



HAL
open science

Hydrogéologie des zones de faille du socle cristallin: implications en terme de ressources en eau pour le massif Armoricaïn.

Clément Roques

► **To cite this version:**

Clément Roques. Hydrogéologie des zones de faille du socle cristallin: implications en terme de ressources en eau pour le massif Armoricaïn.. Hydrologie. Université Rennes 1, 2013. Français. NNT: . tel-00967360v1

HAL Id: tel-00967360

<https://theses.hal.science/tel-00967360v1>

Submitted on 28 Mar 2014 (v1), last revised 17 Apr 2014 (v2)

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.



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

École doctorale Sciences de la Matière

présentée par

Clément ROQUES

préparée à l'unité de recherche OSUR – UMR6118
Géosciences Rennes UFR Sciences et Propriétés de la
Matière

**Hydrogéologie des
zones de faille du
socle cristallin : im-
plications en terme
de ressources en
eau pour le Massif
Armoricain**

**Thèse soutenue à Rennes
le 22/11/2013**

devant le jury composé de :

Frédéric HUNEAU

Professeur à l'Université de Corse / *Rapporteur*

Guillaume FAVREAU

Chargé de recherche IRD / *Rapporteur*

María Clara CASTRO

Professor, University of Michigan / *Examinatrice*

Thomas BURBEY

Associate Professor, Virginia State University /
Examineur

Philippe DAVY

Directeur de recherche CNRS, Observatoire des
Sciences de l'Université de Rennes / *Examineur*

Olivier BOUR

Professeur à l'Université de Rennes 1 /
Directeur de thèse

Luc AQUILINA

Professeur à l'Université de Rennes 1 /
Co-directeur de thèse

Benoît DEWANDEL

Chargé de recherche BRGM / *Co-directeur de thèse*

« Il y a autre chose dans la nature que ce que l'on y voit : il y a ce que l'on y sent et ce que l'on devine. »¹

« Je posai ma bougie sur une saillie de la paroi, j'aspirai de l'air pour une immersion de deux minutes (performance qui m'est familière) et je plongeai, une main en avant, l'autre en contact avec la voûte. Je tâtai avec la plus grande attention les aspérités et les contours de cette voûte ; car j'étais aveugle et mes yeux étaient au bout de mes doigts ; non seulement il fallait avancer, mais aussi se préoccuper du retour. Pendant que je progressais ainsi, et me hâtais d'aller plus loin encore, tout à coup ma tête émergea et je pus respirer. »²

1. Russel, Souvenirs d'un montagnard, 1878

2. Norbert Casteret : Dix ans sous terre, 1945, p. 30

*A mes parents,
ces héros aux sourires si doux.*

Remerciements

Les remerciements ! La partie la plus agréable de la rédaction, mais peut être la plus difficile : ne pas se lancer dans un scénario mélodramatique à l'eau de rose à la façon « Novelas brésiliennes » dans lequel je remercie tout le monde en leur disant à chacun combien je les aime et combien ils vont me manquer ! Mais non, il faut rester droit, direct, scientifique...

Avant tout je tenais à remercier sincèrement Frédéric Huneau et Guillaume Favreau qui ont accepté de juger mon travail de thèse. Merci infiniment pour vos rapports des plus détaillés et pour vos remarques encourageantes concernant le fond et les perspectives appliquées à ce travail. Un immense Merci également à Maria Castro et Thomas Burbey qui ont traversé l'Atlantique pour assister à ma soutenance et pour les échanges que nous avons eu lors de leurs séjours à Rennes. Un grand Merci également à Philippe Davy d'avoir accepté de présider ce jury et pour ses remarques pleines de perspectives. Je voulais également remercier l'ensemble des financeurs de ce projet pour qui les applications de ce sujet de thèse sont une réelle préoccupation pour le futur : l'Agence de l'Eau Loire Bretagne, La Région Bretagne, Le Département de l'Ille-et-Vilaine, La Ville de Rennes, le Ministère de l'Education et de la Recherche, le BRGM et l'OSUR.

Avant de rentrer dans le vif du sujet des remerciements autour de la thèse, je souhaitais faire un retour sur l'avant thèse... Et oui il y a une vie avant la thèse, qui a été pour moi rythmée par de nombreuses rencontres clés qui m'ont conduit jusqu'ici. Je ne sais pas trop pourquoi je me suis retrouvé en Géologie à la Fac... Un hasard, une curiosité ? J'étais juste passionné par la montagne, et les « cailloux » étaient pour moi les supports de mes activités de varappes alpines. Ils représentaient souvent un obstacle obstinant qui me freinaient dans mes ascensions, mais qui à chaque fois m'émerveillaient (désolé, je pars déjà dans un remake d'un récit de montagnard des années 60 à la Gaston Rébuffat : « Et soudain je m'élevais au sommet et la beauté de la montagne s'offrait à moi... ») ! Bon, allé on va en Géol ! Mais alors où cela va-t-il me mener, mise à part pour connaître le contexte sédimentaire du calcaire du dévonien sur lequel je grimpe dans le cirque de Gavarnie ? Aucune idée première, j'étais ouvert à tout ! Ce chemin s'est au fil du temps éclairé grâce aux profs de l'Université de Toulouse et de l'IUP Géosciences de l'Environnement. Je dois dire que le déclic est venu lors des sorties terrains oenolo-(hydro)géologique. Qui ne se souvient pas de la nappe de charriage des corbières et de ces cuvées prestigieuses du grès du cénoomanien ? Alors merci à vous pour nous avoir transmis vos passions ! J'ai eu par la suite l'occasion de travailler dans plusieurs boîtes avec lesquels j'ai

pu découvrir rapidement la « vraie vie » du géologue au sens large. La vraie vie du foreur sur le terrain sous toutes conditions climato-septique, le géotechnicien sur les chantiers routiers, l'hydrogéologue face aux polluants de la nappe de l'Ariège ou face à un forage profond pour l'alimentation en eau potable d'un village africain, le géologue confronté aux glissements de terrains menaçant la route de la traversée en Guadeloupe. Que d'expériences enrichissantes ! Merci Claude pour m'avoir transmis tes connaissances en géotechnique, parfois dans des conditions difficiles et un grand Merci pour ton amitié. Merci à Luis pour ce projet magnifique à Taba qui restera gravé dans ma mémoire et qui a certainement le plus construit ma sensibilité pour la thématique de la ressource en eau ! Merci à Maritxu pour ce stage de fin d'étude dont tous les hydrogéologues juniors rêvent ! Ce stage et tout ce que tu m'as appris ont dicté mes choix tout au long de mon parcours ! Merci pour ton amitié et ton soutien ! Un grand Merci à Philippe et Jean-Marc qui m'ont toujours soutenu dans mes projets au BRGM et ailleurs. Merci surtout pour vos amitiés ! Si j'en suis là c'est grâce à vous !

La thèse, le vif du sujet... Vaste expédition dans l'inconnu ! Je voulais la décrire comme une ascension d'un 8000 himalayen à la manière de Reinhold Messner (encore un récit de montagne... désolé je suis fan) ou comme l'exploration d'une grotte souterraine à la Norbert Casteret (c'est qui lui ?). Tout est une question de logistique, de passion mais surtout d'humains. Et il faut rajouter un brin (peut-être plus...) de folie et en général l'expédition aboutie avec succès. J'ai mis en phrase introductive cette citation de Norbert Casteret qui m'impressionne. Ce passage lors d'une de ses nombreuses explorations de grottes pyrénéennes, où il s'immerge en apnée dans un conduit karstique sans savoir s'il y a une sortie, jusqu'à ce que finalement il trouve une salle où il peut respirer et allumer sa bougie et s'émerveiller de toute la splendeur qui l'entoure. Faut être fou non ? Non, faut être passionné ! Et bien la thèse, il y a un brin de ça... De la folie mêlée à de la passion. On ne sait pas où l'on va, mais le parcours et l'aboutissant sont fantastiques et mérites d'être vécues ! Comme je le disais, rien n'est possible dans une telle expédition sans l'entourage. L'entourage professionnel et personnel. Il y a beaucoup de gens ici au laboratoire de Rennes que je ne sais plus dans quelle catégorie classer. Je commencerais par les 3 piliers de cette thèse, les 3 pères du projet, les 3 papas... Olivier, Luc et Benoît. Mes 3 encadrants. Et oui trois ! Cela rajoute un peu plus de folie au projet de thèse, d'autant plus qu'ils présentent chacun des spécialités quelque peu variées : un hydro-physicien, un hydro-géochimiste et un hydrogéologue matheu !!

Olivier, tu sais qu'on te surnomme tous « Papa » au labo ? Ce n'est pas pour rien... Je me souviendrais toujours de cette première mission terrain à Saint-Brice

moins de 2 mois après que je sois arrivé à Géosciences. Le prétexte était l'acquisition de données et la compréhension rapide de ce tout nouveau site d'étude. Mais la raison première était de faire connaissance dans les meilleures conditions (un peu fraîches)! Faire connaissance à la fois professionnellement (« 21h déjà? Il va nous falloir de la lumière! »), mais surtout d'un point de vue humain, autour d'un bon repas et d'une bouteille de vin (« la pêche en kayak et le bon vin c'est la vie garçon! »)! Je te remercie pour ça, pour cette complicité, pour ton soutien tout au long de ces trois années, pour cette foison d'idées qui ont fait que cette thèse en est là aujourd'hui, et surtout pour ta sincère amitié durant ces 3 années et pour longtemps encore!

Luc, ardent défenseur des polluants atmosphériques (oè des traceurs!!!), plaissant pour la cause des CFCs (Non à leur diminution!!!). Elles sont quand même vachement belles nos données chimie!! Mélange détonnant quand elles sont couplées à la physique (et oui c'est possible, la preuve!)? On est littéralement « tombé sur le cul » (expression très scientifique qui signifie « être en extase devant un graphique binaire avec des petits points », expression officialisée lors de ma soutenance)! Tes étudiants sont ta préoccupation première. Je peux t'assurer que tu m'as transmis ta passion pour la recherche et pour ce métier d'enseignant chercheur. Tu m'as également communiqué ce goût de la rédaction d'articles sous le son envoutant d'Elisabeth Schwarzkopf (rien à voir avec la coiffure...) ou du grand Seb. Merci pour tout. Merci pour ton amitié!

Benoît, malgré la distance entre Rennes et Montpellier, nous avons pu interagir au mieux. Grâce à ce beau projet que tu as porté au BRGM et à ta confiance, j'ai pu m'exprimer dans les meilleures conditions et je t'en remercie. J'ai pu apprendre plus que de raison sur l'interprétation des essais de pompage (je t'avoue que concernant l'équation en triple intégrale du puits image selon x je n'ai pas tout compris...). Je te remercie pour ta disponibilité et tes encouragements! J'espère qu'on pourra concrétiser cette partie de pêche au Black Bass un jour!

Je voulais ensuite remercier infiniment Jean-Fred et toute sa famille. Vous avez énormément contribué au bon déroulement de notre travail! Jean-Fred, tu nous as toujours accueillis sur ta parcelle les bras grands ouverts, toujours avec un immense sourire et souvent (jamais pendant le service...) avec un bon verre de pommeaux ou de vin chaud qui nous réchauffaient lors de nos missions hivernales! Tu nous as souvent sorti du pétrin, lors des multiples « embourbages » où il a fallu sortir le tracteur, ou lors des grosses pluies que nous avons essuyé avec les étudiants où tu n'as pas hésité une seconde à nous ouvrir les portes de chez toi. Alors Merci infiniment, Merci pour cet entrain autour de ce projet et Merci à toute ta petite famille! Prenez soin de l'eau du Petit Frontigné!

Ahhh Laurent ! Lolo pour les intimes, ou le maçon fou, fan de R2D2 et des bruits de fonds (oups pardon ce n'est pas du bruit, c'est du signal) ! Wowww quand je repense à tous ces jours de terrain, sous toutes les conditions possibles et imaginables... Merci pour tous ces bons moments à pelleter, à faire du ciment, à enfoncer des tiges en fer, à regarder R2 travailler pendant des longues longues heures, à bruler des forêts, à boire de la mauvaise bière, à mesurer des débits pendant une tempête... toujours avec cette envie et cette immense passion qui t'animent, cette joie et ce plaisir d'être sur le terrain ! Voilà, c'est comme ça que j'imaginai la recherche ! Merci pour tout ! A notre amitié mon Ami !

Thierry et Nico, sans vous rien de tout ça n'aurait vu le jour. Je pense à toutes nos missions terrain, à votre constante disponibilité et à votre aide au quotidien. Je vous remercie pour tous ces moments de dur labeur et de rire ! On le fera peut-être un jour ce semi de Liffré, Thierry ! Nico, prépare tes baskets, il va falloir le suivre le père Thierry ! Sinon on le suit en tractopelle ? Qu'en penses-tu ? Merci Virginie pour ton aide et ton soutien au labo, sur le terrain et beaucoup beaucoup plus encore ! Gracias al Geologo Juan-Miguel de la Donde, pour cette passion que tu m'as transmise, pour cet enthousiasme autour de ce projet d'Hydros ! On essaye de monter un projet ensemble dans la région du Pic Saint Loup, au hasard ? Merci Tanguy pour ton aide et pour toutes tes idées et suggestions qui m'ont permis d'avancer sur mon « petit devoir maison » ! Merci à toute l'équipe Hydro pour cette cohésion exceptionnelle et ces échanges ! Ne changez rien !

Je tiens à remercier toute l'équipe du BRGM qui a été directement impliqué dans le projet : Bruno, Flora, Jean-Pierre, Hélène, Jean-Christophe, Eric et tout le personnel MMA. Merci à tout le personnel des laboratoires de Géosciences qui m'ont appris les rudiments des analyses et pour leur aide précieuse lors des nombreux « ruchs » analyses : Odile, Martine, Patricia, et Patrice. Merci à l'équipe de Sisyphe d'être venue à Saint-Brice pour faire ces magnifiques images du sous-sol qui ont clairement orienté notre interprétation sur la structure : Christian, Fayçal, Pierre-Yves et tous les étudiants. Merci à l'équipe des géomètres du Mans d'être venus braver les éléments et assurer les mesures de déformation : Stéphane, Ghislain et les étudiants. Merci à tous le personnel administratif qui m'a permis de vivre cette aventure dans les meilleures conditions. Merci particulièrement à Catherine (B.) pour ton sourire et ta disponibilité au quotidien. Merci à Géraldine pour la gestion de ce projet et des missions. Merci à Aline pour ton formidable enthousiasme. Merci à Catherine (H.) pour ton aide sur la gestion des contrats d'enseignement. Eddy, un grand Merci pour ta disponibilité. Prépare les mouches pour le saumon !

Bureau 326, bâtiment 15 : derrière les cailloux il y a des thésards ! Merci à mes

co-bureaux pour m'avoir supporté pendant ces 3 années! Merci Alex de m'avoir pris sous ton aile quand je suis arrivé : « Allé jeune, je vais te montrer la vie rennais!! », toujours sous la complicité de Morgane, ou *Mo²* pour les intimes : « Caffééééé??? » ou « Tiiii Puuuunncchhhh??? ». Merci Youss de m'avoir supporté et encouragé pendant les pires moments de la thèse, les trois derniers mois... Merci pour les innombrables craquages (C'est bon ça!!!!!!). Merci à LA Colloc' au 37bis rue Alphonse Guérin! Pietro, Etienne, que de moments mémorables! Ces innombrables soirées, toujours sous le signe du bon vivre! Les parties de pétanques, la slack-line, les bœufs guitares, les repas... Un Grand Merci les Amis! Merci au trio du bureau 211!! Haut lieu de ralliement du café expresso écolo de la cafetière à pression (Non à la Nespresso!! What else?). Antoine, ce jour viendra où je te mettrais une raclée au Bad... Merci pour les sorties pêche souvent, mince toujours, infructueuses... Mais que de bons souvenirs! On se rattrapera sur le saumon de l'Oregon! Et Jérôme, alias le pâtissier de génie Master Chef ++, toujours partant pour un bon repas entre amis! Merci à Sarah et Feña pour les sorties grimpe et les Ceviches! Merci à Eline et Christophe, Tibo et Maria, Fabou et Capou, Anne-Claire et Thomas et Nico l'Indien pour tous ces bons moments! Merci à tous les Amis! Vous viendrez tous nous voir hein?

Ce labo est exceptionnel! Toutes les personnes qui ont mis un pied au laboratoire de Rennes le confirmeront! Cette ambiance générale est permise par cette cohésion générale entre les permanents et les thésards et autres non-permanents de Géosciences et des autres labos de l'OSUR. Et que dire de l'ambiance entre les thésards et postdoc de Rennes? Comment la décrire en une phrase? Genre une phrase choc! C'est de la balle, ça déchire la mort qui tue la mort (Tu bluff Martonie?)! Tous les thésards mériteraient de connaître cette ambiance rennais! On est d'autant plus motivé de venir travailler en sachant que la semaine sera rythmée par les soirées, barbecues, pétanques, repas, Cité d'Ys, Gazo et j'en passe et des moins mures... Alors un grand Merci à tous pour cette ambiance et pour tous ces moments. Et pour ceux qui restent : surtout ne lâchez rien!

Dans cette dernière partie je voulais remercier les trois personnes de ma vie. D'abord mes chers parents adorés, pour votre immense patience pendant mon adolescence (je me voie encore à 16 ans dire « de toute façon l'école ça sert à rien... » qui aurait parié la dessus?), mais aussi pour vos encouragements tout au long de mon parcours universitaire, pour votre soutien permanent dans mes choix. Je vous dois tout! Cette thèse c'est grâce à vous! Vous êtes merveilleux! Rebecca, tu m'as soutenu, porté, encouragé (Supporté?) tout au long de ces trois années! Alors un immense Merci pour tout! Pour ton implication directe sur le terrain, avec toujours

le même enthousiasme et la même énergie qui te caractérisent tant (I gonna Kill R2D2!!) et Merci pour toutes ces aventures vécues ensemble (Elle va tenir la tente tu crois là?). Sans Toi ces années rennaises et cette thèse n'auraient pas été ce qu'elles ont été! Merci :).

La taille des remerciements témoigne des conditions exceptionnelles de ces trois années. **Vous allez tous sincèrement me manquer!**

Table des matières

Table des matières	6
Table des figures	13
Liste des tableaux	19
Introduction	21
1 Le socle cristallin et les ressources en eau associées	27
1.1 Point de vue géologique	27
1.1.1 Les roches plutoniques	28
1.1.2 Les roches métamorphiques	28
1.1.3 Géomorphologie et structure du socle cristallin	29
1.1.3.1 L'altération supergène	30
1.1.3.2 Joints horizontaux de sub-surface	30
1.1.3.3 Discontinuités géologiques	33
1.2 Point de vue hydrogéologique	35
1.2.1 Propriétés hydrogéologique générales des roches cristallines . .	35
1.2.2 Conceptualisation hydrogéologique des aquifères cristallins . .	36
1.2.2.1 Les altérites	37
1.2.2.2 Le compartiment « fissuré » de sub-surface	38
1.2.2.3 Les zones de faille	40
1.2.3 Le cycle de l'eau et le partitionnement géochimique	43
1.3 Exploration et exploitation des ressources en eau	46
1.3.1 Analyse des linéaments	47
1.3.2 Prospection géophysique	49
1.3.3 Productivité de puits et exploitation	50
2 Méthodologie générale	53
2.1 Approche à l'échelle du site	53
2.1.1 Définition de la structure hydrogéologique	55

2.1.2	Caractérisation des écoulements naturels	56
2.1.3	Fonctionnement des zones de faille en condition d'exploitation	57
2.2	Régionalisation : Analyse des sites productifs bretons	58
3	Cadre de l'étude et description du site expérimental de Saint-Brice en Coglès	61
3.1	Le Massif Armoricaïn	61
3.1.1	Contexte géologique	61
3.1.2	Contexte climatique	64
3.2	Le site expérimental de Saint-Brice en Coglès	65
3.2.1	Contexte géologique	65
3.2.2	Les forages	67
3.2.3	Etude de la fracturation : description du forage carotté FC4	68
3.2.4	Diagraphies en forages	70
3.2.5	Prospection géophysique de surface : interprétation de la structure géologique	72
3.2.5.1	Structure à l'échelle kilométrique	72
3.2.5.2	Structure locale au droit des forages	75
3.2.6	La structure géologique	76
4	Fonctionnement hydrodynamique des zones de faille en milieux cristallins : application au site de Saint-Brice en Coglès	81
4.1	Introduction	81
4.2	Le bassin versant hydrographique	83
4.2.1	Données climatiques	83
4.2.2	Géomorphologie du bassin versant	84
4.2.3	Écoulements au droit du site expérimental	86
4.3	Hydraulic behaviour of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs	89
4.3.1	Geological and hydrogeological setting	93
4.3.2	Material and methods	97
4.3.2.1	Field experiment	97
4.3.2.2	Water level monitoring and analysis	97
4.3.2.3	High resolution flow and temperature logging	97
4.3.2.4	Tracer tests	98
4.3.2.5	Geochemistry and groundwater dating	98
4.3.2.6	Numerical models	99
4.3.3	Results	100

4.3.3.1	Ambiant flow condition	100
4.3.3.2	Pumping condition	102
4.3.4	Discussion : Conceptual model	112
4.3.4.1	Sub-vertical structure properties and impact on groundwater flow	112
4.3.4.2	Flow behaviour and relationships between compart- ments under pumping conditions	114
4.3.4.3	Permanent flow and consequences for groundwater abstraction	114
4.4	Résultats complémentaires	119
4.4.1	Conceptualisation des propriétés hydrauliques du système aquifère	119
4.4.1.1	Perméabilité de la zone altérée	119
4.4.1.2	Transmissivité de fracture	120
4.4.1.3	Transmissivités des compartiments fracturés	121
4.4.1.4	Conceptualisation des propriétés hydrodynamiques	123
4.4.2	Suivis hydrodynamique pendant l'essai de pompage sur F3	124
4.4.2.1	Conditions de flux et évolution des charges entre fractures	124
4.4.2.2	Évolution des profils de température	125
4.4.2.3	Essais de traçage	125
4.4.2.4	Compartimentation et modèles analytiques	130
4.5	Conclusions et perspectives	133
5	Origine de l'eau, processus de mélange et réactivité dans les systèmes profonds	135
5.1	Introduction	135
5.2	Groundwater sources and geochemical processes in a crystalline fault aquifer	137
5.2.1	Geological and hydrogeological context	140
5.2.1.1	Geological context	140
5.2.1.2	Hydrogeological background of the site	140
5.2.2	Material and methods	143
5.2.2.1	Sampling and analysis	143
5.2.2.2	Data Handling	146
5.2.3	Geochemical results and End-Members Mixing convolution	148
5.2.3.1	Ambient geochemical compartmentalization	148

5.2.3.2	Geochemical evolution during pumping	151
5.2.3.3	CFC and SF6 concentrations	153
5.2.3.4	Stable water isotopes	154
5.2.3.5	PCA and EMMA	155
5.2.4	Discussion	159
5.2.4.1	Groundwater sources and geochemical compartmentalization	159
5.2.4.2	Flow contribution of reservoirs during pumping test .	164
5.2.4.3	Geochemical processes and reactivity evidences . . .	165
5.3	Conclusions et perspectives	172
6	Investigation des zones exceptionnellement productives dans le Massif Armoricain	175
6.1	Introduction	175
6.2	Contexte : la ressource en eau souterraine dans le socle breton	178
6.3	Role of fault zones for groundwater yield in the upper crystalline crust	183
6.3.1	Context and Methodology	184
6.3.2	Results	188
6.3.3	Conclusions	193
6.4	Conclusions et perspectives	194
7	Discussion et perspectives générales	197
7.1	Imagerie des structures	197
7.2	Hydrogéodésie : identification des structures actives pendant le pompage	200
7.2.1	Principe et intérêt	200
7.2.2	Méthodologie mise en œuvre	202
7.2.3	Quelques résultats préliminaires et discussion	203
7.3	Modélisation couplée hydrodynamique / âges apparents	207
8	Conclusion Générale	209
	Bibliographie	238
A	Résultats des diagraphies en forages	239
B	Coupe lithologique du forage FC4	245
C	Compte rendu et coupes techniques des piezomètres de surface	255

D Article publié dans Journal of Hydrology : Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs	269
E Résultats des analyses géochimiques	285

Table des figures

1	Répartition des captages d'eau potable par type de roche aquifère . . .	23
1.1	Carte des unités géologiques du monde (source USGS)	27
1.2	Exemples de roches cristallines	28
1.3	Modèle structural simplifié des massifs cristallins anciens	29
1.4	Modèle de profil d'altération en domaine granitique.	31
1.5	Formation des joints de dilatation	33
1.6	Architecture simplifiée d'une zone de faille	34
1.7	Variabilité des mesures de perméabilité sur les roches cristallines en fonction de l'échelle d'observation.	36
1.8	Schéma conceptuel des zones d'altération et de fracturation profondes établi par Larsson en 1987	37
1.9	Schéma conceptuel des aquifères de socle	37
1.10	Profil d'altération type. Évolution de la perméabilité et de la porosité en fonction de la profondeur	38
1.11	Modèle hydrogéologique du compartiment fissuré	39
1.12	Modèle conceptuel établi par Caine et al. (1996) corrélant l'architec- ture des zones de faille et leurs caractéristiques hydrodynamiques. . .	41
1.13	Modèle conceptuel des écoulements profonds au sein du système de failles normales en bordure de la vallée du Rhin (Ohlsbach, Forêt Noire en Allemagne).	42
1.14	Cycle de l'eau simplifié dans les roches cristallines.	44
1.15	Évolution schématique de la composition des eaux souterraines dans le bouclier canadien.	45
1.16	Schéma montrant l'impact d'une zone de faille sur la géomorphologie, le cycle hydrologique et la végétation.	47
1.17	Schéma représentant l'évolution des densités de fracture et de la perméabilité au droit d'une zone de faille.	48
1.18	Schéma représentant les stades transitoires pendant un pompage d'une zone de faille.	52

2.1	Travaux de forage	55
2.2	Installation du packer sur le forage F3.	58
3.1	Localisation du massif armoricain	61
3.2	Ensembles structuraux du Massif Armoricain	62
3.3	Principales structures geomorphologiques et failles actives du Massif Armoricain	63
3.4	Pluviométrie annuelle moyenne et température annuelle moyenne sur le Massif Armoricain	64
3.5	Carte géologique régionale du massif cadomien nord-armoricain . . .	65
3.6	Carte géologique du site de Saint-Brice en Coglès.	66
3.7	Excavation présente à proximité du site expérimental	67
3.8	Localisation des forages du site de Saint-Brice en Coglès	68
3.9	Carottes du forage FC4 entre 11.10 m et 17.45 m	69
3.10	Familles de fractures principales décrites sur les carottes du forage FC4	70
3.11	Résultats des diagraphies de flux et température réalisées sur le forage F3	71
3.12	Localisation des profils P1 et P2 réalisés par le BRGM	73
3.13	Profils électriques caractérisant la structure à l'échelle kilométrique .	74
3.14	Carte des concuctivités mesurées à l'EM34 et localisation des profils ERT réalisés par l'UMR Sysiphe	76
3.15	Profils ERT Wenner-Schlumberger	77
3.16	Bloc diagramme 3D du modèle géologique du site expérimental de Saint-Brice en Coglès	79
4.1	Précipitation mensuelle et température moyenne mesurées sur la sta- tion météorologique de Saint-Mars-sur-la-Futaie	83
4.2	Bassin versant hydrologique de Saint-Brice en Coglès et niveau pie- zométriques supposés	85
4.3	Carte des niveaux piézométriques sur le site de Saint-Brice en Coglès	86
4.4	Location map and regional geological map	94
4.5	Local geological description of the St Brice field site	95
4.6	Typical hydraulic head variations measured in the different boreholes at Saint-Brice and precipitations	101
4.7	Flowrate profiles in FC4 borehole	103
4.8	Drawdown induced by pumping	104

4.9	Diagnostic plot in Log scales showing drawdown normalized by flow rate, and its derivative measured during the long term pumping test in F3.	105
4.10	Flow and temperature profiles	106
4.11	Drawdown evolution with time and its derivative during pumping . .	109
4.12	titre court pour la liste des figures	110
4.13	Tracer test data	111
4.14	Conceptual model of groundwater flow at the St-Brice site	113
4.15	3D semi-diagram of the northern part of the numerical model	116
4.16	Résultats des essais de Slug Test réalisés dans les compartiments superficiels < 10m	120
4.17	Transmissivité de fracture déduites des profils de débitmétrie	121
4.18	Tomographie hydraulique réalisée sur les 4 forages principaux	122
4.19	Modèle conceptuel des propriétés hydrodynamiques du système aquifère de Saint-Brice en Coglès	124
4.20	Résultats des mesures de flux dans les forages FC4 et MFT80 pendant le pompage sur F3	125
4.21	Suivi des profils de température sur les forages FC4 et MFT80 pendant l'essai de pompage sur F3	126
4.22	Essais de traçage réalisés sur le forage MFT80	127
4.23	Évolution des gradients de charges entre puits d'injection et puits de pompage en A. En B, temps de restitution calculés pour les essais de traçages réalisés entre MFT80 et F3	129
4.24	Représentation schématique du modèle en T développé par Dewandel et al. (2013)	130
4.25	Modélisation, par le modèle en "T", des rabattements observés au puits de pompage	131
5.1	Regional geological map and boreholes location at the field site	141
5.2	Hydrogeological compartmentalization of the St-Brice aquifer and natural functioning	142
5.3	Main information on hydraulic conditions during pumping and geochemical sampling procedure for anions, cations and groundwater dating.	144
5.4	Clustered dendrogram of all ambient samples	150
5.5	Box plots representation of main element concentrations in the weathered and fault domains	151

5.6	Ne/Ar biplot diagram.	152
5.7	Scatter bi-plots for main elements.	153
5.8	CFC-12 versus SF_6 concentrations with respect to classical mixing models.	154
5.9	$\delta^{18}O - \delta^2H$ plot for groundwater from the Saint-Brice-en-Coglès aquifer.	155
5.10	PCA diagram showing pumping evolution and the 3 main end-members.	159
5.11	Ca versus HCO_3 scatter biplot for ambient samples and Na versus Cl scatter biplot for ambient samples.	161
5.12	Conceptual model of geochemical compartmentalization and fluxes involved during water cycle	163
5.13	Comparison between Flow conditions during pumping and discharge fraction of each end-members computed by the EMMA model.	165
5.14	Computed reactivity.	166
5.15	Scatter biplot showing NO_3 consumed versus SO_4 released.	168
6.1	Répartition (en %) des profondeurs concernées par les ouvrages AEP du socle cristallin	179
6.2	Carte des volumes d'eau souterraine prélevées dans les aquifères cristallins du Massif Armoricaïn	181
6.3	Carte des volumes d'eau souterraine prélevées concernant les ouvrages de plus de 20m de profondeur dans les aquifères cristallins du Massif Armoricaïn	182
6.4	Localisation of productive sites in the Armoricaïn Massif (Brittany) .	186
6.5	Histograms of $\log(\text{Transmissivity})$ for borehole data and fracture measurements (n=524)	189
6.6	Productive fractures parameters with respect to depth	190
6.7	Statistics groundwater yields regarding fault aquifer structures	192
7.1	Localisation des profils sismiques S1 et S2	198
7.2	Profils sismiques S1 et S2	199
7.3	Carte de répartition des plots de mesures géodésiques notés Sxx et des GPS CASPAR	203
7.4	Déformation verticale mesurée au GPS et interprétation	204
7.5	Résultats extrapolées des variations topographiques déterminées par mesure optique	205
7.6	Évolution transitoire des données d'âge mesurée à l'exhaure du puits de pompage F3	208

A.1	Diagraphies F3	241
A.2	Diagraphies FC4	242
A.3	Diagraphies MFT80	243
B.1	Coupe lithologique du forage carotté FC4	253

Liste des tableaux

3.1	Localisation et description des forages	69
3.2	Identification des zones productives définies par les résultats de dia- graphies de flux	72
4.1	Borehole descriptions.	96
4.2	Transmissivity results obtained by modeling borehole flow profiles using Paillet solutions (Paillet, 1998).	101
4.3	CFC and SF6 concentrations converted into atmospheric concentra- tion, in PPTV (Bu and Warner, 1995; Warner and Weiss, 1985).	102
4.4	Pumping test results for pumping well F3 and observation wells MFT80, FC4 and MFT20. RMSE is calculated over the analyzed part of the pumping test.	107
4.5	Description des quatre essais de traçage réalisés.	126
5.1	Ambient sampling campaign performed on the Saint-Brice-en-Coglès site.	143
5.2	Results of principal component analysis.	156
5.3	Fraction discharge (X) deduced from EMMA and deviation between measured and computed concentrations. LWL = Low Water Level and HLW is High Water Level.	158
6.1	Volumes moyens par ouvrage AEP et volumes totaux prélevés dans les aquifères cristallins pour la consommation humaine. Données Agence de l'eau Loire Bretagne.	179
6.2	Sites characteristics	187

Introduction

Les régions de socle cristallin sont connues pour leur complexité structurale. Les ressources en eau associées sont à l'image de cette complexité : fortement hétérogènes, contraignantes à identifier et à caractériser. *Les eaux souterraines dans les milieux cristallins constituent une ressource méconnue*, conclut Banks et al. (2002) dans leur rapport de synthèse sur les eaux souterraines. Neuman (2005) décrit la caractérisation des ressources en eaux dans les milieux fracturés comme *un des plus grands challenges pour les hydrogéologues modernes*. De nombreuses études relevant des domaines de l'ingénierie et de la recherche se sont concentrées sur la caractérisation de ces milieux particuliers. Les géologues reconstruisent la géodynamique des massifs cristallins et leur structure. Les tectoniciens tentent de définir les phénomènes de fracturation, aussi bien à l'échelle régionale (failles, rifts) qu'à celle de la micro-fracture. Les hydrogéologues cherchent à définir les réservoirs potentiels, leurs propriétés et les ressources associées. Les géochimistes s'interrogent sur l'origine des solutés et les processus d'interaction entre l'eau et la roche.

Cependant, de nombreux aspects restent à l'heure actuelle totalement méconnus. Pourtant, la connaissance hydrogéologique des réservoirs cristallins est primordiale à l'échelle mondiale, à la fois pour l'alimentation en eau potable, particulièrement pour les pays en voie de développement dont une large part des ressources en eau se concentre en contexte cristallin (Inde, Afrique, Asie...), mais également pour les activités pétrolières, géothermiques et agricoles. D'un point de vue de la ressource en eau, il est généralement admis qu'elle se concentre dans la tranche supérieure des formations cristallines (≈ 50 m de profondeur), au sein de formations altérées et de fractures de sub-surface. Cependant, ces réservoirs ne présentent que des ressources limitées, vulnérables aux contaminations superficielles et sont, dans la plupart des cas, économiquement défavorables pour l'alimentation en eau potable de régions densément peuplées. Toutefois, certaines régions doivent se contenter de ces maigres ressources. C'est le cas dans la région sud de l'Inde par exemple, qui assure son approvisionnement en eau potable uniquement grâce à cette ressource de sub-surface. Des moyens artificiels de recharge des nappes sont souvent mis en œuvre pour ga-

rantir le stockage souterrain des eaux de mousson, du moins temporairement.

Il est connu des hydrogéologues que les zones influencées par des contraintes tectoniques, engendrant des phénomènes de fracturation profonds, peuvent présenter des propriétés hydrodynamiques plus intéressantes que les compartiments superficiels classiquement visés. Ces structures profondes sont *a priori* moins vulnérables aux contaminations anthropiques provenant de la surface et peuvent assurer des débits d'exploitation conséquents. Cependant, leur identification reste aléatoire du fait de la méconnaissance de leur origine et de leur géométrie. Les coûts des prospections peuvent être excessifs pour des collectivités rurales et pour les particuliers et se révèlent souvent infructueuses.

Quand une ressource profonde est identifiée, l'hétérogénéité du milieu engendre des fonctionnements hydrodynamiques complexes et difficiles à appréhender. Les processus de mélange et les processus réactifs impliqués lors de la mise en pompage d'un site profond sont également mal maîtrisés. De nombreux sites d'exploitation ont vu leurs activités arrêtées en raison de ces méconnaissances. Les cas les plus classiques sont les problèmes d'intrusion d'eau saline sur les aquifères côtiers, la migration de contaminants tels que les nitrates et pesticides ou l'extraction d'une eau insalubre (les problèmes de fortes concentrations en fer sont fréquemment rencontrés³). Un impact néfaste sur le cycle hydrologique est la problématique la plus communément rencontrée, avec typiquement l'assèchement de zones humides ou de rivières connectées dû à une surexploitation relative à la productivité de l'aquifère.

De plus, les caractéristiques propres au cycle de l'eau dans les milieux cristallins sont totalement méconnues, particulièrement pour les cas des structures profondes. Les processus de recharge, l'origine de l'eau, leur temps de résidence et la nature géochimique des eaux restent à définir afin de mieux comprendre cette ressource et d'assurer une exploitation durable.

Le cas breton

La Bretagne est recouverte à 70% de roches cristallines. Les aquifères de socle constituent une ressource stratégique pour cette région. Entre 1973 et 2003, 23 000 forages ont été déclarés au Service Géologique Régional de Bretagne (BRGM) et depuis 1 000 forages par an environ sont enregistrés (Mougin, 2004). Ces 23 000 forages sont globalement bien répartis à l'échelle de la Bretagne, attestant de la bonne représentativité de la ressource en eau souterraine sur l'ensemble du territoire.

Mais les chiffres donnés par la DRASS (Direction Régionale de l'Action Sanitaire

3. Il existe cependant de nombreuses techniques de traitement pour l'élimination du fer dans les stations d'eau potable : Oxydation/filtration, traitement biologique ou traitement catalytique

et Sociale) de Bretagne témoignent de la méconnaissance de la ressource en eau souterraine en Bretagne. Seulement 20% du volume des eaux distribuées est d'origine souterraine (Panaget, 2004). Ce chiffre est très éloigné de la moyenne nationale pour laquelle les prélèvements souterrains représentent 64% des prélèvements pour l'adduction en eau potable (source : <http://www.eaufrance.fr>). 79% des captages bretons pour l'eau potable sont implantés dans les formations cristallines, granitiques et schisteuses (Figure 1, p. 23). La majorité de ces ouvrages capte la partie superficielle du système aquifère (altérites et tranche supérieure du milieu fracturé). Finalement, moins de 40% des ouvrages atteint des profondeurs supérieures à 20 mètres et sont susceptibles de capter des ressources associées à de la fracturation profonde et aux zones de faille.

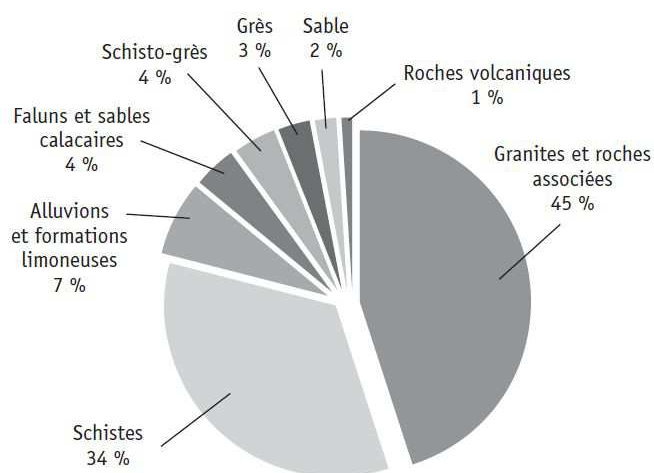


FIGURE 1 – Répartition des captages d'eau potable par type de roche aquifère (Panaget, 2004)

Depuis les 10 dernières années, face aux problèmes récurrents de quantité et qualité des eaux superficielles, la Région Bretagne, les collectivités locales et les industriels ont engagé des procédures de prospection de ressources en eau plus profondes. Le BRGM est un des principaux acteurs dans ces études, avec l'édition des récents rapports SILURES et RAPSODI mettant en avant l'existence de telles ressources profondes (Carn-Dheilly and Thomas, 2008a; Mougin et al., 2008).

Ces travaux ont notamment permis d'établir une base de données concernant les réservoirs hydrogéologiques présents à l'échelle de la Bretagne, et de discuter de leur fonctionnement global (Mougin et al., 2008). Le projet RAPSODI (Carn-Dheilly and Thomas, 2008a) a également permis d'identifier de nouvelles ressources en eau profondes par la réalisation de 6 forages d'environ 300m de profondeur en Ille-et-Vilaine, implantés sur la base d'analyses de données aéromagnétiques et de

linéaments. Malgré des résultats encourageants, l'identification de telles ressources en eau profondes et productives reste aléatoire. Sur les 6 forages du projet RAPSODI, 4 forages ont traversé des zones fracturées profondes mais seulement un ouvrage (F3, commune de Saint-Brice en Coglès) a présenté des débits au soufflage importants ($> 100 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$). Les études larges échelles ne peuvent qu'identifier les principales structures hydrogéologiques mais ne permettent pas de cerner si ces structures sont hydrologiquement actives et d'assurer une implantation optimale d'un forage au vue de l'hétérogénéité.

Cette difficulté en termes d'identification des structures productives entraîne des coûts de prospection importants, pouvant décourager les éventuels financeurs de tels projets. De plus, la méconnaissance de leur fonctionnement hydrogéologique soulève des difficultés en termes de protection et de gestion, notamment pour la définition des débits d'exploitation et des périmètres de protection (Marjollet, 2004). De ce constat est né le sujet de ce travail de thèse.

Les objectifs

Ce travail de thèse s'intègre et complète le projet CASPAR⁴, mené en collaboration entre le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) et l'OSUR (Observatoire des Sciences de l'Univers de Rennes) dans le cadre du Contrat de Projet Etat-Région (CPER) 2007-2013. Il aborde la problématique des ressources en eau en domaine de socle cristallin sous deux aspects : 1) par une **approche expérimentale** pluridisciplinaire de terrain appliquée au site de Saint-Brice en Coglès⁵. Une méthodologie adaptée à la problématique a été mise en place, avec l'utilisation d'outils hydrogéologique, hydrogéophysiques et hydrogéochimiques appropriés à la caractérisation de tels milieux complexes et 2) par une **vision régionale** de la ressource, à l'échelle du Massif Armoricaïn.

Les objectifs principaux de ce travail de thèse sont d'une part de définir l'existence de ressources importantes dans le socle cristallin et d'identifier dans quels contextes nous pouvons les rencontrer. Et d'autre part, l'analyse du cas spécifique de Saint-Brice en Coglès nous a permis de discuter du fonctionnement hydrodynamique et hydrogéochimique d'un système aquifère productif, associé à une système de faille sub-vertical. Pour cela nous nous attarderons sur cinq points importants :

1. Identifier et décrire **l'hétérogénéité** d'un système profond, (cas du système

4. CASPAR : Caractérisation des Aquifères Semi-Profonds dans le domaine ARmoricaïn. Projet co-financé par le Conseil Régional de la Région Bretagne, l'Agence de l'Eau Loire Bretagne, le Conseil Général d'Ille-et-Vilaine, la ville de Rennes (Rennes Métropole), le BRGM et l'OSUR

5. Site expérimental spécifiquement développé dans le cadre du projet CASPAR et de la présente thèse

de Saint-Brice en Coglès) afin de définir la compartimentation des réservoirs hydrogéologiques associée à cette structure.

2. Caractériser les **propriétés hydrodynamiques** de telles structures profondes en se focalisant sur leurs rôles au sein du bassin versant en régime naturel, ainsi qu'en condition de pompage. Ce travail se concentre sur la définition du fonctionnement des structures hydrogéologiquement actives et de leurs interactions.
3. De quantifier le **partitionnement des flux** au sein de l'hétérogénéité structurale sous l'effet d'une mise en exploitation afin d'identifier les *réservoirs de stockage* soutenant le débit d'exploitation.
4. Identifier l'**origine de l'eau** et définir les processus géochimiques associés aux écoulements profonds. Une attention particulière aux processus de dénitrification permettra de décrire la capacité de telles structures à éliminer naturellement les polluants azotés.
5. Identifier les **propriétés structurales et hydrodynamiques** inhérentes à la présence de ressources en eau conséquentes à l'échelle régionale en se basant sur les données disponibles sur le Massif Armoricaïn.

Ce manuscrit de thèse s'axe autour de 5 chapitres dont 3 sont écrits sous format d'articles scientifiques qui concentrent les principaux résultats obtenus. Après une description des connaissances hydrogéologiques des milieux cristallins (Chapitre 2), le site d'études sera décrit dans le Chapitre 3. Le Chapitre 4 (p.81) présente par la suite une discussion sur le rôle hydrogéologique d'un système de faille et ses relations avec les compartiments connectés, sur la base des résultats obtenus à Saint-Brice en Coglès. Le Chapitre 5 (p.135) décrit la compartimentation géochimique au sein de l'aquifère en relation avec les informations géologiques et hydrodynamiques, identifie les processus de mélanges et l'origine des eaux en régime naturel et en pompage. Le Chapitre 6 (p.175) fait état de l'analyse statistique et conceptuelle de 23 sites identifiés comme *exceptionnellement productifs* dans le Massif Armoricaïn. Enfin le Chapitre 7 (p.197) permettra d'aborder les perspectives à ce travail.

Chapitre 1

Le socle cristallin et les ressources en eau associées

1.1 Point de vue géologique

Les régions de socle cristallin constituent une structure géomorphologique formées en grande majorité de roches plutoniques, regroupés au sein de *batholites*, intrusifs dans des séries métamorphisées. Ces régions affleurent sur environ 30% de la croûte continentale (Amiotte Suchet et al., 2003; Blatt and Jones, 1975) et sont principalement présents au Nord-Ouest du Canada, Groenland, Amérique du Sud, Afrique centrale, Inde, Australie, Asie, Scandinavie, et dans une moindre mesure en Espagne, en France et en Europe centrale (figurées en orange sur la Figure 1.1, p. 27).

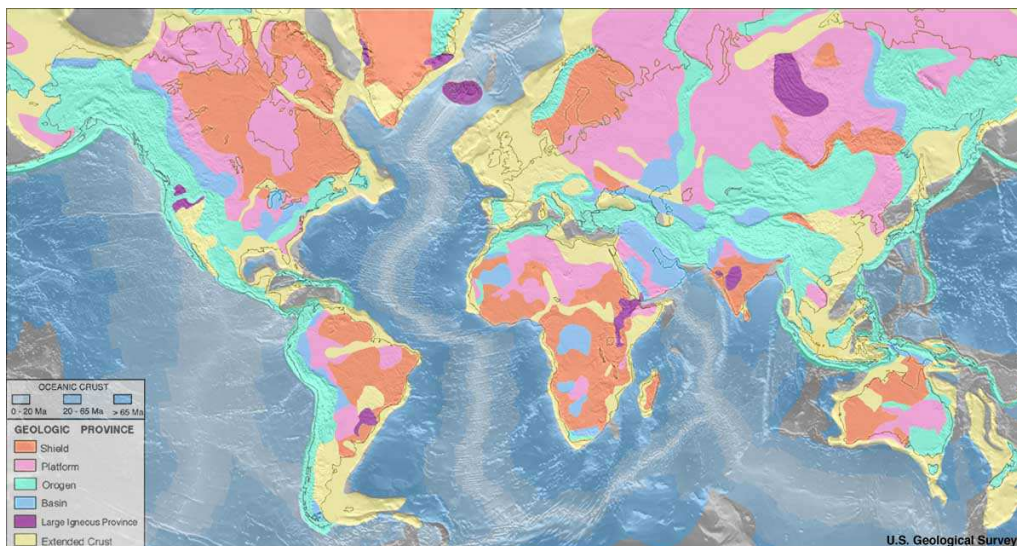


FIGURE 1.1 – Carte des unités géologiques du monde (source ©USGS). Les roches cristallines sont figurées en orange.

1.1.1 Les roches plutoniques

Les roches plutoniques, ou roches *intrusives*, sont pour la grande majorité considérées comme cristallines. Elles sont issues de magma se formant au sein du manteau et remontant dans la croûte lithosphérique. Le magma se solidifie lors de sa migration vers la surface et peut, à posteriori, être soumis à l'érosion et se retrouver affleurant à la surface de la terre. Ces roches sont rencontrés dans les massifs montagneux et constituent la racine de la chaîne. Cependant elles se retrouvent majoritairement affleurantes qu'au niveau des anciens massifs démantelés comme le Massif Armoricain ou le bouclier Canadien.

Les **granites** sont les plus caractéristiques (Cf. photographie B. en Figure 1.2, p.28). Ses minéraux constitutifs sont principalement du quartz (Cf. photographie D. en Figure 1.2), des micas (biotite et/ou muscovite), des feldspaths potassiques (orthoses) et des plagioclases. D'autres roches comme les diorites, granodiorites, gabbros et pegmatites (Cf. photographie C. en Figure 1.2) sont également typiques.

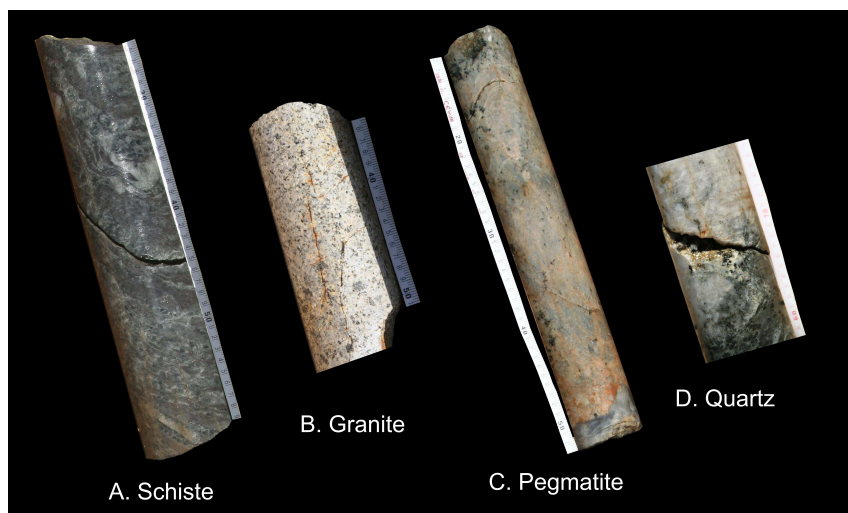


FIGURE 1.2 – Exemples de roches cristallines. Carottes prélevées sur le forage FC4, Saint-Brice en Coglès.

1.1.2 Les roches métamorphiques

Les roches métamorphiques sont également pour la plupart considérées comme cristallines. Elles sont issues de la modification minéralogique d'une roche primaire à l'état solide, sous l'effet de conditions de température et de pression spécifiques. Ce processus géologique est appelé le *métamorphisme*. Il se met en place en général à de fortes profondeurs ou au contact de roches plutoniques (métamorphisme de contact), et est en général associé à des phénomènes de contraintes tectoniques. Le

métamorphisme peut affecter tout type de roches, d'origine sédimentaire, plutonique, voire déjà métamorphisée. Les roches métamorphiques les plus communes sont les **schistes** (Cf. photographie A. en Figure 1.2, p.28), le marbre et les gneiss.

1.1.3 Géomorphologie et structure du socle cristallin

Les régions de socle cristallins sont majoritairement composés de plutons (granitoïdes), organisés au sein de batholites, intrudés dans des formations plus anciennes métamorphisées. Ces régions de socle résultent de phases orogéniques successifs leur conférant des structures géologiques complexes, façonnées par les phases intrusives, métamorphiques et tectoniques.

La Figure 1.3 (p. 29) présente un modèle structural type de région de socle. Le socle est désigné comme une zone stable de la croûte terrestre, constituées de formations anciennes qui ne sont plus (ou peu) influencées par des déformations directes. Ces régions sont généralement planes, pénéplanées par de longues périodes d'érosions et éventuellement recouvertes par des formations sédimentaires plus récentes.

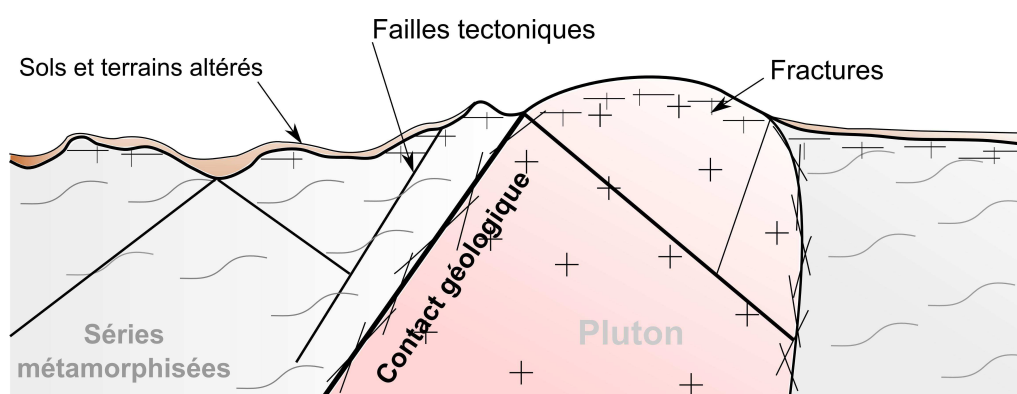


FIGURE 1.3 – Modèle structural simplifié des massifs cristallins anciens. Modifié d'après Larsson (1987).

Les roches plutoniques et métamorphiques sont caractérisées par des espaces inter-granulaires négligeables impliquant des densités importantes. Ces caractéristiques propres aux roches cristallines leur confèrent des propriétés hydrauliques peu favorables à la circulation de l'eau. Les hydrogéologues s'intéresseront donc aux objets structuraux pouvant favoriser ces écoulements, principalement les formations superficielles issues de l'altération, les fractures et joints ainsi que les grandes discontinuités géologiques.

1.1.3.1 L'altération supergène

L'altération supergène est une modification chimique et minéralogique de la roche originelle sous des conditions de température et de précipitation favorables, diminuant la cohésion des matériaux (Taylor and Howard, 1999; White et al., 2001; Wyns et al., 2004; Ruxton and Berry, 1957; Cho et al., 2003; Wright, 1992; Thomas and Guillocheau, 1999; Brault, 2002). L'altération des roches cristallines est particulièrement effective sous climat tropical, développant des profils caractérisés par différents horizons. Typiquement, le profil d'altération comprend :

1. Une **cuirasse ferrugineuse** représentée par des ferricrète. Elles proviennent de la précipitation de fer sous la forme de goethite et d'hématite (Figure 1.4, p. 31) et constituent les formations d'altération les plus avancées.
2. un horizon meuble à dominante argileuse nommé *saprolite* ou *altérites*, différencié par deux zones : l'*allotérite* en surface pour laquelle la structure de la roche originelle a disparue et l'*isaltérite* pour laquelle la structure est préservée. La texture et la composition de la **saprolite** dépendent du type de roches mères ayant subi ce processus d'altération. Dans le cas de granite, les altérites seront majoritairement constituées de sable, on parle alors d'*arènes*. Alors que dans le cas des schistes, des fractions de matériaux argileux et limonneux seront présentes, issues de l'altération de carbonates et autres minéraux silicatés.
3. Certains auteurs considèrent l'horizon sous-jacent de la roche mère, caractérisée par un intense réseau de fracture à composante horizontale, comme issu des processus d'altération qui sous l'effet de la modification de certaines phases minérales (biotite par exemple) peuvent entraîner des changements de volume importants et fracturer la roche (cf par exemple modèle conceptuel de Wyns et al. (2004)).

La Figure 1.4 (p. 31) présente un profil type d'horizons altérés, établi par Thomas and Guillocheau (1999) sur la base d'observations sur le Massif Armoricain.

1.1.3.2 Joints horizontaux de sub-surface

Les joints horizontaux sont communément observés dans les formations cristallines. Ce type de fracture présente une surface plane, affectant la cohésion de la roche en sub-surface (Singhal and Gupta, 2010; Goodman, 1993) dont la composante sub-horizontale est majoritaire, associée dans une moindre mesure par une composante sub-verticale (*diacalse*). Elle est définie comme *toute discontinuité d'origine naturelle qui n'a pas ou peu été affectée par un déplacement cisailant* (Goodman, 1993).

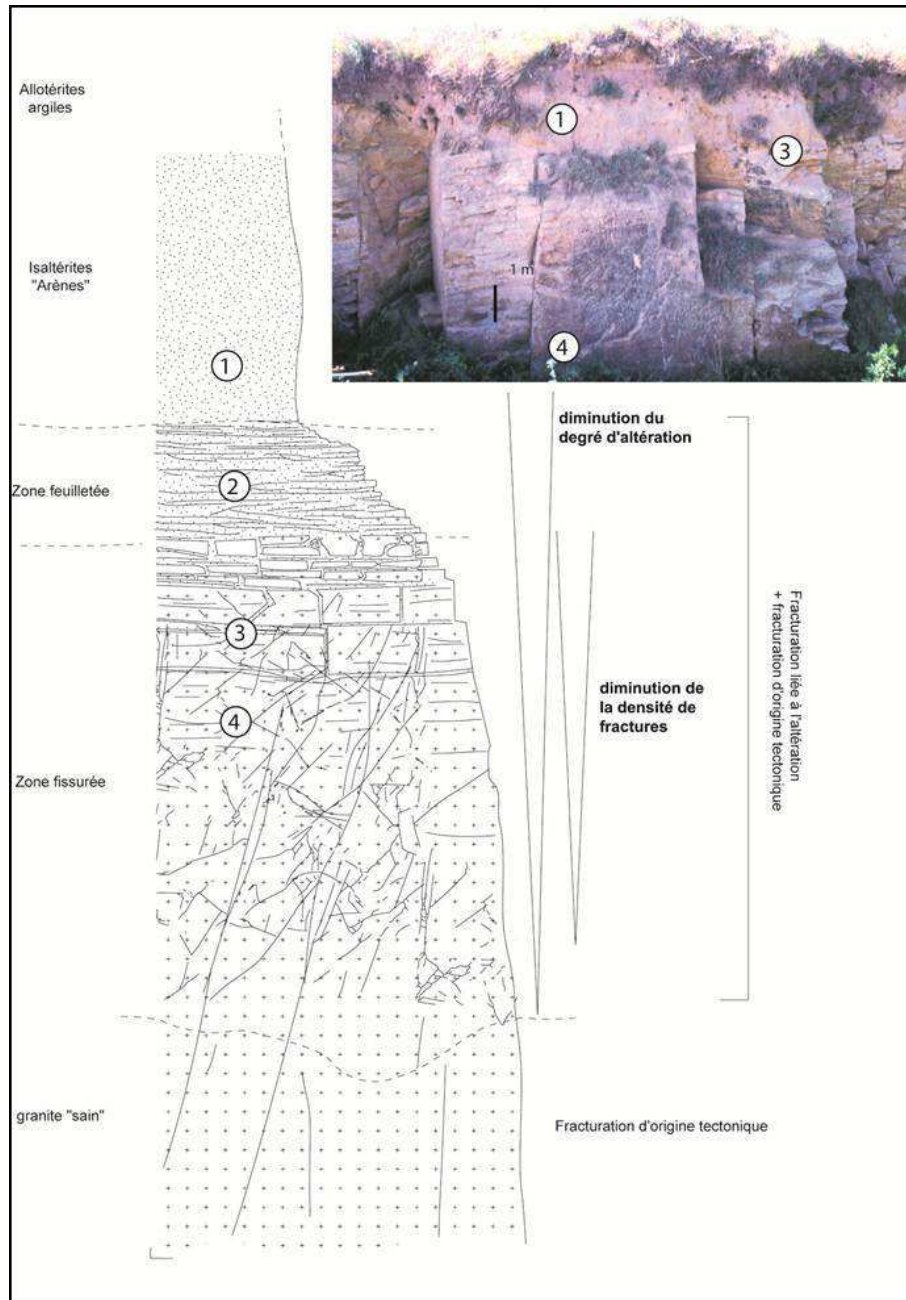


FIGURE 1.4 – Modèle de profil d'altération en domaine granitique, d'après Thomas and Guillocheau (1999).

Les joints sont souvent décrits comme parallèles à la topographie mais peuvent prendre des orientations diverses en fonction de l'orientation des contraintes lors de leur genèse (Goodman, 1993; Singhal and Gupta, 2010). Ils sont principalement présents en surface, et leur espacement augmente avec la profondeur en raison de l'augmentation de la contrainte verticale limitant leur expansion. La profondeur maximale observée peut atteindre une centaine de mètres dans des conditions favo-

rables (Holzhausen, 1989; Goodman, 1993).

Leur origine est principalement décrite par trois phénomènes géologiques :

1. aux processus de **décompression par variation de masse** engendrée lors des processus érosifs (Gilbert, 1904). Lors de l'érosion des formations géologiques sus-jacentes, ou bien lors des processus d'exhumation, la roche préalablement soumise à une contrainte compressive radiale, se dilate et se fracture sous l'effet de la diminution de la contrainte. La fracturation par dilatation se faisant orthogonalement à la contrainte minimale. Cependant plusieurs études ont montré que la seule prise en compte des conditions de variation de contraintes orthogonales ne peut expliquer la formation des joints de dilatation. Les conditions conjuguées de contraintes latérales et de pression de fluides sont déterminantes (Chang and Haimson, 2007; Hencher et al., 2010; Mandl, 2010; Martel, 2006; Twidale, 1973).
2. aux processus d'**altération** qui sous l'effet de la transformation et du gonflement de certaines phases minérales peuvent entraîner une fissuration de la roche (Twidale, 1973; Wyns et al., 2004) orthogonalement à la contrainte minimale. Cependant tous les processus d'altération n'entraînent pas à un gonflement des minéraux qui pourrait engendrer ce type de fracturation expansive (Twidale, 1973). Plusieurs observations de terrain ont montré la présence de telles fractures sans indices d'altération (Aydin, 2000; Hencher et al., 2010; Martel, 2006; Mortimer et al., 2011; Pollard and Aydin, 1988).
3. **aux contraintes compressives de sub-surface**. Ce phénomène tectonique est définie par les géologues comme le processus fondamental dans la formation des joints de sub-surface. Les contraintes de sub-surface favorisent la création de fractures en traction, parallèles à la contrainte maximale et orthogonale à la surface libre (Bahat, 1999; Goodman, 1993; Hencher et al., 2010; Holzhausen, 1989; Mandl, 2010; Martel, 2006; Twidale, 1973). Ces contraintes peuvent résulter soit de phénomènes tectoniques, soit de pressions latérales liées à la topographie (Martel, 2006; Hencher et al., 2010). La Figure 1.5 (p. 33) expose l'influence de ces deux contextes sur la formation des joints de dilatation (Hencher et al., 2010).

L'origine des joints horizontaux de sub-surface est sujette à débats (Twidale, 1973; Lachassagne et al., 2011). Déterminer le processus prépondérant dans la formation des joints d'expansion apparaît difficile en raison du nombre de phénomènes pouvant interagir conjointement. Seule une reconstruction détaillée des états des contraintes (principalement des variations de contrainte verticale), des processus

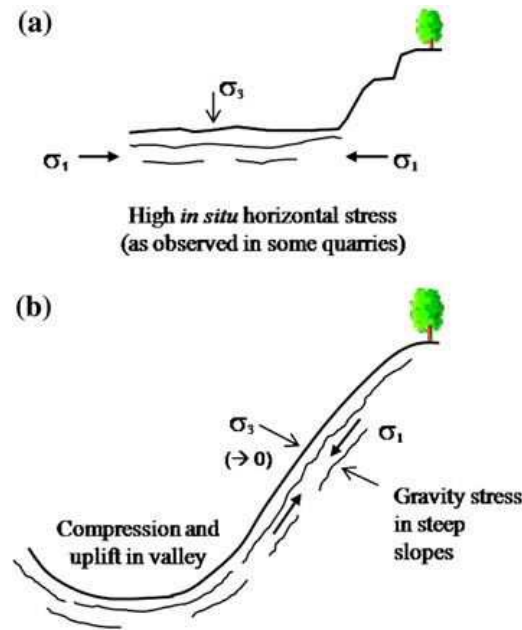


FIGURE 1.5 – Formation des joints de dilatation d’après Hencher et al. (2010) (a) par l’influence des contraintes tectoniques et (b) par l’effet de la topographie.

érosifs et des conditions d’altération pourrait orienter l’observateur sur l’origine de ces fractures. Son origine mécanique apparaît évidente selon la plupart des travaux géologiques, générée par les contraintes de subsurface. Cette fracturation pouvant permettre par la suite la migration de fluide au sein du réseau de fracture et engendrer l’altération de certaines phases minérales au sein des fractures préalablement ouvertes. Riebe et al. (2001) a notamment démontré que les massifs granitiques affectés par des phénomènes tectoniques présentent une accélération de l’altération sous un climat humide.

1.1.3.3 Discontinuités géologiques

Les principales discontinuités géologiques sont de deux types : les *contacts géologiques* entre deux types de lithologies et les *failles*.

Les failles sont les discontinuités les plus fréquemment rencontrées dans le socle cristallin. Les contraintes tectoniques peuvent engendrer des déplacements de la croûte continentale, conduisant à leur formation. Les contraintes tectoniques locales sont fonction de l’état de contrainte régional et de la pression gravitaire engendrée par la roche sus-jacente (Zoback, 1992). Les failles sont des plans de rupture sur lesquels des blocs de roche latéraux se déplacent les uns par rapport aux autres. Elles sont définies en fonction de leur orientation par rapport aux états de contraintes mais également en fonction de leur pendage. Elles sont également classifiées par rapport

au type de déplacement engendré par les composantes tectoniques. Les termes de *failles normales*, de *failles inverses*, ou de *failles décrochantes* sont les plus généraux (Fossen, 2010; Goodman, 1993).

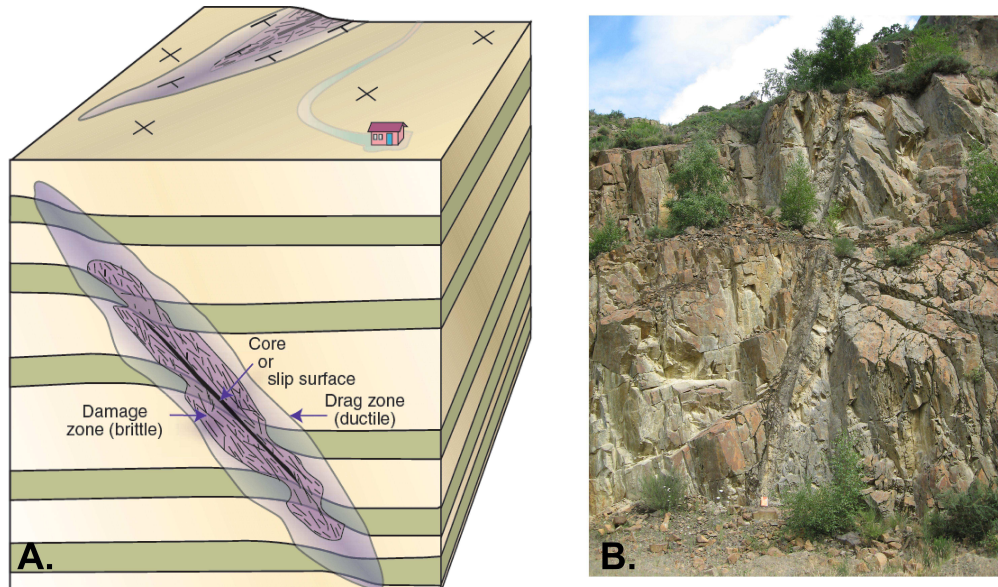


FIGURE 1.6 – A. Architecture simplifiée d'une zone de faille d'après (Fossen, 2010) et B. Exemple d'une faille normale sub-verticale affectant les schistes briovériens (Carrière du Pilet, La Chapelle Janson, Ille-et-Vilaine).

Les zones de failles présentent une architecture complexe, caractérisée par des variations lithologiques et une anisotropie structurale (Caine et al., 1996; Evans and Chester, 1995; Evans et al., 1997; Forster and Evans, 1991). Elles sont principalement décrites comme constituées de 3 zones distinctes (Figure 1.6 (p.34)) : i) la *gouge de faille* qui concentre le maximum de déplacement. Elle peut être constituée de roches cataclastiques issue du broyage de la roche originelle lors du déplacement (type *mylonite*) et de minéraux argileux issus de la modification de certaines phases minérales sous les variations de conditions de température et de pression ; ii) la *zone endommagée* enveloppe la gouge de faille et est caractérisée par une déformation cassante importante et une densité de fracture relativement forte, qui décroît en s'éloignant de l'axe de la gouge de faille et iii) une *zone de déformation ductile* autour de la zone endommagée peut être présente. Les épaisseurs de ces zones de failles peuvent varier de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres en fonction de l'état de contrainte, de l'amplitude du déplacement et des propriétés mécaniques des roches (Barton et al., 1995; Caine et al., 1996; Caine and Tomusiak, 2003; Evans et al., 1997; Ganerod et al., 2008; Mitchell and Faulkner, 2012; Scholz, 1987; Sheldon and Micklethwaite, 2007; Wibberley and Shimamoto, 2003).

1.2 Point de vue hydrogéologique

1.2.1 Propriétés hydrogéologique générales des roches cristallines

Les roches cristallines possèdent un espace inter-granulaire négligeable, associée à une porosité et une perméabilité primaire très faibles. Elles sont généralement considérées comme imperméables (Singhal and Gupta, 2010). La circulation de fluide au sein des roches cristallines a lieu majoritairement au sein de fractures affectant la roche, et à moindre mesure au sein de faibles espaces poreux inter-granulaires.

