eaux souterraines vers un puits de pompage dans des configurations successives

(e) : évolution du rabattement et de sa dérivée dans un diagramme logarithmique pour chacun des régimes d'écoulements décrits de (a) à (d), d'après (J.-C. Maréchal et al., 2014) et (Cinco-Ley et Samaniego-V, 1981)

Cette méthode a été appliquée à deux essais de pompage en milieu karstique décrits dans le tableau suivant (Tableau 8). Un essai de pompage de longue durée (un mois) a été mené sur le conduit principal du système karstique des Cent-Fonts (Maréchal et al., 2008). Un puits a été implanté sur base d'explorations menées par des plongeurs afin d'intercepter le conduit karstique 100 mètres en amont de l'exutoire du système. Le puits a été pompé à un débit constant de 400 l/s. Durant les premières 24 heures (environ 1500 minutes), l'effet capacitif au sein du conduit karstique domine (pente $v = 1$, à gauche). Ensuite, les rabattements tendent vers un écoulement linéaire avec une pente décroissant à $v = 0.7$. Aucune période d'écoulement bilinéaire n'a été observée. Dans les milieux fracturés, Cinco-Ley et Samianego-V (1981) considèrent que ce comportement n'est pas présent quand la fracture possède un fort effet capacitif et une forte perméabilité. Dans ce cas précis, c'est la raison la plus probable d'un tel comportement hydrodynamique étant donné le large diamètre (3,5 mètres) du conduit karstique au voisinage du puits de pompage. Une méthodologie d'interprétation spécifique a été développée et est décrite ci-dessous (5.2.2.2) pour interpréter cette succession de régimes d'écoulements propre à un puits de pompage implanté sur le réseau de drainage karstique.

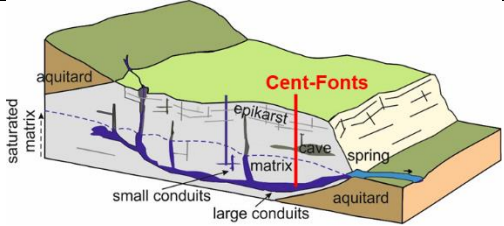
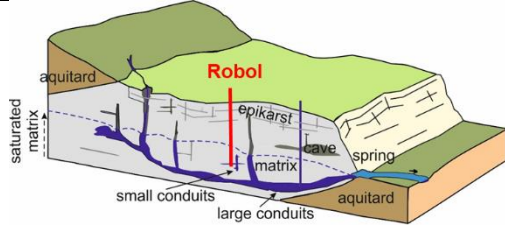
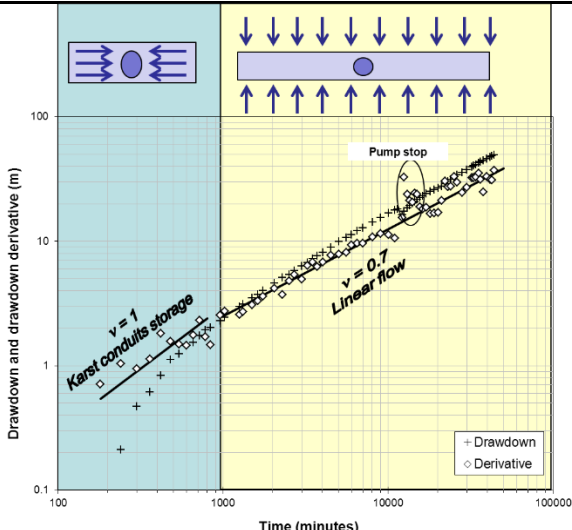
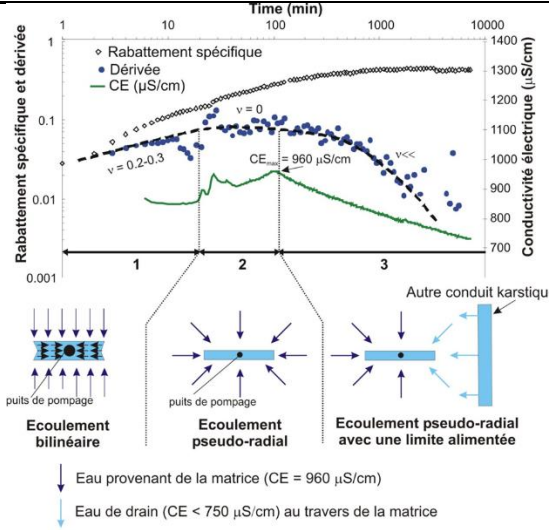
	Karst des Cent-Fonts	Karst des Corbières (puits Robol)
Caractéristiques de l'essai	Paliers à 200, 300, 400 et 500 l/s. Pompage longue durée (1 mois) à 400 l/s.	Pas de palier. Pompage de moyenne durée (jours).
Contexte du puits de pompage	 <p>Puits de pompage interceptant un conduit karstique majeur à l'amont de la source</p>	 <p>Puits de pompage au sein de la matrice à proximité d'un conduit majeur</p>
Diagnostic des rabattements		

Tableau 8: comparaison de deux essais de pompages sur (i) un puits traversant le conduit principal (colonne de gauche) et (ii) un conduit secondaire (colonne de droite) d'un système karstique mixte

Le puits Robol a été foré au travers des calcaires des Corbières près de Perpignan (sud de la France). Avec une profondeur totale de 500 mètres, ce forage a traversé un conduit karstique

d'un diamètre approximatif de 10 cm à 420 mètres de profondeur. La courbe diagnostique de l'essai de pompage de longue durée montre l'existence de trois phases d'écoulements (droite):

- Durant les 20 premières minutes, le régime d'écoulement est caractérisé par une pente $v = 0,2 - 0,3$ correspondant à un écoulement bilinéaire (écoulements linéaires dans le conduit et dans la matrice fracturée);
- Entre 20 et 100 minutes, la dérivée du rabattement est constante ($v = 0$) correspondant à un régime d'écoulement pseudo-radial au sein de la matrice. La transmissivité de la matrice a été estimée à $2,5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$;
- Après 100 minutes, la dérivée des rabattements décroît fortement (pente $v \approx -1$) à cause d'un rabattement stabilisé lié à une condition aux limites de type potentiel imposé probablement liée à la contribution d'un important volume karstique.

Aucun régime d'écoulement linéaire n'a été observé au début du test du fait du faible diamètre du conduit karstique traversé et de son faible effet capacitif associé. La transition rapide à un écoulement de type pseudo-radial est liée à la longueur limitée du conduit karstique comparée, par exemple, au conduit karstique des Cent-Fonts. Dès lors, aucun écoulement linéaire n'est observé dans la matrice fracturée.

Ces changements dans les régimes d'écoulements induisent des fluctuations de minéralisation de l'eau pompée qui peuvent être mesurées par la conductivité électrique (Tableau 8). Faisons l'hypothèse que l'eau pompée résulte du mélange de deux pôles contributeurs et qu'elle arrive instantanément au puits de pompage : une eau moins minéralisée (faible conductivité électrique CE car transitant rapidement) provenant du conduit karstique et une eau plus minéralisée (conductivité électrique élevée car eau plus ancienne) provenant de la matrice. Durant la première phase (Phase 1), la conductivité électrique est médiane du fait que l'eau est un mélange d'eau de conduit et d'eau de matrice. Durant la seconde phase (Phase 2), la conductivité électrique augmente au gré de l'augmentation de contribution de la matrice: la valeur maximale atteint $CE_{max} = 960 \mu\text{S}/\text{cm}$. Une fois que l'effet d'un autre volume karstique est observé sur la dérivée du rabattement (Phase 3), la conductivité électrique de l'eau décroît vers celle de l'eau du conduit karstique ($CE \leq 750 \mu\text{S}/\text{cm}$). La diminution rapide de conductivité électrique suggère l'existence d'une relation directe entre les volumes karstiques. Ceci pourrait être lié à un réseau de fractures entre deux conduits karstiques séparés ou une constriction séparant un unique conduit karstique en deux parties. De façon intéressante, l'augmentation forte de conductivité électrique de l'eau après 20 à 25 minutes induite par l'augmentation de débit de pompage était liée à l'intrusion d'eau de matrice; le petit conduit karstique pompé ne pouvant fournir l'eau nécessaire, fournie en conséquence par la matrice fracturée.

5.2.2.2 Développement d'un modèle spécifique à un pompage sur la structure de drainage

Nous avons vu plus haut (Tableau 7, § 5.2.1) que les outils de modélisation d'un essai de pompage sur un puits interceptant le réseau de drainage karstique d'un système mixte n'existaient pas.

Au Cent-Fonts, pour représenter la succession des deux régimes d'écoulements liés à la dualité de l'aquifère karstique (Tableau 8), un modèle à deux réservoirs a été mis en œuvre pour : (i) simuler le stockage au sein du réseau de conduits karstiques et (ii) simuler les écoulements linéaires au sein de la matrice rocheuse (Figure 46). Cette méthodologie a été la seule capable de simuler correctement les rabattements mesurés dans le système des Cent-Fonts malgré d'autres essais menés par des bureaux d'études (avec le code Marthe par exemple). L'approche mise en œuvre est assez proche de la solution de Gringarten pour une fracture verticale infinie ayant un effet capacitif. Cependant, notre modèle permet de simuler, outre le niveau d'eau dans le puits de pompage, le niveau d'eau dans un piézomètre d'observation. Il permet également de simuler les débits de débordement à la source karstique lorsque le débit pompé est inférieur au

débit naturel de l'aquifère, ou encore des infiltrations de la rivière vers l'aquifère en cours de pompage (Maréchal et al., 2008)⁴⁶.

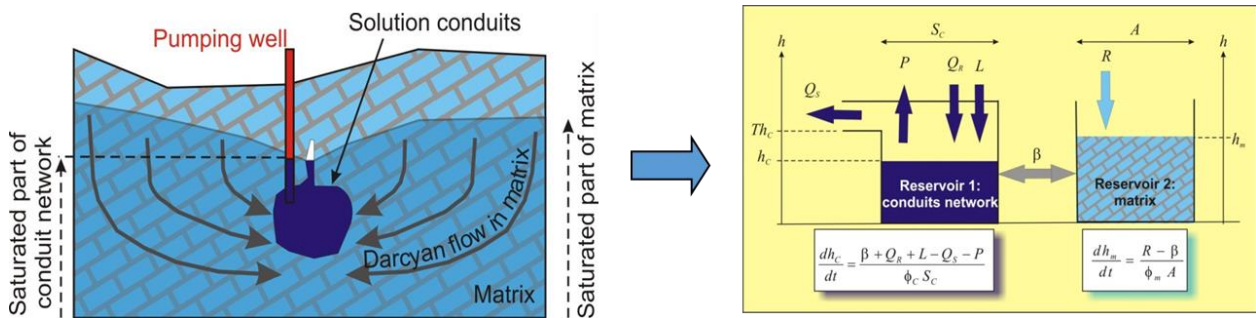


Figure 46: (a) schématisation du contexte hydrogéologique de l'essai de pompage des Cent-Fonts avec un puits de pompage interceptant le réseau de conduit karstique principal (b) modèle double réservoir mis en œuvre pour représenter les écoulements (Maréchal et al., 2008)

La figure suivante (Figure 47) montre à quel point les résultats sont excellents pour la simulation des niveaux d'eau au sein du réseau de conduits karstiques (les courbes rouge et bleue sont très proches).

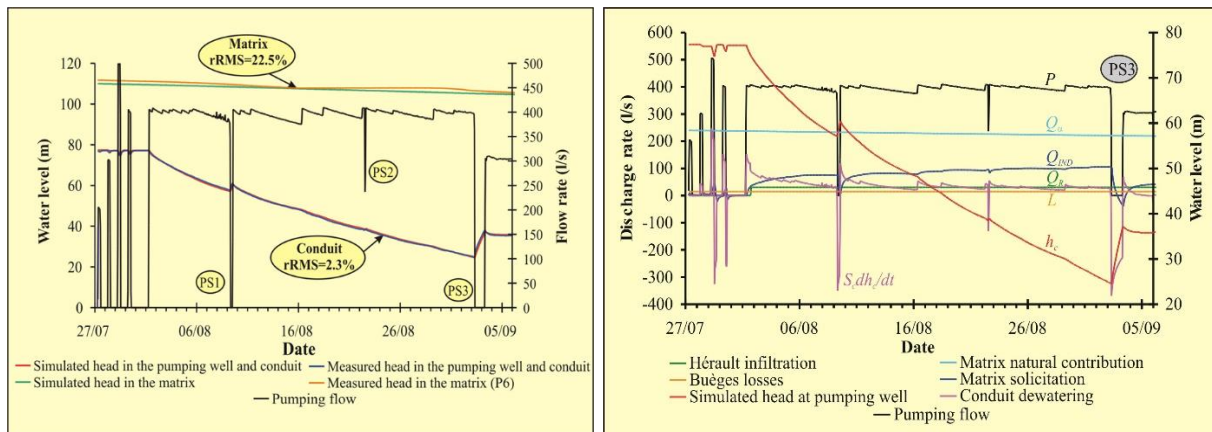


Figure 47: essai de pompage des Cent-Fonts : (gauche) comparaison des niveaux d'eau observés (courbe bleue) et simulés (courbe rouge) dans le réseau de conduits karstiques et dans la matrice (en noir, l'évolution du débit de pompage) - (droite) évolution des flux d'eau au sein du modèle réservoir (Maréchal et al., 2008)



Transfert vers la société : la modélisation très satisfaisante de cet essai de pompage a permis de rassurer l'ensemble des acteurs du territoire de la vallée de l'Hérault (élus, collectivités, opposants...) dans un contexte de fortes tensions autour de l'exploitation future de cette potentielle nouvelle ressource en eau souterraine. Le modèle a permis de simuler plusieurs scénarii d'exploitation qui ont été présentés lors de quatre réunions publiques en présence du Président du Conseil Départemental de l'Hérault.

5.2.2.3 Modélisation numérique

5.2.2.3.1 Adaptation du code Modflow

Cet essai de pompage des Cent-Fonts a mis en évidence l'effet capacitif au sein du réseau de drains karstiques. Celui-ci a été simulé précédemment grâce à un modèle à deux réservoirs. J'ai également contribué à sa prise en compte au sein du modèle hybride Modflow-2005 Conduit

⁴⁶ Article n°3 annexé à ce mémoire : MARÉCHAL, J.C., LADOUCHE, B., DÖRFLIGER, N., LACHASSAGNE, P. (2008) - Interpretation of pumping tests in a mixed flow karst system, Water Resources Research, 2008, 44, W05401, doi:10.1029/2007WR006288, 2008.

Flow Process (CFP). Celle-ci est complexe car ce stockage peut en partie correspondre à des volumes d'eau localisés dans des cavités karstiques non actives (objets karstiques SF1 et SF2 à gauche de la Figure 48), ou encore appelés systèmes annexes au drainage – SAD (Mangin, 1974). Un module complémentaire y a été spécifiquement dédié, appelé CADS, signifiant en anglais « conduit-associated drainable storage » (Reimann et al., 2014). L'idée est d'associer un volume de stockage non dépendant de la taille du conduit karstique, et correspondant à un certain nombre de cavités karstiques en lien hydraulique avec le drain modélisé (droite de la Figure 48).

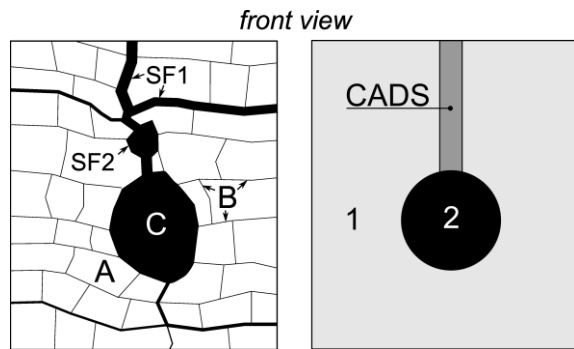


Figure 48: Gauche : Croquis d'un aquifère karstique avec (A) une matrice rocheuse poreuse, (B) petites fissures/fractures, (C) conduits élargis avec écoulement actif, (SF1) fractures élargies par dissolution, et (SF2) cavités karstiques, toutes deux sans écoulement actif. A droite : modèle à continuum discret avec (1) continuum matriciel, (2) conduits discrets, et stockage drainable associé à un conduit (CADS) (Reimann et al., 2013)

Ce module complémentaire a été appliqué (Giese et al., 2020, 2018; Reimann et al., 2013) au système karstique des Cent-Fonts et à l'essai de pompage qui y a été réalisé (Maréchal et al., 2008). L'apport de la prise en compte des systèmes annexes au drainage est décrit à l'illustration suivante (Figure 49) pour intégrer les effets capacitifs mis en évidence précédemment (pente $v = 1$ du Tableau 8, colonne de gauche). Les résultats des simulations sont satisfaisants avec un volume global d'eau stocké dans le réseau karstique W_{CADS} oscillant entre 1875 et 1890 m^3/m soit des valeurs très proches de celle obtenue par le modèle double réservoir, soit $Sc = 1900 m^3/m$ (voir aussi ci-dessous, § 5.2.2.3.2).

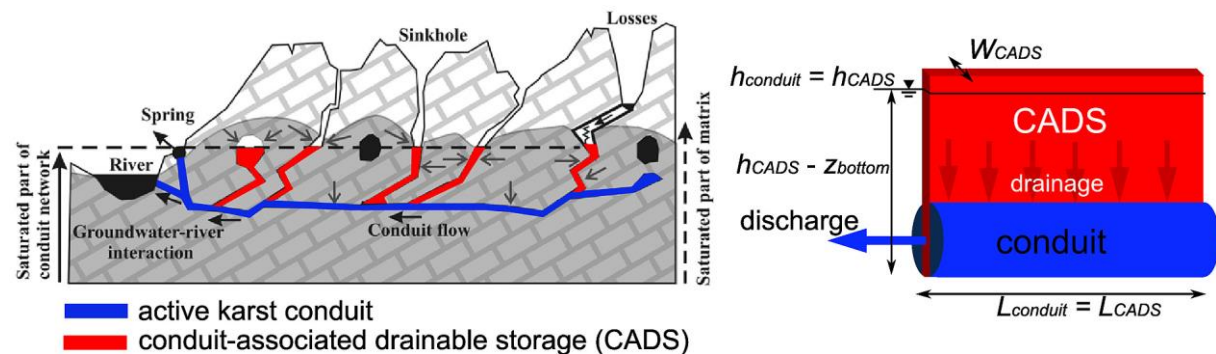


Figure 49: schéma du système karstique des Cent-Fonts en pompage (à gauche) - schématisation de la prise en compte des systèmes annexes au drainage (SAD) dans le code MODFLOW, modifié d'après (Reimann et al., 2013)



Thèse de doctorat co-encadrée sur ce sujet :

- Thèse de M. Giese (2017): Identification and quantification of the effects of flow regime and matrix-conduit interaction in the characterization of karst aquifers¹⁷, Thèse de doctorat, Université de Göttingen.

¹⁷ <https://ediss.uni-goettingen.de/handle/11858/00-1735-0000-002E-E385-0>

5.2.2.3.2 Test et utilisation du code Marthe

J'ai encadré les travaux menés dans le cadre d'une thèse de doctorat pour tester l'influence de la densité et de la géométrie du réseau de conduits karstiques sur la réponse hydrologique des sources karstiques en mode de fonctionnement normal (Dufoyer, 2019). Ceci révèle également des informations sur les écoulements de la matrice vers le réseau de drains karstiques. L'idée était de tester les outils d'analyse corrélatoire et spectrale sur des cas synthétiques en enrichissant les travaux menés précédemment (Eisenlohr et al., 1997).

Ces travaux ont permis d'améliorer et d'adapter le code Marthe⁴⁸ aux interactions entre drain et matrice karstiques. Les objectifs étaient d'évaluer l'influence de l'un des paramètres du modèle, à savoir le paramètre d'échange matrice/conduit, et de deux géométries de réseaux karstiques différentes. Le paramètre d'échange est apparu comme un paramètre du modèle extrêmement déterminant dans la simulation générale et celle du débit de la source karstique. Dans cette étude, la modélisation des aquifères karstiques théoriques avec un paramètre d'échange faible entre la matrice et le conduit a permis de mettre en évidence les effets du réseau de conduits sur la récession simulée à la source. En effet, à la fois en empêchant les échanges entre les conduits et la matrice et en utilisant un mode de recharge ponctuelle, il est possible de gommer la dualité d'écoulement, au profit des conduits. Cependant, dans des conditions de recharge diffuse, un réseau dense de conduits permet logiquement un meilleur drainage de la matrice par les conduits, d'où un coefficient d'autocorrélation du débit de la source plus faible par rapport au cas mono-conduit (Dufoyer et al., 2019).



Thèse de doctorat co-encadrée sur ce sujet :

- Thèse de A. Dufoyer : Signification physique et hydrologique de l'information spectrale contenue dans le signal hydrodynamique à l'exutoire des systèmes karstiques⁴⁹, Thèse de doctorat (17 décembre 2019), Université de Normandie.

5.2.2.4 Répartition de la porosité entre drains et matrice karstiques

Les essais de pompages sur les Cent-Fonts nous ont permis, pour la première fois à l'échelle d'un grand système karstique, d'identifier les zones de stockage d'eau au sein d'un aquifère karstique. Durant l'essai de pompage mené sur le système des Cent-Fonts, deux arrêts brutaux des pompes ont été provoqués par des pannes d'électricité. Par ailleurs, vers la fin de l'essai, une réduction du débit de pompage (de 400 à 300 l/s) a été opérée après un arrêt des pompes de façon à contrôler le rabattement induit. Ces trois événements fortuits (notés « PS1 à 3 » sur la Figure 47) ont permis de solliciter différemment l'aquifère karstique car toute modification du débit de pompage au sein d'un milieu à double perméabilité et porosité se propage dans un premier temps au sein des structures les plus perméables, à savoir le réseau de conduits karstiques dans le cas qui nous préoccupe. Ces modifications de débit ont donc permis de mieux caractériser la capacité de stockage du réseau et ainsi approcher sa porosité équivalente. La valeur optimale du paramètre de stockage au sein des conduits est la surface dénoyée des drains karstiques en cours de pompage $Sc = 1900 \text{ m}^3/\text{m}$. Une analyse de sensibilité a été menée ; celle-ci montre que la réponse de l'aquifère est extrêmement sensible à ce paramètre, notamment au moment des changements de débit de pompage (Figure 50).

⁴⁸ <https://www.brgm.fr/fr/logiciel/marthe-logiciel-modelisation-ecoulements-souterrains>

⁴⁹ <http://www.theses.fr/2019NORMR147>

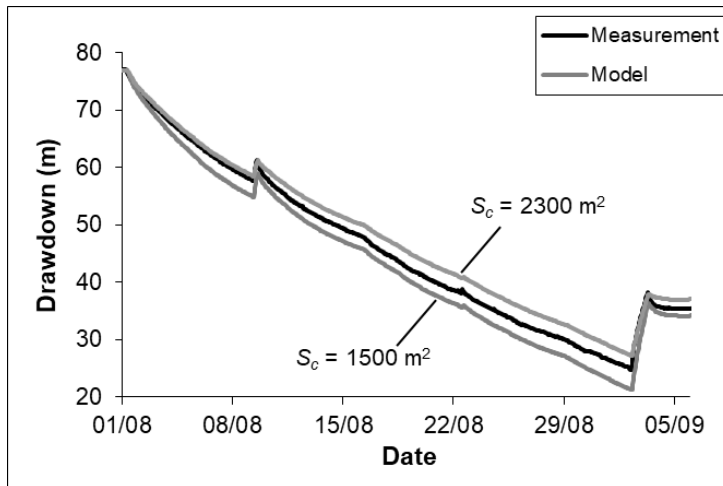


Figure 50: niveaux d'eau simulés dans le réseau de conduits pour diverses valeurs de la surface libre dénoyée des conduits. La valeur référence est $S_c = 1900 \text{ m}^2$.