Les paramètres qui gouvernent la circulation de fluides au sein des roches sont la *perméabilité* k et la *porosité* ϕ . Plus classiquement utilisée que la perméabilité, la *conductivité hydraulique* K , exprimée en m.s^{-1} , est définie par la loi de Darcy comme étant proportionnelle au flux transitant dans une section d'aquifère unitaire. Elle peut être également exprimée suivant le terme de *transmissivité*, grandeur généralement mesurée lors des tests hydrauliques, et qui représente la conductivité hydraulique intégrée sur l'épaisseur de l'aquifère b ($K.b$). La transmissivité s'exprime donc en $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$. La porosité ϕ est quant à elle définie comme le volume de vide pour un volume de roche unitaire, exprimée en %.

Le terme de *porosité effective de fracture* ϕ_f sera utilisé pour caractériser les capacités de stockage et de transfert de fluide dans le réseau de fracture. Cette porosité, également appelée *porosité cinématique*, est définie par l'ouverture, la densité de fracture ainsi que leur connectivité. Le terme de *porosité matricielle* ϕ_m sera employé pour décrire la mobilité de fluides stockés dans l'espace inter-granulaire ou des micro-fractures.

La variabilité des types de fractures et de discontinuités décrite dans le paragraphe précédent entraîne une complexité et une hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques des roches cristallines, pouvant évoluer sur plusieurs ordres de grandeur en fonction de l'échelle d'observation, de la micro-fracture jusqu'au rifts continentaux (Ingebritsen and Manning, 1999; Bour et al., 2002; Neuman, 1994; Clauser, 1992; Bonnet et al., 2001). Ces propriétés vont dépendre de la nature des matériaux considérés, de la densité de fracture présente et de leur connectivité. L'échelle concernée par ces processus va être déterminante pour la circulation des fluides à l'échelle du bassin versant et va contraindre les propriétés hydrodynamiques de la roche et de l'aquifère. Les résultats obtenus seront très variables de l'échelle de la fracture à l'échelle du massif. A titre d'exemple, la Figure 1.7 (p. 36) présente la synthèse de perméabilités mesurées à différentes échelles sur 72 sites en milieux cristallin par Clauser (1992). Ce travail expose l'augmentation de perméabilité sur

3 ordres de grandeur, du laboratoire jusqu'à l'échelle régionale. Cette augmentation est directement corrélée à la plus forte probabilité de rencontrer des fractures lorsque l'échelle augmente (Bour et al., 2002).

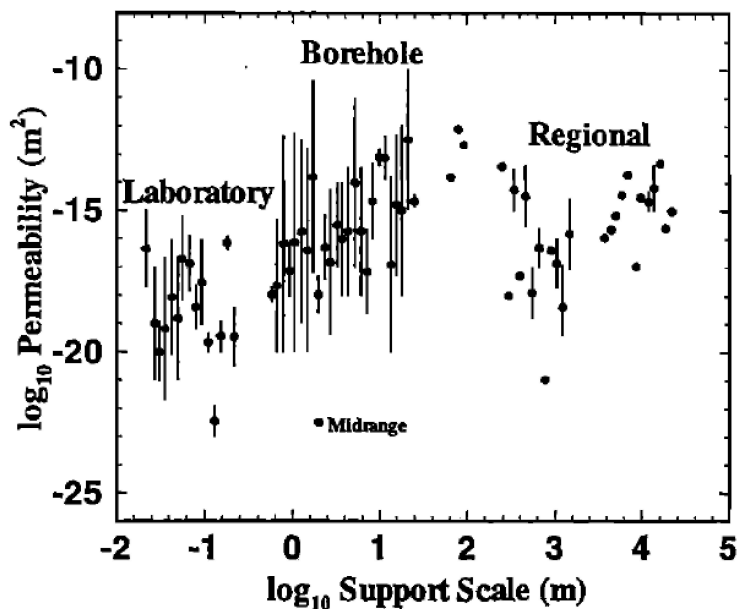


FIGURE 1.7 – Variabilité des mesures de perméabilité sur les roches cristallines en fonction de l'échelle d'observation d'après Clauser (1992).

1.2.2 Conceptualisation hydrogéologique des aquifères cristallins

Au cours du dernier siècle, de nombreuses études ont été menées afin de caractériser et de mieux comprendre les réservoirs hydrogéologiques présents dans les milieux cristallins. Classiquement, les modèles de structures aquifères décrivent trois zones principales constituant des réservoirs potentiels, contrôlées par le type de fracturation rencontrée (cf. paragraphes précédents) : i) le compartiment « altéré » de surface, ii) le compartiment « fracturé » ou « fissuré » sous-jacent et iii) la roche saine affectée localement par des discontinuités géologiques et fracturations profondes. A titre d'exemples, la Figure 1.8 (p. 37) présente le modèle des aquifères de socle établi par Larsson (1987) décrivant une zone affectée localement par des failles, surmontée par une zone altérée de surface. La Figure 1.9 (p. 37) résume le concept de réservoir stratiforme établi par Wyns et al. (2004), qui décrit principalement un continuum altéré/fissuré engendré par des phénomènes d'altération supergènes, jusqu'à des profondeurs d'environ 50 m.

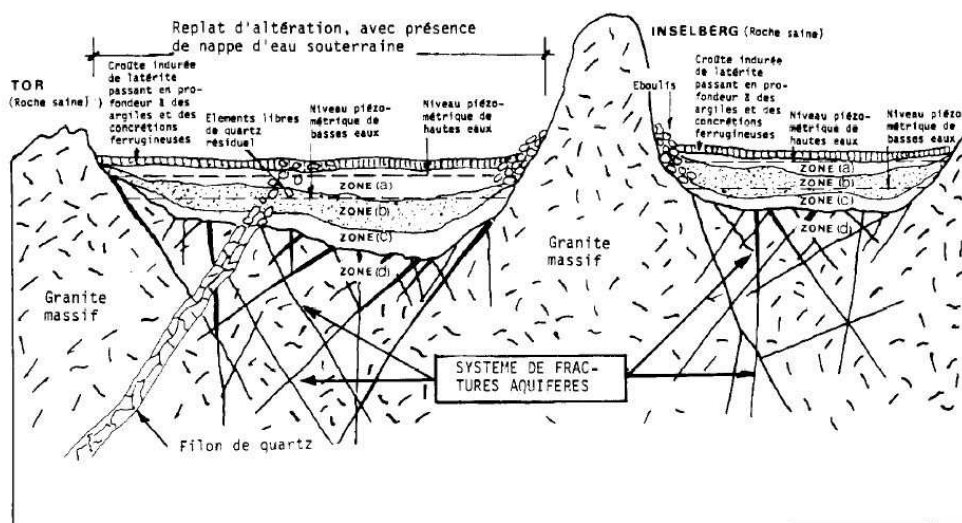


FIGURE 1.8 – Schéma conceptuel des zones d'altération et de fracturation profondes établi par Larsson (1987).

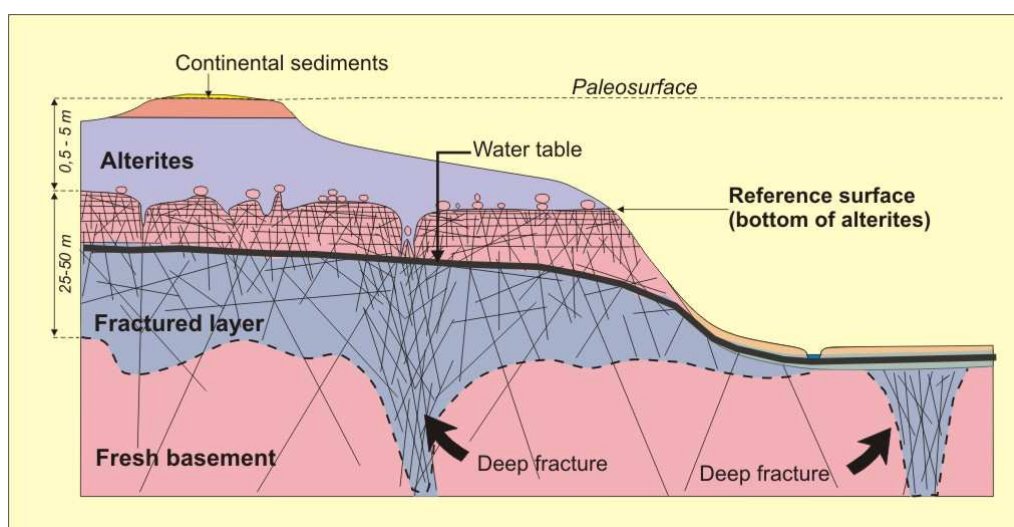


FIGURE 1.9 – Schéma conceptuel des aquifères de socle d'après Wyns et al. (2004).

1.2.2.1 Les altérites

Les altérites constituent les structures aquifères cristallines les plus communément utilisées au travers le monde (Afrique, Inde, Australie, Amérique du Sud...). Elles constituent un réservoir vital pour les populations rurales, principalement dans les régions arides, utilisées pour des usages domestiques et agricoles. Leur accessibilité et le faible coût de réalisation de puits dans ces formations meubles, en fait une ressource intéressante pour les population de pays en développement.

Les propriétés hydrodynamiques des altérites ont été abordées lors d'études

générales sur les aquifères cristallins, principalement réalisées en Afrique (Taylor and Howard, 2002, 1999; Chilton and Smith-Carington, 1984; Chilton and Foster, 1995; Wright, 1992). Les productivités des puits mesurées dans ces formations sont généralement très faibles, de l'ordre de quelques $l.h^{-1}$ à quelques $m^3.h^{-1}$. La porosité apparaît plus importante dans la partie supérieure des altérites (Figure 1.10, p.38) pour laquelle le degré d'altération est le plus avancé. Elle peut varier de 10 à 30%, certains auteurs décrivant même des porosités atteignant 45% dans le cas de processus d'altération très avancées (Singhal and Gupta, 2010). La conductivité hydraulique est faible, de l'ordre de 10^{-7} à $10^{-9}m.s^{-1}$, et est localisée à la base de la formation (Figure 1.10, p.38). Malgré ces faibles propriétés hydrauliques, cette formation constitue un réservoir de stockage non-négligeable soumis à une recharge efficace lors d'évènements pluvieux. Elle a notamment un rôle déterminant dans les processus de recharge des aquifères fracturés sous-jacents.

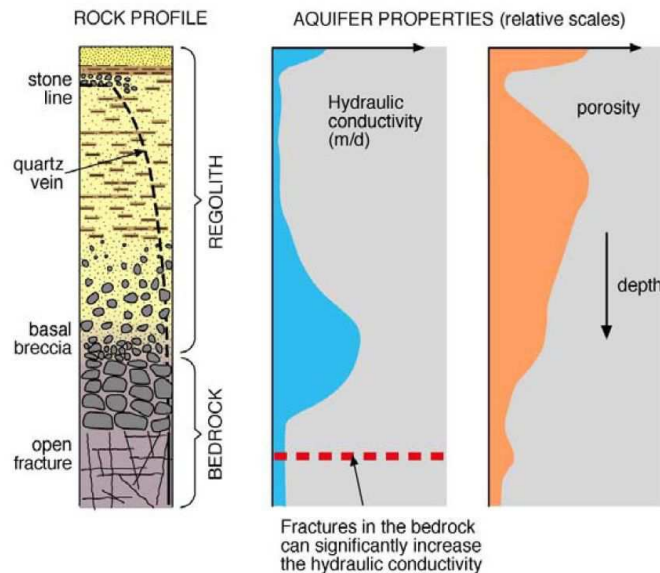


FIGURE 1.10 – Profil d'altération type. Évolution de la perméabilité et de la porosité en fonction de la profondeur au sein de la régolithe d'après Chilton and Foster (1995).

1.2.2.2 Le compartiment « fissuré » de sub-surface

Le compartiment fissuré peut présenter des densités de fractures importantes qui lui confèrent des propriétés hydrodynamiques plus intéressantes que le compartiment altéré sus-jacent. La partie sommitale du compartiment, directement au contact des altérites, présente une zone densément fracturée (Houston and Lewis, 1988; Taylor and Howard, 1999; Cho et al., 2003; Wyns et al., 2004; Hencher et al., 2010; Dewandel et al., 2006; Maréchal, 2004). Une diminution de l'importance des pro-

cessus générateur de la fracturation avec la profondeur induit indubitablement une décroissance de la densité de fracture (Banks et al., 1996; Maréchal, 2004; Singhal and Gupta, 2010; Twidale, 1973; Maréchal, 2004).

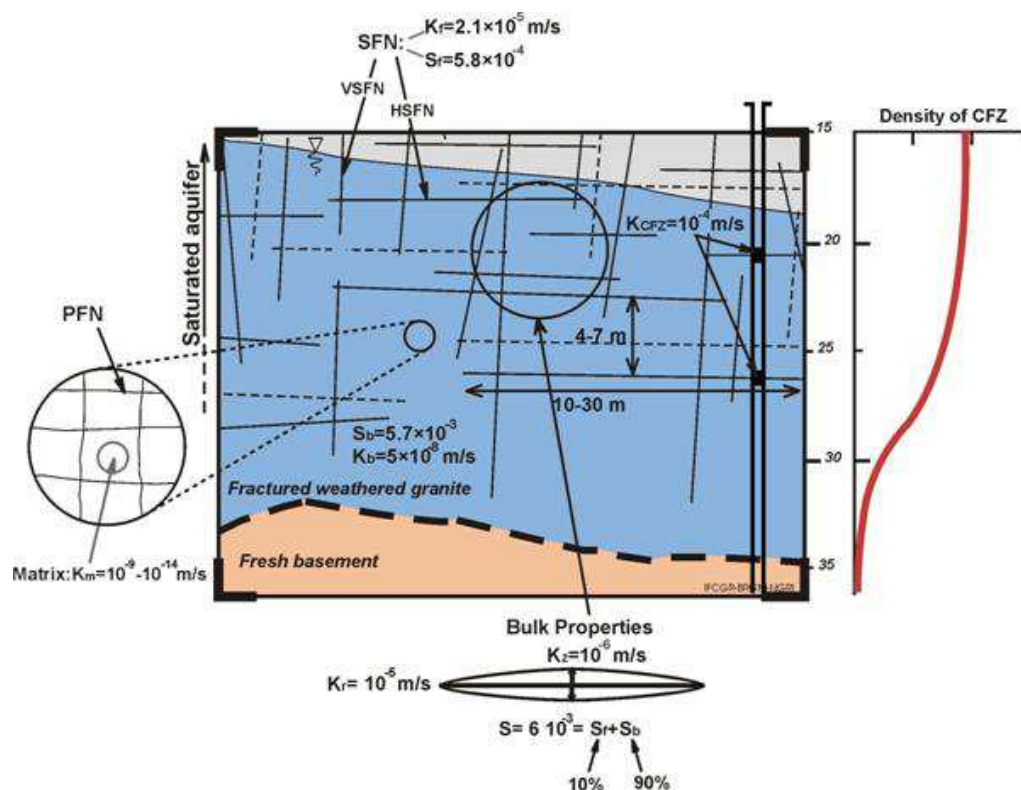


FIGURE 1.11 – Modèle hydrogéologique du compartiment fissuré d'après Maréchal (2004). La ligne pointillée représente la base du compartiment ; les lignes continues représentent les fractures conductives.

Cette répartition de fracture confère à ces réservoirs des propriétés hydrodynamiques très hétérogènes et anisotropes (Maréchal, 2004; Singhal and Gupta, 2010; Neuman, 2005). La perméabilité moyenne de fracture rencontrée est de l'ordre de $10^{-5} m.s^{-1}$, principalement concentrée dans sa partie supérieure, sur une épaisseur d'environ 2 à 10m (Dewandel et al., 2006; Wyns et al., 2004; Maréchal, 2004), et décroît rapidement avec la profondeur. La porosité efficace de l'horizon fissuré est relativement faible, de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-2} (-). La capacité de stockage est majoritairement assurée par la porosité matricielle des blocs bordant les fractures. A titre d'exemple, Maréchal (2004) propose un modèle conceptuel des propriétés hydrodynamiques du compartiment fissuré au travers de l'interprétation de divers essais hydrauliques réalisés en Inde (Figure 1.11, p.39). Les auteurs quantifient le degré d'anisotropie de perméabilité entre les fractures horizontales et verticales. Ils identifient une concentration de fractures productives dans la partie sommitale

de l'aquifère, réparties sur une épaisseur d'environ 2 m et avec une perméabilité moyenne de l'ordre de $10^{-5}m.s^{-1}$ à $10^{-6}m.s^{-1}$.

1.2.2.3 Les zones de faille

L'état de contrainte tectonique régionale ainsi que la contrainte verticale exercée par la roche sus-jacente sont les conditions prépondérantes qui gouvernent les propriétés hydrodynamiques des roches cristallines en profondeur (Banks et al., 1996; Barton et al., 1995, 1997; Mattila and Tammisto, 2012; Mortimer et al., 2011; Rojstaczer et al., 1995, 2008). Les paléo-contraintes sont responsables de l'évolution du réseau de fractures pendant les temps géologiques et les contraintes actuelles peuvent réactiver le réseau de fracture existant et influencer la forme et l'ouverture des fractures (Banks et al., 1996). Trois points apparaissent prépondérant dans la caractérisation des zones de failles par rapport à l'état de contraintes :

1. Une faille n'est pas composée d'une seule fracture mais d'un réseau de fractures aux orientations différentes.
2. Les états de contraintes actuelles sont les conditions déterminantes pour assurer l'ouverture du réseau de fracture par rapport aux paléo-contraintes.
3. Les fractures orthogonales à la contrainte maximale σ_1 ont tendance à se fermer alors que les fractures parallèles à σ_1 et perpendiculaire à σ_3 sont majoritairement ouvertes.

Au sein du cycle hydrogéologique, les zones de failles peuvent jouer le rôle de conduit, de barrière, ou de barrière semi-étanche aux écoulements (Bense et al., 2003; Bense and Person, 2006; Caine et al., 1996; Evans et al., 1997; Forster and Evans, 1991; Goddard and Evans, 1995). Caine et al., dans leur article de 1996, font une synthèse des connaissances conceptuelles des zones de faille en se basant sur une série d'observations de terrain. Ils définissent que les gouges de faille et leurs zones endommagées sont des unités structurales et hydrogéologiques bien distinctes, dont les propriétés hydrodynamiques sont fonction de la nature des matériaux qui les composent et de leur condition de déformation. La propriété d'une faille à agir comme conduit, barrière ou les deux caractéristiques combinées est contrôlée par le pourcentage relatif entre la gouge de faille et l'épaisseur de la zone endommagée, ainsi que par la variabilité de la perméabilité des fractures au sein de la zone de faille (Figure 1.12, p.41).

Plusieurs études sur le rôle des failles en milieu cristallin ont montré leur fonction de barrière aux écoulements (Gleeson and Novakowski, 2009; Illman et al., 2009; Marler and Ge, 2003). Gleeson and Novakowski (2009) ont pu décrire à l'aide

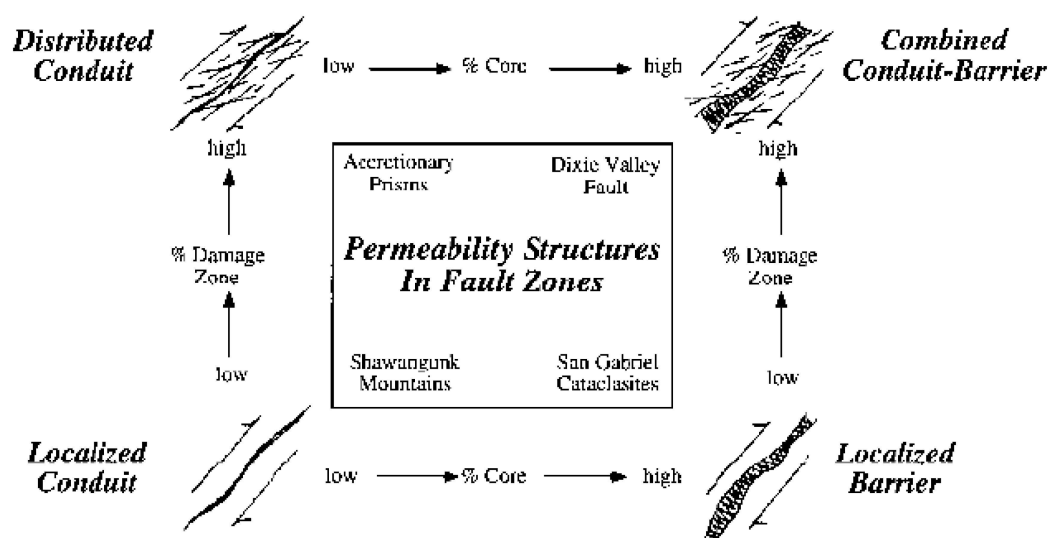


FIGURE 1.12 – Modèle conceptuel établi par Caine et al. (1996) corrélant l'architecture des zones de faille et leurs caractéristiques hydrodynamiques.

de tests hydrauliques et de simulations numériques des zones de failles dans le bouclier canadien comme peu perméables et agissant comme barrières hydrauliques aux écoulements. Une étude numérique réalisée par Marler and Ge (2003), appliquée sur plusieurs sites d'études dans le sud du Colorado (Etats-Unis), décrit également le rôle d'obstacle aux écoulements latéraux. De récentes études en Virginie ont montré le rôle de barrières semi-étanches de certaines failles grâce à des tests de traçages, des essais hydrauliques et essais géophysiques (Gannon et al., 2011; Rugh and Burbey, 2007; Seaton and Burbey, 2005; White and Burbey, 2007). Illman et al. (2009) démontrent des effets de cloisonnement associés à des zones de failles sur un site de dépôt de déchets nucléaires au Japon.

Le système aquifère de Ploemeur (Morbihan, Bretagne) est un exemple de système de faille très perméable, avec des productivités à l'exploitation exceptionnelles pour les milieux cristallins ($1\,000\,000\text{ m}^3$ par an). Le site a été défini comme présentant une zone de faille sub-verticale (identifié par linéament) et une zone de contact sub-horizontale entre un pluton granitique et une formation micaschisteuse. Les tests hydrauliques réalisés témoignent de transmissivités de structures importantes, de l'ordre du $10^{-3}\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ (Le Borgne et al., 2006b,a, 2004; Leray et al., 2012, 2013b; Ruelleu et al., 2010; Touchard, 1999). Ce site a également fait l'objet de divers travaux de modélisation sur le rôle de la géométrie de la zone de contact sur la productivité à l'exploitation. Leray et al. (2013b) ont montré l'importance du

faible pendage de cette zone perméable qui, en drainant une large zone de recharge, permet d'assurer des débits de pompage importants et durables.

Le site de Äspö en Suède a été largement étudié depuis plus de 20 ans pour le stockage des déchets nucléaires. Situé en contexte granitique, les auteurs définissent des conductivités hydrauliques de fracture non-négligeables à des profondeurs atteignant 2.150 m, avec $K_f = 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$ (Walker et al., 1997; Stober and Bucher, 2006). Des études d'injection entre packers ont montré une relative constance des paramètres hydrodynamiques avec la profondeur, contrairement à d'autres sites étudiés en Suède (Walker et al., 1997). Dans ce système, les zones de fracturation les plus conductives sont associées aux gouges de grands systèmes faillés (Mazurek, 2000). Récemment, le projet TRUE *Fault Rock Zones Characterisation* mené par Winberg (2010) a permis d'affiner les connaissances structurales et hydrauliques des zones de gouge de faille en couplant tests hydrauliques, essais de traçages à l'Epoxy et imageries en carottes.

Stober et al. (2002) ont également mis en évidence des remontées d'eaux salines, provenant d'un réservoir situé à plus de 3 km de profondeur, le long des systèmes de failles normales du graben de la vallée du Rhin (Figure 1.13, p. 42).

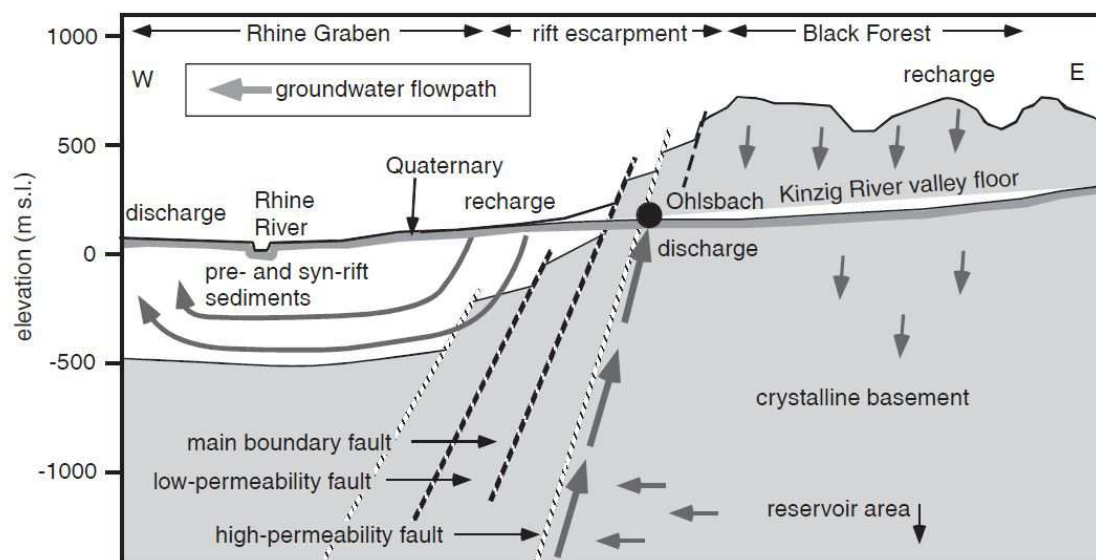


FIGURE 1.13 – Modèle conceptuel des écoulements profonds au sein du système de failles normales en bordure de la vallée du Rhin (Ohlsbach, Forêt Noire en Allemagne), d'après Stober et al. (2002).

D'autres études ont pu mettre en évidence des structures conductives à des profondeurs importantes liées à l'activité tectonique et à la présence de zone de faille. Les sites de Stripa en Suède (Sie and Frøpe, 2002), Urach et Black Forest en Allemagne (Stober and Bucher, 2000; Bucher et al., 2008), le Lac de Gras au Canada

(Kuchling et al., 2000) et Soultz-sous-Forêts (Vogt et al., 2012; Cuenot et al., 2006; Aquilina et al., 2004) en sont des exemples.

1.2.3 Le cycle de l'eau et le partitionnement géochimique

Le cycle de l'eau en milieu cristallin n'est généralement pas ou peu décrit du fait de la complexité et de l'hétérogénéité des compartiments qui constituent les systèmes aquifères. Avec les notions de compartiments abordées précédemment, ce paragraphe tente de retranscrire et de synthétiser les grands aspects du cycle de l'eau dans les roches cristallines.

Les circulations d'eau au sein d'un massif cristallin peuvent être abordées par la loi d'écoulement établie par Darcy, qui met en relation le flux avec la conductivité hydraulique pour une section aquifère donnée (A) et un gradient hydraulique (i), $Q = -K.Ai$. Ces circulations seront contraintes par les zones de recharge, majoritairement sur les hautes zones topographiques, et par les zones de décharge dans les bas-fonds et les vallées. La condition essentielle permettant les écoulements est bien évidemment la connexion entre les différentes structures aquifères, à la fois horizontalement et verticalement. Les études théoriques concernant les flux souterrains (Toth, 1963; Leveinen et al., 1998; Goderniaux et al., 2013) indiquent que le partitionnement des écoulements se différencie suivant la verticale en flux locaux de sub-surface, intermédiaires et régionaux (Figure 1.14, p. 44).

Cependant, dans les milieux cristallins, les structures aquifères et les conditions hydrodynamiques sont très variables dans l'espace. Les compartiments aquifères cristallins sont caractérisés par une hétérogénéité à la fois horizontale et verticale, influençant fortement les écoulements qui deviennent difficiles à appréhender (Singhal and Gupta, 2010), notamment concernant les circulations profondes.

Il est généralement admis que dans les milieux cristallins, la majorité des flux sont concentrés sur les 30 à 50 premiers mètres, au sein des formations altérées et des compartiments fissurés de sub-surface. Les compartiments superficiels sont directement soumis aux épisodes pluvieux et à la recharge. Leur bonne représentation à l'échelle du bassin versant, et leur aspect souvent stratiforme, engendrent une circulation efficace via des flux horizontaux (Ayraud et al., 2008). Cependant, plusieurs études ont montré la présence de circulations régionales à de fortes profondeurs (Lodemann et al., 1997; Fritz, 1997; Bucher and Stober, 2010; Aquilina and Dreuzy, 2011; Beaucaire, 1999; Aquilina et al., 2004; Louvat, 1999; Savoye et al., 1998). Dans certains cas, ces circulations profondes concernent des temps de résidence très importants, sur plusieurs millions d'années ("*paléo-circulation*").

Les processus d'infiltration et de circulation en profondeur sont complexes. L'eau

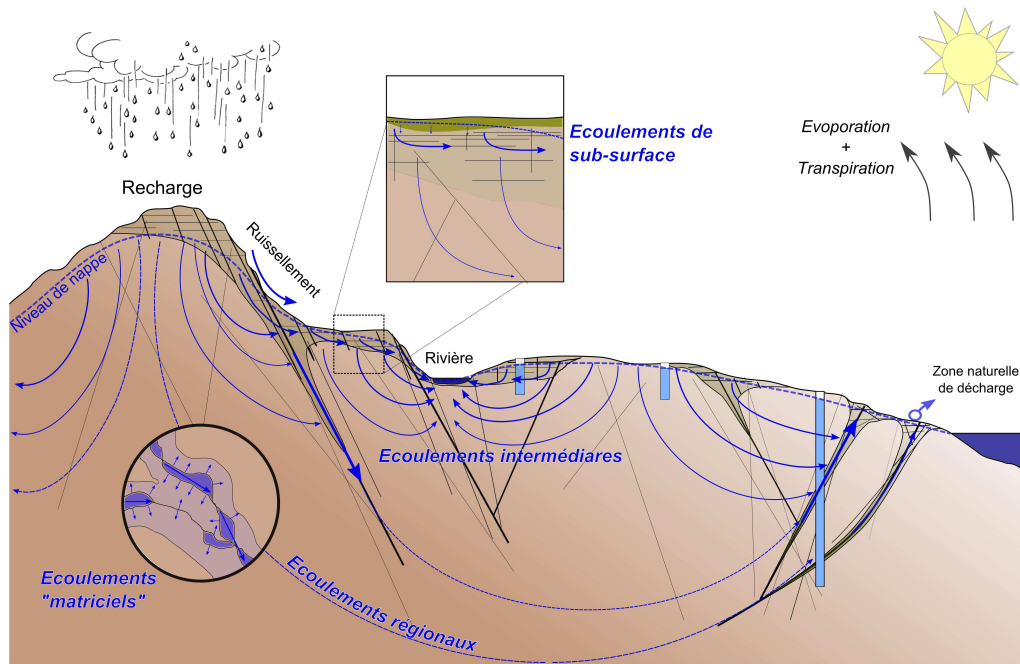


FIGURE 1.14 – Cycle de l'eau simplifié dans les roches cristallines.

stockée en surface peut s'infiltrer localement en profondeur via des discontinuités affectant la roche, typiquement les failles tectoniques ou les contacts géologiques. Ce flux vertical descendant se met majoritairement en place au niveau des zones de recharge pour lesquels la charge hydraulique de surface sera supérieure à celle existante en profondeur. L'eau infiltrée en profondeur via les structures perméables pourra ensuite s'écouler soit par un réseau de fracture profond, soit par diffusion au sein de la porosité matricielle de la roche. Dans certain cas, cette eau profonde peut se retrouver piégée et constituer une eau fossile. Les boucles de circulation profondes peuvent remonter à la surface via des structures perméables, dans les bas-fonds topographiques, pour lesquels la charge hydraulique est supérieure en profondeur, permettant ainsi un flux ascendant.

Ce partitionnement des flux souterrains avec la profondeur entraîne une différenciation géochimique des eaux, qui peut se retrouver accentuée par l'hétérogénéité des propriétés hydrauliques du système. La composition géochimique des eaux dans les roches cristallines est classiquement décrite comme présentant trois composantes : 1) bien entendu une origine météorique, 2) une composante marine actuelle ou fossile et 3) une composante provenant des processus d'interactions entre l'eau et la roche (Bucher and Stober, 2000; Singhal and Gupta, 2010). Les processus de dissolution/précipitation des minéraux contrôlent la composition géochimique de l'eau mais sont cependant très lents pour de faibles températures. Les équilibres

entre la composition de l'eau et les minéraux n'est que très rarement atteinte, sauf pour le quartz engendré par la dissolution préférentielle des feldspaths et des micas et la précipitation de minéraux secondaires associés comme la kaolinite, illite et montmorillonite.

Les éléments majoritairement trouvés sont le *Ca*, *Na*, *Mg* et *K* pour les cations et HCO_3 , SO_4 et Cl pour les anions. Les conditions de pH sont généralement proches de la neutralité, contrôlés par les équilibres carbonatés (autour de 5.5 à 6.5). Bucher and Stober (2000) présentent une étude sur la variabilité des compositions géochimiques des eaux de différents massifs cristallins répartis sur l'ensemble de l'Europe jusqu'à environ 2500 mètres de profondeurs. Les auteurs soulignent la relative similarité des compositions géochimiques sur l'ensemble des sites, suggérant que peu de réactions évoluent au sein du cycle souterrain. Seule une variabilité en chlorures peut différencier certains sites. Gascoyne and Kamineni (1994) ont également montré que la salinité des eaux du Bouclier canadien augmente en profondeur en relation avec l'augmentation du temps de résidence des eaux (Figure 1.15, p. 45). L'origine de cette salinité est généralement attribuée au piégeage d'eau d'origine marine dans la porosité matricielle lors des transgressions successives au cours des temps géologiques. L'évolution d'une eau de surface de type Ca-Na- HCO_3 à une eau de type Na-Ca- HCO_3 est principalement attribuée aux réactions d'hydrolyses des feldspaths, à la précipitation de certaines phases minérales secondaires et aux processus d'échanges ioniques dans les minéraux argileux (Gascoyne and Kamineni, 1994).

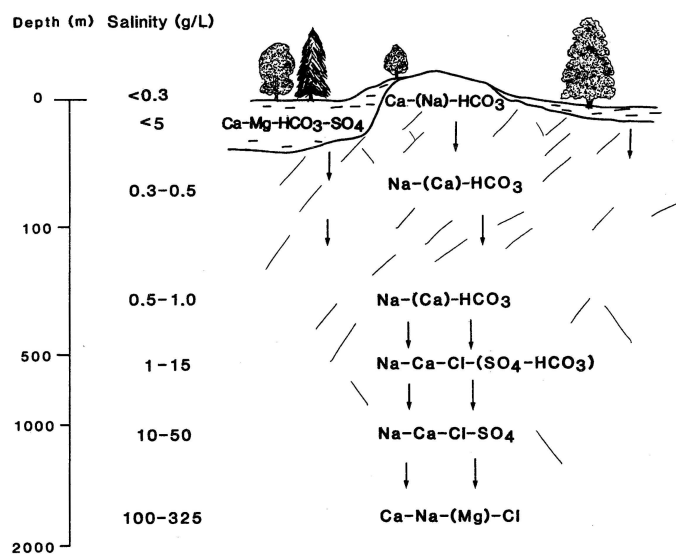


FIGURE 1.15 – Évolution schématique de la composition des eaux souterraines dans le bouclier canadien. D'après (Gascoyne and Kamineni, 1994).

L'identification et la caractérisation de l'eau stockée dans les formations faiblement perméables de micro-fractures et de porosité matricielle sont essentielles. Elles constituent des réservoirs conséquents qui peuvent jouer un rôle déterminant sur les écoulements au sein des réseaux de fractures. La caractérisation des eaux matricielles est également indispensable dans le cadre de projets de stockage de déchets nucléaires qui peuvent être compromis dans le cas de leur présence. Waber and Smellie (2008) ont réalisé une étude complète sur la caractérisation des eaux matricielles en milieu cristallin, sur la base de techniques d'échantillonnage spécifiques aux formations peu perméables. Les auteurs ont pu montrer qu'elles peuvent présenter des compositions géochimiques très différentes des eaux circulant dans les réseaux de fractures perméables alentours, dont le contraste augmente en s'éloignant du réseau de fracture principal, supposant des origines différentes. Ces eaux sont caractéristiques de paléo-circulations survenues durant les temps géologiques, qui ont pu diffuser au sein de la micro-porosité.

Les contrastes de perméabilité et de porosité caractéristiques des milieux cristallins entraînent un partitionnement des flux et de la signature géochimique des eaux. Ces deux paramètres sont contrôlés par le temps de résidence des eaux au sein des réservoirs souterrains. Cependant l'inertie de ce partitionnement est encore peu connue. Les relations entre les différentes échelles de perméabilités sont peu contraintes, particulièrement concernant le rôle de l'eau matricielle sur les écoulements.

1.3 Exploration et exploitation des ressources en eau

Différentes méthodes de prospection ont été mises en œuvre afin d'identifier les contextes favorables à la présence d'une ressource potentielle avant toute implantation de forages de prospection. Ces méthodes concernent classiquement l'intégration de données géologiques, géomorphologiques, géophysiques et hydrologiques sur la zone considérée. Idéalement, l'analyse conjointe de l'ensemble de ces domaines est nécessaire, réduisant ainsi les incertitudes sur la localisation potentielle d'une ressource. Mais les coûts de réalisation de ces études sont souvent excessifs pour des projets de recherche en eau. Le choix de la (ou des) méthode(s) de prospection est donc déterminant.

1.3.1 Analyse des linéaments

L'identification des structures potentiellement fracturées passe par une approche tout d'abord régionale puis locale. La méthode la plus communément privilégiée par les hydrogéologues de socle est l'analyse des *linéaments* (Gleeson and Novakowski, 2009; Mabee et al., 1994; Sander, 2006; Mabee et al., 2002; Galanos and Rokos, 2006; Henriksen and Braathen, 2005; Lie and Gudmundsson, 2002). Un linéament est défini comme *tout alignement topographique visible sur le paysage reflétant une discontinuité géologique* (Lie and Gudmundsson, 2002; Gleeson and Novakowski, 2009). Les linéaments peuvent être identifiés par analyse visuelle du paysage, sur des cartes topographiques ou via des photographies aériennes (photogrammétrie) et images satellites par les méthodes de télédétection (Edet et al., 1998; Galanos and Rokos, 2006; Solomon and Quiel, 2005; Sander, 2006). Ils peuvent être également identifiés par des méthodes géophysiques aériennes gravimétriques et aéromagnétiques (Lamontagne et al., 2003; Airo and Wennerström, 2010; Olesen and Dehls, 2007).

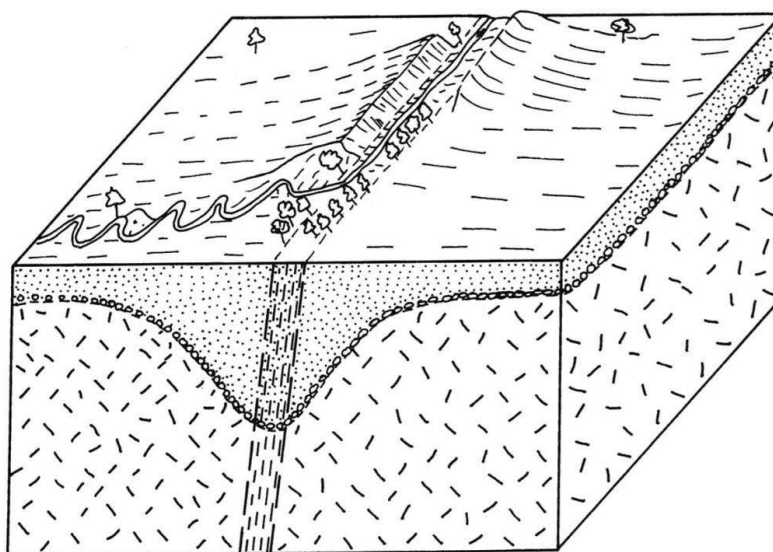


FIGURE 1.16 – Schéma d'après Singhal and Gupta (2010) montrant l'impact d'une zone de faille sur la géomorphologie, le cycle hydrologique et la végétation. La zone de fracture pourra être identifiée par analyse du linéament.

Un linéament peut refléter en surface une zone potentiellement fracturée et perméable le long d'une discontinuité géologique ou plus communément d'une zone de failles. Cette discontinuité influence en surface la topographie, le cycle hydrologique et la végétation (Figure 1.16, p.47). De nombreuses études ont permis de mettre en relation l'analyse de linéaments et les statistiques de productivité des puits rencontrés. Ces études montrent globalement quatre conditions déterminantes :

1. Les densités de fractures rencontrées sont plus importantes au droit des linéaments et restent constantes parallèlement à leurs orientations. Leurs fréquences diminuent dans la direction orthogonale au plan du linéament (Mortimer et al., 2011; Mitchell and Faulkner, 2009, 2012; Ganerod et al., 2008; Henriksen and Braathen, 2005).
2. Malgré une densité de fracture plus importante dans la partie centrale d'un linéament, la perméabilité peut être plus faible, en raison des matériaux souvent argileux associés aux gouges de faille qui composent la zone de plus fort déplacement (Figure 1.17 en p. 48, d'après Faulkner et al. (2010)). La présence de formations secondaires liées au broyage des roches encaissantes, les brèches de failles ou cataclasites de type mylonite, peuvent également diminuer la perméabilité de la zone. Les minéralisations secondaires souvent associées aux failles ouvertes, de type injections de quartz, peuvent également combler le réseau de fracture et diminuer leurs propriétés conductives (Caine et al., 1996; Forster and Evans, 1991; Banks et al., 2002, 1996; Sander, 1997; Ganerod et al., 2008; Neves and Morales, 2006; Mitchell and Faulkner, 2012; Evans et al., 1997; Magowe and Carr, 1999).

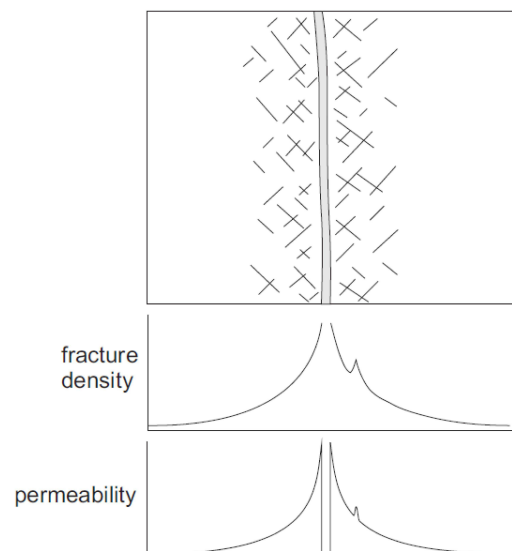


FIGURE 1.17 – Schéma représentant l'évolution des densités de fracture et de la perméabilité au droit d'une zone de faille, d'après Faulkner et al. (2010).

3. La zone endommagée présente à proximité du linéament, possède généralement des fréquences et des connectivités de fracture importantes qui peuvent augmenter les productivités des puits (Mitchell and Faulkner, 2012; Caine et al., 1996; Lie and Gudmundsson, 2002; Sheldon and Micklethwaite, 2007).

4. Plusieurs études ont mis en relation l'orientation du linéament et les productivités des puits par rapport au champs de contrainte tectonique. La sélection des linéaments parallèles à la contrainte maximale σ_1 actuelle, donne de meilleurs résultats que les orientations perpendiculaires qui ont tendance à fermer le réseau de fracture (Henriksen and Braathen, 2005; Mortimer et al., 2011; Barton et al., 1995, 1997; Latham et al., 2013; Haimson and Doe, 1983; Banks et al., 1996; Mattila and Tammisto, 2012).

1.3.2 Prospection géophysique

Bien que l'analyse des linéaments dans les milieux cristallins donne de précieuses informations pour orienter l'hydrogéologue sur l'implantation de forages de prospection, il apparaît nécessaire de confirmer et de caractériser la structure à l'échelle locale avant d'entreprendre les travaux de forage (Adepelumi et al., 2006). Les méthodes géophysiques de tomographies électriques et sismiques sont classiquement employées afin d'identifier la structure locale de la zone fracturée. Les méthodes électromagnétiques, radars et gravimétriques sont également couramment utilisées.

La tomographie électrique (ERT, *Electrical Resistivity Tomography*) permet d'imager les propriétés de conductivité électrique du sous-sol. La conductivité électrique mesurée sera dépendante de la saturation en eau, de la porosité, du type de fluide, des minéraux présents et de la température. Elle est utilisée pour détecter les zones saturées et les discontinuités géologiques telles que les failles en milieux cristallins (Adepelumi et al., 2006; Štěpančíková et al., 2011; Nguyen et al., 2007; Gannon et al., 2011; Seaton and Burbey, 2002; Descloitres et al., 2008). Cependant, cette méthode apparaît limitée lorsqu'elle est utilisée seule, ne permettant pas de discriminer une structure perméable d'une faille constituée d'argile. Le couplage de différentes méthodes géophysique est nécessaire. De plus, l'hétérogénéité des zones de fracture rend leur localisation et leur description difficiles, principalement pour des structures verticales et horizontales peu épaisses qui peuvent être invisibles aux dispositifs de sub-surface et masquées lors de l'inversion des données par les propriétés des roches encaissantes. La couverture de sub-surface influence également la résolution de l'image des résistivités. Adepelumi et al. (2006) ont montré par simulation numérique que la résolution des résistivités d'une zone fracturée est optimale lorsque sa largeur équivaut à la moitié de l'épaisseur des terrains superficiels et décroît lorsque l'épaisseur des formations superficielles augmente.

La tomographie sismique est également largement utilisée dans les projets de prospection pour la ressource en eau (Carruthers et al., 1993; Francese et al., 2002; O'Donnell et al., 2001; Bergman et al., 2006). Elle permet de mettre en évidence,

par la mesure de la vitesse de propagation des ondes sismiques au sein du milieu, les discontinuités géologiques, la porosité et les zones fracturées et altérées de la roche dont les propriétés élastiques diffèrent. Les roches massives présentent des vitesses de propagation plus importantes que les formations peu consolidées ou affectées par la fracturation. La sismique permet d’imager des structures plus profondes que la tomographie électrique. Elle donne de très bons résultats lorsqu’elle est employée en forage. La tomographie sismique de puits à puits sera privilégiée dans les cas de structures verticales. O’Donnell et al. (2001) par exemple ont pu décrire un système géothermal complexe dans des formations cristallines en couplant tomographies sismiques et mesures gravimétriques.

1.3.3 Productivité de puits et exploitation

La productivité des puits dans les milieux cristallins est décrite comme relativement faible, de l’ordre de quelques centaines de litres par heures à quelques $m^3.h^{-1}$ (Banks et al., 2002; Singhal and Gupta, 2010). Mais quelques cas isolés peuvent produire plusieurs dizaines de $m^3.h^{-1}$ à l’exploitation. C’est le cas du système aquifère de Ploemeur (Touchard, 1999; Le Borgne et al., 2006a) pour lequel le volume extrait dépasse les 1 000 000 de m^3 à l’année à un débit de $125 m^3.h^{-1}$. Cette différence de ressource et de productivité suivant les lieux d’implantation d’un forage est la conséquence de la variabilité des facteurs nécessaires au développement d’un système aquifère favorable. Outre l’aspect tectonique préalablement décrit, les facteurs lithologiques, topographiques et structuraux sont déterminants. Identifier ces ressources exceptionnelles est un réel défi pour les hydrogéologues de socle, pour qui les études de prospections sont souvent risquées et qui relèvent parfois (souvent) de la chance (Banks et al., 2002) ou pour le moins requièrent une large et conséquente expérience de terrain.

L’aspect topographique est déterminant dans le choix de zones potentiellement productives. Les bas-fonds topographiques sont privilégiés par rapport aux versants amonts. Les bas fonds et les zones de dépression concentrent les lignes d’écoulements à la fois du réseau hydrographique et du système souterrain qui lui est connecté (Lie and Gudmundsson, 2002; Henriksen, 1995; Richard et al., 2002). A cela s’ajoute la présence, généralement favorisée dans les vallées, de formations superficielles recouvrant le socle fracturé. Typiquement, la présence de formations alluviales au droit d’un cours d’eau peut constituer un réservoir de stockage pouvant assurer la recharge du socle fracturé sous-jacent lors d’un pompage (Neves and Morales, 2006; Mabee, 1999; Henriksen, 2003). Les zones de bas fonds topographiques peuvent également constituer l’exutoire de circulations plus profondes provenant de zones plus élevées,

à plus fort gradient hydraulique, permettant de solliciter des zones d'écoulements plus importantes lors d'un pompage.

La lithologie et la structure de la roche influencent les processus de fracturation (Peacock and Mann, 2005). Certaines études considèrent la lithologie comme un des facteurs prépondérants dans la présence de ressources conséquentes (Morland, 1997; Knopman, 1990; Richard et al., 2002). Les roches plus compétentes comme le granite par exemple, favorisent la fracturation et montrent des densités de fractures plus importantes (Singhal and Gupta, 2010). Le taux d'altération des roches influencera également la productivité. Une roche plus sujette à l'altération et à la transformation secondaire de minéraux argileux peut dans certains cas présenter des perméabilités de fractures plus faibles (Singhal and Gupta, 2010; Olesen and Dehls, 2007).

La géométrie de la zone de faille (principalement son pendage mais également son épaisseur et son étendue) et celle de son réseau de fracture ont une répercussion directe sur la productivité des puits qui les recoupent. D'un point de vue hydrogéologique, les zones de failles sub-horizontales pourront drainer une zone de recharge plus large que les structures verticales et par conséquent présenter des débits d'exploitation plus importants (Leray et al., 2013b). Cependant leur identification par les méthodes classiques de prospection est difficile. Ces structures sont souvent érodées ou bien recouvertes par des formations superficielles, les rendant invisibles avec les outils classiques d'analyse par linéament, ou même parfois de géophysique de sub-surface lorsque le recouvrement est très épais.

La présence d'un réservoir superficiel connecté au réseau de fracture du socle sous-jacent augmentera la productivité des forages concernés. Plusieurs études ont démontré que le réservoir altéré de surface joue le rôle de stockage et d'alimentation du socle dans les temps longs du pompage (Banks et al., 2002; Neves and Morales, 2006; Richard et al., 2002; Chilton and Smith-Carington, 1984).

L'exploitation de telles structures complexes induit une évolution transitoire des conditions hydrodynamiques. Ces réponses induites par le fractionnement des différences de charges entre les compartiments à perméabilités variables sont difficiles à contraindre sur le long terme et particulièrement méconnues dans le cas de zones de faille. Plusieurs modèles analytiques et numériques ont été développés par les pétroliers et les hydrogéologues afin d'analyser ces réponses transitoires de zones de fractures ou failles perméables encaissées dans des formations à faible perméabilité (Rafini and Larocque, 2012, 2009; Tiab, 2005; Escobar and Hernández, 2010; Butler and Liu, 1993; Abdelaziz and Tiab, 2004; Moench, 1995, 1984; Gringarten, 1996). Les conclusions de ces études montrent d'une part que les temps transitoires sont influencés par la géométrie et le stockage du système de fracture principal et d'autre

part par un flux provenant des formations encaissantes à faible perméabilité, assurant l'alimentation du réseau de fracture par drainance pour les temps longs du pompage (Figure 1.18, p. 52).

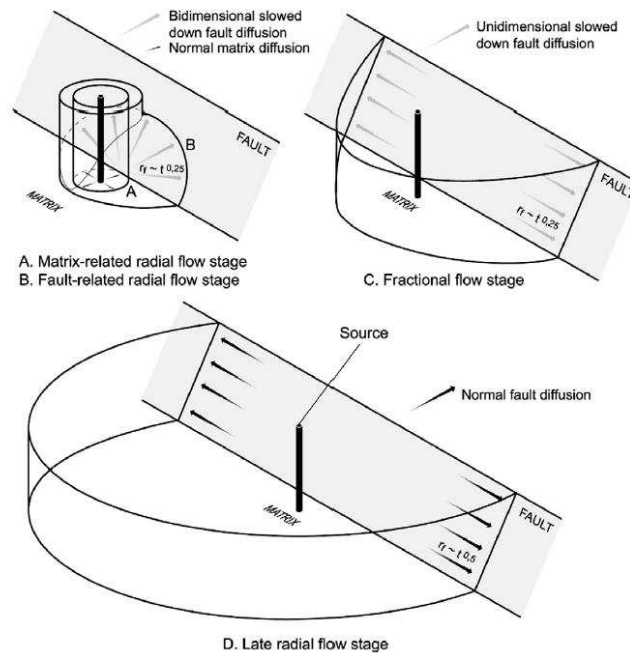


FIGURE 1.18 – Schéma représentatif des stades transitoires pendant un pompage d'une zone de faille encaissée dans des formations peu perméables, d'après Rafini and Larocque (2009)

Ce partitionnement des flux implique indubitablement des processus de mélange entre les eaux caractéristiques de chaque échelle de perméabilité pendant les temps transitoires du pompage. Cependant ces processus n'ont été que peu identifiés sur des sites en exploitation. L'origine de l'eau pompée est souvent méconnue, ainsi que les processus géochimiques associés par ces mélanges. Par exemple, Ayraud (2005) évoque que l'augmentation des chlorures observée sur le site de pompage de Ploemeur (Morbihan, France) provient soit de fluides profonds, soit de l'eau stockée dans la micro-porosité.

Cette caractérisation de l'origine des eaux pompées est essentielle pour mieux gérer l'exploitation de telles ressources, à la fois d'un point de vue quantitatif (*quel réservoir assure le débit de pompage ?*) et qualitatif (*quel processus géochimiques contrôlent la qualité des eaux pompées ?*).

Chapitre 2

Méthodologie générale

Les études hydrogéologiques des milieux de socles cristallins étaient extrêmement variées. Les échelles d'investigation sont larges, de la quantification de la ressource en eau à l'échelle globale, jusqu'à la caractérisation de processus physiques ou chimiques à l'échelle de la fracture ou du pore. Cependant, peu d'études se sont concentrées sur les ressources en eau productives, et plus spécifiquement aux systèmes aquifères associés à des zones de faille perméables. Pouvons-nous trouver des structures aquifères en domaine de socle permettant de fournir un débit d'exploitation conséquent ? Quels sont les contextes favorables permettant leur présence ? Quelles sont les conditions hydrodynamiques et hydrogéochimiques en jeu au sein de ces structures, à la fois en régime naturel associées au cycle de l'eau, ou engendrées par une mise en exploitation ?

Ce travail de thèse s'oriente sur deux approches complémentaires afin de répondre à cette problématique : 1) une étude pluridisciplinaire d'un aquifère productif, spécifique associé à une zone de faille sub-verticale, dont le but principal est de décrire son fonctionnement hydrodynamique et géochimique et 2) par l'analyse des données régionales à l'échelle du Massif Armoricaïn dans le but de caractériser la présence de telles structures à plus large échelle et de définir leurs particularités hydrogéologiques.

Ce chapitre détaille la méthodologie générale employées dans le cadre de ce travail. Plus de détails sur les méthodes spécifiques seront trouvés dans les sections Matériels et Méthodes des chapitres principaux (Chapitre 4, 5 et 6).

2.1 Approche à l'échelle du site

L'étude d'un site spécifique demande de concilier une approche à la fois à l'échelle bassin versant mais également d'étudier ses particularités locales : contexte géologique, identification des réservoirs et leur extension, définition des

écoulements... Ces approches permettent, dans le cas de systèmes aquifères simples, d'appréhender rapidement le fonctionnement hydrogéologique global. Cependant, dans le cas des systèmes hétérogènes, ces méthodes sont généralement insuffisantes. Une description fine de la compartimentation du système aquifère, des conditions de flux naturels et en pompage, l'identification des processus de mélange et des réactions géochimiques associées nécessitent une méthodologie adaptée et l'utilisation d'outils spécifiques.

Une approche spécifique, pluridisciplinaire, a été mise en place sur le site expérimental de Saint-Brice en Coglès¹ dans le but d'établir un modèle de fonctionnement d'un système aquifère profond, en s'intéressant à ses propriétés hydrodynamiques et hydrogéochimiques. Des méthodes hydrophysiques spécifiques ont été utilisées afin d'identifier la dynamique des flux au sein de l'aquifère. Des méthodes géochimiques complémentaires nous ont permis de caractériser l'origine des masses d'eau, les temps de transfert et les réactions spécifiques évoluant dans le système. Cette approche poussée d'expérimentation de terrain a nécessité l'utilisation de plusieurs approches d'observation, de suivi et d'analyse dont les principales sont :

1. une description **géologique et géophysique** détaillée de la structure aquifère ;
2. des mesures **hydrologiques et hydrogéologiques** afin de décrire la dynamique du système et les connexions entre réservoirs hydrologiques ;
3. des mesures **géophysiques en forages** (flux et température) afin de localiser les fractures productives et d'appréhender les flux et l'origine des écoulements ;
4. des analyses **géochimiques**, de datation des eaux et d'isotopes ont permis d'identifier l'origine des eaux, les temps de transfert et les processus de mélange ainsi que les processus réactifs associés aux écoulements ;
5. des essais de **traçage** entre puits ont contraint les connexions et les vitesses de transferts entre compartiments ;
6. divers **essais de pompages** par paliers et longues durées ont permis d'aborder les propriétés globales des compartiments aquifères ;
7. des essais de **flowmétrie haute résolution** (Heat Pulse Flow meter, HPFM) ont permis d'appréhender les variations de charge entre compartiments et de déterminer les propriétés hydrodynamiques à l'échelle de la fracture

1. Site expérimental développé dans le cadre du projet CASPAR et de la présente thèse

2.1.1 Définition de la structure hydrogéologique

Une analyse géomorphologique, couplée aux informations géologiques disponibles, a permis d'établir une première ébauche d'un modèle conceptuel de la structure aquifère du système de Saint-Brice en Coglès. L'approche géomorphologique inclut la délimitation et la définition du bassin versant. Les limites du bassin hydrologique pourront être appréhendées par l'analyse des cartes topographiques. Les limites du bassin versant hydrogéologique sont quant à elles difficiles à définir, particulièrement dans le cas des aquifères de socle pour lesquels plusieurs bassins versant hydrologiques peuvent être connectés par des discontinuités géologiques.

La synthèse des données géologiques disponibles au travers des cartes géologiques établies par le BRGM, a permis de contraindre la structure régionale (les cartes au 50 000^{ème} présentant l'échelle la plus détaillée). Cette collecte d'information a été complétée par une analyse des affleurements dans la zone concernée.

Le site expérimental présente 4 forages profonds. Chaque forage ont fait l'objet d'un suivi détaillé des lithologies rencontrées, réalisé par le BRGM et par l'OSUR. Plus spécifiquement, un forage carotté de 250 m a été réalisé en juin 2011 (forage FC4, détaillée dans la section 3.2.3, p. 68), qui nous a permis de décrire non seulement la lithologie mais également la fracturation affectant les roches (Figure 2.1 A, p. 55). En complément, nous avons réalisé une série de 8 piézomètres de surfaces (< 10m) à l'aide d'une tarière motorisée (OSUR) permettant de décrire l'altération en surface et d'instrumenter la nappe associée (Figure 2.1B, p. 55).

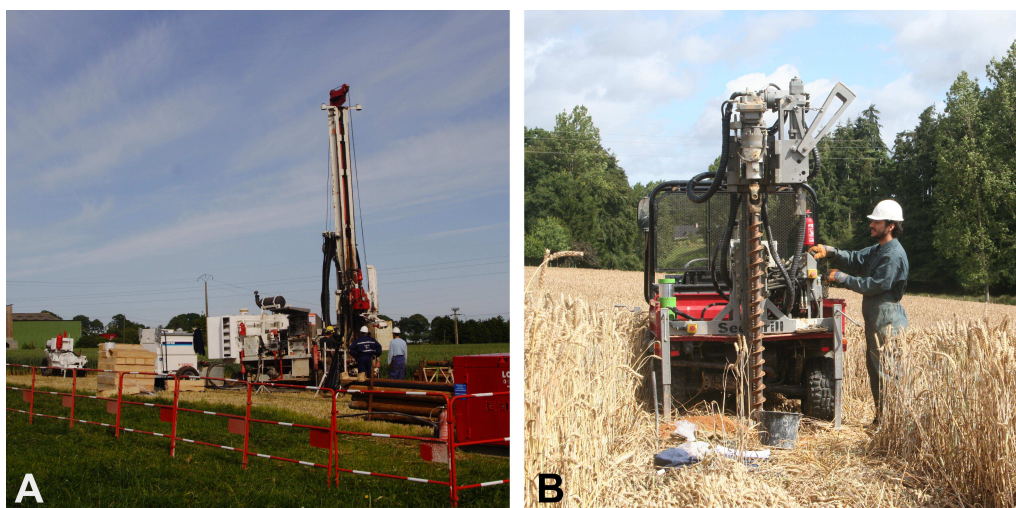


FIGURE 2.1 – Travaux de forage. En A. le forage carotté FC4 (250m) réalisé par l'entreprise COFOR SA et en B. réalisation des piézomètres de surface avec la foreuse tarière de l'OSUR.

NB : Le modèle conceptuel géologique peut également évoluer en fonction des

résultats des mesures hydrogéologiques décrites ci-après.

2.1.2 Caractérisation des écoulements naturels

La caractérisation du système à l'état naturel nécessite une description de l'ensemble du cycle hydrologique, de la pluviométrie au débit des rivières en passant par les niveaux piézométriques des aquifères. Le site de Saint-Brice a été équipé d'une série de capteurs de pression à compensation barométrique, à la fois dans les forages principaux mais également sur les piézomètres de surface et quelques forages alentours. La rivière au droit du site a également fait l'objet de mesures de débits en continue. Les données de pluviométrie ont été extraites de la station météorologique de Saint Marc La Futaie, située à 30 km au nord-est du site (48 ° 26'N 0 ° 58'W, source <http://www.wunderground.com/>).

Le fractionnement des écoulements et leurs interactions en régime naturel ont été établis par trois approches complémentaires :

1. **Approche physico-chimique.** Les signatures physico-chimiques ont été définies sur chaque puits par l'analyse de la température, conductivité, pH et potentiel d'oxydo-réduction, réalisés soit de manière ponctuelle par prélèvement, soit le long de profil en fonction de la profondeur par l'utilisation d'outils de diagraphie². L'analyse de la température est particulièrement déterminante car elle permet d'une part de corriger certains paramètres qui en sont dépendants (comme la conductivité), mais également, lorsqu'elle est réalisée en continue selon la profondeur ou dans le temps, elle donne des indications sur les écoulements et les connexions entre compartiments (Anderson, 2005).
2. **Approche géochimique.** Les principaux composants dissous dans l'eau ont été quantifiés afin de définir la compartimentation géochimique au sein du système et leur distinction en fonction des écoulements et des échelles de perméabilités de réservoirs. Les anions ont été quantifiés par chromatographie en phase ionique (Dionex DX-120), les cations et traces par spectrométries de masse (ICP-MS HP 4500) et les gaz dissous par chromatographie en phases gazeuse. Les gaz dissous tels que les Chlorofluorocarbones (CFC) nous ont permis d'établir l'âge apparent des eaux, c'est-à-dire le temps de transfert moyen de l'eau depuis son infiltration dans le sous-sol, et de mettre en évidence et de quantifier les phénomènes de mélange. Certains gaz nobles comme le Ne et

2. Enregistrement d'une caractéristique d'une formation géologique ou d'un fluide en fonction de la profondeur

l'Argon permettront de définir les températures de recharge et d'identifier des fractions d'eaux anciennes.

3. **Approche débit-métrique.** Le HPFM (Heat Pulse Flow Meter), outils de débit-métrie haute résolution en diagraphie, développé par l'USGS dans les années 1980, nous ont permis de mesurer des flux dans les forages de faibles vitesses, inférieurs au cm/s (Hess, 1986), suivant la profondeur. Les vitesses mesurées sont transformées en débit entre fracture ou compartiments. Ces mesures pourront d'une part être interprétées qualitativement en terme d'écoulement et de partitionnement des flux au sein du réseau de fracture, mais elles permettront également de définir les gradients de charge entre fractures, de définir les paramètres hydrodynamiques spécifiques à chaque zone fracturée en appliquant les modèles analytiques développés par Paillet (1998).

Ces expérimentations complémentaires appliquées au site de Saint Brice ont fait l'objet de plusieurs campagnes spécifiques. L'objectif étant de caractériser l'impact des modification de régime hydrologique (hautes et basses eaux) sur les écoulements souterrains.

2.1.3 Fonctionnement des zones de faille en condition d'exploitation

Afin d'analyser le fonctionnement d'une zone de faille sub-verticale en condition d'exploitation, un essai de pompage longue durée a été réalisé sur un des forages profonds (F3). L'essai s'est déroulé sur 2 mois de pompage, à une débit constant d'environ $45 m^3.h^{-1}$, en ne sollicitant que la partie profonde de l'aquifère grâce à l'utilisation d'un packer³ situé à 80 m de profondeur (Figure 2.2B, p. 58). Une importante logistique a été mise en place autour de cet essai de pompage, d'une part pour sa réalisation mais également pour son suivi.

Les variations de niveaux piézométriques ont été suivies sur l'ensemble des forage et piézomètres du site et alentours. Le débit à l'exhaure a été mesuré en continue à l'aide d'un débitmètre automatique à hélice. Les niveaux et débits ont été contrôlés manuellement tout au long de l'essai.

Au cours de la réalisation de l'essai, un diagnostic continu de l'évolution transitoire des flux a été effectué afin d'adapter les principales mesures complémentaires réalisées. Ce diagnostic a été réalisé par la méthode d'analyse par dérivée logarithmique ($\partial s/\partial \ln(t)$, d'après Bourdet et al. (1983)). Des suivis hydrophysiques et géochimiques ont été réalisés afin de décrire le fonctionnement de ce système aquifère

3. Obturateur pneumatique permettant d'isoler une section du forage



FIGURE 2.2 – Installation du packer sur le forage F3 à 80 m de profondeur par la société GHI SA (Géo Hydro Investigation).

complexe :

1. Suivi des conditions de flux transitoire au Heat Pulse Flow-Meter. Ce suivi a permis d'identifier le partitionnement des flux pendant les temps transitoires de l'essai.
2. Suivi de l'évolution des conditions de températures en forage afin de définir l'origine de l'eau transitant dans les compartiments caractéristiques de chaque ouvrages et d'appréhender les écoulements.
3. Des essais de traçage entre puits ont permis d'identifier les temps de transfert entre compartiments et leur évolution pendant les temps transitoires.
4. Suivi détaillé de l'évolution géochimiques à l'exhaure de la pompe afin de mettre en évidence les processus de mélange, l'âge apparent moyen des eaux prélevées et les réactions géochimiques induites par les modifications de flux.

L'ensemble de ces données ont par la suite été traitées et synthétisées dont les résultats principaux sont résumés dans ce travail de thèse.

2.2 Régionalisation : Analyse des sites productifs bretons

Afin de définir les conditions et les propriétés générales de ces aquifères productifs, une analyse des informations disponibles sur les sites en exploitation sur

le Massif Armoricaïn a été réalisée. Cette synthèse a été permise par l'examen des données disponibles sur les bases de données spécifiques du BRGM⁴ et de l'Agence de l'Eau Loire Bretagne⁵, complétés par des informations techniques fournies par les Bureau d'études spécialisés Géoarmor SA⁶ et Lithologic SA. Cette synthèse a fait l'objet d'une numérisation des données brutes de forage disponibles et d'une analyse générale qualitative.

4. Base de données BRGM <http://infoterre.brgm.fr/>

5. Base de données <http://www.eau-loire-bretagne.fr/>

6. Site internet Géoarmor <http://geoarmor.com/>

Chapitre 3

Cadre de l'étude et description du site expérimental de Saint-Brice en Coglès

3.1 Le Massif Armoricain

3.1.1 Contexte géologique

Le Massif Armoricain est situé au nord-ouest de la France. Il concerne la région Bretagne et parties des régions Normandie, Pays de la Loire et Poitou Charente (Figure 3.1, p. 61).



FIGURE 3.1 – Localisation géographique du massif armoricain (©Google Earth)

Le Massif Armoricain est caractérisé par un socle cristallin, pénéplané du-

rant le Permo-Trias (Guillocheau et al., 2003). La carte présentée en Figure 3.2 (p.62) expose les grands ensembles structuraux du massif armoricain. La géologie a été façonnée par deux phases orogéniques principales, l'orogénèse *cadomienne* et l'orogénèse *hercynienne*. L'histoire des différentes orogénèses confère au Massif Armoricain un socle complexe caractérisé par différentes phases plutoniques, métamorphiques, volcaniques, sédimentaires et tectoniques (Chantraine et al., 2001; Cogné and Wright, 1980; André, 2002).

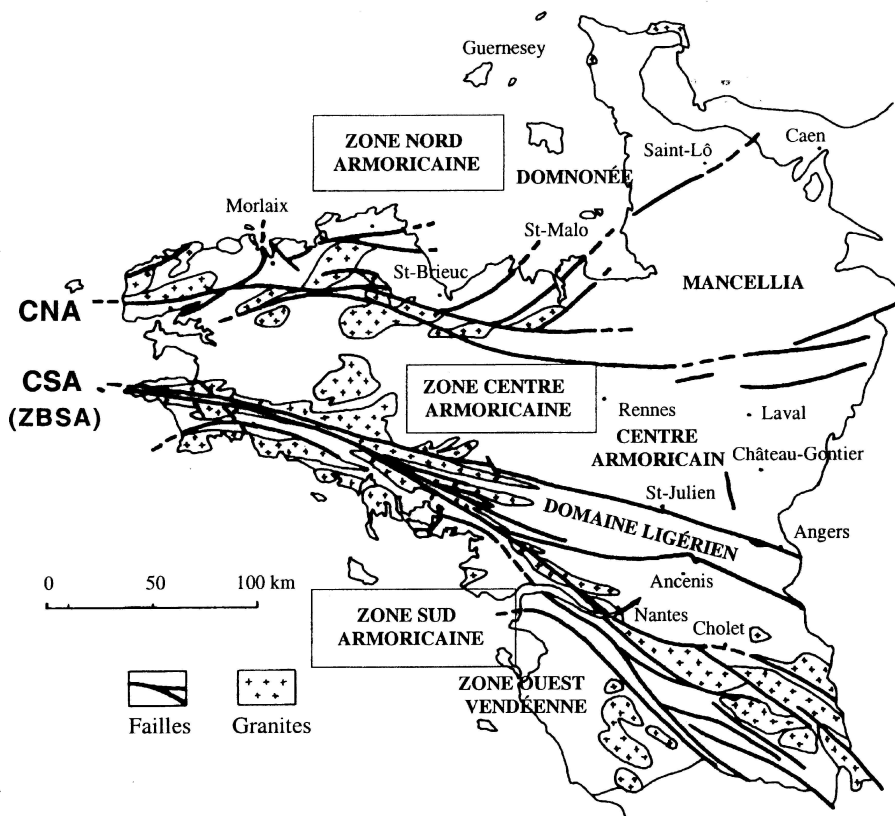


FIGURE 3.2 – Ensembles structuraux du Massif Armoricain, d'après André (2002).