Si nous ramenons cette valeur à l'extension du bassin hydrogéologique de l'aquifère (30 km^2), nous obtenons une porosité efficace équivalente du réseau de conduits karstiques égale à $0,00006$, ou $0,006 \%$. Cette valeur est largement inférieure à la porosité de la matrice qui est égale à $0,007$, soit $0,7 \%$. Le même type de modèle a été appliqué pour simuler les pompages à la source du Lez, avec un conduit d'une valeur $S_c = 8000 \text{ m}^2$ pour un bassin hydrogéologique de 130 km^2 , soit une porosité équivalente égale à $0,00006$, soit $0,006\%$ exactement égale à celle des Cent-Fonts. Dans la littérature, les évaluations de la porosité équivalente du réseau de conduits sont rares : je citerai les travaux de (Maloszewski et al., 2002) qui évaluent cette porosité à $0,01\%$ dans un aquifère karstique alpin grâce à des modèles réservoirs appliqués aux isotopes de l'eau. Dans ses travaux de modélisation, Sauter (1993) fait l'hypothèse d'une porosité égale à $0,04 \%$. Dans tous les cas, au sein d'un aquifère karstique, l'écart entre la porosité liée à la matrice et celle liée au réseau de conduits est de plusieurs ordres de grandeur.

Si la comparaison des résultats obtenus dans le karst des Cent-Fonts sont proches de ceux obtenus au Lez en matière de porosité équivalente du réseau de conduits, il n'en va pas de même en matière de régime d'écoulement entre matrice et drains. En effet, alors que le régime d'écoulement est linéaire aux Cent-Fonts, le régime est radial dans l'aquifère du Lez. Le conduit karstique principal qui relie les pertes de la Buèges à la source des Cent-Fonts traverse la totalité du bassin hydrogéologique du système, drainant fortement les écoulements comme pourrait le faire une tranchée drainante, induisant des écoulements linéaires. Dans le système du Lez, la Faille des Matelles-Corconne, même si elle draine plusieurs pertes, ne semble pas jouer un tel rôle hydraulique majeur dans l'organisation des écoulements. La géométrie du réseau de conduits karstiques est probablement plus complexe dans le cas du Lez avec des conduits secondaires qui drainent l'ensemble de la matrice et induisent un régime d'écoulement plus radial à l'échelle de l'aquifère. Le réseau de drain est suffisamment développé pour « homogénéiser » la réponse hydrodynamique du système karstique.

5.3 Flux des drains vers la matrice : systèmes karstiques en crue

5.3.1 Introduction

Les écoulements d'eau souterraine s'inversent et prennent place des drains vers la matrice lors des périodes de crue au sein de l'aquifère karstique, c'est ce que nous allons aborder dans ce chapitre.

Le rôle des aquifères et des eaux souterraines lors des crues et inondations a longtemps été méconnu et négligé. Cette situation a évolué suite aux crues par remontée de nappe observées dans le bassin de la Somme au Nord de la France (Pointet et al., 2003) et en Angleterre en 2001

(Hughes et al., 2011). Toutefois, dans les milieux karstiques du Sud de la France, on a considéré que la dynamique extrêmement rapide des crues éclair générées par les épisodes de type cévenol excluait toute contribution potentielle des eaux souterraines. Ces événements sont particulièrement dévastateurs (Delrieu et al., 2005; Gaume et al., 2004) tandis que les prédictions climatiques mettent en évidence la future augmentation des épisodes extrêmes (Tabari, 2020).

Les travaux que j'ai mené sur l'observatoire Fontaine de Nîmes (décrit plus haut, § 3.4) ont permis de mettre en évidence le rôle majeur des eaux souterraines et de l'aquifère karstique sur la genèse des crues éclair qui frappent la Ville de Nîmes depuis de nombreuses décennies. Les évidences sont tout autant d'origine hydrologique que géochimique (Maréchal et Ladouche, 2006). Il s'agit d'une des premières démonstrations de contribution des eaux souterraines à une crue éclair en milieu karstique qui sera suivie d'autres par la suite (Bailly-Comte et al., 2012; Jourde et al., 2007).

5.3.2 La Fontaine de Nîmes en crue

L'analyse des données piézométriques, des mesures de niveaux d'eau et de débit ainsi que des données hydrochimiques sur la composition des eaux prélevées dans les cadereaux⁵⁰ ont montré l'impact des eaux souterraines et de l'état initial de l'aquifère karstique sur les crues éclair. Les analyses hydrologiques et hydrochimiques sont présentées ci-dessous.

5.3.2.1 Analyse hydrologique

Début septembre 2005, un double épisode de pluie cévenol s'est déroulé sur l'impluvium de la Fontaine de Nîmes : entre 150 et 250 mm le 6 septembre dans l'après-midi et entre 105 et 255 mm le 8 septembre après-midi (Figure 51). Il a permis d'évaluer l'impact de l'état initial du karst sur la genèse des écoulements (Maréchal et al., 2009a). En effet, le premier épisode est arrivé après plusieurs mois d'été secs, le système karstique étant alors en basses eaux. Une majorité de l'eau de pluie s'est infiltrée vers l'aquifère karstique. Celui-ci s'est rempli rapidement comme en témoigne la hausse rapide des niveaux piézométriques (courbes verte et bleue sur la Figure 51a), jusqu'à un état de saturation du karst comme en témoigne les niveaux d'eau qui remontent jusqu'au niveau du sol au cours de l'après-midi du 6 septembre, saturant totalement l'épikarst. Les écoulements de surface sont faibles : le coefficient de ruissellement est inférieur à 10 % (Figure 51b). Deux jours plus tard, le second épisode de pluie, d'une intensité similaire, se produit sur un aquifère karstique totalement saturé : cette fois, l'aquifère n'est pas en mesure d'absorber une partie de l'eau de pluie ou relâche rapidement les eaux infiltrées ; les ruissèlements de surface sont en conséquence importants : le coefficient de ruissellement est proche de 90 %. Les photographies de la Figure 51c illustrent les venues d'eau souterraine par débordement de l'épikarst durant la crue du 8 septembre dans le quartier appelé Eau Bouillie⁵¹ sous l'école primaire (photo du haut) et dans le jardin d'un habitant du même quartier le long du cadereau d'Alès, ce dernier ayant réalisé un trou dans le bas de son mur d'enceinte pour permettre l'évacuation des eaux souterraines arrivant régulièrement dans son jardin (photo du bas, Figure 51c).

Sur la Figure 51a, il est intéressant de noter que la remontée du niveau d'eau souterraine est nettement plus rapide dans le forage connecté à un réseau de conduits (courbe bleue) que dans le forage situé dans la matrice (courbe verte). Il y a inversion des sens d'écoulement entre la matrice et les conduits karstiques.

⁵⁰ Cadereau : ruisseau généralement à sec, et qui reçoit l'eau pluviale lors des orages, générant alors des écoulements parfois torrentiels

⁵¹ Ce quartier, situé au Nord de Nîmes le long du cadereau d'Alès, porte ce nom du fait de la présence de nombreux bouillidouls durant les périodes de pluie

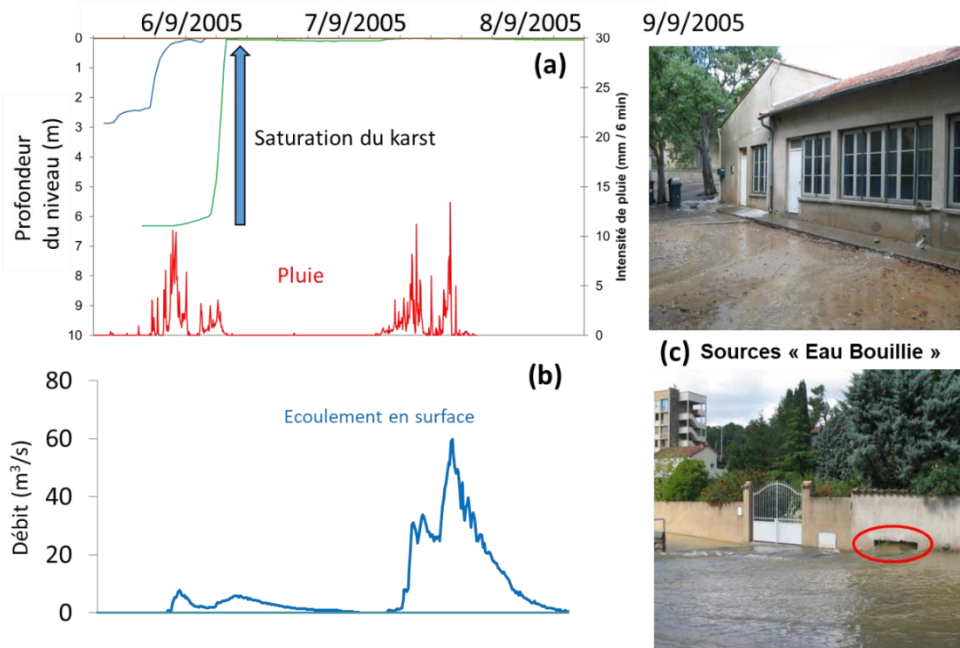


Figure 51: crue de septembre 2005 – (a) évolution de la pluie (rouge) et des niveaux d'eau dans l'aquifère karstique – (b) évolution du ruissellement dans le cadereau d'Alès et (c) photographies des bouldous⁵² dans le quartier Eau Bouillie (8/9/2005)

5.3.2.2 Analyse hydrochimique

Un autre double épisode pluvieux s'est déroulé les 7 et 9 septembre 2010, avec respectivement 120 et 70 mm de pluie sur l'impluvium. Il a donné lieu à une double crue au niveau de l'exutoire karstique de Fontaine de Nîmes et à une simple crue de surface, lors du second épisode de pluie (Figure 52b). Ce double épisode est donc similaire à celui de septembre 2005. Cet événement a fait l'objet d'une campagne hydrochimique, incluant des analyses isotopiques. Ces résultats n'ont jamais été publiés. Le diagramme binaire de la Figure 52a permet de comprendre l'origine de l'eau qui s'écoule dans l'hydrosystème karstique lors de cet événement.

Il permet d'identifier deux pôles géochimiques représentant (i) la pluie de l'épisode 1 et (ii) la pluie de l'épisode 2 dont les minéralisations sont logiquement très faibles et la signature en isotopes $\delta^{18}\text{O}$ différent significativement : -3,2 pour l'épisode 1 et -5,6 pour l'épisode 2. Un troisième pôle apparaît en haut à gauche du diagramme : il s'agit de l'eau présente dans le système karstique avant la pluie (eau pré-événementielle), fortement minéralisée ($CE = 0,76 \text{ mS/cm}$). L'eau de la Fontaine de Nîmes va, dans un premier temps, se minéraliser (échantillons s21 à s24) suite à un effet de chasse connu sur ce système karstique, la pluie poussant de l'eau ancienne minéralisée. Ensuite, l'eau à l'exutoire du système se dilue progressivement (échantillons s24 à s32) en tendant vers une minéralisation intermédiaire ($CE = 0,5 \text{ mS/cm}$) entre la pluie et l'eau initialement stockée dans le karst, et une composition isotopique intermédiaire (-5) entre l'épisode de pluie 1 et l'épisode de pluie 2. Les eaux échantillonnées en surface au niveau du cadereau d'Alès ont une composition isotopique proche de la pluie de l'épisode 1 pour le tout début de crue puis évolue manifestement vers le pôle géochimique de l'épisode 2, très peu minéralisée : c'est donc la pluie de l'épisode 2 qui domine dans le cadereau en tout début de crue. Ensuite, lors de cette crue, cette eau se minéralise jusqu'à $CE = 0,24 \text{ mS/cm}$ suite à l'arrivée progressive d'eaux de plus en plus chargées en provenance des sols et du karst. Le dernier échantillon d'eau ($CE = 0,5 \text{ mS/cm}$), prélevé au moment où les bouldous se mettent en charge,

⁵² Boulidou : terme populaire dans le Sud de la France, désignant un endroit d'où l'eau sort en bouillonnant

est très proche de la composition isotopique et de la minéralisation de l'eau des bouldous et de l'eau de la Fontaine de Nîmes. A ce moment, l'eau des bouldous est similaire à celle présente dans le réseau de conduits karstiques (FdN) et domine largement dans la composition de l'eau s'écoulant dans le cadereau. On peut en déduire que la majorité des écoulements dans le cadereau d'Alès est, lors de l'épisode 2, d'origine karstique, avec une mise en charge hydraulique du réseau de drainage karstique par rapport à la matrice et à l'épikarst.

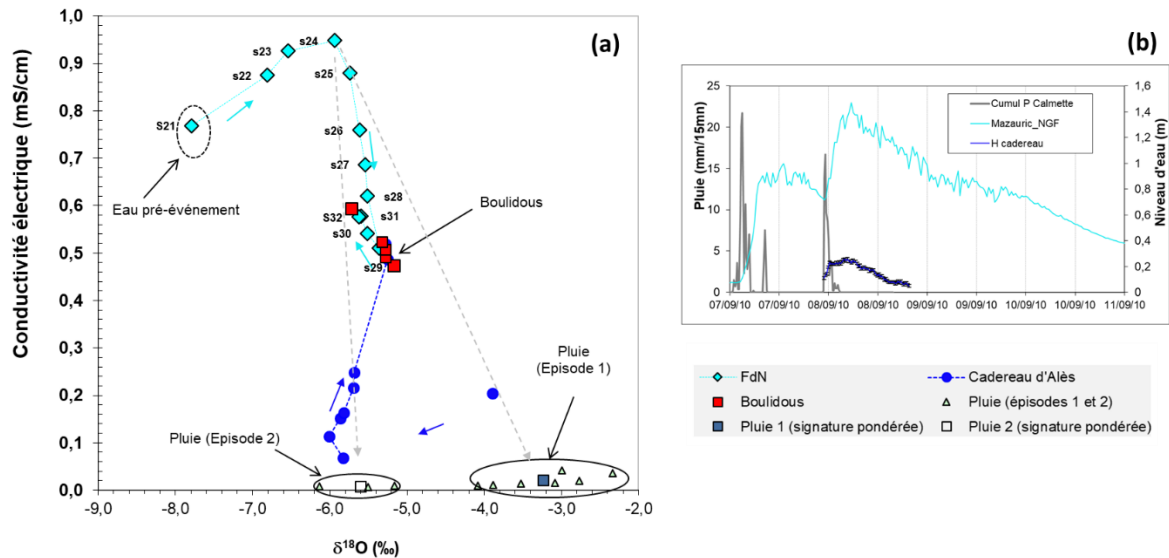


Figure 52: évolution de la composition chimique des eaux de l'hydrosystème karstique de Nîmes dans un diagramme binaire Oxygène 18 et conductivité électrique lors de la crue des 7 et 9 septembre 2010 (résultats non publiés)

5.3.2.3 Modèle conceptuel

Le système karstique de la Fontaine de Nîmes est un karst gravitaire unaire. Il est le siège d'écoulements hiérarchisés vers la source de la Fontaine de Nîmes qui en constitue l'exutoire principal, avec un débit compris entre 0,01 et 30 m³/s. Le débit moyen mesuré sur la période 1998-2005 est estimé à 0,55 m³/s (Maréchal et al. 2006) pour des précipitations moyennes annuelles sur la zone d'environ 740 mm/an. Son bassin d'alimentation, estimé à environ 55 km², se situe dans les Garrigues nîmoises constituées de terrains calcaires et marneux du Tertiaire. La karstification s'est principalement développée au sein des calcaires de l'Hauterivien supérieur (n3b). Les drains du réseau karstique principal ont été explorés à partir de la source sur quelques centaines de mètres. Le diamètre significatif associé à ce réseau suggère d'importantes circulations d'eau.

La ville est située au pied d'une colline à la convergence de trois cours d'eau temporaires, les « cadereaux », vallées sèches, siège d'écoulement torrentiels durant les épisodes de très fortes pluies. Ces écoulements brefs et intenses sont responsables de l'essentiel des dégâts survenant lors des épisodes extrêmes. Ils sont en partie alimentés par plusieurs sources temporaires connues localement sous le nom de « Bouldou » fonctionnant seulement durant les fortes crues.

L'histoire géologique du karst de Nîmes ne permet pas d'envisager une extension très profonde de la karstification, car ce dernier a été barré pendant une grande partie de son histoire, notamment durant la crise messinienne. Un développement du système karstique sous le réseau principal est limité à quelques dizaines de mètres. Ce potentiel karstique n'excède certainement pas les 100 m de profondeur.

La Fontaine de Nîmes se situe au niveau du contact géologique entre les calcaires du massif des garrigues et le remplissage plio-quadernaire de la plaine de la Vistrenque, formations moyennement perméables. Ce contact coïncide avec la position de la faille de Nîmes qui par son

rejeu en faille normale a provoqué un abaissement du compartiment sud mettant en contact les calcaires avec le remplissage plio-quadernaire (Figure 53).

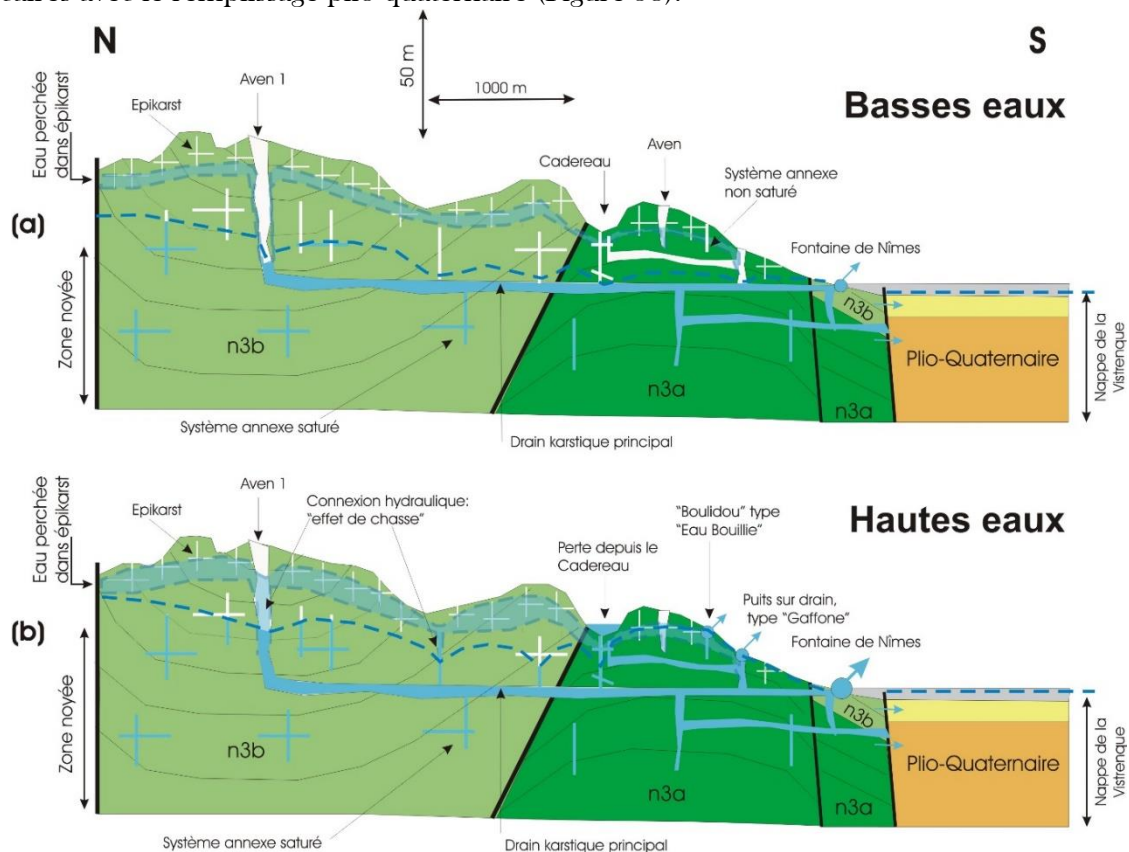


Figure 53: coupe hydrogéologique de l'aquifère karstique de la Fontaine de Nîmes : (a) en basses eaux - (b) en période de crue avec la mise en charge du réseau de drains karstiques

Afin de caractériser le fonctionnement de ce système karstique, un réseau de suivi piézométrique a été mis en place dans le karst et dans le drain principal au niveau de la Fontaine de Nîmes, en complément des mesures des hauteurs d'eau dans les cadereaux. Le débit à la Fontaine a été mesuré pendant deux années hydrologiques permettant afin de constituer une courbe de tarage entre les niveaux dans le drain et les débits à la source (Maréchal et al., 2008, 2009).

Ces données ont permis de caractériser le fonctionnement hydrodynamique du système. Pour les périodes de basses eaux, l'étude du tarissement de la Fontaine de Nîmes à partir de la méthode de Mangin (1974) modifiée a permis de caractériser les trois composantes de l'écoulement à savoir : infiltration rapide, infiltration lente et vidange de la zone noyée. En termes de flux, la composante rapide de l'infiltration représente 40 % du volume total de l'infiltration par les pluies efficaces et 60 % pour la composante lente. Le coefficient de tarissement est égal à 0,006 ce qui indique que la zone noyée du système se vidange lentement. La valeur du volume dynamique (assimilable aux réserves du système) est faible (0,72 millions de m³) au regard du volume moyen interannuel (17 millions de m³). Le pouvoir régulateur du système défini par Mangin (1974) est très faible (0,04), autrement dit, le système n'est pas en mesure d'accumuler de grandes réserves au sein de la zone vadose. Cela est dû à la faible épaisseur de la zone vadose.

La caractérisation du fonctionnement du système karstique en période de crue a été effectuée par l'étude des débits classés (Maréchal et al., 2008, 2009). Cette étude montre que lorsque le débit atteint 12 à 13 m³/s soit un niveau piézométrique dans le drain supérieur à 52,45 m NGF, le système se comporte différemment - les débits transitant par l'exutoire principal augmentant moins rapidement. Il y a mise en place de sources de trop plein du drain karstique (type « Gaffone », Figure 53b) ou de l'épikarst (type « Eau Bouillie », Figure 53b)(eau infiltrée qui

circule de façon superficielle dans l'épikarst et est évacuée rapidement). L'augmentation du ruissellement induit par un refus à l'infiltration du karst n'est pas exclue. La mise en place de cette contribution du karst est mesurée dans les cadereaux. Dès lors qu'elle intervient, une augmentation très rapide des débits se produit dans les cadereaux, induisant une forte non linéarité des débits.



Transfert vers la société : dans le cadre du projet de recherche que j'ai mené sur la Fontaine de Nîmes, le rôle de l'aquifère karstique dans la genèse des crues a été démontré. Pour la première fois en France, la surveillance du niveau d'eau d'un aquifère a été intégré à un réseau de surveillance et d'alerte de crues, en l'occurrence pour la Ville de Nîmes (réseau ESPADA³³), précédemment focalisé sur les eaux de surface uniquement. Par la suite, d'autres travaux ont été menés pour le compte des SPC³⁴ sur d'autres bassins versants dits réglementaires pour améliorer la modélisation et la prévision en tenant compte de la contribution des eaux souterraines d'origine karstique.

La compréhension du fonctionnement hydrogéologique de ce système karstique et les chroniques de données acquises sur les débits à la source de la Fontaine de Nîmes ont permis de calibrer et valider un modèle numérique global à réservoirs de ce système karstique (Fleury et al., 2013). Les grands épisodes de crue (novembre 2004, mai 1998 et septembre 2010, 6 septembre 2005, septembre 2002 et octobre 1988) ont été utilisés pour valider le modèle avec les niveaux maximaux atteints à la source karstique pendant ces crues. Les résultats de ces simulations ont permis de développer un abaque simple permettant une prévision du niveau d'eau à la Fontaine et un niveau de vigilance associé, en fonction du niveau d'eau initial dans l'aquifère (ordonnée, niveau d'eau à la source) et de la prévision de pluie de Météo-France (abscisse, cumul de pluie).

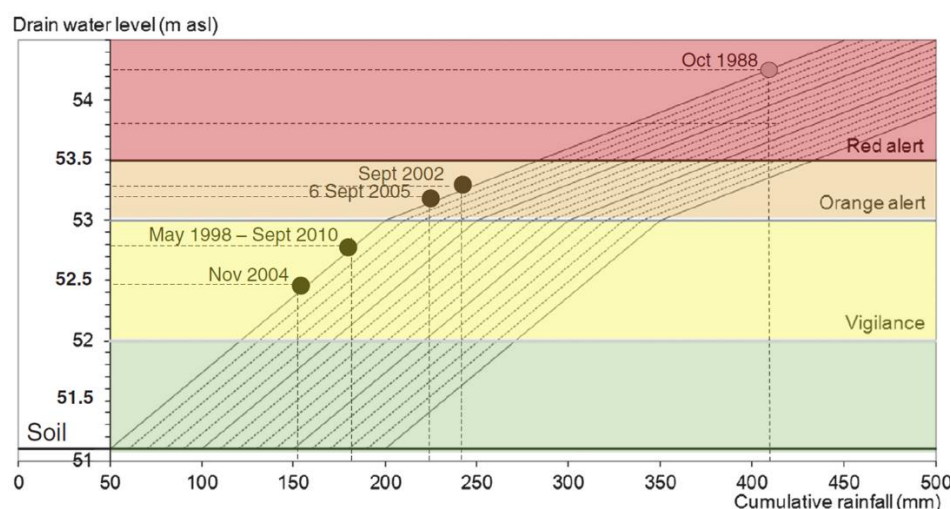


Figure 54: abaque d'évolution des niveaux d'eau à la source de la FdN permettant de calculer le niveau maximal (et le niveau d'alerte atteint) en fonction de la prévision des pluies et du niveau initial mesuré à la source avant l'épisode de pluie, modifié d'après Fleury et al. (2013)



Transfert vers la société : cet abaque a été réalisé pour la Ville de Nîmes et son réseau ESPADA pour intégrer de façon simplifiée l'état de remplissage du karst aux prévisions météorologiques et en déduire une vigilance adaptée. En effet, en période de crise, il est souvent difficile pour les autorités de mettre à jour des modèles numériques chronophages d'heure en heure en fonction de l'évolution des prévisions météorologiques.

³³ ESPADA (Evaluation et Suivi des Précipitations en Agglomération pour Devancer l'Alerte): système d'alerte et d'aide à la gestion de crise permettant de prévoir le risque inondation torrentielle lié aux cadereaux à l'échelle du territoire de la Ville de Nîmes. [Ville de Nîmes - Inondations \(nimes.fr\)](http://ville-nimes.fr/inondations)

³⁴ SPC : Service de Prévention des Crues

5.4 Conclusion

La modélisation numérique des écoulements et du transport au sein des aquifères karstiques continue à rester un défi scientifique en raison de l'hétérogénéité de ce milieu aquifère. Le tableau suivant (Tableau 9) résume les différentes approches qui peuvent être mises en œuvre. Les modèles globaux permettent d'intégrer la dualité (matrice et drains) de perméabilité et porosité dans les aquifères karstiques en les représentant respectivement par : (i) des fonctions de transfert rapides et lentes (traitement du signal) ou (ii) des constantes de vidange différentes dans les différents réservoirs. Par contre, seuls les modèles à réservoirs peuvent simuler les échanges entre des réservoirs qui peuvent représenter respectivement les conduits et la matrice. Si cela est généralement réalisé de façon simplifiée (débit linéairement proportionnel à la différence de charge hydraulique entre les différents réservoirs), le modèle à réservoirs que j'ai développé et décrit précédemment (§ 5.2.2.2) permet de prendre en compte des échanges basés sur des lois hydrodynamiques intégrant la dimension (éventuellement non entière) du régime d'écoulement au sein de la matrice vers les drains. Pour ce qui concerne les modèles distribués, hormis le modèle à milieu équivalent poreux (SCPE – Single Continuum Poreux Equivalent), les quatre autres types de modèles distribués permettent de représenter les échanges entre matrice et drains karstiques. C'est le modèle hybride (SCPE-DFSFS) qui est le plus communément utilisé dans les rares modélisations d'aquifères karstiques intégrant une représentation explicite du réseau de drains. Il a été utilisé par M Giese dans son travail de thèse (2017) lors de l'application du code Modflow au pompage des Cent-Fonts (§ 5.2.2.3.1) et des simulations de karst synthétiques par A. Dufoyer dans son travail de thèse (2019) au moyen du code Marthe (§ 5.2.2.3.2). Dans le chapitre consacré aux perspectives (§ 7.8), j'aborderai une autre piste de modélisation, à savoir l'utilisation du modèle distribué à double porosité (DCPE).

Type de modèle	Illustration	Méthode	Codes
Modèles globaux « boîte noire »		Traitement du signal Réseau de neurones	Tempo (Ladouche et al., 2014; Pinault et al., 2004) (Johannet et al., 2012; Siou et al., 2011)
Modèles globaux conceptuels		Réservoirs	Gardenia (Jeannin et al., 2021) Vensim (Fleury et al., 2013) Karstmod (Mazzilli et al., 2019)
Modèles distribués	<p>Approche déterministe → Approche stochastique</p> <p>Faible → Besoins en données → Elevé</p> <p>Elevée ← Applicabilité pratique → Faible</p> <p>Limitée → Capacité à simuler les hétérogénéités → Bonne</p> <p>modifié d'après (Teutsch et Sauter, 1998)</p>	Différences finies Eléments finis	Marthe (Dufoyer et al., 2019) Modflow (Reimann et al., 2013; Shoemaker et al., 2007) Feflow (Dal Soglio et al., 2020; Kavouri et al., 2017)

Tableau 9: tableau synthétique des différentes approches de modélisation numérique des écoulements et du transport (pour certaines) appliquées au karst. *L'objectif de ce tableau n'est pas d'être exhaustif mais de citer les principales approches de modélisation numérique des aquifères karstiques

6 Synthèse des travaux – Partie 4 : Foire aux équations (FAE)



Venues d'eau au Point Métrique 3000 de la Galerie Salazie-Amont (La Réunion, 29/11/2010)

*« Une grande partie de mon travail consiste simplement à jouer avec des équations et à voir ce qu'elles donnent. »
Paul Dirac*

6.1 Introduction

La modélisation numérique constitue un outil de compréhension et de simulation du milieu naturel extrêmement efficace et puissant. Cependant, le manque de données et d'observations, ainsi que de compréhension fine des phénomènes naturels engendrent souvent une inadéquation entre le potentiel de l'outil et ses besoins d'une part et la situation réelle rencontrée par l'utilisateur d'autre part.

Dans les cas où les données spatiales sont manquantes dans un contexte d'hétérogénéité forte, j'ai souhaité explorer des options alternatives sous la forme de solutions analytiques résolvant l'hypothèse de Darcy dans des contextes variés et adaptés.

N'étant pas un mathématicien ou hydrogéologue quantitatif aguerri, j'ai développé ces méthodologies avec des collègues compétents et inventifs. Il s'agit de Pierre Perrochet du CHYN⁵⁵ (pour le § 6.2) et de Benoit Dewandel du BRGM pour des travaux que je ne décris pas ici en détails⁵⁶ mais qui concernent le développement de solutions analytiques pour l'interprétation de pompages d'essai en milieux fracturés (Dewandel et al., 2022, 2018) et la simulation d'un dôme piézométrique induit par un bassin d'infiltration dans le contexte de la recharge maîtrisée d'un aquifère (Dewandel et al., 2021).

6.2 Eaux souterraines et tunnels

La construction d'un tunnel modifie considérablement les écoulements souterrains naturels en imposant une variation de charge hydraulique instantanée au droit de l'ouvrage creusé. Il en résulte une réorganisation des écoulements souterrains : cette modification brusque induit des écoulements souterrains convergents vers le tunnel. Le rabattement induit au niveau du tunnel se propage ensuite radialement selon les lois classiques de la diffusion. Pour les tunnels profonds en contexte montagneux, mes observations m'ont conduit à identifier généralement trois phases hydrauliquement distinctes (Figure 55):

- Phase 1 (dont la durée dépend de la diffusivité de l'aquifère): aux temps courts, le rabattement se propage radialement sans atteindre des limites hydrauliques (dont la surface piézométrique de la nappe). L'aquifère répond comme une nappe captive. Cette situation est traitée ci-dessous au § 6.2.1.
- Phase 2 : aux temps intermédiaires, le rabattement atteint la surface piézométrique de la nappe et le tunnel rabat le niveau piézométrique
- Phase 3 : aux temps longs, si la perméabilité du massif dépasse une valeur seuil, le tunnel rabat complètement le niveau piézométrique, générant un drainage gravitaire de la nappe aquifère. L'aquifère répond alors comme une nappe libre. Cette situation est traitée ci-dessous au § 6.2.2.

La durée de la phase 1 peut être approximée par la relation suivante (Perrochet, 2005a) :

$$t_{lim1} \cong \frac{S_S s_0^2}{8K}$$

Des tests de simulation et de représentation de la succession de ces phases peuvent être consultés dans (Maréchal et Perrochet, 2003) avec des applications à des tunnels alpins dans des aquifères cristallins peu diffusifs.

⁵⁵ Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel

⁵⁶ Pour des objectifs de concision de ce mémoire

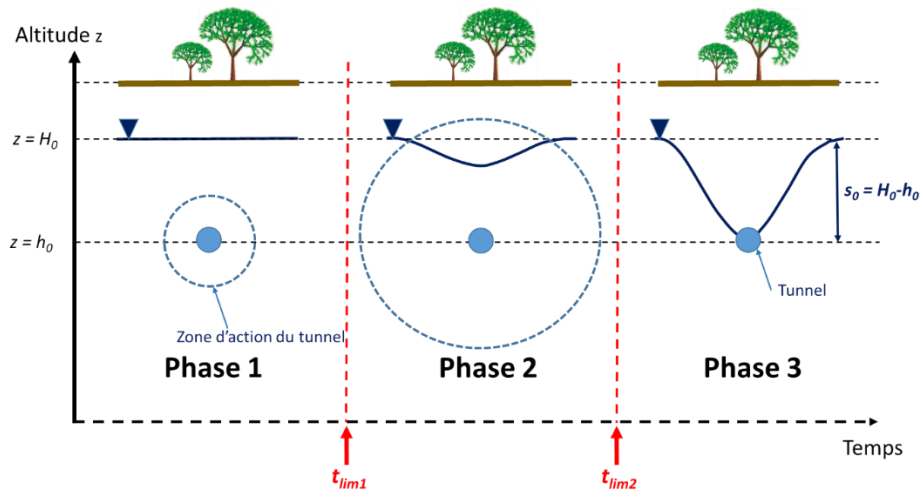


Figure 55: effets d'un tunnel profond dans un aquifère montagneux: Phase 1 (temps courts): le rabattement se propage radialement autour du tunnel sans atteindre la surface piézométrique. Phase 2 (temps intermédiaires) : le rabattement atteint la surface piézométrique. Phase 3 (temps longs): le tunnel draine l'aquifère de façon gravitaire

6.2.1 Débits des venues d'eau en tunnels dans des milieux peu diffusifs après un temps court (phase 1)

Lors de mes débuts en hydrogéologie des tunnels, nous avons représenté hydrauliquement un aquifère vertical traversé par un tunnel horizontal par un aquifère captif horizontal traversé par un forage vertical de même rayon r_0 , au travers d'une opération de rotation de 90° du problème, situation pour laquelle la solution dite du « puits artésien » existe (Jacob et Lohman, 1952).

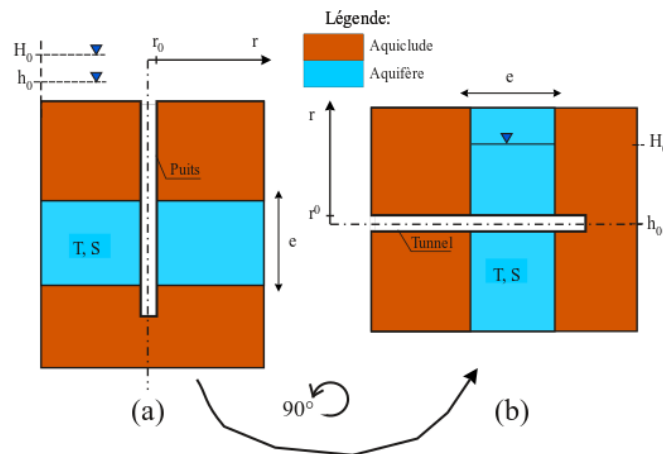


Figure 56: (a) schéma hydrogéologique d'un puits vertical de rayon r_0 au sein d'un aquifère captif horizontal ; (b) schéma hydrogéologique d'un tunnel horizontal de rayon r dans un aquifère vertical

Dans cette solution, la décroissance de débit résulte uniquement de la décompression du massif et, pour une moindre mesure, de celle de l'eau (effet lié au coefficient d'emmagasinement de nappe captive). A la place d'un débit constant imposé comme c'est le cas dans les solutions habituelles des puits (formules de Theis par exemple), un rabattement constant est imposé au puits. Il en résulte un débit Q calculé en fonction du temps t :

$$Q(t) = 2\pi T s_0 G(\alpha)$$

avec
$$G(\alpha) = \frac{4\alpha}{\pi} \int_0^\infty x e^{-\alpha x^2} \left\{ \frac{\pi}{2} + \arctan \left[\frac{Y_0(x)}{J_0(x)} \right] \right\} dx, \quad \alpha = \frac{Tt}{Sr_0^2}$$

où α est un temps sans dimension, et J_0 et Y_0 sont les fonctions de Bessel d'ordre zéro, respectivement de première et de seconde espèce. Dans cette équation, $s(r,t)$ désigne le rabattement à la distance r de l'ouvrage et à l'instant t , T désigne la transmissivité et S le coefficient d'emmagasinement du massif. En admettant des conditions initiales hydrostatiques $s(r, 0)=0$ et un rabattement constant imposé à l'ouvrage $s_0 = s(r_0, t) = H_0 - h_0$, où r_0 est le rayon du tunnel, H_0 la charge hydraulique initiale et h_0 la charge hydraulique imposée à l'ouvrage à partir de $t=0$, l'équation, pour un milieu semi-infini $r_0 \leq r < \infty$, permet d'exprimer le débit à l'ouvrage.

Il s'avère que cette solution ne vaut que pour des aquifères peu diffusifs (roches fracturées peu perméables) dans des tunnels profonds et pour des temps courts (Maréchal, 1998), soit la phase 1 décrite ci-dessus (§ 6.2). La solution développée a permis cependant d'interpréter l'évolution des venues d'eau en tunnels profonds alpins pour en déterminer les caractéristiques hydrodynamiques des formations traversées (Maréchal et Perrochet, 2003).

Une approximation numérique de cette équation (Perrochet, 2005b) avec

$$G(\alpha) \cong \frac{1}{\ln(1 + \sqrt{\pi\alpha})}$$

permet de la simplifier sous la forme suivante :

$$q(t) = \frac{Q(t)}{e} \cong \frac{2\pi K s_0}{\ln \left(1 + \sqrt{\frac{\pi K t}{S_s r_0^2}} \right)}$$

Cette solution a été mise en œuvre par la suite pour calculer les débits des venues d'eau en tunnels lors de la traversée de massifs montagneux hétérogènes par convolution et superposition (Perrochet et Dematteis, 2007).

6.2.2 Débits des venues d'eau en tunnels dans des milieux fortement diffusifs après un temps long (phase 3)

Durant la phase 3 (Figure 55) ou dans des tunnels peu profonds situés dans des milieux à diffusivité moyenne à forte, les solutions proposées ci-dessus ne sont plus valides dès lors que le rabattement se propage rapidement vers la condition aux limites (à flux nul) que constitue le niveau piézométrique de la nappe. Le drainage de l'aquifère par le tunnel induit alors un rabattement de la nappe aquifère qui peut aller jusqu'au niveau du tunnel (Figure 57). Pour cette raison, des solutions alternatives ont été recherchées : elles sont inspirées de l'hydraulique agronomique pour le drainage des parcelles. La solution initiale a été développée par (Perrochet et Musy, 1992) et peut être transposée à un tunnel en phase 3 dont le débit spécifique q (par unité de longueur du tunnel ou de la galerie) vaut:

$$q(t) = \frac{\kappa h^2}{L(t)}$$

avec K la perméabilité du massif drainé, μ la porosité efficace du massif et h la hauteur piézométrique dans l'aquifère à une distance infinie du tunnel.

et avec

$$L(t) = \sqrt{\left(\left(L_0^2 - \frac{Kh^2}{p} \right) e^{-\left(\frac{8p}{\mu(4-\pi)h} \right)t} + \frac{Kh^2}{p} \right)}$$

où L_0 désigne la longueur initiale de la zone de dépression au début de l'infiltration p constante sur une période t , et $L(t)$ est la longueur de cette zone de dépression à la fin de cette période. Cette solution est donnée pour la cas (a) d'un tunnel reposant sur le mur de l'aquifère (Figure 57a). On se référera à l'article de Maréchal et al. (2014) pour le cas (b).

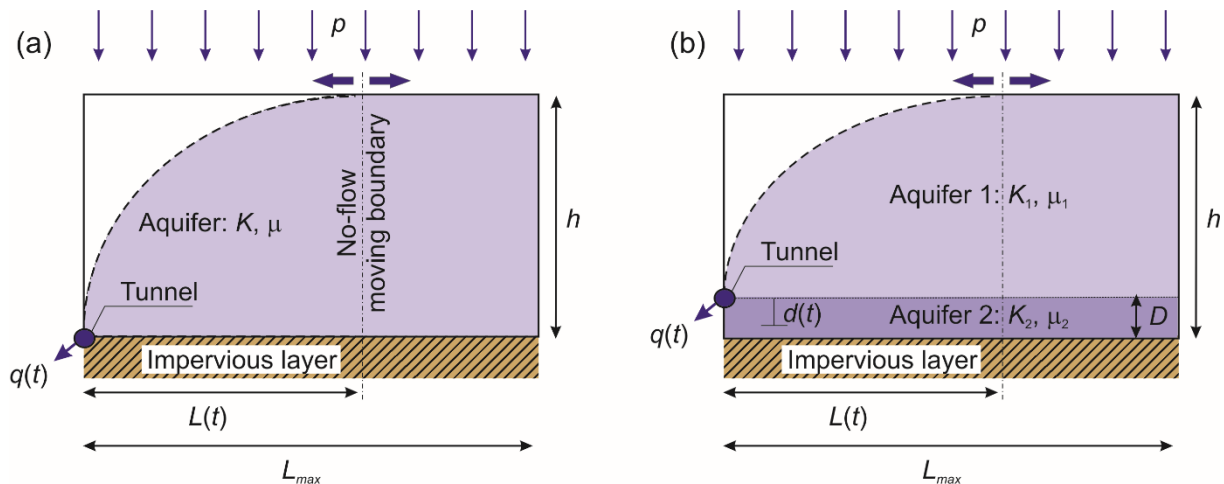


Figure 57: schémas d'un tunnel drainant un aquifère libre (a) cas du tunnel reposant sur le mur de l'aquifère (b) cas du tunnel situé à une distance D au-dessus du mur de l'aquifère, d'après (J. Maréchal et al., 2014)

Cette solution a été appliquée au cas de la galerie hydraulique de Salazie-Amont (GSAM) en aquifère fracturé volcanique à l'île de La Réunion (J. Maréchal et al., 2014)³⁷ pour simuler à quel niveau stabiliseraient les débits d'infiltration observés au moment de notre intervention. Le modèle développé permet d'intégrer, par convolution, la vitesse d'avancement du tunnel dans la simulation des débits. Les résultats de la calibration au moyen de quatre hypothèses de modèles de façon à envelopper les mesures et intégrer les incertitudes sont présentés à la Figure 58.

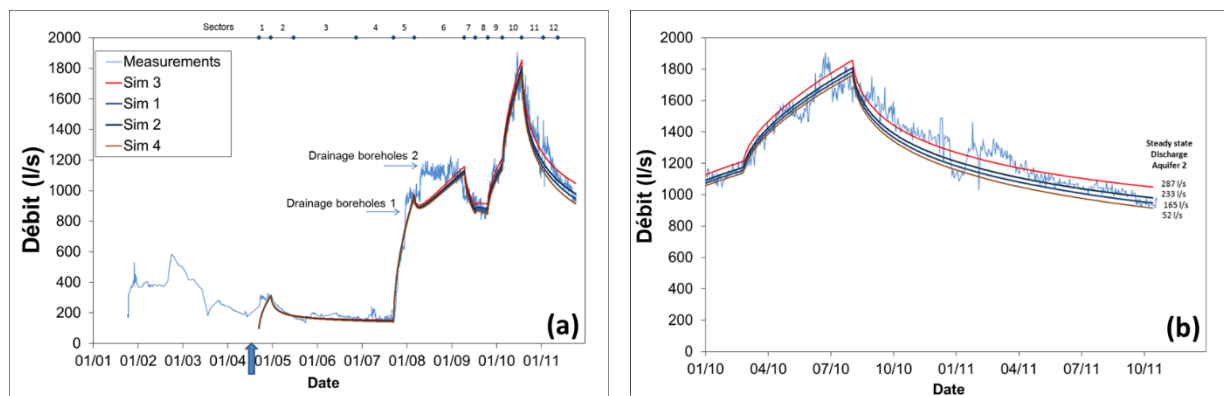


Figure 58: (a) résultats des simulations des débits de venues d'eau dans la galerie GSAM entre 2005 et fin 2011 (b) zoom sur les résultats des simulations des débits de venues d'eau entre 2010 et fin 2011 (les débits mentionnés à droite de la figure (b) constituent des prévisions à long terme)

³⁷ Article n°4 annexé à ce mémoire : MARÉCHAL, J.C., LANINI, S., AUNAY, B. AND PERROCHET, P. (2014) - Analytical Solution for Modeling Discharge into a Tunnel Drilled in a Heterogeneous Unconfined Aquifer. Ground Water 52(4), 597-605, doi: 10.1111/gwat.12087



Transfert vers la société : en 2010, le BRGM a été sollicité par l'Office de l'Environnement de La Réunion pour donner un avis sur la réalisation de la Galerie Salazie-Amont (GSAM) et le devenir des venues d'eau souterraine rencontrées par le tunnelier. Les autorités s'interrogeaient sur la pérennité des débits et la possibilité de collecter séparément cette ressource en eau de grande qualité pour l'amener vers les zones de besoins dans l'Ouest de l'île. La modélisation et les simulations associées ont permis de produire les informations nécessaires au dimensionnement du dispositif de captage des eaux souterraines au sein de la galerie (voir § 6.2.2.1 ci-dessous).