Le massif armoricain est classiquement décrit en 3 zones, individualisées par 2 grands accidents tectoniques majeurs, d'orientation est-ouest et attribués à l'orogénèse hercynienne : les cisaillements nord et sud armoricains (CNA et CSA). Les zones délimitées par ces deux accidents sont :

1. **La partie Nord armoricaine** : est principalement caractérisée au nord-est par un socle cadomien (domaine *mancellien*) comprenant des formations précambriennes plissées (Briovérien) et granitisées au cours de l'orogénèse cadomienne. Au nord-ouest, les formations granitiques hercyniennes sont dominantes (domaine du *Léon*) avec la présence de formations volcaniques dans le

Trégor.

2. **La partie Centrale**, dans laquelle la géologie est composée de roches sédimentaires du protérozoïque et paléozoïque, intrudées par des granitoïdes hercyniens vers l'ouest.
3. **La partie Sud**, où des formations protérozoïques et paléozoïques sont fortement métamorphisées par la mise en place syntectonique des plutons granitiques hercyniens.

La phase tectonique hercynienne qui a affecté l'ensemble du massif, a façonné la géomorphologie du paysage armoricain. Elle est attribuée à la convergence et à la subduction de la croûte océanique associées à la collision de plaques continentales. D'orientation N110° E, les cisaillements majeurs présente un rejeu dextre estimé à 30 km pour le CNA et 200 km pour le CSA (Dercourt, 2002).

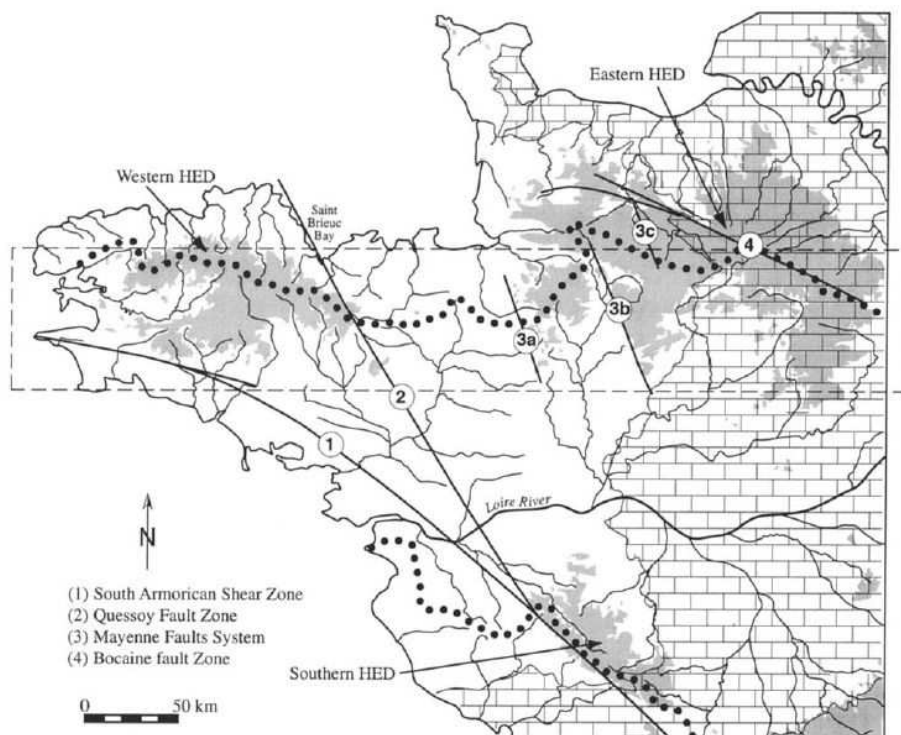


FIGURE 3.3 – Principales structures geomorphologiques et failles actives du Massif Armoricain d'après Bonnet et al. (2000). Les zones en grises concernent les altitudes supérieures à 200m. Les courbes pointillées représentent les principales lignes de partage des eaux.

Entre le Mésozoïque et le Cénozoïque, plusieurs phases tectoniques secondaires ont influencé le Massif Armoricain. Au Crétacé-Tertiaire, une déformation compressive N-S est en place due à la convergence Afrique/Eurasie (flambage lithosphérique pyrénéen). Cette compression N-S entraîne la formation de failles N140-N160° E

dont les plus typiques sont la faille Quessoy Nort-sur-Erdre, traversant le massif du nord au sud, le système Kerforne à l'ouest et le système de failles de la Mayenne (Figure 3.3, p. 63 d'après Bonnet et al. (2000)). L'ensemble de ces failles ont pu par la suite rejouer selon les contraintes actuelles NW-SE exercées par les orogénèses alpines et pyrénéennes (Bonnet et al., 2000; Mazabraud et al., 2004; Van Vliet-Lanoë et al., 1997; Guillocheau et al., 2003).

3.1.2 Contexte climatique

Le Massif Armoricain est caractérisé par un climat océanique tempéré caractéristique de la façade atlantique de l'Europe. Les pluies sont relativement fréquentes mais de faibles intensités, avec une moyenne annuelle de l'ordre de 900 mm sur l'ensemble du Massif Armoricain. Le taux de précipitation peut varier du simple au double en fonction du relief (Figure 3.4, p. 64). L'ensoleillement dépend de la latitude mais également de la distance aux côtes. Un taux d'ensoleillement plus importants peut être rencontré sur les côtes nord du Trégor (au nord de Lannion) qu'à Rennes. Les vents d'ouest/sud-ouest sont les plus fréquents, qui, de par leur origine océanique, homogénéisent les températures sur l'ensemble du Massif Armoricain et restreignent les variations diurnes et saisonnières. D'après les données de MétoFrance, la température moyenne observée pendant la période 1971-2000 est de l'ordre de 11-12°C (Figure 3.4, p. 64).

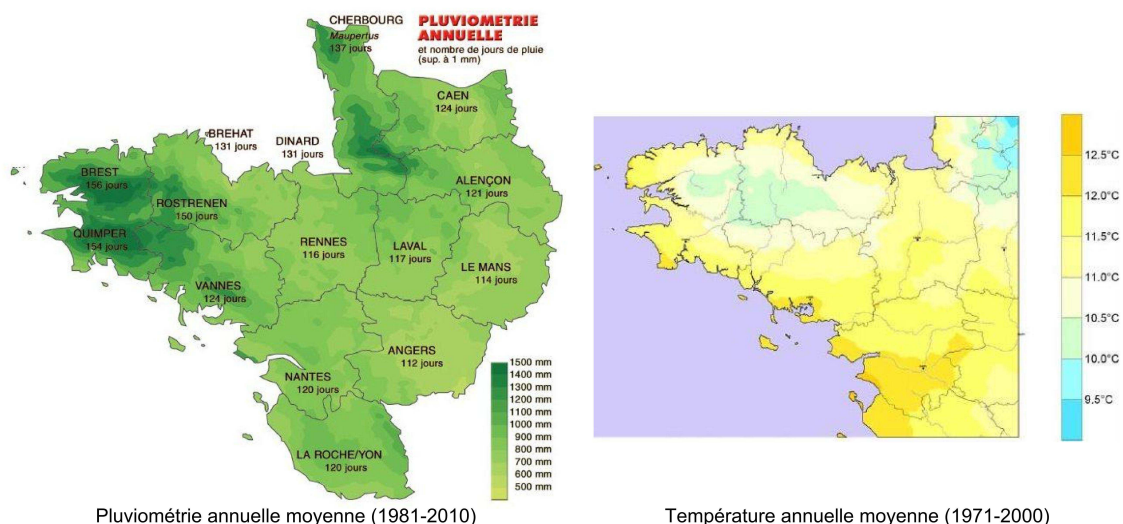


FIGURE 3.4 – Pluviométrie annuelle moyenne (1981-2010) et température annuelle moyenne (1971-2000) sur le Massif Armoricain (Données MétéoFrance ©).

3.2 Le site expérimental de Saint-Brice en Coglès

3.2.1 Contexte géologique

Le site de Saint-Brice en Coglès se situe dans le département de l'Ille-et-Vilaine, au Nord-Est de la région Bretagne. Cette zone concerne la feuille géologique de Fougère et de Saint-Hilaire du Harcouet (Esteoule-Choux et al., 1970). La géologie de cette zone est caractérisée par le massif granitique de Fougères, batholite cadomien allongé suivant la direction W.SW-E.NE, et par des cornéennes de contact qu'il forme dans des sédiments briovériens (protérozoïque supérieur) lors de l'orogénèse cadomienne (Figure 3.5, p. 65).

Le forage F3 a été implanté sur la base d'analyses statistiques de linéaments et de levés aéromagnétiques réalisés dans le cadre du projet RAPSODI (Carn-Dheilly and Thomas, 2008a). L'ouvrage est situé sur la parcelle de M. Sourdin, au lieu dit *Le Petit Frontigné*. La géomorphologie du paysage laisse apparaitre un large ressaut topographique, d'une vingtaine de mètres environ, supposant la présence d'un système d'effondrement (graben) d'orientation N-S.

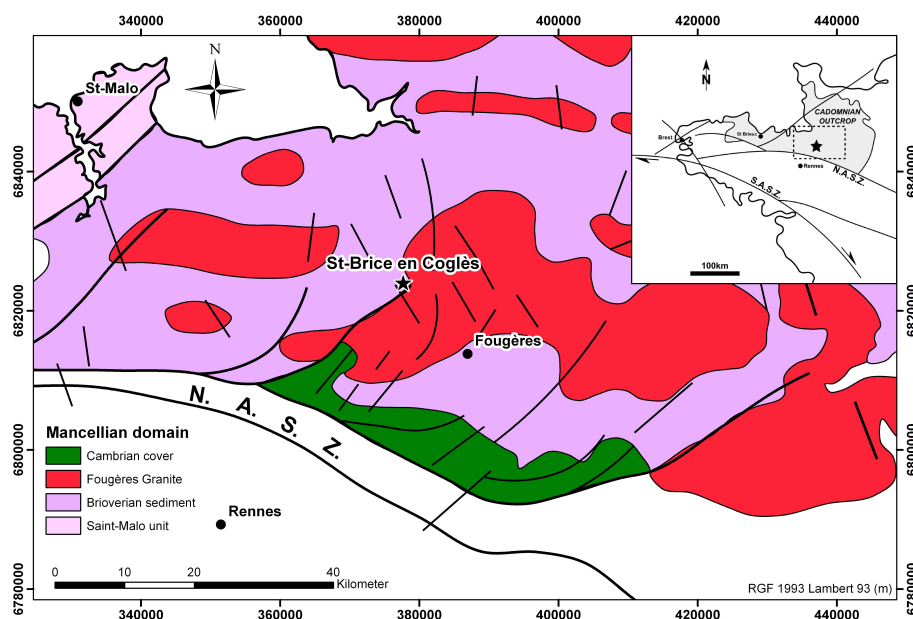


FIGURE 3.5 – Carte géologique régionale du massif cadomien nord-armoricain adapté de Chantraine et al. (2001).

Comme décrit précédemment (section 3.1), cette zone de faille N-S peut être attribuée à l'orogénèse hercynienne, et aux événements tectoniques Crétacés-Tertiaires. A l'Hercynien, les auteurs de la carte géologique décrivent une tectonique cassante qui affecte la zone, avec mise en place de filons de quartz pluri-

kilométriques dans le socle cadomien, d'orientation N-S à N150 ° E. Cette famille de failles N150 ° E est la plus représentée à l'échelle du massif (Figure 3.6, p. 66). Elles sont issues d'une phase de déformation cassante suivant un axe de raccourcissement N-S, responsable des fractures N150 ° E dextres et N30 ° sénestres conjuguées dans un système décrochant. Une fracturation décrochante E-W est également présente, à rebroussement nord-est et constitue la deuxième famille de faille la plus représentative sur la zone. Cette fracturation est issue d'une deuxième phase de raccourcissement hercynien, d'orientation E-W, donnant naissance à un système décrochant N80 ° E dextre et N110 ° E sénestre. Les phases tectoniques plus récentes, liées aux orogènes pyrénéennes et alpines, ont pu faire rejouer le système de faille décrit précédemment.

Le site expérimental de St-Brice en Coglès est implanté dans l'auréole de métamorphisme de contact d'un granitoïde cadomien (Granite de Fougères), au sein des cornéennes qu'il forme dans les sédiments briovériens encaissants. Au droit du site, les cornéennes présentent une schistosité d'orientation N150-180 ° E et un pendage de 50-60 SW (Cf. photographie en Figure 3.7(p. 67)). Elles sont localement intrudées de filons de granite déci-centimétriques (N75-110 ° E 75N-90). Lors des opérations de forages, plusieurs filons de quartz d'orientation N150 ° E ont été également rencontrés.

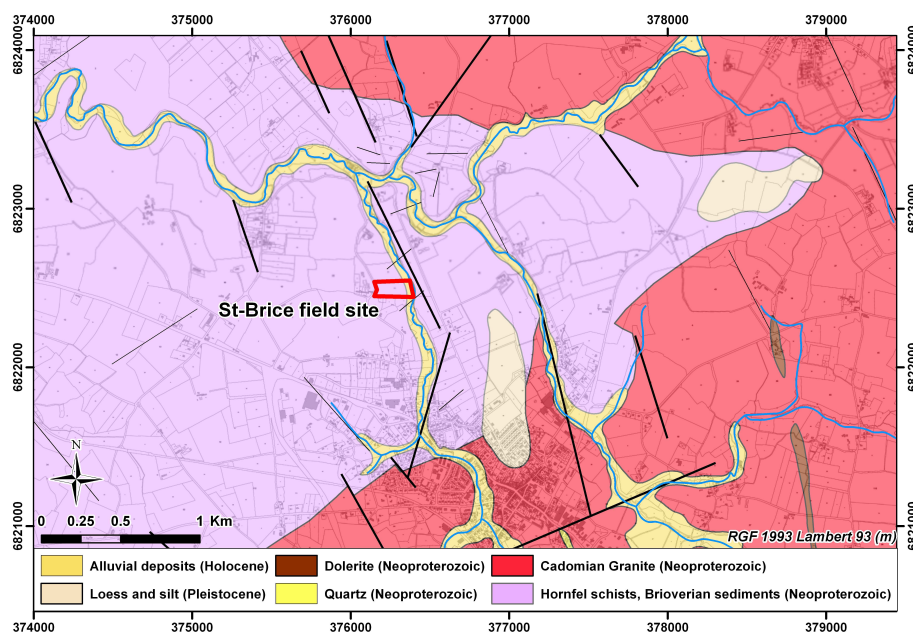


FIGURE 3.6 – Carte géologique du site de Saint-Brice en Coglès ©BRGM (Dadet et al., 1984).

Les observations géologiques réalisés sur différents affleurements autour du site montrent une variation du plan de schistosité, de N45 ° 65SE (au niveau de F3), N65 ° 85SE plus au Nord, N85 ° 75N au NE du site. Cette variation suggère que

cette formation est affectée par une forte déformation ductile lors du métamorphisme cadomien.

D'un point de vue de l'altération, les investigations ont mis en évidence l'existence d'altérites sur plusieurs affleurement témoignant d'une paléosurface, a priori d'âge Paléocène-Eocène (Guillocheau et al., 2003). Elle se situerait environ vers la cote 115 m NGF. La base des altérites meubles sur les schistes tachetés s'établit vers +112 mNGF à l'ouest du site, et vers +110 mNGF à l'est du site. Il n'y a donc pas de décalage vertical de cette interface de part et d'autre de l'axe de la vallée. L'accident tectonique majeur N-S est donc antérieur à l'altération supergène.

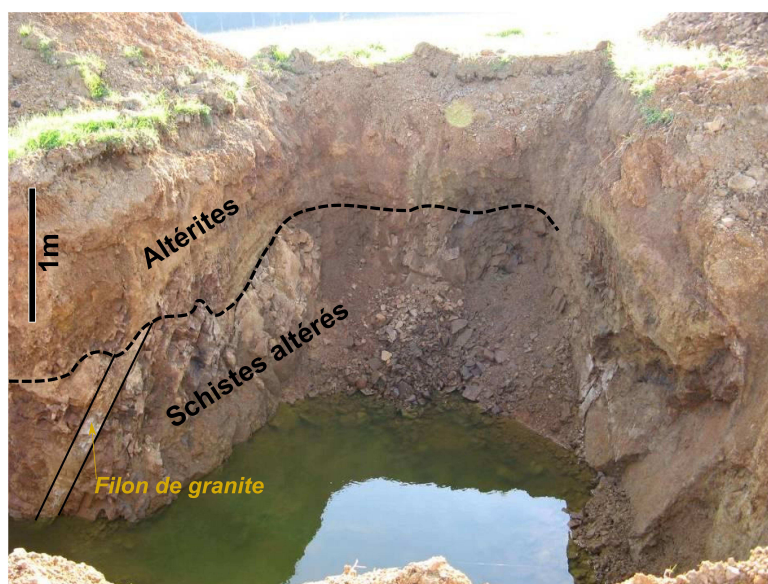


FIGURE 3.7 – Excavation présente à proximité du site expérimental, la photographie regarde vers le NE. La schistosité est orientée N45 E et pend de 65 vers le NW. Présence d'un filon décimétrique de granite leucocrate à gauche.

3.2.2 Les forages

Le site expérimental de Saint-Brice en Coglès a été équipé de 4 forages principaux. La localisation des forages est présentée sur la Figure 3.8 (p. 68) et leurs caractéristiques sont décrites dans la Table 3.1 (p.69). Les coupes techniques ainsi que les diagraphies réalisées sur chaque ouvrage sont consignées en Annexes A (p. 239) et B (p. 245).

1. Le **MFT20**, de 20 m de profondeur, réalisé au marteau fond de trou, présentant des arrivées d'eau diffuses ;
2. Le **MFT80**, de 80 m de profondeur, réalisé au marteau fond de trou, recoupant

une structure productive à 52 m au droit d'une intrusion granitique de 20 m d'épaisseur ;

3. Le **F3**, de 216 m de profondeur, réalisé au marteau fond de trou, recoupant une zone très productive entre 105 et 130 m de profondeur et également associée à des intrusions granitiques
4. Le **FC4**, de 250 m de profondeur, entièrement carotté, recoupant une zone productive à 235 m de profondeur.

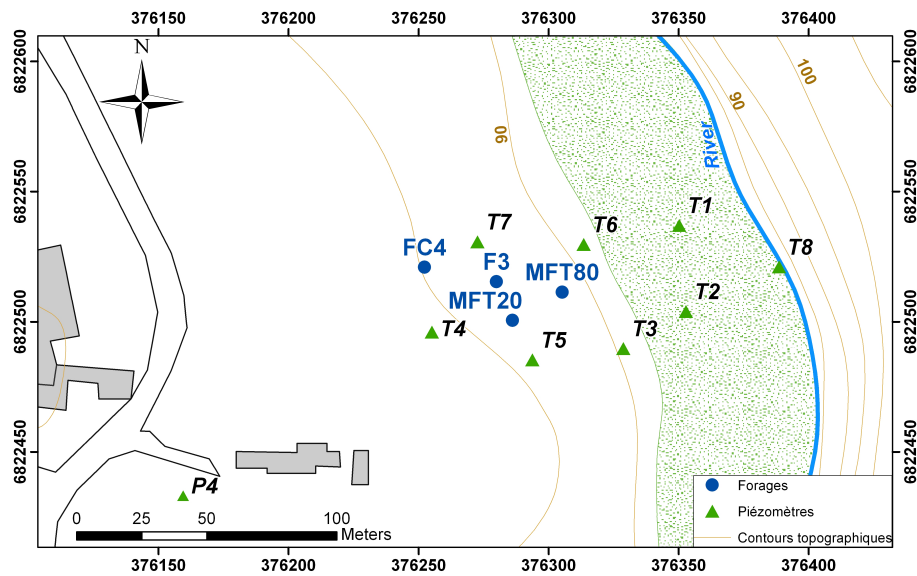


FIGURE 3.8 – Localisation des forages du site de Saint-Brice en Coglès.

Les trois forages profonds ont été réalisés orthogonalement à la structure N-S identifiée afin de suivre son évolution avec la profondeur et pouvoir discuter de sa géométrie.

Ces forages principaux ont été complétés de 8 piézomètres de surface ($< 10m$) réalisés à la tarière afin de décrire le compartiment altéré et suivre la nappe associée. Ils sont situés à la fois au sein des altérites, sur le versant ouest (T3, T4, T5, T6 et T7) et dans les alluvions (T1, T2 et T8) en contre bas de la parcelle près du ruisseau. Les coupes géologiques et techniques des piézomètres sont détaillées en Annexe C (p. 255).

3.2.3 Etude de la fracturation : description du forage carotté FC4

Le forage carotté FC4 a pu être décrit en détail. Une attention particulière a été portée sur les variations lithologiques au sein des cornéennes et sur les familles de

TABLE 3.1 – Localisation et description des forages

Well	X	Y	Z	Depth (m)	Géologie	Crépine
F3	376280	6822515	93.53	216	Schistes	30 à 216
FC4	376252	6822521	95.1	250	Schistes	40 à 250
MFT20	376286	6822500	93.68	20	Schistes	10 à 20
MFT80	376305	6822511	91.14	80	Schistes	30 à 80
T1	376350	6822537	88.22	6	Alluvions	1 à 6
T2	376353	6822504	88.27	8	Alluvions	2 à 6
T3	376329	6822490	89.57	6	Altérites	3 à 6
T4	376255	6822496	95.55	8	Altérites	4 à 8
T5	376294	6822485	93.54	7	Altérites	4 à 7
T6	376314	6822530	89.63	7	Altérites	2 à 6.5
T7	376273	6822531	93.02	9	Altérites	5 à 9
T8	376389	6822521	88.06	3	Alluvions)	0.5 à 3

fractures rencontrées. La description structurale et lithologique du forage FC4 est présentée en Annexe B (p.245) .

L'analyse des carottes révèlent des matériaux très altérés (Allotérites et Isaltérites) jusqu'à environ 9 mètres de profondeur, suivis par des formations fissurées et altérées jusqu'à 18 mètres de profondeurs (Figure 3.9, p.69). Les cornéennes saines sont ensuite rencontrées alternant avec zones fracturées et intrusions granitiques et quartzieuses. Ces passages fracturés sont très fréquents dans les 50 premiers mètres puis la roche saine est majoritaire jusqu'à la fin du forage, présentant localement des zones fracturées de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur.



FIGURE 3.9 – Carottes du forage FC4 entre 11.10 m et 17.45 m. Schistes briovériens tachetés, altérés et oxydés avec alternances de filons granitiques arénisé (hiatus). Plan de fracturation sub-horizontale.

Deux familles de fractures principales ont été rencontrées (cf Figure 3.10, p. 70 et Annexe B, p.245). Une première, notée F1 sur le log en Annexe B, d'orientation N-S et très fortement pentées (entre 70 et 80 °) à la fois vers l'ouest et vers l'est. Ces fractures F1 sont fréquemment ouvertes soulignant un système en extension, pouvant correspondre à des zones de décompression liées aux processus de déformation. Une seconde famille de fractures, notées F2 sur le log, est nettement moins pentées et semble liée à la schistosité principale. Ces fractures ont été rencontrées aux abords

de zones de gouges de failles auxquelles elles doivent être associées. Elles pourraient correspondre aux systèmes de failles inverses hercyniennes décrites sur le Massif Armoricain et pourraient être plus anciennes que les F1 qui résulteraient de contraintes récentes.

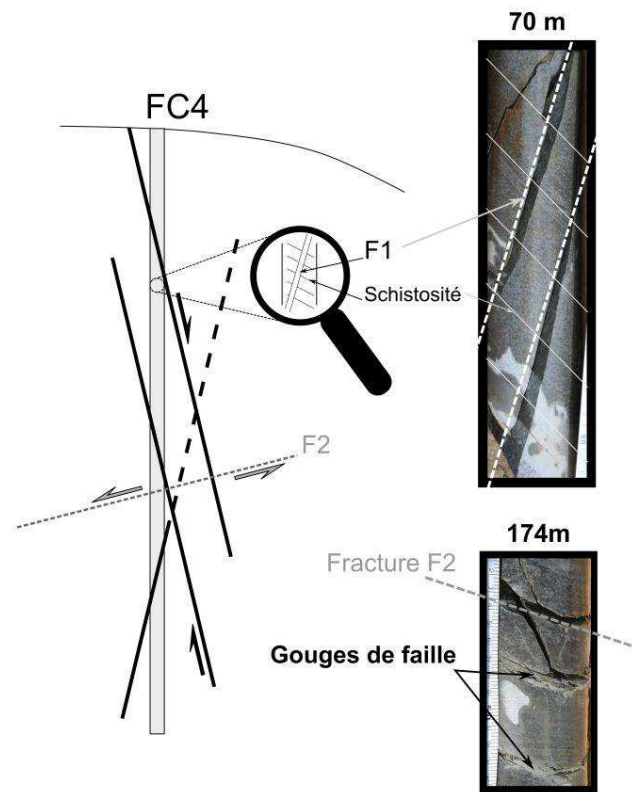


FIGURE 3.10 – Familles de fractures principales décrites sur les carottes du forage FC4.

3.2.4 Diagraphies en forages

Des diagraphies ont été réalisées sur les 3 forages profonds, à la fois en régime ambiant et en pompage. L'objectif principal étant d'identifier les zones de fractures productives. Des mesures de débit-métrie ont été réalisées au micro-moulinet, à la fois en condition ambiante et en pompage. La mesure ambiante est essentielle afin de corriger la mesure en pompage des flux ambiants. Cette information est complétée par des profils de température réalisés également en ambiant et en régime de pompage. Les résultats des diagraphies pour les 3 forages principaux sont consignés en

Annexe A (p. 239). La Figure 3.11 (p. 71) présente à titre d'exemple un résumé des résultats pour le forage F3.

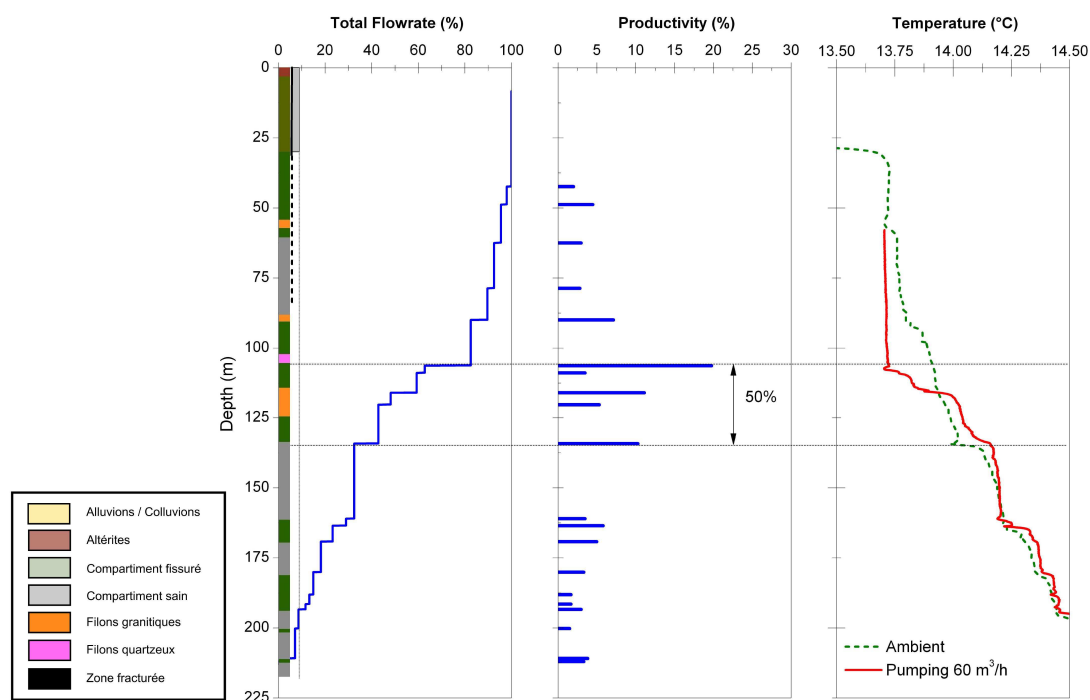


FIGURE 3.11 – Résultats des diagraphies de flux et température réalisées sur le forage F3. Pour plus d'information de référer à l'Annexe A.

Les trois forages profonds présentent chacun une zone fortement conductrice bien individualisée, assurant plus de 50 % de la productivité totale du puits pour F3 et MFT80 et jusqu'à 75 % pour le FC4. Cette zone concerne une épaisseur variable en fonction du puits, de 10 à quelques mètres d'épaisseur. Au dessus et en dessous de cette zone principale, seules quelques arrivées d'eau diffuses alimentent le flux en pompage.

Les profils de température confirment cette observation. En régime ambiant, quelques perturbations affectent les profils de températures. En revanche, en pompage ces perturbations s'accroissent au droit des zones les plus productives, confirmant l'identification d'une l'arrivée d'eau principale.

A noter que le profil de température ambiant ne suit pas le gradient géothermique moyen classiquement observé dans les roches de surface. Environ 3°C par 100 m pour le gradient géothermique, contre environ 0.7°C pour 100 m dans le cas du forage F3. Ceci témoignant d'une circulation importante en régime naturel.

Sur la base de ces profils, une première hypothèse de structure peut être avancée. Cette zone productive concentrée sur une faible épaisseur, entourée d'une fractura-

TABLE 3.2 – Identification des zones productives définies par les résultats de dia-graphies de flux

Forage	Profondeur de la zone productive (m)	Part de productivité (%)
FC4	234-236	75
F3	105-130	50
MFT80	48-53	75

tion diffuse à faible flux, peut correspondre à une zone de faille, entourée d'une zone endommagée. Les résultats de connexion entre puits et des essais de traçage confirmeront par la suite cette hypothèse.

3.2.5 Prospection géophysique de surface : interprétation de la structure géologique

La prospection géophysique du site de St Brice s'est effectuée en deux temps : une première caractérisation réalisée par le BRGM en 2010 qui a consisté en la réalisation de deux panneaux électriques d'1km de long chacun (Responsable JM Baltassat). Dans un deuxième temps, une analyse de la structure à l'échelle de la parcelle a été réalisée en 2012, en collaboration avec l'Université Pierre et Marie Curie (Paris) via le laboratoire Sisyphe-UMR 7619 (Responsable C. Camerlynck).

3.2.5.1 Structure à l'échelle kilométrique

Deux panneaux P1 et P2 ont été approximativement centrés sur le forage F3 avec une direction N67° E pour P1 et N140° E pour P2 (Figure 3.12 p. 73). Le dispositif mis en oeuvre est de type dipôle-dipôle utilisant des espacements d'électrodes variables (10m, 20m, 50m, 75m et 150m) permettant d'avoir une bonne résolution en surface et d'atteindre une profondeur d'investigation de l'ordre de 250m.

Ces profils possèdent une importante variation de résistivité avec des gammes très élevées (jusqu'à 4000 ohm.m), reflétant soit de fortes variabilités de fracturation au sein de la roche, soit des variations lithologiques au sein des cornéennes (Figure 3.13 p. 74). Cependant la précision en profondeur est faible. La géométrie doit donc être interprétée au premier ordre avec précaution.

Une partie superficielle conductrice peut être identifiée sur les deux profils, d'aspect relativement stratiforme et sur environ 10 m d'épaisseur. Il s'agit d'un horizon meuble, altéré ou très fracturés qui a également été identifié sur les forages jusqu'à des profondeurs similaires (cf. Figure 3.9, p. 69). Les cuttings du F3, les carottes du FC4 et les tarières de sub-surface ont permis d'identifier sur les 7-8 premiers

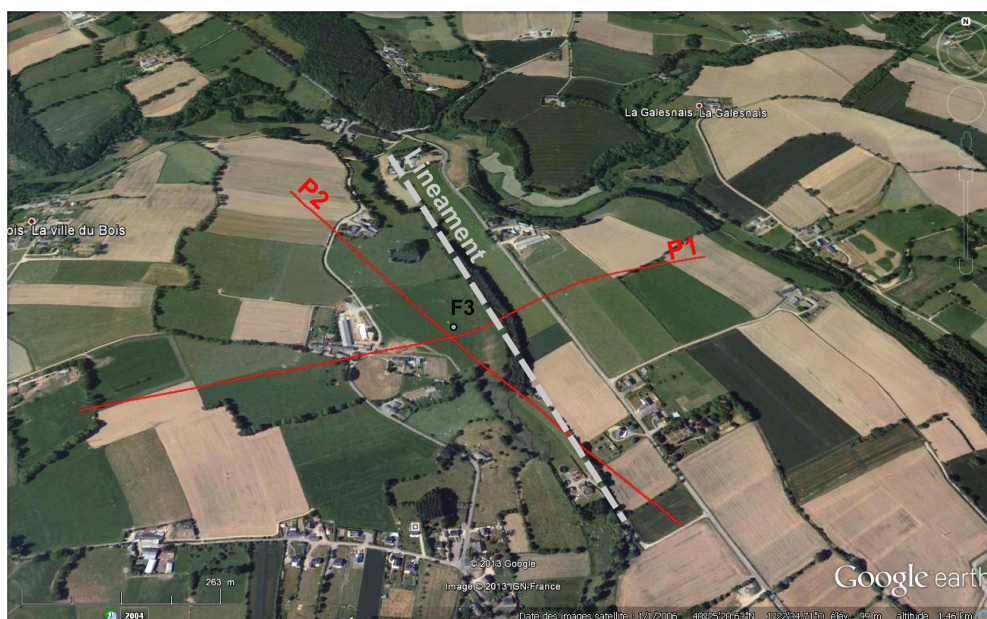


FIGURE 3.12 – Localisation des profils P1 et P2 réalisés par le BRGM

mètres de profondeur des formations fortement argileuses qui correspondent à des formations altérées (saprolite et isaltérites).

Au delà des 10 premiers mètres, les formations en place présentent de fortes variations de résistivités correspondant à des variations lithologiques au sein des cornéennes (faciès en banc plus ou moins épais, niveau à pyrites, etc.). Le profil P1 est beaucoup plus contrasté car il est sécant aux principales structures tectonique N-S. Le profil P2 présente quant à lui des informations plus lissées. Les principales unités conductrices semblent être décrochantes par rapport à des unités plus résistantes encaissantes. Ceci met en évidence une structure d'effondrement, de type graben, au sein d'un bassin d'extension préalablement décrit par la géomorphologie. En couplant observations géomorphologiques et profils de résistivité, une faille normale peut être replacée au nord-est sur le P1, correspondant au ressaut topographique visible sur le paysage, également visible sur le profil P2 au SSE. Sur ce dernier profil, une faille conjuguée dans la partie NW du graben peut être également placée. Ces profils suggèrent donc la présence d'un bassin d'effondrement d'orientation nord-sud le long d'un système de faille pentés vers l'ouest. Les résistivités semblent moindres à l'ouest témoignant soit de variations lithologiques importantes (injections de granite, filons de quartz, variations lithologiques au sein des cornéennes), ou bien d'une fracturation importante au sein de la zone endommagée du graben.

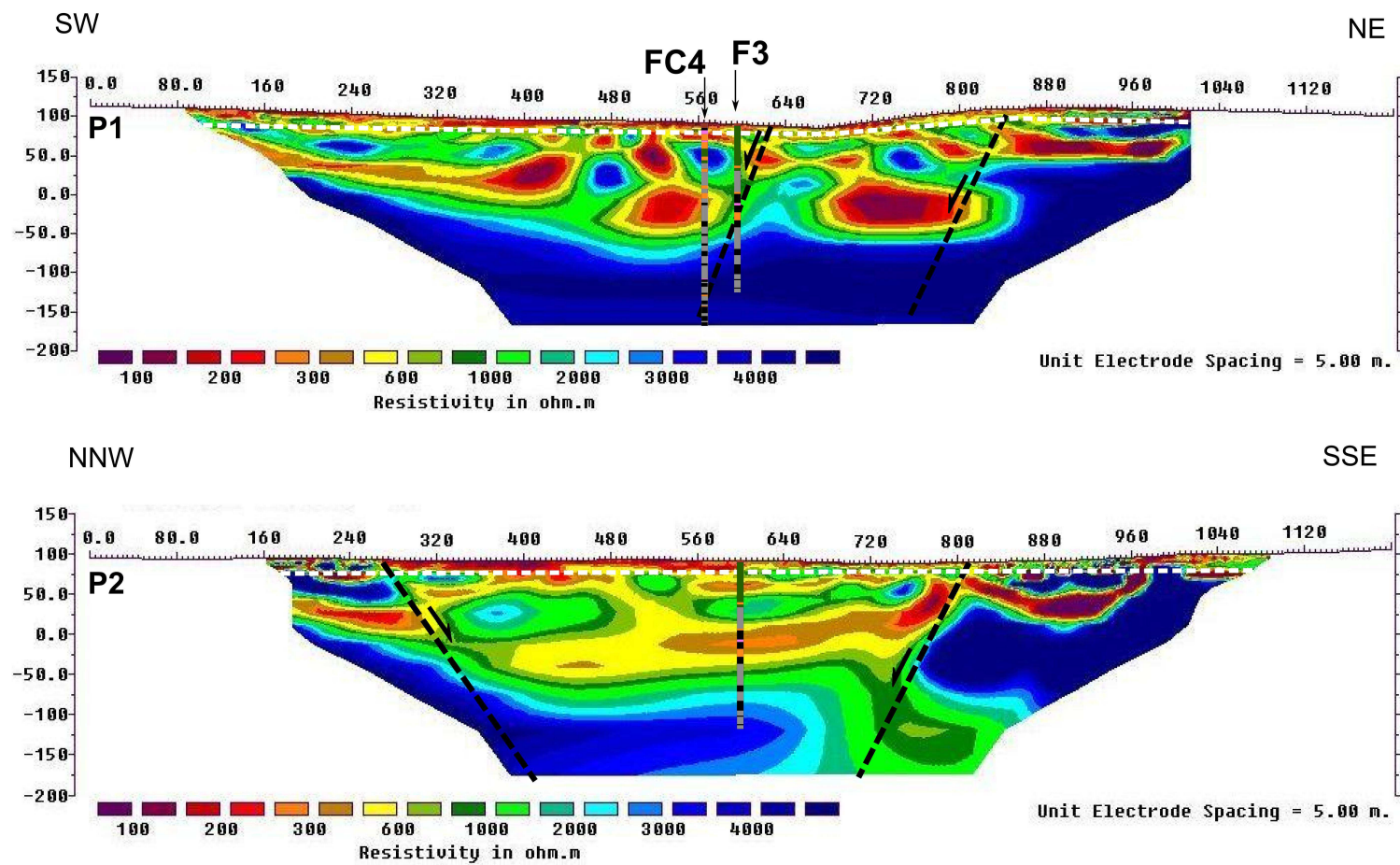


FIGURE 3.13 – Profils électriques réalisés par le BRGM en 2010 caractérisant la structure à l'échelle kilométrique.

Les résultats des profils géophysiques à grande échelle permettent de bien identifier les grandes structures présentes. Une structure en graben semble évidente avec un axe d'effondrement N-S au droit de l'accident principal visible sur le paysage par un ressaut topographique. Des profils complémentaires pourraient préciser et améliorer cette interprétation. De plus, une calibration des résistivités en fonction de la lithologie rencontrée lors des opérations de forages permettrait une meilleure interprétation structurale. Idéalement, des forages complémentaires implantés en fonction des résultats géophysiques permettraient de mieux contraindre l'interprétation de la structure.

3.2.5.2 Structure locale au droit des forages

Les prospections géophysiques réalisées à l'échelle de la parcelle permettent d'identifier précisément la géométrie de la partie meuble altérée de sub-surface ainsi que les zones superficielles du socle fracturé. Deux types de méthodes ont été appliquées sur le site : 1) des mesures électromagnétiques EM34, permettant de cartographier la conductivité des terrains en intégrant sur une épaisseur de 10 m de profondeur environ ; et 2) des mesures de tomographie électrique ERT, qui sont sensibles aux variations de résistivités à la fois verticales et horizontales sur un profil de 30 mètres de profondeur. La Figure 3.14 (p. 76) présente les résultats spatialisés des mesures EM34 et la localisation des profils ERT.

La carte en Figure 3.14 présente de faibles variabilités de la conductivité des terrains superficiels (entre 5 et 8 mS/m). Dans cette faible variabilité, nous pouvons distinguer d'une part des terrains relativement conducteurs au sein des formations alluvionnaires, en contre-bas de la parcelle, et d'autre part la présence de formation plus résistantes au sein des zones altérées, situées au droit des forages. Cette variabilité est principalement liée à la nature des terrain et à leur teneur en eau. La zone alluviale, parallèle au ruisseau, est totalement saturée, alors que la partie altérée centrale est située sur une zone de pente pour laquelle le niveau piézométrique se situe entre 2 et 7m de profondeur. A noter également une zone relativement plus conductrice, d'orientation E-W, directement située au nord des forages qui correspond à une zone altérée d'épaisseur plus importante (plus riche en argile ou présentant une porosité plus développée).

Les différents profils réalisés sur la zone montrent une image des résistivités en profondeur (Figure 3.15, p. 77). L'intérêt principal est d'identifier les variations d'épaisseur de la zone altérée. L'image géophysique de sub-surface confirme la structure générale préalablement décrite. Elle démontre la présence d'une zone fracturée sub-verticale très conductrice au droit du ressaut topographie (à l'est du profil P1),

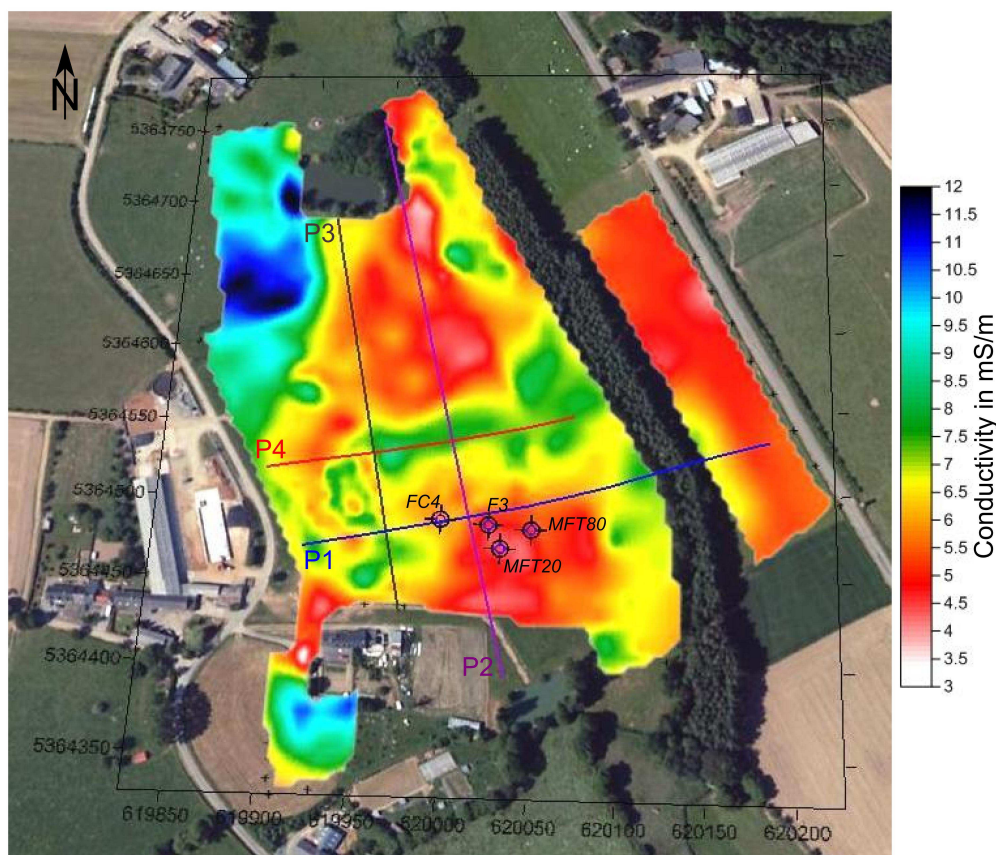


FIGURE 3.14 – Carte des conductivités mesurées à l'EM34 et localisation des profils ERT réalisés par l'UMR Sysiphe

et la présence potentielle d'une faille conjuguée à l'ouest du site (P1 et P4). Il est intéressant de noter l'épaississement de la zone altérée/fissurée dans la partie ouest des forages (P1), d'au moins 20 m de profondeur. Sur le profil P2, orthogonal à P1, cet épaississement de la zone altérée/fissurée reste localisée à la zone des forages. Au delà, l'épaisseur de cette zone est limitée à la dizaine de mètre.

La méthode ne permet pas de clairement identifier la zone fracturée perméable interceptée par les forages, en revanche elle met en évidence une altération privilégiée au droit de la faille probablement engendrée par des circulations d'eau plus importantes.

3.2.6 La structure géologique

Les descriptions géologiques et les diagraphies en forages, complétées par des mesures géophysiques ont permis d'établir un modèle géologique simplifié du site de Saint-Brice en Coglès. L'ensemble de ces observations permettent d'apprécier

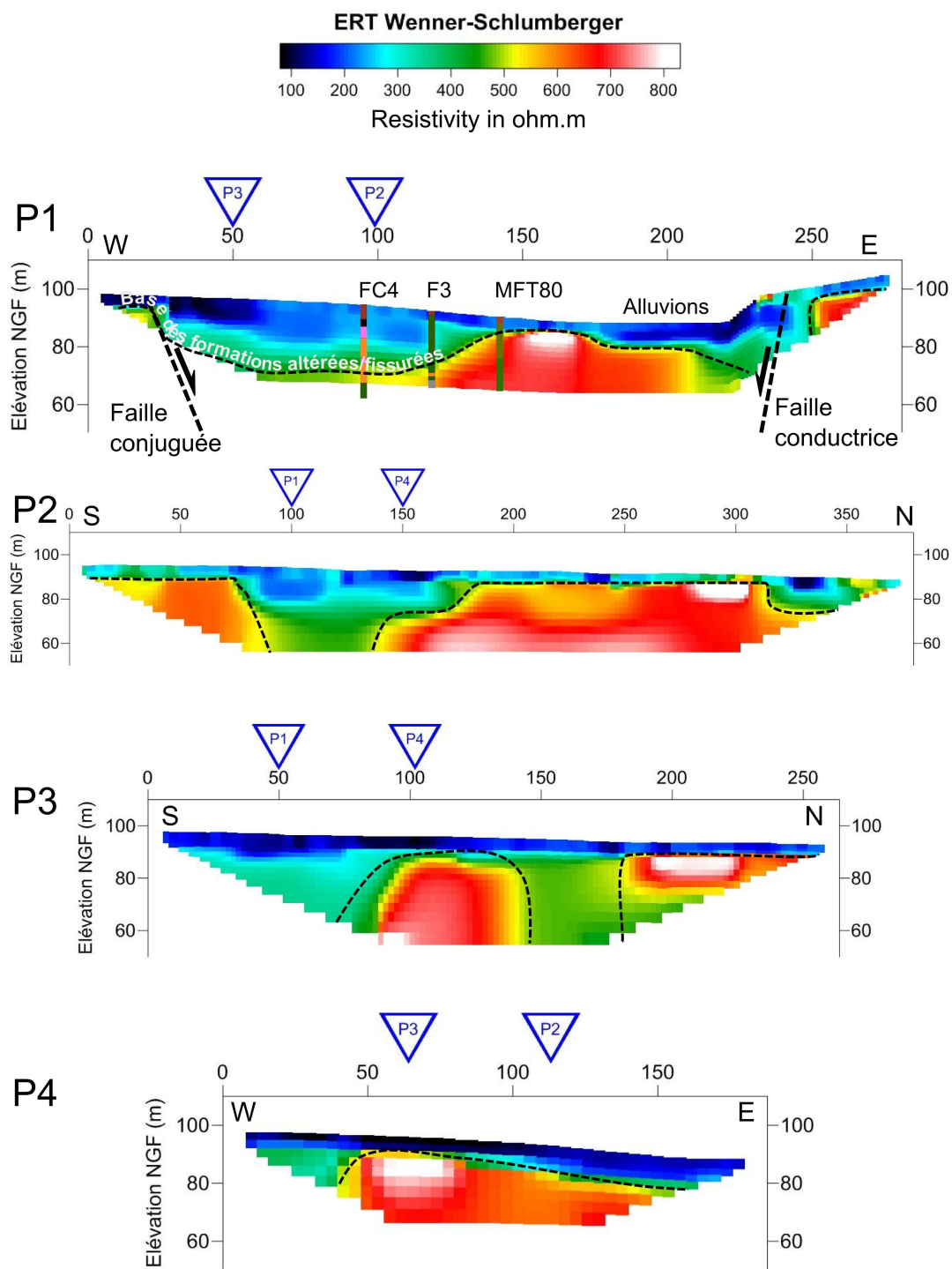


FIGURE 3.15 – Profils ERT Wenner-Schlumberger. Traitement réalisé par Christian Camerlinck de l'UMR Sysiphe.

l'hétérogénéité de la structure.

La géophysique de sub-surface décrit une géométrie du compartiment de surface altéré/fissuré d'épaisseur variable (maximum de 20 m), qui semble être majoritairement développé à l'ouest du forage MFT80. Les forages et les profils profonds confirment des variations lithologiques importantes au sein des cornéennes. Les profils électriques permettent d'identifier les grandes structures de failles décrochantes avec principalement 2 failles normales, affleurantes dans les 40 premiers mètres : la première correspondant au ressaut topographique. Cette faille peut être associée à un filon de quartz mis en évidence dans le prolongement sud sur la carte géologique au 1/50 000 du BRGM. La deuxième faille se situant dans la zone occidentale du site, conjuguée à la première.

Une zone de faille perméable a été identifiée par les forages. Elle peut être extrapolée en profondeur à partir des profils de débitmétrie. MFT80 recoupe la zone fracturée à 50 m de profondeur, F3 à 110 m et FC4 à 235 m (cf. Annexe A, p. 239). Si l'hypothèse que ces zones perméables sont connectées et représentent finalement la même structure est confirmée, un pendage d'environ 70° vers l'ouest et d'orientation N-S peut être avancé. Nous proposons un modèle conceptuel de structure sous forme d'un bloc diagramme 3D, représenté en Figure 3.16 (p. 79).

Le forage F3 est donc implanté au sein d'une structure effondrée, en graben, au sein des cornéennes de contact. Le graben est formé par deux failles principales dans sa partie orientale, sub-parallèles, d'orientation N-S et pentées d'environ 70° vers l'Ouest. Une ou plusieurs failles conjuguées sont présentes dans la partie occidentale du graben, d'orientation N-S et à pendage sub-vertical vers l'est. En sub-surface, nous représentons une zone fracturée développée au droit du forage F3 d'environ 20 à 30 m d'épaisseur surmontée par des formations altérées (saprolite) ainsi que des formations alluviales en contre-bas de la parcelle, au droit du ruisseau principal.

Ce modèle conceptuel implique une forte hétérogénéité au sein du système aquifère global, avec plusieurs échelles de réservoir et de structures conductrices.

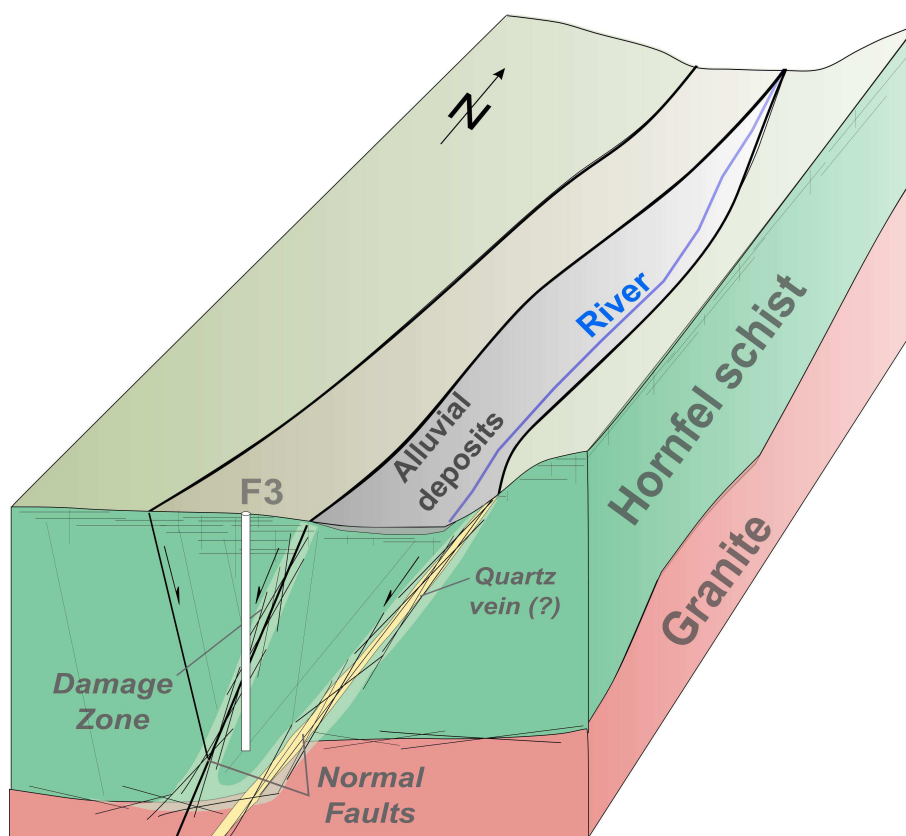


FIGURE 3.16 – Bloc diagramme 3D du modèle géologique du site expérimental de Saint-Brice en Coglès

Chapitre 4

Fonctionnement hydrodynamique des zones de faille en milieux cristallins : application au site de Saint-Brice en Coglès

4.1 Introduction

Les études consacrées aux régions cristallines décrivent majoritairement l'influence générale des discontinuités géologiques et des zones de failles sur les écoulements au sein d'un bassin versant. Ces descriptions ont pour objectif de caractériser leurs capacités à agir comme drains, barrières ou barrières semi-étanches aux écoulements régionaux. Plusieurs travaux se concentrent également sur l'analyse statistique des facteurs environnementaux liés aux productivités de puits. Cependant, le fonctionnement hydrodynamique de ces zones de failles en terme de ressource en eau et d'exploitation a été peu considéré jusque là. C'est l'objectif de ce chapitre qui rend compte des observations hydrogéologiques obtenues sur le site de Saint Brice en Coglès.

Les hydrogéologues des régions de socle constatent fréquemment la présence de perméabilités conséquentes, parfois à de fortes profondeurs, au droit d'accidents tectoniques. La plupart des études de prospections hydrogéologiques se basent sur l'analyse des accidents structuraux visibles sur le paysage, les *linéaments*, avant d'implanter un forage. Lorsque de telles ressources sont identifiées, le fonctionnement hydrodynamique de ces structures est souvent pas ou mal contraint. La raison principale étant la méconnaissance de leur architecture structurale : Identification du réseau de fracture principal ? Quelle épaisseur ? Quel pendage ? Rôle des connexions entre les réservoirs profonds et superficiels ? Lorsque ces structures sont mises en exploitation, l'hétérogénéité qui les caractérise peut entraîner des conséquences néfastes

sur le cycle de l'eau du fait du partitionnement des lignes d'écoulements au sein du réseau de fracture. Les processus de recharge de ces structures sont mal maîtrisés et peuvent entraîner une surestimation du débit d'exploitation durable et une délimitation inadéquates des aires de recharge et de protection .

Ce chapitre vise à décrire, sur la base des expérimentations menées sur le site de Saint-Brice en Coglès, le fonctionnement d'une zone de faille sub-verticale au sein de son bassin versant en se concentrant sur la description de la compartimentation du système aquifère et des éventuelles connexions hydrauliques entre les compartiments identifiés. L'objectif ultime étant de définir un modèle conceptuel de fonctionnement hydrodynamique d'une zone de faille sub-verticale. Une première partie est destinée à la description succincte du bassin versant et des écoulements régionaux et locaux. La seconde partie présente, sous la forme d'un article scientifique, les résultats obtenus lors des expérimentations de terrain dans le but de décrire : 1) la compartimentation des structures perméables constituant le système aquifère de Saint-Brice ; 2) les écoulements au sein des compartiments à la fois en régime naturel et sous l'influence d'un pompage et 3) les relations entre zone de faille et compartiments annexes. Dans une troisième partie, des résultats complémentaires obtenus seront discutés afin de consolider le raisonnement sur le fonctionnement de l'aquifère de Saint-Brice en Coglès.

4.2 Le bassin versant hydrographique

4.2.1 Données climatiques

Les données météorologiques n'ont pu être suivies sur le bassin versant de Saint-Brice en Coglès dans le cadre de cette étude. La station météorologique la plus proche, présentant des données disponibles sur la période de l'étude, se situe sur la commune de Saint-Mars-sur-la-Futaie ($48^{\circ}26'N$ $0^{\circ}58'W$), à 30 km au nord-est du site de Saint-Brice en Coglès. Les données de précipitation mensuelle et de température moyenne sont présentées dans la Figure 4.1 (p.83) pour la période 2010-2013. Le climat local est typique du domaine océanique breton. Les épisodes pluvieux sont relativement constants sur l'ensemble de la période considérée, avec une moyenne de précipitation mensuelle de l'ordre de 65 mm. Quelques épisodes extrêmes peuvent être observés, répartis de manière aléatoire sur les saisons. L'évolution des températures moyennes suit quant à elle un régime saisonnier, avec des valeurs maximales enregistrées durant les mois de juin à août (autour de $20^{\circ}C$) et des minimales de décembre à février (autour de $2^{\circ}C$). La température moyenne enregistrée sur cette période 2010 à 2013 est de $11.5^{\circ}C$.

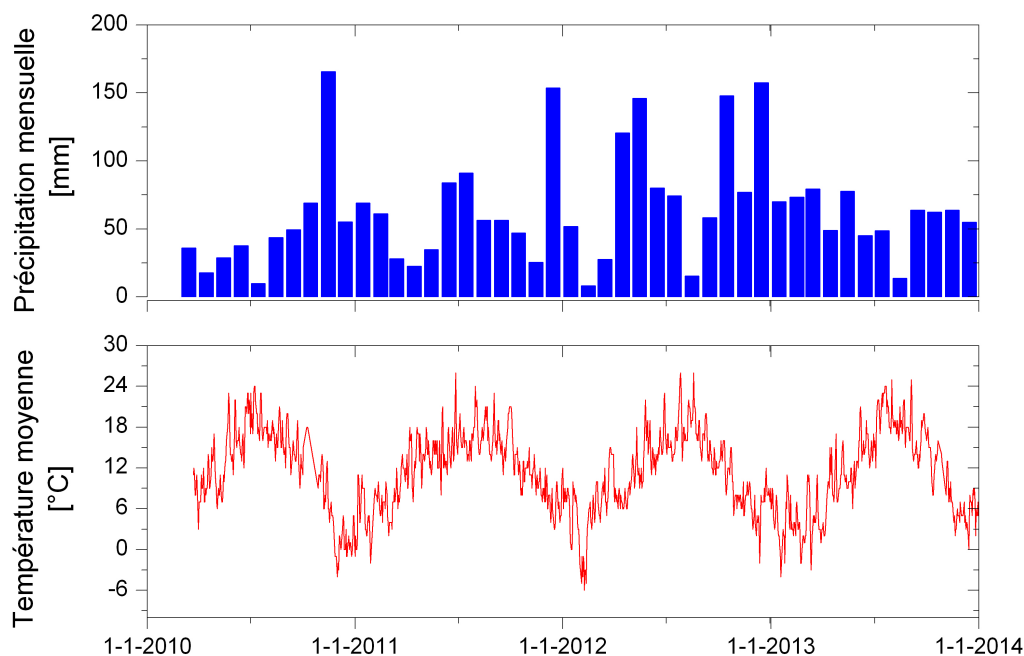


FIGURE 4.1 — Précipitation mensuelle et température moyenne mesurées sur la station météorologique de Saint-Mars-sur-la-Futaie.

4.2.2 Géomorphologie du bassin versant

Le bassin versant de Saint-Brice en Coglès s'étend sur environ 7.5 Km^2 (Figure 4.2, p.85). Il concerne dans ses deux-tiers amonts les formations granitiques du batholite de Fougère, ainsi que les schistes briovériens dans son tiers aval. Il révèle une forme allongée d'orientation N-S. La présence d'un filon de quartz pluri-kilométrique, identifié sur la carte géologique, suivant cette orientation et semblant constituer la limite orientale du bassin versant. Le réseau hydrographique est très restreint. Le ruisseau principal parcourt du sud au nord le bassin versant sur environ 5 km, avant de se jeter dans la Loisançe. Son débit à l'étiage est de l'ordre de $50\text{-}100 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ en moyenne au droit du site expérimental, quantifié sur la base d'essai de traçage. Il draine de petits ruisseaux annexes provenant majoritairement du versant ouest, perpendiculairement à son orientation principale. Le versant est ne présente pas de ruisseaux permanents.

La géomorphologie du bassin versant de Saint-Brice en Coglès reflète l'influence structurale façonnée par les grandes phases de fracturations régionales. Les failles N-S, majoritaires dans la région, confèrent un cheminement préférentiel au ruisseau principal et une érosion des vallées (Bonnet et al., 2000). Les failles E-O semblent favoriser la résurgence et le cheminement des affluents, des zones de crête jusqu'à la vallée.

A titre indicatif, les niveaux piézométriques supposés sur l'aquifère de surface, à l'échelle du bassin versant, sont représentés sur la carte en Figure 4.2 (p. 85). Ils sont définis sur la base de quelques mesures piézométriques réalisées en janvier 2013, et extrapolés par rapport à la topographie. Les écoulements suivent la direction sud-nord avec un gradient relativement faible, d'environ 5‰. Bien que la recharge puisse être effective sur l'ensemble du bassin versant, elle sera majoritaire au sud-ouest du bassin et s'étend sur la crête ouest jusqu'en aval du bassin. Ces écoulements semblent affleurer dans la vallée et assurent la pérennité du ruisseau principal.

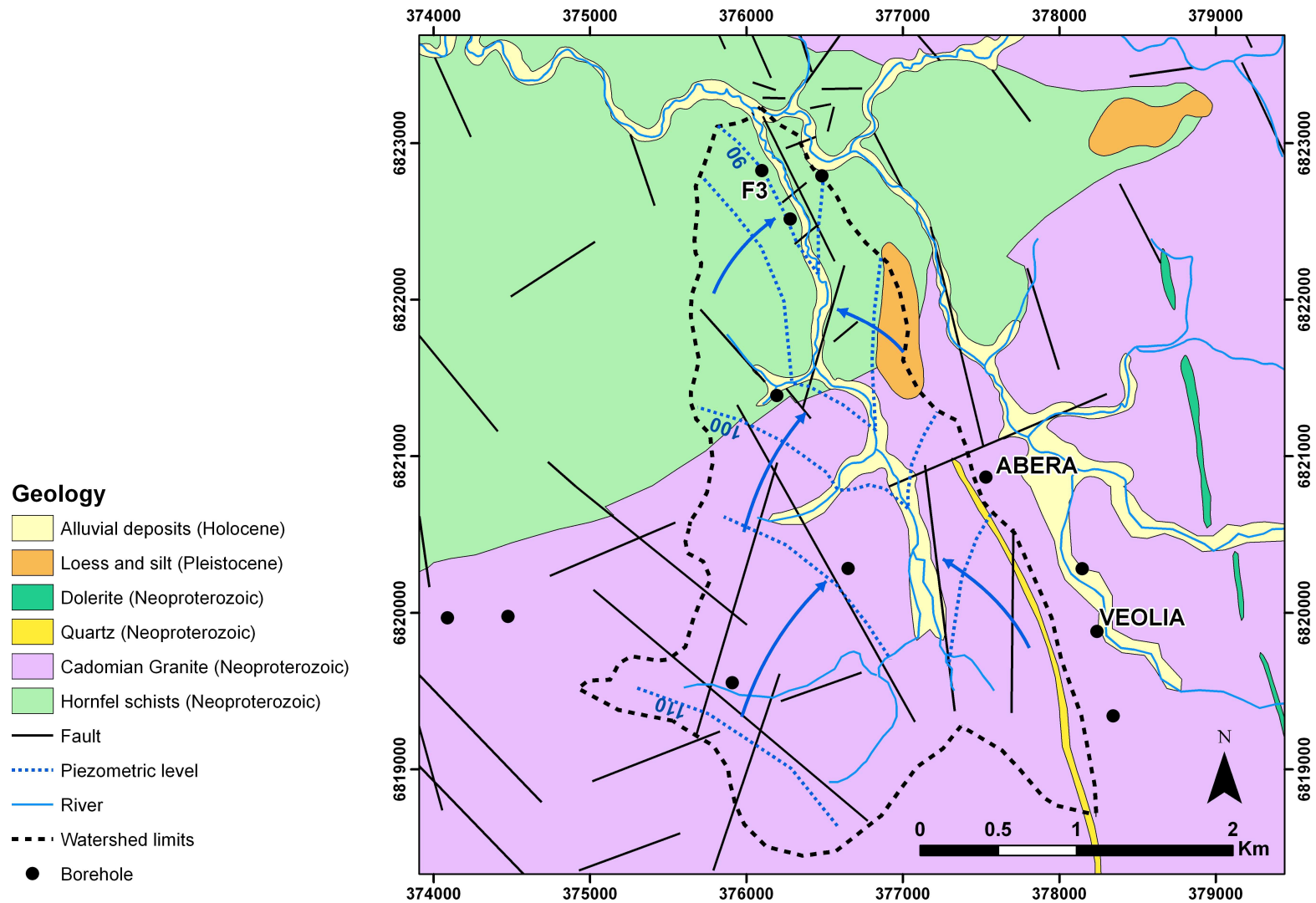


FIGURE 4.2 – Bassin versant hydrologique de Saint-Brice en Coglès et niveau piezométriques supposés

4.2.3 Écoulements au droit du site expérimental

La carte piézométrique à l'échelle du site est représentée en Figure 4.3, p. 86. Elle a été établie sur la base des niveaux d'eau enregistrés dans les forages profonds et les piézomètres de surface au 1^{er} mars 2012, période de recharge pour cette année.

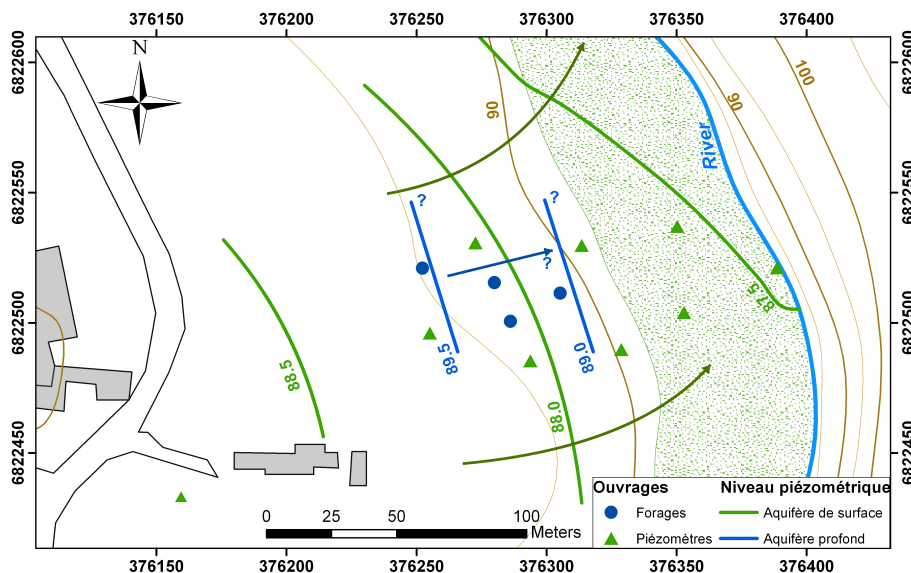


FIGURE 4.3 – Carte des niveaux piézométriques sur le site de Saint-Brice en Coglès

Les niveaux piézométriques dans l'aquifère de surface (en vert sur la carte) et les niveaux enregistrés dans les forages profonds (en bleu) peuvent être différenciés. Deux régimes distincts sont décrits : *i*) une nappe libre dans le compartiment de surface avec un écoulement suivant la topographie d'ouest en est convergeant vers le ruisseau ; *ii*) une nappe profonde *semi-confinée*, présentant une charge hydraulique plus importante que l'aquifère de surface, supérieure d'environ 1 m pour cette période. Les sens d'écoulement pour cet aquifère profond apparaissent difficiles à contraindre en raison du nombre restreint de forages disponibles captant ce compartiment. Deux hypothèses peuvent être avancées : 1) un écoulement suivant la topographie, d'est en ouest, et favorisé par le pendage de la zone de faille orienté dans cette même direction 2) et/ou suivant un écoulement parallèle à la zone de faille, du sud vers le nord.