6.2.2.1 REX : 10 ans après...

On dit souvent que les résultats des modèles numériques n'engagent que ceux qui y croient. En effet, les prévisions sont généralement à temps longs, les interlocuteurs changent et les résultats des modèles enfouis dans les tiroirs sous d'autres rapports scientifiques. Dans le cas de la GSAM, un retour d'expérience m'est arrivé une dizaine d'années après la modélisation. Un e-mail reçu de mon collègue Bertrand Aunay le 15 avril 2021 après une visite dans la galerie, soit environ une dizaine d'années après nos travaux fait état de la situation hydrodynamique au sein de la galerie. Les débits stabilisés dans la zone la plus aquifère du tunnel (« aquifer 2 », Figure 58b) sont de l'ordre de 200 l/s, conformes à nos prévisions (« Les débits les plus probables seront compris entre 150 et 250 l/s pour ce secteur de la galerie », rapport BRGM RP-60780-FR⁵⁸). Ceci permet de valider l'approche développée pour modéliser les venues d'eau en tunnel dans ce type de configuration.

⁵⁸ <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-60780-FR.pdf>

7 Perspectives de recherche



Impact d'une goutte d'eau sur une stalagmite, grotte de Remouchamps, Belgique

« Que vous jetiez l'Océan ou un verre d'eau sur le trou d'une aiguille, il n'y passera toujours qu'une goutte d'eau. »
Jules Renard

7.1 Introduction

Les perspectives proposées dans ce chapitre ne se limitent pas toutes aux aquifères de socle ou karstiques mais peuvent et doivent être étendues, dans certains cas, à d'autres contextes hydrogéologiques. Pour cette raison, ce chapitre n'est pas structuré selon la même logique que les chapitres 4 à 6.

J'y fait part de certaines perspectives qui sont dans la continuation de mes travaux précédents comme le questionnement sur la zone active, les crues karstiques ou les essais de pompage ou bien des questions nouvelles comme celles sur la thermie des rivières en lien avec les eaux souterraines ou encore la modélisation du karst avec une approche distribuée à double porosité.

Ces perspectives sont nombreuses et seront, pour partie, menées sous ma direction par les chercheurs de l'UR NRE, en collaboration avec l'UMR G-eau.

7.2 Zone active du socle

L'existence d'une zone active superficielle au sein de l'aquifère de socle a été démontrée précédemment (§ 4.2). Ces résultats ont des implications fortes en matière d'organisation des écoulements souterrains en zone de socle. La baisse de perméabilité en profondeur réduit fortement les systèmes d'écoulement régionaux au profit des systèmes locaux. Il en résulte, au-delà de l'échelle du petit bassin versant (quelques km²), des écoulements profonds et des échanges interbassins de faible intensité. Ce point est développé ci-dessous 7.5.

D'un point de vue des usages de l'eau, ces résultats questionnent la tendance actuelle en Inde et dans d'autres régions du monde à forer toujours plus profondément dans les aquifères de socle. On observe en effet actuellement des ouvrages d'exploration forés jusqu'à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres. Dans un chapitre précédent (§ 4.2), j'ai démontré l'existence d'une zone hydrogéologiquement active, épaisse de quelques dizaines de mètres, au sein de laquelle des fractures productives en eau étaient présentes. Quelle est l'origine de ce grand écart entre la connaissance scientifique et la pratique hydrogéologique ? Un élément d'explication peut être trouvé du côté des sciences psychologiques et comportementales. L'*escalade d'engagement* consiste à s'engager plus avant dans un cours d'action qui s'est révélé jusqu'alors infructueux (Staw, 1976). Depuis, on appelle *escalade d'engagement* cette tendance que les gens manifestent à s'accrocher à une décision initiale même lorsqu'elle est clairement remise en question par les faits. Dans les affaires et l'économie, elle prend la forme de la *dépense gâchée* : accroître les subsides à une filiale qui perd de l'argent dans l'espoir de récupérer les pertes passées. Plus généralement, la dépense gâchée consiste en une tendance à persévérer dans un comportement une fois qu'un investissement en argent, effort ou temps a été consenti. Dans le domaine de l'exploration des eaux souterraines, la dépense gâchée se manifeste en forant des ouvrages de plus en plus profonds dans l'espoir de récupérer l'argent engagé pour forer les premiers mètres secs. Le *piège abscons* est le suivant : une fois un forage entamé, il est difficile pour le maître d'ouvrage de l'arrêter alors que celui-ci est sec car il espère que la fracture productive est peut-être située seulement quelques mètres plus profondément.

J'ai critiqué ces pratiques de forages profonds dans un éditorial de la revue *Hydrogeology Journal*, éditorial qui reprend la plupart des idées exprimées ci-dessus (Maréchal, 2010). Une fois ce type de piège mis à jour, comment s'en débarrasser ?

Les études de psychologie (Arkes et Blumer, 1985) montrent que le moyen le plus efficace de lutter contre ce type de piège abscons est de déterminer, a priori, une limite à ses investissements ; dans le cas qui nous occupe, il s'agit de la profondeur maximale au-delà de laquelle on décide d'arrêter le forage. La question à laquelle les scientifiques doivent répondre est : quelle est cette profondeur ? Cette profondeur, qui correspond à la zone « active » du socle,

varie d'un endroit à l'autre selon son histoire géologique : tectonique, érosion, altération. La succession de ces différentes phases géologiques ainsi que les vitesses relatives d'érosion versus altération/fracturation déterminent l'épaisseur de la zone active. Dans un secteur d'exploration, des études statistiques régionales des rendements des forages en fonction de leur profondeur, doivent être couplées à des études géologiques et géomorphologiques de façon à estimer l'épaisseur de la « zone active » et ainsi définir a priori une limite de profondeur au-delà de laquelle le forage doit être arrêté : il est en effet plus probable d'intercepter une fracture sur un site de forage voisin traversant à nouveau la partie superficielle et altérée du socle plutôt que de poursuivre en profondeur à la recherche d'une fracture profonde hautement peu probable. Une méthodologie de cartographie de l'épaisseur de la zone active devrait à l'avenir faire l'objet d'un consensus scientifique.

Contrairement à certains collègues avec qui j'ai travaillé sur ce sujet, je considère que les processus physiques à l'origine de cette zone active et de l'acquisition de ses propriétés hydrodynamiques ne sont pas encore clairement établis. Ces derniers privilégient la piste de l'altération exovolumique des minéraux phyliteux présents au sein des roches cristallines comme moteur initial de la fissuration (Lachassagne et al., 2021, 2011). La démonstration réalisée met en œuvre un raisonnement par élimination qui ne me satisfait pas. L'élimination de l'explication tectonique de l'origine de la fissuration est particulièrement insatisfaisante alors que cette origine me semble encore la plus probable. Cet avis est partagé par une partie de la communauté scientifique (Riebe et al., 2017), proposant de tester quatre hypothèses majeures : la fracturation liée aux champs de contraintes souterrains ; l'altération liée au drainage de la roche mère sous l'effet des gradients de charge hydraulique ; les dommages causés à la roche par la fissuration due au gel en raison des gradients de température souterrains ; et les réactions minérales avec les fluides réactifs dans les gradients de potentiel chimique souterrains. De très longs travaux restent donc à mener pour répondre à cette question qui peut sembler, à l'origine, assez théorique mais dont les implications sont majeures en terme de compréhension et de cartographie des paramètres hydrodynamiques au sein d'un aquifère de socle en fonction du type de lithologies présentes, du contexte tectonique ou de l'histoire géologique du secteur considéré. Pour revenir à l'hypothèse de la fracturation induite par l'altération exovolumique des minéraux phyliteux, une piste de recherche serait de :

- vérifier la théorie de l'expansion des minéraux de mica dans la genèse de fissures par une modélisation mécanique numérique ;
- quantifier la durée de ce phénomène et sa probabilité (distribution) d'apparition ;
- identifier les conditions favorables (compositions minéralogiques, conditions de contrainte...)

Du point de vue de la qualité des eaux souterraines et de leur temps de transit, la présence d'une zone active est favorable à une certaine hétérogénéité des eaux. Il me semble important que la communauté de la zone critique travaillant sur les roches cristallines prenne conscience de ce fonctionnement hydrogéologique. De telles constatations de l'existence de deux systèmes de circulation d'eau souterraine ont été récemment confirmées au sein d'un aquifère de socle sur l'observatoire du Strenbach. Les auteurs (Ranchoux et al., 2021) identifient des eaux jeunes peu minéralisées et peu chargées en éléments dissous dans la partie superficielle des gneiss et granites, tandis que de l'eau plus ancienne et chargée est observée dans les forages profonds.

7.3 Propriétés hydrodynamiques du socle

Bien que constituant une question d'intérêt, les études sur les relations entre la zone fracturée et la saprolite sus-jacente, que ce soit en termes de quantité (apports par drainance) ou de qualité, sont rares (Sekhar et al., 1994). Cette question n'a pas pu être abordée sur les

observatoires étudiés dans la mesure où, du fait de la surexploitation de la nappe (cas de Maheshwaram) ou de la forte évapotranspiration de la forêt (cas de Mule Hole), la saprolite était dans chacun des cas désaturée. Le site de Choutuppal semble prometteur pour mener ce type d'investigations. En effet, depuis la mise en service du bassin d'infiltration (Figure 9), les niveaux d'eau réagissent fortement aux mises en eau du bassin avec une saturation de l'ensemble des terrains jusqu'au niveau de la plateforme de forages. Ceci permet d'envisager des tests hydrauliques ou de traçage pour investiguer les relations entre la saprolite et la zone fissurée sous-jacente, notamment en isolant des zones de pompage ou d'injection au moyen de dispositifs adaptés (packers). Il conviendra toutefois de s'adapter à l'équipement des forages.

Les essais de pompage réalisés dans les aquifères de socle montrent que leur durée est fondamentale pour appréhender les véritables paramètres hydrodynamiques qui sont pertinents pour la modélisation et la gestion de l'aquifère. En effet, des essais de trop courte durée ne permettent de mesurer que l'emmagasinement de type élastique ; seule une durée de pompage suffisante permet de mesurer la porosité de drainage, notamment via les solutions analytiques dites de « delayed yield » (Neuman, 1975). Une question scientifique et d'intérêt pratique est de déterminer la durée d'essai de pompage nécessaire à mettre en œuvre pour solliciter la porosité de drainage.

Justement, cette dernière, la porosité de drainage des aquifères de socle constitue un paramètre particulièrement important pour la gestion des eaux souterraines dans les continents les plus exposés au changement climatique et à la demande en eau. En Afrique, les dernières cartographies des ressources en eau souterraine devraient intégrer ces nouveaux résultats qui modifient considérablement à la baisse les pronostics optimistes des travaux du BGS (cf 4.8.2).

7.4 Recharges naturelle et maîtrisée

7.4.1 Recharge naturelle

Concernant la recharge naturelle, nous avons démontré l'intérêt et la précision des méthodes WTF et DWTF reposant sur les mesures de fluctuations du niveau de la nappe aquifère libre, si l'année hydrologique est composée d'une saison sans recharge et si le réseau d'observation est adapté.

L'acquisition de mesures de niveaux d'eau dans les nappes nécessite de disposer de forages ou piézomètres au coût financier élevé. Si ces derniers sont disponibles et permettent la mise en œuvre de cette méthode dans des zones riches en forages (abandonnés), son application dans des secteurs plus habituels nécessite une réflexion sur le dimensionnement et la configuration du réseau d'observation à mettre en place (Fisher, 2013). Nous avons exploré l'impact d'une réduction du nombre de mesures piézométriques sur la précision de l'estimation du niveau d'eau et du bilan hydrogéologique de l'aquifère de Maheshwaram (Zaidi et al., 2007). Cette étude préliminaire permet de montrer que la réduction du nombre de points d'observation à 25 points permet de maintenir une précision satisfaisante dans l'évaluation des variables concernées. Cette analyse a été menée sans considération du réseau d'eau de surface et de la géomorphologie du bassin versant. Nous savons en effet par ailleurs que les fluctuations du niveau d'une nappe aquifère libre sont fortement reliées à la topographie avec de faibles variations dans les vallées auprès des cours d'eau (conditions aux limites imposées proches) et de fortes variations sur les sommets (conditions aux limites imposées éloignées). Dans un premier temps, une analyse des solutions analytiques de vidange et recharge de nappe libre basée sur les hypothèses de Boussinesq sera menée pour évaluer la distance optimale perpendiculaire à un cours d'eau pour implanter un piézomètre d'observation représentatif de la fluctuation de la nappe dans son

ensemble. Dans un second temps, la prise en compte de cette contrainte géométrique sera intégrée aux méthodes d'optimisation et interpolation pour estimer au mieux et de façon la plus efficace les fluctuations piézométriques d'une nappe libre. Ces méthodes seront déployées aussi bien pour optimiser les mesures au sein d'un réseau dense existant que pour optimiser la mise en place d'un nouveau réseau de mesures.

La prise en compte des flux d'eau de vidange de l'aquifère pendant la période de recharge constitue une source d'incertitude dans l'estimation de cette dernière. Elle peut entraîner des erreurs d'évaluation de l'ordre de grandeur de la recharge. L'évaluation de ces flux d'origine souterraine (flux interbassins) ou de surface (débit de base de vidange de l'aquifère) demeure un challenge majeur dans l'évaluation du bilan hydrogéologique et de la recharge naturelle d'une nappe aquifère libre. Il convient donc d'intégrer des outils ou méthodes permettant d'exploiter des données de hauteurs d'eau ou débits en rivières, climatiques ou d'autre nature pour améliorer la précision du bilan hydrogéologique de la nappe aquifère et ainsi préciser les flux de recharge vers la nappe.

7.4.2 Recharge maîtrisée

Concernant la recharge maîtrisée, nous espérons tirer parti, dans le futur, des nouveaux capteurs installés au sein de satellites lancés récemment afin d'améliorer notre connaissance du bilan hydrologique des structures de recharge (retenues ou water tanks) à l'échelle d'une unité de gestion régionale comme un District ou un Etat. Tel est notre objectif dans le Sud de l'Inde en déclinant la méthodologie suivante :

- Estimation des géométries de retenues (relations mathématiques entre surfaces en eau et volumes d'eau) grâce aux mesures de MNT fines du satellite Pléiades avec validation au sol
- Estimation des variations saisonnières des surfaces en eau des retenues grâce aux mesures des satellites Sentinel I et II comme réalisé dans nos travaux précédents (Ferrant et al., 2017)
- Dédution des variations saisonnières de volumes en eau de surface stockés dans ces retenues et évaluation de leurs incertitudes
- Calcul du bilan hydrologique (proportions entre infiltration vers la nappe et évapotranspiration) de ces retenues en prenant en compte les valeurs d'évapotranspiration grâce aux données météorologiques.

Ces analyses et interprétations satellitaires doivent être calibrées et validées par des études de terrain telles que celles menées sur les Observatoires (cf § 3).

Leur impact sur les eaux souterraines peut être également approché par les données acquises au moyen du satellite Grace dont nos premiers tests semblent conclusifs (Pascal et al., 2022) mais dont l'échelle de travail reste malheureusement très grossière.

D'un point de vue de l'historique des usages de l'eau, les water tanks indiens ont connu différentes phases d'existence et d'exploitation (Aubriot, 2006) :

- Une utilisation exclusive de l'eau de surface stockée dans la retenue pour l'irrigation des cultures et autres usages domestiques (abreuvement du bétail, lavage...)
- Un développement des pompages d'eau souterraine et un déclin de l'usage des tanks, ces derniers devenant progressivement des dispositifs de recharge maîtrisée pour réalimenter la nappe aquifère exploitée par les pompages

Une étude de l'évolution de la perception de ces usages par les populations locales ainsi que des bénéfiques et co-bénéfiques économiques associés pourrait être menée au travers d'une approche interdisciplinaire.

Les études bibliographiques menées sur les coûts économiques opérationnels ou d'investissement des dispositifs de recharge maîtrisée démontrent, à l'échelle mondiale, un manque flagrant de rapportage et/ou d'archivage des données financières relatives aux projets mis en œuvre. Ce phénomène est constaté à l'échelle internationale (Ross et Hasnain, 2018) et fait l'objet d'un groupe de travail de l'IAH nommé « Economics of MAR⁵⁹ ».



Transfert vers la société : à l'échelle de la France (pour le compte de l'AERMC), nous avons proposé une méthodologie de calcul du coût unitaire (€/m³) distribué d'un dispositif de recharge maîtrisée indirecte (Maréchal et al., 2020) de façon à guider les acteurs dans la mise en place d'une solution de ce type, en intégrant l'ensemble des coûts.

L'outil développé dans l'encart ci-dessus prend en compte les différentes composantes d'un projet de recharge maîtrisée : prise d'eau, pompage, transfert d'eau, prétraitement, construction du bassin et surveillance (Maréchal et al., 2020). Malgré les efforts menés pour aboutir à un outil cartographique adapté d'un point de vue méthodologique, des incertitudes fortes demeurent sur certains coûts (d'investissement ou opérationnels). Ces dernières pourraient être réduites grâce à un meilleur archivage des coûts des différents projets par les agences de financement à travers le Monde. Par ailleurs, nos analyses sont réduites aux coûts unitaires (€/m³) des volumes d'eau infiltrés vers la nappe aquifère (Maréchal et al., 2020), sans se préoccuper du devenir de cette eau et des services (économiques et écosystémiques) qu'elle pouvait rendre en tant qu'eau souterraine ou de surface, par exemple en alimentant une rivière ou une zone humide en période d'étiage. Pour ce faire, des approches de modélisation hydro-économique intégrant les coûts économiques des différentes solutions de recharge maîtrisée et leurs impacts hydrogéologiques et écosystémiques sont nécessaires. Ces études sont en cours au sein de l'UR NRE (Rinaudo et al., 2012), notamment grâce à la collaboration de N. Neverre (Neverre et Dumas, 2016) avec l'Université de Davis et l'Ecole Polytechnique de Valence dans le cadre de sa mobilité Carnot. Ces couplages hydro-économiques permettront d'optimiser l'implantation, le dimensionnement et la gestion d'un dispositif de recharge maîtrisée en fonction des objectifs visés par les acteurs du territoire. Ils impliqueront dans un premier temps les solutions analytiques que nous avons développées pour simuler l'impact d'un dispositif de recharge maîtrisée sur le dôme piézométrique induit et les écoulements souterrains consécutifs dans différentes configurations hydrogéologiques : présence d'un cours d'eau proche, effet de drainance, présence de limite imperméable ou non proche... (Dewandel et al., 2021). Ces solutions possèdent l'avantage de simuler le devenir des flux d'eau rechargés par un bassin d'infiltration et de dimensionner un dispositif lors des études préliminaires en bureau.

7.5 Interactions eaux souterraines et de surface

Dans la méthode CMB appliquée au bassin de Nsimi (§ 4.5.2.2.2), la déclinaison d'une suite d'équations consécutives s'alimentant l'une l'autre induit une potentielle rapide propagation d'erreurs lors des calculs de bilans. Cette situation nécessite d'être prise en compte pour améliorer la précision des résultats issus de ces calculs. La validation de résultats intermédiaires au moyen de mesures ponctuelles par exemple pourrait permettre d'améliorer la qualité des résultats. De même, la réduction des incertitudes sur les premiers éléments des bilans conditionne la propagation d'incertitude consécutive. Comme souvent, la comparaison des résultats obtenus grâce à des méthodes différentes permettra de réduire les incertitudes.

⁵⁹ International Association of Hydrogeologists: Commission on Managing Aquifer Recharge. Working Group: Economics of MAR. <https://recharge.iah.org/working-groups/economics-of-mar>

7.5.1 Eaux souterraines et refuges thermiques

La température d'un cours d'eau joue un rôle fondamental dans la dynamique des écosystèmes aquatiques: elle influe sur la distribution spatiale des organismes vivants, leur croissance, leur reproduction, leur comportement ou encore leur état sanitaire (Caissie, 2006). Or le changement climatique va induire une modification du régime des écoulements et des températures des cours d'eau (Webb et al., 2008). Il va ainsi impacter les milieux aquatiques et probablement modifier leur sensibilité aux pressions.

Ce sera particulièrement le cas des refuges thermiques liés aux arrivées d'eau souterraine. En effet, en été, des arrivées d'eau souterraine peuvent former des poches d'eau froide qui contribuent à réduire les fluctuations de températures dans les eaux de surface et limite les températures maximales en été par l'apport d'eau froide (« enclaves froides »).

L'augmentation de la température et la diminution de la pluviométrie vont réduire l'eau disponible pour le ruissellement et la recharge naturelle des nappes. Une diminution du débit d'étiage des rivières est ainsi attendue, notamment au travers de l'impact du changement climatique sur la recharge des nappes. La température de l'eau souterraine va également augmenter du fait de l'augmentation de la température de l'air.

Ces modifications du cycle de l'eau et des températures risquent d'impacter le rôle régulateur des eaux souterraines sur la température des eaux de surface et sur les réservoirs biologiques associés. Elles pourraient donc nécessiter d'adapter la gestion des eaux de surface et souterraine pour en limiter l'impact sur les écosystèmes aquatiques.



Besoin de la société : l'AERMC a besoin d'identifier les configurations hydrogéologiques de refuges thermiques en rivières liés aux eaux souterraines les plus vulnérables au changement climatique. Pour répondre à cette question, j'ai proposé un projet de recherche en deux phases (Observation puis Modélisation) décrit ci-dessous.

L'objectif de ce projet est de comprendre le fonctionnement hydro-thermique d'un refuge thermique en rivière, d'échelle hectométrique, lorsqu'il est dépendant de venues d'eau souterraine et de déterminer l'impact du changement climatique sur ce fonctionnement.

Les objectifs spécifiques des deux phases du projet sont les suivants :

- (i) identifier et d'évaluer le rôle des eaux souterraines dans la régulation de la température des refuges thermiques dans les eaux de rivières au regard des facteurs hydrologiques et hydrogéologiques. Cette analyse doit permettre de caractériser les contextes pour lesquels les refuges thermiques présentent une vulnérabilité au changement climatique ;
- (ii) modéliser le comportement des refuges thermiques au moyen d'un modèle d'hydraulique à surface libre, par exemple SIC (Dorchies et al., 2013), en fonction des conditions hydrométéorologiques, afin d'explorer les impacts du changement climatique sur l'état thermique futur du refuge et d'explorer les facteurs d'aménagement (arasement de seuil, ripisylve,...), susceptibles de représenter des leviers d'adaptation.

La méthodologie générale proposée pour l'opération décrite dans cette fiche est inspirée d'une récente étude (Kaandorp et al., 2019). Elle consiste à réaliser un état des connaissances et mettre en place les équipements nécessaires à l'observation des flux d'eau et de températures sur trois sites « refuges thermiques » correspondant à des tronçons de rivières situés dans des contextes hydrogéologiques contrastés et représentatifs du Bassin RMC. Une fois les sites choisis, ils seront instrumentés et suivis pendant deux périodes d'étiage consécutives. Le type d'outils et de méthodes mis en œuvre sera adapté à chaque contexte (arrivées d'eau souterraines ponctuelles ou diffuses, temporaires ou pérennes...). Outre les bilans hydrologiques et thermiques classiques, des techniques plus récentes peuvent être mises en œuvre comme (i) les vols avec caméra thermique à infra-rouges (Bejannin et al., 2017; Mallast et al., 2013), l'utilisation de traceurs naturels renseignant sur les relations nappe-rivière tel que l'isotope du radium (Bejannin et al.,

2017; Garcia-Orellana et al., 2021) ou encore l'emploi de fibre optique posée sur le lit de la rivière pour surveiller à hautes fréquences spatiale et temporelle les venues d'eau souterraine (Simon et al., 2022). L'interprétation des observations permettra de réaliser une description conceptuelle des principaux processus liés aux eaux souterraines à l'œuvre sur les sites de refuge thermique.

Par rapport aux approches de modélisation de la température en rivière existantes (Beaufort et al., 2016; Bustillo et al., 2014) dont l'objectif est de modéliser l'évolution moyenne des températures de l'eau sur de grands réseaux hydrographiques, l'approche menée ici sera axée: (i) sur des tronçons de rivière longs de quelques centaines de mètres, dans lesquels l'ensemble des paramètres influant sur la température de l'eau seront pris en compte et (ii) sur des refuges thermiques dépendants des interactions avec les eaux souterraines. L'objectif de cette approche est de comprendre et modéliser les échanges thermiques entre la rivière et son environnement. Une fois la nature de ces échanges modélisés, l'impact du changement climatique sur un certain nombre de variables biologiques définies sera exploré.

7.5.2 Écoulements souterrains régionaux/locaux

Dans le chapitre 4.5.2.2.2, nous avons mis en évidence le rôle important des écoulements souterrains dans les bilans géochimiques d'export de solutés dont une part non négligeable, voire dominante, provient des flux d'eau souterraine dans certains cas. Ce phénomène est à relier au fonctionnement hydrogéologique des bassins versants. Si l'alimentation dominante du cours d'eau de surface par les eaux souterraines est favorable à une bonne prise en compte de l'ensemble des flux lorsqu'on mesure l'exutoire du bassin, la présence d'autres exutoires (comme un écoulement souterrain interbassins, de type régional) conduit à une sous-estimation des flux géochimiques exportés.

Les relations entre la rivière et les eaux souterraines sont conditionnées par la position relative de la surface piézométrique, par rapport au niveau du cours d'eau de surface. Toth (1963), dans sa théorie des écoulements d'eau souterraine, a fait l'hypothèse que la surface piézométrique suivait la topographie, avec des écoulements locaux des zones de recharge vers les points bas locaux. Plus tard, de nombreux auteurs ont suggéré que la surface piézométrique et la topographie étaient peu, voire pas du tout, corrélées. Parmi eux, certains ont suggéré que cette corrélation pouvait être valide localement mais ne constituait pas une loi universelle.

Les relations d'alimentation de la rivière par les eaux souterraines sont favorisées par des niveaux piézométriques élevés, eux-mêmes conditionnés par le rapport entre recharge naturelle et perméabilité. Ainsi, dans une situation où la recharge (Figure 59) domine par rapport à la capacité de drainage de l'aquifère (perméabilité), le niveau piézométrique d'équilibre s'établit relativement haut et est contrôlé par la topographie ; il induit une alimentation des cours d'eau locaux par la nappe aquifère (Figure 59a). Dans cette configuration, la plupart des écoulements et des flux de solutés peuvent être mesurés localement à la sortie du bassin versant. A l'inverse, lorsque la perméabilité est suffisamment élevée par rapport à la recharge, l'aquifère est fortement drainé et la surface piézométrique est relativement basse, contrôlée par la recharge (Figure 59b). Dans cette configuration, des écoulements d'eau souterraine régionaux sont non négligeables et provoquent des exports de solutés significatifs. Comme le soulignent d'autres auteurs (Fan, 2015), ces configurations séparent souvent les conditions hydrogéologiques de bassins versants situés dans des contextes humides (Figure 59a) et des contextes semi-arides à arides (Figure 59b), ces derniers ayant été étudiés dans le cadre de ce mémoire.

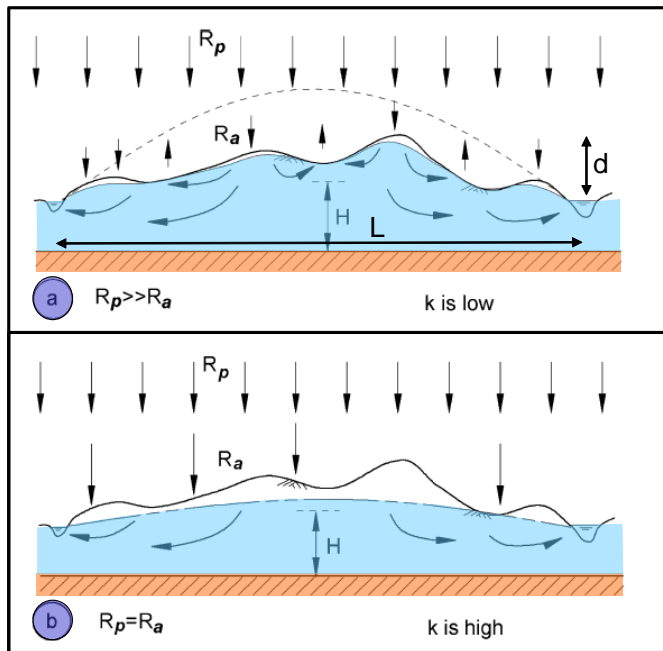


Figure 59: Types d'aquifères selon la position de la surface piézométrique de la nappe. (a) aquifère peu perméable au regard de la recharge naturelle, avec un niveau piézométrique contrôlé par la topographie (cas de Nsimi); (b) aquifère perméable au regard de la recharge naturelle, avec un niveau piézométrique contrôlé par la recharge (cas de Mule Hole). Modifié d'après (Haitjema et Mitchell-Bruker, 2005)

D'autres auteurs (Haitjema et Mitchell-Bruker, 2005) ont défini un quotient de plusieurs facteurs dont la valeur est indicatrice du comportement de la piézométrie de la nappe :

- Si $\frac{RL^2}{mkHD} > 1$ alors la nappe est contrôlée par la topographie
- Si $\frac{RL^2}{mkHD} < 1$ alors la nappe est contrôlée par la recharge naturelle

Où R [m/s] est le taux de recharge annuelle, L (m) est la distance moyenne entre les cours d'eau de surface, m [-] est un facteur compris entre 8 et 16 selon le régime d'écoulement (monodimensionnel ou radial). Le terme k est la conductivité (horizontale) hydraulique de l'aquifère, H [m] l'épaisseur de l'aquifère et d [m] la distance maximale entre le niveau piézométrique moyen et la surface topographique.

Dans les milieux fracturés et non karstiques⁶⁰, il serait pertinent de vérifier si des liens peuvent être établis entre les caractéristiques hydrologiques de bassins versants (densité de drainage), climatologiques (taux de recharge) et hydrogéologiques (perméabilité moyenne de l'aquifère) pour en prévoir le comportement hydrodynamique et en conséquence hydrogéochimique. En contexte de socle, l'existence d'une zone active d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, induit une tendance à un contrôle de la nappe par la topographie et non par la recharge naturelle. Mais qu'en est-il dans d'autres contextes ?

Nous avons mis en évidence précédemment (§ 4.6.2.2) le rôle d'une zone plus transmissive située potentiellement sous la saprolite dans la connectivité horizontale de l'aquifère selon son état de saturation : en hautes eaux, lorsqu'elle est saturée, la connectivité horizontale s'opère à une certaine échelle, alors qu'en basses eaux, l'aquifère se comporterait comme une juxtaposition de compartiments indépendants. Cette échelle de connectivité est importante à différents niveaux : pour la gestion de l'aquifère et les interférences entre puits de pompage, pour la protection de l'aquifère en cas de pollution, mais aussi pour la modélisation numérique distribuée. La Figure 38 montre l'impact des niveaux d'eau moyens au sein de l'aquifère sur l'état de la piézométrie et son organisation spatiale sur l'observatoire de Choutuppal. Je propose d'évaluer l'impact de la saturation de cette zone transmissive sur la piézométrie au moyen d'une analyse géostatistique approfondie de celle-ci en fonction des conditions hydrologiques. Ce travail pourrait être mené sur le bassin de Maheshwaram où des données piézométriques sont

⁶⁰ Le cas spécifique des karsts sera discuté ci-dessous

disponibles deux fois par an (avant et après la mousson) depuis 20 ans à une densité spatiale de mesure compatible avec ce type d'analyse (entre 100 et 200 points de mesures sur 55 km²). L'analyse proposée consiste à ajuster les variogrammes expérimentaux par des modèles (variogramme sphérique par exemple) et d'analyser les propriétés de ces modèles : effet pépite, palier et portée essentiellement, mais aussi présence de dérive ou d'anisotropie. La variation des valeurs de ces propriétés en fonction de la hauteur d'eau moyenne au sein de l'aquifère pourrait nous renseigner sur l'impact de la saturation de l'aquifère sur la connectivité horizontale et l'échelle de cette connectivité (au travers de l'évolution de la portée des variogrammes par exemple).

7.6 Pompages d'essai en milieu karstique

La réalisation et l'interprétation de pompages d'essai en milieu karstique au moyen de solutions analytiques spécifiques ou de modèles spécifiquement dédiés ouvre la porte à un champ d'expérimentations dans un type d'aquifère longtemps considéré comme étant trop hétérogène pour une interprétation fine des tests hydrauliques. La méthode de diagnostic présentée ci-dessus, appliquée aux cas précis d'un pompage au sein d'un conduit karstique d'un aquifère karstique mixte et dans une matrice connectée à des vides karstiques proches (Giese et al., 2017; J.-C. Maréchal et al., 2014), peut être étendue à d'autres exemples de contextes au sein d'un aquifère karstique. Des exemples de configurations sont décrits, avec la courbe diagnostic attendue, le modèle hydrodynamique à appliquer et sa référence dans le tableau suivant qui constitue une première proposition théorique⁶¹ de synthèse de cas (Tableau 10).

La méthodologie de mise en application de ces modèles analytiques pour l'interprétation d'essais de pompage en milieu karstique peut être calquée sur celle appliquée aux milieux fracturés, à savoir :

- Synthèse des données géologiques et hydrogéologiques disponibles sur le site de pompage
- Elaboration et analyse de la courbe diagnostique de l'essai de pompage
- Choix d'un (ou plusieurs) modèle(s) analytique(s) en cohérence avec les données hydrogéologiques et la courbe diagnostique
- Application des solutions analytiques correspondantes pour conserver celle qui ajuste au mieux les mesures, pour déterminer les paramètres hydrodynamiques et géométriques des objets hydrogéologiques concernés (failles, drains karstiques, cavités, fracturation horizontale ou verticale...)

La réinterprétation de nombreux pompages d'essai existants sur des aquifères karstiques permettra de mieux comprendre les caractéristiques de ces systèmes et plus particulièrement les relations entre drains karstiques et matrice.

La mise en comparaison avec des données hydrochimiques pour élaborer des modèles de mélange permettra d'aborder le volet transfert en complément des processus d'écoulements. A ce titre, la méthode EMMA évoquée précédemment (§ 4.5.2.2.2) pourrait être appliquée dans le cas de la présence d'au moins trois pôles hydrochimiques différenciés.



Transfert vers la société : de nombreux essais de pompage sont encore actuellement interprétés par la méthode du modèle de Theis (souvent de façon insatisfaisante car inadaptée au contexte hydrogéologique). Une formation des hydrogéologues des bureaux d'études à ces méthodes pour les milieux fracturés et karstiques semble indispensable pour une meilleure exploitation d'expérimentations qui se révèlent longues et coûteuses.

⁶¹ Tous ces cas n'ont pas encore été rapportés ou interprétés.

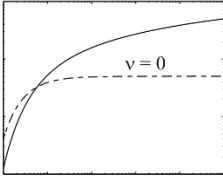
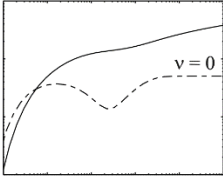
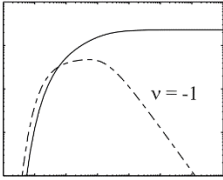
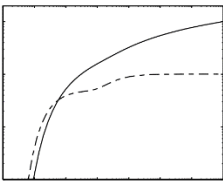
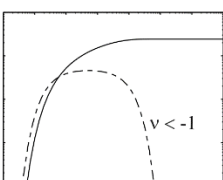
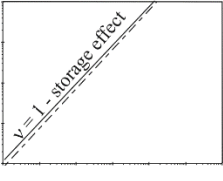
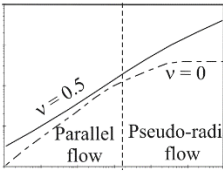
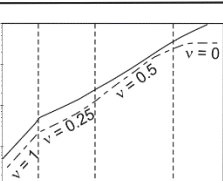
PW	Hydrogeological context	Log-log Diagnostic Plot	Model	References	
PW located into the Matrix	Homogeneous matrix (PW1)		Classical porous	Theis (1935)	
	Matrix with small solution openings (PW1)		Double porosity	Greene et al. 1999 Barenblatt et al. 1961	
	Homogeneous matrix bounded by a karst cavity/conduit (PW2)		Constant head boundary solution	Marsaud (1997)	
	Homogeneous matrix bounded by a low permeability zone (PW3)		No-flow boundary solution		
	Homogeneous matrix covered by an epikarst (PW4)		Leaky aquifer solutions	Hantush (1956) Hunt and Scott 2007	
PW located into a Conduit	Conduit Flow Karst System (CFKS)			Linear reservoir	Thrailkill (1988)
	Mixed Flow Karst System (MFKS)	Low storage conduit		Plane Vertical fracture solution	Ramey and Gringarten (1976) Cinco-Ley and Samaniego (1981) Maréchal et al. (2008)
		High storage conduit (PW5)		Non-Plane Vertical fracture solution	

Tableau 10: tableau des différentes configurations hydrodynamiques possibles dans un aquifère avec les diagrammes diagnostics et les types de modèles d'interprétation associés (tiré d'un projet d'article en cours de rédaction)

7.7 Crues karstiques

Nos prochains travaux sur les crues karstiques seront dédiés à l'amélioration de la prévision des crues dans les bassins comportant partiellement (ou complètement) des formations carbonatées potentiellement karstifiées au moyen d'indicateurs et outils de simulation adaptés.

La fluctuation de l'extension hydrogéologique d'un bassin karstique constitue une des sources d'incertitudes sur la qualité des modélisations hydrologiques d'un bassin karstique (Le Mesnil et al., 2020). Du fait de l'existence des écoulements souterrains interbassins, les bassins d'alimentation des cours d'eau en milieu karstique sont souvent très différents du bassin versant hydrologique et varient au cours du temps. Les hydrogéologues le savent depuis très longtemps et cela devient plus évident pour les hydrologues (Le Moine, 2008; Le Moine et al., 2008). Cela peut conduire à des coefficients de ruissellement largement supérieurs à l'unité dans certains cas. L'intégration d'un certain nombre de techniques différentes permet d'améliorer la détermination du bassin d'alimentation d'un cours d'eau karstique telles que l'analyse géologique au travers d'une approche de type KARSYS⁶², les paramètres d'infiltration via l'Indice de Développement et de Persistance de Réseaux⁶³, des bilans hydrologiques (Le Mesnil et al., 2021) ainsi que des analyses de traçages artificiels et de traceurs naturels.

Il est encore difficile, lors d'une crue karstique, d'évaluer la part de volume d'eau provenant de l'aquifère et celle issue du ruissellement classique. Outre les traçages artificiels classiques, des méthodes de traçage naturel reposant sur les différences de signature géochimique des eaux permet, à l'échelle d'une crue, d'estimer, en appliquant la théorie des mélanges comme sur le bassin de Nsimi (voir § 4.5.2.2, les contributions des différents compartiments d'un bassin versant. Ces estimations permettront de mieux modéliser les bassins d'alimentation karstiques car elles apporteront des éléments d'information sur l'évolution de la contribution de l'aquifère karstique. Le suivi de la conductivité électrique permet de connaître la minéralisation de l'eau au cours du temps. Les eaux souterraines et de pluie ayant des signatures très contrastées, il est alors possible d'identifier l'origine de l'eau si l'on connaît la minéralisation des différents apports (Le Mesnil et al., 2022).

Sur les bassins versants dits karstiques identifiés, pour améliorer la vigilance, il convient d'identifier un indicateur pertinent de l'état de saturation de l'aquifère karstique avant l'épisode de pluie. Pour ce faire, il convient de vérifier dans quelle mesure un point d'eau est représentatif de l'ensemble d'un système karstique. Cet indicateur pourra alimenter la vigilance mais également la modélisation numérique. L'impact de l'état de saturation des aquifères karstiques sur les écoulements de surface peut être estimé à travers les relations entre niveaux piézométriques/sources et débit des rivières, antécédence des pics de crue au niveau des sources, influence des niveaux piézométriques sur le coefficient de ruissellement. Il est en effet important de pouvoir améliorer les modèles à réservoirs classiques (GR4J, GARDENIA) en (i) déterminant la variable hydrologique permettant d'initialiser correctement le modèle avant la simulation d'un événement et (ii) tenant compte de la variation du bassin d'alimentation au cours de la crue. D'autres solutions permettent également d'améliorer la vigilance en un point donné à partir des données d'une station située à l'amont en utilisant l'équation d'onde diffusante (Charlier et al., 2015, 2019).

⁶² KARSYS : Karst System Characterization, est une approche développée par l'ISSKA pour la caractérisation des aquifères karstiques. L'application KARSYS permet d'établir un modèle explicite 3D de l'aquifère et des circulations souterraines.

⁶³ L'Indice de Développement et de Persistance de Réseaux traduit l'aptitude des formations du sous-sol à laisser ruisseler ou s'infiltrer les eaux de surface. Il se fonde sur l'analyse du modèle numérique de terrain et des réseaux hydrographiques naturels, conditionnés par la géologie.



Transfert vers la société : la Direction Générale de la Prévention des Risques a élaboré 10 feuilles de route⁶⁴ pour coordonner les activités scientifiques des principaux établissements de recherche de l'Etat (INRAE, CSTB, CEREMA, BRGM...). En tant que coordinateur de la feuille de route sur les inondations liées aux eaux souterraines (remontée de nappe et crues karstiques), j'ai intégré les actions mentionnées ci-dessus à cette feuille de route. Il conviendrait, à terme, d'être en mesure de proposer aux gestionnaires (SCHAPI, SPC, SMBT, ...) une méthodologie de caractérisation du bassin karstique, de surveillance et des stratégies adaptées de modélisation pour améliorer la prévision des crues en fonction de ses caractéristiques.

7.8 Modélisation distribuée des aquifères karstiques

7.8.1 Modèle distribué Marthe

Les travaux de thèse de Dufoyer (2019) ont permis de démontrer le potentiel d'application du modèle Marthe à la simulation d'aquifères karstiques selon une approche hybride avec prise en compte explicite des écoulements au sein du réseau de drains karstiques. Des géométries de réseaux complexes ont été testées. Les échanges entre matrice et drains karstiques, simulés par le modèle, sont fortement dépendants d'un coefficient d'échange dont la paramétrisation reste compliquée. La thèse s'est focalisée sur la réponse du système karstique modélisé dans sa globalité, en étudiant la réponse des débits de la source principale. Une analyse géostatistique de la piézométrie simulée autour des drains permettrait d'observer l'impact de ce coefficient sur les inversions de gradients entre matrice et drains (présence d'un effet pépité ou non par exemple).

Le modèle devrait être testé sur d'autres configurations de fonctionnement de karst en lien avec les travaux décrits précédemment:

- Essai de pompage sur le réseau de drains karstiques
- Débordement du système lors de crues importantes
- Interactions avec un potentiel réseau de surface
- ...

7.8.2 Modèle distribué à double porosité

Les modèles distribués hybrides (tel que Marthe évoqué ci-dessus, § 7.8.1) couplant la représentation de la matrice par un milieu équivalent poreux avec un réseau de drains karstiques explicitement représentés posent des problèmes numériques de convergence importants et des temps de calcul élevés du fait des forts contrastes des propriétés hydrodynamiques entre drains et matrice. Le problème est d'autant plus aigu lorsqu'il s'agit de modéliser le transport de solutés.

Dans les aquifères carbonatés à écoulements diffus (cf § 5.2.1) où la karstification n'est pas encore fortement développée, avec la présence de drains à faibles diamètres (centimétriques), la représentation de l'aquifère karstique par un milieu à double porosité distribué pourrait constituer une voie intermédiaire permettant d'intégrer la géométrie du réseau de drains karstiques tout en simplifiant les calculs numériques. Ils permettent également de calculer, en chaque maille ou nœud de calcul deux charges hydrauliques différentes : (i) l'une représentative de la matrice et l'autre représentative du réseau de drains. Une première approche tout à fait intéressante allant dans cette direction a permis d'obtenir de premiers résultats satisfaisants pour

⁶⁴ La direction générale de la prévention des risques (DGPR) assistée par le BRGM et le CEREMA a veillé à l'élaboration par les 10 opérateurs de l'État les plus concernés (BRGM, CEREMA, CSTB, IGN, INERIS, INRAE, Météo France, ONF, SHOM et Université Gustave Eiffel (anciennement IFSTTAR)) des feuilles de route sur des risques géologiques (les glissements de terrain, les coulées de boue et les laves torrentielles, les éboulements rocheux, les cavités souterraines, les phénomènes de retrait-gonflement des argiles) et sur des risques hydrauliques (les débordements de cours d'eau, les inondations par remontées de nappes, les ruissellements, les submersions marines, les phénomènes d'érosion sous l'angle des risques qu'ils peuvent générer et les ouvrages hydrauliques).
[Les Feuilles de route.indd \(univ-gustave-eiffel.fr\)](#)

reproduire les variations de débits à la source d'un système karstique (Kordilla et al., 2012). Dans cet exemple, même si les auteurs réalisent une analyse de sensibilité de la qualité des simulations aux propriétés hydrodynamiques des deux milieux, ils ont imposé des propriétés hydrodynamiques identiques sur l'ensemble des deux milieux.

Les travaux récents de karstogénèse et spéléogénèse permettent de proposer des architectures probables de réseaux de drains karstiques (Jouves, 2018). Les méthodes sont multiples ; on définit généralement deux grandes catégories : (i) celles basées sur l'imitation des processus et (ii) celles basées sur l'imitation des structures. Ces dernières sont généralement divisées en deux classes : les méthodes dites pseudo-génétiques et celles « purement » géostatistiques. On se référera à la thèse de doctorat de Jouves (2018) pour une description très détaillée et complète de l'ensemble des méthodes de genèse de géométries de réseaux de drains karstiques.

Ces nouvelles avancées permettent de générer un double « continuum drain/matrice » aux propriétés hydrodynamiques hétérogènes telles que le contraste de perméabilités entre drain et matrice, le contraste de porosité ou encore le coefficient d'échanges dans chacune des mailles (s'il s'agit de la méthode des différences finies) du modèle tel qu'illustré ci-dessous (Figure 60). Sur cette figure (Figure 60c), les mailles en bleu foncé représentent le conduit karstique (Figure 60a) tel que simulé par les méthodes de genèse de géométries citées ci-dessus. Les mailles en bleu clair désignent les zones de matrice qui, en l'absence de réseau de conduit karstique, sont caractérisées par des propriétés égales dans les deux continnum drain et matrice avec un coefficient d'échange très élevé pour annihiler l'effet « double porosité ». Avant l'application d'un tel type de modélisation à un aquifère karstique, il conviendra de vérifier par diagnostic d'essais de pompage (voir § 7.6) que le régime d'écoulement dominant est bien celui d'un milieu à double porosité.