Plusieurs indications semblent confirmer la présence de failles profondes dans le prolongement du linéament identifié sur le site expérimental de Saint-Brice en Coglès, jusqu'à la partie nord du bassin versant, aux alentours du filon de quartz décamétriques identifié sur la carte géologique (Figure 3.2, p. 72). Plusieurs forages profonds, notamment ceux en exploitation pour les sociétés Abera et Véolia, présentent des arrivées d'eau profondes (> 60 m) avec des débits au soufflage

supérieurs à $40 \text{ m}^3.h^{-1}$, voire $150 \text{ m}^3.h^{-1}$ pour le forages de Véolia (Figure 3.2, p. 72). Bien que ces forages ne concernent pas le même bassin hydrographique, ils semblent présenter des propriétés similaires au site expérimental situé à 3km en aval. L'hypothèse d'une certaine continuité des propriétés hydrodynamiques observées à Saint-Brice en Coglès peut être avancée au droit de cet accident N-S principal.

4.3 Hydraulic behaviour of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs

Clément Roques*¹, Olivier Bour¹, Luc Aquilina¹, Benoît Dewandel², Sarah Leray¹, Jean-Michel Schroetter³, Laurent Longuevergne¹, Tanguy Le Borgne¹, Rébecca Hochreutener¹, Thierry Labasque¹, Nicolas Lavenant¹, Virginie Vergnaud-Ayraud¹, Bruno Mougin³

¹ *Université Rennes 1-CNRS, OSUR-Géosciences Rennes, avenue du Général Leclerc, 35000 Rennes, France*

² *BRGM, Water Dept., New Water Resource & Economy Unit, 1039, Rue de Pinville, 34 000 Montpellier, France*

³ *BRGM, French Regional Geological Survey of French Brittany, Rennes Atalante Beaulieu 2 rue de Jouanet, 35700 Rennes, France*

* *Corresponding author : Clément Roques, Université Rennes 1 – CNRS, OSUR Géosciences Rennes, 263 avenue du Général Leclerc, 35000 Rennes, France.*

Email : clement.roques@univ-rennes1.fr

Phone : (0033)2.23.23.54.69.

Fax : (0033)2.23.23.60.90.

Article publié dans *Journal of Hydrology*, 509 (2014) 42–54. La version finale de l'article est consignée en Annexe D (p.269).

Abstract

Crystalline-rock aquifers generally yield limited groundwater resources of which the upper part is particularly sensitive to anthropogenic activities. However, some highly productive aquifers may be encountered, typically near regional tectonic discontinuities. In this study, we used a multidisciplinary experimental field approach to investigate the hydrogeological behaviour of a sub-vertical permeable fault zone identified by lineament mapping. We particularly focused our investigations on the hydrogeological interactions with neighbouring compartments. The geometry of the permeable structures was identified from geological information and hydraulic test interpretations. A clear vertical compartmentalization and strong spatial heterogeneity of permeability was highlighted. The system was characterized under natural conditions and during a 9-week large-scale pumping test. Under ambient conditions, the vertical fault allowed discharge of deep groundwater flows within the superficial aquifer. The estimated discharge flow across the total length of the fault ranged from 170 to 200 m³/day. Under pumping conditions, hydraulic and groundwater dating clearly indicated a flow inversion. The fault zone aquifer appears to be highly

dependent on the surrounding reservoirs which mainly ensure its recharge. Groundwater fluxes could be also estimated from tracer tests interpretation. This study demonstrates the hydrogeological capacities of a vertical fault aquifer in a crystalline context, and provides important information about groundwater management and the protection of such resources.

Keywords : Hydrogeology, crystalline rocks, lineament, fault zone, large scale pumping test, sustainable groundwater resource.

Introduction

Crystalline rocks, although of limited interest for groundwater resources, cover large areas throughout the world and about 35% of the continental surface (Amiotte Suchet et al., 2003; Blatt and Jones, 1975). The porosity and permeability of primary crystalline rocks are extremely low, but their hydraulic properties can be greatly modified as a result of secondary physical processes (unloading, tectonic activities...) and/or geochemical processes (weathering, fluid circulation...) (Bahat, 1999; Caine et al., 1996; Eva et al., 1997; Henriksen and Braathen, 2005; Taylor and Howard, 2002; Taylor et al., 1999). The description of a fractured aquifer in crystalline rock is often limited to the first 50 meters. Various conceptual models of hydrogeological compartmentalization in crystalline rock aquifers have been proposed (Chilton and Foster, 1995; Dewandel et al., 2006; Maréchal, 2004; Taylor et al., 1999; Wyns et al., 2004). They usually consist of two main reservoirs : 1) a layer of alterites (< 15 meters bgs), identified as a specific reservoir with a relatively high porosity and storage, highly sensitive to rainfall recharge ; 2) a fissured or fractured horizon (< 50 meters bgs), characterized by relatively dense sub-horizontal and sub-vertical fracturing, with higher permeability but wells of limited yield (typically less than $10 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$).

However, highly productive zones have been locally highlighted in regions exposed to past or current tectonic activity, such as Brittany. In practice, although controversial (Gleeson and Novakowski, 2009), hydrogeologists often use fracture outcropping analysis or "lineaments" mapping to determine drilling localization, especially when such lineaments result from extensive tectonic activity (Gleeson and Novakowski, 2009; Henriksen and Braathen, 2005; Sander, 2006; Singhal and Gupta, 2010). Many factors must be considered to ensure the viability of the resource such as rock lithology affected by tectonic activity, stress fields and intensity of deformation. Such factors and fluid flow processes determine fault zone permeability (Caine et al., 1996; Evans et al., 1997; Gleeson and Novakowski, 2009; Goddard and Evans, 1995). Few hydrogeological studies examined relationships between lineaments structures, hydrogeological flow organization and productivity wells (Fernandes and Rudolph, 2001; Henriksen and Braathen, 2005; Holland and Witthüser, 2011; Richard et al., 2002; Sander, 2006). Brittle fault zones may act as conduits, barriers, or as combined conduit-barrier systems that enhance or impede fluid flow (Bense and Person, 2006; Caine et al., 1996) but can also significantly influence groundwater flow, spring discharge, and water-table elevations (Apaydin, 2010; Gleeson and Novakowski, 2009; Melchiorre et al., 1999).

In some cases, aquifers near highly conductive fault zones and with relatively high productions for crystalline rocks (from 20 to 100 $m^3.h^{-1}$) have been described : Ploemeur aquifer, Brittany (Le Borgne et al., 2006a; Leray et al., 2013b; Ruelleu et al., 2010), the New Hampshire Bedrock Aquifer (Richard et al., 2002), Crystalline Rock Aquifers in New England (Harte et al., 2008) and in the Limpopo Province of South Africa (Holland and Witthüser, 2011).

The hydrodynamic functioning of fault structures in various geological contexts has been investigated in several studies. In the sedimentary context, Bense et al. (Bense and Person, 2006; Bense et al., 2003) showed the important effects of the geometry and anisotropy of a fault zone on its hydraulic properties. Numerical studies, such as those by Anderson and Bakker (2008), also highlighted the influence of a vertical fault on groundwater flow. In the crystalline context, some studies have described the permeability architecture and hydrogeological functioning of fault zones (Boutt et al., 2010; Caine and Tomusiak, 2003; Evans et al., 1997; Ganerod et al., 2008; Stober and Bucher, 1999). However, very few studies have analysed the hydrological functioning of faults in a water abstraction context. In this context, aquifer yields will mainly depend on the ability of interactions between the fault and its surrounding compartments to allow recharge and water availability. On the other hand, groundwater abstraction from a deep resource will undoubtedly modify the hydrodynamic gradients and lead to mixing between the different compartments. The hydrogeological influence of deep fault zones on overlaying aquifers is poorly known and is apparently difficult to characterize by field studies (Banwart et al., 1994; Carucci et al., 2012; Folch and Mas-Pla, 2008; Gannon et al., 2011; Sophocleous, 2002). Although some modelling studies have shown relationships between a fault zone and the adjacent reservoir (Folch and Mas-Pla, 2008), the recharge processes from deep structures are difficult to estimate.

The aim of this study was to characterize the hydrodynamic and geochemical functioning of a sub-vertical permeable fault in crystalline basement from a large-scale field experiment. The main objectives were to characterize i) the compartmentalization of the aquifer, ii) flow organization between the compartments and recharge processes towards the deep aquifer under natural and pumping conditions and iii) the origin of groundwater and mixing processes due to groundwater abstraction. The experiment was carried out on a specific field site in Brittany (Western France), identified by lineament observation (Carn-Dheilly and Thomas, 2008b), where a permeable fault zone at more than 100 meters depth is able to provide about 100 $m^3.h^{-1}$ according to air-lift flow measurements.

We first describe the characteristics of the groundwater system under ambient

conditions to highlight the hydrologic functioning of deep structures at the catchment scale. We then describe a 9-week large-scale pumping test that was carried out to identify the hydraulic properties of the deep structure. During this test, various complementary experiments and measurements were also conducted to investigate flow interactions between the different reservoirs and to identify mixing processes. Finally, the combined analyses from this multidisciplinary experiment were used to develop a hydrogeological conceptual model of a sub-vertical fault zone in crystalline context.

4.3.1 Geological and hydrogeological setting

The experimental site of Saint-Brice is located in the Mancellian Domain of the “Massif Armoricain”, in Brittany (France) (Figure 4.4a, p.94), where it constitutes the north western French part of the Cadomian and Variscan orogenies. This formation outcrops from western to central Europe and is mainly composed of low to high grade (migmatite) metamorphic rocks, with regional-scale magmatic intrusions (Cadomian granodiorites). The Mancellian Domain is limited in the north by the English Channel, and to the south by the North Armorican Shear Zone (NASZ). The main lithologies encountered are Precambrian (Brioverian) sedimentary rocks (Figure 4.4a, p. 94), composed of alternating series of argillites/siltites and sandstones. These sedimentary rocks have been affected by low grade metamorphism which has formed a metamorphic aureole around the Cadomian granodiorites on a regional-scale (Ballèvre et al., 2009; Brun et al., 2001; Chantraine et al., 2001; Cogné and Wright, 1980). The most important deformation zone corresponds to a major ESE-WNW dextral strike-slip shear zone, the NASZ attributed to hercynian orogeny. Secondary SW-NE reverse faults are also found around this main shear zone. These terrains have recently been affected by Pyrenean and Alpine orogenies that have generated a diffuse deformation characterized by half-graben basins (Rennes basin, Landéan basin. . .) and NW-SE sub-vertical faults (Grellet et al., 1993; Van Vliet-Lanoë et al., 1997).

The St Brice site is located in the epimetamorphism zone of a large Cadomian pluton (Fougère granite). The rocks consist of Brioverian sediments metamorphosed into hornfels schists. The vicinity of the site is characterized by parallel extensional N-S normal faults that form localized extensional basins (Geological map, BRGM in Dadet et al. (1984), Figure 4.4b, p.94).

Local geological structures were imaged by carrying out a structural analysis including landscape, geological mapping and geophysical (electric and seismic tomographies) analysis. Sub-vertical faults and extensional graben structures were

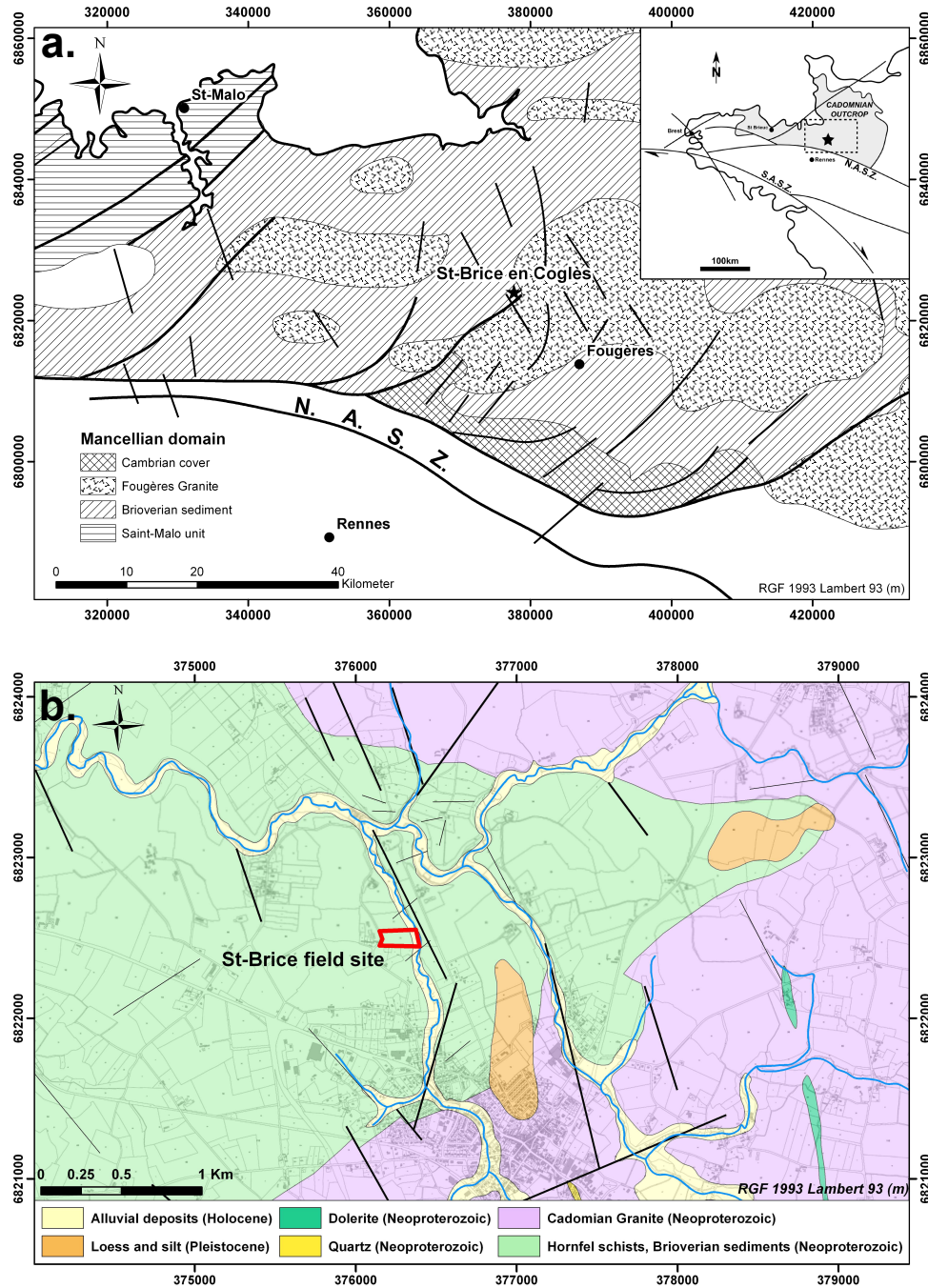


FIGURE 4.4 – a) Location map and regional geological map. Star symbol indicates the St Brice Field site, 48°25'N 1°22'W, alt. 90m a.s.l. (modified from Chantraine et al. (2001)). b) Local geological map with main lineaments identified (modified Dadet et al. (1984)) & IGN ©).

clearly identified (Figure 4.5a, p.95). In addition, three deep boreholes (MFT80, F3 and FC4, the latter being entirely cored) were drilled along a profile perpendicular to the orientation of the main accident (Figure 4.5b, p.95). The borehole characteristics are detailed in Table 4.1 (p. 96). Examination of the cores revealed that the Brioverian rocks were highly deformed and fractured, and intruded by metric

aplites, pegmatites and quartz veins, oriented N 50° to N 70°.

Several shallow boreholes (labelled T in Figure 4.5b, p.95) were also drilled to characterize the shallow weathered compartment. The first 10 meters contained highly weathered material with high clay and sand contents. In the vicinity of the fault outcropping, the Brioverian rocks were partially fissured to an average depth of about 40-50 meters. Wells were completed with a slotted casing in the deep productive zones. The main fault was identified in each borehole as a highly fractured and productive zone, ranging from a few meters thick in the deeper part (see core sampling in Figure 4.5c, p.95) to 15 m in the outcropping part of the borehole (Table 4.1 and Table 4.2). The fault zone typically dips by 70° to the NNW (Figure 4.5c, p.95).

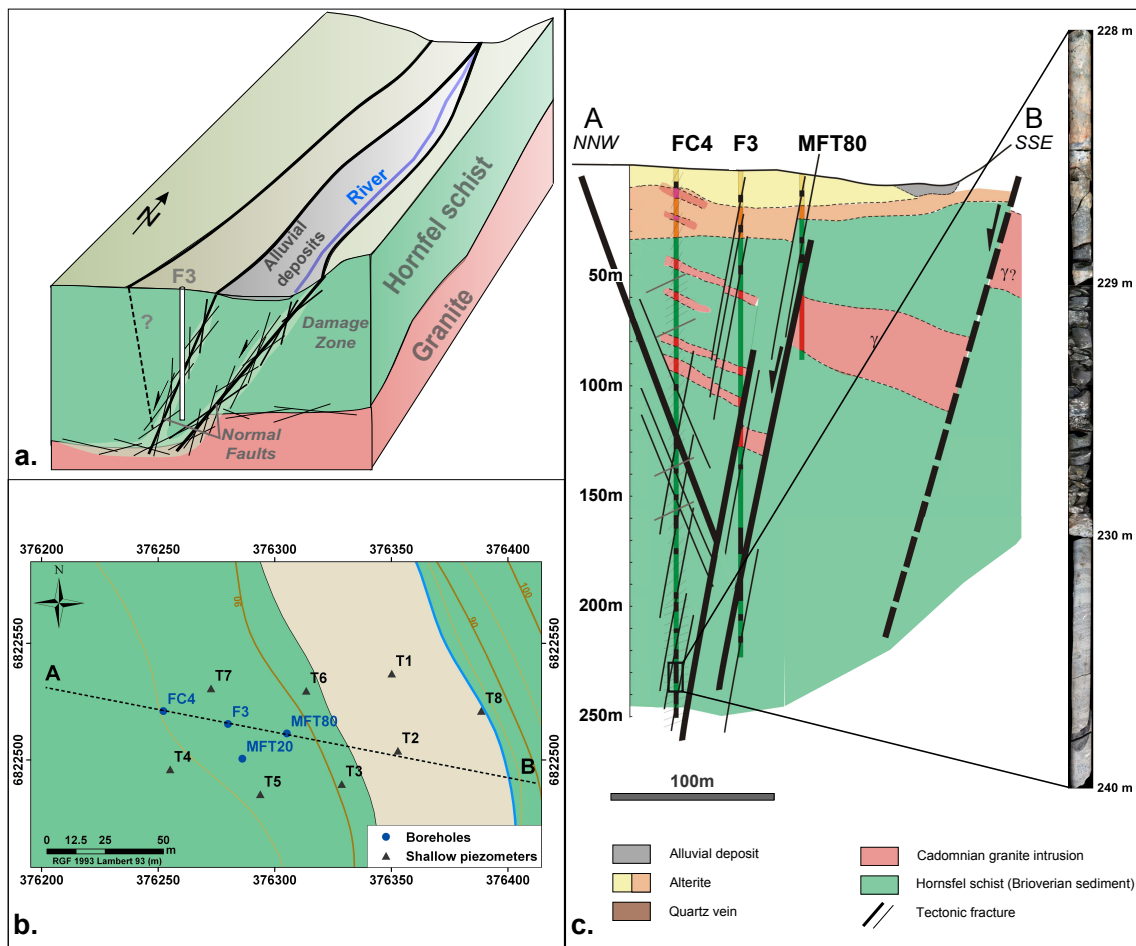


FIGURE 4.5 – Local geological description of the St Brice field site. a) 3D diagram of the graben structure, b) local geological map and c) cross-section of the structure.

TABLE 4.1 – Borehole descriptions.

Well	X (LAMB93)	Y (LAMB93)	Z (a.s.l.)	Depth (m)	Geology	Slotted zone (m)	Main fracture depth (m)
F3	376280	6822515	93.53	216	Brioverian bed rock	30 to 216	110 ; 135;160 ; 169 ; 180 ; 192
FC4	376252	6822521	95.1	250	Brioverian bed rock	40 to 250	160 ; 204 ; 235
MFT20	376286	6822500	93.68	20	Brioverian bed rock	10 to 20	-
MFT80	376305	6822511	91.14	80	Brioverian bed rock	30 to 80	52 ; 69
T1	376350	6822537	88.22	6	Alluvial deposits (wetland)	1 to 6	-
T2	376353	6822504	88.27	8	Alluvial deposits (wetland)	2 to 6	-
T3	376329	6822490	89.57	6	Alterites	3 to 6	-
T4	376255	6822496	95.55	8	Alterites	4 to 8	-
T5	376294	6822485	93.54	7	Alterites	4 to 7	-
T6	376314	6822530	89.63	7	Alterites	2 to 6.5	-
T7	376273	6822531	93.02	9	Alterites	5 to 9	-
T8	376389	6822521	88.06	3	Alluvial deposits (wetland)	0.5 to 3	-

4.3.2 Material and methods

4.3.2.1 Field experiment

The interactions between the fault zone and the other hydrologic compartments were described and quantified by investigating the site under natural conditions and during a large-scale pumping test. A packer was placed 80m below the ground surface in borehole F3 to ensure that pumping was carried out deep within the fault zone. As a result, water abstraction occurred principally from the fault zone at 110 meters below ground surface (Table 4.1). Pumping lasted for two months (63 days) at a flow rate of about 45 m³/h. During the pumping test, total rainfall was limited to 40 mm, and potential evapotranspiration was 90 mm (information available from Saint Mars-sur-la-Futaie weather station (48°26'N 0°58'W), 30km north-east of the Saint-Brice site). Various experiments and analyses were carried out to determine the flow structures between compartments, and to produce a conceptual model of fault zone hydraulic behaviour under both ambient and pumping conditions.

4.3.2.2 Water level monitoring and analysis

Water levels were recorded using a pressure sensor with barometric compensation (STS© and Schlumberger© pressure transmitters). The altitude of the well was determined by differential GPS. The estimated uncertainty for the absolute water level measurements was about a centimeter. The mean hydraulic parameters of the system under pumping conditions were determined from classic analytical models. In addition, a logarithmic derivative method of drawdown measurement was used to analyze flow regimes (Bourdet and Ayoub, 1989; Renard et al., 2008; Spane and Wurstner, 1993). This method also permitted identification of flow behaviours and an estimation of the system's transmissivity based on Cooper and Jacob's approximation (Renard et al., 2008).

4.3.2.3 High resolution flow and temperature logging

High-resolution flow logging (Heat Pulse Flowmeter, Geovista©) was performed under ambient and pumping conditions to examine the preferential flowpaths and identify fracture connectivity (Le Borgne et al., 2006b; Paillet, 1998). Single-borehole flowmeter tests provide information on the main inflow or outflow zones in a well and measure the prevailing ambient flow conditions in the absence of pumping (Le Borgne et al., 2006b; Paillet, 1998). During a pumping test, cross-borehole flowmeter tests (pumping in a given well and measurement in another) are based on the observation that transient flow during pumping in a given aquifer modifies the hydraulic

head distribution with time in the different compartments and produces measurable changes in the vertical flow profiles. The geometry and properties of the main flow paths can be identified by transitory flow measurements (Le Borgne et al., 2006b; Paillet, 1998).

The origin of the water was also identified by temperature logging using a multi-parameter Hydrolab probe (OTT©) and Ocean seven 303 CTD (Idronaut©). Differences in hydraulic heads between the fractures in a borehole, under ambient conditions or during pumping, will modify the temperature profile with respect to the geothermic gradient. Therefore these temperature profiles are very useful to identify hydraulic connections between compartments and their evolution through time (Anderson, 2005; Bense et al., 2008; Chatelier et al., 2011).

4.3.2.4 Tracer tests

Tracer tests were carried out between the observation wells and the pumping well to estimate the transfer time within the main transmissive fault zone. Uranine tracer solution was injected in different observation boreholes (MFT80 and FC4) always in the main inflow or fractured zone connected to the pumped well (F3). We checked that no tracer solution remained in the borehole after the injection. Tracer breakthrough concentrations were monitored in the pumped well (F3) within the upper casing and below the pump with a flow-through field fluorometer developed by the University of Neuchâtel (Schnegg and Costa, 2007; Schnegg and Flynn, 2002). The fluorometers had been previously calibrated with tracer and local fresh water in the laboratory.

4.3.2.5 Geochemistry and groundwater dating

Water origin was also identified by applying geochemistry and groundwater dating methods to the pump outflow. The apparent ages of water samples were determined by measuring CFC concentrations (Ayraud et al., 2008; Busenberg and Plummer, 1992; Cook and Solomon, 1997; Cook et al., 2005; Jaunat et al., 2012). Waters were sampled in stainless-steel ampoules after discarding at least three ampoule volumes, and ensuring that there was no contact of the water with atmospheric gases.

Groundwater CFC concentrations were measured by the Geosciences Rennes Laboratory (Labasque, 2006). Water samples were degassed by N₂ stripping and then injected into a gas chromatograph equipped with an electron capture detector (GC-ECD). The CFC concentration obtained by chromatographic analysis was converted to the atmospheric mixing ratio (pptv) by applying a solubility function

(modified Henry’s Law for trace gases (Ayraud et al., 2008; Bu and Warner, 1995; Warner and Weiss, 1985; Weiss and Price, 1980)). The CFC atmospheric mixing ratios were then compared with the atmospheric evolution curve (Walker et al., 2000) to determine the apparent recharge year, and thus the apparent age of the groundwater. A recent study to determine the analytical uncertainty for the CFC concentrations, performed at Geosciences Rennes Laboratory (Labasque, 2006), had indicated around 3% for recent water (< 20 years) and 5% for old water (between 55 to 30 years).

Major and trace elements were analyzed by ion chromatography (Dionex DX-100) and ICP-MS HP 4500 at the Geosciences Rennes Laboratory following standard laboratory methods. The analytical uncertainty for major anions and cations was about 5%.

4.3.2.6 Numerical models

Finally, a simple numerical model for steady-state conditions was constructed to estimate the long-term sustainability of water exploitation in this sub-vertical fault context. The main objectives of the model were to (i) estimate the recharge area of the fault zone assuming a reasonable drawdown and recharge, and (ii) determine the optimal pumping rate in this simple configuration. The goal was not to reproduce the complexity of the experimental site, but to synthesize the overall hydrogeological behaviour of a vertical fault aquifer under steady-state flow conditions.

The model consists of a 70° dipping fractured zone characterized by its transmissivity TF (F standing for “Fracture”) and surrounded by a lower permeable structure (permeability KB, B standing for “Burden”) (Leray et al., 2013b). The transverse extent in the model configuration is 6000 meters perpendicular to the fault zone, which may potentially act as a water-shed. Recharge may therefore come either from the surface or from the compartment located above the fault zone. The lateral extent of the model is limited to 1000 meters, assuming either a limited lateral extent of the fault zone, or the presence of no-flow boundaries such as hydraulic barriers or topographically-induced groundwater shed divides. The vertical extent is set at 600 meters. The pumping well is located at the center of the fault zone. The land surface in the model is assumed to be flat, at altitude h_s , as we are focusing on the impact of geological structures on groundwater resources (Leray et al., 2013b). Besides, we expect the flat topography assumption to be of negligible significance in the present case since the topographic variations at the watershed scale are relatively small.

The head level at the well is set at $h_w = -22 \text{ m}$, a reasonable value as observed during the experiment pumping test. The key parameters are (i) transmissivity TF

(ii) permeability K_B , (iii) the hydraulic gradient induced by pumping, (iv) the flow rate Q_{pump} and (v) the potential recharge rate R entering the system at the surface. A full description of the methodology and assumptions can be found in Leray et al. (2013b). The 3D steady-state diffusivity equation is solved for hydraulic head $h(x)$ in unconfined conditions. A finite volume approach is considered with a non-linear solver to determine the location of the free surface (Bresciani et al., 2012; Leray et al., 2013b). The solved equations provide the full head and flow fields from which the outgoing flow at the well Q_{pump} can be computed.

4.3.3 Results

4.3.3.1 Ambient flow condition

Figure 4.6 (p.101) shows the evolution of hydraulic head in the deep boreholes (FC4, F3, MFT80), in the upper part of the fissured compartment (MFT20) and in the upper weathered compartment (Ti). The seasonal evolution of hydraulic head is similar in all compartments. Both aquifers respond rapidly to rainfall during the winter and spring recharge periods. A classic evolution of discharge is observed during summer. The hydraulic head gradient mostly follows the topography and indicates groundwater flow towards the outcropping of the fault zone and discharge into the river (FC4-F3-MFT80 in Figure 4.5b & c, p.95).

Measurements of the hydraulic gradient with depth revealed a higher hydraulic head in the deeper boreholes Figure 4.6 (p.101). This suggests a definite vertical compartmentalization of the aquifer. The three boreholes intersecting the permeable fault zone show similar hydraulic responses, with a potential upward flow, according to the hydraulic gradient analysis. The MFT20 well, located at the edge of the weathered and fractured bed rock, remains under the influence of the fault zone. The sub-surface aquifer situated within the upper weathered compartment (Ti boreholes), appears to be much less influenced by the deep structure. The fault aquifer responds quickly to rainfall even though it is locally covered by the sub-surface aquifer with lower hydraulic head. This suggests that the bed rock aquifer can respond rapidly by vertical flow through favorable fractured zones directly connecting the surface with the deep aquifer.

A typical variation of flow rate with depth is shown in Figure 4.7 (p.103). All flow profiles obtained under ambient conditions reveal upward flow, implying that hydraulic head is higher in the deep fractures (235m for FC4) than in the upper fractures (45m for FC4). The flow rate profiles obtained under pumping conditions confirm that the deep conductive fault zone provides about 50 to 75% of the total productivity of each borehole. For all profiles, the fracture transmissivity was

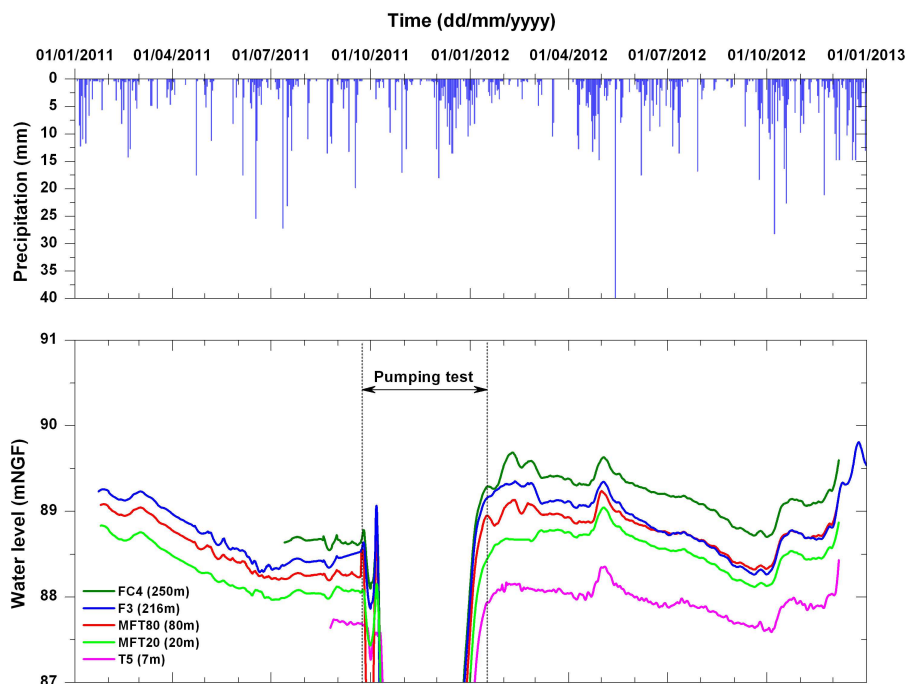


FIGURE 4.6 – Typical hydraulic head variations measured in the different boreholes at Saint-Brice and precipitations measured during the same period. Rainfall was measured at the nearest meteorological station located 30 kilometers from Saint-Brice.

determined by using the model developed by (Paillet, 1998) (Table 4.2). The transmissivity of the deep productive sections in each well appeared to be relatively high, ranging between 6 and 9 $10^{-4} m^2.s^{-1}$.

TABLE 4.2 – Transmissivity results obtained by modeling borehole flow profiles using Paillet solutions (Paillet, 1998).

Well	Depth of fault zone (m)	Ambient Flowrate (L/mn)	Total transmissivity (m^2/s)	Fractured zone transmissivity (m^2/s)	Part of total productivity
FC4	235	3.5	1.3×10^{-3}	9.8×10^{-4}	75%
F3	90-116	3.5	1.8×10^{-3}	8.8×10^{-4}	50%
MFT80	48-53	2	7.9×10^{-4}	5.9×10^{-4}	75%

Groundwater dating by CFC analyses also highlighted the influence of the old deep water, with tracer concentrations close to the detection limit in all deep boreholes (Table 4.3), including the 20m depth well. The apparent water age is older than 55 years. Conversely, CFC analyses in the first 10 m of the weathered aquifer revealed recent waters and contamination with nitrate. Globally, the apparent age determined in the upper weathered aquifer and based on a piston flow model, was 15-20 years. Moreover, the water age in this upper compartment decreased as

one went uphill. This suggests that the subsurface aquifer is partially influenced by the circulations at depth (more or less 25% of old deep water) or that biochemical degradation are involved.

TABLE 4.3 – CFC and SF6 concentrations converted into atmospheric concentration, in PPTV (Bu and Warner, 1995; Warner and Weiss, 1985).

Well	SF6 (pptv)	CFC-12 (pptv)	CFC-11 (pptv)	CFC-113 (pptv)
F3	0	50.13	6.03	14.47
FC4	0	19.85	5.83	31.04
MFT20	0.87	48.29	6.64	21.48
MFT80	0.5	52.93	5.11	24.22
T median	3.41	528.03	269.14	75.25

To summarize, two main hydraulic compartments were highlighted at the Saint-Brice site : (1) the fault zone which has a higher transmissivity and (2) the upper weathered compartment restricted to the first 10 meters. Subsurface geophysical measurements and borehole observations also suggest the presence of an intermediate fractured reservoir at about 40 meters depth. Under ambient conditions, the hydrogeological system is clearly driven by the discharge from a deep groundwater system towards the upper weathered compartment and the local stream.

4.3.3.2 Pumping condition

4.3.3.2.1 Evolution of hydraulic heads and diagnostic plot

During the 60-days pumping experiment, the hydraulic heads in the different boreholes were recorded (Figure 4.8, p.104). All wells located in or near the vertical fractured zone, including the shallow piezometers in the sub-surface weathered compartment, reacted quickly to pumping in the deep compartment. During the first 10 days, drawdown was limited to a few meters and was similar in all boreholes. This suggests a good connection between the upper and lower compartments. After 10 days of pumping, drawdown exceeded the depth of the sub-surface wells (< 10 m deep), due to desaturation of the upper weathered compartment around the pumping well. As observed in all deep boreholes, drawdown increased significantly during the last 50 days of pumping.

Figure 4.9 (p.105) displays the normalized drawdown (s/Q) of pumping well F3 and its derivative through time in a log-log diagram. Various models can be considered to interpret this kind of diagnostic curve, e.g. double porosity, leakage effect, no-flows boundaries... Due to the specific geometry of the sub-vertical transmissive aquifer embedded in lower permeable blocks, the Tiab model seemed appropriate

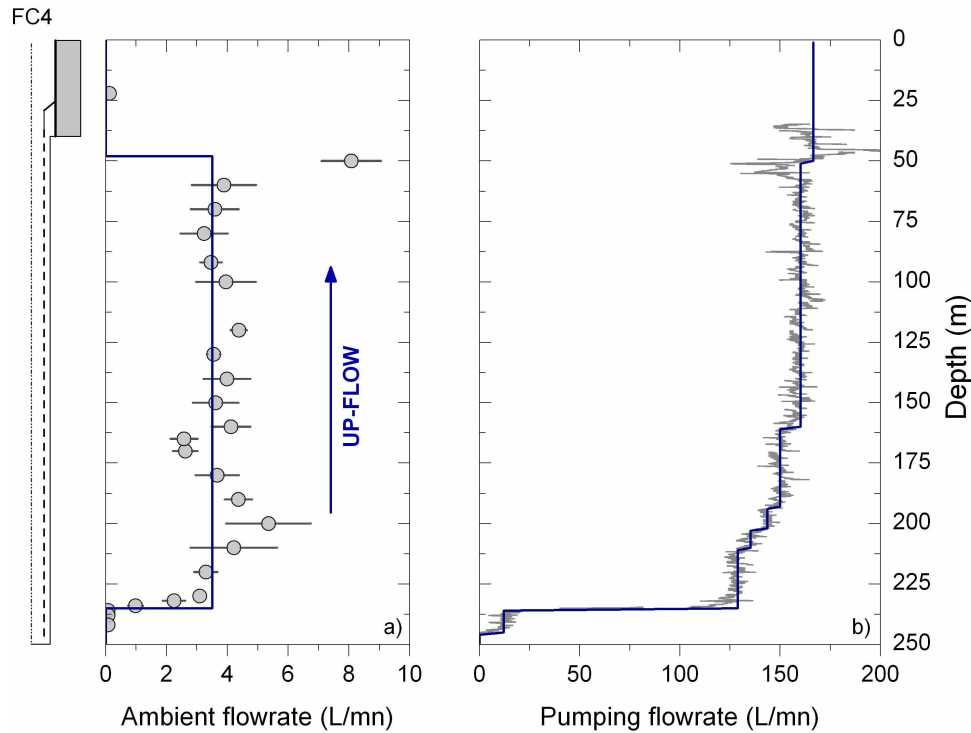


FIGURE 4.7 – Flowrate profiles in FC4 borehole under (a) ambient conditions (before pumping), measured with a Heat-Pulse-Flowmeter, and (b) pumping conditions, measured with an Impeller Flowmeter Geovista©. The blue straight line represents the modeled flow using Paillet solutions (Paillet, 1998).

(Escobar and Hernández, 2010; Rafini and Larocque, 2009; Tiab, 2005). This model involves three characteristic flow regimes : the early response of the fault zone, a period of transition controlled by the geometrical properties of the fault zone and finally the global hydraulic response of the system (Tiab, 2005). We observed a very similar response (Figure 4.9, p. 105). Initially, during the first day of pumping, we observed the typical response of the fault zone where water was principally extracted from the local fracture storage eventually fed by proximal matrix storage and/or local leakage from overlaying aquifers. Secondly, during a transitory period between 1 to 30 days of pumping, the strong variations of the derivative were interpreted as a classic linear flow response (derivative slope around 0.5) until 7 days of pumping, followed by pseudo-steady state flow conditions (derivative slope near to 1), related to the total finite size of the fault system. Finally, the system reached a radial flow condition during the last month of pumping, where the whole system was solicited. The normalized constant derivative of 0.18 m at the end of the test implied a global transmissivity for the system of which reflected the transmissivity of the surrounding compartments.

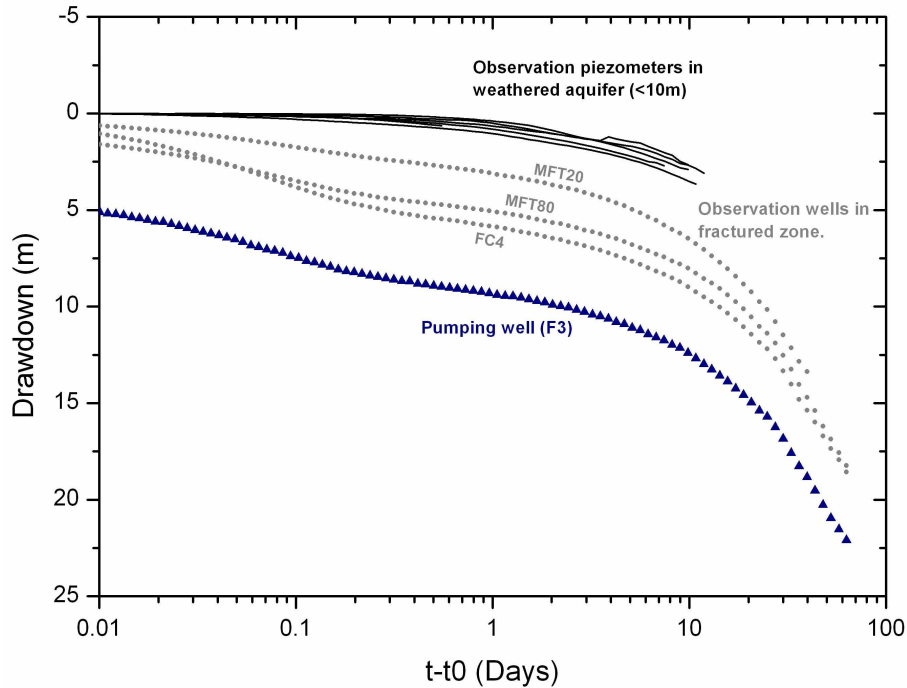


FIGURE 4.8 – Drawdown in the pumping well (F3, blue triangle dots), in observation wells intersecting the fault zone aquifer (FC4, MFT80 and MFT20, gray points) and observation wells located in the shallow aquifer (T1, T2, T3, T5, T6 and T7, black lines).

4.3.3.2.2 Flowmeter test and temperature logging

Flow and temperature logs under natural and pumping conditions are presented for MFT80 in Figure 4.10 (p.106). Other observation wells yielded similar results. Under ambient conditions, upward flows were identified (Figure 4.10a₁ (p.106)), implying that the hydraulic head in the deeper part of the fault zone was higher than in the upper part and the shallower aquifer. During pumping, downward flows were measured, indicating a greater decrease of the hydraulic head in the deep compartment. Downward flow could be even 3 times greater than the previous upward flow, which implied a clear inversion of flow between the hydraulic compartments (Figure 4.10b₁, p.106). Nevertheless, the downward borehole flows slowed down after a few days, in conjunction with the decrease in head gradient between the two compartments (Figure 4.10c₁, p.106).

Temperature logs (Figure 4.10₂, p.106), carried out under ambient conditions and during pumping in all observation wells, showed a clear temperature decrease of about 0.2 to 1 °C with pumping. The homogeneity of the profiles, with lower temperatures than under ambient conditions, suggests that the deep compartment was fed by colder water coming from the sub-surface compartment (Figure 4.10b₂ and c₂, p.106). This confirms that pumping is initiated within the fault zone at

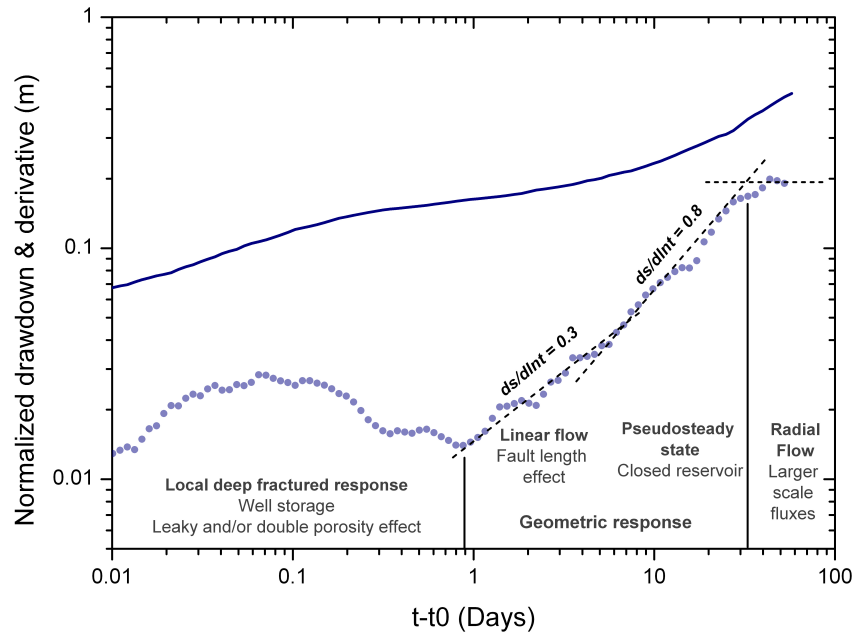


FIGURE 4.9 – Diagnostic plot in Log scales showing drawdown (blue straight line) normalized by flow rate (s/Q), and its derivative (blue point symbol) measured during the long term pumping test in F3.

depth and that the shallower compartment is supplying the deeper structure.

4.3.3.2.3 Pumping test modeling

The hydraulic parameters of the aquifer system were evaluated by fitting the drawdown data to classic analytical models. Different solutions were applied to interpret the dataset at different times (Figure 4.11, p.109). For the first 10 days of pumping, the double porosity analytical solution according to Moench’s model (Moench, 1984) was used to model the local sub-vertical fracture response. This model is based on the concept of a fracture embedded within blocks of lower permeability, characterized by matrix storage. Solutions are presented in equations 19 and 20 from the Moench paper of 1984 and plotted for the early time in MFT80 for both drawdown and its derivative in Figure 4.11a (p.109). Hydraulic parameters deduced from all wells are listed in Table 4. These parameters confirm that, during the first days of pumping, flow is controlled by a relatively high transmissive ($T1=7.10^{-4}m^2.s^{-1}$) fault zone embedded in blocks of lower permeability ($Kb=2.10^{-8}m^2.s^{-1}$).

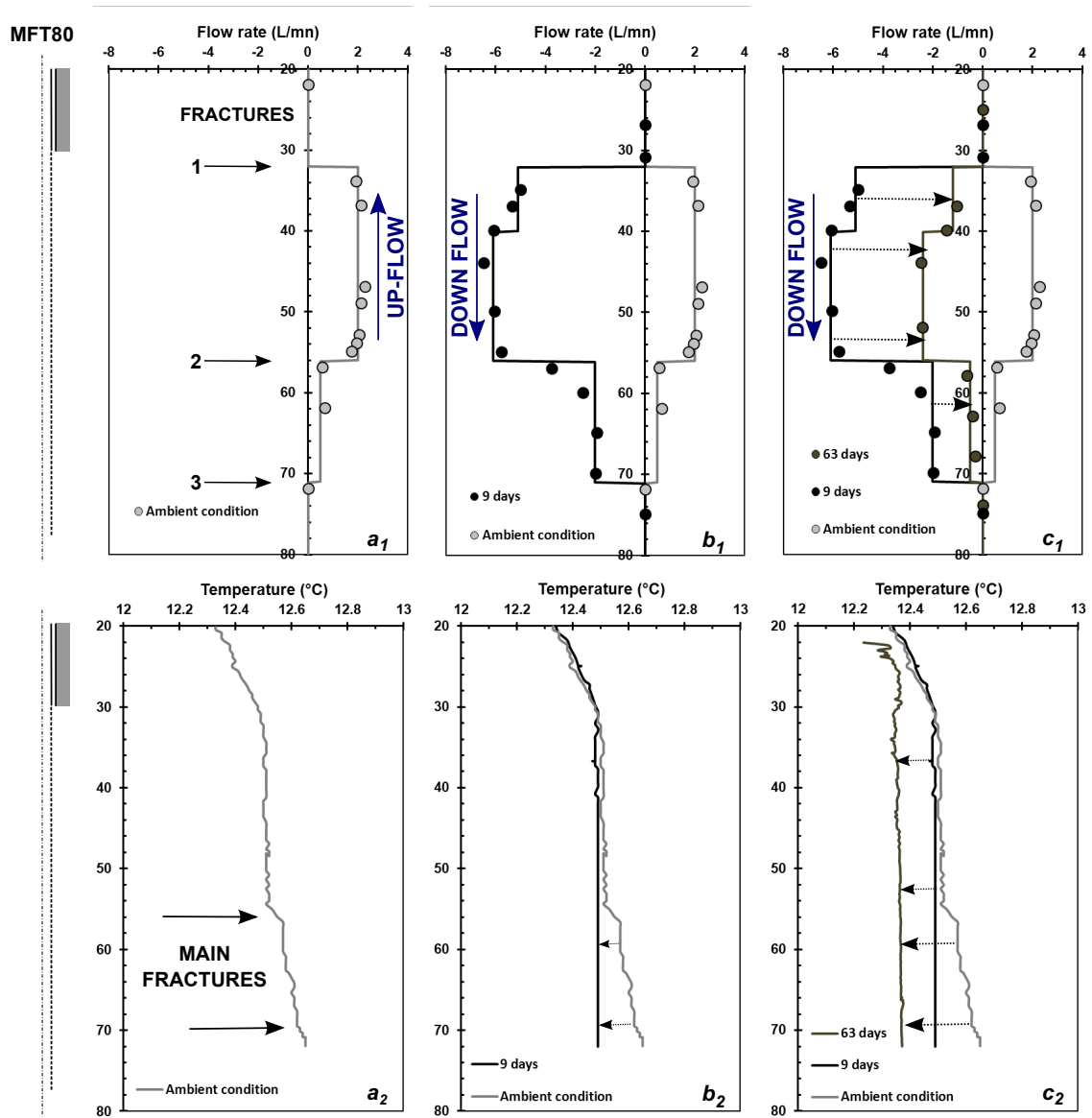


FIGURE 4.10 – Flow and temperature profiles under ambient (grey lines) and pumping conditions (after 9 and 63 days of pumping) in observation well (MFT80).

TABLE 4.4 – Pumping test results for pumping well F3 and observation wells MFT80, FC4 and MFT20. RMSE is calculated over the analyzed part of the pumping test.

Wells	Analytical models	Fault aquifer		Blocks parameters		Superficial aquifer			<i>Error</i>
		T (m ² /s)	S (dless)	Kb (m/s)	Sb (1/m)	T0 (m ² /s)	Sy (dless)	Kv (m/s)	<i>RMSE [m]</i>
F3	Moench early time	7.00E-04	-	2.47E-08	2.62E-04	-	-	-	0.98
	Hunt early time	4.79E-04	-	-	-	8.13E-05	-	-	0.55
	Moench global	1.05E-04	7.00E-03	-	-	-	-	-	0.95
MFT80	Moench early time	7.38E-04	7.00E-04	1.34E-09	1.15E-05	-	-	-	0.59
	Hunt early time	4.84E-04	1.80E-03	-	-	8.10E-05	0.02	1.09E-07	0.37
	Moench global	9.03E-05	1.75E-03	1.28E-08	1.18E-03	-	-	-	0.56
FC4	Moench early time	6.25E-04	8.40E-04	8.47E-10	9.84E-06	-	-	-	0.93
	Hunt early time	3.87E-04	1.61E-03	-	-	6.94E-05	0.02	8.00E-08	0.21
	Moench global	1.13E-04	1.61E-03	8.15E-09	6.53E-04	-	-	-	0.57
MFT20	Moench early time	6.02E-04	1.05E-02	3.35E-08	2.62E-04	-	-	-	0.69
	Hunt early time	7.27E-04	1.17E-02	-	-	5.79E-05	0.05	8.04E-07	0.19
	Moench global	9.78E-05	7.00E-03	6.33E-08	3.07E-03	-	-	-	0.57

A second model was used to interpret the beginning of the pumping test with potential leakage from the superficial aquifer (plot in Figure 4.11, p.109), results in Table 4.4 (p. 107). This model is based on the Boulton solutions (Boulton, 1954, 1963, 1975) that have recently been revised by Hunt and Scott (Hunt and Scott, 2007)). It is based on a screened well in an aquifer overlain by an aquitard and a second unconfined aquifer. Although this model assumes that the aquifers are homogeneous and isotropic, it can take into account interactions between the deep structure and weathered aquifer during the earliest times of pumping. It can also quantify the mean parameters for the two overlain aquifers, resulting in a mean transmissivity of $T1 = 5.10^{-4} m^2.s^{-1}$ for the deep aquifer, consistent with previous estimations, and transmissivity and porosity estimates of $6.10^{-5} m^2.s^{-1}$ and 2% respectively, for the superficial aquifer.

For modeling the hydraulic behaviour of the hydrological system over a longer time, Moench's model (Moench, 1984) proved the simplest and most efficient to reproduce the data after the first 8 hours of pumping (Figure 4.11, p.109). The estimated transmissivity of the fractured system was $T1 = 10^{-4} m^2.s^{-1}$, embedded by a reservoir (matrix) with a permeability of $Kb = 2.10^{-8} m.s^{-1}$ and a relatively high specific storage of $Sb = 10^{-3} m^{-1}$. The lower value of transmissivity as compared to early times is relatively characteristic of a dual porosity behaviour in fractured media with two principal regimes : 1) a linear flow regime with transmissivity characteristic of the actual fracture, 2) a radial flow regime where adjacent reservoirs control the hydraulic response and transmissivity of the system.

Note that the estimation of storativity in adjacent blocks based on Moench's model is relatively large although similar values were obtained in similar contexts (Le Borgne et al., 2006a). However, storativity seems to be more difficult to estimate in heterogeneous crystalline rocks (Le Borgne et al., 2006a; Meier et al., 1998). This higher value may also reflect the fact that only two main compartments (fracture and matrix) were used in the model, whereas several compartments, including a superficial one in the weathered rocks, may actually be involved.

4.3.3.2.4 Geochemistry and groundwater dating

Chemical analyses of major ions revealed Na-Mg-HCO₃ in water from the deeper compartment and Na-Mg-HCO₃ SO₄-Cl, characteristic of anthropogenic activities, in water from the shallower compartment. A clear evolution of groundwater chemistry was observed during pumping, due to the mixing of water of different origins. In particular, mixing with the upper weathered compartment was clearly apparent during the first ten days of pumping. The geochemical response after a longer per-

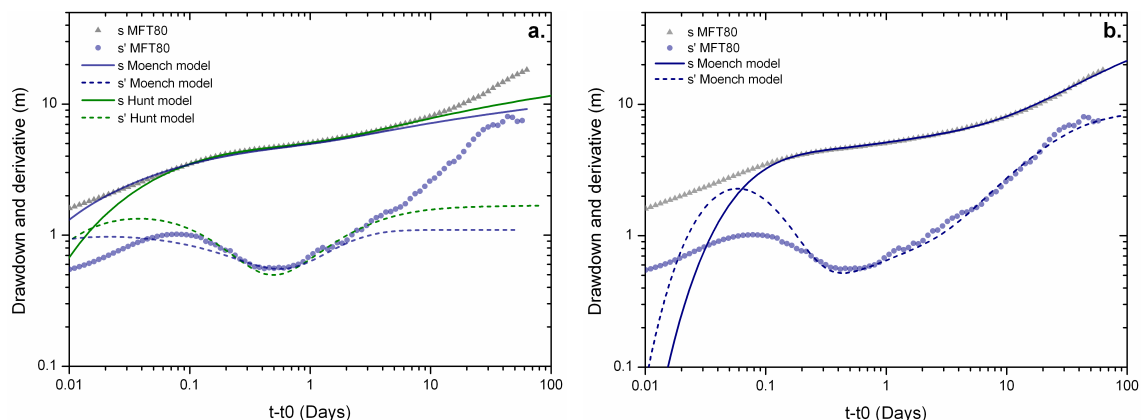


FIGURE 4.11 – Drawdown (s) evolution with time and its derivative (s') during pumping. Observations come from MFT80 observation well. Moench and Boulton (modified Hunt) analytical models were used to fit both drawdown and derivative curves. In a) only the first ten days were fitted while in b) Moench’s model was fitted to pumping results obtained at later times.

iod was dependent both on shallower and “matrix” contributions and modified by reactivity processes. Description of geochemical evolution will require a much more detailed analysis and will be published in another article. Our main focus here was on changes in the apparent age of groundwater, using conservative anthropogenic tracers such as CFCs to highlight the mixing processes.

The evolution of groundwater apparent age was deduced from the CFC-12 and CFC-113 concentrations in samples taken at the pumping wellhead (Figure 4.12, p.110). An asymptotic increase in CFC concentrations was observed, implying a decrease in apparent age, given the assumption of a piston flow model. Under ambient conditions, the CFC concentrations in the F3 well were negligible, close to the measurement uncertainty, and characteristic of an apparent age exceeding 55 years. After 60 days of pumping, the mean apparent age of water sampled at the outflow was about 40 years. This clearly confirms the influence of the recent water solicited during pumping. Since old water was found in most of the boreholes, this recent water must come from the upper weathered aquifer ($< 10m$). The result also confirms the relatively fast transfer time between compartments.

The contribution of the weathered aquifer may easily be estimated by considering a simple binary mixing model. We first assumed that mixing occurred between i) water of high apparent age i.e., 55 years (CFC12 concentrations of 0 to 50 pptv) the representative signature of deep fault water, and ii) water from the upper weathered compartment with a mean apparent age of 15-20 years (CFC12 concentrations of 530 pptv measured in the superficial boreholes before pumping). Based on these assumptions, the estimated contribution of the upper weathered aquifer was around

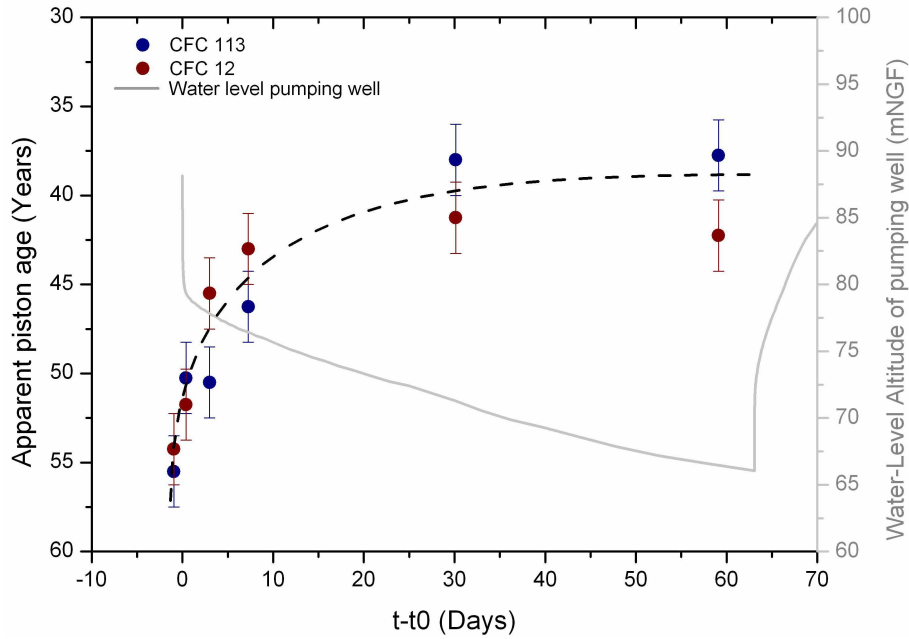


FIGURE 4.12 – Apparent age of water sampled at the outflow and deduced from CFC analysis.

15-20% at the end of pumping (last 30 days, CFC concentration = 105 pptv).

These observations clearly demonstrate that the superficial compartment contributes to the global mixing process when the deep fault zone aquifer is pumped. It is difficult to clearly define the contribution of each compartment without a detailed analysis of the mixing process, which is beyond the scope of the present work. However, both the geochemistry evolution and groundwater dating suggest that after one month of pumping about 20% of the pumped water comes from the weathered aquifer.

4.3.3.2.5 Tracer tests

Two tracer tests were performed during pumping. Uranine tracer was injected in the main productive fault zone in two observation wells : MFT80 and FC4 at 55 and 235 meters depth respectively. Figure 4.13 (p.111) displays the evolution of normalized concentrations with time for the two breakthrough curves. In the first tracer test (MFT80 towards F3), the tracer was detected 4 hours after injection while the maximum concentration occurred at about 16 hours. The estimated travel distance between the injection point in MFT80 and the main inflow zone in F3 was around 53 meters, implying an average flow velocity of about 3.3 m/h. In the second test (FC4 to F3), the tracer appeared 20 hours after injection and the peak concentration was apparent after about 220h. A slight double peak was observed, certainly due to different flow paths between the two wells. Taking into account

a travel distance of about 135m, the estimated average flow velocity in the deep structure was 0.6 m/h, i.e. 5.5 times slower than in the upper part of the fault zone. This implies either that the Darcy velocities were much lower in the deeper compartment or that porosity in the deeper compartment was much higher.

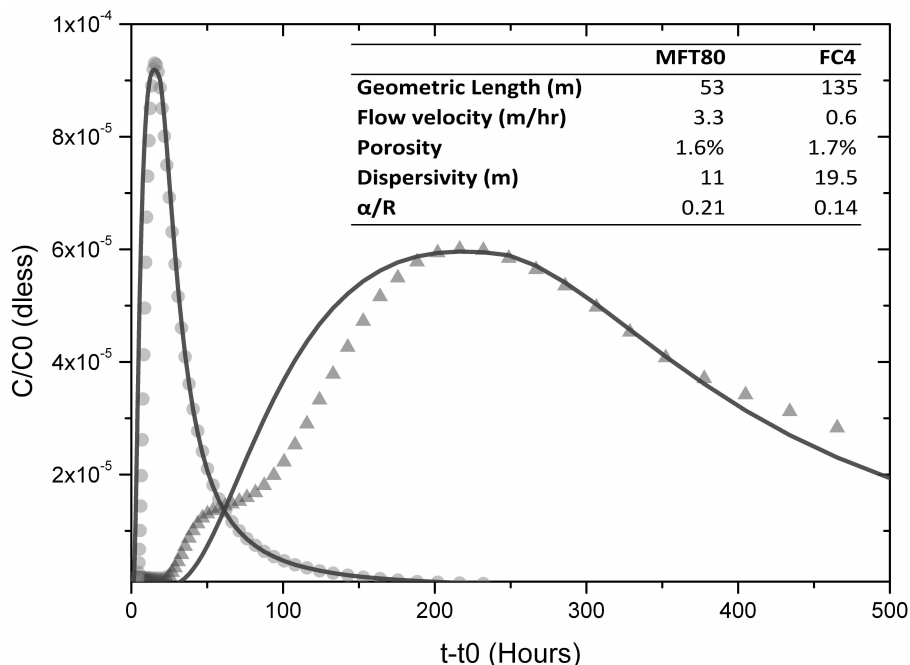


FIGURE 4.13 – Tracer test data between the shallow aquifer (MFT80, gray point symbol) and the deep fracture (FC4, gray triangle symbol), modeled with the Welty and Gelhar solution (gray straight lines). Parameters used in the model are presented in the table (Welty and Gelhar, 1994).

The Welty and Gelhar solution for converging radial flow was used to fit the field data (Figure 4.13, p. 111) and to derive first order transport parameters (dispersivity α and effective flow rate) (Welty and Gelhar, 1994). It was not possible to use the same set of parameters to fit the two breakthrough curves (Figure 4.13, p.111). Firstly, dispersivity was apparently two times higher during the deeper tracer test (FC4). This increase in dispersivity can be explained by a scaling effect that is classically observed in large scale tracer tests (Gelhar, 1992) and due to the integration of heterogeneities along pathways. Secondly, fitting both curves would require either constant flow rates or constant parameters for the fault zone (thickness and porosity). Assuming an average fault thickness of 5 meters and a constant porosity of 1.6%, which seemed reasonable and consistent with our data, we were able to obtain a relatively good match for both curves (Figure 4.13, p.111). However, the difference in restitution time between the two tracer tests could be honoured in this case only by using different effective flowrates for the two tracer tests. This interpretation would imply that the flow-rate from the upper compartment represented about 70%

of the total pumping rate while the flow rate from the deeper compartment was limited to 30%.

Note that the difference in restitution time could be similarly modelled by assuming a permeability decrease with depth or a porosity increase with depth. However, an increase of porosity with depth would be difficult to explain, and permeability, as deduced from previous single borehole tests, appears to remain relatively constant with fault deepening (Table 4.2, p. 101). It therefore seems more reasonable to model both tracer tests by assuming flow partitioning through depth.

4.3.4 Discussion : Conceptual model

The results obtained in the previous sections were synthesized to derive a global conceptual model of a sub-vertical fault aquifer. Our aim was to describe the hydraulic functioning of a steep fault zone under ambient and pumping conditions, and to estimate the groundwater resources actually available.

4.3.4.1 Sub-vertical structure properties and impact on groundwater flow

The main permeable structure has developed along an extensive normal fault zone. Boreholes at different depth (MFT80, F3 and FC4) were used to investigate the fault properties. The fault permeability appears relatively constant with depth and constitutes a sub-vertical strip aquifer embedded in low-permeability blocks and overlain by a weathered horizontal unconfined aquifer which does not exceed 10 meters depth. Geophysical measurements and core data also highlighted an intermediate fractured reservoir between 10 and no more than 40 meters depth.

Various complementary approaches were used to characterize the discharge of deep groundwater through the sub-vertical fault. Geochemistry and groundwater dating indicated the presence of an old water signature at depth and also in the superficial fractured compartments (20 meters). As the hydraulic heads in the deeper part are higher, the deep water finds a preferential flow path along the permeable fault zone and is discharged towards the subsurface aquifers in the watershed outlet (Figure 4.14a, p.113). Fluxes from the deep compartment can be quantified from the fault zone permeability deduced from hydraulic tests and the mean hydraulic gradient between the deep and subsurface compartments. Assuming that the flowrate is constant along the length of the fault (about 1000m deduced from the estimated lineament length), the discharge ranges between 170 and 200 $m^3.day^{-1}$. Although this amount of natural flux from deep aquifers is significant, it is generally poorly known, and is not usually considered in the local hydrogeological balance.

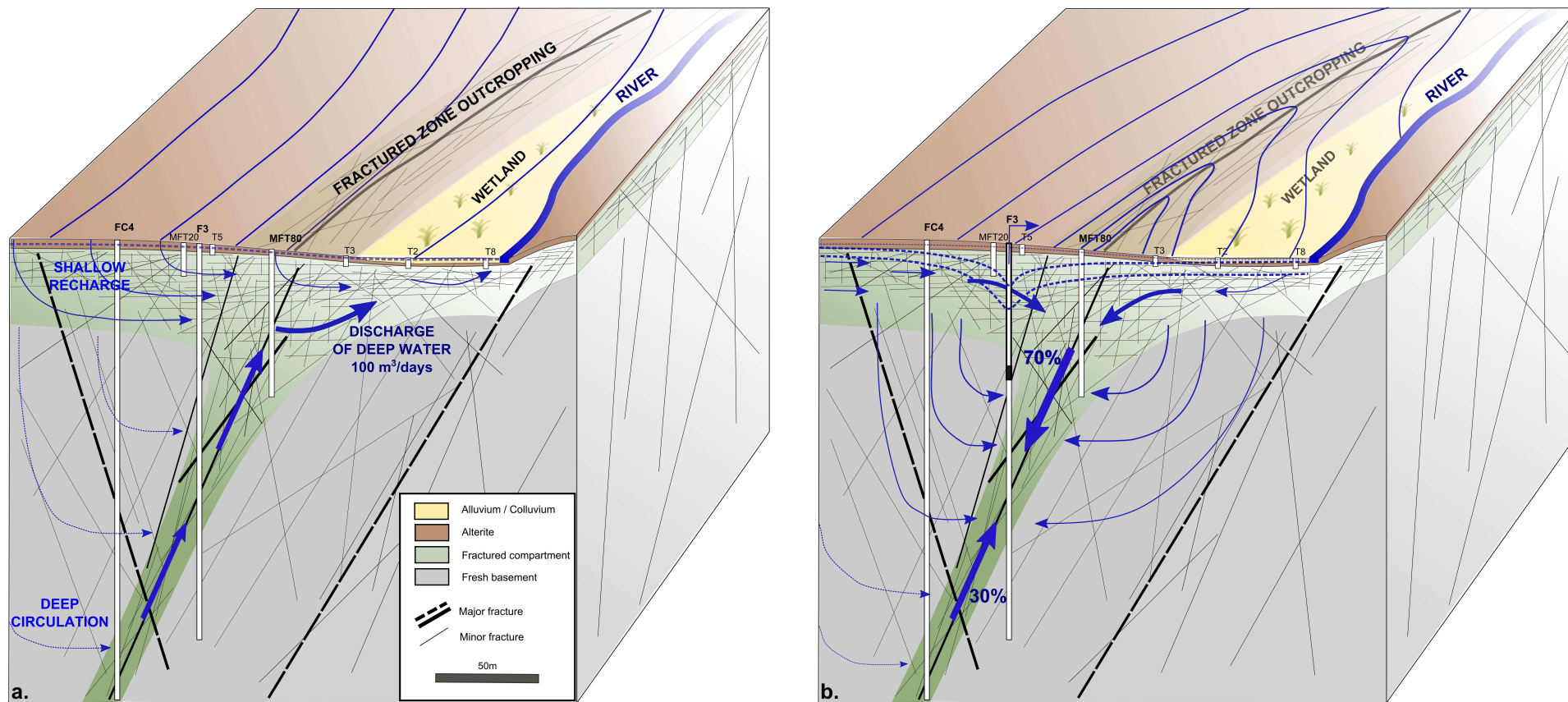


FIGURE 4.14 – Conceptual model of groundwater flow at the St-Brice site under a) ambient conditions and b) pumping conditions.

4.3.4.2 Flow behaviour and relationships between compartments under pumping conditions

A multi-disciplinary approach was adopted to investigate flow behaviour and water exchanges between compartments which enabled us to derive a conceptual model of the hydraulic behaviour of a deep fault zone in crystalline rock. This conceptual model can be applied to similar contexts.

The most relevant observation is that the sub-vertical fault is clearly connected with the sub-surface aquifers and the two compartments are therefore highly dependent on each other. Globally, pumping in the deep structure induces downward groundwater flow from the upper compartments (Figure 4.14b, p. 113). Due to the limited storage in the fault zone, water fluxes during pumping are mainly supported by the overlaying aquifer and/or adjacent compartments. After two months of water extraction, it is clear that pumping involves contributions from the surrounding compartments, which implies sub-surface and lateral inflows (matrix storage) towards the sub-vertical structure. Tracer test analyses showed that about 70% of the water originates from the upper part of the aquifer system. This partition of fluxes seems to be governed mainly by hydraulic boundary conditions which limit the deep supply during pumping. As a result, the superficial aquifers seem to constitute a key reservoir supplying the faulted bedrock aquifer during pumping. The lateral influence of pumping seems to be limited to 300 meters from the fault, as observed in some subsurface boreholes. Thus, in the case of a fault with a large dip (approximately 70°) and a high permeability contrast with surrounding compartments, the radial expansion of the drawdown and pressure variation is preferentially transferred along the fault zone. In the present case, pressure variations diffuse mainly along the graben structure, in the lower topographic zone where the wetland has developed (Figure 4.14b, p.113). This behaviour implies that fault zones, when they are permeable, may allow pressure diffusion along the fault plane that can act almost as a boundary condition to drain groundwater from the surrounding reservoirs. Similar behaviour has been described after numerical modelling of groundwater flow in fault zones (Leray et al., 2013b).

4.3.4.3 Permanent flow and consequences for groundwater abstraction

We used a synthetic numerical model to represent the steady-state flow occurring in a sub-vertical fault zone embedded in lower permeable blocks and to estimate the sustainable groundwater resources. Our objective was not to reproduce our complex case study with this numerical model, but to estimate the groundwater resources of a similar sub-vertical structure in steady-state conditions assuming a reasonable

recharge rate. For this reason, only the sub-vertical fault zone and the adjacent reservoirs were taken into account, and the upper weathered aquifer in the first ten meters was ignored. In consequence, the groundwater yield deduced from numerical modelling corresponds to a minimum estimate.

The geometry of the fault zone was designed from the results of the previous sections. The deep fault length was set at 1000m with an average thickness of 12 meters and a transmissivity deduced from previous measurements. The system was limited on the east side by a no flow boundary condition corresponding to the lateral boundaries of the graben system. We limited the size of the model to a 6 km² recharge zone on the west side. The fractured zone dips at 70° towards the west and the recharge rate was set at 300 mm/yrs according to regional estimates (Carn, 1991).

Figure 4.15 (p. 116) displays the hydraulic head distribution under steady-state pumping conditions. As expected, drawdown does not propagate further than 200 m from the fault zone outcrop. Most of the recharge is limited in this 200 meters area and is provided on the uphill west side of the fault zone. The model provides an overall well yield of 22 m³.h⁻¹ based on a maximum drawdown of 22 meters, in agreement with the value observed during the field experiment.

This estimated flowrate is two times lower than the one imposed during the field experiment. On the one hand, steady-state conditions were not reached during the two months of field experiments. On the other hand, almost no rainfall occurred during those two months whereas a constant recharge rate was assumed in the numerical model. Moreover, the overlying aquifer was not taken into account in the numerical simulation. Comparison of the experiment with the numerical model is therefore not straightforward. Nevertheless, we should expect a slightly higher value for borehole yield, considering the upper weathered compartment, although the drawdown variations around the fault zone seem to be quite limited (Figure 4.14b, p. 113). When these different points are taken into account, a more reasonable estimate would probably be around 25-30 m³.h⁻¹.

Whatever the accuracy of the borehole yield estimate, our results confirm that this sub-vertical fault aquifer constitutes a sensitive and limited groundwater resource. Unlike low-dipping fractured zones (Leray et al., 2013b), sub-vertical fault zones can only capture restrictive recharge areas, mainly located in the vicinity of the fault zone. So, although such structures are much more permeable than the surrounding compartments, including the upper weathered compartment, their potential for groundwater abstraction remains relatively limited. Moreover, as shown by the rapid transfer times, they also remain vulnerable to contaminants from the

sub-surface.

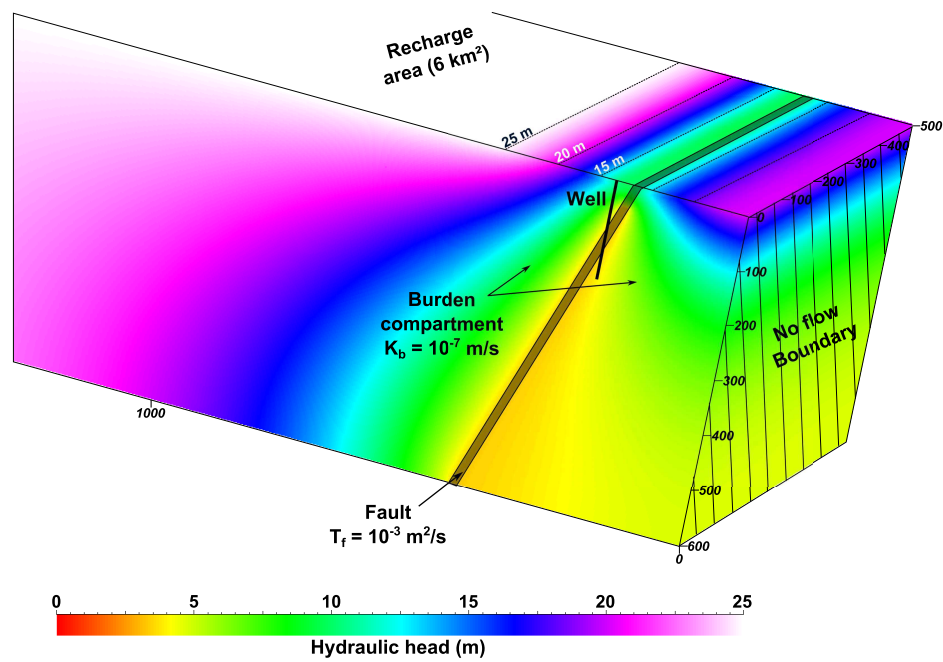


FIGURE 4.15 – 3D semi-diagram of the northern part of the model (X is between 500m and 1,000m). Free surface position is symmetric with the line $X = 500\text{m}$. The pumping well is located at $X = 500\text{m}$, $Y = 200\text{m}$ and intersects the fault at 100 meters depth. TF is the transmissivity of the fractured zone and KB is the permeability of the burden. Distances and depth are given in meters.

Conclusion

In this study, we used a multidisciplinary approach to investigate the hydrogeologic behaviour of a sub-vertical permeable fault and quantify its interactions with surrounding reservoirs, under ambient and pumping conditions. This study provides a good example of the functioning of a sub-vertical fault determined from lineament mapping. Such a conceptual model may be useful to guide hydrogeological investigations on other similar sites or in other geological contexts.

Our results suggest that sub-vertical fault and sub-surface aquifers are highly dependent on each other. Under ambient conditions, the fault allows the discharge of regional old water into superficial aquifers. The estimated natural flow rate for a fault zone one kilometer in length would be around 170 to 200 $m^3.day^{-1}$. Although relatively low, this value should be taken into account when estimating water fluxes, hydrologic budget and solute transport at the watershed scale. During the early stages of pumping, the hydrological system is strongly dependent on storage from the sub-surface weathered aquifers. Once the upper compartment has become mainly unsaturated, the system acts as a classic dual porosity medium with a highly transmissive structure embedded in lower permeable compartments. Thus, this high permeability fault zone appears to be an efficient thin aquifer that permits rapid diffusion of pressure but is strongly dependent on sub-surface and adjacent compartments of higher storativity. Tracer tests, groundwater dating as well as numerical simulations suggest that under pumping conditions, most of the flow comes from the vicinity of the fault zone, with a recharge area located at the surface mainly along the fault zone.

Thus, such steep fault zones, although of relatively high transmissivity, remain relatively limited in terms of groundwater yield. In this study, the pumping test was carried out for 2 months at a flow-rate of 45 $m^3.h^{-1}$, but all the observations show that this rate was too high to be sustainable. A better estimate of sustainable flowrate would be around 25 $m^3.h^{-1}$ which is much lower than the value for other fault zone aquifers, such as the one used at Ploemeur (Le Borgne et al., 2006a; Ruelleu et al., 2010). This difference confirms the role of the dip of the fault-zone that may greatly increase borehole yield in some circumstances (Leray et al., 2013b). It should also be noted that steep fault zone aquifers may be much more vulnerable to contaminant migration.

Acknowledgments

Most funding came from the CASPAR project in collaboration with OSUR and BRGM and co-funded by the French Water Agency of Loire-Brittany (AELB), the Regional of Council of French Brittany, the Department of Ile-et-Vilaine and the French Ministry for Education and Research. We also wish to thank the European Interreg IV project Climawat, which partly funded some of the experiments. We would also like to thank all the people who were directly involved in the project : Odile Hénin, Martine Bouhnik-Le Coz, Patrice Petitjean, Patricia Madec, Hélène Pauwels, Flora Lucassou, Jean-Pierre Jegou, Eric Palvadeau, Antoine Armandine Les-Landes, Joaquin Jimenez-Martinez, Pascal Goderniaux, Thomas Stieglitz, Stéphane Durand, Ghislain Ferre, Olivier Dauteil, Christian Camerlynck, Pierre-Yves Galibert, Fayçal Rejiba, Philippe Bardy, Antoine Rivera...

4.4 Résultats complémentaires

Différentes informations complémentaires à celles présentées dans l'article précédent ont permis de renforcer à la fois le modèle conceptuel du site de Saint-Brice en Coglès et d'établir un raisonnement détaillé sur son fonctionnement hydrodynamique. Nous présenterons dans ce chapitre la conceptualisation des propriétés hydrauliques affinés par différents tests hydrauliques réalisés et nous discuterons des résultats supplémentaires obtenus dans le cadre du suivi hydrodynamique de l'essai de pompage décrit précédemment.

4.4.1 Conceptualisation des propriétés hydrauliques du système aquifère

Nous avons réalisé divers essais hydrauliques dans les différents ouvrages présents sur le site expérimental afin de quantifier la variabilité des paramètres de chaque zones captées et leurs potentielles connexions hydrauliques. Des essais de pompages, des essais par slug tests et des essais de débit-métrie ont été réalisés dans les forages du site de Saint-Brice en Coglès, ceci afin d'appréhender la répartition spatiale des propriétés hydrauliques au sein du système.

4.4.1.1 Perméabilité de la zone altérée

L'aquifère superficiel des altérites a fait l'objet de divers essais par *slug test*. Cet essai consiste à effectuer un choc hydraulique dans un forage en ajoutant ou en prélevant brutalement un volume d'eau. Le changement de charge hydraulique induit est mesuré en fonction du temps afin de déterminer les propriétés hydrodynamiques locales autour du forage. Cet essai présente l'avantage de définir rapidement et sans logistique importante les ordres de grandeurs de la perméabilité.

La méthode classiquement utilisée afin de calculer les paramètres hydrauliques à partir des slug tests est celle développée par Bouwer and Rice (1976), basée sur l'équation de Thiem en régime permanent. Cette méthode présente l'avantage d'être applicable pour les cas de captage partiel ou complet du puits, aussi bien pour les aquifères libres que pour les aquifères semi-confinés.

L'ensemble des tarières a fait l'objet de 3 à 5 essais afin de tester la reproductibilité de l'essai. Les résultats sont regroupés dans la Figure 4.16 (p. 120) sous la forme de données statistiques en « *box plot* ».

Les résultats suggèrent une certaine homogénéité des conductivités hydrauliques dans la plupart des piézomètres de surface, de l'ordre de $5.10^{-6} m.s^{-1}$ en moyenne. Seuls les piézomètres T6 et T8 présentent des valeurs plus importantes (4.10^{-5}

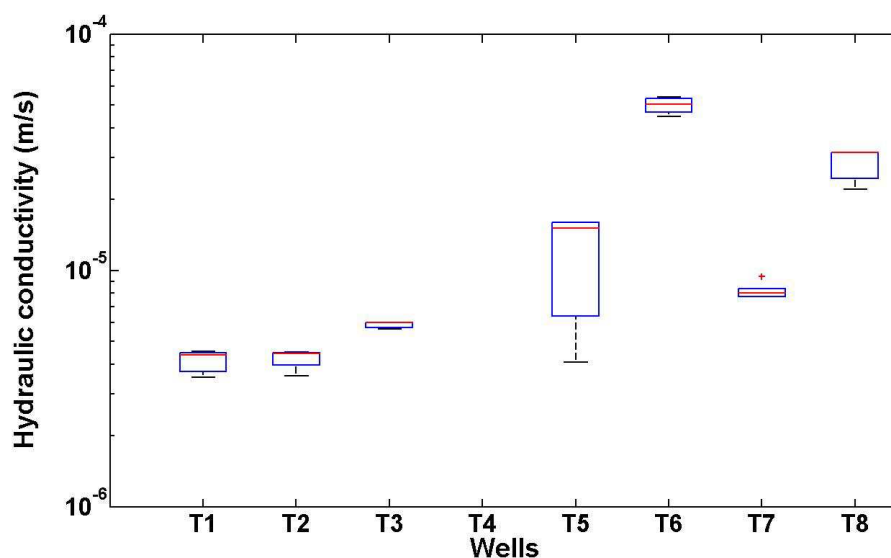


FIGURE 4.16 – Résultats des essais de Slug Test réalisés dans les compartiments superficiels < 10m.

$m.s^{-1}$) en raison des matériaux sableux qui les composent (Cf. Annexe C, p. 255). L'homogénéité des résultats suggère un aquifère continu, stratiforme présentant une certaine régularité de ces propriétés.

4.4.1.2 Transmissivité de fracture

Les transmissivités de fracture rencontrées sur les 3 forages profonds (FC4, F3 et MFT20) ont pu être déterminées à partir des profils de débit-métrie (cf. Annexe A) réalisés dans chacun des forages en ambient et en pompage (*Single-borehole flowmeter tests*). Ces profils ont été interprétés avec le modèle analytique de flux développé par (Paillet, 1998). La Figure 4.17 (p. 121) présente la répartition des transmissivités de fracture en fonction de la profondeur.

La majeure contribution de la transmissivité totale des trois ouvrages est assurée par une zone bien individualisée, localisée à des profondeurs différentes selon l'ouvrage. Les valeurs déduites du modèle analytique de Paillet attestent de transmissivités de fracture importantes pour les aquifères cristallins, de l'ordre de $3 \cdot 10^{-4}$ à $1 \cdot 10^{-3} m^2.s^{-1}$. L'extrapolation entre les trois forages de cette zone transmissive confirme un plan de la zone de faille au pendage vers l'ouest d'environ 70° . Les fractures secondaires identifiés dans la Figure 4.17 témoigne de la présence d'une zone endommagée liée à cette faille principale et/ou de failles conjuguées.

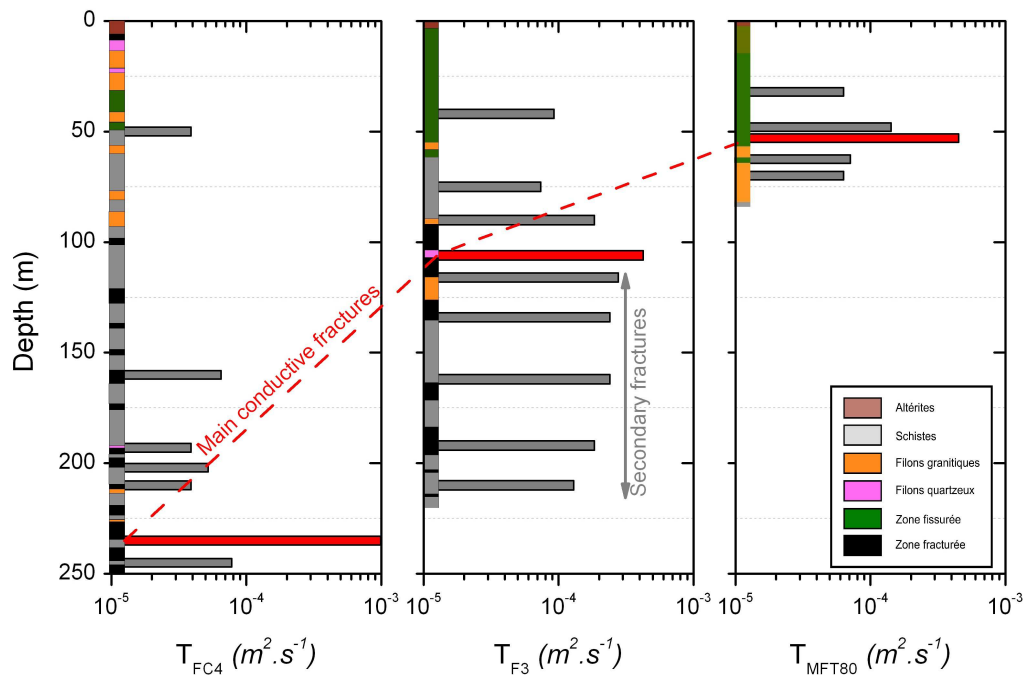


FIGURE 4.17 – Transmissivités des fractures déduites des profils de débitmétrie et de l’application du modèle de Paillet (1998).

4.4.1.3 Transmissivités des compartiments fracturés

Différents essais de pompage ont également été réalisés dans les forages profonds :

1. un essai de 2 mois sur le forage F3 à $45 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ préalablement décrit ;
2. un essai de 48h sur le forage MFT80 à $8.5 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$;
3. un essai de 24h sur le forage MFT20 à $2.8 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$;
4. un essai de 2h sur le forage FC4 à $9.4 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$.

La Figure 4.18 (p. 122) présente les rabattements mesurés sur les puits de pompage respectifs, normalisés au débit (s/Q) en fonction du temps de pompage, ainsi que la dérivée du rabattement normalisé pour chaque essai. Cette représentation permet d’apprécier le type de réponse enregistrée sur les différents ouvrages et de déduire facilement les ordres de grandeur des transmissivités des structures.

La réponse de type *double porosité* observée sur le forage F3 a été largement décrite dans la section 4.3 (p.89) : 1) un premier flux radial caractéristique de la zone de faille évoluant pendant les premiers temps de pompage, avec une transmissivité de l’ordre de $10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$; 2) après une période de transition entre 1 et 30 jours de pompage, caractéristique des conditions aux limites de la zone de faille, un flux radial semble s’établir pour une valeur de transmissivité autour de $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, correspondant à la transmissivité des formations encaissantes.

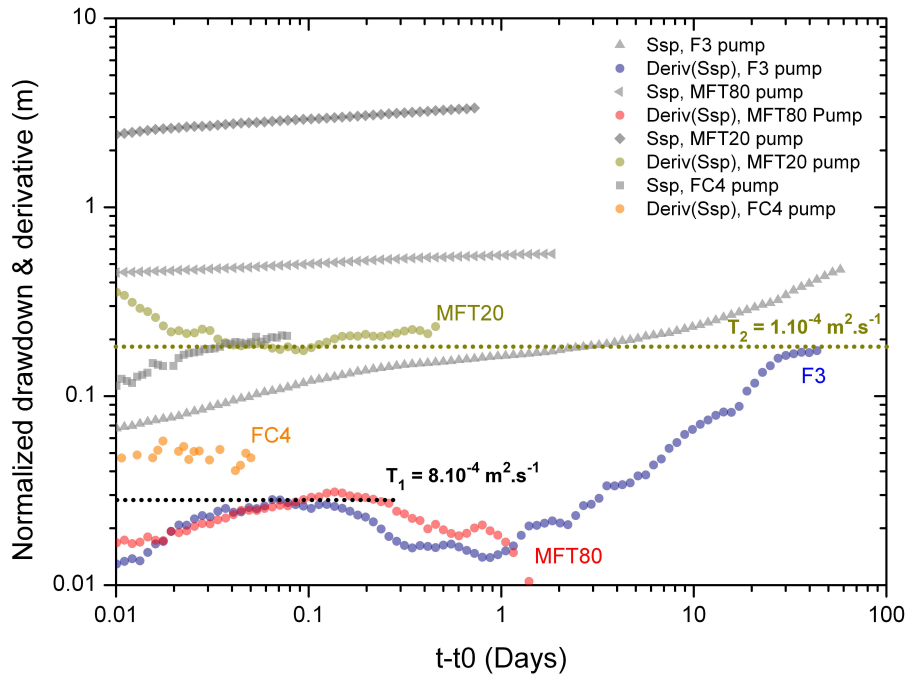


FIGURE 4.18 – Tomographie hydraulique réalisée sur les 4 forages principaux du site de Saint-Brice. Le graphique présente les rabattements normalisés au débit de pompage (s/Q) mesurer sur chaque puits de pompage et la dérivée de rabattement.

Concernant le pompage sur le forage MFT80, un même type de réponse que pour le pompage du forage F3 est observé. Un flux radial s'établit dans les premières heures de pompage pour une transmissivité de la zone de faille équivalente à celle déduite sur le F3, supposant que la même structure est captée. Par la suite, la dérivée décroît, attestant comme évoqué pour le F3, un effet de captage partiel du puits (*flux sphérique*), et/ou un effet de drainance. Le pompage sur MFT80 n'a pas permis de prospecter les conditions limites de la structure captée comme pour le F3. Cependant, une réponse similaire doit être attendue.

Le forage MFT20, situé dans la partie affleurante de la zone de faille, présente une réponse classique de « Theis » avec une évolution de la dérivée typique d'un flux radial dès les premières heures de pompage. La transmissivité apparente présente un ordre de grandeur moindre que la zone de faille, se stabilisant autour de $10^{-4} m^2.s^{-1}$.

Le pompage sur le forage FC4 est de très courte durée, ne permettant pas de déduire les propriétés de la zone captée par ce puits. Il semblerait qu'un flux radial soit installé dans les premiers temps de pompage, probablement caractéristique de la zone proche au puits comme pour les pompages sur F3 et MFT80, mais avec une valeur de transmissivité légèrement moindre, de l'ordre du $4.5 \cdot 10^{-4} m^2.s^{-1}$.

Cette analyse confirme la compartimentation des structures perméables au sein du système aquifère. Les réponses au temps courts enregistrées sur les pompes F3 et MFT80 semblent bien confirmer qu'ils concernent tous deux la même zone perméable de la faille identifiée, présentant des propriétés équivalentes malgré les différences de profondeur. Bien que l'essai ait été de courte durée, le forage FC4 semble présenter une transmissivité locale moindre. Deux hypothèses peuvent être avancées : une décroissance de la transmissivité avec la profondeur le long de la zone de faille ou que le forage FC4 ne capte pas totalement cette structure. Pour mémoire la zone transmissive a été rencontrée sur les 15 derniers mètres du forage (235 m), n'excluant pas une continuité plus en profondeur au delà de 250 m (Annexe A). Le forage MFT20, quant à lui, semble représentatif d'une structure homogène stratiforme, présentant des propriétés conductrices plus faibles que la zone de faille. Il est caractéristique de la zone fissurée, formée majoritairement par des fractures sub-horizontales qui peuvent être connectées par l'intermédiaire de fractures verticales caractéristiques de cette zone superficielle. Cette connectivité effective de la zone fissurée semble bien développée ce qui permet une propagation radiale du flux au sein de ce compartiment.

4.4.1.4 Conceptualisation des propriétés hydrodynamiques

L'ensemble de ces essais a permis d'établir un modèle conceptuel des propriétés hydrodynamiques sur le site (Figure 4.19, p. 124). La Figure 4.19 présente l'ensemble des fractures rencontrés sur les trois forages principaux et l'interprétation en terme de compartiments. Nous pouvons décrire 4 compartiments principaux :

1. La zone altérée de sub-surface avec une perméabilité relativement faible de l'ordre $K = 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$.
2. Le compartiment dit *fissuré* identifié par le pompage dans MFT20. Cette zone présente une transmissivité autour de $10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et un coefficient d'emmagasinement proche du 10^{-3} (déduit par la méthode de Theis).
3. La zone de faille présente les fractures les plus transmissives, interceptées sur les trois forages à différentes profondeurs. Les transmissivités de fracture déduites par la débit-métrie, ainsi que les transmissivités locales caractérisées avec les temps courts du pompage, indiquent une valeur autour de 6 à 9 $10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et un coefficient d'emmagasinement élevé pour les milieux fracturés, de l'ordre de 10^{-3} .
4. Un domaine intermédiaire entourant la zone de faille, avec plusieurs fractures faiblement productives, principalement localisées autour de la zone de faille,

mais dont les connexions restent mal-connues. Les transmissivités des fractures de ce compartiment sont inférieures à $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

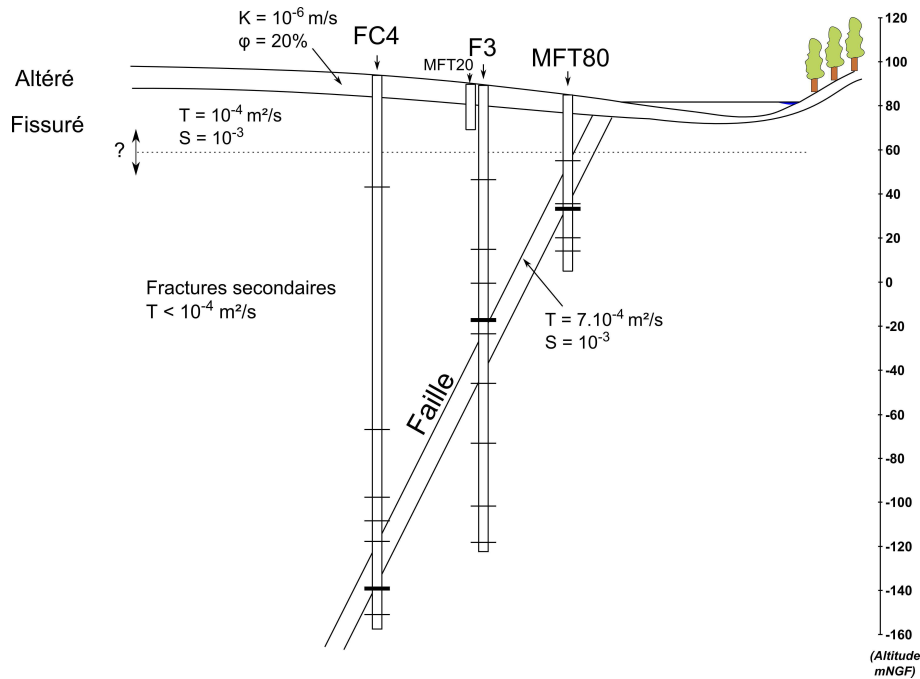


FIGURE 4.19 – Modèle conceptuel des propriétés hydrodynamiques du système aquifère de Saint-Brice en Coglès.

4.4.2 Suivis hydrodynamique pendant l'essai de pompage sur F3

4.4.2.1 Conditions de flux et évolution des charges entre fractures

Les résultats des mesures de flux réalisés pendant l'essai de pompage sur les forages MFT80 et FC4 sont présentés dans la Figure 4.20 (p. 125). Trois profils ont été effectués pendant l'essai sur les deux forages à 9, 30 et 60 jours de pompage.

Les résultats présentés en Figure 4.20 confirment l'inversion de flux mesurées sur les deux forage principaux (section 4.3, p. 89). En régime ambiant la zone de faille, plus transmissive, présente une charge hydraulique plus importante que les fractures superficielles. Un flux ascendant est mesuré de l'ordre de 2 à 4 litres par minutes correspondant, d'après l'interprétation du flux naturel par le modèle de Paillet (1998), à une différence de charge équivalente à 0.6 m entre la fracture de surface et la zone de faille profonde. Pendant les premiers temps de pompage, la charge dans la faille décroît rapidement. Un flux descendant s'installe de l'ordre de 5 à 7 litres par minutes correspondant à une différence de charge d'environ 1.75 m.

Jusqu'à 30 jours de pompage, la différence de charge entre les fractures de surfaces et la zone de faille reste constante puis décroît fortement sur les derniers temps de pompage (profil à 60 jours). Cette décroissance témoigne du changement de régime hydraulique. Deux hypothèses peuvent être avancées : 1) une forte décroissance de la charge hydraulique dans l'aquifère de surface (assèchement de ce compartiment au droit du site) et/ou 2) la sollicitation des compartiments adjacents à la zone de faille qui entraîne une remise en charge progressive de la partie profonde.

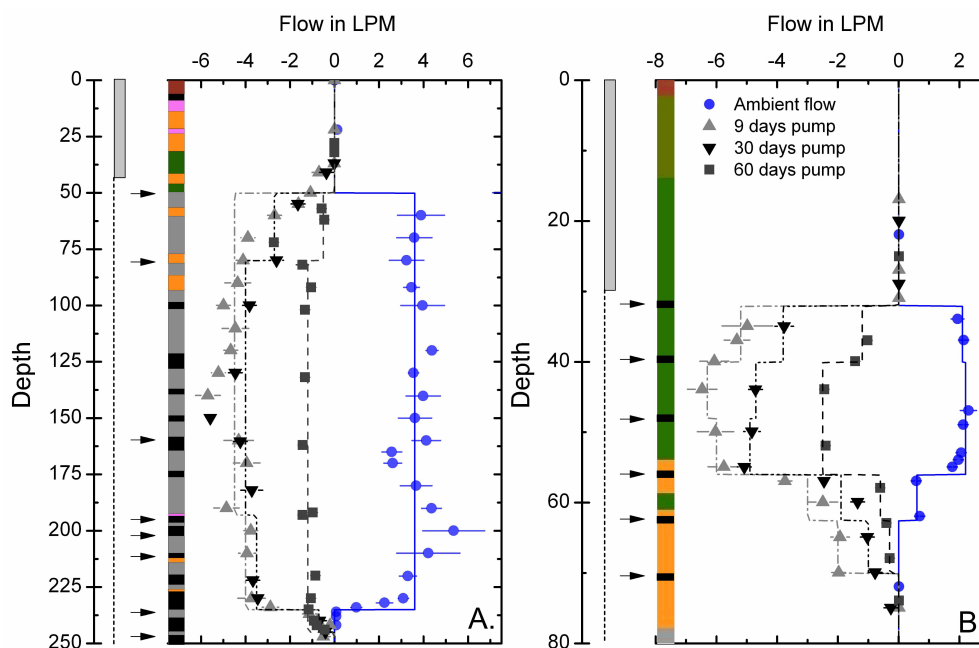


FIGURE 4.20 – Résultats des mesures de flux dans les forages FC4 (A.) et MFT80 (B.) pendant le pompage sur F3 et modélisation selon le modèle de flux de Paillet (1998).

4.4.2.2 Évolution des profils de température

Les données de température mesurées pendant le pompage sur le forage MFT80 ont été présentées dans la section 4.3 (p.89). La Figure 4.21 (p. 126) présente l'ensemble des profils réalisés sur les deux forages d'observations MFT80 et FC4. Le forage MFT80 présente une différence de température entre le régime ambiant et la fin de pompage de -0.3°C et de -1°C pour le forage FC4 confirmant l'alimentation de la partie profonde de l'aquifère par le compartiment de surface.

4.4.2.3 Essais de traçage

Deux essais de traçage complémentaires à ceux présentés dans la section 4.3 (p.89) ont été réalisés sur le forage MFT80. L'objectif étant d'appréhender le type

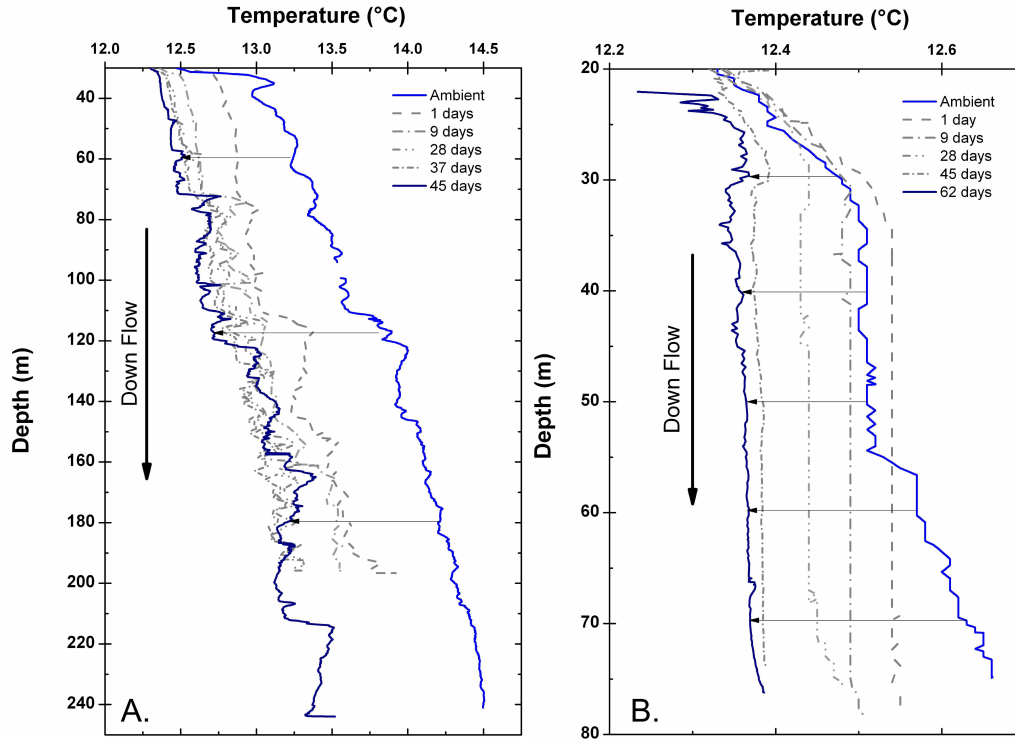


FIGURE 4.21 – Suivi des profils de température sur les forages FC4 (A.) et MFT80 (B.) pendant l’essai de pompage sur F3.

de transport s’opérant dans le milieu et de quantifier les variations de vitesse d’écoulements au sein de la zone de faille pendant le pompage. Les résultats présentés dans la section 4.3 (p.89) concerne l’essai réalisés à 27 jours de pompage sur le forage MFT80. Un essai supplémentaire à la Sulfo-rhodamine a été effectué à 49 jours et un dernier à l’Uranine à 59 jours de pompage. Les détails techniques des quatre essais de traçages sont consignés dans la Table 4.5 (p. 126). Les concentrations normalisées à la concentration d’injection (concentration mesurée au puits de pompage divisé par la concentration injectée : C/C_0) enregistrées au puits de pompage sont présentées dans la Figure 4.22 (p. 127).

TABLE 4.5 – Description des quatre essais de traçage réalisés.

Puits d’injection	t-t0 (jours)	Traceur	Masse injectée (g)	Temps de restitution (h)	Taux de restitution	Vitesse (m/h)
MFT80	27	Uranine	140	16	85%	3.31
FC4	37	Uranine	450	217	40%	0.62
MFT80	49	Sulpho-Rhodamine	240	30	65%	1.77
MFT80	59	Uranine	235	21	50%	2.52

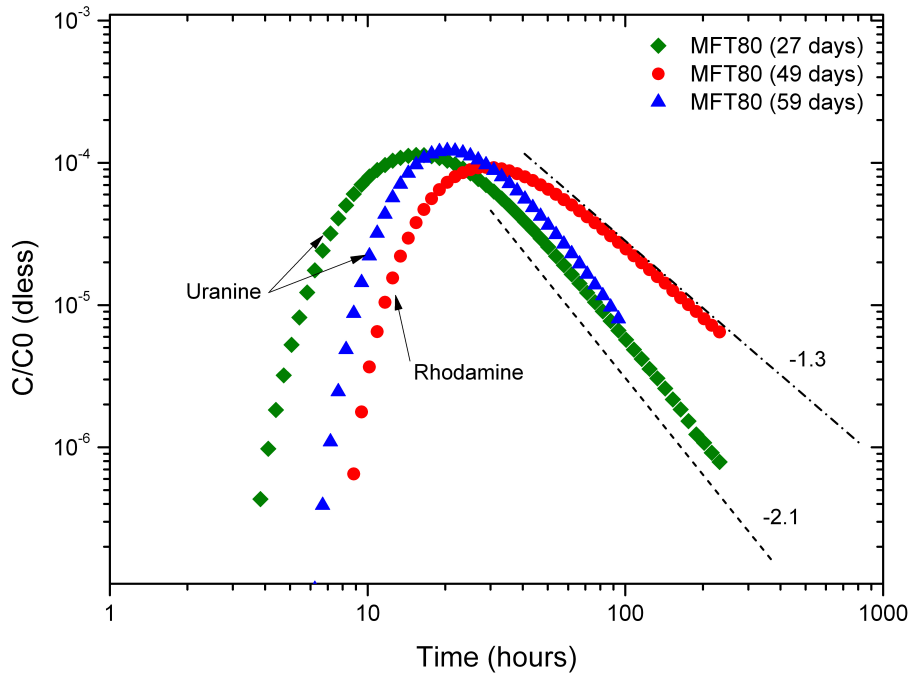


FIGURE 4.22 – Courbe de restitution des trois essais de traçage réalisés entre le forage MFT80 et le forage F3.

Les deux traceurs utilisés lors des essais de traçage présentent des réponses différentes. Leur courbe de restitution respective peuvent se différencier aisément par la forme de la pente sur les temps longs. La pente, ou « *tailing* », des courbes de restitution suit théoriquement une loi de puissance dont l'amplitude renseigne sur le type de transport effectif (Becker, 2003). Dans les aquifères fracturés, le transport dit *chenalisé* au sein du réseau de fracture entraîne généralement une pente de -2. Cependant, l'hétérogénéité structurale du réseau de fracture peut induire des échanges et pertes du traceur. Les phénomènes responsables principalement mis en jeu sont la *diffusion* du traceur entre le flux mobile et l'eau immobile contenue dans les fractures adjacentes, ou l'eau matricielle contenue dans la roche encaissante, soit par *dispersion* du traceur dans le réseau de fracture. Le traceur peut également s'adsorber sur la roche ou être soumis à des réactions chimiques le long de son trajet. Ces phénomènes dépendent du type d'environnement mais aussi de la nature du traceur utilisé, entraînant des caractéristiques de restitution spécifiques.

Les pentes de restitution concernant les deux essais de traçage réalisés à l'uranine (27 et 59 jours) révèlent des réponses similaires, suivant une pente proche de -2. Cette pente atteste d'un transport majoritairement chenalisé, dominé par des processus advectifs. La diffusion avec la matrice semble faible dans le cas de ces traçages (Becker and Shapiro, 2000). Le transport advectif est caractéristique des

milieux fracturés cristallins profonds pour lesquels les fractures sont majoritairement étroites et peu rugueuses. Elles sont également peu soumises à l'altération qui pourrait favoriser la diffusion et l'adsorption dans les matériaux altérés (Becker, 2003). En revanche, la pente de restitution observée lors du traçage à la sulfo-rhodamine, proche de -1, témoigne d'un type de transport différent, suggérant des processus de diffusion dans la matrice ou des processus d'adsorption sur la roche. Ce résultat est sans doute dû aux propriétés de sorptions différentes des deux molécules utilisées. L'uranine est considérée comme une molécule peu sujette au processus de sorption en raison de sa forte solubilité dans l'eau. Seul des conditions de pH acides peuvent entraîner des modifications de ses propriétés de sorption. En revanche, les molécules de rhodamine sont connues pour présenter de forte prédisposition à ces processus, pouvant entraîner des retards de restitution importants (Sutton et al., 2001; Leibundgut et al., 2011). L'essai de traçage à la Sulfo-Rhodamine est donc peu concluant et ne doit pas être considéré dans le but de définir les vitesses de transfert.

Les deux essais de traçages réalisés à l'uranine peuvent être interprétés pour identifier la vitesse de transfert entre le forage MFT80 et le puits de pompage et son évolution en fonction des temps transitoires du pompage. L'analyse du temps d'arrivée de la concentration maximale permet de déduire des vitesses de 3.3 m/h à 27 jours de pompage contre 2.6 m/h à 59 jours, soit une diminution de vitesse d'environ 20% par rapport au premier essai.

La vitesse de flux théorique, ou le temps de restitution théorique, peut être approximé suivant les équations de transport en flux radial convergent dans les milieux hétérogènes (Welty and Gelhar, 1994). Le temps de restitution est dépendant du gradient hydraulique entre le puits d'injection et le puits de pompage, de la conductivité hydraulique et de la porosité du milieu :

$$t_{theor} \approx \frac{r^2 \cdot \phi}{2 \cdot \Delta h \cdot K} \quad (4.1)$$

avec r la distance au puits de pompage, ϕ la porosité, Δh le gradient de charge entre puits d'injection et puits d'observation et K la conductivité hydraulique.

L'évolution des gradients de charge entre les puits d'injection (FC4 et MFT80) et le puits de pompage en fonction du temps est représenté dans la Figure 4.23A (p. 129). La Figure 4.23B présente l'évolution du temps de restitution calculé suivant l'équation 4.1 estimé pour une porosité de 1.6% (basés sur la valeur estimée dans la section 4.3 (p. 89) et une conductivité hydraulique de $8.45 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ ($T = 4.23 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Les vitesses calculées pour ces paramètres sont cohérentes avec des vitesses

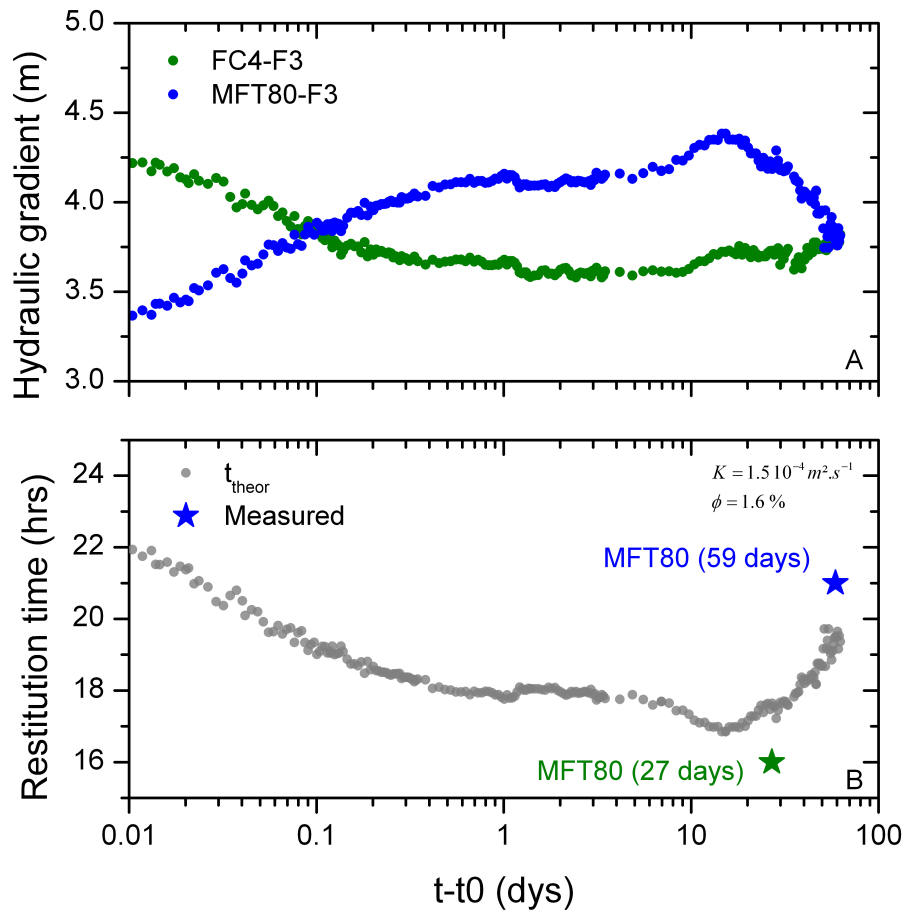


FIGURE 4.23 – Évolution des gradients de charges entre puits d’injection et puits de pompage et temps de restitution calculés pour les essais de traçages réalisés entre MFT80 et F3.

déduites des mesures. La diminution de vitesse observée entre les deux essais de traçage intervient lorsque le flux radial se met en place entre 30 et 60 jours (cf. Figure 4.9, p. 105). A cette période le gradient de charge entre les puits MFT80 et F3 diminue fortement passant de 4.3 m à 3.7 m, alors que celui entre FC4 et F3 reste constant autour de 3.7 m. Cette diminution de charge entre MFT80 et les puits de pompage confirme les différences de temps de restitution observées entre les deux essais. Cette variation de charge, et donc de vitesse de transport, témoigne de l’influence d’une condition limite au système au temps longs : influence d’une limite étanche, de la géométrie de la zone de faille ou, plus probable, la vidange progressif du compartiment de surface (désaturation des tarières et du forage MFT20 en fin de pompage).

4.4.2.4 Compartimentation et modèles analytiques

L'utilisation des modèles de Moench (double porosité) et Hunt (drainance), présentés dans la section 4.3 (p.107), a permis de déterminer l'ordre de grandeur des paramètres hydrodynamiques du système de Saint-Brice en Coglès. Dans un objectif plus spécifique à la caractérisation des zones de faille, un modèle analytique a été développé dans le cadre du projet CASPAR par Benoît Dewandel (Dewandel et al., 2013) et appliqué sur le site de Saint-Brice. Ce modèle permet de résoudre analytiquement la réponse hydraulique d'un aquifère linéaire, infini et anisotrope représentant la zone de faille verticale, drainant un aquifère de surface présentant des diffusivités et épaisseurs variables (modèle en « T », Figure 4.24, p. 130). Cette solution est basée sur la théorie des puits images (Fenske, 1984) sans limitation de contraste de diffusivité entre les différents domaines.

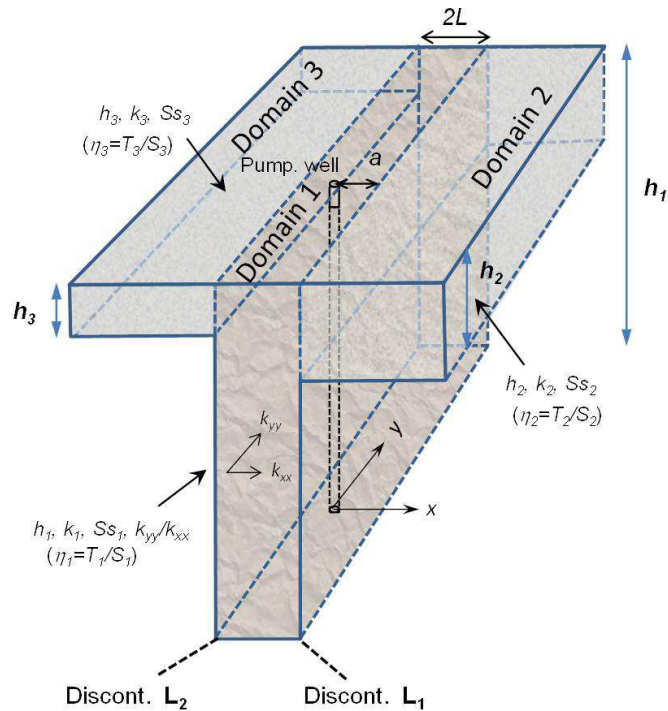


FIGURE 4.24 – Représentation schématique du modèle en T développé par Dewandel et al. (2013). Cas d'un aquifère infini vertical (Domaine 1), séparé par deux aquifères semi-infinis de sub-surface (Domaines 2 et 3).

Ce modèle ne représente pas *stricto sensu* la géométrie du système aquifère de Saint-Brice en Coglès, négligeant le compartiment adjacent à la zone de faille. Cependant il permet, à partir des variations de pressions, d'une géométrie aquifère simplifiée et des flux déterminés par les méthodes géochimiques (section 4.3.3.2.4 p. 108 et section 5 p. 135) de déterminer les paramètres hydrodynamiques de la zone

de faille et du compartiment superficiel.

Pour simplifier, le puits de pompage a été centré au sein du modèle. La zone de faille a été fixée à environ 30 m incluant la zone transmissive entourée par une partie de sa zone endommagée proche. L'épaisseur du compartiment superficiel est fixé à 40m. Les pertes de charge quadratiques ont été définies sur la base d'un essai par paliers de débit réalisé avant l'essai de longue durée (de l'ordre de $2.5 \cdot 10^4 \text{ m}^{-5} \cdot \text{s}^2$).

Les rabattements modélisés (Figure 4.25, p. 131) représentant au mieux les données mesurées sont déterminés pour une transmissivité de la zone de faille de l'ordre de $T_1 = 4.9 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et un coefficient d'emmagasinement de $S_1 = 4.5 \cdot 10^{-2}$ (-) et pour l'aquifère superficiel $T_2 = 2.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et $S_1 = 1.5 \cdot 10^{-4}$ (-). Afin de représenter au mieux les données de rabattement, une anisotropie de transmissivité à du être intégrer dans le modèle et fixée à $T_{yy}/T_{xx} = 30$, c.a.d. que la zone de faille est 30 fois plus transmissive parallèlement à son orientation.

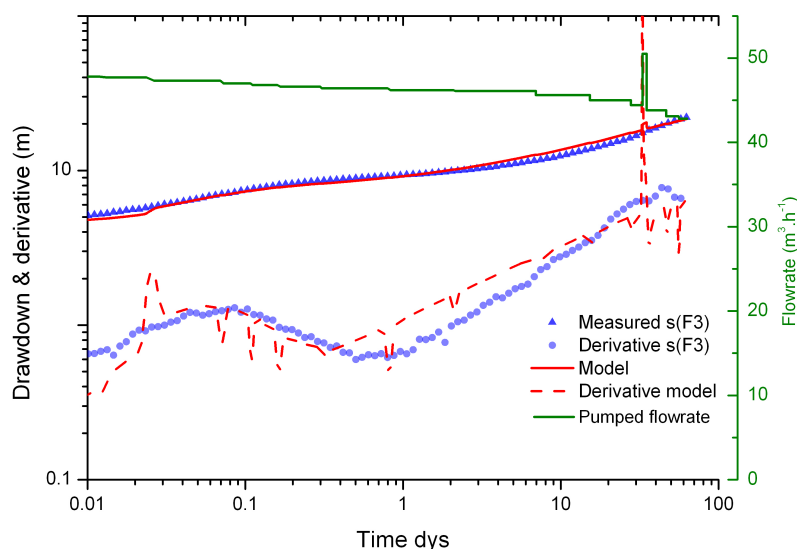


FIGURE 4.25 – Modélisation, par le modèle en "T", des rabattements observés au puits de pompage Dewandel et al. (2013).

Ces résultats suggèrent une zone de faille très transmissive ($> 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), estimation supérieure à celles déduites des modélisations avec la solution de Moench (Table 4.4, p. 107) et des modélisation des transmissivités de fracture avec le modèle de Paillet (Figure 4.17, p. 121). Le coefficient d'emmagasinement est également très important, attestant toute la difficulté fréquemment rencontrée pour estimer ce paramètre dans les milieux fracturés. L'hypothèse faite dans ce modèle de deux compartiments peut entraîner cette surestimation. Un troisième compartiment, correspondant aux formations fracturés adjacentes à la faille, a été identifié et constitue un stock disponible important jouant sur l'emmagasinement total du système

aquifère.

Ce modèle analytique spécifique aux structures perméables sub-verticales drainant un aquifère superficiel présente de nombreuses applications pour les cas de failles sub-verticales ou filons perméables fréquemment rencontrés dans les milieux cristallins. Son application permettra d'estimer rapidement, sous réserve d'un modèle conceptuel de site établi, les paramètres hydrodynamiques et constituer un outil important pour les applications de quantification et de gestion de telles ressources. Ce modèle a fait l'objet d'une publication acceptée dans *Journal of Hydrology* avec révisions modérées.

4.5 Conclusions et perspectives

Par cette approche expérimentale nous avons pu décrire une zone de faille sub-verticale, à la fois d'un point de vue structural mais également concernant son fonctionnement hydrogéologique au sein du système aquifère, en régime naturel et en pompage.

La compartimentation de l'aquifère a pu être caractérisée selon la profondeur, en couplant observations géologiques/géophysiques et essais hydrauliques. Elle révèle un modèle conceptuel de réservoirs pour des profondeurs supérieures à 100 m, au delà de celles classiquement décrites. Ce modèle suggère notamment la présence d'un « *continuum* » perméable entre les compartiments de sub-surface et la zone de faille profonde. Dans des contextes structuraux favorables, comme celui rencontré sur le site de Saint-Brice en Coglès, le développement du réseau de fracture semble effectif au abords des zones de faille principales, permettant la présence d'un réservoir en profondeur avec des capacités de stockage conséquentes. En régime naturel, cette zone de faille perméable draine les écoulements profonds permettant leur décharge en aval de la structure au sein des compartiments superficiels.

En pompage, une inversion des flux est enregistrée au sein de la zone de faille, engendrée par une baisse de la charge hydraulique. Cette inversion des flux implique une alimentation majoritaire provenant de la surface. Mais nous avons pu montrer que cette alimentation pouvait être également soutenue par les réservoirs bordiers. Ce partitionnement des flux entre surface et réservoir adjacent est dépendant des conditions limites du réseau de fracture principal et des contrastes de perméabilités entre ces réservoirs connectés. Le stockage du réseau de fracture principal que constitue la zone de faille étant limité, le soutien du débit de pompage est en partie assuré localement par le compartiment superficiel des altérites et par les domaines fracturés adjacents plus profonds, mobilisant des lignes d'écoulements à plus large échelle pendant les temps longs du pompage. Cette mobilisation des lignes d'écoulement large échelle sera fonction, outre des propriétés hydrodynamiques des réservoirs connectés, du pendage de la structure principale répercutant la variation de pression sur des surfaces plus ou moins importantes.

La plupart des études concernant les zones de failles en domaine de socle cristallin décrivent leurs rôles de barrières aux écoulements (Gleeson and Novakowski, 2009). Le linéament identifié dans le cas présent démontre l'existence de systèmes de failles profondes perméables, assurant la mobilisation d'une ressource conséquente. Cette étude détaillée du système aquifère de Saint-Brice en Coglès aboutie à un des premiers modèles conceptuel de fonctionnement hydrogéologique d'une zone de faille

sub-verticale en milieu de socle cristallin. Elle démontre également que la prise en compte de la géométrie des zones de faille, des connexions entre les réservoirs et des paramètres hydrodynamiques de chaque domaines constitutifs du système aquifère est nécessaire afin d'appréhender au mieux les processus de recharge et les conditions d'exploitation et de management de la ressource.

Cependant plusieurs questions persistent. Notamment concernant la géométrie et l'anisotropie de la zone de faille longitudinalement à son orientation. A défaut de forages supplémentaires, une couverture étendue de mesures géophysiques permettrait d'identifier son extension. Également, la quantification et la modélisation des flux entre compartiments permettrait de justifier ce modèle conceptuel de fonctionnement. Les contributions de chaque compartiments au débit de pompage seront définis dans le Chapitre 5 suivant, par l'analyse des données géochimiques couplées aux conditions de flux préalablement décrites.

Chapitre 5

Origine de l'eau, processus de mélange et réactivité dans les systèmes profonds

5.1 Introduction

L'hétérogénéité des structures aquifères des milieux cristallins induit une différenciation géochimique des masses d'eau en fonction de l'échelle de perméabilité des réservoirs et des écoulements. Cette compartimentation induit une variabilité importante des processus géochimiques spécifiques à chaque réservoir constitutifs du système aquifère. Discuter de l'origine des masses d'eau apparaît contraignant dans de tels milieux en raison de cette forte variabilité qui peut affecter deux fractures voisines de quelques mètres par exemple. Seule l'analyse conjointe de la structure géologique (composition minéralogique), de la compartimentation et des conditions hydrodynamiques, couplées aux signatures géochimiques pourra renseigner sur les éventuels processus de mélange et sur l'origine des solutés. La caractérisation géochimique des aquifères de surface a été abordée dans de nombreuses études, que ce soit à l'échelle d'un site ou bien à l'échelle du bassin versant, voire à l'échelle régionale. Cependant, elle n'a été que peu abordée pour les structures perméables profondes ($> 50 m$) en domaine cristallin et l'influence des écoulements sur ces processus est peu connue. Les processus de mélange induits par la mise en exploitation d'un site profonds sont également mal contraints. *D'où vient l'eau pompée ?* L'analyse détaillée des variations géochimiques peut apporter des pistes de réflexions sur l'origine de l'eau et permet de quantifier les flux entre compartiments.

Afin de discuter de l'origine de l'eau et des processus de mélanges évoluant dans le cas d'un aquifère profond en domaine de socle, ce chapitre présente les résultats et analyses des suivis géochimiques effectués sur le site expérimental de Saint-Brice en

Coglès. Ces mesures se sont organisées autour de 5 campagnes principales réalisées en conditions naturelles, pour des périodes du cycle hydrologique différentes (hautes eaux et basses eaux). Un suivi géochimique spécifique a été également réalisé lors de l'essai de pompage sur le forage F3 précédemment décrit. Les objectifs principaux sont d'une part de définir les différentes masses d'eau rencontrées dans le système et leur évolution au cours du cycle hydrologique annuel, ceci dans le but de discuter sur leur potentielle origine. D'autre part, l'analyse des données géochimiques a permis d'identifier les processus de mélange et de déterminer les contributions des différents réservoirs au débit de pompage. Les processus réactifs engendrés par les phénomènes de mélange entre masses d'eau ont pu être également décrit par cette analyse.

Dans ce but, les concentrations d'une panoplie d'éléments géochimiques ont été quantifiés, à la fois au sein du laboratoire de l'OSUR, ainsi que par le laboratoire d'analyses du BRGM. Cations, anions et traces ont été mesurés sur l'ensemble des campagnes de prélèvement, ainsi que les CFCs, SF6 et Gaz Nobles (OSUR). Certaines campagnes ont fait l'objet de prélèvements pour analyse des isotopes stables de l'eau, Oxygène et Soufre des Sulfates ainsi que les isotopes du Lithium et du Bore (BRGM).

L'article qui suit comporte dans une première partie la description des méthodologies employées et les principaux résultats. Puis il discute de la compartimentation géochimique au sein des échelles des réservoirs du système aquifère avant d'aborder la description des conditions d'écoulements en régime naturel et en pompage par l'analyse conjointe des variations hydrodynamiques et des signatures géochimiques et isotopiques. Enfin, les principaux processus réactifs associés à la modification des lignes d'écoulements lors de la mise en pompage sont identifiés et discutés.

5.2 Groundwater sources and geochemical processes in a crystalline fault aquifer

Clément Roques*¹, Luc Aquilina¹, Olivier Bour¹, Jean-Christophe Maréchal², Benoît Dewandel², Hélène Pauwels³, Thierry Labasque¹,
Virginie Vergnaud-Ayraud¹ and Rebecca Hochreutener¹

¹ *Université Rennes 1-CNRS, OSUR-Géosciences Rennes, avenue du Général Leclerc, 35000 Rennes, France*

² *BRGM, Water Dept., New Water Resource & Economy Unit, 1039, Rue de Pinville, 34 000 Montpellier, France*

³ *BRGM, Water Dept., 3 av. Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France*

* *Corresponding author : Clément Roques, OSUR Research Federation – Géosciences, UMR 6118, University of Rennes 1, CNRS, Av. Du Général Leclercq, 35 042 Rennes, France*

Email : clement.roques@univ-rennes1.fr

Phone : (0033)2.23.23.54.69.

Fax : (0033)2.23.23.60.90.

Article soumis pour Journal of Hydrology. En révision.

Keywords : Crystalline aquifers, fault, geochemistry, pumping test, reactive processes.

Abstract

The functioning of aquifers related to fault-systems in crystalline rocks is poorly known. The origin of water flowing in fractures at great depth is particularly difficult to define. This paper describes a field study designed to characterize the geochemical compartmentalization of an aquifer system constituted by a sub-vertical permeable fault-zone overlaid by a horizontal weathered domain. Analyses of the major chemical elements, trace elements, dissolved gases and stable water isotopes revealed the origin of dissolved components for each compartment and provided information on various water sources involved during different seasonal regimes. We also examined the geochemical response induced by performing a pumping test in the major fault-zone, in order to quantify mixing processes and contribution of different domains to the flow. Reactive processes enhanced by the pumped fluxes were also identified.

The fault aquifer-domain presents different geochemical responses related to changes in hydraulic regime. They are interpreted as different water sources related to various porosity structures within the aquifer system. During the summer low water regime, results suggest mixing of recent water with a clear contribution of older water of inter-glacial origin (recharge temperature around 7 ° C), suggesting the involvement of water trapped in a local low-permeability domain in the

micro-fractures and/or pore-permeability. During winter, due to inversion of the hydraulic gradient between the fault and its surrounding domains, modern water predominantly flows down to the major fault-zone through secondary fractures or faults which ensure water supply.

During pumping, the major fault-zone appears to be very dependent on connected storage-reservoirs. The overlaid weathered domain is a key reservoir which ensures around 20% of the flow rate. During late-time pumping, orthogonal fluxes coming from the fractured domains surrounding the major fault zone are dominant. Storage in meso and micro-fractures, within the damaged zone of the fault and graben structures, ensures 80% of the flow rate. Reactive processes are induced by mixing of water from different sources and transfer conditions. Autotrophic denitrification coupled to iron minerals oxidation is observed and water rock interaction is clearly enhanced by the flux changes induced by pumping.

Introduction

Aquifers in crystalline rocks (igneous and metamorphic rocks) typically include a heterogeneous fractured structure overlaid by a thin weathered reservoir (Larsson, 1987; Mazurek, 2000; Singhal and Gupta, 2010; Stober and Bucher, 2006; Wyns et al., 2004). This compartmentalization implies different reservoir scales with various physical parameters such as thickness, porosity and permeability, spanning over several orders of magnitude (Bonnet et al., 2001; Bour et al., 2002; Le Borgne et al., 2004; Stober and Bucher, 2006). As a result, the chemical composition of water in the different reservoirs varies from weakly to highly mineralized (Bucher et al., 2008; Fritz, 1997; Gascoyne and Kamineni, 1994; Smellie et al., 1995; Waber and Smellie, 2008) and depends on rock mineralogy, fluxes conditions and residence-time as well as the physico-chemical and reactive processes involved. Anthropogenic inputs can also enhance or limit specific chemical processes (Aquilina et al., 2012b,a; Pierson-Wickmann et al., 2009).

Water abstraction induces changes in hydraulic head conditions between reservoirs and favours mixing of waters between reservoirs (Banwart et al., 1994; Le Borgne et al., 2006b; Leray et al., 2012) which may in turn lead to increased chemical reactivity. In general, to ensure long-term pumping, the low storativity of fractured rock should be compensated either by “matrix-pore” water (Moench, 1984; Warren, 1963) or by storage in adjacent reservoirs (Leray et al., 2013b; Neves and Morales, 2006). This hydrodynamic specificity implies some transient exchanges between reservoirs during pumping that should be associated with geochemical changes. Analytical modelling of pumping tests in fractured rock typically describes two main hydraulic phases : i) an early stage where water is mainly coming from storage in macroscopic fractures or fault zones and ii) due to the low storativity of these fractures, a second stage where adjacent reservoirs feed the major fractures by leakage and fracture-matrix exchanges (Escobar and Hernández, 2010; Gringarten, 1996; Moench, 1984; Tiab, 2005). Some studies also consider that superficial reservoirs, such as the weathered one typically present in crystalline aquifers, allow subsequent water storage that can ensure part of the water flow (Chilton and Smith-Carlington, 1984; Neves and Morales, 2006; Richard et al., 2002). Quantification of the water contribution of each reservoir from ambient to pumping conditions constitutes a major challenge when characterizing the groundwater resource in a crystalline rock context. The relationship between hydrodynamic conditions and geochemical variability has been therefore poorly analysed (Gannon et al., 2011; Gascoyne, 2004; Schramke et al., 1996).

The experimental study reported in this paper was aimed to characterize the

groundwater sources involved in ambient conditions and during a relatively large scale pumping test performed within a deep sub-vertical fault-zone in crystalline rocks. A 9-week pumping test was carried out at a constant pumping rate of about $45 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ (Roques et al., 2014). Several parameters were monitored to characterize the hydraulic and geochemical evolution. Water samples were collected for geochemical analyses (major anions, cations and traces), groundwater dating (CFCs and SF6), noble gases and stable water isotopes. Groundwater geochemical evolution was analysed, the three main objectives being : i) to determine the chemical water-composition of the different domains of the aquifer system, ii) to determine the origin of the water and flux contribution of each compartment during pumping, and iii) to quantify the reactive processes induced by pumping.

5.2.1 Geological and hydrogeological context

5.2.1.1 Geological context

The Saint-Brice-en-Coglès hard rock aquifer is located north-east of Brittany in Cadomian crystalline rocks (North-West of France, Figure 5.1, p.141). The site is located within hornfel schists (metamorphosed brioverian sedimentary rocks), in the vicinity of a large granitic pluton. The schists are locally intruded by granite, quartz and pegmatite veins. These rocks consist of quartz, plagioclase, K-felspar, pyrite and biotite and may also include calcite, apatite as accessory minerals. Several major N150° normal faults are identified, constituting extensional basins collapse, attributed to the Hercynian orogeny. These faults may have been reactivated during the Cenozoic due to E-W extensive and NW-SE compressive alpine regimes (Bonnet et al., 2000; Mazabraud et al., 2004; Van Vliet-Lanoë et al., 1997).

5.2.1.2 Hydrogeological background of the site

The aquifer system is composed of a permeable fault-zone (around 5-10 meters thick) at more than 250 m depth (Figure 5.2, p.142). The transmissivity of this fault structure estimated from previous hydraulic tests is around $10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Roques et al., 2014). The faulted zone length evaluated by lineament interpretation is about 1 km with a dip of 70° to the west. In the vicinity of this main permeable fault domain, the schist rocks are affected by secondary fractures (meso faults) with lower permeability. This semi-confined fractured bedrock continuum is topped with a stratiform weathered domain composed of low permeability materials ($10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) which forms a shallow and unconfined reservoir. In the following, three reservoirs constituting the global complex aquifer can be distinguished *i)* the major fault-zone

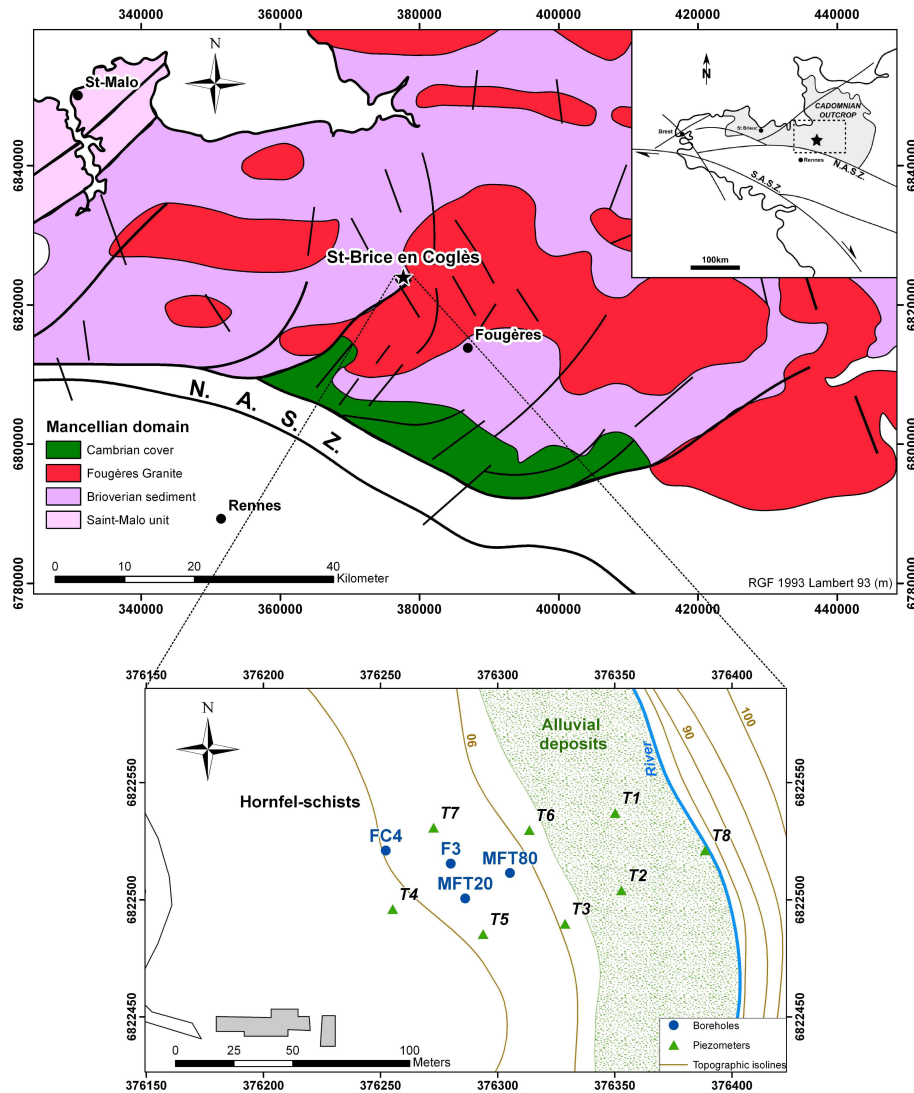


FIGURE 5.1 – Regional geological map and boreholes location at the field site. *RGF = French Geographic Reference*

which acts as a major drain of the aquifer domain, *ii*) the secondary fractures and faults (meso fractures) in the fractured bedrock which correspond to a graben network connecting the superficial aquifer to the deep fault-zone, and *iii*) the superficial weathered formation ($\approx 20\text{ m}$).

Figure 5.2 presents the physical compartmentalization of the Saint-Brice-en-Coglès aquifer, deduced from previous study and the borehole locations (Roques et al., 2014). The experimental site consists of three deep wells (FC4, F3 and MFT80, respectively of 250, 216, and 80 meters depth) which intersect the sub-vertical fault-zone at different depths. These wells are only screened in front of the deeper conductive fractures, beyond 40 meters, to allow investigation only of the fault-zone. The MFT20 well is characteristic of the outcropping part of the fault-zone. Eight super-

ficial piezometers have also been drilled to characterize the weathered layer located within the upper 10 meters.

The discharge of deep water was previously characterized in a hydrogeological investigation (Roques et al., 2014). Higher hydraulic head is observed in the deeper part of the aquifer system and water flows along the permeable fault-zone toward the superficial part of the aquifer system and the stream (Figure 5.2).