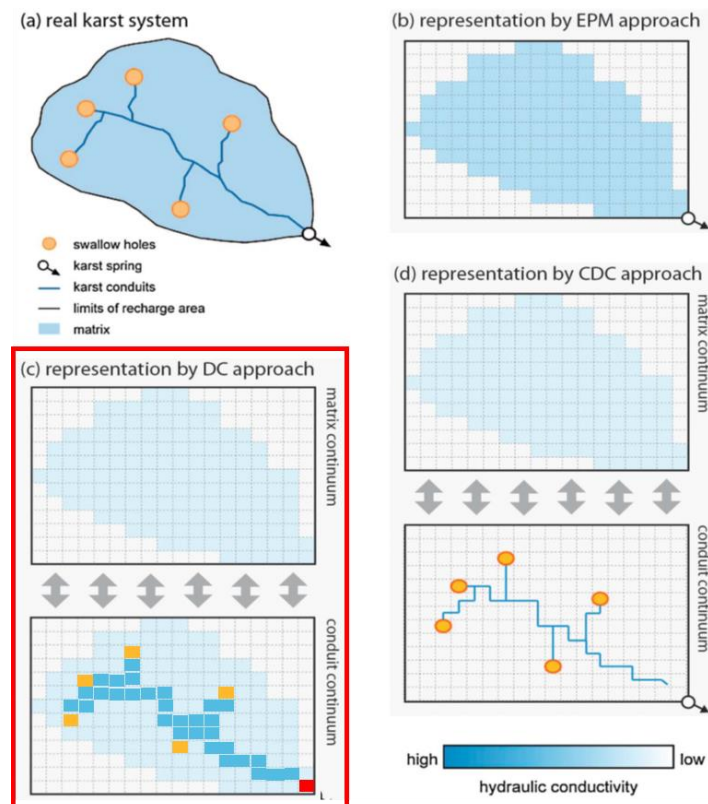


Figure 60: Représentation (a) d'un système karstique réel par différentes approches de modélisation distribuée : (b) approche avec un milieu équivalent poreux (EPM), (c) approche à double porosité (DC), et (d) approche hybride avec une matrice équivalente poreuse et un réseau de drains combinés (CDC), modifié d'après (Hartmann et al., 2014)



Besoin de la société : La formation des Calcaires du Barrois constitue la partie superficielle et affleurante qui coiffe le site du Centre industriel de stockage géologique (Cigéo) et sur laquelle seront implantées les installations de surface en Meuse et Haute-Marne. Afin de répondre aux dispositions réglementaires et aux objectifs de conception/construction des installations de surface du projet Cigéo, l'Andra souhaite développer sur la période 2021 - 2025 un ensemble de modèles et d'outils capables d'apporter des éléments de réponse aux différentes reprises et sollicitations de l'étude d'impact, à la conception et à la réalisation des bâtiments, en support aux différentes instructions des dossiers réglementaires. J'ai initié le montage d'un programme scientifique avec l'Andra pour caractériser cet aquifère karstique à écoulements diffus auquel une telle approche de modélisation pourrait être appliquée.

8 Conclusion



Slug-tests, Mine de Tiébaghi, Nouvelle Calédonie

« La vie est l'art de tirer des conclusions suffisantes de prémisses insuffisantes. »
Samuel Butler

Un peu plus d'une vingtaine d'années après la soutenance de ma thèse de doctorat (février 1998), j'ai souhaité valoriser mon parcours scientifique et prendre le temps et le recul pour l'analyser et le contextualiser. C'est pour moi l'opportunité d'échanges autour de mes problématiques scientifiques pour définir mes priorités futures, chantiers à privilégier, collaborations scientifiques à développer. C'est une sorte de « bilan de compétences académique » avant d'entamer la dernière phase de ma carrière scientifique.

Les travaux menés m'ont tout d'abord confronté à la complexité de l'instrumentation et de la mise en place de plusieurs observatoires de recherche en environnement, quelques fois dans des milieux difficiles (forêts tropicales protégées, zone semi-aride) ; plus encore à leur maintenance et la garantie d'une acquisition de données fiables sur des temps longs. Ils ont été aussi l'opportunité de rencontres et de collaborations scientifiques enrichissantes avec des collègues du Sud.

L'étude de l'hydrogéologie du socle m'a beaucoup occupé pendant mon parcours scientifique et m'a mis face à des problématiques sociétales d'une importance majeure, telles que la surexploitation des aquifères du Sud de l'Inde et la menace qu'elle fait peser sur des centaines de millions d'agriculteurs ou encore la pollution des nappes en milieu urbain en Inde ou en Afrique. Les impacts du stress hydrique sur ces régions sont largement supérieurs à ceux rencontrés dans notre pays. Si nous avons amélioré la connaissance de ces aquifères, développé des outils destinés à améliorer la gestion de la ressource, nous nous rendons compte que l'appropriation de ces résultats par les gestionnaires et usagers est encore très partielle. L'association de ces derniers à nos travaux, dès le démarrage de ceux-ci, constitue un pré-requis fondamental pour améliorer nos travaux et leur appropriation par les acteurs concernés.

A l'origine spéléologue, ma passion pour le milieu karstique a motivé mon passage par le pied du Jura suisse et sans aucun doute ensuite orienté mon parcours vers la recherche. Dans ce mémoire, par souci de concision, je n'ai présenté qu'une partie des travaux que j'ai menés ou encadrés sur ces aquifères si particuliers. Au contraire du socle, l'impact de ces travaux sur la société a été beaucoup plus évident avec (i) l'évaluation de la ressource karstique grâce aux essais de pompage et leur analyse et modélisation, et (ii) l'évaluation du rôle des eaux souterraines dans les crues des bassins karstiques et l'amélioration de la prévision et de la mise en vigilance en cas de pluies intenses.

Si les solutions analytiques impliquent des hypothèses simplificatrices importantes, elles permettent toutefois de dégrossir un problème hydrogéologique donné en évitant le développement d'un modèle numérique chronophage et gourmand en données. Leur utilisation peut être privilégiée dans les phases préliminaires d'une étude des écoulements souterrains. Ceci n'exclut pas le développement ultérieur d'un modèle pour intégrer de l'hétérogénéité ou de la complexité selon le besoin et les incertitudes acceptables.

En comparaison avec d'autres sciences (physiques, chimiques ou biologiques), la science hydrogéologique a sans doute déjà produit ses fondements essentiels. Les principaux mécanismes d'écoulement de l'eau souterraine et de transfert des polluants sont pour la plupart bien connus. Par contre, la nature et le terrain, constitués de milieux hétérogènes, de processus complexes, modifiés par le changement climatique et en interaction avec les usagers de l'eau posent régulièrement de nouveaux questionnements scientifiques passionnants. Notre compréhension récente des mécanismes complexes à l'origine de l'inversac de la Vise sous l'Etang de Thau en est un exemple remarquable.

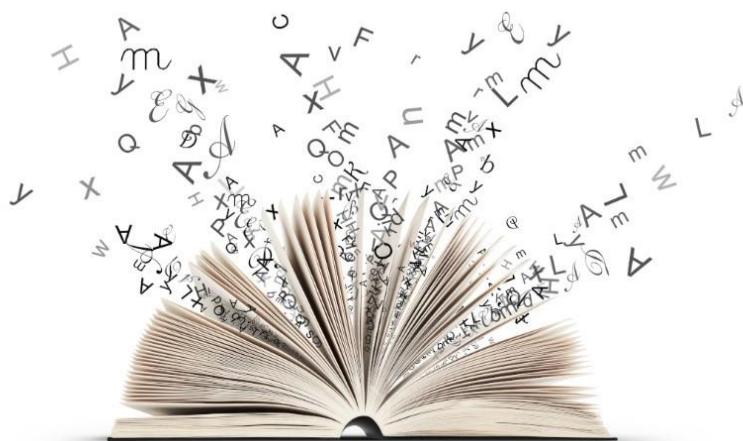
L'hydrogéologie est une science appliquée, servant l'intérêt général et les demandes de la société. Les perspectives d'évolution sont doubles : (i) l'amélioration de l'efficacité (coût-bénéfice) de nos solutions aux problèmes rencontrés par la société civile dans un contexte de changements globaux inédits et (ii) un rapprochement fort avec les usagers et gestionnaires des ressources en eau dans un dialogue constructif pour concevoir ensemble les solutions les plus adaptées. Une science hydro(géo)logique aux interfaces avec notamment les sciences humaines et sociales est nécessaire. L'intégration récente de l'UR DEPA/NRE au sein de l'UMR G-eau offre l'opportunité d'aborder ce dernier point en collaboration avec les différentes disciplines présentes au sein de cette UMR interdisciplinaire.

Cette intégration est accompagnée par l'affiliation de l'ensemble des membres de NRE à l'une des Ecoles Doctorales de G-eau (GAIA, EDEG). Cette évolution s'accompagne de la possibilité, pour ma part, en tant que futur HDR, de diriger les travaux de recherche soutenus par le BRGM et son Programme Doctoral. Cela induit un accroissement d'indépendance, d'autonomie et de reconnaissance pour les travaux doctoraux initiés par le BRGM et ses chercheurs.

Mes prochains travaux seront menés dans l'objectif de concilier (i) l'observation du milieu naturel pour en améliorer la compréhension dans un souci d'une meilleure gestion et (ii) d'interagir avec les acteurs du territoire pour optimiser les résultats de mes recherches.

Parmi les perspectives évoquées au chapitre 7, si l'inflation administrative qui nous frappe tous, particulièrement les responsables d'équipes ou d'unités, m'en laisse le temps, je souhaiterais m'impliquer dans les problématiques d'impact de la distribution des propriétés hydrodynamiques des aquifères sur (i) les systèmes d'écoulements souterrains (locaux ou régionaux), (ii) la géométrie spatiale de la piézométrie et (iii) leur représentation dans un modèle numérique. Dans un contexte de demande en eau toujours croissante, je souhaiterais m'investir dans les solutions techniques de recharge maîtrisée des aquifères pour contribuer à étudier les situations dans lesquelles leur application est adaptée en prenant en compte l'ensemble des bénéfices et inconvénients. Enfin, les interactions entre eaux souterraines et eaux de surface m'intéressent dans le cadre des changements climatiques actuels, avec l'étude notamment des refuges thermiques et ses aspects méthodologiques d'observation et de modélisation.

9 Références



« Lire et écrire sont deux points de résistance à l'absolutisme du monde. »
Christian Bobin

- Achtziger-Zupančič, P., Loew, S., Mariéthoz, G., 2017. A new global database to improve predictions of permeability distribution in crystalline rocks at site scale. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 3513-3539. <https://doi.org/10.1002/2017JB014106>
- Acworth, R.I., 1987. The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.* 20, 265-272. <https://doi.org/10.1144/gsl.qjeg.1987.020.04.02>
- Alazard, M., Boisson, A., Maréchal, J.-C.C., Perrin, J., Dewandel, B., Schwarz, T., Pettenati, M., Kloppman, W., Ahmed, S., Picot-Colbeaux, G., Kloppman, W., Ahmed, S., 2016. Investigation of recharge dynamics and flow paths in a fractured crystalline aquifer in semi-arid India using borehole logs: implications for managed aquifer recharge. *Hydrogeol. J.* 24, 35-57. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1323-5>
- Alcalá, F.J., Custodio, E., 2008. Atmospheric chloride deposition in continental Spain. *Hydrol. Process.* 22, 3636-3650.
- Arkes, H.R., Blumer, C., 1985. The psychology of sunk cost. *Organ. Behav. Hum. Decis. Process.* 35, 124-140.
- Aubriot, O., 2006. Eau souterraine et eaux de surface en Inde du sud : des politiques hydrauliques disparates, in: PCSI - 4e Séminaire international et interdisciplinaire. Cirad, Montpellier, p. 1-10.
- Audry, S., Akerman, A., Riotte, J., Oliva, P., Maréchal, J.C., Fraysse, F., Pokrovsky, O.S., Braun, J.J., 2014. Contribution of forest fire ash and plant litter decay on stream dissolved composition in a sub-humid tropical watershed (Mule Hole, Southern India). *Chem. Geol.* 372, 144-161. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.02.016>
- Audry, S., Ateba Bessa, H., Bedimo Bedimo, J., Boeglin, J., Boithias, L., Braun, J., Dupré, B., Fauchaux, M., Lagane, C., Maréchal, J., Ndam-Ngoupayou, J.R., Nka Nnomo, B., Nlozoa, J., Ntonga, J., Ribolzi, O., Riotte, J., Rochelle-Newall, E., Ruiz, L., 2021. The Multiscale TROPICAL CatchmentS critical zone observatory M-TROPICS dataset I: The Nyong River Basin, Cameroon. *Hydrol. Process.* 35, e14138. <https://doi.org/10.1002/hyp.14138>
- Bailly-Comte, V., Borrell-Estupina, V., Jourde, H., Pistre, S., 2012. A conceptual semidistributed model of the Coulazou River as a tool for assessing surface water-karst groundwater interactions during flood in Mediterranean ephemeral rivers. *Water Resour. Res.* 48. <https://doi.org/10.1029/2010WR010072>
- Bailly-Comte, V., Martin, J.B., Jourde, H., Sreaton, E.J., Pistre, S., Langston, A., 2010. Water exchange and pressure transfer between conduits and matrix and their influence on hydrodynamics of two karst aquifers with sinking streams. *J. Hydrol.* 386, 55-66. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2010.03.005>
- Barker, J.A., 1988. A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Resour. Res.* 24, 1796-1804. <https://doi.org/10.1029/WR024i010p01796>
- Barker, R.D., White, C.C., Houston, J.F.T., 1992. Borehole siting in an African accelerated drought relief project. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 66, 183-201. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.066.01.09>
- Beaufort, A., Curie, F., Moatar, F., Ducharne, A., Melin, E., Thiery, D., 2016. T-NET, a dynamic model for simulating daily stream temperature at the regional scale based on a network topology. *Hydrol. Process.* 30, 2196-2210. <https://doi.org/10.1002/HYP.10787>
- Bejannin, S., van Beek, P., Stieglitz, T., Souhaut, M., Tamborski, J., 2017. Combining airborne thermal infrared images and radium isotopes to study submarine groundwater discharge along the French Mediterranean coastline. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 13, 72-90. <https://doi.org/10.1016/J.EJRH.2017.08.001>
- Bianchi, M., MacDonald, A.M., Macdonald, D.M.J., Asare, E.B., 2020. Investigating the Productivity and Sustainability of Weathered Basement Aquifers in Tropical Africa Using Numerical Simulation and Global Sensitivity Analysis. *Water Resour. Res.* 56, e2020WR027746. <https://doi.org/10.1029/2020WR027746>

- Binet, S., Joigneaux, E., Pauwels, H., Albéric, P., Fléhoc, C., Bruand, A., 2017. Water exchange, mixing and transient storage between a saturated karstic conduit and the surrounding aquifer: Groundwater flow modeling and inputs from stable water isotopes. *J. Hydrol.* 544, 278-289. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2016.11.042>
- Boisson, A., Baisset, M., Alazard, M., Perrin, J., Villesseche, D., Dewandel, B., Kloppmann, W., Chandra, S., Picot-Colbeaux, G., Sarah, S., Ahmed, S., Maréchal, J.C.C., 2014. Comparison of surface and groundwater balance approaches in the evaluation of managed aquifer recharge structures: Case of a percolation tank in a crystalline aquifer in India. *J. Hydrol.* 519, 1620-1633. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.022>
- Boisson, A., Villesseche, D., Baisset, M., Perrin, J., Viossanges, M., Kloppmann, W., Chandra, S., Dewandel, B., Picot-Colbeaux, G., Rangarajan, R., Maréchal, J.C., Ahmed, S., 2015. Questioning the impact and sustainability of percolation tanks as aquifer recharge structures in semi-arid crystalline context. *Environ. Earth Sci.* 73, 7711-7721. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3229-2>
- Braun, J.-J.J., Marechal, J.-C.C., Riotte, J., Boeglin, J.-L.L., Bedimo Bedimo, J.-P.P., Ndam Ngoupayou, J.R., Nyeck, B., Robain, H., Sekhar, M., Audry, S., Viers, J., 2012. Elemental weathering fluxes and saprolite production rate in a Central African lateritic terrain (Nsimi, South Cameroon). *Geochim. Cosmochim. Acta* 99, 243-270. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.09.024>
- Braun, J.J., Descloitres, M., Riotte, J., Barbiéro, L., Fleury, S., Boeglin, J.L., Ruiz, L., Muddu, S., Kumar, M.S.M., Kumar, M.C., Dupré, B., 2006. Regolith thickness inferred from geophysical and geochemical studies in a tropical watershed developed on gneissic basement: Moole Hole, Western Ghâts (South India). *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, A65-A65.
- Braun, J.J., Ndam Ngoupayou, J.R., Viers, J., Dupre, B., Bedimo Bedimo, J.P., Boeglin, J.L., Robain, H., Nyeck, B., Freydier, R., Nkamdjou, L.S., Rouiller, J., Muller, J.P., 2005. Present weathering rates in a humid tropical watershed: Nsimi, South Cameroon. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 357-387. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.06.022>
- Brauns, B., Chattopadhyay, S., Lapworth, D.J., Loveless, S.E., MacDonald, A.M., McKenzie, A.A., Sekhar, M., Nara, S.N.V., Srinivasan, V., 2022. Assessing the role of groundwater recharge from tanks in crystalline bedrock aquifers in Karnataka, India, using hydrochemical tracers. *J. Hydrol.* X 15, 100121. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2022.100121>
- Brutsaert, W., Lopez, J.P.J.P., 1998. Basin-scale geohydrologic drought flow features of riparian aquifers in the southern Great Plains. *Water Resour. Res.* 34, 233-240.
- Brutsaert, W., Nieber, J.L., 1977. Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resour. Res.* 13, 637-643.
- Burns, D.A., McDonnell, J.J., Hooper, R.P., Peters, N.E., Freer, J.E., Kendall, C., Beven, K., 2001. Quantifying contributions to storm runoff through end-member mixing analysis and hydrologic measurements at the Panola Mountain research watershed (Georgia, USA). *Hydrol. Process.* 15, 1903-1924. <https://doi.org/10.1002/hyp.246>
- Buss, H.L., Sak, P.B., Webb, S.M., Brantley, S.L., 2008. Weathering of the Rio Blanco quartz diorite, Luquillo Mountains, Puerto Rico: Coupling oxidation, dissolution, and fracturing. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 4488-4507. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.06.020>
- Bustillo, V., Moatar, F., Ducharne, A., Thiéry, D., Poirel, A., 2014. A multimodel comparison for assessing water temperatures under changing climate conditions via the equilibrium temperature concept: Case study of the Middle Loire River, France. *Hydrol. Process.* 28, 1507-1524. <https://doi.org/10.1002/hyp.9683>
- Butler, J.J., McElwee, C.D., Bohling, G.C., 1999. Pumping tests in networks of multilevel sampling wells: Motivation and methodology. *Water Resour. Res.* 35, 3553-3560. <https://doi.org/10.1029/1999WR900231>

- Caissie, D., 2006. The thermal regime of rivers: A review. *Freshw. Biol.* <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2006.01597.x>
- Charlier, J.-B., Moussa, R., Bailly-Comte, V., Danneville, L., Desprats, J.-F., Ladouche, B., Marchandise, A., 2015. Use of a flood-routing model to assess lateral flows in a karstic stream: implications to the hydrogeological functioning of the Grands Causses area (Tarn River, Southern France). *Environ. Earth Sci.* 74, 7605-7616. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4704-0>
- Charlier, J., Moussa, R., David, P., Desprats, J., 2019. Quantifying peakflow attenuation/amplification in a karst river using the diffusive wave model with lateral flow. *Hydrol. Process.* hyp.13472. <https://doi.org/10.1002/hyp.13472>
- Charmoille, A., Binet, S., Bertrand, C., Guglielmi, Y., Mudry, J., 2009. Hydraulic interactions between fractures and bedding planes in a carbonate aquifer studied by means of experimentally induced water-table fluctuations (Coaraze experimental site, southeastern France). *Hydrogeol. J.* 17, 1607-1616. <https://doi.org/10.1007/S10040-009-0470-Y/FIGURES/8>
- Chen, X., Zhang, Z., Soulsby, C., Cheng, Q., Binley, A., Jiang, R., Tao, M., 2018. Characterizing the heterogeneity of karst critical zone and its hydrological function: An integrated approach. *Hydrol. Process.* 32, 2932-2946. <https://doi.org/10.1002/hyp.13232>
- Chilton, P.J., Foster, S.S.D., 1995. Hydrogeological Characterisation And Water-Supply Potential Of Basement Aquifers In Tropical Africa. *Hydrogeol. J.* 3, 36-49. <https://doi.org/10.1007/s100400050061>
- Cholet, C., Charlier, J.-B., Moussa, R., Steinmann, M., Denimal, S., 2017. Assessing lateral flows and solute transport during floods in a conduit-flow-dominated karst system using the inverse problem for the advection-diffusion equation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 3635-3653. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3635-2017>
- Cinco-Ley, H., Samaniego-V, F., 1981. Transient pressure analysis for fractured wells. *J. Pet. Technol.* 33, 1749-1766.
- Clauser, C., 1992. Permeability of crystalline rocks. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 73, 233-238. <https://doi.org/10.1029/91EO00190>
- Condappa, D. de, Galle, S., Dewandel, B., Haverkamp, R., 2008. Bimodal Zone of the Soil Textural Triangle: Common in Tropical and Subtropical Regions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72, 33-40. <https://doi.org/10.2136/SSSAJ2006.0343>
- Condon, L.E., Markovich, K.H., Kelleher, C.A., McDonnell, J.J., Ferguson, G., McIntosh, J.C., 2020. Where Is the Bottom of a Watershed? *Water Resour. Res.* <https://doi.org/10.1029/2019WR026010>
- Dal Soglio, L., Danquigny, C., Mazzilli, N., Emblanch, C., Massonnat, G., 2020. Modeling the matrix-conduit exchanges in both the epikarst and the transmission zone of Karst systems. *Water (Switzerland)* 12, 1-19. <https://doi.org/10.3390/w12113219>
- Davis, S.N., Turk, L.J., 1964. Optimum Depth of Wells in Crystalline Rocks. *Groundwater* 2, 6-11. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1964.tb01750.x>
- Delrieu, G., Nicol, J., Yates, E., Kirstetter, P.-E., Creutin, J.-D., Anquetin, S., Obled, C., Saulnier, G.-M., Ducrocq, V., Gaume, E., Payrastre, O., Andrieu, H., Ayrat, P.-A., Bouvier, C., Neppel, L., Livet, M., Lang, M., du-Châtelet, J.P., Walpersdorf, A., Wobrock, W., 2005. The Catastrophic Flash-Flood Event of 8-9 September 2002 in the Gard Region, France: A First Case Study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *J. Hydrometeorol.* 6, 34-52. <https://doi.org/10.1175/JHM-400.1>
- Descloitres, M., Ruiz, L., Sekhar, M., Legchenko, A., Braun, J.J., Mohan Kumar, M.S., Subramanian, S., Kumar, M.S.M., Subramanian, S., 2008. Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding. *Hydrol. Process.* 22, 384-394. <https://doi.org/10.1002/HYP.6608>