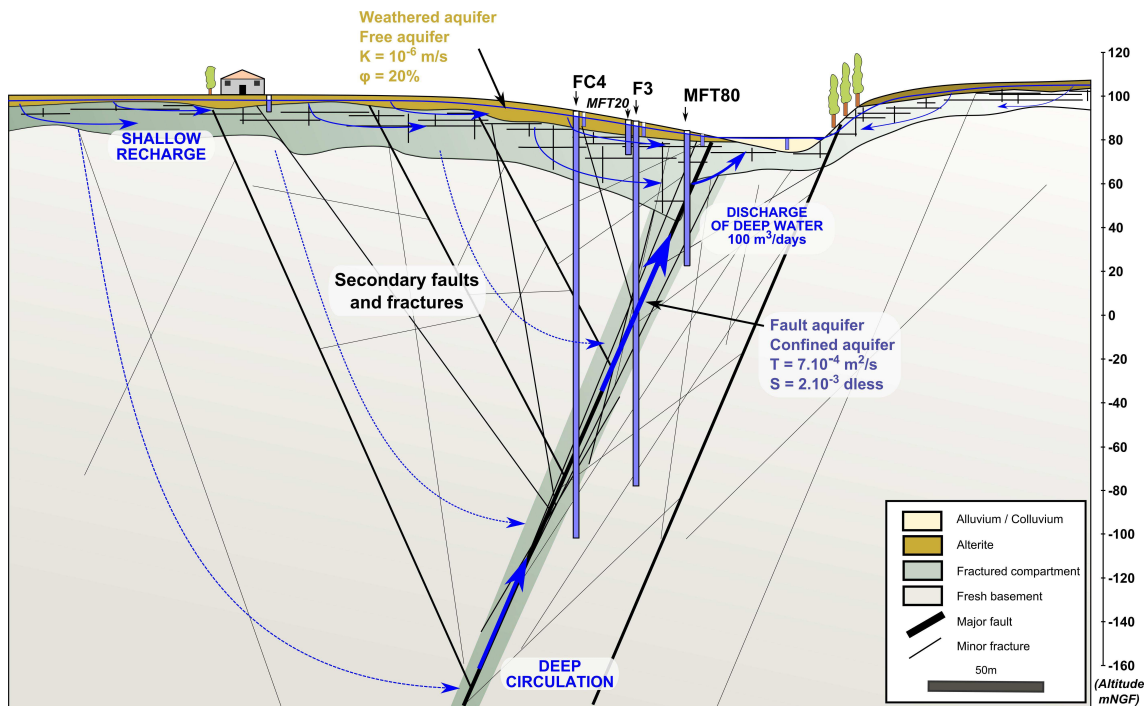


FIGURE 5.2 – Hydrogeological compartmentalization of the St-Brice aquifer and natural functioning. Modified from Roques et al. (2014)

A 9-week pumping test was carried out between October 11th and December 13th of 2011 (Roques et al., 2014). A constant flow rate of about $45 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ was maintained in the F3 borehole by pumping only in the fault due to a packer situated at 80 m depth. Various experimental tests (tracer tests, high resolution flowmeter tests, temperature loggings. . .) were done during pumping to decipher the hydrodynamic functioning of this complex aquifer system. The hydrogeological functioning of the St-Brice aquifer can be summarized in three main points (Roques et al., 2014). These are *i*) a double porosity response, as classically observed in fractured media, suggesting the involvement of reservoirs of different scales during pumping; *ii*) a clear hydraulic connection between the superficial and fault domain; *iii*) an inversion flow between the fault and superficial domain during pumping deduced from tracer and flow-meter test interpretations.

5.2.2 Material and methods

5.2.2.1 Sampling and analysis

Groundwater samples for geochemical, groundwater dating and isotopic analyses were collected during 5 different campaigns under ambient conditions (Table 5.1, p.156). A specific pump was used to sample each borehole (MP1 Grundfos® pump). Sampling was performed, as much as possible, in front of or directly above the more productive zones. All geochemical results are presented in Appendix E (p. 285).

TABLE 5.1 – Ambient sampling campaign performed on the Saint-Brice-en-Coglès site.

Campaign	Date	Water Level F3 (m)	Boreholes sampled
C1	27/01/2011	89.26	F3,MFT20, MFT80
C2	05/04/2011	88.92	F3,MFT20, MFT80
C3	02/09/2011	88.44	FC4,F3,Ts
C4	19/01/2012	89.22	F3,FC4,MFT80,MFT20,Ts
C5	12/11/2012	88.67	F3,FC4,MFT80,MFT20,Ts

A specific sampling procedure was adopted at the outflow of the pump : Fourteen samples were collected for anion analysis, 7 for cations and trace elements and 5 for groundwater dating and noble gases (Figure 5.3, p.144). Conductivity, pH and Eh were measured directly at the field site in all campaigns. A Combined SenTix 50 electrode calibrated with WTW standards was used for pH measurement. Redox potential was measured using a platinum Ag/AgCl electrode (Mettler Pt 4805). Temperature and conductivity evolution was continuously monitored in the pumped borehole, just below the pump system, with a DIPPER TEC probe (SEBA®). The measure uncertainty supplied by the constructor was 0.1 °C for temperature and 10 $\mu S.cm^{-1}$ for conductivity. Figure 5.3 (p.144) summarizes the rainfall frequency, piezometric evolution during pumping, temperature and conductivity evolutions at the outflow and the sampling procedure.

5.2.2.1.1 Geochemical analysis

Water samples for anion and cation analysis were filtered through a 0.2 μm cellulose acetate mesh sieve and stored in PTFE bottles, which were rinsed twice with bi-distilled acid and then with ultrapure water. Aliquots for cation analysis were acidified with 7N ultrapure HNO₃. All the aliquots were stored at 4 °C in the dark and were analysed within a week for anions and within 2 months for cations and trace elements. NO_2^- , NO_3^- , F^- , Br^- , Cl^- and SO_4^{2-} were measured using ion chromatography (Dionex DX-120). Major cations and traces were determined using an ICP-MS HP 4500 following laboratory standard methods (Bouhnik-Le Coz et al.,

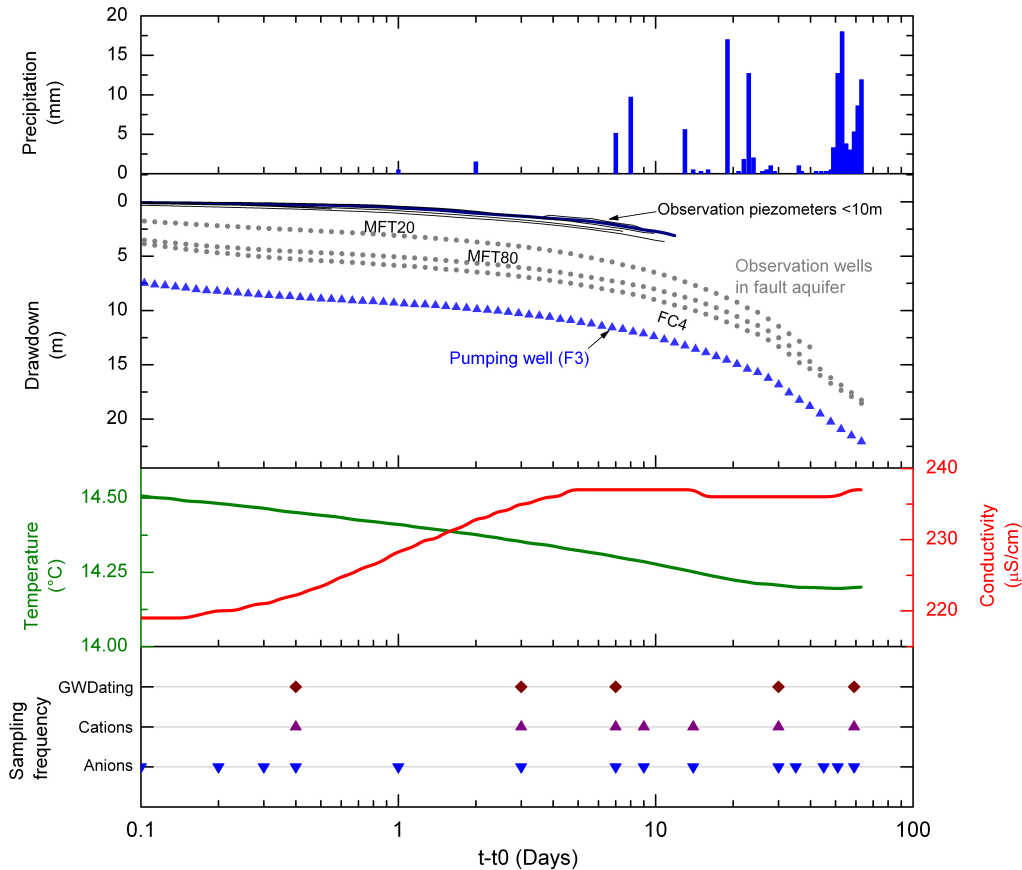


FIGURE 5.3 – Main information on hydraulic conditions during pumping and geochemical sampling procedure for anions, cations and groundwater dating (GW Dating).

2001). The analytical uncertainty was about 2% for major anions and cations. All the analyses were performed at the Rennes Geosciences Laboratory.

5.2.2.1.2 CFC and SF₆ analysis and groundwater age determination

The principle of groundwater dating with CFC and SF₆ is to measure the dissolved concentration in water and calculate a CFC equivalent atmospheric concentration ratio in order to deduce the year of atmospheric equilibrium (e.g. Busenberg and Plummer (1992); Plummer and Busenberg (2000)). Recharge temperature (for gas solubility calculations) and excess air (for SF₆ and CFC-12 corrections) were estimated along with the Ne, Ar and N₂ measurements (Busenberg and Plummer, 1992; Heaton and Vogel, 1981; Plummer and Busenberg, 2000). Water samples were collected using a specific pump and tubing (Grundfoss MP1® with nylon tubing). Waters for CFC and SF₆ determinations were sampled in stainless-steel ampoules closed with 2-way valves after being rinsed at least 3 times before closure and no contact with air during sampling. Groundwater dating measurements were carried

out in the laboratory of Geosciences Rennes using analytical procedures described in previous works (Aquilina et al., 2013b; Ayraud et al., 2008; Labasque, 2006). CFC and SF₆ concentrations in water were obtained after water degassing with ultra-pure nitrogen, gas trapping on a HaysepD trap (10 cm, 1/8e inch diameter) and by injection of the gas phase into a gas chromatograph equipped with an electron capture detector (GC-ECD with purge). The analytical chromatographic columns and pre-columns were Molecular sieve 5A, 0.53 μm diameter and 30 and 2 m long, respectively. Three CFC were measured in this study (CFC-11, CFC-12, and CFC-113) and SF₆. Their analytical uncertainty was about 2%. SF₆ and CFC-12 were corrected from excess air, assuming that the excess air was completely dissolved (Aeschbach-Hertig et al., 1999). The CFC and SF₆ concentrations were then converted into an atmospheric concentration ratio (pptv) using their solubility at the average annual field temperature and an altitude of 90 m in our case. A mean actual recharge temperature of 12 °C had been measured during previous work in Brittany (Montety (De) et al., 2013) which was confirmed in this study by noble gas measurements. These atmospheric ratios were interpreted in terms of mean apparent age (MAA). The uncertainty for the apparent age estimated in previous investigations (Ayraud et al., 2006) was about 2 years.

5.2.2.1.3 Noble gases analysis

Noble gases such as Ne and Ar provide information on the recharge temperature required to determine the equivalent CFC atmospheric concentration, and on the excess air which is used to correct SF₆ concentrations (Aeschbach-Hertig et al., 1999; Heaton and Vogel, 1981). Noble gases are also very useful to determine recharge behaviour and estimate the order of residence-time of the water. Noble gases were also measured in the Rennes Geosciences laboratory. Samples were collected in 500 ml glass bottles totally immersed in water in a 10 L plastic bucket, refilled continuously with groundwater. The glass bottles were rinsed at least 3 times and then capped with a rubber stopper and metallic ring, always submerged to avoid dissolution of atmospheric gases and degassing. Ne, Ar, N₂, O₂, CO₂, CH₄, and N₂O concentrations were determined by headspace extraction with a He host gas and analysed by gas chromatography with a thermal conductivity detector (GC/TCD). The analytical precision for N₂ and Ar was about 5% and 10% for Ne.

5.2.2.1.4 Stable isotopes analysis

Two sampling campaigns for water stable isotopes (δD , $\delta^{18}O$) analysis were performed under ambient conditions. The first one was carried out during winter (January

2011, C1 in Table 5.1, p.143) on fault boreholes F3, MFT80 and MFT20. The second one, characteristic of autumn discharge, (November 2012, C5 in Table 5.1, p.143) performed on all the boreholes and piezometers. Samples for stable isotopes analysis were stored in 50 ml high-density polyethylene bottles. 2H and ^{18}O were measured using a Finnigan MAT 252 mass spectrometer with a precision of 0.1 ‰ for $\delta^{18}O$ and 0.8 ‰ for δD . They are expressed in per mil *vs.* SMOW (Standard Mean Ocean Water).

5.2.2.2 Data Handling

5.2.2.2.1 Water types derived from statistical analysis

To characterize the geochemical signature of each domain in the aquifer system and identify appropriate ambient end-members to be used in the mixing analysis, we first measured the correlations between all major elements from samples collected under natural conditions using a clustered dendrogram and considering only the major elements. This statistical method is very useful for isolating groups of samples which are closely correlated and getting a better idea of data structure (Templ et al., 2008).

To analyse mixing behaviour between reservoirs, we focused only on the geochemical signature and evolution of specific conservative tracers (Hooper, 2003). The elements Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SiO_2 and Cl^- , which are classically used in geochemical mixing work, were used in this study (Chae et al., 2006; Laaksoharju et al., 2008; Maréchal et al., 2011), supplemented with CFC-12 gas concentrations that are in general poorly affected by biogeochemical degradation (Plummer et al., 2003; Semprini and Hopkins, 1992).

The geochemical evolution of the selected conservative solutes from pumping samples was investigated by applying a Principal Component Analysis (PCA). This statistical method allows the display of a set of possibly correlated observations along orthogonal transformation axes (called Principal Components) aligned with the greatest variance in the data (Davis, 2002). The first principal component accounts for the greatest amount of total data variance. Each of the other components with the highest variance is organized orthogonally to the preceding component. The data are first standardized by subtracting the mean distribution of each variable and dividing by the standard deviation. Correlation factors between solutes are analysed in a correlation matrix. Solute with a high correlation factor will have a stronger influence on the representation of data variability in the standardized space of principal components (eigenvectors). The data are then projected in the principal components space (U space) by multiplying the standardized values by

the matrix of eigenvectors.

5.2.2.2.2 Geochemical mixing model (EMMA)

End-Member Mixing Analysis (EMMA) is especially valuable in hydrology to delineate complex aquifers with various water sources (Carrera et al., 2004; Laaksoharju et al., 2008). It may also be used to evaluate the end-member contributions to the flow during pumping. The following key assumptions are applied to geochemical mixing models : i) the tracers used should be conservative and the mixing processes must be linear ; ii) the chemical composition of the end-members does not change over the time-scale considered in the mixing model ; iii) the chemical composition of end-members does not change with space.

Correlation between the selected ambient end-members and geochemical evolution during pumping was first analysed in a scatter bi-plot and then an EMMA was performed on the PCA results. We followed the methodology described by Christophersen and Hooper (1992) and the standardization procedure developed by Burns et al. (2001) and recently improved by Maréchal et al. (2011).

In this study we used a model with 3 end-members. EMMA was computed into the first two principal components of the PCA (most representative of the total variance of the data) using coordinates of the temporal variables and end-members, and based on the derived mass-balance expression :

$$1 = f_1 + f_2 + f_3 \quad (5.1)$$

$$U1_p = U1_1 \cdot f_1 + U1_2 \cdot f_2 + U1_3 \cdot f_3 \quad (5.2)$$

$$U2_p = U2_1 \cdot f_1 + U2_2 \cdot f_2 + U2_3 \cdot f_3 \quad (5.3)$$

where f_i is the proportion of end-member i in the total pumped flow, $U1_i$ and $U2_i$ are the coordinates of the first and second principal components of the PCA for each end-member i and $U1_p$ and $U2_p$ are the coordinates of the first and second principal components of the temporal data.

The uncertainty of the EMMA procedure was determined using the method described by Genereux (1998) and (Burns et al., 2001). The uncertainty for each principal component was deduced by using the analytical uncertainty of each chemical constituent and the standard deviation induced by the choice of several well samples in the determination of end-members.

5.2.2.2.3 Non-conservative behaviour : reactivity

Some chemical components react in combination with other components under specific physico-chemical conditions. In groundwater, fluxes induced during pumping enhance the migration of water in other compartments with different physico-chemical conditions which can favour reactive processes. We can determine the order of occurrence of the specific reactive processes involved during pumping by computing the theoretical concentrations of each reactive element ($C(theor)^J$ Eq.5.4 and 5.5), using the fraction discharge previously established by EMMA. The differences between predicted and observed concentrations are considered as resulting from non-conservative behaviour. The mean reactive differences and its temporal evolution were used to quantify the amplitude and evolution of reactivity. Uncertainty was estimated by combining the analytical and mixing model computation uncertainties.

$$C(theor)_t^J = \sum f_{i,t} \cdot C_i^J \quad (5.4)$$

$$C(react)_t^J = C(theor)_t^J - C(obsv)_t^J \quad (5.5)$$

where $f_{i,t}$ is the discharge fraction of each end-member i at pumping time t , and C_i^J is the concentration of tracer J for end-member i . (theor), (react) and (obsv) are respectively “theoretical”, “reactive” and “observed”.

This methodology appears appropriate for identifying the main geochemical processes involved in high concentration deviations. For trace components or low concentration variability between predicted and measured, combined sampling, analyses and computing uncertainties may prove excessive for clearly quantifying these more subtle processes.

5.2.3 Geochemical results and End-Members Mixing convolution

5.2.3.1 Ambient geochemical compartmentalization

We first identified the geochemical signatures of the different reservoirs in ambient conditions before analysing the data obtained during the pumping period. Figure 5.4 (150) shows a dendrogram analysis performed on the ambient samples using major elements and some trace elements. For clearer presentation of the results, the diagram has been simplified and only groups with the highest correlations are shown. In this cluster diagram, samples are identified as *campaign number_well_samplingdepth* (e.g. *C1_F3_80* indicates campaign 1 for F3 borehole sampled at 80 meters depth). Samples are grouped in clusters with the highest

correlation values. The connecting lines correspond to the degree of correlation between clusters. As the length of the lines increases, the correlation between clusters decreases. Selected samples for the end-member definition used in the following diagram are highlighted with the corresponding cluster colour. This diagram reveals a clear difference between the *weathered* domain (Ti) and the groundwater *fault-zone* signature, characterized by F3, FC4, MFT80 and MFT20 samples. Note that T1 and T2, more representative of alluvial material, are isolated from the weathered compartment which includes T3, T5, T6 and T7. The piezometers located in the alluvial system (T1 and T2) are not considered hereafter because of the thinness and storativity of this reservoir as well as its space representativeness within the aquifer system.

The groundwater fault signature, characterized by the F3, FC4, MFT80 and MFT20 samples, is apparent as two main groups which are related to seasonal hydraulic regimes (See water level in Table 1 and Figure 4) : « High Water Levels » are mainly characterized by samples collected during the C1 and C4 campaigns; and « Low Water Levels » are mainly characterized by samples collected during the C2, C3 and C5 campaigns.

Figure 5.5 (151) presents a boxplot diagram of statistically significant geochemical concentrations for the two main domains, « weathered » and « fault-zone », previously identified from the cluster analysis. Whatever the sampling depth (MFT20, MFT80, F3, FC4), a homogeneous geochemical signature with a low variability in concentrations is observed within the fault-zone. The weathered domain presents a much larger concentration range, especially for reactive elements such as sulphates and nitrates. Major ion chemistry reveals Na-Si(Mg)-HCO₃(Cl) water in the deeper fault zone and Na-Mg(Ca)-HCO₃(Cl) water in the shallow weathered domain, which also presents more oxidizing conditions. Fault-zone water presents slight changes during different water level regimes. We plot in the boxplot diagram samples from the F3 well for each hydraulic regime : 1) C3b_ F3_ 80 for the low water regime and 2) C1_ F3_ 80 for the high water regime. Globally, the water in samples from the « High Water Level » periods is less mineralized than in the Low Water Level samples. The concentrations of major cations, such as Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} and SiO_2 , are significantly decreased and the carbonate concentrations show a clear increase, compared to the mean concentrations in Low Water Level samples. The origins of the chemical elements and the geochemical processes involved are discussed in section 4.

The Ne versus Argon diagram in Figure 5.6 (p.152) distinguishes the recharge temperature and excess air for each campaign. Results for the weathered domain suggest recent water with a 12 °C recharge temperature as classically observed in

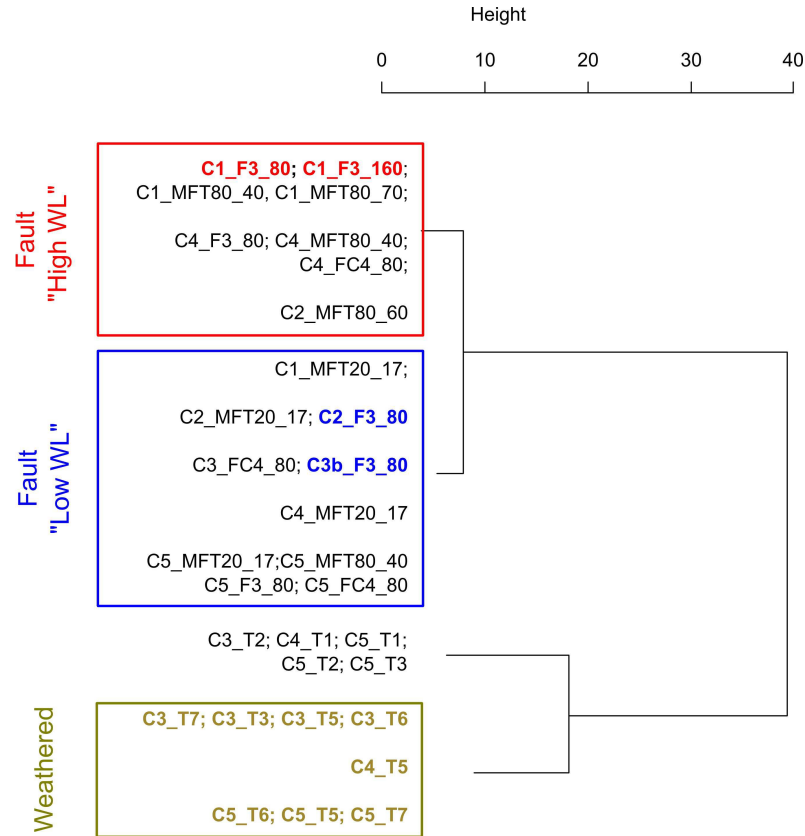


FIGURE 5.4 – Clustered dendrogram of all ambient samples, based on Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SiO_2 , K^+ , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Sr^{2+} , Li^+ , Al^{2+} , Cl^- , NO_3^- and SO_4^{2-} .

Brittany (Montety (De) et al., 2013). The fault-zone water shows slight changes in recharge temperature depending on the hydraulic regime. During « High Water Level » conditions (C1 and C4), the Ne/Ar relationship suggests that modern water is collected in the fault-zone wells. The estimated recharge temperature is around $12^\circ C$, the mean Ne concentration $1.5 \cdot 10^{-8} \text{ mol/L}$, with high excess air ($> 6 \text{ ml/L}$). During « Low Water Level » conditions (C2 and C3), the Neon concentrations decrease to around $1.2 \cdot 10^{-8} \text{ mol/L}$. The recharge temperature is much lower, around $7^\circ C$, with low excess air (around 4 ml/L), suggesting the contribution of water of different origin. The Ne/Ar ratio for the C5 campaign, even though the samples were collected during the low water level regime (Table 5.1, p.143), is indicative of a modern water contribution. This contrast is probably due to the influence of rapid water transfer during the initial winter rain events of 2012.

The initial geochemical signature identified within the different reservoirs under ambient conditions was used to define the main ambient end-members that might influence the chemical composition of pumped water through mixing processes. The first end-member corresponds to the weathered domain and is based on the mean va-

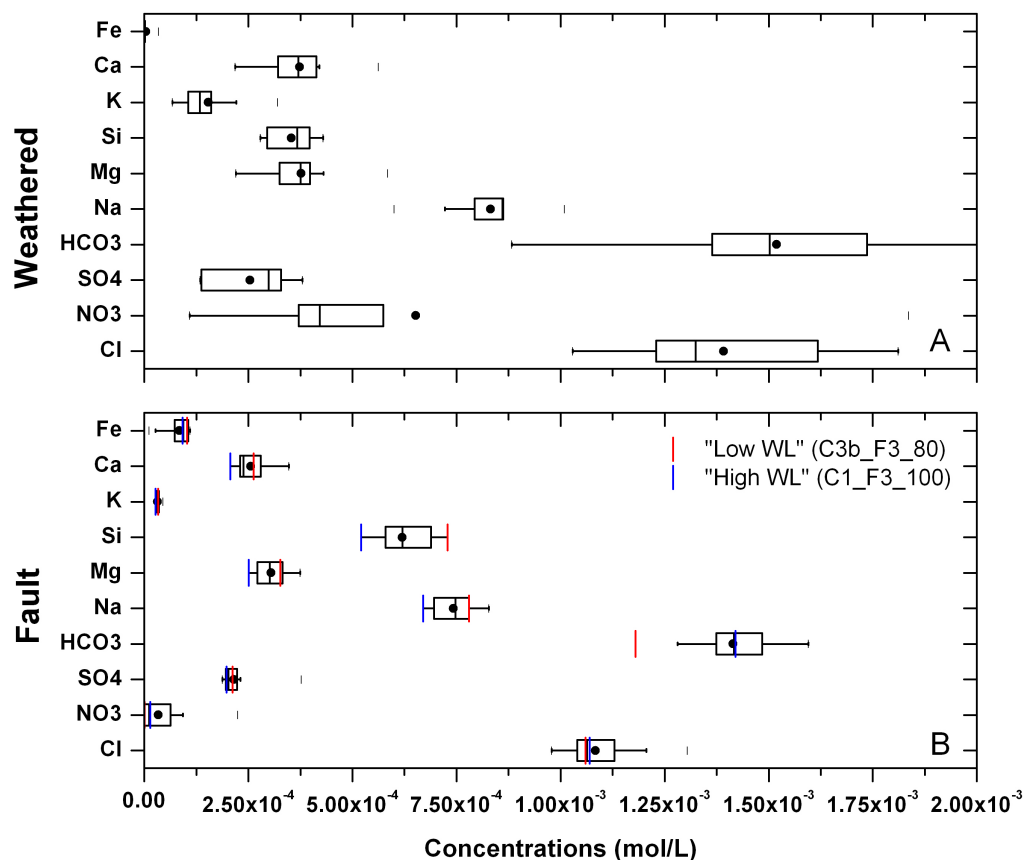


FIGURE 5.5 – Box plots representation of main element concentrations in the weathered (Figure A, T’s piezometers) and fault domains (Figure B, F3, FC4, MFT80 and MFT20 boreholes).

lue of all piezometers in this compartment during all campaigns (« weathered » cluster in Figure 5.4, p.150). Two end-members, defined during the high and low water regimes, can be distinguished for the fault-zone domain. Only samples with low correlation values were selected, using the F3 well (the producing well during pumping) for the two high and low water level clusters of the dendrogram analysis : *C1_F3_160* for « High Water Level » and *C2_F3_80* and *C3b_F3_80* for « Low Water Level ». Selecting geochemical fault end-members based on data collected from the pumping well seems relevant and makes it possible to focus on the mixing signatures at this precise point in the aquifer system, and thereby circumvent an eventual slight geochemical variability between wells.

5.2.3.2 Geochemical evolution during pumping

Figure 5.3 (p.144) displays continuous temperature and conductivity monitored in the F3 well below the pump system. Up to 7 days, the conductivity increases from 220 to 235 $\mu S.cm^{-1}$ and then remains stable. Temperature decreases from 14.5 to

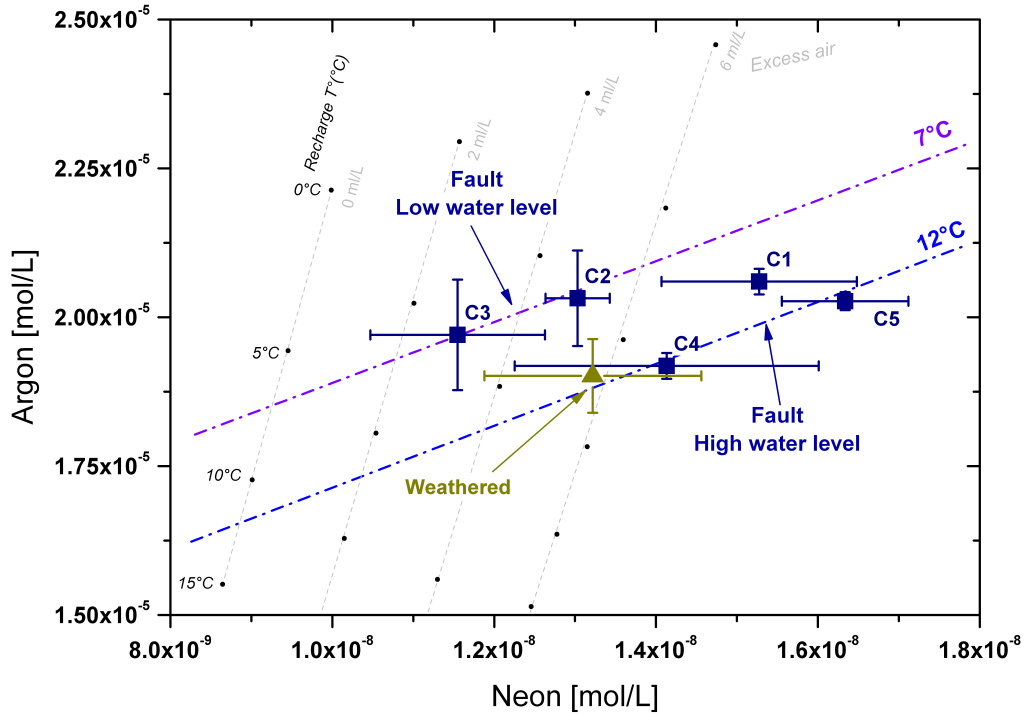


FIGURE 5.6 – Ne/Ar biplot diagram. Data represent the mean values of the fault water sampled during each campaign. Weathered domain represents the mean of all samples collected.

14.2 °C up to 30 days and is then constant during the last 30 days. According to field measurements at the well head, pH and Eh remain relatively constant during pumping.

The bi-plot diagrams in Figure 5.7 (p.153) compare the evolution of water flow chemistry during pumping in the F3 borehole with the three previously identified ambient end-member concentrations. Two main phases are apparent. During the first phase, from 0 to 7-14 days of pumping, water-flow geochemistry evolves between water from the fault-zone domain sampled during the « low water level » and water from the weathered domain. This phase mainly shows an increase of Cl^- , HCO_3^- and, to a lesser extent, Mg^{2+} , K^+ and Ca^{2+} and some trace-elements (Appendix E, p. 285). This evolution suggests preferential mixing between the fault-zone and weathered end-members. However the SO_4^{2-} , Fe^{2+} and NO_3^- concentrations do not corroborate this simple mixing process. A clear increase of SO_4^{2-} ($2.12 \cdot 10^{-4}$ to $2.88 \cdot 10^{-4}$ mol/L) and Fe^{2+} ($1.03 \cdot 10^{-4}$ to $1.15 \cdot 10^{-4}$ mol/L) is observed, whereas the NO_3^- concentrations remain close to zero. This suggests the arrival of an oxidizing front in the fault-zone domain that enhances reactive processes, such as denitrification, as will be discussed below. Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} and SiO_2 remain almost constant during these early days whereas the chloride concentrations

largely increase. During a second phase, from 14 days until the end of pumping, groundwater-flow evolves between the two « low and high » end-members of the fault-zone. All the major elements decrease whilst only Cl^- still increases but at a lower rate than during the first pumping phase. SO_4^{2-} slowly decreases and NO_3^- concentrations remain below the detection limit.

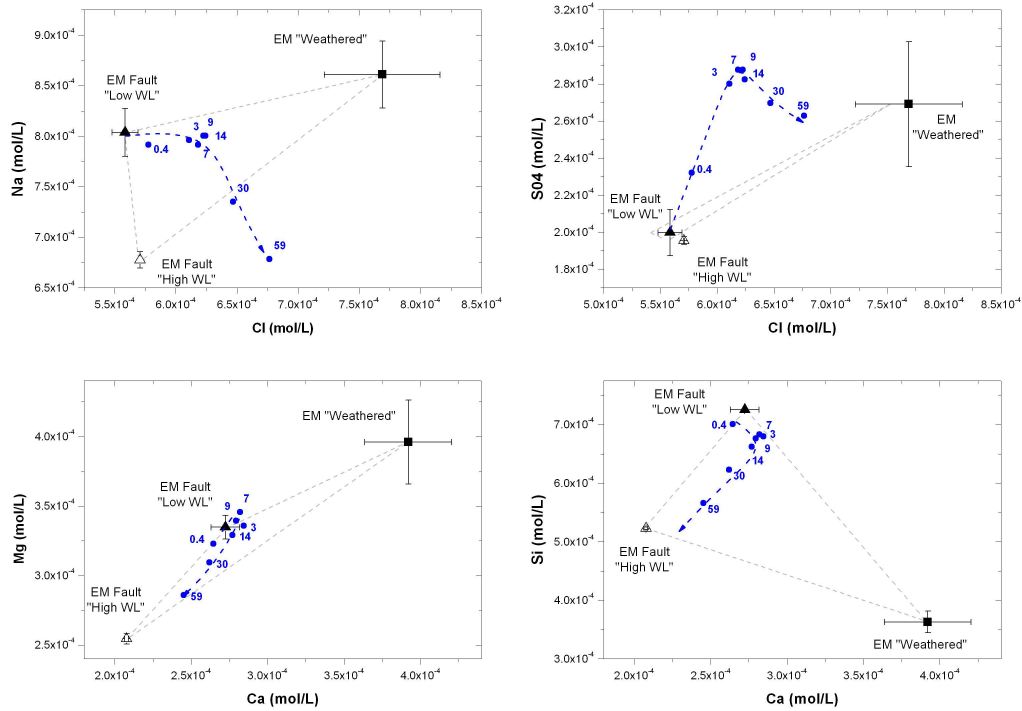


FIGURE 5.7 – Scatter bi-plots for main elements. Blue points indicate pumping samples with pumping days as labels.

5.2.3.3 CFC and SF6 concentrations

Five samples were collected during pumping for CFC and SF6 analyses. Only discuss the CFC-12 and SF_6 results are discussed hereafter, because of their highly conservative characteristics as compared to CFC-11 and CFC-113 (Semprini and Hopkins, 1992). Figure 5.8 (p.154) shows the SF_6 versus CFC-12 concentrations together with the curves of classical mixing models described in the literature (e.g. Binary, exponential and piston flow models ; Plummer and Busenberg (2000) ; Goody et al. (2006)). The ambient waters from the fault-zone present very low CFC concentrations (Figure 5.8A, p.154), characteristic of high residence-times, whilst the waters from the weathered domain, in contrast, show concentrations closer to modern

atmospheric concentrations. The concentrations and residence-time are further discussed in section 5.2.4 (p;159). Like the chemical elements, the dissolved gases also exhibit a two-phase evolution during pumping (Figure 5.8B, p.154) : i) Up to 7 days an increase in CFC-12 is associated with an increase in SF_6 which indicates a clear excess with regard to classical flow models. ii) During the last 40 days of pumping a clear SF_6 decrease leads to a CFC-12/ SF_6 ratio characteristic of a classical binary mixing model between old and recent waters.

Atmospheric SF_6 excesses have been observed in large urban and industrial zones (Darling and Gooddy, 2007) (Santella et al., 2006). However, the catchment of the Saint-Brice-en-Coglès site is mostly rural with no significant industrial activities or urban areas. The excess SF_6 can only originate from terrigenous sources. Several authors have reported an SF_6 excess in old water in igneous rocks (Aquilina et al., 2013b; Deeds et al., 2008; Koh et al., 2012; Plummer and Busenberg, 2000) which can be attributed to the presence of fluorite and/or U- and Th-rich minerals. Such sources are likely in the Saint-Brice-en-Coglès aquifer, where granitic formations occur around the field site and granitic dykes have been observed during drilling operations.

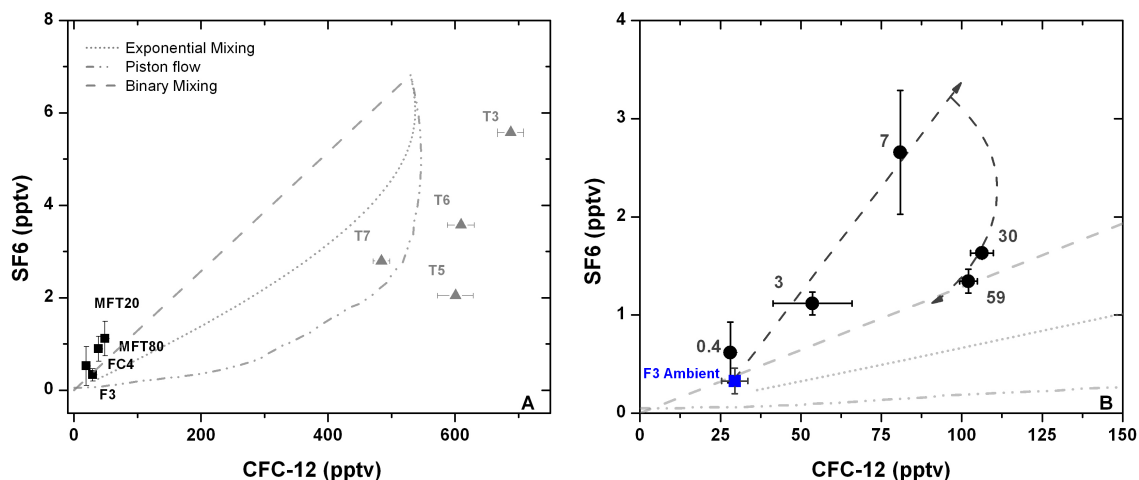


FIGURE 5.8 – CFC-12 versus SF_6 concentrations with respect to classical mixing models. A) Ambient conditions and B) Evolution during pumping with day of pumping as label.

5.2.3.4 Stable water isotopes

Isotopic compositions are represented in Figure 9 with the Meteoritic Water Line (MWL) ($\delta^2H = 8 * \delta^{18}O + 10$; Mook (2000)). The isotopic compositions in ambient conditions confirm the relationship between the different origins of water and the hydraulic regime. During « High Water Level », the stable isotopes in fault-

zone water range from -38.5 to -39.2‰ for δ^2H and remain constant for $\delta^{18}O$ at -5.9‰ . During « Low Water Level, » the values decrease slightly to -40.9 to -41.2‰ for δ^2H and -6.2 to -6.6‰ for $\delta^{18}O$. This decrease in isotopic ratio suggests a colder origin of water during the low water level period, as isotopic fractionation of the water molecule during evaporation and condensation processes is sensitive to temperature. Stable isotopes in water from shallow piezometers in the weathered domain were only measured during the C5 low water level campaign. Piezometers in the weathered formations showed similar signatures to the deep fault-zone boreholes (mean of -6.26‰ for $\delta^{18}O$ and -41.16‰ for δ^2H) which suggest an influence of mixing processes between both aquifer-domains. The two samples collected during the 14th and 59th days of pumping clearly confirm the occurrence of mixing between « Low Water Level » and « High Water Level » end-members, with a trend towards « High Water Level » at the end of pumping.

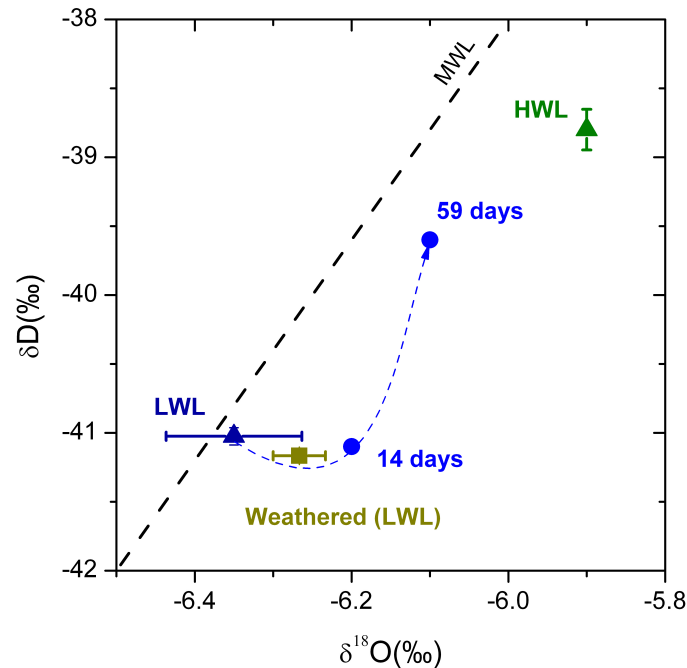


FIGURE 5.9 – $\delta^{18}O - \delta^2H$ plot for groundwater from the Saint-Brice-en-Coglès aquifer collected during C1 and C5 ambient campaigns and during 14 and 59 days of pumping. MWL is the Meteoritic Water Line.

5.2.3.5 PCA and EMMA

Conservative elements (Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SiO_2 and $CFC - 12$) used as tracers of mixing processes were plotted in a U space (Figure 10) where the two main components U1 and U2 account for 97% of the total data variance (Table 5.2, p.156). The three main end-members identified previously (« weathered », Fault-zone « High

Water Level » and Fault-zone « Low Water Level ») were then projected in the U space by multiplying standardized values with eigen-vectors. For the representation of both vectors and observations in Figure 5.10 (p. 159), the results were normalized as described by (Gabriel, 1971). Table 5.2 (p.156) summarizes the PCA results obtained for the two main components U1 and U2.

TABLE 5.2 – Results of principal component analysis.

	U1	U2
Variance explained by <i>Eigen-value (%)</i>	79.18	18.03
<i>(a) Eigen-vectors</i>		
Cl	0.42	-0.37
Na	-0.44	-0.17
Mg	-0.42	-0.35
Si	-0.45	0.07
Ca	-0.4	-0.45
CFC12	0.29	-0.71
<i>(b) Data (water composition / days of pumping)</i>		
0.4	-1.63	2.06
3	-1.57	0.14
7	-1.32	-0.69
9	-0.98	-0.82
14	-0.44	-0.86
30	1.76	-0.3
59	4.17	0.48
<i>(c) End-members</i>		
Weathered	4.19	-19.98
Fault “Low Water Level”	-2.76	1.99
Fault ”High Water Level”	4.1	5.26

All pumping samples in the U space are located between the three end-members previously identified (Figure 5.10, p.159). Up to the 14th day of pumping, the data show a clear influence of the CFC-12 and Cl^- increase. During this first phase of pumping, the mixing processes are controlled by the fault-zone « low water level » and the « weathered » end-members only. After 14 days of pumping, a large decrease of Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} and SiO_2 concentrations is apparent, associated with a relative stabilization of CFC-12 and a continuous increase of chloride concentrations. The main influence during this second phase of pumping seems to be the fault-zone « High Water Level » end-member.

The PCA results were then used to run the EMMA model. Table 5.3 (p. 158) presents the respective contributions of each end-member computed as discharge fraction of the total pumped flow, and the results of deviation between measured

and predicted concentrations for each solute. As the end-members are defined using several elements, the computation for each pumping day allows for a relative variation between the concentrations deduced from the end-member mixing ratios and the measured concentrations (differences mentioned in Table 5.3, p.158). These differences provide an estimation of the model uncertainty. The mixing model provides a good estimation of Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} and SiO_2 concentrations ($< 0.05 \text{ mmol/L}$). The model slightly overestimates the CFC-12 concentrations. This difference may be explained by an overestimation of end-member concentrations due to contamination during the sampling procedure. However, this difference remains relatively small, with a maximum of 30 pptv, and close to the analytical uncertainty. The accuracy of the model computation indicates that the chemical evolution of the water can be explained by mixing between the 3 end-members identified under ambient conditions. The outflow geochemical signature exhibits transient changes throughout pumping. The « weathered » domain contribution is dominant in mixing up to 7-14 days, with about 15% of discharge flow whereas it was about 2% at the beginning of pumping. The fault-zone « Low water level » contribution then decreases steadily towards 0% in favour of the fault-zone « High Water Level » end-member. At the end of pumping, 20% of the discharge is supplied from the « weathered » domain and 80% from the fractured domain associated with the fault-zone « High Water Level » end-member.

As stable water isotopes are considered to be pure conservative tracers, they can be used to verify the mixing ratio between High and Low Water Level end-members deduced from EMMA. Theoretical δ^2H and $\delta^{18}O$ values for the 59th pumping day can be computed from the discharge rates. Differences between computed and measured isotopic values were less than 1% for δ^2H and 2.5% for $\delta^{18}O$ thereby demonstrating the robustness of the conservative mixing model.

TABLE 5.3 – Fraction discharge (X) deduced from EMMA and deviation between measured and computed concentrations. LWL = Low Water Level and HLW is High Water Level.

Days of pumping	Fraction discharge of total flow			Difference between measured and computed concentrations					
	X LWL	X Weathered	X HWL	ΔCl^- [mol/L]	ΔNa^+ [mol/L]	ΔMg^{2+} [mol/L]	ΔSiO_2 [mol/L]	ΔCa^{2+} [mol/L]	$\Delta CFC - 12$ [pptv]
0.4	0.83	0.02	0.15	1.33E-05	5.37E-06	-1.10E-06	1.21E-05	-6.15E-07	-5.08
3	0.83	0.1	0.08	3.12E-05	-3.56E-06	1.27E-06	4.55E-06	5.55E-06	-22.78
7	0.79	0.13	0.08	3.09E-05	-1.02E-05	8.77E-06	2.15E-05	-1.50E-06	-16.61
9	0.74	0.14	0.11	3.22E-05	2.51E-06	4.85E-06	2.60E-05	-2.99E-06	-14.21
14	0.66	0.16	0.18	3.06E-05	1.04E-05	-7.30E-07	2.97E-05	-2.51E-06	-11.11
30	0.34	0.18	0.48	4.54E-05	-1.80E-05	2.47E-06	5.86E-05	-3.55E-07	-17.38
59	0	0.19	0.81	6.84E-05	-3.37E-05	4.64E-06	7.33E-05	2.64E-06	-30.93

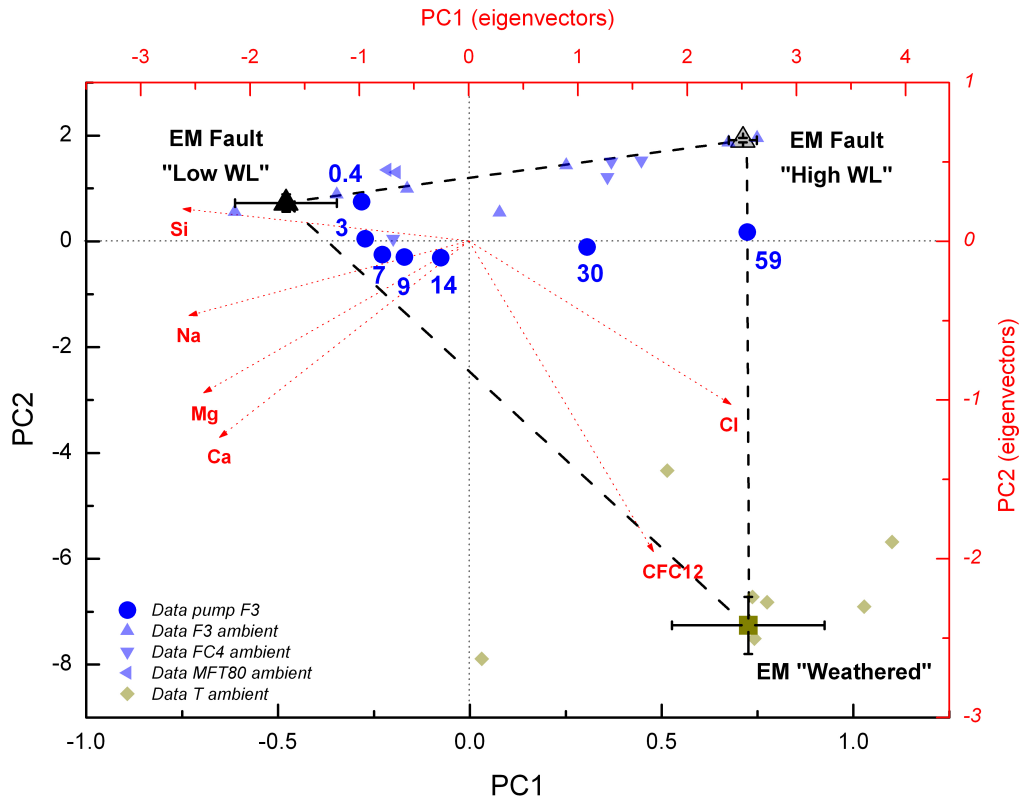


FIGURE 5.10 – PCA diagram showing pumping evolution and the 3 main end-members.

5.2.4 Discussion

5.2.4.1 Groundwater sources and geochemical compartmentalization

5.2.4.1.1 Dissolved gases partitionning

Residence-time is strongly dependent on sampling depth (Aquilina et al., 2012b; Ayraud et al., 2008; Cook and Solomon, 1997). The superficial weathered domain presents modern residence-times with a modern recharge temperature, reflecting rapid water transfer during rain events. The water isotopic ratios suggest that during the low water level period, the weathered domain can be partly influenced by mixing with older water from the fault-zone domain.

Regardless of the sampling date, the deep water within the fault-zone domain (F3, FC4, MFT80 and MFT20) presents relatively low CFC-12 concentrations (< 50 pptv) implying residence-times higher than 60 years. These high residence-times are confirmed by the very low SF_6 concentrations (close to 0.5 pptv, > 35 years for SF_6). This suggests that the sub-vertical permeable fault-zone acts as outlet for the deep domain of the aquifer and transfer towards the surface long circulation loops with high residence-time as previously demonstrated by hydrodynamic characterization

(Roques et al., 2014).

Noble gases can also provide some information about the variability of residence-time at a larger time scale. Results indicate that the recharge temperature changes from 12 °C during « High Water Level » to 7 °C during « Low Water Level ». Although CFCs and SF_6 are not present in higher concentrations during « High Water Level », the recharge temperature close to 12 °C suggests that the fault-zone domain is fed by relatively recent water. However, during low water periods, the recharge temperature of 7 °C suggests that the fault is fed by water with a higher residence-time, interpreted as paleowater from the last glacial period. This influence of colder paleowater during low water level could also be identified in the isotopic signatures (Figure 5.9, p.155) as isotopic ratios lower than modern recharge.

5.2.4.1.2 Origin of dissolved ions

The weathered aquifer-domain seems to be mainly influenced by anthropogenic agricultural activities. Extensive fertilizer use in Brittany (Aquilina et al., 2012b) is the major NO_3^- and SO_4^{2-} source. Whilst NO_3^- concentrations are below the detection limit in the fault water, they present a large heterogeneous spatial distribution in the weathered domain, ranging from 0.1 to 1.8 mmol/L with a mean of 1.4 mmol/L. The SO_4^{2-} concentrations are also higher in the weathered domain, ranging from 0.14 to 0.38 mmol/L with a mean concentration of 0.25 mmol/L. This SO_4^{2-} can be released through the oxidation of sulphide by fresh oxidizing recharge waters but may also be associated with certain mineral fertilizers (Pierson-Wickmann et al., 2009). The superficial weathered domain appears to be more sensitive to mineral dissolution as higher Ca^{2+} and HCO_3^- concentrations are observed than in the deep fault. This greater mineralization may result from acidification processes related to organic fertilizer use and lime addition (Aquilina et al., 2012b).

In a bi-plot of Ca^{2+} versus HCO_3^- (Figure 5.11A, p.161), all samples plot above the calcite dissolution line, with a large excess of HCO_3^- . This result indicates that calcite is not the only source of dissolved carbonate in the St-Brice water and does not control the Ca^{2+} and HCO_3^- concentrations. Moreover, silicates such as plagioclase can be dissolved along the flow path due to the relative acidity of the waters (pH around 6). Along the deep flow lines, groundwater circulates within confined fractures allowing HCO_3^- release by silicate hydrolysis and removal of Ca^{2+} through calcite precipitation or ion exchanges with clay minerals. The Na^+ versus Cl^- diagram (Figure 5.11B, p.161) reveals a good correlation between both elements with a slight excess of Na^+ over the marine precipitation ratio, also originating from silicates weathering. K^+ and Mg^{2+} are also closely correlated in the fault domain

($R^2 = 0.65$, data not shown) indicating silicate sources.

The $Na - (Si - Mg - Ca) - HCO_3^-$ water types observed at the St-Brice field site result from the coupled hydrolysis of plagioclase and feldspar, calcite precipitation and ion exchange with clay minerals (i.e. kaolinite) along flow paths as already observed in similar environments (Ayraud et al., 2006; Gascoyne and Kamineni, 1994; Gascoyne, 2004). Stability minerals index (data not shown) suggests that the fault water is in equilibrium with Kaolinite mineral phases, with a slight trend to other mineral products produced by weathering, such as montmorillonite and illite, frequently encountered in the schist rocks context as alteration products.

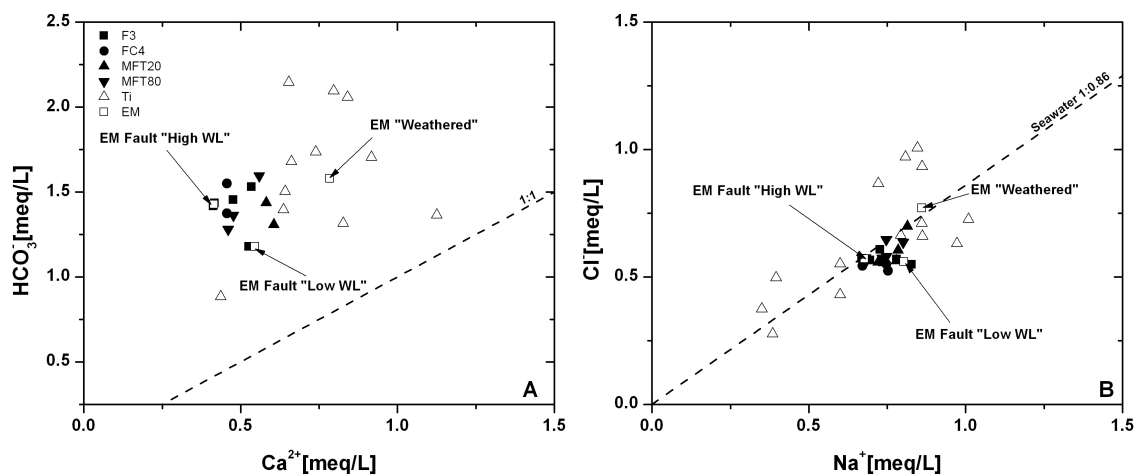


FIGURE 5.11 – A) Ca versus HCO_3^- scatter bi-plot for ambient samples. Dashed line represents the equiline 1 :1. B) Na versus Cl scatter bi-plot for ambient samples. Dashed line represents the equiline 1 :1.

5.2.4.1.3 Geochemical compartmentalization

The previously discussed geochemical interpretation, combined with the evolution of hydraulic data, provides information about the origin of the sampled water. The observed geochemical differences in the fault-zone domain are directly related to the hydrogeological regime, suggesting that hydraulic head variations induce different flow paths and water supply from several structures to the fault-zone domain. These structures contain waters that have various residence-times as they correspond to weakly mobile or immobile waters. Figure 5.12 (p. 163) provides a conceptual view of the geochemical compartmentalization of the St-Brice aquifer system and the evolution of the various structure contributions in relation to water regimes. The three main water sources identified as geochemical end-members are correlated with the storage and permeability scale properties of each aquifer domain.

1. The weathered domain contains a highly mineralized water of Na-Mg(Ca)-HCO₃ type with anthropogenic contaminants. It is dominated by shallow horizontal fluxes of globally modern apparent age.
2. The fault-zone "low water level" water contains a Na-Si(Mg)-HCO₃ water type. It is dominated by fluxes with a mean apparent age > 60 years and a recharge temperature of 7 ° C, indicating that the residence-times are very high. This water would be stored in poorly permeable structures. Due to the hydraulic pressure decrease in the main fractured network during this low water level period, water trapped in micro-fractures and the pore-matrix can be released and will ensure part of the supply to the main permeable structures (meso fractures) that finally supply the permeable fault-zone structure.
3. During high water level periods, the the fault-zone permeable domain is supplied by water with a lower residence-time. The hydraulic head increase in the weathered domain leads to fluxes from the secondary faults (meso-fractures) to the deep permeable fault-zone. This hydraulic gradient induces fluxes which increase in the secondary faults (meso-fractures) present within the graben structure. Water stored in this secondary fractured domain is of Na-Si(Mg)-HCO₃ type but is less mineralized than during the low water level periods. The mean apparent age is still higher than 60 years but the recharge temperatures are modern (12 ° C).

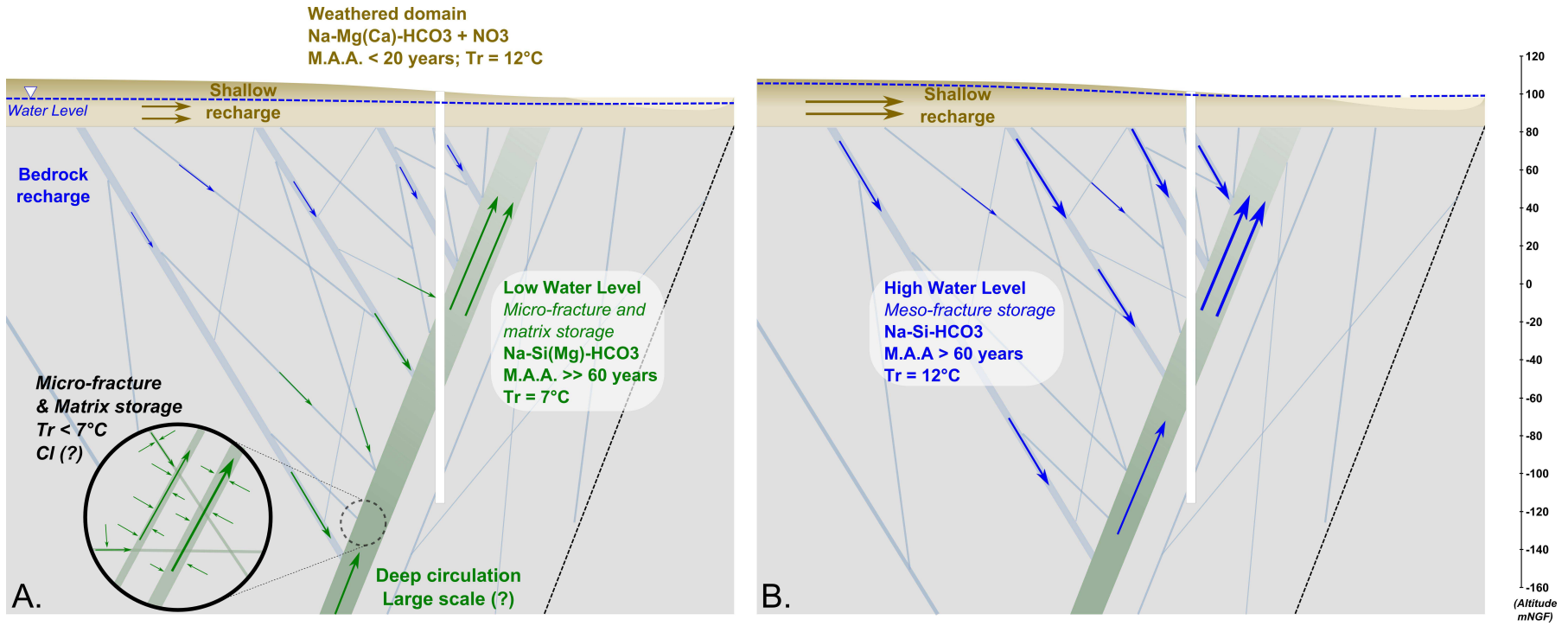


FIGURE 5.12 – Conceptual model of geochemical compartmentalization and fluxes involved during water cycle regimes within the St-Brice aquifer system. A. Summer Low Water Regime. B. Winter High Water Regime. M.A.A = Mean apparent age and Tr = Recharge temperature.

5.2.4.2 Flow contribution of reservoirs during pumping test

Figure 5.13 (p. 165) provides a detailed presentation of flow behaviour during pumping, based on the classical description of the derivative of pressure in a fault context (Bourdet and Ayoub, 1989; Escobar and Hernández, 2010; Moench, 1984; Rafini and Larocque, 2012; Renard et al., 2008; Tiab, 2005), along with a hydrodynamic interpretation of the experiment. These observations are compared with the discharge fractions from each compartment deduced from the EMMA model.

1. During the first day of pumping, water flow is mainly ensured by the microfracture and pore-matrix storage as the geochemical signature remains correlated with the « Low Water Level » end-member.
2. From day 1 to day 7, the shallow piezometers start to respond to pressure variation. Drawdown in this compartment increases progressively and finally the piezometers around the pumping site become dry after 10 days (Figure 5.3, p.144). The EMMA model shows that fault water is progressively diluted by shallow water from the weathered domain. The inversion flow described in physical investigations (Roques et al., 2014) is confirmed by the geochemical mass balance. The contribution of the weathered aquifer-domain attains 15% of the pumped flow at day 7.
3. From day 7 to the end of pumping, although all the shallow piezometers around the pumping well have dried out after 10 days of pumping, the geochemical analysis shows that shallow water is still involved and ensures about 20% of the fault aquifer-zone domain supply at the end of pumping. The drawdown derivative curve shows a typical response of orthogonal fluxes with a derivative slope of around 1. Solicitation of the pumping fluxes has reached the boundary conditions of the main fracture network constituting the fault-zone domain. Due to the limited volume of water stored in the fault-zone domain, the pumping flow rate is supplied by water stored in the secondary fracture domain (meso fault) around the fault-zone. This secondary fracture domain corresponds to the previously identified « High Water Level » end-members. The secondary fracture water contribution increases progressively and ensures 80% of the recharge during radial flow conditions at the end of pumping (after day 30).

This analysis of geochemical data confirms that pumping in a deep fault permeable structure will depend on the connections between storage reservoirs. The pumped flow rate is supplied both by water stored in surrounding structures, identified in our case as the secondary fracture network in the graben, and by the wea-

thered domain, water flowing from this domain through the fractured bedrock at a constant leakage rate.

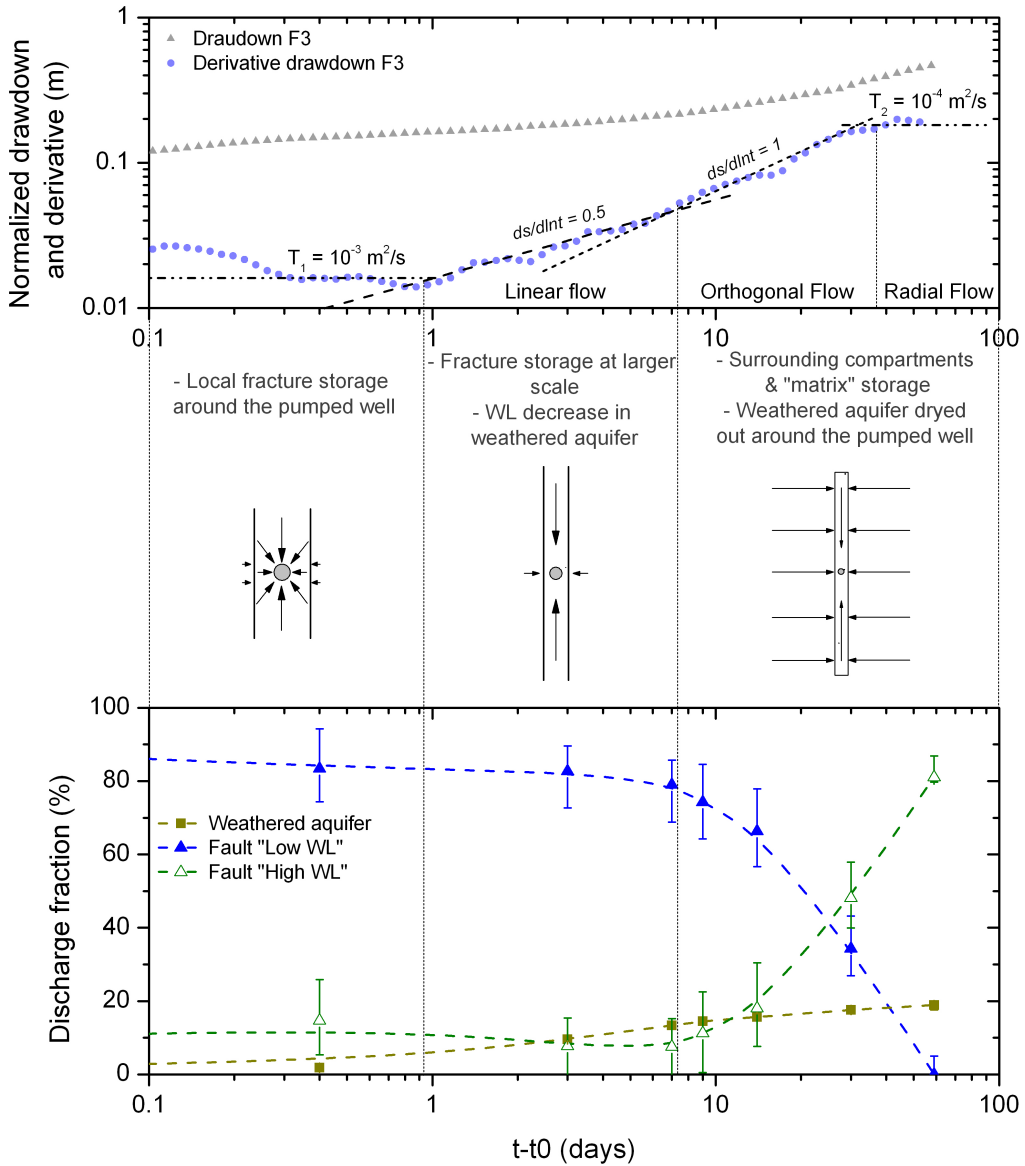


FIGURE 5.13 – Comparison between flow conditions during pumping Roques et al. (2014), and the discharge fraction of each end-member computed by the EMMA model.

5.2.4.3 Geochemical processes and reactivity evidences

To identify the reactive processes occurring during the flux changes induced by pumping, we used the EMMA fluxes contribution part from each aquifer-domain.

Figure 5.14A (p. 166) presents the global mean differences (in %) between the computed and measured concentrations calculated for all pumping samples (0.4 to 59 days). It also shows the evolution over time of the computed and measured difference for some of the main reactive elements in mol/L (Figure 5.14B, p. 166). Negative values indicate measured element concentrations which are lower than predicted (elements that have been lost during water transfer) whereas positive concentrations indicate enrichments during transport.

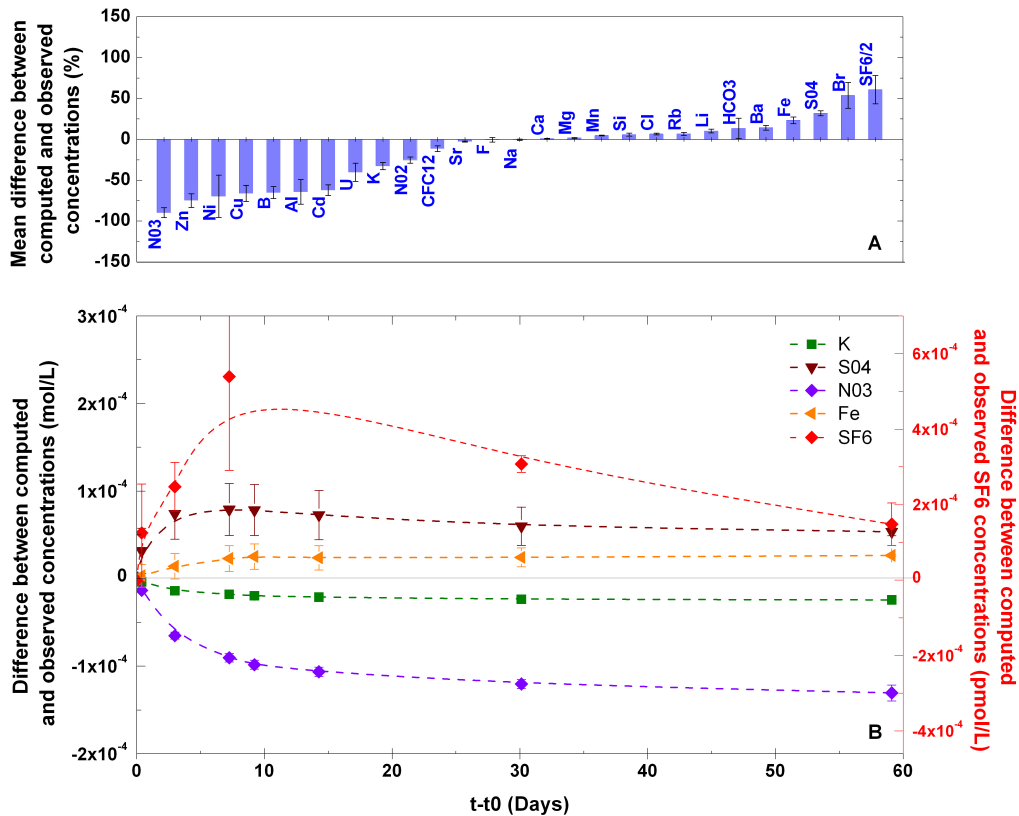


FIGURE 5.14 – Computed reactivity. A) global mean differences between computed and measured concentrations calculated for all pumping samples (0.4 to 59 days); B) difference evolution with pumping time for main reactive elements.

Sr^{2+} , F^- , Mn^{2+} and Rb^+ appear with a mean difference between the computed and measured concentrations of around $\pm 10\%$ and a low standard deviation. These elements seem to be poorly influenced by chemical reactions and evolve conservatively with respect to the 3 end-members and discharge fractions. Conversely, NO_3^- , Al^{3+} , K^+ and metals elements show lower concentrations than predicted while HCO_3^- , Fe^{2+} , SO_4^{2-} and SF_6 have higher concentrations. The observed changes can be related to the following reactive water-rock interaction processes.

Denitrification : During the first phase of pumping, the downward head gradient leads to the arrival of an oxidizing front including anthropogenic contaminants from the shallow compartment towards the deep and reducing fault-zone domain. The ability of deep aquifers to degrade NO_3^- has been previously investigated in Brittany (Boisson et al., 2013; Pauwels et al., 2000; Pinault et al., 2001; Rivett et al., 2008). In the St Brice experiment, NO_3^- was not observed at the outflow of the pumping well, whereas the pumped water showed a large excess of SO_4^{2-} and Fe (Figure 5.14B, p.166), which strongly suggests autotrophic denitrification. In deep aquifers with low organic composition, pyrite minerals have been highlighted as electron donors allowing the reduction of NO_3^- and releasing SO_4^{2-} and Fe^{2+} (Boisson et al., 2013; Kimblin and Johnson, 1992; Négrel and Pauwels, 2004; Pauwels et al., 2001; Schwientek et al., 2008; Tarits et al., 2006). Pyrite mineral is present in the St-Brice rock formations. The following equation gives the stoichiometric reaction for autotrophic denitrification with pyrite (Eq. 5.6).



Figure 5.15 (p.168) presents a bi-plot of NO_3^- consumed versus SO_4^{2-} released. The 0.71 line represents the NO_3^-/SO_4^{2-} stoichiometric ratio of the autotroph denitrification with pyrite (Eq. 5.6). During the first 9-14 days of pumping, the ratios basically follow the trend of autotrophic denitrification through pyrite oxidation, clearly enhanced by the input of NO_3^- -rich water from the weathered aquifer-domain. Thereafter, NO_3^- consumption continues to increase whereas SO_4^{2-} production declines slightly. At the end of pumping, for 14 moles of NO_3^- consumed, the system releases approximately 6 moles of SO_4^{2-} and 3 moles of Fe^{2+} even though the input-rate of weathered water is almost constant (around 20%). As it is difficult to assume that SO_4^{2-} is affected by secondary precipitation, this observation suggests that other denitrification reactions may be involved during pumping. Other reduced-iron rich minerals such as biotite may perform the role of electron donor without releasing SO_4^{2-} . Thus, between day 14 and the end of pumping, 25% of the denitrification reaction may be ensured by minerals other than pyrite as electron donor. Dissolved Fe^{2+} is also present at a lower concentration than in the stoichiometric reaction and is probably oxidized by nitrates in a secondary reaction (Eq. 5.7).



Computing the rate of NO_3^- reduction with EMMA revealed that denitrification

processes consumed around 280 kg of nitrate during pumping.

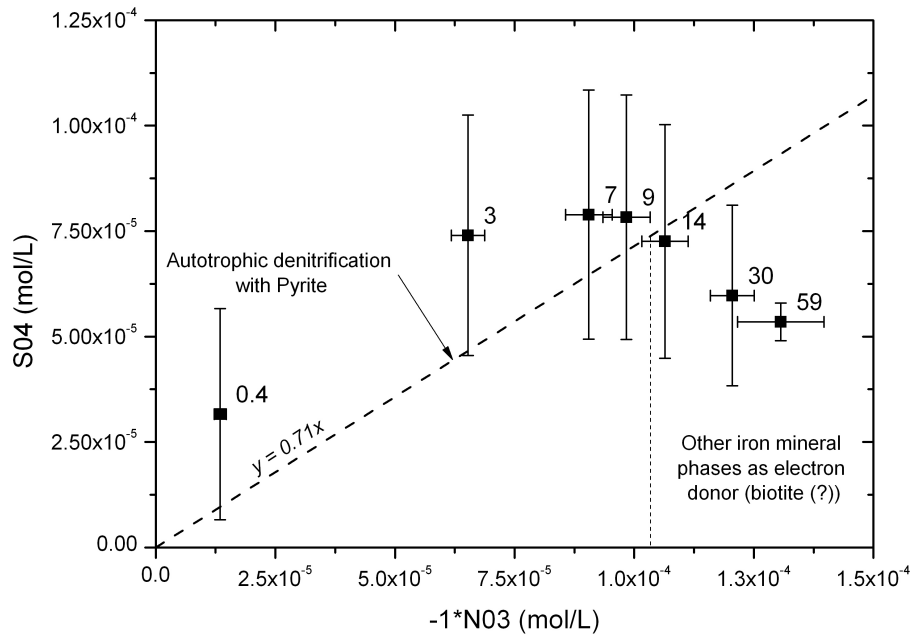
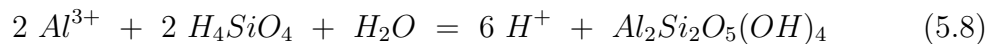


FIGURE 5.15 – Scatter biplot showing NO3 consumed versus SO4 released.

Cation exchanges : Aluminium and potassium concentrations show a loss during pumping (Figure 5.14B, p.166). Cation exchanges or the precipitation of secondary mineral phases such as clay-minerals might explain this difference. Aluminium decrease can be induced by kaolinite precipitation (Eq. 5.8) which seems to be the more stable mineral phase in this context and is commonly encountered in a crystalline context. K^+ decrease can be attributed to illite precipitation or cation exchange with clay minerals.



The deficiency in some metallic elements such as Zn^{2+} , Ni^{2+} and Cu^{2+} can be explained by complexation, adsorption and/or precipitation of Fe oxides or hydroxides. Metal bioprecipitation via the formation of metal sulphide (Geets et al., 2005) can also explain the previously described lack in SO_4^{2-} (Figure 5.15, p.168). These results suggest that such reactions are enhanced by the flux changes and mixing processes induced by pumping.

An excess of SF_6 was also measured during pumping. Several studies have indicated that weathering processes in superficial aquifers can release SF_6 in groundwater, especially in fluorite-rich rocks or granitic rocks (Aquilina et al., 2013b; Deeds et al., 2008; Friedrich et al., 2013). In the St Brice pumping experiment, SF_6 occurs in

excess during the first phase of pumping, when water from the fault aquifer-domain is diluted with water from the weathered one. An excess of SF_6 in the weathered aquifer-domain water was not detected under the natural regime (Figure 5.8, p. 154). SF_6 dissolution during pumping can be the result of flow condition changes in the aquifer system and/or the increased dissolution of specific minerals. As described previously, pumping enhances the weathering of specific mineral phases which can also release SF_6 in solution along the flow path.

Conclusion

The aim of this study was i) to determine the geochemical compartmentalization and groundwater sources in a faulted aquifer system in relation to hydraulic regimes, ii) to quantify the flow contribution of each groundwater compartment during water abstraction and iii) to discuss the impact of mixing processes on geochemical reactions. We defined the ambient groundwater sources of both the superficial weathered and fault-zone domains. The superficial weathered domain is highly influenced by anthropogenic inputs which enhance the acid conditions and increase mineral dissolution and reactive processes. The fault-zone domain presents two distinct water sources depending on the water level regime. During low water level periods, the fault domain is fed by mixed water containing recent and old components, the latter flowing from the poorly permeable micro-fractures and pore-matrix. The recharge temperature suggests the contribution of water of glacial recharge origin. During the winter high water level regime, the fault-zone domain is mainly fed by water stored in secondary meso-fractures within the graben, and removed by a favourable hydraulic gradient. This interpretation highlights a geochemical compartmentalization through fracture permeability and porosity scales, which can be directly correlated to the hydraulic regime and residence-time variability.

By analysing the evolution of the geochemical signature during pumping, we were able to determine the discharge fractions of each aquifer-domain. Although the weathered domain exhibits low conductivity, it appears to be a key storage reservoir in bedrock aquifer systems as it can ensure around 20% of the pumped flow. The deep faults in crystalline media are generally correlated with various secondary fractured systems and/or conjugate fault systems. Such structures were observed to control a major proportion of the pumped flow at the end of pumping. Although the permeable fault structures can display significant conductive properties, their ability to constitute a groundwater resource is highly dependent on these connected reservoirs.

This work clearly identified the specific geochemical reactions enhanced by water mixing processes and flux modifications during pumping. Pumping in the fault-zone domain permitted total denitrification using iron-rich minerals as electron donors. Pyrite mineral seems to be the main source but other minerals such as biotite could also be involved. Flux modifications influence the weathering/precipitation processes and modify water composition. These results open up opportunities for studying the correlation between flux modifications and reactive transport on a large scale in the groundwater abstraction context, with a view to better managing the quality of groundwater resources.

Acknowledgments

Most of the funds came from the CASPAR project in collaboration with OSUR and BRGM and co-funded by the French Water Agency Loire-Brittany (AELB), the Regional Council of French Brittany (Région Bretagne), the Department of Ile-et-Vilaine and the French Ministry for Education and Research. The European Interreg IV project Climawat and INSU-CNRS EC2CO programme partly funded some of the experiments.

We would also like to thank all the people who were directly involved in the project : Laurent Longuevergne, Nicolas Lavenant, Odile Hénin, Martine Bouhnik-Le Coz, Patrice Petitjean, Patricia Madec, Flora Lucassou, Jean-Pierre Jegou, Eric Palvadeau, Antoine Armandine Les-Landes, Joaquin Jimenez-Martinez, Pascal Goderniaux, Thomas Stieglitz, Stéphane Durand, Ghislain Ferre, Olivier Dauteuil, Christian Camerlynck, Pierre-Yves Galibert, Fayçal Rejiba, Philippe Bardy, Antoine Rivera. . .

5.3 Conclusions et perspectives

L'analyse de la variabilité spatiale et temporelle des données géochimiques, nous a permis de détailler le fonctionnement hydrogéologique du système aquifère de Saint-Brice en Coglès. L'évolution géochimique au cours du cycle annuel et la compartimentation au sein du système aquifère sont fonction 1) de la nature des écoulements, 2) des échelles de perméabilité des réservoirs et 3) des variations de charges hydrauliques entre réservoirs au cours du cycle annuel. Nous avons pu montrer qu'en périodes de hautes eaux, les zones de failles profondes sont principalement rechargées par un réseau de failles et de fractures connectées à l'échelle locale. Les boucles de circulations sont restreintes à la zone influencée par la faille principale et par le graben. En revanche, en période de basses eaux, l'alimentation de la faille profonde est assurée par des eaux présentant des temps de résidence beaucoup plus longs, suggérant des boucles de circulation plus importantes pour lesquelles elles assurent la mobilisation d'une eau stockée dans des formations peu perméables, de type micro-fracture ou porosité matricielle. Nous avons pu déterminer qu'une fraction de cette eau pouvait avoir une origine glaciaire à inter-glaciaire. Ces temps de résidence très importants ont déjà été mis en évidence sur des sites profonds dans les régions de socle, suggérant des phénomènes de stockage d'eaux anciennes généralisés dans des formations peu perméables (Gascoyne and Kamineni, 1994; Waber and Smellie, 2008). Plusieurs auteurs définissent le stockage de ces eaux anciennes par diffusion dans la matrice autour des fractures principales lors des paléo-circulation.

La question de la présence d'écoulements régionaux profonds se pose encore. Est-ce que cette recharge assurée par des eaux anciennes est la conséquence d'une eau fossile stockée dans la micro-porosité associée à la zone de faille, ou bien existe-t-il des boucles de circulation à de grandes profondeurs? Cette question est difficile à aborder d'un point de vue expérimental sur site. Un échantillonnage profond, y compris dans les structures peu perméables, permettrait d'étayer ce raisonnement. Actuellement, plusieurs travaux de modélisation sont en cours au sein de l'équipe « Transfert d'eau et de matière dans les milieux hétérogènes complexes » du laboratoire de Géosciences Rennes, notamment concernant les processus de paléo-recharge lors des transgressions marines passées, dans le but de déterminer les processus de circulation et l'origine des fortes concentrations en chlorures fréquemment enregistrées dans le socle profond (Armandine Les Landes et al., 2013; Aquilina et al., 2013a).

L'analyse présentée dans ce chapitre a permis également de quantifier les contributions de chaque domaines de l'aquifère au débit de pompage. Cette question est

récurrente pour les aspects de gestion de la ressource. D'où vient l'eau pompée ? Il est classiquement admis que l'alimentation provient principalement des aquifères de surface. Nous avons pu montrer que cette contribution ne représente que 20% du débit extrait, le reste du flux étant assuré par l'eau stockée dans les domaines adjacents à la zone de faille, au sein des failles et des fractures secondaires, associées à la zone de faille principale. Cependant, la pérennité de ce stockage n'a pu être déterminée en raison de la limite du temps de pompage de 2 mois. D'autres études ont permis d'aborder la question sur des temps plus long de pompage. Les études menées sur le site d'exploitation de la ville de Ploemeur ont montré que la majorité du débit provenait de la partie profonde du socle fracturé, hors zone altérée, sur un temps d'exploitation de plus de 25 ans (Ayraud, 2005). Cependant, contrairement au site de Saint-Brice, le système aquifère de Ploemeur présente une zone perméable profonde sub-horizontale, permettant la sollicitation d'une aire de recharge plus important que dans le cas d'une structure sub-verticale (Leray et al., 2013b). Dans le cas d'une faille sub-verticale comme Saint-Brice en Coglès, l'aire de recharge est restreinte à l'affleurement de la zone de faille, ce qui limite son expansion. Cette configuration ne permet pas d'envisager un débit d'exploitation important qui doit être défini en conséquence.

Nous présentons dans ce chapitre une méthode d'identification et de quantification des processus réactifs induits par la mise en pompage d'un site profond. La question de la migration des contaminants azotés et de leur dégradation a pu être abordée. La contamination des eaux souterraines par les nitrates constituent un des problèmes majeurs pour la ressource en eau pour l'ensemble des régions agricoles et urbaines. La description des processus de dénitrification présentée par ces résultats ouvre de nouvelles perspectives en terme d'étude du transport réactif à l'échelle d'un site de pompage. Malgré une contribution continue des eaux de surface contaminées à hauteur de 20%, le système assure une dénitrification complète des produits azotés sur l'ensemble de la durée du pompage. Nous avons pu identifier par la stochiométrie des réactions que la dénitrification autotrophe était majoritaire, avec l'utilisation des minéraux tels que la pyrite ou la biotite comme donneur d'électron. Des analyse isotopiques sur les isotopes du Souffre et de l'Oxygène des sulfates du site sont actuellement en cours. Les résultats permettrons de mieux comprendre ce processus de dénitrification.

Les aquifères cristallins dénitrifient. Plusieurs études l'ont montré, notamment en Bretagne (Boisson et al., 2013; Pauwels et al., 2000; Ayraud et al., 2006; Tarits et al., 2006). Mais une question réside : *Jusqu'à quand et pour quelles teneurs de nitrates ce système continuera à assurer la dénitrification ?* Actuellement, plu-

sieurs travaux de recherche sont menés au laboratoire de Géosciences Rennes sur le transport réactif, sa cinétique et sa modélisation, et également concernant la détermination, par séquençage ADN, des bactéries présentes dans les aquifères profonds qui pourraient assurer cette dénitrification (Thèse de Sarah Ben Maamar).

Chapitre 6

Investigation des zones exceptionnellement productives dans le Massif Armoricaïn

6.1 Introduction

L'eau souterraine est une ressource vitale. Elle alimente en eau potable une part importante de la population et joue un rôle clé pour les écosystèmes, l'agriculture et les industries. Cependant, plusieurs études tirent la sonnette d'alarme : les ressources en eau souterraines s'épuisent à l'échelle mondiale. Gleeson et al. (2012) estime notamment que 1,7 milliard de personnes vivent dans des régions pour lesquelles la ressource en eau souterraine et/ou les écosystèmes tributaires sont menacés, particulièrement en Asie et en Amérique du Nord, en raison de la sur-exploitation liée au développement démographique.

Ce constat est d'autant plus alarmant pour les aquifères de socle cristallin qui sont principalement sollicités dans leur zone superficielle, renfermant que de faibles ressources (quelques $m^3 \cdot h^{-1}$). La problématique est particulièrement récurrente dans les régions arides ou semi-arides pour lesquelles le taux de renouvellement est extrêmement faible par rapport aux pressions anthropiques exercées sur ces ressources (Fishman et al., 2011; Banks et al., 2002).

Quelle ressource pourra assurer la demande croissante de ces régions ? Identifier une ressource productive est souvent considéré comme aléatoire ce qui dévient les les acteurs pour l'eau potable vers des solutions alternatives. La solution classiquement mise en œuvre dans les régions cristallines est la réalisation de plusieurs puits ou captages de sub-surface, au sein des formations altérées ou des formations alluviales connectées, qui pourront fournir un débit cumulé suffisant. Mais cette solution palliative engendre souvent des contraintes de traitement avant la distribution,

principalement en raison de la forte contamination en polluants anthropiques observés à l'échelle de ces structures superficielles. Quelques études mettent en évidence des ressources importantes, souvent associées à des structures fracturées profondes (typiquement supérieures à 50m). Mais leurs occurrences ainsi que leurs contextes hydrogéologiques sont souvent peu caractérisés.

Plusieurs travaux ont analysé les corrélations entre la ressource (ou la fracturation) avec les différents facteurs environnementaux pouvant l'influencer (Richard et al., 2002; Henriksen, 2003; Neves and Morales, 2006; Mougin et al., 2008). Ces facteurs peuvent être 1) géologiques : la lithologie rencontrée, le taux d'altération, la distance au linéament, l'orientation du linéament par rapport aux contraintes tectoniques ; 2) hydrologiques : la position au sein du bassin versant, les connexions au système hydrologique, la présence de réservoirs spécifiques ou 3) purement techniques liés au dimensionnement des ouvrages : typiquement la profondeur investiguée, l'orientation du forage... Faire un bilan généralisé de l'importance de chaque facteur apparaît difficile en raison de la variabilité des résultats lié au contexte local de chaque étude.

De plus, l'échantillonnage des ouvrages considérés est souvent un paramètre contraignant dans cette analyse. Quel est la proportion de données disponibles pour chaque facteur ? Quel est le degré d'influence sur les résultats statistiques induit par la variabilité d'échantillonnage ? Pouvons nous comparer statistiquement un échantillonnage de puits concernant différents contextes hydrogéologiques ? Est-il justifié de comparer un échantillonnage de puits captant les formations altérées avec ceux captant les failles profondes ? Henriksen (2003) a lancé le débat dans son analyse sur le bouclier fennoscandien. Il affirme que les analyses statistiques concernant les productivités de puits pourraient être améliorées en séparant les contextes hydrogéologiques différents. Le retour contraignant de telles différenciations étant la réduction de la représentativité statistique due à une diminution du nombre d'échantillons considérés.

De par cette variabilité de contextes hydrogéologiques, les analyses statistiques réalisées pour des échelles régionales négligent la présence des ressources productives profondes qui, en raison de leur faible occurrence, se retrouvent masquées par le poids statistique des forages peu-productifs. Dans ce chapitre nous cherchons à décrire les caractéristiques de ces systèmes « exceptionnellement » productifs en se focalisant sur les systèmes présentant des débits conséquents sur le Massif Armoricain, supérieurs à $40 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ (mesuré lors des travaux de forage). Cette valeur limite de $40 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ a été choisie arbitrairement et peut être considérée comme exceptionnelle pour les aquifères de socle (la moyenne des débits observés sur le Massif

Armoricaïn étant de $8.6 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, d'après Mougin et al. (2008)). Par cette analyse, nous décrivons les propriétés hydrodynamiques de telles structures et analysons les facteurs géométriques qui peuvent influencer les variabilités de productivité afin de mieux contraindre les ressources en eau associées.

6.2 Contexte : la ressource en eau souterraine dans le socle breton

La distribution d'eau potable en Bretagne provient seulement à hauteur de 20% des ressources souterraines dont environ 79% concernant des formations du socle cristallin, soit environ 400 ouvrages. La carte en Figure 6.2 (p. 181) expose les localisations des ces ouvrages situés dans les formations cristallines. Les symboles représentent les volumes moyens annuels prélevés, calculés sur la période 2008-2011 (source Agence de l'Eau Loire Bretagne, <http://www.eau-loire-bretagne.fr/>). Les volumes totaux prélevés sur l'ensemble des ouvrages sont exposés dans le Tableau 6.1 (p. 179).

La répartition des ouvrages et les volumes prélevés présentent une forte corrélation avec la topographie du Massif Armoricaïn. Globalement, les hauts topographiques ne présentent que peu d'ouvrages avec de faibles débits à l'exploitation. En revanche, les bas topographiques présentent à la fois une densité d'ouvrages importantes avec des débits d'exploitation associés très variables, pouvant dépasser dans certains cas $500\,000\text{ m}^3.\text{an}^{-1}$.

Les ouvrages supérieurs à 20 m de profondeur (140 ouvrages, soit 30%) et les débits prélevés associés sont représentés sur la Figure 6.3 (p.182). Cette carte témoigne des localisations privilégiées de ces ouvrages « profonds », principalement situés dans les bas fonds topographiques. Il est également possible de constater que de nombreux ouvrages productifs sont situés dans le Trégor (Nord de Saint-Brieuc), dans la partie sud du Morbihan et Finistère (Lorient - Quimper) ainsi que dans la partie est du Massif (Ille et Vilaine et Mayenne). Cette localisation est à la fois pondérée par la présence d'une ressource mais également par la demande en eau plus importante dans ces régions plus densément peuplées.

Les volumes prélevés sur l'ensemble des ouvrages du socle cristallin armoricaïn sont globalement faibles. Les débits annuels d'exploitations sont de l'ordre de $145\,000\text{ m}^3$ en moyenne pour un volume annuel global prélevé de près de 60 millions de mètre cubes. Ce volume prélevé est négligeable ($< 2\%$) par rapport à la recharge moyenne annuelle des eaux souterraines bretonnes, estimée à environ 300 mm (Carn, 1991).

La répartition des fréquences de profondeur des ouvrages et des débits associés sont présentés en Figure 6.1 (p. 179). Près de 70% des ouvrages sont situés dans la partie superficielle des formations cristallines, captant les réservoirs altérés ou bien les formations alluviales associées. Les débits relatifs à ces réservoirs superficiels présentent une grande variabilité avec en moyenne un débit journalier d'environ

TABLE 6.1 – Volumes moyens par ouvrage AEP et volumes totaux prélevés dans les aquifères cristallins pour la consommation humaine. Données Agence de l’eau Loire Bretagne.

Année	N total de forages AEP	Moyenne par ouvrage (m^3)	Volume total prélevé (m^3)
2008	417	146,140	60,940,400
2009	419	142,956	59,898,500
2010	417	143,323	59,765,500
2011	404	137,321	55,477,700

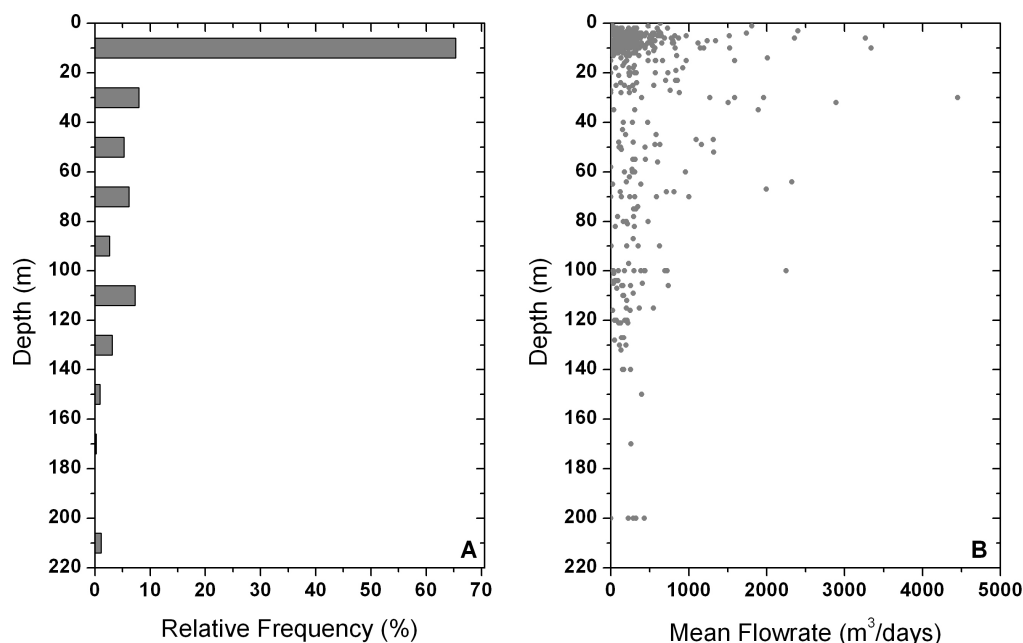


FIGURE 6.1 – A) Répartition (en %) des profondeurs concernées par les ouvrages AEP du socle cristallin et B) relation débit d’exploitation *vs* profondeur

$300 m^3 \cdot jours^{-1}$. Pour les aquifères plus profonds ($> 20m$), les débits d’exploitation sont en moyenne légèrement supérieurs, de l’ordre de $500 m^3 \cdot jours^{-1}$.

Ces chiffres sont à considérer avec précaution car les bases de données disponibles ne prennent pas en compte le nombre d’ouvrages par site de pompage participant au débit exploité. Historiquement, les ouvrages de captage pour l’eau potable ont été réalisés sur de faibles profondeurs, de l’ordre de 10m. Plus récemment, des ouvrages complémentaires plus profonds ont été réalisés sur les sites de pompage, entraînés par une politique de recherche en eau profonde pour palier aux problèmes de contamination des eaux de sub-surface. Ces ouvrages profonds complètent généralement les débits d’exploitation par le mélange des eaux de surface et des eaux profondes. Le débit renseigné par l’Agence de l’Eau est généralement le débit cumulé pour chaque site, ne distinguant pas les différents ouvrages et les contributions de chacun

au débit prélevé. Une analyse spécifique de chaque ouvrage serait nécessaire afin d'appréhender les relations entre débits et profondeur à l'échelle régionale.

Cette analyse préliminaire des données disponibles concernant l'exploitation pour l'eau potable des ressources du socle cristallin permet de discuter qualitativement de la présence des ressources. Cependant, le manque d'information sur les ouvrages et les méthodes d'exploitation ne permet pas d'établir des relations déterministes pour la quantification de la ressource disponible et des conditions hydrogéologiques nécessaires à la présence de ressources productives.

Le chapitre suivant fait état de sites productifs présents sur le Massif Armoricain dont les informations hydrogéologiques spécifiques sont disponibles à la fois sur la présente base de données de l'Agence de l'Eau et sur la base de données infoterre du BRGM. La plupart des sites ont fait l'objet d'études réalisées par les Bureau d'Ingénieurs en hydrogéologie Geoarmor SA et Lithologic SA, qui ont pu être analysées en détail.

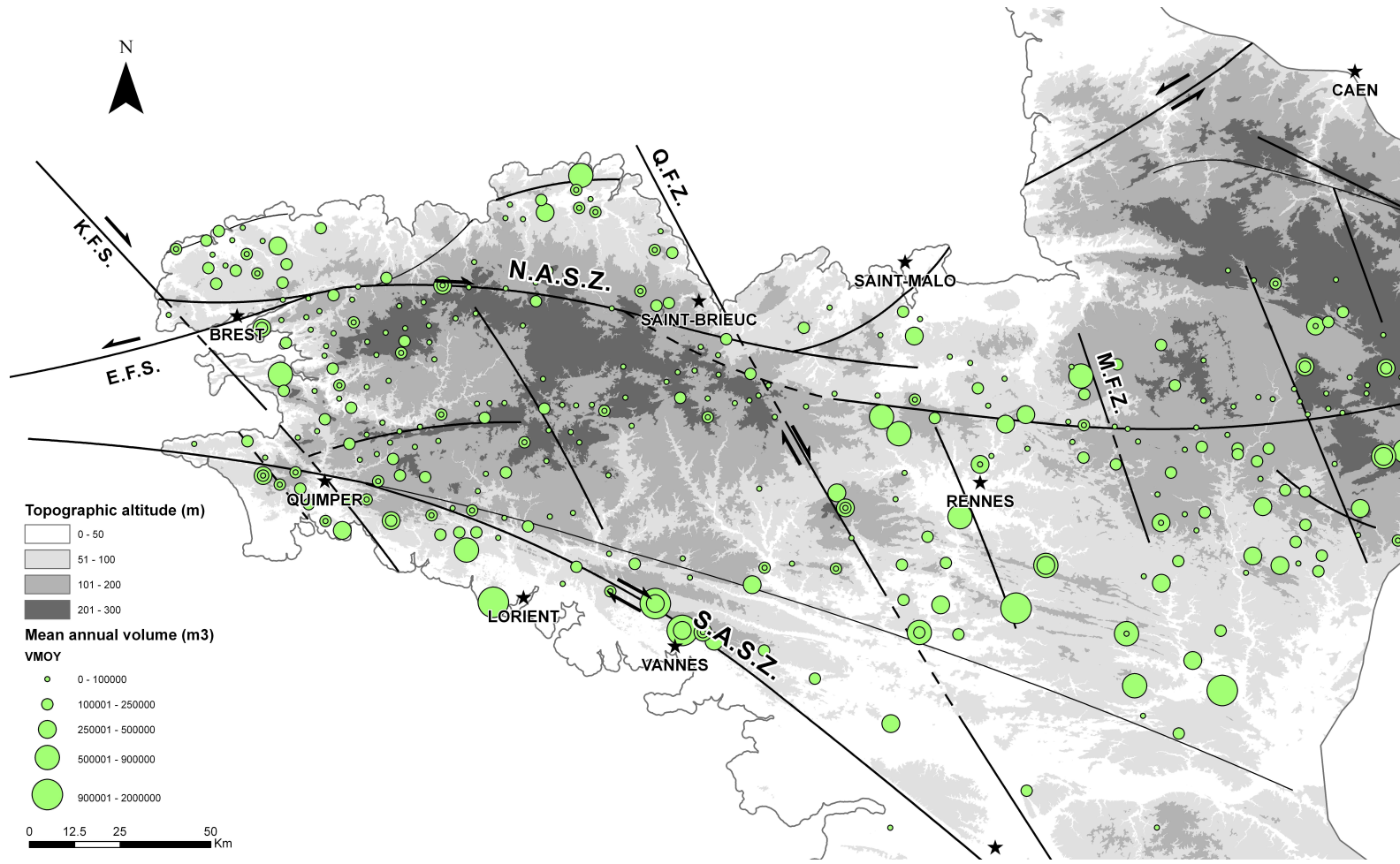


FIGURE 6.2 – Carte des volumes d’eau souterraine prélevées dans les aquifères cristallins du Massif Armoricain. Données Agence de l’Eau Loire Bretagne (<http://www.eau-loire-bretagne.fr/>)

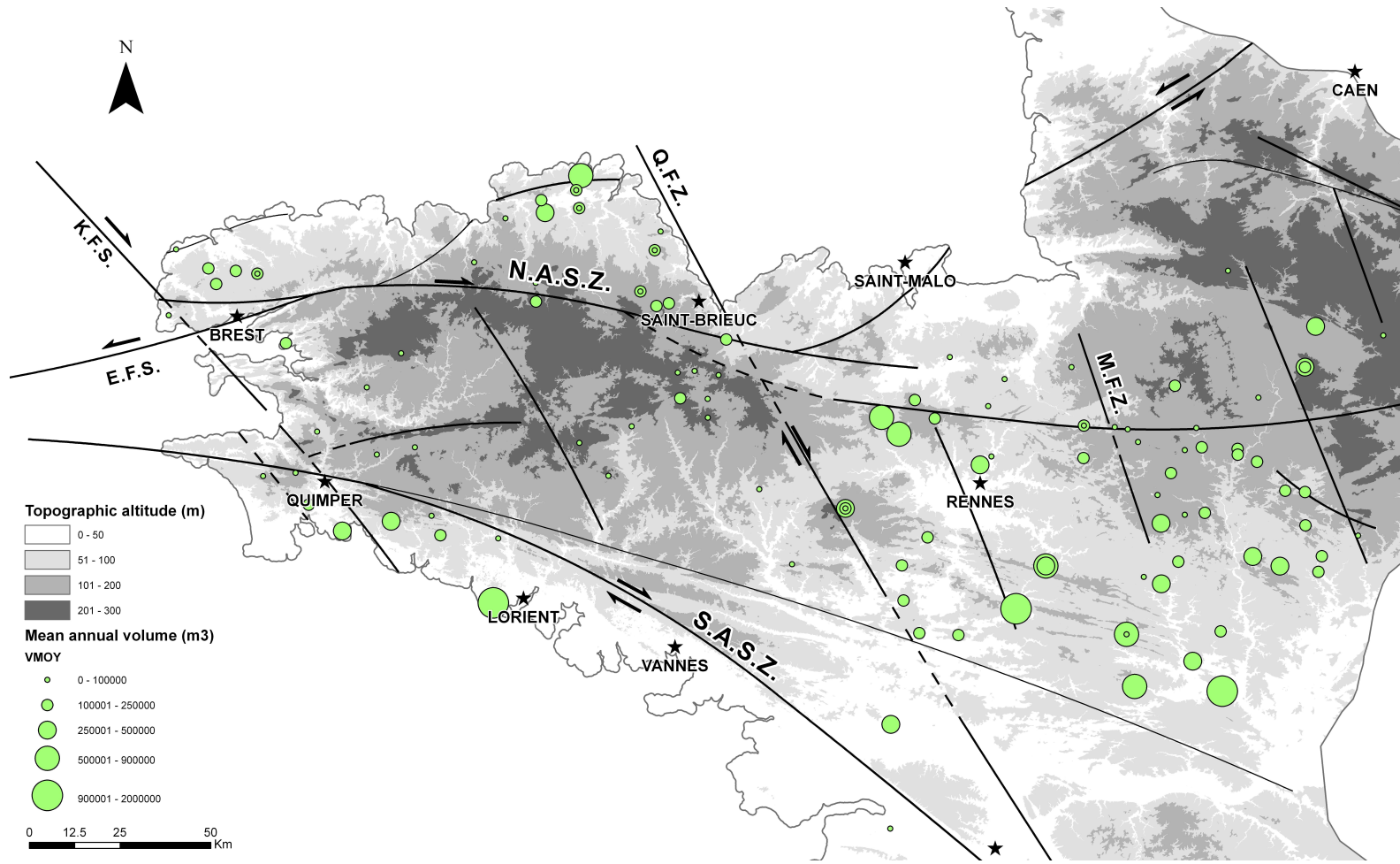


FIGURE 6.3 – Carte des volumes d’eau souterraine prélevées concernant les ouvrages de plus de 20m de profondeur dans les aquifères cristallins du Massif Armoricain. Données Agence de l’Eau Loire Bretagne (<http://www.eau-loire-bretagne.fr/>)

6.3 Role of fault zones for groundwater yield in the upper crystalline crust

Clément Roques*¹, Olivier Bour¹, Luc Aquilina¹ and Benoît Dewandel²

¹ *Université Rennes 1-CNRS, OSUR-Géosciences Rennes, avenue du Général Leclerc, 35000 Rennes, France*

² *BRGM, Water Dept., New Water Resource & Economy Unit, 1039, Rue de Pinville, 34 000 Montpellier, France*

* *Corresponding author : Clément Roques, Université Rennes 1 – CNRS, OSUR Géosciences Rennes, 263 avenue du Général Leclerc, 35000 Rennes, France.*

Email : clement.roques@univ-rennes1.fr

Phone : (0033)2.23.23.54.69.

Fax : (0033)2.23.23.60.90.

En préparation pour *Geology*

Introduction

35% of the continental crust is covered by igneous and metamorphic rocks (Blatt and Jones, 1975). Groundwater in crystalline rocks constitutes a crucial resource for highly populated zones worldwide for drinking water supply as well as industrial and farming activities. However, due to the high heterogeneity of their hydraulic properties and the lack of knowledge, conditions necessary to high-yield resources, the crystalline rocks aquifers are often underexploited compared to their potentiality. Groundwater yield is generally estimated from borehole yields and limited to a few cubic meters per hour (Singhal and Gupta, 2010). Usually, most observations and borehole yields come from the upper part of the crystalline rock section where sheeting joints occur and weathering processes may enhance or decrease permeability (Singhal and Gupta, 2010; Taylor and Howard, 1999; Pollard and Aydin, 1988; Hencher et al., 2010; Twidale, 1973; Wyns et al., 2004; Goodman, 1993). Although the characteristics of weathering profiles depend on climate and lithologies encountered, it is generally admitted i) that the density of sheeting joints decrease with depth and ii) that aquifers are limited to the upper 50 meters (Taylor and Howard, 1999; Pollard and Aydin, 1988; Hencher et al., 2010; Twidale, 1973; Wyns et al., 2004).

Another source of permeability may be related to fault zones which may control fluid flow paths at greater depths (Bense et al., 2013). Nevertheless, the role of such structures on groundwater flow is poorly known, especially at the regional scale (Bense et al., 2013). In some cases, lineaments, or faults, are poorly permeable

(Gleeson and Novakowski, 2009) while other local studies highlight the role of faulting on groundwater flow (Seaton and Burbey, 2005; Le Borgne et al., 2006a; Roques et al., 2014). The reasons generally proposed to explain such a variability are i) the internal complexity of fault zones which are composed of a fault gouge and a damaged zone (Caine et al., 1996), ii) the fracture orientations with respect to the current stress tensor orientation (Barton et al., 1995; Mattila and Tammisto, 2012) and iii) the geometric characteristics of fault zones, especially fault dip which controls the extension of the recharge area of fault zones (Ruelleu et al., 2010; Leray et al., 2013b; Liou et al., 2009; White and Burbey, 2007; Seaton and Burbey, 2005).

There is a gap between surface (i.e. less than 50m) groundwater which may be largely exploited and deeper groundwater resources which appear mainly as potential and related to tectonic structures thought as rather unique. Here we try to summarize the characteristics of the main groundwater supply sites within the Armorican Massif shield zone (France). The objective of this work is to test, at the regional scale, how tectonic faulting may induce conditions allowing sustainable groundwater resource exploitation. The Armorican Massif has been chosen since i) it has been intensively investigated for groundwater resources during the last 20 years, ii) several databases of water supply characteristics are available, iii) stresses are still active and may potentially reactivate some hercynian and cadomian fault zones (Guillocheau et al., 2003; Van Vliet-Lanoë et al., 1997; Bonnet et al., 2000; Mazabraud et al., 2004), and iv) temperate climate of Western France provides a potentially significant recharge and subsequent groundwater yield if favourable conditions are met. It thus presents an interesting scale and conditions to investigate the potential of tectonic faults and structures to provide a groundwater resource worldwide.

6.3.1 Context and Methodology

In the Armorican Massif, the river network is globally well developed and ensures 75% of the water supply while groundwater resources constitute only 25%. This is mainly due to the plutonic and metamorphic rocks encountered in the Armorican Massif (Figure 6.4, p.186), which is mainly made of Paleozoic and Proterozoic formations, composed by granite and schist rocks (>70% of the total surface). However, about 40% of groundwater is supplied from bedrock aquifers once alluvial formations, sedimentary and volcanic aquifers as well as shallower weathered reservoir (<20 m) are excluded. Groundwater abstraction in the shallower part (<20 m) is widespread in the Armorican Massif and is generally limited to a few cubic meters per hour. However, in some cases, groundwater abstraction may reach more than $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$ at 100 meters deep (Le Borgne et al., 2006a; Leray et al., 2013b),

showing that significant groundwater resources may be found at depth in this bedrock.

To identify significant groundwater sites in bedrock aquifers, we have selected sites providing more than $40m^3.h^{-1}$ (estimated through airlift measurements) at depths greater than 20 meters and for which detailed geological and hydrogeological information were provided by engineer offices. The value of $40m^3.h^{-1}$ has been arbitrarily chosen as sufficiently large to be representative of major inflows due to tectonic fracturing or faulting. This hypothesis is discussed in the next sections. We mainly used two databases : i) water supply data available in the Brittany area (<http://www.eau-loire-bretagne.fr/>) and ii) geological maps and boreholes data from the French Geological Survey (<http://infoterre.brgm.fr/>). Complementary data were also added from several discussions with main applied hydrogeologists. Results allowed us to select 23 sites, with a total of 71 boreholes ranging from 50 to 220 meters depth. Note that the analysis of this dataset aims at defining some common characteristics of highly productive boreholes but are not representative of the whole database (about 23 000 boreholes) which contains many unproductive boreholes.

To analyse the variations of airlift flow measurements with depth, the borehole depth was normalized to the regolith base, i.e. the transition between unconsolidated materials and rock. Normalization provided a common reference for depth variations, independent of the thickness of the saprolite layer (Maréchal, 2004). When not provided by the engineers, borehole transmissivity was estimated by modelling drawdown evolution during pumping test using the Theis equations (Theis, 1935). Assuming that the fracture flowrate is in quasi-steady state during airlift measurements and that the net fracture flow is proportional to the corresponding interval transmissivity, fracture transmissivity was estimated from the flow contribution of each fracture and the global borehole transmissivity (Kabala, 1994; Paillet, 1998). For each site, groundwater yield was estimated through different methods. It was first estimated from pumping rates. But this value was found to be quite dependent on the local needs and not representative of the local hydrogeological properties. For this reason, we used specific capacity ($Q/s, m^2.h^{-1}$) to investigate the degree of productivity of each site. Specific capacity is defined as the volume of water pumped per unit time per unit drawdown, ideally when pumping reaches quasi-steady state conditions (Singhal and Gupta, 2010; Dewandel et al., 2012). Because of data availability, drawdown after one hour of pumping was chosen as a common reference. This parameter is often normalized by well depth to take into account the thickness of the rock drilled.

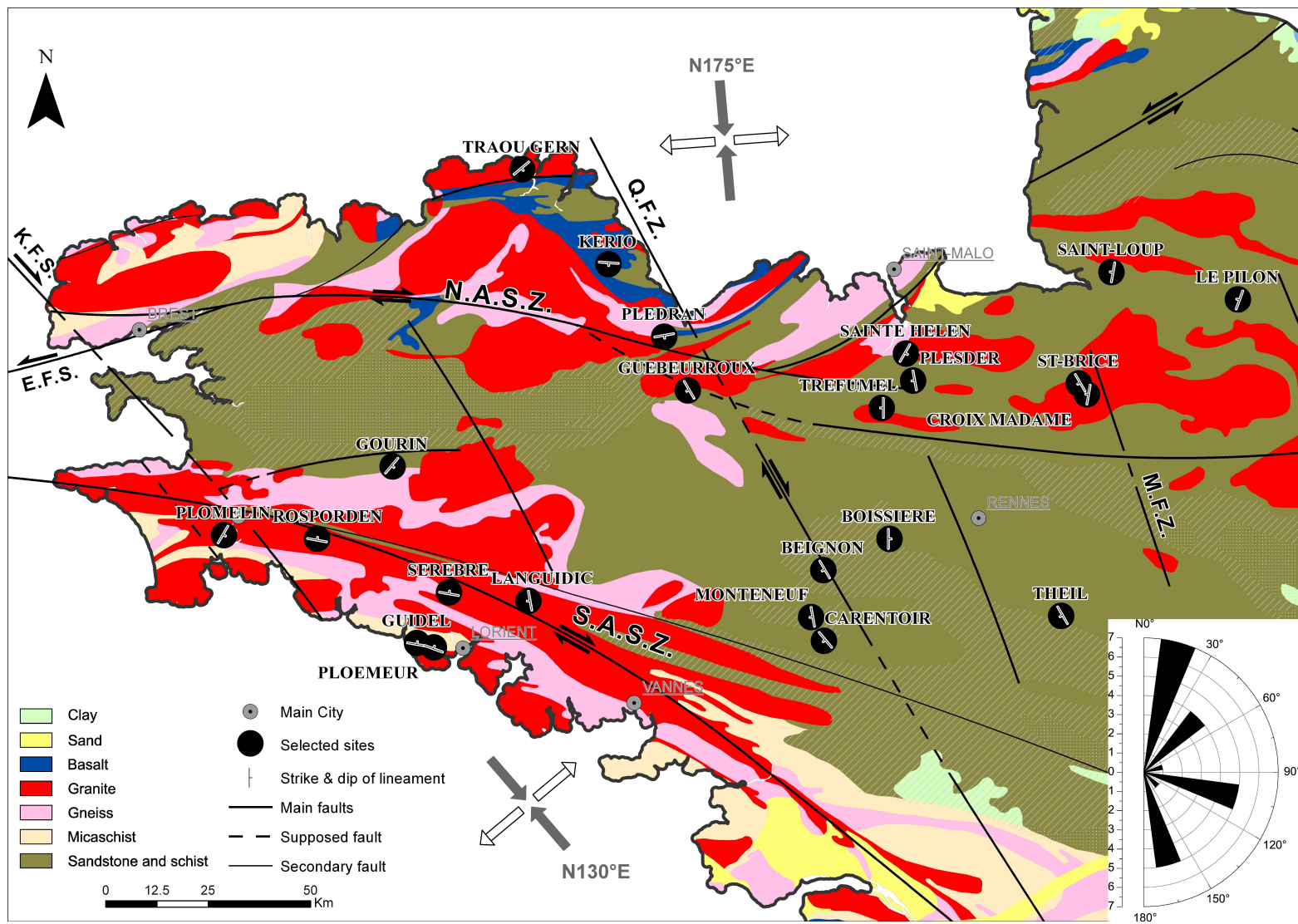


FIGURE 6.4 – Localisation of productive sites in the armoricain massif (Brittany). Map displays main lithological units. Regional stress field is represent with grey arrows indicating the direction of maximum compression and white ones indicated the direction of the minimum horizontal compression (from Mazabraud et al. (2004, 2005)). Main regional fault are also represented : NASZ : North Armorican Shear Zone, SASZ : South Armorican Shear zone, QFZ : Quessoy-Nord/Erdre fault zone, MFS : Mayenne Fault System, KFS : Kerforne Fault System and EFS : Elorne Fault System (from Van Vliet-Lanoë et al. (1997) and Bonnet et al. (2000)).

TABLE 6.2 – Sites characteristics

NOM	X_LAMB93 (m)	Y_LAMB93 (m)	ALTITUDE (m)	DEPTH (m)	LITHOLOGY	TRANSMISSIVITY (m ² /s)	AIRLIFT FLOWRATE (m ³ /h)	YIELD FLOWRATE (m ³ /days)
PLEDRAN	275099	6833973	81	80	Brioverian schist	1.72E-03	61	740
KERIO	261507	6851664	93	100	Brioverian schist	2.60E-04	41	600
GUEBEURROUX	280846	6820863	210	120	Hercynian granite	7.00E-04	90	600
TRAOU GERN	240455	6874788	42	100	Hercynian gneiss	1.00E-03	114	2000
SAINTE HELEN	334103	6829844	43	80	Cadomnian gneiss	1.40E-03	101	1400
TREFUMEL	328166	6816603	29	130	Brioverian schist	1.10E-03	39	600
PLOMELIN	167704	6785532	25	130	Hercynian granite	1.10E-03	50	600
ROSPORDEN	190406	6784665	115	200	Hercynian granite	2.00E-04	42	1000
BOISSIERE	330068	6784630	55	100	Brioverian schist	6.00E-04	50	400
PLESDER	335834	6823264	59	120	Brioverian schist	3.02E-04	41	500
THEIL	371972	6765829	70	100	Brioverian schist	4.97E-04	61	-
ST-BRICE	376274	6822556	91	250	Brioverian schist	8.00E-04	103	600
CROIX MADAME	378241	6819881	107	150	Granite Cadomnien	7.00E-04	67	600
LE PILON	415081	6843060	185	100	Brioverian schist	1.10E-04	95	1000
SAINT-LOUP	384207	6849740	70	100	Brioverian schist	1.20E-03	145	1000
BEIGNON	313927	6776994	92	100	Brioverian schist	2.13E-03	89	2500
CARENTOIR	314088	6759747	37	135	Brioverian schist	4.99E-04	76	1200
SEREBRE	222622	6771550	25	150	Hercynian granite	2.20E-03	68	1600
GOURIN	208846	6802281	151	80	Brioverian schist	5.00E-04	66	500
GUIDEL	214798	6759202	10	130	Schiste Hercynien	7.10E-04	150	1500
LANGUIDIC	241995	6769503	80	150	Brioverian schist	4.00E-04	53	500
MONTENEUF	310971	6765547	103	100	Brioverian schist	2.30E-03	105	500
PLOEMEUR	218897	6758130	24	150	Schiste Hercynien	2.20E-03	78	2500

6.3.2 Results

The location of the 23 sites is presented in the Armorican Massif map in Figure 6.4 (p. 186) which displays the main lithological units and main regional faults. Table 6.2 (p.187) presents the characteristics of the 23 sites. All sites are implemented in low topographic areas between 20 and 100 meters of altitude, knowing that the maximum altitude of the Armorican Massif is around 400 meters. 70% of the productive sites are localized in schist or micaschist formations, 20% in granite and 10% in gneiss formations. For each site, it was possible to identify the orientation and dip of the main structure or lineament responsible for groundwater flow. Globally, the lineament orientation of the different sites is clearly influenced by the orientation of regional faults (Figure 6.4, p. 186). South of the South-Armorican Shear Zone (SASZ), most of the sites are oriented NW-SE more or less parallel to the SASZ. This tectonic domain corresponds to the hercynian tectonic orogeny (Ballèvre et al., 2009). In the central domain, and eastward of the Quessoy-Nord/Erdre Fault Zone (QFZ), most of the sites follow a N150° E or North-South orientation. Finally north of the North Armorican Shear Zone and west to QFZ, few sites present a E-W orientation. This clearly shows a compartmentalization of the orientation of the main lineaments in the different areas of the Armorican Massif.

These orientations seem to be globally in good agreement with what is expected from the stress-tensor orientations. From a compilation of seismological data, Mazaubaud et al. (2004) showed that the maximum horizontal stress is oriented N175° E in the eastern part of the Armorican Massif and N130° E in its south-western part (SAM). In the last area, the stress tensor suggests a dominant normal fault regime with a strike slip component. More than 60% of conductive fault zones is following N150-195° E orientations which roughly correspond to σ_1 . Most of these orientations correspond to sites located in the North Armorican Domain and the Central part of the Massif. Note that the orientation of the QFZ is known from practises to be favourable to open fractures filled with water. In the South Armorican Domain, lineament orientations, showing mainly an E-W trend, seem parallel to the South Armorican Shear Zone. They are also in relatively good agreement with the local orientation of σ_1 which is N130° E. Nevertheless, in the northern part of the NASZ, the orientation of the lineaments does not seem to be the one expected from stress tensor. Some other sites like Gourin, Plomelin, are also unfavourably oriented according to stress tensor. This may be due to local stress tensor (re-)orientations, to data uncertainty or to local characteristics which may enhance groundwater flow whatever the orientation of the stress tensor. Despite this variability, major permeable fault zones seem to be globally relatively well aligned with the maximum

horizontal stress.

The transmissivity distribution of the different boreholes (Figure 6.5, p. 189) presents very high values which are surprisingly high compared to hydraulic measurements usually made in crystalline rocks (Maréchal, 2004; Clauser, 1992; Singhal and Gupta, 2010). This shows that tectonic faulting zones can provide favourable environments for groundwater supply in crystalline rocks. Interestingly, several sites are characterized by transmissivity values as high as $10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Previous studies in similar environments which analyse one particular site (Le Borgne et al., 2006a) show similar results. The interest of our dataset is to show that such a transmissivity is not exceptional and that other highly permeable and productive sites exist at the scale of the Armorican Massif. This should encourage further groundwater investigations in the Armorican Massif and more globally in crystalline environments.

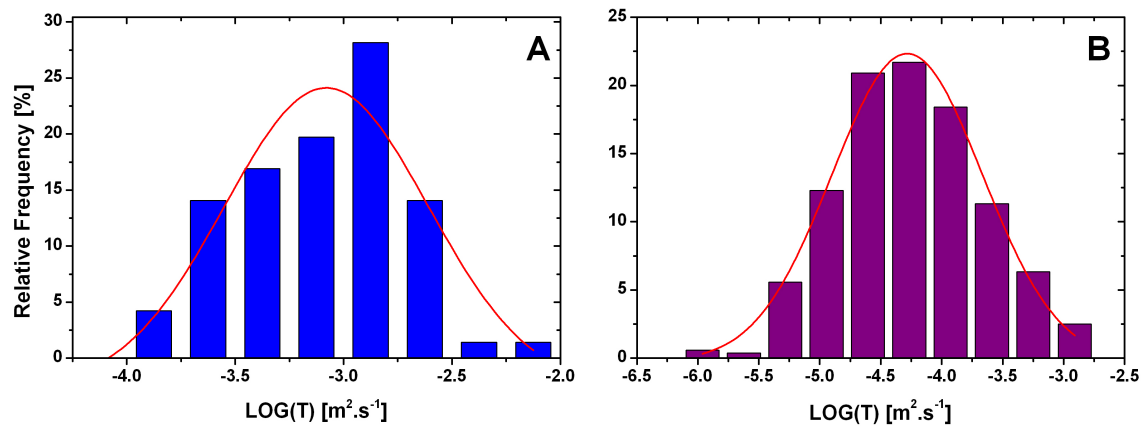


FIGURE 6.5 – Histograms of $\log(\text{Transmissivity})$ for A : Borehole data ($n=71$) and B : fracture measurements ($n=524$). The normal curve is superimposed of the observed frequencies.

To analyse the variations of the hydraulic properties with depth, we present the evolution of permeable fractures density and air-lift flow measurements in Figure 6.6 (p. 190). Note that we assume in our analysis that each inflow from air-lift measurements corresponds to a permeable or flowing fractured zone. Unlike other studies that present a decrease of permeable feature with depth, our dataset does not present significant variations of permeable fracture density with depth (Mabee, 1999; Stober and Bucher, 2006; Boutt et al., 2010; Wyns et al., 2004). A more limited number of flowing fractures is observed between 120 and 160m but this depth interval corresponds to a lower number of observation wells. Conversely, local inflow rates seem to slightly increase with depth with maximum values observed in the deeper intervals. Note that the regolith layer provides generally only few cubic meters per hour and consequently appears difficult to measure through airlift flow

measurements (measurement limit detection at around $< 1 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$). The highest flowrates are measured at depth but such high values may not be representative since less observation wells are available at these depths. However, our dataset does not present any permeability decrease with depth within the 160 meters depth investigated. Such results suggest that in tectonic favourable contexts, more investigations should be done to prospect highly permeable fault zones up to 200 meters depth or even deeper.

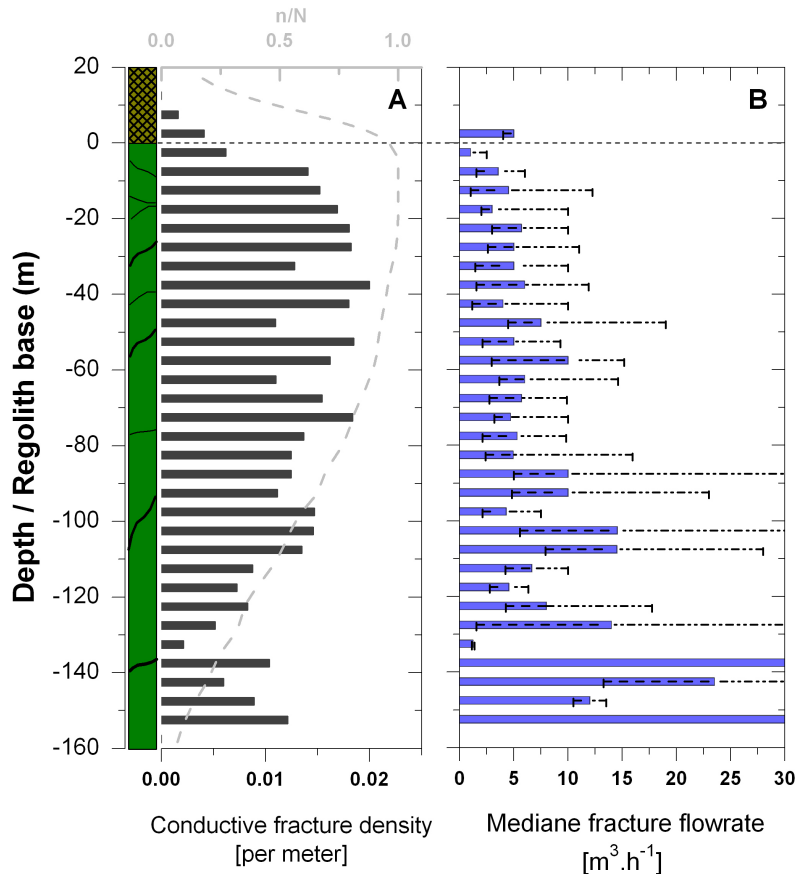


FIGURE 6.6 – Productive fractures parameters with respect to depth. In A : Black bars represent conductive fracture density per meter computed on 5 meters interval length (frequency decided by 5m). n/N in grey dashed line is the number of boreholes samples for each specific depth divided by total number of boreholes. This n/N ratio illustrates the representativity of our data set. In B : Median (blue bar), 1st (minus error bar) and 3rd (plus error bar) quartile depth evolution of fracture inflow rate computed on 5 meters interval length.

The distribution of fractured zone transmissivity values was obtained from air-lift flow measurements and borehole transmissivity estimations (Figure 6.4B, p. 186). It follows a well-defined log-normal transmissivity distribution centred on $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Although only highly permeable groundwater sites were selected in our study, the standard deviation is relatively large with data distributed over 4 orders of magni-

tude. In average, 5 to 8 inflow zones were identified for each borehole. Nevertheless, borehole transmissivity and number of flowing zones are uncorrelated ($R^2 = -2.16$, data not shown). In most cases, borehole transmissivity is ensured by one single fractured zone intersected by the well. On average for all analysed wells, one conductive fractured zone ensures about 50% of the total borehole transmissivity, regardless the investigated depth, which reflects certainly the main permeable zone of the fault structure.

In the case of crystalline rocks, fracture transmissivity is not sufficient to ensure productivity and sustainability of a groundwater site. Fault zones should be also associated to capacitive reservoirs (Roques et al., 2014; Neves and Morales, 2006; Leray et al., 2013b; Chilton and Smith-Carington, 1984; Richard et al., 2002; Banks et al., 2002). For superficial fractured aquifers, it is commonly admitted that this capacitive function is ensured by superficial weathered reservoirs. Nevertheless, such superficial reservoirs may be limited to feed deeper fault zones. To increase the productivity of crystalline rocks where porosity is low, an upper reservoir above a gently dipping fault zones may be efficient as shown recently by Leray et al. (2013b). This was also suggested from few field studies (Ruelleu et al., 2010; Liou et al., 2009; White and Burbey, 2007; Seaton and Burbey, 2005). To investigate whether the productivity of the different groundwater sites may be controlled by the geometrical and hydrogeological properties of fault zones, we classified the different groundwater sites in three categories : i) sub-vertical fault zones, ii) sub-vertical fault zones connected to a shallow reservoir and iii) sub-horizontal or gently dipping fault zones (Figure 6.7, p.192). The shallow reservoirs considered may consist in weathered/fractured rocks, alluvial deposits or superficial sedimentary basins connected to the fractured bedrock. We recall that well yield (Q/s) is only a rough estimate of productivity. Nevertheless, our results suggest that the productivity may increase when the fault zone is associated to a shallow reservoir or when the dip of the fault zone decreases (Figure 6.7). Note that highest well yields are never obtained for sub-vertical structures whereas this is more commonly observed in the case of gently dipping fault zones. The variability of the results obtained from the second and third categories may partly come from the geometrical uncertainty on these structures and on the difficulty to estimate well yield. However, the smallest uncertainty is obtained for sub-vertical fault structures which correspond to 60% of the groundwater sites (Figure 6.7). Although permeability of fault zones and airlift flowrate can be very high, the yield capacity of these sub-vertical structures remain in all cases limited ($< 0.05 m.h^{-1}$). This is likely due to the narrow recharge area implied by the verticality of the main conductive fault zone.

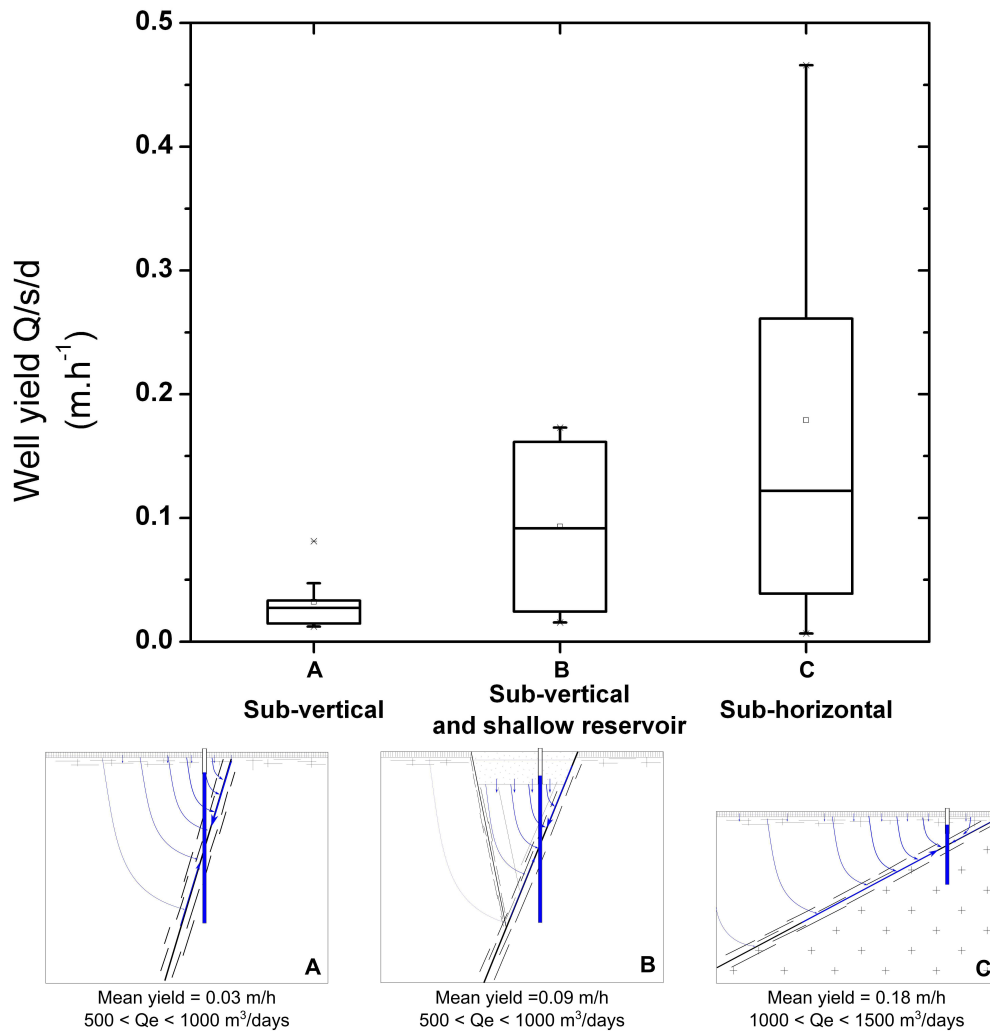


FIGURE 6.7 – Statistics groundwater yields regarding fault aquifer structures

When associated to a shallow reservoir, the productivity of these sub-vertical structures can be enhanced. In Brittany, several small-scale detritic sedimentary basins are present within extensional collapsed structures of the crystalline basement. These detritic deposits can reach several tens or hundreds meters in some cases, and constitute high storage reservoirs. The Traou Guern pumping site is the most representative site of this structural configuration (Table 6.2, p. 187). The site is located in an EW collapsed basin within brioverian schist covered by 40 to 50 metres thick of Pleistocene sand formation, with a vertical fault zone that provides $100 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ mean flowrate at airlift measurement and a specific yield of $0.15 \text{ m} \cdot \text{h}^{-1}$. In such a case, the fault zone ensures the drainage of the sedimentary basin at the basin interface.

The structural configuration which ensures the highest sustainable flowrate in

crystalline media remains the sub-horizontal fault zones. Despite their rather difficult characterization in the field, they may be particularly relevant for groundwater resources. In Brittany, few sub-horizontal fault zones were identified able to provide relatively high flowrates. Because of their low dip, these structures can drain a larger recharge area of the overlying reservoirs, optimizing storage availability (Leray et al., 2013b). The Ploemeur site, which has been the focus of many studies in the last 15 years, is a typical example of this kind of crystalline aquifer configuration (Le Borgne et al., 2006a; Ruelleu et al., 2010; Leray et al., 2013b; Touchard, 1999). The site is used for water supply since 1991 at a pumping rate about $3\,000\text{ m}^3.\text{days}^{-1}$ which corresponds to an annual abstracted volume of more than $1\,000\,000\text{ m}^3$.

6.3.3 Conclusions

Although limited to a selective dataset of highly productive groundwater sites in the Armorican Massif, our results have few implications :

1. very high transmissivity values are associated to fault zones in the Armorican Massif. This is not necessarily in contradiction with some other studies which show that faults may also constitute barrier to flow (Gleeson and Novakowski, 2009). But it clearly shows that significant groundwater resources may be found in crystalline rocks affected by fault zones. The transmissivity values and associated well-productivities are also much higher than the ones classically observed in superficial weathered crystalline rocks.
2. in agreement with some other studies made at small scales (Barton et al., 1995; Mattila and Tammisto, 2012) the stress tensor and the orientation of the main horizontal stress have certainly a major role on groundwater yields. This cannot be demonstrated for all sites, but globally our results suggest that the orientation of the main productive fault zones are aligned with the main horizontal stress.
3. aquifer productivity is nevertheless still highly variable in the dataset considered. This partly comes from uncertainty in the data, but our results suggest that some geometrical features like the fault zone dip (Leray et al., 2013b) or the presence of a shallow connected reservoir may also play an important role.

6.4 Conclusions et perspectives

Ce chapitre présente les résultats d'analyse des sites considérés comme « exceptionnellement productifs » pour les milieux cristallins, sur la base des données disponibles sur le Massif Armoricaïn. Les résultats majeurs peuvent être résumés selon trois points principaux :

1. Les aquifères cristallins influencés par des zones de failles perméables peuvent fournir des débits importants, supérieurs à $40 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ au soufflage et supérieurs $1\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{jour}^{-1}$ à l'exploitation. Les transmissivités des puits observées présentent des valeurs importantes (autour de $10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) comparées à celles observées dans les structures aquifères de sub-surface.
2. L'orientation des zones de faille est directement corrélée avec les directions du champ de contraintes tectonique actuel, sub-parallèles à la contrainte horizontale maximale.
3. Les paramètres hydrodynamiques des ces aquifères productifs apparaissent constants selon la profondeur investiguée. Les zones de faille peuvent être interceptées à de fortes profondeurs (200 m dans notre cas) avec des transmissivités associées importantes. Cependant la seule prise en compte de la transmissivité ne permet pas d'expliquer la variabilité des productivités observées. La géométrie du système aquifère, notamment la présence de réservoirs connectés et le pendage de la zone de faille, contrôle le débit disponible.

Il est communément admis que la ressource en eau en domaine de socle se concentre essentiellement dans les 50 premiers mètres de profondeur, dans les formations altérées et fracturées de sub-surface. Les projets de prospection en eau partent de cet *a-priori* et hésitent à dimensionner des forages profonds pour lesquels le risque d'échec est trop important. Les travaux de forage se contentent généralement de réaliser plusieurs ouvrages de sub-surface (typiquement $< 50 \text{ m}$) et de cumuler les débits prélevés. Comme nous l'avons vu dans le chapitre introductif, ces aquifères de surface présentent des propriétés hydrodynamiques modestes et sont fortement vulnérables aux contaminations anthropiques pouvant affecter la pérennité de l'exploitation.

Le socle profond peut fournir, dans des contextes géologiques, géomorphologiques et tectoniques favorables, une ressource importante et durable (exemple du site de Ploemeur (Touchard, 1999)). La pérennité de la ressource est dépendante à la fois des propriétés hydrodynamiques de la zone de faille perméable intersectée par le forage d'exploitation, mais également de sa géométrie et des réservoirs qui lui sont connectés. Les modélisations numériques et les observations de terrain décrivent une

zone de faille comme un conduit drainant un réservoir de stockage sur l'ensemble sa longueur (Leray et al., 2013b; Rafini and Larocque, 2012; Neves and Morales, 2006). Le réservoir de surface, altéré ou d'origine sédimentaire, est communément décrit comme le principal réservoir de stockage pour l'alimentation du socle fracturé sous-jacent. Cependant nous avons pu montrer au travers des chapitres précédents l'importance du réservoir adjacent à la zone de faille, constitué de failles secondaires, fractures et micro-fractures associés à la zone de faille principale, renfermant un stock d'eau conséquent pouvant assurer l'alimentation du débit sur les temps longs du pompage.