- Dewandel, B., Alazard, M., Lachassagne, P., Bailly-Comte, V., Couëffé, R., Grataloup, S., Ladouche, B., Lanini, S., Maréchal, J.-C., Wyns, R., 2017. Respective roles of the weathering profile and the tectonic fractures in the structure and functioning of crystalline thermo-mineral carbo-gaseous aquifers. *J. Hydrol.* 547, 690-707. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.02.028>
- Dewandel, B., Hakoun, V., Lanini, S., Ladouche, B., Lamotte, C., Maréchal, J.C., 2022. Analytical solutions for analysing pumping tests near an infinite vertical and anisotropic fault zone based upon unconventional application of well-image theory. *Adv. Water Resour.* 160. <https://doi.org/10.1016/J.ADVWATRES.2021.104107>
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J.C.C., Krishnamurthy, N.S.S., 2006. A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *J. Hydrol.* 330, 260-284. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026>
- Dewandel, B., Lanini, S., Hakoun, V., Caballero, Y., Maréchal, J.C., 2021. Artificial aquifer recharge and pumping: transient analytical solutions for hydraulic head and impact on streamflow rate based on the spatial superposition method. *Hydrogeol. J.* 29, 1009-1026. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02294-9>
- Dewandel, B., Lanini, S., Lachassagne, P., Maréchal, J.-C., 2018. A Generic analytical solution for modelling pumping tests in wells intersecting fractures. *J. Hydrol.* 559, 89-99. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.02.013>
- Dewandel, B., Maréchal, J.C.C., Bour, O., Ladouche, B., Ahmed, S., Chandra, S., Pauwels, H., 2012. Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers. *J. Hydrol.* 416-417, 83-97. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.038>
- Dorchies, D., Baume, J.P., Malaterre, P.O., 2013. Sic-2, un logiciel pour la gestion des canaux, rivières et fleuves. *Sci. Eaux Territ.* 2, 48-49.
- Dufoyer, A., 2019. Signification physique et hydrologique de l'information spectrale contenue dans le signal hydrodynamique à l'exutoire des systèmes karstiques. Université de Normandie Rouen.
- Dufoyer, A., Massei, N., Lecoq, N., Marechal, J.-C.C., Thiery, D., Pennequin, D., David, P.-Y.Y., 2019. Links between karst hydrogeological properties and statistical characteristics of spring discharge time series: a theoretical study. *Environ. Earth Sci.* 78, 400. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8411-0>
- Eisenlohr, L., Bouzelboudjen, M., Király, L., Yvan Rossier, 1997. Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst hydrogeological system. *J. Hydrol.* 202, 244-262. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00069-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00069-3)
- Fan, Y., 2015. Groundwater in the Earth's critical zone: Relevance to large-scale patterns and processes. *Water Resour. Res.* 51, 3052-3069. <https://doi.org/10.1002/2015WR017037>
- Fan, Y., Li, H., Miguez-Macho, G., 2013. Global patterns of groundwater table depth. *Science* (80-.). 339, 940-943. <https://doi.org/10.1126/science.1229881>
- Ferrant, S., Selles, A., Le Page, M., Herrault, P.-A., Pelletier, C., Al-Bitar, A., Mermoz, S., Gascoin, S., Bouvet, A., Saqalli, M., Dewandel, B., Caballero, Y., Ahmed, S., Maréchal, J.-C., Kerr, Y., 2017. Detection of Irrigated Crops from Sentinel-1 and Sentinel-2 Data to Estimate Seasonal Groundwater Use in South India. *Remote Sens.* 9, 1119. <https://doi.org/10.3390/rs9111119>
- Fisher, J., 2013. Optimization of Water-Level Monitoring Networks in the Eastern Snake River Plain Aquifer Using a Kriging-Based Genetic Algorithm Method. *U.S. Geol. Surv. Sci. Investig. Rep.* 2013-5120, 74.
- Fleury, P., Maréchal, J.C., Ladouche, B., 2013. Karst flash-flood forecasting in the city of Nîmes (southern France). *Eng. Geol.* 164, 26-35. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.06.007>

- Foster, S.S.D., 1984. African groundwater development - the challenges for hydrogeological science. *Challenges African Hydrol. water Resour. Proc. Harare Symp.* 1984 3-12.
- Gaillardet, J., Braud, I., Hankard, F., Anquetin, S., Bour, O., Dorfliger, N., de Dreuzy, J.R., Galle, S., Galy, C., Gogo, S., Gourcy, L., Habets, F., Laggoun, F., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Naaim-Bouvet, F., Nord, G., Simonneaux, V., Six, D., Tallec, T., Valentin, C., Abril, G., Allemand, P., Arènes, A., Arfib, B., Arnaud, L., Arnaud, N., Arnaud, P., Audry, S., Comte, V.B., Batiot, C., Battais, A., Bellot, H., Bernard, E., Bertrand, C., Bessière, H., Binet, S., Bodin, J., Bodin, X., Boithias, L., Bouchez, J., Boudevillain, B., Moussa, I.B., Branger, F., Braun, J.J., Brunet, P., Caceres, B., Calmels, D., Cappelaere, B., Celle-Jeanton, H., Chabaux, F., Chalikakis, K., Champollion, C., Copard, Y., Cotel, C., Davy, P., Deline, P., Delrieu, G., Demarty, J., Dessert, C., Dumont, M., Emblanch, C., Ezzahar, J., Estèves, M., Favier, V., Faucheux, M., Filizola, N., Flammarion, P., Floury, P., Fovet, O., Fournier, M., Francez, A.J., Gandois, L., Gascuel, C., Gayer, E., Genthon, C., Gérard, M.F., Gilbert, D., Gouttevin, I., Grippa, M., Gruau, G., Jardani, A., Jeanneau, L., Join, J.L., Jourde, H., Karbou, F., Labat, D., Lagadeuc, Y., Lajeunesse, E., Lastennet, R., Lavado, W., Lawin, E., Lebel, T., Le Bouteiller, C., Legout, C., Lejeune, Y., Le Meur, E., Le Moigne, N., Lions, J., Lucas, A., Malet, J.P., Marais-Sicre, C., Maréchal, J.C., Marlin, C., Martin, P., Martins, J., Martinez, J.M., Massei, N., Mauclerc, A., Mazzilli, N., Molénat, J., Moreira-Turcq, P., Mougin, E., Morin, S., Ngoupayou, J.N., Panthou, G., Peugeot, C., Picard, G., Pierret, M.C., Porel, G., Probst, A., Probst, J.L., Rabatel, A., Raclot, D., Ravel, L., Rejiba, F., René, P., Ribolzi, O., Riotte, J., Rivière, A., Robain, H., Ruiz, L., Sanchez-Perez, J.M., Santini, W., Sauvage, S., Schoeneich, P., Seidel, J.L., Sekhar, M., Sengtaheuanghoung, O., Silvera, N., Steinmann, M., Soruco, A., Tallec, G., Thibert, E., Lao, D.V., Vincent, C., Viville, D., Wagnon, P., Zitouna, R., 2018. OZCAR: The French Network of Critical Zone Observatories. *Vadose Zo. J.* 17, 180067. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0067>
- Gaillardet, J., Braud, I., Hankard, F., Lebel, T., 2017. OZCAR, une infrastructure de recherche au service de la communauté des sciences de la Terre et de l'Environnement. *Géologues* 195.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., Allègre, C.J., 1999. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chem. Geol.* 159, 3-30. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00031-5)
- Gaillardet, J., Valentin, C., 2019. Pour enfin se mettre d'accord sur la définition de l'altération et de l'érosion [WWW Document]. *Planet Terre*. URL [https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/alteration-erosion.xml#:~:text=Si l%27altération est statique,matière par unité de temps](https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/alteration-erosion.xml#:~:text=Si%20l%27alt%C3%A9ration%20est%20statique,mat%C3%A9rielle%20par%20unit%C3%A9%20de%20temps).
- Garcia-Orellana, J., Rodellas, V., Tamborski, J., Diego-Feliu, M., van Beek, P., Weinstein, Y., Charette, M., Alorda-Kleinglass, A., Michael, H.A., Stieglitz, T., Scholten, J., 2021. Radium isotopes as submarine groundwater discharge (SGD) tracers: Review and recommendations. *Earth-Science Rev.* 220, 103681. <https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2021.103681>
- Gaume, E., Livet, M., Desbordes, M., Villeneuve, J.P., 2004. Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. *J. Hydrol.* 286, 135-154. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.015>
- Giese, M., Reimann, T., Bailly-Comte, V., Maréchal, J.-C., Sauter, M., Geyer, T., 2018. Turbulent and Laminar Flow in Karst Conduits Under Unsteady Flow Conditions: Interpretation of Pumping Tests by Discrete Conduit-Continuum Modeling. *Water Resour. Res.* 54, 1918-1933. <https://doi.org/10.1002/2017WR020658>
- Giese, M., Reimann, T., Liedl, R., Dewandel, B., Maréchal, J.C., Sauter, M., 2020. An Approximation of Inner Boundary Conditions for Wells Intersecting Highly Conductive Structures. *Groundwater* 58, 611-621. <https://doi.org/10.1111/gwat.12947>
- Giese, M., Reimann, T., Liedl, R., Maréchal, J.-C., Sauter, M., 2017. Application of the flow

- dimension concept for numerical drawdown data analyses in mixed-flow karst systems. *Hydrogeol. J.* 25, 799-811. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1523-7>
- Goddéris, Y., François, L.M., Probst, A., Schott, J., Moncoulon, D., Labat, D., Viville, D., 2006. Modelling weathering processes at the catchment scale: The WITCH numerical model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 1128-1147. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.018>
- Goldscheider, N., Drew, D. (David P., 2007. *Methods in karst hydrogeology* 264.
- Griebler, C., Avramov, M., 2015. Groundwater ecosystem services: a review. *Freshw. Sci.* 34, 355-367. <https://doi.org/10.1086/679903>
- Griebler, C., Malard, F., Lefébure, T., 2014. Current developments in groundwater ecology – from biodiversity to ecosystem function and services. *Curr. Opin. Biotechnol.* 27, 159-167. <https://doi.org/10.1016/J.COPBIO.2014.01.018>
- Gringarten, A.C., Ramey, H.J., 1974a. Unsteady-state pressure distribution created by a well with a single horizontal fracture, partially penetrating or restricted entry. *Trans. Am. Inst. Min. Eng.* 257, 413-426.
- Gringarten, A.C., Ramey, H.J., 1974b. Unsteady-state pressure distributions created by a well with a single infinite-conductivity vertical fracture. *Soc. Pet. Eng. Journal*, August, 347-360.
- Guihéneuf, N., Boisson, A., Bour, O., Dewandel, B., Perrin, J., Dausse, A., Viossanges, M., Chandra, S., Ahmed, S., Maréchal, J.C.C., 2014. Groundwater flows in weathered crystalline rocks: Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity. *J. Hydrol.* 511, 320-334. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.061>
- Guihéneuf, N., Bour, O., Boisson, A., Le Borgne, T., Becker, M.W., Nigon, B., Wajiduddin, M., Ahmed, S., Maréchal, J.-C., 2017. Insights about transport mechanisms and fracture flow channeling from multi-scale observations of tracer dispersion in shallow fractured crystalline rock. *J. Contam. Hydrol.* 206, 18-33. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2017.09.003>
- Haitjema, H.M., Mitchell-Bruker, S., 2005. Are water tables a subdued replica of the topography? *Ground Water* 43, 781-786. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x>
- Hamm, S.Y., Bidaux, P., 1996. Dual-porosity fractal models for transient flow analysis in fissured rocks. *Water Resour. Res.* 32, 2733-2745. <https://doi.org/10.1029/96WR01464>
- Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagener, T., Lange, J., Weiler, M., 2014. Karst water resources in a changing world: Approaches, of hydrological modeling. *Rev. Geophys.* 1-25. <https://doi.org/10.1002/2013RG000443>.Received
- Hayes, N.R., Buss, H.L., Moore, O.W., Krám, P., Pancost, R.D., 2020. Controls on granitic weathering fronts in contrasting climates. *Chem. Geol.* 535, 119450. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119450>
- Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeol. J.* 10, 91-109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Hedin, A., Olsson, O., 2016. Crystalline rock as a repository for Swedish spent nuclear fuel. *Elements* 12, 247-252. <https://doi.org/10.2113/gselements.12.4.247>
- Houston, J.F.T., Lewis, R.T., 1988. The Victoria Province Drought Relief Project, II. Borehole Yield Relationships. *Groundwater* 26, 418-426. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1988.tb00407.x>
- Hughes, A.G., Vounaki, T., Peach, D.W., Ireson, A.M., Jackson, C.R., Butler, A.P., Bloomfield, J.P., Finch, J., Wheeler, H.S., 2011. Flood risk from groundwater: Examples from a Chalk catchment in southern England. *J. Flood Risk Manag.* 4, 143-155. <https://doi.org/10.1111/j.1753-318X.2011.01095.x>
- Isokangas, E., Rossi, P.M., Ronkanen, A.K., Marttila, H., Rozanski, K., Kløve, B., 2017. Quantifying spatial groundwater dependence in peatlands through a distributed isotope mass balance approach. *Water Resour. Res.* 53, 2524-2541. <https://doi.org/10.1002/2016WR019661>

- Jacob, C.E., Lohman, S.W., 1952. Nonsteady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer. *Trans. Am. Geophys. Union* 33, 559-569.
- Jeannin, P.Y., Artigue, G., Butscher, C., Chang, Y., Charlier, J.B., Duran, L., Gill, L., Hartmann, A., Johannet, A., Jourde, H., Kavousi, A., Liesch, T., Liu, Y., Lüthi, M., Malard, A., Mazzilli, N., Pardo-Igúzquiza, E., Thiéry, D., Reimann, T., Schuler, P., Wöhling, T., Wunsch, A., 2021. Karst modelling challenge 1: Results of hydrological modelling. *J. Hydrol.* 600, 126508. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126508>
- Johannet, A., Taver, V., Kong-A-Siou, L., Borrell, V., Pistre, S., Mangin, A., Vayssade, B., Vinches, M., Bertin, D., 2012. Les réseaux de neurones artificiels pour la modélisation hydrodynamique des aquifères karstiques : présentation générale et illustrations. *Karstologia Rev. Karstol. spéléologie Phys.* 60, 45-59. <https://doi.org/10.3406/KARST.2012.2728>
- Jourde, H., Massei, N., Mazzilli, N., Binet, S., Batiot-Guilhe, C., Labat, D., Steinmann, M., Bailly-Comte, V., Seidel, J.L., Arfib, B., Charlier, J.B., Guinot, V., Jardani, A., Fournier, M., Aliouache, M., Babic, M., Bertrand, C., Brunet, P., Boyer, J.F., Bricquet, J.P., Camboulive, T., Carrière, S.D., Celle-jeanton, H., Chalikakis, K., Chen, N., Cholet, C., Clauzon, V., Soglio, L.D., Danquigny, C., Défargue, C., Denimal, S., Emblanch, C., Hernandez, F., Gillon, M., Gutierrez, A., Sanchez, L.H., Hery, M., Houillon, N., Johannet, A., Jouvès, J., Jozja, N., Ladouche, B., Leonardi, V., Lorette, G., Loup, C., Marchand, P., de Montety, V., Muller, R., Ollivier, C., Sivelle, V., Lastennet, R., Lecoq, N., Maréchal, J.C., Perotin, L., Perrin, J., Petre, M.A., Peyraube, N., Pistre, S., Plagnes, V., Probst, A., Probst, J.L., Simler, R., Stefani, V., Valdes-Lao, D., Viseur, S., Wang, X., 2018. SNO KARST: A French Network of Observatories for the Multidisciplinary Study of Critical Zone Processes in Karst Watersheds and Aquifers. *Vadose Zo. J.* 17, 180094. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0094>
- Jourde, H., Roesch, A., Guinot, V., Bailly-Comte, V., 2007. Dynamics and contribution of karst groundwater to surface flow during Mediterranean flood. *Environ. Geol.* 51, 725-730. <https://doi.org/10.1007/s00254-006-0386-y>
- Jouvès, J., 2018. Origine, caractérisation et distribution prédictive des structures karstiques 258.
- Kaandorp, V.P., Doornenbal, P.J., Kooi, H., Peter Broers, H., de Louw, P.G.B., 2019. Temperature buffering by groundwater in ecologically valuable lowland streams under current and future climate conditions. *J. Hydrol.* X 3, 100031. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2019.100031>
- Kavouri, K.P., Karatzas, G.P., Plagnes, V., 2017. A coupled groundwater-flow-modelling and vulnerability-mapping methodology for karstic terrain management. *Hydrogeol. J.* 25, 1301-1317. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1548-6>
- Kordilla, J., Sauter, M., Reimann, T., Geyer, T., 2012. Simulation of saturated and unsaturated flow in karst systems at catchment scale using a double continuum approach. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 3909-3923. <https://doi.org/10.5194/hess-16-3909-2012>
- Lachassagne, P., Dewandel, B., Wyns, R., 2021. Review: Hydrogeology of weathered crystalline/hard-rock aquifers—guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources. *Hydrogeol. J.* 29, 2561-2594. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02339-7>
- Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nov.* 23, 145-161. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x>
- Ladouche, B., Marechal, J.C., Dorfliger, N., 2014. Semi-distributed lumped model of a karst system under active management. *J. Hydrol.* 509, 215-230. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.017>
- Lanini, S., Caballero, Y., 2021. ESPERE, a Tool for Multimethod Aquifer Recharge Estimation: What's New with Version 2? *Groundwater*. <https://doi.org/10.1111/gwat.13049>

- Lanini, S., Caballero, Y., Seguin, J.-J., Maréchal, J.-C., 2016. ESPERE-A Multiple-Method Microsoft Excel Application for Estimating Aquifer Recharge. *Groundwater* 54, 155-156. <https://doi.org/10.1111/gwat.12390>
- Le Mesnil, M., Charlier, J.B., Moussa, R., Caballero, Y., 2022. Investigating flood processes in karst catchments by combining concentration-discharge relationship analysis and lateral flow simulation. *J. Hydrol.* 605. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2021.127358>
- Le Mesnil, M., Charlier, J.B., Moussa, R., Caballero, Y., Dörfliger, N., 2020. Interbasin groundwater flow: Characterization, role of karst areas, impact on annual water balance and flood processes. *J. Hydrol.* 585, 124583. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124583>
- Le Mesnil, M., Moussa, R., Charlier, J.B., Caballero, Y., 2021. Impact of karst areas on runoff generation, lateral flow and interbasin groundwater flow at the storm-event timescale. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 25, 1259-1282. <https://doi.org/10.5194/HESS-25-1259-2021>
- Le Moine, N., 2008. Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit ? <http://www.theses.fr>. Paris 6.
- Le Moine, N., Andréassian, V., Mathevet, T., 2008. Confronting surface- and groundwater balances on the La Rochefoucauld-Touvre karstic system (Charente, France). *Water Resour. Res.* 44, 3403. <https://doi.org/10.1029/2007WR005984>
- Mallast, U., Schwonke, F., Gloaguen, R., Geyer, S., Sauter, M., Siebert, C., 2013. Airborne Thermal Data Identifies Groundwater Discharge at the North-Western Coast of the Dead Sea. *Remote Sens.* 2013, Vol. 5, Pages 6361-6381 5, 6361-6381. <https://doi.org/10.3390/RS5126361>
- Maloszewski, P., Stichler, W., Zuber, A., Rank, D., 2002. Identifying the flow systems in a karstic-fissured-porous aquifer, the schneetalpe, austria, by modelling of environmental ^{18}O and ^3H isotopes. *J. Hydrol.* 256, 48-59. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00526-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00526-1)
- Mangin, A., 1974. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques; II, Concepts méthodologiques adoptés; systèmes karstiques étudiés. *Karstic aquiferous hydrodynamics; II, Systematic and logical concepts adopted; karstic systems studied.* *Ann. Speleol.* 29, 495-601.
- Maréchal, J.-C., 2010. Editor's message: the sunk cost fallacy of deep drilling. *Hydrogeol. J.* 18, 287-289. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0515-2>
- Maréchal, J.-C., Bouzid, M., Rinaudo, J.-D., Moiroux, F., Desprats, J.-F., Caballero, Y., 2020. Mapping Economic Feasibility of Managed Aquifer Recharge. *Water* 12, 680. <https://doi.org/10.3390/w12030680>
- Maréchal, J.-C., Ladouche, B., Dewandel, B., Fleury, P., Dörfliger, N., 2014. Diagnostic Plots Applied to Well-Tests in Karst Systems, in: *H2Karst Research in Limestone Hydrogeology.* Springer, p. 127-137. https://doi.org/10.1007/978-3-319-06139-9_9
- Maréchal, J.-C., Selles, A., Dewandel, B., Boisson, A., Perrin, J., Ahmed, S., 2018. An Observatory of Groundwater in Crystalline Rock Aquifers Exposed to a Changing Environment: Hyderabad, India. *Vadose Zo. J.* 17, 180076. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0076>
- Maréchal, J., Lanini, S., Aunay, B., Perrochet, P., 2014. Analytical Solution for Modeling Discharge into a Tunnel Drilled in a Heterogeneous Unconfined Aquifer. *Groundwater* 52, 597-605. <https://doi.org/10.1111/gwat.12087>
- Maréchal, J.C., Braun, J.-J., Riotte, J., Bedimo, J.-P.B., Boeglin, J.-L., 2011. Hydrological processes of a rainforest headwater swamp from natural chemical tracing in Nsimi watershed, Cameroon. *Hydrol. Process.* 25, 2246-2260. <https://doi.org/10.1002/hyp.7989>
- Maréchal, J.C., Dewandel, B., Ahmed, S., Galeazzi, L., Zaidi, F.K., 2006. Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *J. Hydrol.* 329, 281-293. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.022>
- Maréchal, J.C., Dewandel, B., Subrahmanyam, K., 2004. Use of hydraulic tests at different scales

- to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. *Water Resour. Res.* 40. <https://doi.org/10.1029/2004WR003137>
- Maréchal, J.C., Etcheverry, D., 2003. The use of ³H and ¹⁸O tracers to characterize water inflows in Alpine tunnels. *Appl. Geochemistry* 18, 339-351. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(02\)00101-4](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(02)00101-4)
- Maréchal, J.C., Lachassagne, P., Ladouche, B., Dewandel, B., Lanini, S., Le Strat, P., Petelet-Giraud, E., 2014. Structure and hydrogeochemical functioning of a sparkling Natural mineral water system determined using a multidisciplinary approach: A case study from southern France. *Hydrogeol. J.* 22, 47-68. <https://doi.org/10.1007/s10040-013-1073-1>
- Maréchal, J.C., Ladouche, B., 2006. Fonctionnement hydrogéologique du système karstique de la Fontaine de Nîmes en crue. *BRGM/RP-54723-FR*.
- Maréchal, J.C., Ladouche, B., Dörfliger, N., 2009a. Hydrogeological analysis of groundwater contribution to the 6-8 September 2005 flash flood in Nîmes. *La Houille Blanche* 2, 88-93. <https://doi.org/10.1051/lhb:2009019>
- Maréchal, J.C., Ladouche, B., Dörfliger, N., Lachassagne, P., 2008. Interpretation of pumping tests in a mixed flow karst system. *Water Resour. Res.* 44, 5401. <https://doi.org/10.1029/2007WR006288>
- Maréchal, J.C., Perrochet, P., 2003. New analytical solution for the study of hydraulic interaction between Alpine tunnels and groundwater. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 174, 441-448. <https://doi.org/10.2113/174.5.441>
- Maréchal, J. C., Riotte, J., Lagane, C., Subramanian, S., Kumar, C., Ruiz, L., Audry, S., Varma, M.R.R., Braun, J.J., 2011. Deep groundwater flow as the main pathway for chemical outputs in a small headwater watershed (Mule Hole, South India). *Appl. Geochemistry* 26, S94-S96. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.03.039>
- Maréchal, J.C., Rouillard, J., 2020. Groundwater in France: Resources, Use and Management Issues, in: Rinaudo, J.D.; Holley, C.; Barnett, S.; Montginoul, M. (Éd.), *Sustainable Groundwater Management. Global Issues in Water Policy*. Springer, Cham, p. 17-45. https://doi.org/10.1007/978-3-030-32766-8_2
- Maréchal, J.C., Varma, M.R.R., Riotte, J., Vouillamoz, J.M., Kumar, M.S.S.M., Ruiz, L., Sekhar, M., Braun, J.J.J.J., 2009b. Indirect and direct recharges in a tropical forested watershed: Mule Hole, India. *J. Hydrol.* 364, 272-284. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.006>
- Maréchal, J.C., Vouillamoz, J.M., Mohan Kumar, M.S., Dewandel, B., 2010. Estimating aquifer thickness using multiple pumping tests. *Hydrogeol. J.* 18, 1787-1796. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0664-3>
- Maréchal, J.C., Wyns, R., Lachassagne, P., Subrahmanyam, K., Touchard, F.F., Marechal, J.-C., Wyns, R., Lachassagne, P., Subrahmanyam, K., Touchard, F.F., 2003. Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré des aquifères de socle : Concordance avec la structure géologique des profils d'altération. *Comptes Rendus Geosci.* 335, 451-460. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00082-8](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00082-8)
- Massuel, S., Perrin, J., Mascré, C., Mohamed, W., Boisson, A., Ahmed, S., 2014. Managed aquifer recharge in South India: What to expect from small percolation tanks in hard rock? *J. Hydrol.* 512, 157-167. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.062>
- Mayo, A.L., Morris, T.H., Peltier, S., Petersen, E.C., Payne, K., Holman, L.S., Tingey, D., Fogel, T., Black, B.J., Gibbs, T.D., 2003. Active and inactive groundwater flow systems: Evidence from a stratified, mountainous terrain. *Bull. Geol. Soc. Am.* 115, 1456-1472. <https://doi.org/10.1130/B25145.1>
- Mazzilli, N., Guinot, V., Jourde, H., Lecoq, N., Labat, D., Arfib, B., Baudement, C., Danquigny, C., Dal Soglio, L., Bertin, D., 2019. KarstMod: A modelling platform for rainfall - discharge analysis and modelling dedicated to karst systems. *Environ. Model. Softw.* 122, 103927. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.03.015>

- Mendoza, G.F., Steenhuis, T.S., Walter, M.T., Parlange, J.Y., 2003. Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis. *J. hydrology* 279, 57-69.
- Miller, D.J., Dunne, T., 1996. Topographic perturbations of regional stresses and consequent bedrock fracturing. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 101, 25523-25536. <https://doi.org/10.1029/96jb02531>
- Moeck, C., Grech-Cumbo, N., Podgorski, J., Bretzler, A., Gurdak, J.J., Berg, M., Schirmer, M., 2020. A global-scale dataset of direct natural groundwater recharge rates: A review of variables, processes and relationships. *Sci. Total Environ.* 717, 137042. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137042>
- Neuman, S.P., 1975. Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resour. Res.* 11, 329-342. <https://doi.org/10.1029/WR011i002p00329>
- Neverre, N., Dumas, P., 2016. Projecting Basin-Scale Distributed Irrigation and Domestic Water Demands and Values: A Generic Method for Large-Scale Modeling. *Water Econ. Policy* 2. <https://doi.org/10.1142/S2382624X16500235>
- Nicolas, M., Bour, O., Selles, A., Dewandel, B., Bailly-Comte, V., Chandra, S., Ahmed, S., Maréchal, J.C., 2019. Managed Aquifer Recharge in fractured crystalline rock aquifers: Impact of horizontal preferential flow on recharge dynamics. *J. Hydrol.* 573, 717-732. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.04.003>
- Nicolas, M., Selles, A., Bour, O., Maréchal, J., Dewandel, B., Bailly-comte, V., Ahmed, S., 2018. Impact of the saprolite / bedrock interface geometry on artificial recharge dynamics in crystalline rock aquifers 20, 15392.
- Olarinoye, T., Gleeson, T., Marx, V., Seeger, S., Adinehvand, R., Allocca, V., Andreo, B., Apaéstegui, J., Apolit, C., Arfib, B., Auler, A., Barberá, J.A., Batiot-Guilhe, C., Bechtel, T., Binet, S., Bittner, D., Blatnik, M., Bolger, T., Brunet, P., Charlier, J.B., Chen, Z., Chiogna, G., Coxon, G., De Vita, P., Doummar, J., Epting, J., Fournier, M., Goldscheider, N., Gunn, J., Guo, F., Guyot, J.L., Howden, N., Huggenberger, P., Hunt, B., Jeannin, P.Y., Jiang, G., Jones, G., Jourde, H., Karmann, I., Koit, O., Kordilla, J., Labat, D., Ladouche, B., Liso, I.S., Liu, Z., Massei, N., Mazzilli, N., Mudarra, M., Parise, M., Pu, J., Ravbar, N., Sanchez, L.H., Santo, A., Sauter, M., Sivellev, V., Skoglund, R.Ø., Stevanovic, Z., Wood, C., Worthington, S., Hartmann, A., 2020. Global karst springs hydrograph dataset for research and management of the world's fastest-flowing groundwater. *Sci. Data* 2020 71 7, 1-9. <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0346-5>
- Pascal, C., Ferrant, S., Selles, A., Maréchal, J.C., Paswan, A., Merlin, O., 2022. Evaluating downscaling methods of GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) data: A case study over a fractured crystalline aquifer in southern India. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 26, 4169-4186. <https://doi.org/10.5194/hess-26-4169-2022>
- Perrin, J., Ferrant, S., Massuel, S., Dewandel, B., Maréchal, J.C., Aulong, S., Ahmed, S., 2012. Assessing water availability in a semi-arid watershed of southern India using a semi-distributed model. *J. Hydrol.* 460-461, 143-155. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.002>
- Perrin, J., Jeannin, P.-Y., Zwahlen, F., 2003. Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *J. Hydrol.* 279, 106-124.
- Perrochet, P., 2005a. Confined flow into a tunnel during progressive drilling: An analytical solution. *Ground Water* 43, 943-946. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00108.x>
- Perrochet, P., 2005b. A simple solution to tunnel or well discharge under constant drawdown. *Hydrogeol. J.* 13, 886-888. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0355-z>
- Perrochet, P., Dematteis, A., 2007. Modeling transient discharge into a tunnel drilled in a heterogeneous formation. *Ground Water* 45, 786-790. <https://doi.org/10.1111/j.1745->

6584.2007.00355.x

- Perrochet, P., Musy, A., 1992. A simple formula to calculate the width of hydrological buffer zones between drained agricultural plots and nature reserve areas. *Irrig. Drain. Syst.* 6, 69-81. <https://doi.org/10.1007/BF01102867>
- Pinault, J.L., Doerfliger, N., Ladouche, B., Bakalowicz, M., 2004. Characterizing a coastal karst aquifer using an inverse modeling approach: The saline springs of Thau, southern France. *Water Resour. Res.* 40. <https://doi.org/10.1029/2003WR002553>
- Pointet, T., Amraoui, N., Golaz, C., Mardhel, V., Negrel, P., Pennequin, D., Pinault, J.L., 2003. The contribution of groundwaters to the exceptional flood of the Somme River in 2001: Observations, assumptions, modelling. *Houille Blanche* 112-122. <https://doi.org/10.1051/lhb/2003120>
- Quinlan, J.F., Ewers, R.O., 1985. Ground water flow in limestone terranes - strategy, rationale and procedure for reliable, efficient monitoring of ground water in karst areas. *Proc. Fifth Natl. Symp. Expo. Aquifer Restor. Gr. Water Monit. Worthingt. OH* 197-234.
- Ranchoux, C., Chabaux, F., Viville, D., Labasque, T., Lucas, Y., Van der Woerd, J., Ackerer, J., Aquilina, L., 2021. Characterization of groundwater circulations in a headwater catchment from an analysis of chemical concentrations, Sr-Nd-U isotope ratios, and CFC, SF6 gas tracers (Strengbach CZO, France). *Appl. Geochemistry* 131. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2021.105030>
- Rangarajan, R., Athavale, R.N., 2000. Annual replenishable ground water potential of India - An estimate based on injected tritium studies. *J. Hydrol.* 234, 38-53. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00239-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00239-0)
- Reimann, T., Giese, M., Geyer, T., Liedl, R., Maréchal, J.C., Shoemaker, W.B., 2014. Representation of water abstraction from a karst conduit with numerical discrete-continuum models. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 227-241. <https://doi.org/10.5194/hess-18-227-2014>
- Reimann, T., Liedl, R., Giese, M., Geyer, T., Maréchal, J., Dörfliger, N., Bauer, S., Birk, S., 2013. Addition and Enhancement of Flow and Transport processes to the MODFLOW-2005 Conduit Flow Process Intended model use, in: *NGWA Ground Water Summit. San Antonio.*
- Rempe, D.M., Dietrich, W.E., 2014. A bottom-up control on fresh-bedrock topography under landscapes. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 111, 6576-6581. <https://doi.org/10.1073/pnas.1404763111>
- Renard, P., Glenz, D., Mejias, M., 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeol. J.* 17, 589-600. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0392-0>
- Riebe, C.S., Hahm, W.J., Brantley, S.L., 2017. Controls on deep critical zone architecture: a historical review and four testable hypotheses. *Earth Surf. Process. Landforms* 42, 128-156. <https://doi.org/10.1002/ESP.4052>
- Rinaudo, J.-D.D., Neverre, N., Montginoul, M., 2012. Simulating the impact of pricing policies on residential water demand: A southern France case study. *Water Resour. Manag.* 26, 2057-2068. <https://doi.org/10.1007/s11269-012-9998-z>
- Riotte, J., Maréchal, J.C., Audry, S., Kumar, C., Bedimo Bedimo, J.P.P., Ruiz, L., Sekhar, M., Cisel, M., Chitra Tarak, R., Varma, M.R.R., Lagane, C., Reddy, P., Braun, J.J.J., 2014. Vegetation impact on stream chemical fluxes: Mule Hole watershed (South India). *Geochim. Cosmochim. Acta* 145, 116-138. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.09.015>
- Riotte, J., Ruiz, L., Audry, S., Baud, B., Bedimo Bedimo, J., Boithias, L., Braun, J., Dupré, B., Duprey, J., Faucheux, M., Lagane, C., Marechal, J., Moger, H., Mohan Kumar, M.S., Parate, H., Ribolzi, O., Rochelle-Newall, E., Sriramulu, B., Varma, M., Sekhar, M., 2021. The Multiscale TROPICAL CatchmentS critical zone observatory M-TROPICS dataset III : Hydro-geochemical monitoring of the Mule Hole catchment, south India. *Hydrol. Process.* 35, e14196. <https://doi.org/10.1002/hyp.14196>

- Roering, J., Marshall, J., Booth, A., ... M.M.-E. and P., 2010, undefined, 2010. Evidence for biotic controls on topography and soil production. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.040>
- Ross, A., Hasnain, S., 2018. Factors affecting the cost of managed aquifer recharge (MAR) schemes. *Sustain. Water Resour. Manag.* 4, 179-190. <https://doi.org/10.1007/s40899-017-0210-8>
- Ruiz, L., Varma, M.R.R., Kumar, M.S.M., Sekhar, M., Maréchal, J.C., Descloitres, M., Riotte, J., Kumar, S., Kumar, C., Braun, J.J., 2010. Water balance modelling in a tropical watershed under deciduous forest (Mule Hole, India): Regolith matrix storage buffers the groundwater recharge process. *J. Hydrol.* 380, 460-472. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2009.11.020>
- Scanlon, B., Healy, R., Cook, P., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J.* 10, 18-39.
- Scanlon, B.R., Keese, K.E., Flint, A.L., Flint, L.E., Gaye, C.B., Edmunds, W.M., Simmers, I., 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrol. Process.* 20, 3335-3370. <https://doi.org/10.1002/hyp.6335>
- Sekhar, M., Kumar, M.S.M., Sridharan, K., 1994. Parameter estimation in an anisotropic leaky aquifer system. *J. Hydrol.* 163, 373-391. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90149-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90149-X)
- Shilpa, Bhattacharya, S., 2017. Indo-French cooperation in water sciences: Capturing research dynamics through co-authorship analysis. *Curr. Sci.* 113, 1668-1674.
- Shoemaker, W.B., Kuniansky, E.L., Birk, S., Bauer, S., Swain, E.D., 2007. Documentation of a Conduit Flow Process (CFP) for MODFLOW-200. USGS Numbered Series -6-A24. <https://doi.org/10.3133/tm6A24>
- Simon, N., Bour, O., Faucheux, M., Lavenant, N., Le Lay, H., Fovet, O., Thomas, Z., Longuevergne, L., 2022. Combining passive and active distributed temperature sensing measurements to locate and quantify groundwater discharge variability into a headwater stream. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 26, 1459-1479. <https://doi.org/10.5194/hess-26-1459-2022>
- Singh, D.K., Singh, A.K., 2010. Groundwater Situation in India: Problems and Perspective. <http://dx.doi.org/10.1080/0790062022000017400> 18, 563-580. <https://doi.org/10.1080/0790062022000017400>
- Siou, L.K.A., Johannet, A., Borrell, V., Pistre, S., 2011. Complexity selection of a neural network model for karst flood forecasting: The case of the Lez Basin (southern France). *J. Hydrol.* 403, 367-380. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.04.015>
- Slim, M., Perron, J.T., Martel, S.J., Singha, K., 2015. Topographic stress and rock fracture: A two-dimensional numerical model for arbitrary topography and preliminary comparison with borehole observations. *Earth Surf. Process. Landforms* 40, 512-529. <https://doi.org/10.1002/esp.3646>
- St. Clair, J., Moon, S., Holbrook, W.S., Perron, J.T., Riebe, C.S., Martel, S.J., Carr, B., Harman, C., Singha, K., Richter, D. d., 2015. Geophysical imaging reveals topographic stress control of bedrock weathering. *Science* (80-.). 350, 534-538. <https://doi.org/10.1126/science.aab2210>
- Staw, B.M., 1976. Knee-deep in the big muddy: a study of escalating commitment to a chosen course of action. *Organ. Behav. Hum. Perform.* 16, 27-44. [https://doi.org/10.1016/0030-5073\(76\)90005-2](https://doi.org/10.1016/0030-5073(76)90005-2)
- Sutphin, D.M., Drew, L.J., Schuenemeyer, J.H., Burton, W.C., 2001. Characteristics of Water-Well Yields in Part of the Blue Ridge Geologic Province in Loudoun County, Virginia. *Nat. Resour. Res.* 10, 1-19.
- Szilagy, J., Parlange, M.B., 1998. Baseflow separation based on analytical solutions of the Boussinesq equation. *J. Hydrol.* 204, 251-260.
- Tabari, H., 2020. Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water

- availability. *Sci. Rep.* 10, 1-10. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-70816-2>
- Taylor, R.G., Howard, K.W.F., 1999. The influence of tectonic setting on the hydrological characteristics of deeply weathered terrains: Evidence from Uganda. *J. Hydrol.* 218, 44-71. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00024-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00024-4)
- Teutsch, G., Sauter, M., 1998. Distributed parameter modelling approaches in karst hydrological investigations. *Bull. d'Hydrogéologie* 16, 99-109.
- Thraillkill, J., 1988. Drawdown interval analysis: A method of determining the parameters of shallow conduit flow carbonate aquifers from pumping tests. *Water Resour. Res.* 24, 1423-1428. <https://doi.org/10.1029/WR024i008p01423>
- Tóth, J., 2016. The Evolutionary Concepts and Practical Utilization of the Tóthian Theory of Regional Groundwater Flow. *Int. J. Earth Environ. Sci.* 2016. <https://doi.org/10.15344/2456-351X/2016/111>
- Troch, P.A., de Troch, F.P., Brutsaert, W., 1993. Effective water table depth to describe initial conditions prior to storm rainfall in humid regions. *WATER Resour. Res.* 29, 427-434.
- Violette, A., Goddéri, Y., Maréchal, J.C., Riotte, J., Oliva, P., Kumar, M.S.M., Sekhar, M., Braun, J.J., 2010a. Modelling the chemical weathering fluxes at the watershed scale in the Tropics (Mule Hole, South India): Relative contribution of the smectite/kaolinite assemblage versus primary minerals. *Chem. Geol.* 277, 42-60. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.07.009>
- Violette, A., Riotte, J., Braun, J.-J.J., Oliva, P., Marechal, J.-C.C., Sekhar, M., Jeandel, C., Subramanian, S., Prunier, J., Barbiero, L., Dupre, B., 2010b. Formation and preservation of pedogenic carbonates in South India, links with paleo-monsoon and pedological conditions: Clues from Sr isotopes, U-Th series and REEs. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 7059-7085. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.09.006>
- Walder, J.S., Hallet, B., 1986. The Physical Basis of Frost Weathering: Toward a More Fundamental and Unified Perspective. *Arct. Alp. Res.* 18, 27-32. <https://doi.org/10.1080/00040851.1986.12004060>
- Warren, J.E., Root, P.J., 1963. The behavior of naturally fractured reservoirs. *SPEJ. Soc. Pet. Eng. J.* 3, 245-255.
- Webb, B.W., Hannah, D.M., Moore, R.D., Brown, L.E., Nobilis, F., 2008. Recent advances in stream and river temperature research. *Hydrol. Process.* <https://doi.org/10.1002/hyp.6994>
- Wellman, H.W., Wilson, A.T., 1965. Salt Weathering, a Neglected Geological Erosive Agent in Coastal and Arid Environments. *Nat.* 1965 2054976 205, 1097-1098. <https://doi.org/10.1038/2051097a0>
- Winter, T.C., 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeol. J.* 7, 28-45. <https://doi.org/10.1007/s100400050178>
- Winter, T.C., Rosenberry, D.O., Labaugh, J.W., 2003. Where Does the Ground Water in Small Watersheds Come From? *GroundWater* 41, 989-1000. <https://doi.org/10.1111/J.1745-6584.2003.TB02440.X>
- Wittenberg, H., 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrol. Process.* 13, 715-726. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990415\)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N)
- Wright, E.P., 1992. The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 66, 1-27. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.066.01.01>
- Wyns, R., Baltassat, J.-M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., Mathieu, F., 2004. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France) | Utilisation des sondages de résonance magnétique protonique pour la cartographie de la réserve en eau souterraine en context. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 175, 21-34.
- Wyns, Robert, Baltassat, J.M., Lachassagne, P., Legtchenko, A., Vairon, J., 2004. Application of

- proton magnetic resonance soundings to groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. la Société Géologique Fr.* 175, 21-34.
- Xu, Y., Beekman, H.E., 2003. Groundwater Recharge Estimation in Southern Africa, UNESCO IHP Series No 64. <https://doi.org/10.3109/00016486709127791>
- Zaidi, F.K., Ahmed, S., Dewandel, B., Maréchal, J.-C.C., 2007. Optimizing a piezometric network in the estimation of the groundwater budget: A case study from a crystalline-rock watershed in southern India. *Hydrogeol. J.* 15, 1131-1145. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0167-z>
- Zhang, L., Dawes, W.R., Walker, G.R., 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resour. Res.* 37, 701-708.

10 Postface : des bords de la Meuse aux sources du Lez



Photographie de la vallée de la Meuse à Seraing (Sclessin) avec en avant-plan le haut-fourneau 4

« La cécité aux inégalités sociales condamne et autorise à expliquer toutes les inégalités, particulièrement en matière de réussite scolaire, comme inégalités naturelles, inégalités de dons »

Pierre Bourdieu, La reproduction, 1966

Mon parcours humain représente 850 km et 52 années entre les bords de la Meuse et les sources du Lez, soit une vitesse moyenne de 2 m/heure (5×10^{-4} m/s), la perméabilité d'un aquifère certes pas inintéressant !

De mon lieu de naissance à côté du haut-fourneau 4 où mon père a travaillé et en face du stade du Standard de Liège (photo précédente), je garderai les souvenirs de la générosité et la spontanéité d'un environnement ouvrier bienveillant pour ce fils différent qui ne sera pas - c'est définitif - maçon, plombier ou encore électricien comme ses parents le rêvaient. Il en est heureux pour ces divers corps de métier et, surtout, pour leur clientèle...

Ce fils est plus à l'aise avec le monde abstrait des équations que le monde concret de la vie réelle. Je serai donc le premier de ma famille à suivre des études longues et obtenir mon BAC en 1987. Dans les collèges belges, les matheux sont souvent destinés à préparer l'examen d'entrée aux ingénieurs civils - formation universitaire oh combien méritante et reconnue. Dès lors, j'ai suivi ce chemin : préparation à l'examen d'entrée pendant ma terminale, passage de l'examen d'entrée aux ingénieurs et ensuite les deux premières candidatures de la formation d'Ingénieur Civil de l'Université de Liège (1989).

La géologie et (surtout) l'hydrogéologie m'ont beaucoup plus attiré que la mécanique physique ou l'électromécanique qui réunissaient l'ensemble des suffrages de mes collègues étudiants. Ce sera donc l'eau souterraine qui m'occupera à partir du premier jour de ma première de mes trois années de technique...et du reste de ma vie.

Me voilà donc ingénieur civil géologue spécialisé en hydrogéologie (1992), avec, devant moi (1995-1998) une thèse de doctorat de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.

Ce parcours est une anomalie dans ce Monde où le déterminisme social dicte l'avenir de nos jeunes quelles que soient leurs qualités. Récent titre de la revue *the Conversation* : « Grandes écoles : 80 fois plus de chances d'admission quand on est enfant d'ancien diplômé »⁶⁵. Ces chiffres sont également très contrastés à l'Université. Les statistiques de l'Education Nationale sont catastrophiques en matière d'insertion d'étudiants en provenance du monde ouvrier ou des banlieues. Il y a un nom qui désigne ce type de parcours académique : « transfuge de classe », notion initiée par Pierre Bourdieu, théorisée par Chantal Jaquet et romanisée par Annie Ernaux.

Je ne suis évidemment pas un surhomme, j'ai bénéficié des compétences, de l'enthousiasme et de la générosité de nombreux enseignants, comme ma Professeure de Lycée en mathématiques, ces personnes qui un jour nous ouvrent des portes, les « passeurs ».

Pour cette raison, je voudrais dédier ce travail à tous ceux qui luttent, chacun à leur niveau, pour l'insertion et l'intégration des étudiant(e)s les plus défavorisé(e)s. Sans eux, ces lignes n'auraient jamais vu le jour : merci à eux tous de la maternelle à l'université. Merci au personnel enseignant en général, qui travaille dans des conditions difficiles, avec souvent cette même passion de faire apprendre. Merci à toi Fabiola, mon épouse, qui t'investis au jour le jour au collège avec ce seul but : faire progresser la connaissance, apprendre, développer le doute et l'incertitude. Je suis sûr que dans le futur, d'autres HDR mentionneront ton nom et te remercieront pour la porte que tu as ouvert, la voie que tu as montrée ou tout simplement l'envie d'apprendre que tu as su créer. Ce mémoire t'est dédié pour cela et pour toutes les autres choses.

Je finirai par cette citation de Chantal Jaquet⁶⁶ : « Le mérite, c'est une pure construction politique destinée à conforter l'ordre social. Ce système de méritocratie est avantageux pour des politiques conservatrices qui veulent justifier l'ordre établi puisque, plutôt que de remettre en cause cet ordre, plutôt que de prendre des mesures sociales, économiques, politiques et culturelles qui amèneraient à plus de justice, plus d'égalité, on considère que chacun reçoit proportionnellement à son mérite. Les plus méritants sont ceux qui réussissent et les autres ont démerité et donc n'ont pas à se plaindre de leur sort. »

⁶⁵ [Grandes écoles : 80 fois plus de chances d'admission quand on est enfant d'ancien diplômé \(theconversation.com\)](http://theconversation.com)

⁶⁶ [La philosophe Chantal Jaquet démonte "l'illusion de la méritocratie" \(positivr.fr\)](http://positivr.fr)

11 Annexe

11.1 Article 1 : Maréchal et al. 2018 sur l'Observation (chapitre 3)

11.2 Article 2 : Maréchal et al. 2004 sur les propriétés hydrodynamiques de la zone fracturée-altérée de l'aquifère de socle (chapitre 4)

11.3 Article 3 : Maréchal et al. 2008 sur la modélisation d'un pompage d'essai dans un aquifère karstique (chapitre 5)

11.4 Article 4 : Maréchal et al. 2014 : modélisation des venues d'eau dans un aquifère hétérogène (chapitre 6)