L'influence du pendage de la zone transmissive influe directement sur la productivité et le débit d'exploitation pérenne. Leray et al. (2013b) ont montré cette relation par modélisation numérique. Selon les auteurs, les zones de faille sub-horizontales sont identifiées comme plus productives, car elles peuvent drainer les réservoirs adjacents sur de plus grandes surfaces. Cette relation est vérifiée numériquement, même pour des contrastes de perméabilités importants entre zone de faille et encaissant (Leray et al., 2013b). Nous avons pu confirmer par ce travail sur les données structurales des aquifères à l'échelle régionale ce résultat numérique. Ce constat a une importance directe sur la gestion de la ressource en eau. Cependant, l'identification de ces structures sub-horizontales reste difficile par les méthodes de prospections classiques. Ces structures ont un faible impact sur le paysage, rendant l'analyse par linéament limitée. L'analyse conjointe du contexte géologique et géomorphologique, associé à l'application de méthodes géophysiques spécifiques (aériennes et de sub-surface) est nécessaire pour assurer leur identification.

Cette analyse des ressources productives ouvre de nombreuses perspectives en terme de caractérisation de la ressource sur le socle du Massif Armoricaïn. L'analyse des 23 sites productifs identifiés pourrait être complétée par des études plus détaillées des données disponibles (Base de données Agence de l'eau et BRGM, communes et régions locales...) et par des investigations de terrain qui permettraient de mieux contraindre les particularités de ces ressources en eau et surtout d'identifier les facteurs déterminants à leurs présence pour guider les prospections. Certains sites ont déjà fait l'objet d'une caractérisation spécifique détaillée, notamment au travers des études préliminaires de prospection, d'études d'impacts et de mise en exploitation, réalisées par les Bureau d'Etudes Geoarmor SA et Lithologic SA. Le laboratoire de Géosciences Rennes, via l'équipe de « Transfert d'eau et de matière dans les milieux hétérogènes complexes » étudie depuis plus de 10 ans le site de pompage de Ploemeur avec des mesures et expériences toujours plus innovantes (Géodésie appliquée à l'hydrologie, tests de traçage, fibres optiques en forage, imageries du réseau de

fracture...). Les sites de Guidel et Serebre ont également fait l'objet de quelques campagnes de caractérisation.

La définition de la productivité d'un puits ou d'un site de pompage demeure difficile. Elle est classiquement déterminée par le rapport du débit extrait (Q) par le rabattement de la nappe unitaire (Δh), mesuré en condition permanente. Cependant la valeur de la productivité est souvent contrainte par la durée de l'essai de pompage. En milieu fracturé, l'évolution du rabattement peut refléter des conditions transitoires sur des temps de pompage très importants (influence de la double porosité, de limites étanches et/ou alimentées...). Par conséquent la détermination de la productivité est dépendante de cette phase transitoire. De plus, la productivité d'une ressource souterraine est également dépendante de l'aire d'influence du pompage et de la taille de l'impluvium. Ces facteurs devraient être pris en compte dans la définition de la productivité dans les études futures, afin de mieux la caractériser.

Un facteur déterminant reste à préciser dans ce type d'analyse, pouvant avoir un impact très important en terme de prospection : les relations locales entre contrainte tectonique actuelle, écoulements de fluides et productivité de fracture. Nous avons pu répondre partiellement à cette question en mettant en évidence d'un point de vue qualitatif cette relation. Mais une analyse spécifique en couplant transmissivité de fracture et orientations des champs de contraintes mesurées à l'échelle du site permettrait d'affiner cette observation. Elle permettrait également de justifier les changements d'orientations privilégiées observés pour certaines régions (Trégor, Morbihan par exemple). Une analyse des états de contraintes de chaque site pourrait être engagée par l'installation de stations micro-tectonique. Si cette relation se confirme, les études de prospection pourront s'orienter sur ces structures spécifiques en lien avec ces contraintes régionales, limitant de ce fait les incertitudes concernant le choix des linéaments sur une région donnée.

Chapitre 7

Discussion et perspectives générales

Ces travaux ouvrent des perspectives en terme de connaissance des structures aquifères et de leur fonctionnement hydrogéologique. Le développement de nouvelles méthodes de caractérisation permet d'améliorer les mesures et les descriptions de milieux complexes comme ceux rencontrés dans le domaine cristallin. La description toujours plus détaillée des structures aquifères par la géologie et par l'imagerie géophysique est un objectif essentiel pour la compréhension de ressource en eau. L'analyse des comportements transitoires de ces structures complexes par des outils spécifiques tels que la flowmétrie haute résolution et l'hydrogéodésie permettra d'identifier les structures actives et leurs dynamiques.

Plusieurs outils et méthodes innovantes complémentaires ont été appliqués sur le site de Saint-Brice afin de construire et renforcer notre raisonnement sur la structure et le fonctionnement de l'aquifère. Nous présentons dans ce chapitre quelques résultats et les perspectives futures à ces méthodes.

7.1 Imagerie des structures

Établir un modèle conceptuel du sous-sol est une lourde tâche connue des géologues et hydrogéologues soucieux d'étudier un système particulier. Les méthodes géophysiques se sont particulièrement développées au cours du dernier siècle, permettant des mesures à des résolutions toujours plus fines. Mais leur application pour l'identification de structures perméables est toujours d'actualité et en développement. Dans le cas des aquifères fracturés, la forte hétérogénéité des systèmes aquifères rend d'autant plus difficile leur identification. Les cas des zones de faille sont particulièrement concernés par ce constat. Leur géométrie particulière, notamment leur faible épaisseur et leur pendage, entraîne des réponses intégrant

souvent les roches encaissantes, les rendant de ce fait peu visibles lors du traitement du signal.

Dans le cadre de ce travail, nous avons pu établir le modèle conceptuel d'un aquifère complexe sur la base d'observations géologiques et géophysiques (tomographie électrique), couplées à des mesures hydrogéologiques (essais de traçage et diagraphies de flux HPFM). Ce modèle montre une zone de faille sub-verticale affleurante au droit du site recouverte par des formations superficielles altérées et fracturées. La géométrie de la zone de faille est difficile à contraindre par ces seules mesures. Elle est basée sur une extrapolation des mesures de puits entraînant une incertitude importante quant à son évolution géométrique dans l'espace. Afin de mieux contraindre cette structure supposée, des mesures géophysiques hautes résolutions (tomographies sismiques et électriques) ont été menées par le laboratoire Sysiphe, UMR 7619 - Université Pierre et Marie-Curie.

Dans ce cadre, 2 profils sismiques ont été réalisés sur une longueur d'environ 300 mètres (Figure 7.1, p. 198). 72 géophones de surface ont été disposés, espacés de 4m, complétés par une flûte de 24 hydrophones placée dans le forage MFT80 afin de contraindre les vitesses réceptionnées en profondeur.

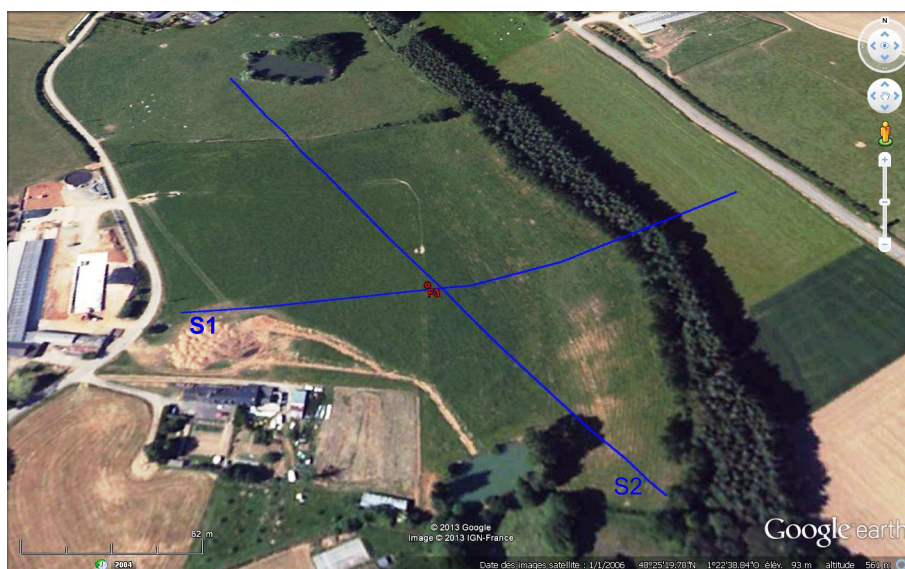


FIGURE 7.1 – Localisation des profils sismiques S1 et S2.

Les profils de vitesse calculés sur les deux lignes sismiques S1 et S2 sont présentés en Figure 7.2 (p.199) et permettent de décrire les principales anomalies.

Sur environ 20 m en sub-surface, une couche à faibles vitesses est observée, évoluant entre 1 à 2.5 km.s^{-1} . Ces vitesses sont à corrélérer avec les informations géologiques de surface et correspondent à la zone densément fissurée (profondeur

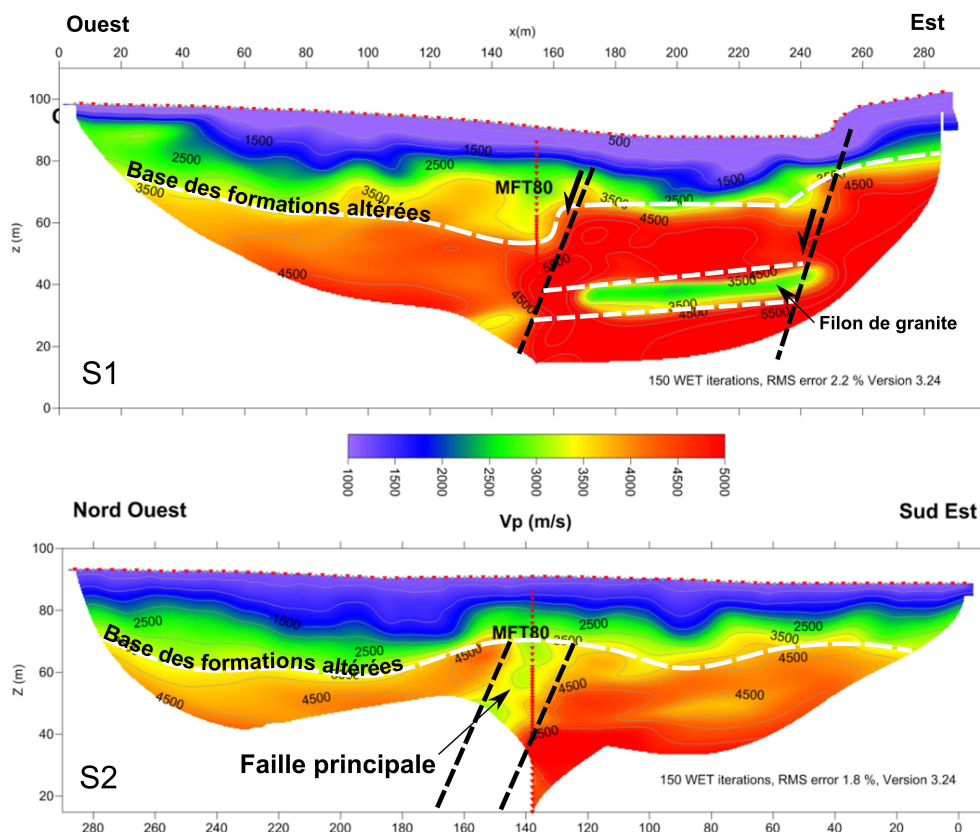


FIGURE 7.2 – Profils sismiques S1 et S2. Traitement effectué par Pierre-Yves Galibert du laboratoire Sysiphe.

maximum environ 20 m) surmontée par la saprolite (5 m). Comme sur le profil électrique P1 réalisé parallèlement à celui-ci (précédemment décrit en section 3.2 p. 77, Figure 3.15), cette zone de sub-surface semble être majoritairement développée à l'ouest du forage MFT80, supposant l'effondrement du bloc ouest le long d'une faille normale et/ou des processus d'altération majoritairement développés à l'ouest du forage MFT80, amplifiés par une densité de fractures plus importante au sein des cornéennes. La zone inférieure à 60 m d'altitude (c-a-d 30 m de profondeur) présente des vitesses élevées, de l'ordre de $4\text{-}5 \text{ km.s}^{-1}$ témoignant d'une roche relativement compacte et peu fracturée. Seule une zone à l'est du forage MFT80, à environ 40 m d'altitude, expose une zone sub-horizontale à vitesse faible, qui pourrait correspondre à un filon de granite (altéré?), d'orientation est-ouest, également intercepté lors des travaux de forage du MFT80 (cf. Annexe A, p. 239). Le profil S2, orienté NO-SE semble identifier une forte variation de vitesses au droit d'une structure verticale centrée sur le forage MFT80, avec des vitesses moindres que celles de l'encaissant, de l'ordre de 3 km.s^{-1} . Cette zone est corrélée avec la structure préalablement identifiée sur les profils E1 et S1. Elle apparaît sur une épaisseur importante par

rapport aux autres profils en raison d'un recouvrement sub-parallèle plus large de la zone faillée concernée, d'orientation N-S.

Ces profils sismiques sont particulièrement encourageants pour définir les géométries des zones de faille en domaine de socle cristallin. Il apparaît que l'utilisation couplée de géophones de surface avec des hydrophones en forage permet une meilleure représentation des formations profondes. Dans le cas de Saint-Brice en Coglès, la structure perméable a pu être clairement identifiée sur un profil sub-parallèle à cette zone de faille. Afin de mieux contraindre son évolution, une couverture sismique rapprochée pourrait être réalisée afin d'avoir une image en 3D de la structure.

7.2 Hydrogéodésie : identification des structures actives pendant le pompage

La description du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère est principalement construite sur des observations ponctuelles, effectuées au travers de puits ou forages. Pourtant, la compréhension des systèmes large échelle est primordiale. Les données ponctuelles sont généralement extrapolées dans l'espace avec d'importantes incertitudes directement dépendantes de l'échantillonnage. Dans de nombreux cas, le nombre d'ouvrages disponibles est très restreint, rendant toute extrapolation à plus large échelle difficile et hasardeuse.

Récemment des méthodes de géodésie ont été appliquées aux systèmes hydrologiques (le lecteur peut se référer aux travaux de thèse de Laurent Longuevergne (2008)). Le couplage de méthodes géodésiques, outils qui permettent de mesurer la forme de la Terre et son champ de gravité, avec les mesures hydrologiques permet de mieux contraindre l'inertie des systèmes hydrologiques par des mesures de surface non destructives.

7.2.1 Principe et intérêt

En mesurant en surface les déformations du sol ou les variations du champ de gravité, les méthodes géodésiques peuvent contraindre les écoulements et le stockage des fluides au sein du sous-sol. Leur principal intérêt réside dans leur sensibilité aux variations internes du système hydrologique (quantité d'eau stockée, pression appliquée sur le réservoir). Ces mesures intégratives renseignent à la fois sur les caractéristiques macroscopiques des principales structures hydrogéologiquement actives et sur un comportement transitoire (Longuevergne, 2008).

Les processus physiques qui relient la densité de l'eau aux observables géodésiques peuvent être décrit par :

1. D'une part, le volume d'eau se traduit par une masse qui modifie localement le champ de pesanteur terrestre selon le principe d'attraction Newtonienne. La mesure des variations temporelles de gravité peut donc être interprétée en termes de variations de stock d'eau au sein d'un système hydrologique. Une lame d'eau de 1 cm induit un effet de l'ordre de $4 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}$, à comparer aux $9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ du champ de pesanteur terrestre. Il faut donc des instruments sensibles, capables de mesurer des variations de l'ordre de 10^{-9} g . L'amplitude des effets hydrologiques est réduite mais généralement mesurable par les gravimètres actuels (Naujoks et al., 2007).
2. D'autre part, la charge hydraulique génère une pression appliquée sur la matrice poreuse et donc une déformation élastique des milieux (Longuevergne et al., 2009). Dans ce cas, la surface sur laquelle est appliquée la pression, c.a.d. la géométrie de la structure active, devient également un paramètre important de la déformation (Longuevergne et al., 2009). Les déformations dépendent de l'échelle spatiale considérée et sont directement reliées au caractère confiné de la structure, et donc à son coefficient d'emmagasinement S (Burbey, 2003). L'amélioration des instruments de mesure et des méthodes de traitement permet aujourd'hui d'atteindre des précisions de mesure très fines, de l'ordre de $\approx 1 \text{ mm}$.

Au travers de ces méthodes géodésiques il est donc possible de mesurer les variations de stock dans les aquifères libre de surface à l'aide d'un gravimètre. Egalement, la mesure de la déformation du sol renseignera sur les variations de pression dans l'aquifère confiné sous-jacent. La complémentarité de ces deux mesures permettra d'avoir une image en surface du cycle hydrogéologique sous-terrain.

Afin de discuter des applications et perspectives de telles méthodes appliquées aux milieux fracturés, nous présenteront quelques résultats préliminaires obtenus lors de l'essai de pompage de Saint-Brice en Coglès. Ce projet de couplage de mesure géodésique avec les observations hydrogéologiques présentées dans ce manuscrit est issu du partenariat entre l'OSUR, l'Ecole Supérieure des Géomètres du Mans est le BRGM (Coordinateurs : Laurent Longuevergne pour l'OSUR et Stéphane Durand pour le CNAM-ESGT).

7.2.2 Méthodologie mise en œuvre

Dans le cadre de ce projet, un suivi géodésique de l'essai de pompage réalisé sur le système aquifère de Saint-Brice en Coglès a été effectué. Deux types de mesures ont été menées : des mesures gravimétriques (sensibles aux variations de masse) et des mesures de déformation (sensibles aux variations de pression appliquée sur les fractures). L'objectif du couplage de ces méthodes aux observations hydrogéologiques a permis d'identifier et de caractériser la structure principalement active du système aquifère de Saint-Brice en Coglès. Dans le cadre du suivi géodésique de l'essai de pompage sur Saint-Brice en Coglès, trois moyens d'instrumentations géodésiques complémentaires ont été mises en œuvre :

1. **GPS**¹. Cette technique de référence permet d'avoir une information continue et référencée de la déformation du site dans le temps, avec des précisions de l'ordre du millimètre. 4 GPS, empruntés à l'INSU ont été mis en place, 3 sur site (CAS 1, 2 et 3 sur la Figure 7.3 en p.203) et un quatrième à 2 km au sud du site, dans une zone considérée comme stable servant de référence pour un traitement différentiel des données de site. La mise en place du matériel et le traitement des données a été assuré par Olivier Dauteil et Frédérique Moreau (Géosciences Rennes - OSUR).
2. **Nivellement optique**, effectué par les étudiants de l'ESGT du Mans et supervisé par Stéphane Durand. Cette méthode permet de spatialiser les déformations verticales obtenues par GPS avec une précision inférieure au millimètre. Les mesures ont été répétées sur un réseau de plots en bétons fixes, ancrés dans la partie consolidée des 2 premiers mètres de profondeur (Sxx sur la Figure 7.3, p.203). Ces mesures ont été effectuées à l'état initial avant le pompage le 12/09/2011, répétées 2 fois pendant le pompage le 18/10/2011 et le 01/12/2011, puis une mesure réalisée après la remontée des niveaux piézométriques le 15 janvier 2012.
3. **Gravimétrie**, mesurée sur le même réseau que le nivellement optique (Figure 7.3), qui a permis de séparer l'effet de masse de l'effet de pression et ainsi contraindre les relations entre la zone de faille principale pompée et l'aquifère non confiné en surface. Les mesures de déformation permettent également de corriger l'effet des variations d'altitude du gravimètre. Le *gravimètre Scintrex CG5* (<http://www.scintrexltd.com/gravity.html>) a été emprunté à l'UMR Sisyphe. La précision donnée par le fournisseur est de l'ordre de 10 nm.s^{-2} .

1. Global Positioning System

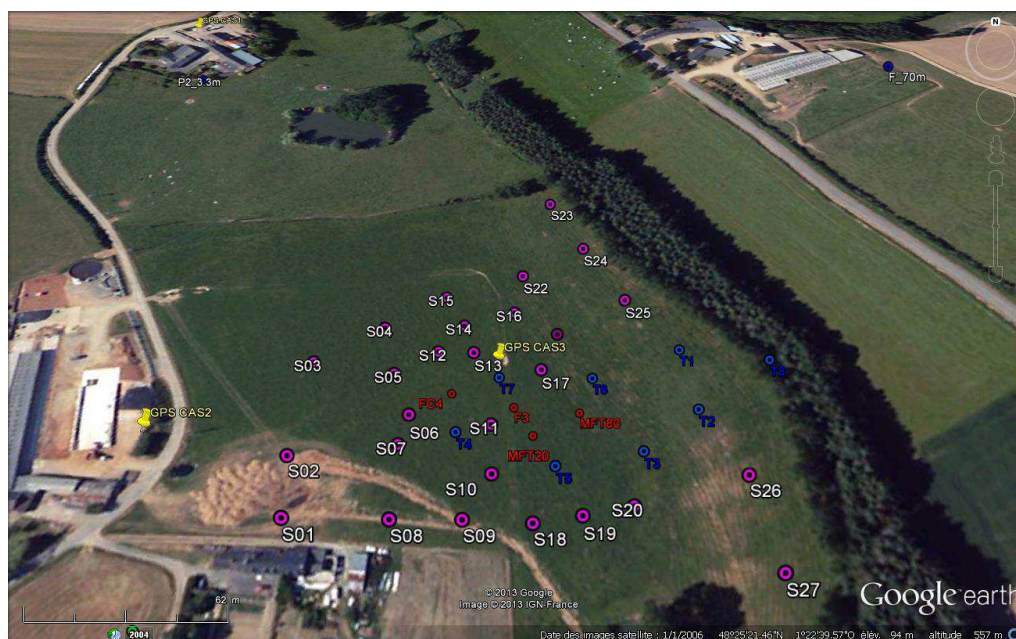


FIGURE 7.3 – Carte de répartition des plots de mesures géodésiques notés Sxx et des GPS (CAS 1, 2 et 3)

7.2.3 Quelques résultats préliminaires et discussion

Analyse qualitative et identification de la structure active pendant le pompage

Les résultats des positions selon la verticale, pour les 3 GPS (CAS 1, 2 et 3), sont présentés en Figure 7.4A (p. 204). La zone grisée sur le graphique représente la période de pompage.

Une forte incertitude de positionnement est observée sur les trois GPS avant le début du pompage (de l'ordre de 4 à 5 mm en altitude), témoignant des difficultés de calibration des instruments soumis aux aléas du milieu extérieur. Le GPS CAS3, situé à environ 35 mètres au nord du forage F3 pompé ne présente que 10 jours de mesures avant le début de pompage et ne semble pas avoir atteint une stabilité convenable.

Malgré cette incertitude liée aux installation supports des GPS, le signal permet d'identifier des variations d'altitude. Le signal vertical au droit du puits de pompage (CAS3 en Figure 7.4A (p. 204)) révèle une variation verticale de près de $\approx 5-10$ mm. Les GPS CAS 1 et 2, quant à eux, ne semblent que faiblement réagir au pompage sur la composante verticale. Seule une faible variation le jour du démarrage du pompage a été enregistrée, due à la calibration effectuée ce jour.

Malgré la forte incertitude de mesure, une déformation verticale enregistrée sur le GPS CAS3 est clairement mesurable et corrélée avec la période de pompage, alors

que les CAS 1 et 2 restent globalement stables. Une phase transitoire pendant environ 30 jours de pompage peut être identifiée pour laquelle le degré de déformation est important avant de se stabiliser sur les 30 derniers jours à environ -1 cm par rapport à la référence initiale.

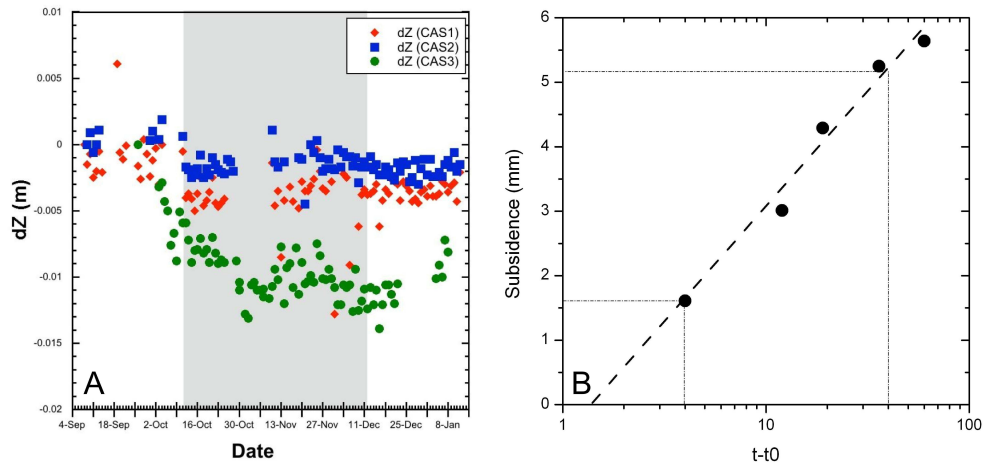


FIGURE 7.4 – A : Déformation verticale mesurée au GPS et B : interprétation suivant la méthode de Burbey (2003)

Ces mesures, interprétées d'un point de vue qualitatif, suggèrent 2 points sur la réponse de la variation de pression induite par le pompage :

1. Au droit du forage F3 pompé, le GPS CAS3 enregistre une déformation associée au pompage, impliquant la réponse d'une structure confinée active lors du pompage et/ou des phénomènes de compaction des terrains superficiels liés à la désaturation.
2. Les GPS CAS1 et 2 ne présentent pas de réponse significative. Ces deux GPS, situés à 200 mètres à l'ouest du forage pompé pour CAS2 et à 400 mètres au nord pour CAS1, sont a priori hors influence de la structure active.

La carte représentée en Figure 7.5 (p.205) révèle les résultats extrapolés des mesures topographiques effectuées par méthode optique pour la première répétition du 18 octobre, soit 37 jours après le début du pompage. Deux informations peuvent être discriminées : l'orientation de la structure confinée active et le degré de déformation verticale. L'orientation de la déformation maximale (couleurs bleue foncées sur les cartes en Figure 7.5) témoigne bien d'une structure N-S à relier avec l'orientation de la faille définie préalablement par l'analyse du linéament et la géophysique. L'amplitude de la déformation maximale est également de l'ordre du cm conformément aux

mesures GPS. Le maximum de déformation s'organise en contrebas de la parcelle, au sein des formations alluviales.

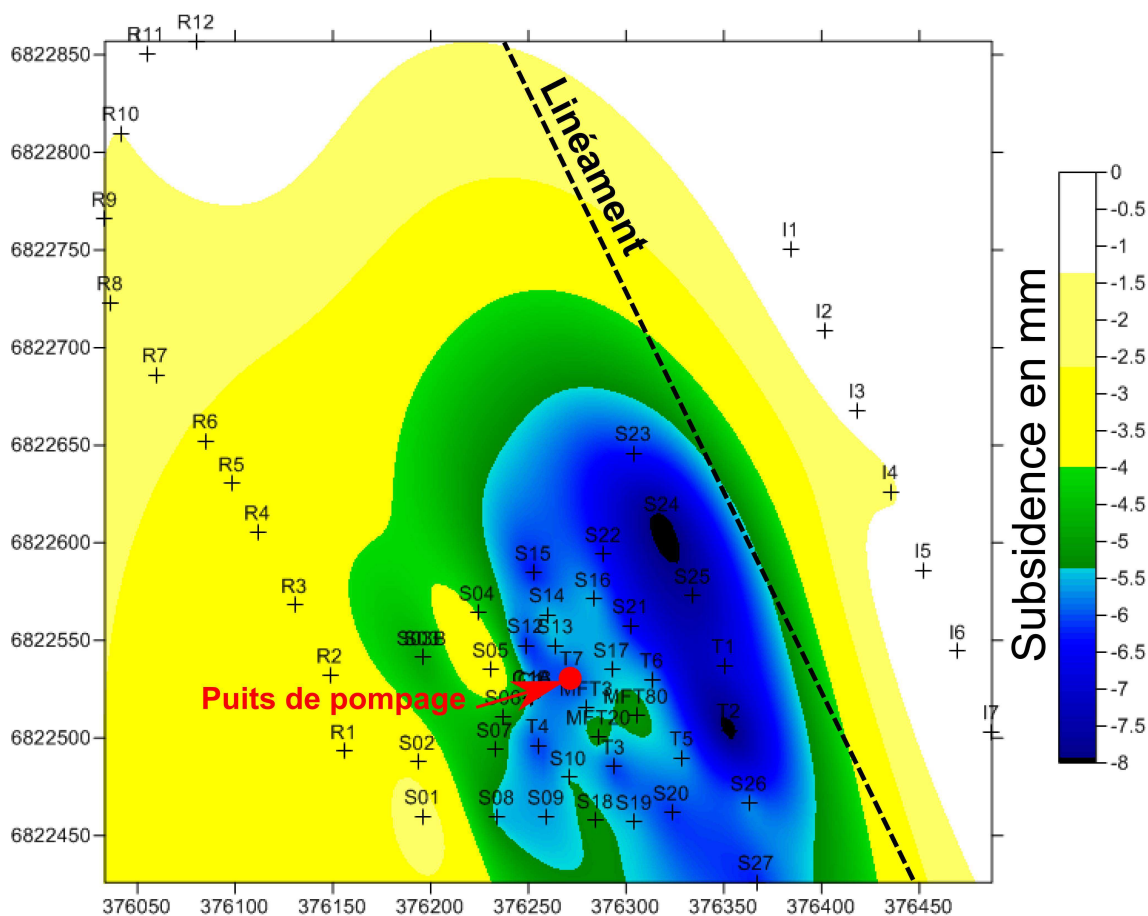


FIGURE 7.5 – Résultats extrapolés des variations topographiques déterminées par mesure optique. Différence entre le 18 octobre et l'état initial (12 septembre).

L'interprétation de cette carte de variation d'altitude (et donc de réponse poro-élastique liée aux variations de pression hydraulique) doit être considérée en prenant compte de deux phénomènes évoluant conjointement : 1) la réponse de la zone de faille en contrebas de la parcelle qui subit le maximum de variation de charge hydraulique (cf. interprétation des essais de traçage en section 4.3 en p. 89 qui révèle un partitionnement des flux majoritaire sur la partie supérieure de la zone de faille), impliquant une réponse poro-élastique maximale. Et 2) la réponse de la compaction des matériaux constitutifs de la zone alluviale en contre-bas de la parcelle, liée à la désaturation des matériaux argilo-sableux. Les mesures gravimétriques également réalisées sur le site pendant l'essai (données en cours de traitement) permettront de quantifier les variations de masse dans l'aquifère de surface et des alluvions. Le degré de compaction des matériaux constitutifs de ces formations alluviales permettra de

discriminer la réponse du système confiné et la désaturation.

Bien sûr cette analyse préliminaire des mesures de déformation n'est que qualitative. Une analyse détaillée de cette réponse sera engagée dans de prochains travaux de modélisation hydromécanique du site. Dans le cadre du présent projet, ces mesures sont particulièrement informatives pour définir l'orientation de la structure confinée active, dans notre cas la zone de faille, et de définir sa zone d'influence. Les variations de pression s'organisent suivant un axe N-S, parallèle au linéament. Le ressaut topographique semble jouer le rôle de barrière étanche du fait de l'absence de signal sur le bloc latéral est au graben. Également, la faible réponse à l'ouest des forages confirme la verticalité de la structure, propageant la variation de pression dans une zone restreinte parallèlement à son orientation.

Emmagasinement de la structure confinée

Ces valeurs de déformation verticale peuvent permettre de déterminer les paramètres hydrauliques du système de faille confiné. L'estimation du coefficient d'emmagasinement est souvent mal contrainte par le diagnostic classiquement employé des courbes de rabattement en fonction du temps, particulièrement dans le cas de systèmes fracturés (Burbey, 2003; Neuman, 1979). La déformation verticale est directement corrélée avec la compressibilité du milieu et donc à l'emmagasinement de l'aquifère.

Burbey (2003) décrit les relations entre les équations d'interprétation des essais de pompage par l'approximation de Cooper et Jacob avec la déformation engendrée par les variations de stock d'eau dans le cas d'aquifères semi-confinés Δb . On peut considérer qu'en régime permanent l'estimation du coefficient d'emmagasinement peut être simplement estimée par l'équation :

$$S \approx \frac{\Delta b}{\Delta h} = 5.5 \cdot 10^{-4}(-) \quad (7.1)$$

avec Δb la variation verticale estimée à 5.5 mm en fin de pompage et Δh la variation de charge hydraulique globale au sein de la structure active estimée à environ 10 m.

Cette valeur du coefficient d'emmagasinement à $5.5 \cdot 10^{-4}$ apparaît plus faible que les valeurs données par les modèles analytiques (cf. Tableau 4.4 en p.107). Cependant elle reflète uniquement la réponse de la partie confinée du système : la zone de faille, et non pas l'ensemble du système aquifère comme c'est le cas par les modélisations des courbes de rabattement.

L'estimation de la transmissivité peut être également faite suivant l'approximation de Cooper et Jacob via l'équation :

$$T = \frac{S.Q}{5.46.\Delta b'} \approx 2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2.s^{-1} \quad (7.2)$$

avec T la transmissivité et $\Delta b'$ la déformation verticale mesurée sur un cycle de temps logarithmique (Figure 7.4, p.204).

Le couplage entre études hydrologiques et méthodes géodésiques offre de nombreuses perspectives pour la compréhension des systèmes, que ce soit à l'échelle régionale (Scanlon et al., 2012) ou bien locale. L'hétérogénéité des milieux cristallins entraîne des réponses hydrodynamiques souvent difficiles à appréhender. L'hydrogéologie est une science appliquée sur l'invisible. La détermination des variations de stock d'eau au sein d'un système régit par le cycle de l'eau, ou bien par l'influence d'un pompage sur son environnement immédiat, est primordiale mais souvent mal contrainte par les méthodes classiquement utilisées qui ne permettent qu'une estimation sur la base de données ponctuelles (forages, puits, débits de rivière...). Les données géodésiques peuvent renseigner et quantifier ces aspects de variations de stock d'eau. Lorsqu'elles sont menées conjointement aux mesures hydrogéologiques, il est possible d'intégrer l'ensemble des réponses afin d'assurer une quantification spatiale plus solide et de contraindre au mieux les modèles hydrogéologiques (Longuevergne et al., 2009).

7.3 Modélisation couplée hydrodynamique / âges apparents

Nous avons pu déterminer dans la section 5.2 (p.137) des taux de mélange entre les compartiments du système aquifère pendant les temps transitoires du pompage, en utilisant certains éléments chimiques dissous considérés comme conservatifs, complétés par le CFC-12. Cette détermination pourrait être affinée par l'utilisation de l'ensemble des traceurs atmosphériques mesurés (CFCs et SF6) et leur évolution, dans le but de contraindre les paramètres du modèle de Saint-Brice en Coglès. Les évolutions des âges apparents déterminés par le CFC-11, CFC-12, CFC-113 et SF6 sont donnés en Figure 7.6 (p. 208).

Peu d'études ont analysé l'évolution des âges apparents en régime transitoire. Leray et al. (2013a) ont démontré que ces données transitoires peuvent être utilisées afin de contraindre le fonctionnement d'un système aquifère. En effet, les âges apparents sont directement fonction de la concentration atmosphérique des traceurs et sont donc propres à chaque traceur. Ils sont aussi fonction de la distribution des temps de résidence, qui découle des conditions d'écoulement. A de faibles échelles de temps, typiquement la durée d'un essai de pompage, c'est la distribution des

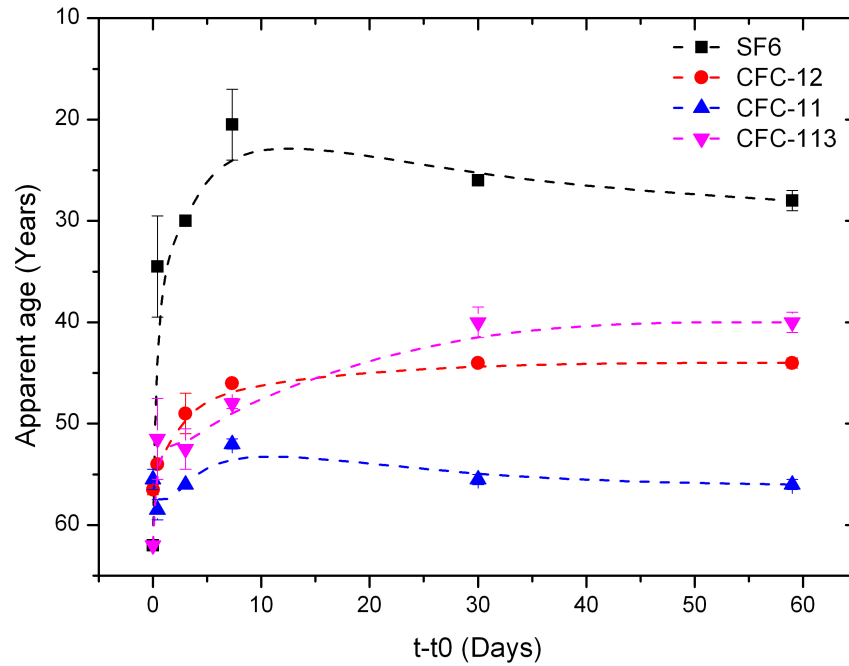


FIGURE 7.6 – Évolution transitoire des données d'âge mesurée à l'exhaure du puits de pompage F3

temps de résidence et sa variabilité temporelle qui contrôlent l'évolution des âges apparents. La modélisation d'un essai de pompage, tel que celui qui a été réalisé sur le site de Saint-Brice en Coglès, en vue de reproduire l'évolution des âges apparents mesurés, participerait à la caractérisation des réservoirs en place ainsi qu'à l'évolution temporelle du fractionnement des flux.

L'intégration des données d'âge dans ce type de modèle c'est-à-dire à cette échelle de temps très courte, est originale. Seuls les travaux de Zinn and Konikow (2007a) et Zinn and Konikow (2007b) ont abordé la problématique mais sur la base d'un modèle 2D et sans données de site.

Chapitre 8

Conclusion Générale

Ce travail a permis d'aborder la problématique de la ressource en eau en domaine de socle cristallin suivant deux échelles d'observation : 1) à l'échelle du *site*, par la caractérisation détaillée du fonctionnement hydrodynamique et hydrogéochimique du site de Saint-Brice en Coglès et 2) à l'échelle *régionale* au travers de l'étude de sites identifiés comme exceptionnellement productifs sur le Massif Armoricain.

Une approche pluridisciplinaire, adaptée aux aquifères complexes fracturés, comprenant des mesures *in-situ* géologiques, hydrogéologiques, hydrogéophysiques et géochimiques des eaux, a conduit à la description d'un système aquifère complexe, organisé autour d'une zone de faille perméable. L'hétérogénéité de la structure a pu être détaillée ainsi que sa dynamique hydrogéologique, que ce soit en régime naturel ou sous influence d'un pompage.

Par la suite, une analyse approfondie des structures aquifères productives présentes sur le Massif Armoricain, a permis d'établir le lien entre productivité, évolution des paramètres hydrodynamiques en profondeur et structures de réservoirs. Ces deux aspects, cœur de ce travail de thèse, contribuent à la compréhension de ces structures que nous résumerons dans cette conclusion en deux points principaux.

Propriétés des systèmes aquifères profonds

L'hétérogénéité typique des milieux fracturés cristallins gouvernent la circulation des fluides. L'identification de la géométrie des réservoirs aquifères est donc essentielle dans la caractérisation de la ressource en eau associée. Cette étude a permis de lever certaines contradictions sur l'importance des structures perméables profondes en domaine de socle cristallin. Les 50 premiers mètres de profondeurs sont classiquement décrits comme constituant la majorité des ressources disponibles dans de tels milieux, et sont généralement représentés avec une relation de densités de fractures conductrices diminuant exponentiellement avec la profondeur. En abordant la problématique de la ressource en eau à la fois à l'échelle du site et à l'échelle

régionale, nous montrons l'importance de structures profondes en termes de productivité et de durabilité de la ressource en eau. Les zones de failles, individualisées sur quelques mètres d'épaisseur, assurent la majorité de la productivité des ouvrages et peuvent être rencontrées à des profondeurs importantes (jusqu'à 250 m dans le cadre de cette étude).

Les systèmes de faille sont associés à la fois à des structures à grande échelle (graben, bassin d'effondrement, chevauchement, plis...) et à des systèmes de fractures secondaires (zone endommagée, fente de tension, micro-fracturation...). Cet aspect structural implique la présence d'un continuum perméable entre le système de faille, les formations bordières et les réservoirs de surface, permettant la circulation et le stockage des fluides. Ce continuum hétérogène présente des échelles de perméabilité et de porosité variables impliquant un partitionnement des flux au sein du système aquifère. L'origine de l'eau stockée sera directement dépendante de ces contrastes de propriétés hydrodynamiques. Nous avons pu montrer par l'analyse des réponses géochimiques que le système de failles de Saint-Brice en Coglès présente une forte variabilité concernant l'origine des eaux circulant en profondeur, d'une eau relativement actuelle à des eaux stockées dans la micro-fracturation pouvant avoir une origine inter-glaciaire.

Par cette caractérisation, nous proposons une nouvelle approche des systèmes aquifères en domaine de socle influencés par des systèmes de failles profondes. Le socle sous-jacent et les compartiments de sub-surface constituent un réel continuum inter-connecté, mais hétérogène, assurant les fonctions de stockage et de transfert à l'échelle de la structure tectonique.

Implication en termes de ressource en eau

Nous apportons par cette étude de nouvelles pistes de réflexion concernant la ressource en eau en domaine de socle cristallin. Nous avons vu dans la partie introductive que la majorité de cette ressource est historiquement associée aux réservoirs de sub-surface altérés/fissurés. En Bretagne, ces réservoirs constituent plus de 70% des prélèvements souterrains. Mais les praticiens caractérisent cette ressource comme peu viable d'un point de vue quantitatif et qualitatif.

Au travers de nos résultats, nous démontrons l'importance des systèmes de failles qui peuvent constituer de réelles ressources en eau conséquentes et durables. Dans des contextes géologiques et tectoniques favorables, les systèmes de failles peuvent jouer le rôle de drains aux écoulements, connectant les réservoirs adjacents sur toute leur longueur. Nous avons pu montrer, par une analyse complémentaire incluant analyse des conditions d'écoulement et processus de mélange des eaux pendant le

pompage réalisé à Saint-Brice en Coglès, que le partitionnement des flux sollicite à hauteur de 20% les compartiments de surface et 80% les réservoirs bordiers. Ces résultats supposent la prépondérance du stockage au sein des réservoirs fracturés adjacents à la zone de faille pour l'alimentation du réseau de fracture principal pendant les temps longs du pompage.

L'hétérogénéité structurale et la différenciation géochimique de plusieurs masses d'eau au sein du système aquifère impliquent des processus géochimiques spécifiques liés aux écoulements. Les variations de charge entre les différentes échelles de perméabilités induites par le pompage entraînent des processus de mélange qui peuvent favoriser certaines réactions. Notamment, nous avons pu décrire le pouvoir dénitrifiant de telles structures profondes. Cet aspect, souvent abordé en écoulement naturel ou lors de tests ponctuels de puits (essais de traçage réactif ou de push pull) n'a été que peu décrit à l'échelle d'un site en exploitation. Le système de Saint-Brice en Coglès assure une totale dénitrification des produits azotés par dénitrification autotrophe, en utilisant les minéraux ferreux comme donneur d'électron. La pyrite est généralement décrite comme favorisant cette réaction. Cependant, nous avons pu montrer qu'une dynamique réactive impliquant différents types de réactions est en jeu, probablement associée à l'évolution des écoulements au sein du système aquifère. Nous supposons que d'autres minéraux, telle que la biotite, pourraient avoir un rôle prépondérant dans ce type de réaction. Cet aspect apporte de nouvelles pistes pour la caractérisation des processus de transport réactif à l'échelle d'un site de pompage, particulièrement pour la dénitrification qui est un point décisif pour la gestion de la ressource en eau.

La productivité des systèmes de faille sera fonction des réservoirs qui lui sont connectés, de leurs capacités de stockage mais également de la géométrie du plan de faille perméable. Le pendage du système de faille est une particularité structurale essentielle permettant de garantir le renouvellement de la ressource et un débit d'exploitation important. Cet aspect a déjà été suggéré par Ruelleu et al. (2010) au travers d'observations de terrain et abordé numériquement par Leray et al. (2013b). Notre approche régionale d'analyse des systèmes productifs sur le Massif Armoricaïn confirme cette particularité déterminante. Les systèmes de failles sub-horizontaux identifiées dans le cadre de cette étude présentent des capacités de production plus importantes que les failles sub-verticales, en raison de leur capacité de drainage plus importante au sein de l'aquifère.

Également, nous avons souligné un point déterminant pouvant guider les prospections de sites productifs : l'analyse des sites productifs sur le Massif Armoricaïn suggère une forte dépendance avec les contraintes tectoniques actuelles. Dans notre

cas, les structures productives sont principalement orientées N-S, orientation que l'on peut directement corrélérer aux contraintes tectoniques liées aux orogénèses alpine et pyrénéenne qui influence le Massif Armoricain. Cette relation a préalablement été décrite dans des études hydro-tectoniques à l'échelle de la fracture (se référer aux études de Barton et al. (1995) et Mattila and Tammisto (2012) entre autres). Les contraintes actuelles permettent de garder les fractures sub-parallèles à la contrainte principale ouvertes. Une analyse détaillée sur l'ensemble des ouvrages présents sur le Massif Armoricain permettrait de confirmer cette relation.

Les formations cristallines renferment d'importantes ressources en eau à de grandes profondeurs, et parfois en très grande quantité. Bien entendu, leurs occurrences dépendent d'un certain nombre de facteurs évoluant conjointement. Par cette étude nous apportons de nouvelles pistes de réflexion aussi bien pour l'exploration que pour la gestion et la protection de telles ressources, dans le but d'assurer leur durabilité.

Pour finir, il serait intéressant de comparer cette caractérisation à d'autres systèmes de failles dans différents contextes de socle cristallin. Par exemple, la circulation de fluides profonds au sein des zones de cratons stables, comme le socle indien ou canadien, peut être influencée par d'anciennes structures tectoniques (Dewandel et al., 2011) pouvant constituer des ressources potentielles. Également, le cycle souterrain des zones de montagnes jeunes est particulièrement méconnu (Forster and Smith, 1988a,b). Le rôle de la tectonique sur les écoulements et le cycle de l'eau dans de tels milieux restent à définir. Une telle caractérisation représente en enjeu scientifique et économique pour ces régions.

Bibliographie

- Abdelaziz, B. and Tiab, D. (2004). Pressure Behaviour of a Well Between Two Intersecting Leaky Faults. In *Canadian international petroleum conference*, page 16.
- Adepelumi, A. A., Yi, M. J., Kim, J. H., Ako, B. D., and Son, J. S. (2006). Integration of surface geophysical methods for fracture detection in crystalline bedrocks of southwestern Nigeria. *Hydrogeology Journal*, 14(7) :1284–1306.
- Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Beyerle, U., and Kipfer, R. (1999). Interpretation of dissolved atmospheric noble gases in natural waters. *Water Resources Research*, 35(9) :2779.
- Airo, M.-L. and Wennerström, M. (2010). Application of regional aeromagnetic data in targeting detailed fracture zones. *Journal of Applied Geophysics*, 71(2-3) :62–70.
- Amiotte Suchet, P., Probst, J.-L., and Ludwig, W. (2003). Worldwide distribution of continental rock lithology : Implications for the atmospheric/soil CO₂ uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2) :1–13.
- Anderson, E. I. and Bakker, M. (2008). Groundwater flow through anisotropic fault zones in multiaquifer systems. *Water Resources Research*, 44(11) :1–11.
- Anderson, M. P. (2005). Heat as a ground water tracer. *Ground water*, 43(6) :951–68.
- André, J. (2002). Regard sur la géologie du Massif armoricain. *Bulletin de la Société d'études scientifiques de l'Anjou*, 17 :163–180.
- Apaydin, A. (2010). Relation of tectonic structure to groundwater flow in the Bey-pazari region, NW Anatolia, Turkey. *Hydrogeology Journal*, 18(6) :1343–1356.
- Aquilina, L., de Dreuzy, J.-R., Bour, O., and Davy, P. (2004). Porosity and fluid velocities in the upper continental crust (2 to 4 km) inferred from injection tests at the Soultz-sous-Forêts geothermal site. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(11) :2405–2415.

- Aquilina, L. and Dreuzy, J.-R. D. (2011). Relationship of present saline fluid with paleomigration of basinal brines at the basement/sediment interface (Southeast basin – France). *Applied Geochemistry*, 26(12) :1933–1945.
- Aquilina, L., Poszwa, A., Walter, C., Vergnaud, V., Pierson-Wickmann, A.-C., and Ruiz, L. (2012a). Long-Term Effects of High Nitrogen Loads on Cation and Carbon Riverine Export in Agricultural Catchments. *Environmental Science and Technology*, 46(17) :9447–9455.
- Aquilina, L., Vergnaud-Ayraud, V., Armandine Les Landes, A., Pauwels, H., Davy, P., Petelet-Giraud, E., Labasque, T., Roques, C., Bour, O., Ben Maamar, S., and Dufresne, A. (2013a). Fluid circulation and climate changes during the last 4.5 million years deduced from saline fluids of Armorican hard rock aquifers. *En préparation*.
- Aquilina, L., Vergnaud-Ayraud, V., Labasque, T., Bour, O., Molénat, J., Ruiz, L., de Montety, V., De Ridder, J., Roques, C., and Longuevergne, L. (2012b). Nitrate dynamics in agricultural catchments deduced from groundwater dating and long-term nitrate monitoring in surface- and groundwaters. *The Science of the total environment*, 435-436C :167–178.
- Aquilina, L., Vergnaud-Ayraud, V., Labasque, T., de Montety, V., Chatton, E., Pauwels, H., and Goddy, D. (2013b). Towards a better understanding of lithogenic SF6 production and sources in aquifers. *Submitted to Applied Geochemistry*.
- Armandine Les Landes, A., Davy, P., and Aquilina, L. (2013). Time scales of regional circulation of saline fluids in continental aquifers (Armorican massif, Western France). *En préparation*.
- Aydin, A. (2000). Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and Petroleum Geology*, 17(7) :797–814.
- Ayraud, V. (2005). *Détermination du temps de résidence des eaux souterraines : application au transfert d'azote dans les aquifères fracturés hétérogènes*. PhD thesis, Université Rennes 1.
- Ayraud, V., Aquilina, L., Labasque, T., Pauwels, H., Molenat, J., Pierson-Wickmann, A.-C., Durand, V., Bour, O., Tarits, C., and Le Corre, P. (2008). Compartmentalization of physical and chemical properties in hard-rock aquifers deduced from chemical and groundwater age analyses. *Applied Geochemistry*, 23(9) :2686–2707.

- Ayraud, V., Aquilina, L., Pauwels, H., Labasque, T., Pierson-Wickmann, A.-C., Aquilina, A.-M., and Gallat, G. (2006). Physical, biogeochemical and isotopic processes related to heterogeneity of a shallow crystalline rock aquifer. *Biogeochemistry*, 81(3) :331–347.
- Bahat, D. (1999). Mechanism of exfoliation joint formation in granitic rocks, Yosemite National Park. *Journal of Structural Geology*, 21(1) :85–96.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., and Pitra, P. (2009). Palaeozoic history of the Armorican Massif : Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2-3) :174–201.
- Banks, D., Odling, N. E., Skarphagen, H., and Rohr-Torp, E. (1996). Permeability and stress in crystalline rocks. *Terra Nova*, 8(3) :223–235.
- Banks, D., Robins, N. S., and Robins, N. (2002). *An Introduction to Groundwater in Crystalline Bedrock*. Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim, Norway.
- Banwart, S., Gustafsson, E., and Laaksoharju, M. (1994). Fracture zone in crystalline bedrock : Initial hydrochemical perturbation during tunnel construction at the Äspö Hard Rock Laboratory, southeastern Sweden. *Water Resources Research*, 30(6) :1747–1763.
- Barton, C., Hickman, S., Morin, R., Zoback, M., and Finkbeiner, T. (1997). Fracture permeability and its relationship to in-situ stress in the Dixie Valley, Nevada, geothermal reservoir. *U.S. Department of Energy*, page 359.
- Barton, C., Zoback, M., and Moos, D. (1995). Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. *Geology*, 23(8) :683–686.
- Beaucaire, C. (1999). Saline groundwaters in the hercynian granites (Chardon Mine, France) : geochemical evidence for the salinity origin. *Applied Geochemistry*, 14(1) :67–84.
- Becker, M. and Shapiro, A. (2000). Tracer transport in fractured crystalline rock : Evidence of nondiffusive breakthrough tailing. *Water Resources*, 36(7) :1677–1686.
- Becker, M. W. (2003). Interpreting tracer breakthrough tailing from different forced-gradient tracer experiment configurations in fractured bedrock. *Water Resources Research*, 39(1) :1–13.
- Bense, V. F., Gleeson, T., Loveless, S., Bour, O., and Scibek, J. (2013). Fault Zone Hydrogeology. *Accepted for Earth and Planetary Science*, pages 1–38.

- Bense, V. F. and Person, M. a. (2006). Faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers. *Water Resources Research*, 42(5) :1–18.
- Bense, V. F., Person, M. a., Chaudhary, K., You, Y., Cremer, N., and Simon, S. (2008). Thermal anomalies indicate preferential flow along faults in unconsolidated sedimentary aquifers. *Geophysical Research Letters*, 35(24) :1–6.
- Bense, V. F., Van den Berg, E. H., and Van Balen, R. T. (2003). Deformation mechanisms and hydraulic properties of fault zones in unconsolidated sediments; the Roer Valley Rift System, The Netherlands. *Hydrogeology Journal*, 11(3) :319–332.
- Bergman, B., Tryggvason, A., and Juhlin, C. (2006). Seismic tomography studies of cover thickness and near-surface bedrock velocities. *Geophysics*, 71(6) :U77–U84.
- Blatt, H. and Jones, R. (1975). Proportions of exposed igneous, metamorphic, and sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 86(50806) :1085–1088.
- Boisson, A., de Anna, P., Bour, O., Le Borgne, T., Labasque, T., and Aquilina, L. (2013). Reaction chain modeling of denitrification reactions during a push-pull test. *Journal of contaminant hydrology*, 148 :1–11.
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N. E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., and Berkowitz, B. (2001). Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics*, 39(3) :347.
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.-P., and Van Den Driessche, J. (2000). Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement : The Armorican Massif, NW France. *Journal of Geophysical Research*, 105(B8) :19273–19288.
- Bouhnik-Le Coz, M., Petitjean, P., Serrat, E., and Gruau, G. (2001). Validation d'un protocole permettant le dosage simultané des cations majeurs et traces dans les eaux douces naturelles par ICP-MS. *Les cahiers techniques de Géosciences Rennes*.
- Boulton, N. (1975). New equations for determining the formation constants of an aquifer from pumping test data. *Water Resources Research*, 11(1) :148–153.
- Boulton, N. S. (1954). Unsteady radial flow to a pumped well allowing for delayed yield from storage. *International Association of Scientific Hydrology*, 37 :472–477.

- Boulton, N. S. (1963). Analysis of data from non-equilibrium pumping tests allowing for delayed yield from storage. *Proceedings - Institution of Civil Engineers*, 26(6693) :603–610.
- Bour, O., Davy, P., Darcel, C., and Odling, N. (2002). A statistical scaling model for fracture network geometry, with validation on a multiscale mapping of a joint network (Hornelen Basin, Norway). *Journal of Geophysical Research*, 107 :1–12.
- Bourdet, D. and Ayoub, J. (1989). Use of pressure derivative in well test interpretation. *SPE Formation Evaluation*, 4(2) :293–302.
- Bourdet, D., Whittle, T., Douglas, A., and Pirard, Y. (1983). A new set of type curves simplifies well test analysis. *World Oil*, 196(6) :95–106.
- Boutt, D. F., Diggins, P., and Mabee, S. (2010). A field study (Massachusetts, USA) of the factors controlling the depth of groundwater flow systems in crystalline fractured-rock terrain. *Hydrogeology Journal*, 18(8) :1839–1854.
- Bouwer, H. and Rice, R. C. (1976). A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, 12(3) :423–428.
- Brault, N. (2002). *Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne. Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères*. PhD thesis, Université Rennes 1.
- Bresciani, E., Davy, P., and de Dreuzy, J. R. (2012). A finite volume approach with local adaptation scheme for the simulation of free surface flow in porous media. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 36(13) :1574–1591.
- Brun, J.-P., Guennoc, P., Truffert, C., and Vairon, J. (2001). Cadomian tectonics in northern Brittany : a contribution of 3-D crustal-scale modelling. *Tectonophysics*, 331(1-2) :229–246.
- Bu, X. and Warner, M. J. (1995). Solubility of chlorofluorocarbon 113 in water and seawater. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 42(7) :1151–1161.
- Bucher, K. and Stober, I. (2000). The composition of groundwater in the continental crystalline crust. In *Hydrogeology of Crystalline Rocks*, pages 141–175.

- Bucher, K. and Stober, I. (2010). Fluids in the upper continental crust. *Geofluids*, pages 241–253.
- Bucher, K., Zhu, Y., and Stober, I. (2008). Groundwater in fractured crystalline rocks, the Clara mine, Black Forest (Germany). *International Journal of Earth Sciences*, 98(7) :1727–1739.
- Burbey, T. (2003). Use of time–subsidence data during pumping to characterize specific storage and hydraulic conductivity of semi-confining units. *Journal of Hydrology*, 281(1-2) :3–22.
- Burns, D. a., McDonnell, J. J., Hooper, R. P., Peters, N. E., Freer, J. E., Kendall, C., and Beven, K. (2001). Quantifying contributions to storm runoff through end-member mixing analysis and hydrologic measurements at the Panola Mountain Research Watershed (Georgia, USA). *Hydrological Processes*, 15(10) :1903–1924.
- Busenberg, E. and Plummer, L. N. (1992). Use of chlorofluorocarbons (CCl₃F and CCl₂F₂) as hydrologic tracers and age-dating tools : The alluvium and terrace system of central Oklahoma. *Water Resources Research*, 28(9) :2257–2283.
- Butler, J. J. and Liu, W. (1993). Pumping tests in nonuniform aquifers : The radially asymmetric case. *Water Resources Research*, 29(2) :259–269.
- Caine, J., Evans, J., and Forster, C. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24(11) :1025–1028.
- Caine, J. S. and Tomusiak, S. R. A. (2003). Brittle structures and their role in controlling porosity and permeability in a complex Precambrian crystalline-rock aquifer system in the Colorado Rocky Mountain Front Range. *GSA Bulletin*, 115(11) :1410–1424.
- Carn, A. (1991). Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton - R31862 BRE 4S/90. Technical report.
- Carn-Dheilly, A. and Thomas, E. (2008a). RAPSODI - Recherche d'aquifères profonds dans le socle du département de l'Ille et Vilaine. Rapport final - BRGM/RP-56749-FR. Technical report.
- Carn-Dheilly, A. and Thomas, E. (2008b). RAPSODI - Recherche d'aquifères profonds dans le socle du département de l'Ille et Vilaine. Rapport Final - BRGM/RP-56749-FR. Technical report.

- Carrera, J., Vázquez-Suñé, E., Castillo, O., and Sánchez-Vila, X. (2004). A methodology to compute mixing ratios with uncertain end-members. *Water Resources Research*, 40(12) :1–11.
- Carruthers, R., Greenbaum, D., and Jackson, P. (1993). Geological and geophysical characterisation of lineaments in Southeast Zimbabwe and implications for groundwater exploration. G.G.S. Technical Report WC/93/7. Technical report.
- Carucci, V., Petitta, M., and Aravena, R. (2012). Interaction between shallow and deep aquifers in the Tivoli Plain (Central Italy) enhanced by groundwater extraction : A multi-isotope approach and geochemical modeling. *Applied Geochemistry*, 27(1) :266–280.
- Chae, G.-T., Yun, S.-T., Kim, K., and Mayer, B. (2006). Hydrogeochemistry of sodium-bicarbonate type bedrock groundwater in the Pocheon spa area, South Korea : water–rock interaction and hydrologic mixing. *Journal of Hydrology*, 321(1-4) :326–343.
- Chang, C. and Haimson, B. (2007). Effect of fluid pressure on rock compressive failure in a nearly impermeable crystalline rock : Implication on mechanism of borehole breakouts. *Engineering Geology*, 89(3-4) :230–242.
- Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., and Guennoc, P. (2001). The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France) : a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics*, 331(1-2) :1–18.
- Chatelier, M., Ruelleu, S., Bour, O., Porel, G., and Delay, F. (2011). Combined fluid temperature and flow logging for the characterization of hydraulic structure in a fractured karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 400(3-4) :377–386.
- Chilton, P. and Smith-Carington, A. (1984). Characteristics of the weathered basement aquifer in Malawi in relation to rural water supplies. *IAHS Publ.*, (144) :57–72.
- Chilton, P. J. and Foster, S. S. (1995). Hydrogeological characterization and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeology Journal*, 3(1) :36–49.
- Cho, M., Choi, Y., Ha, K., Kee, W., Lachassagne, P., and Wyns, R. (2003). Relationship between the permeability of hard rock aquifers and their weathering,

- from geological and hydrogeological observations in South Korea. In *International Association of Hydrogeologists IAH Conference on "Groundwater in fractured rocks"*, Prague.
- Christophersen, N. and Hooper, R. (1992). Multivariate analysis of stream water chemical data. The use of principal components analysis for the end-member mixing problem. *Water Resources Research*, 28(1) :99–107.
- Clauser, C. (1992). Permeability of crystalline rocks. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 73(21) :233–233.
- Cogné, J. and Wright, A. (1980). L'orogène Cadomien – Geology of Europe from Precambrian to the post-Hercynian sedimentary basins. *26th International Geological Congress – BRGM Mem*, 108 :29–55.
- Cook, P., Love, a., Robinson, N., and Simmons, C. (2005). Groundwater ages in fractured rock aquifers. *Journal of Hydrology*, 308(1-4) :284–301.
- Cook, P. and Solomon, D. (1997). Recent advances in dating young groundwater : chlorofluorocarbons, $3\text{H}/3\text{He}$ and 85Kr . *Journal of Hydrology*, 191(1-4) :245–265.
- Cuenot, N., Charléty, J., Dorbath, L., and Haessler, H. (2006). Faulting mechanisms and stress regime at the European HDR site of Soultz-sous-Forêts, France. *Geothermics*, 35(5-6) :561–575.
- Dadet, P., Beurrier, M., and Lautridou, J.-P. (1984). Notice explicative de la feuille Saint-Hilaire-Du-Harcouët à 1/50 000. *BRGM, Orléans*.
- Darling, W. G. and Goody, D. C. (2007). Assessing the applicability of global CFC and SF(6) input functions to groundwater dating in the UK. *The Science of the total environment*, 387(1-3) :353–62.
- Davis, J. C. (2002). *Statistics and Data Analysis in Geology, second ed. John Wiley and Sons, Inc., New York*. Wiley and Sons, New York, 3rd edition.
- Deeds, D. a., Vollmer, M. K., Kulongoski, J. T., Miller, B. R., Mühle, J., Harth, C. M., Izbicki, J. a., Hilton, D. R., and Weiss, R. F. (2008). Evidence for crustal degassing of CF₄ and SF₆ in Mojave Desert groundwaters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(4) :999–1013.
- Dercourt, J. (2002). *Géologie et géodynamique de la France, Outre -mer et européenne*. Dunod edition.

- Descloitres, M., Ruiz, L., Sekhar, M., Legchenko, A., Braun, J.-J., Mohan Kumar, M. S., and Subramanian, S. (2008). Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding. *Hydrological Processes*, 22(3) :384–394.
- Dewandel, B., Aunay, B., Maréchal, J.-C., Roques, C., Bour, O., Mougin, B., and Aquilina, L. (2013). Analytical solutions for analysing pumping tests in a sub-vertical and anisotropic fracture zone draining shallow aquifers. *Submitted for Journal of Hydrology*.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J., and Krishnamurthy, N. (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.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Zaidi, F. K., and Chandra, S. (2011). A conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers : Example of a quartz reef in granitic terrain in South India. *Journal of Hydrology*, 405(3-4) :474–487.
- Dewandel, B., Maréchal, J., Bour, O., Ladouche, B., Ahmed, S., Chandra, S., and 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.
- Edet, A. E., Okereke, C. S., Teme, S. C., and Esu, E. O. (1998). Application of remote-sensing data to groundwater exploration : A case study of the Cross River State, southeastern Nigeria. *Hydrogeology Journal*, 6(3) :394–404.
- Escobar, F. H. and Hernández, D. P. (2010). Pressure and pressure derivative analysis for long naturally fractured reservoirs using the TDS technique. *DYNA*, 77 :102–114.
- Esteoule-Choux, J., Paris, F., Guigues, J., Dadet, P., and Beurrier, M. (1970). Carte géologique à 1/50000 - Fougères BRGM. Technical report.
- Eva, E., Solarino, S., Eva, C., and Neri, G. (1997). Stress tensor orientation derived from fault plane solutions in the southwestern Alps. *Journal of geophysical research*, 102 :8171–8185.

- Evans, J. P. and Chester, F. M. (1995). Fluid-rock interaction in faults of the San Andreas system : Inferences from San Gabriel fault rock geochemistry and microstructures. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7) :13007–13020.
- Evans, J. P., Forster, C. B., and Goddard, J. V. (1997). Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 19(11) :1393–1404.
- Faulkner, D., Jackson, C., Lunn, R., Schlische, R., Shipton, Z., Wibberley, C., and Withjack, M. (2010). A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32(11) :1557–1575.
- Fenske, P. (1984). Unsteady drawdown in the presence of a linear discontinuity. In : Rosenshein, J., Bennett G.D. (Eds.), *Groundwater Hydraulics. AGU Water Res. Monogr.*, 9 :129–145.
- Fernandes, A. and Rudolph, D. (2001). The influence of Cenozoic tectonics on the groundwater-production capacity of fractured zones : a case study in Sao Paulo, Brazil. *Hydrogeology Journal*, 9(2) :151–167.
- Fishman, R. M., Siegfried, T., Raj, P., Modi, V., and Lall, U. (2011). Over-extraction from shallow bedrock versus deep alluvial aquifers : Reliability versus sustainability considerations for India's groundwater irrigation. *Water Resources Research*, 47(12) :W00L05.
- Folch, A. and Mas-Pla, J. (2008). Hydrogeological interactions between fault zones and alluvial aquifers in regional flow systems. *Hydrological Processes*, 22(17) :3476–3487.
- Forster, C. and Smith, L. (1988a). Groundwater flow systems in mountainous terrain : 1. Numerical modeling technique. *Water Resources Research*, 24(7) :999–1010.
- Forster, C. and Smith, L. (1988b). Groundwater flow systems in mountainous terrain : 2. Controlling factors. *Water Resources Research*, 24(7) :1011–1023.
- Forster, C. B. and Evans, J. P. (1991). Hydrogeology of thrust faults and crystalline thrust sheets : Results of combined field and modeling studies. *Geophysical Research Letters*, 18(5) :979–982.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University Press.

- Francese, R. G., Hajnal, Z., and Prugger, A. (2002). High-resolution images of shallow aquifers—A challenge in near-surface seismology. *Geophysics*, 67(1) :177–187.
- Friedrich, R., Vero, G., von Rohden, C., Lessmann, B., Kipfer, R., and Aeschbach-Hertig, W. (2013). Factors controlling terrigenous SF6 in young groundwater of the Odenwald region (Germany). *Applied Geochemistry*, 33 :318–329.
- Fritz, P. (1997). Saline groundwater and brines in crystalline rocks : the contributions of John Andrews and Jean-Charles Fontes to the solution of a hydrogeological and geochemical problem. *Applied Geochemistry*, 12(6) :851–856.
- Gabriel, K. (1971). The biplot graphic display of matrices with application to principal component analysis. *Biometrika*, 58(3) :453–467.
- Galanos, I. and Rokos, D. (2006). A statistical approach in investigating the hydrogeological significance of remotely sensed lineaments in the crystalline mountainous terrain of the island of Naxos, Greece. *Hydrogeology Journal*, 14(8) :1569–1581.
- Ganerod, G. V., Braathen, A., and Willemoes-Wissing, B. r. (2008). Predictive permeability model of extensional faults in crystalline and metamorphic rocks ; verification by pre-grouting in two sub-sea tunnels, Norway. *Journal of Structural Geology*, 30(8) :993–1004.
- Gannon, J. P., Burbey, T. J., Bodnar, R. J., and Aylor, J. (2011). Geophysical and geochemical characterization of the groundwater system and the role of Chatham Fault in groundwater movement at the Coles Hill uranium deposit, Virginia, USA. *Hydrogeology Journal*, 20(1) :45–60.
- Gascoyne, M. (2004). Hydrogeochemistry, groundwater ages and sources of salts in a granitic batholith on the Canadian Shield, southeastern Manitoba. *Applied Geochemistry*, 19(4) :519–560.
- Gascoyne, M. and Kamineni, D. C. (1994). The Hydrogeochemistry Of Fractured Plutonic Rocks In The Canadian Shield. *Hydrogeology Journal*, 2(2) :43–49.
- Geets, J., Borremans, B., Vangronsveld, J., Diels, L., and van der Lelie, D. (2005). Molecular monitoring of SRB community structure and dynamics in batch experiments to examine the applicability of in situ precipitation of heavy metals for groundwater remediation. *Journal of Soils and Sediments*, 5(3) :149–163.

- Gelhar, L. (1992). A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water resources research*, 28 :1955–1974.
- Genereux, D. (1998). Quantifying uncertainty in tracer-based hydrograph separations. *Water Resources Research*, 34(4) :915–919.
- Gilbert, G. K. (1904). *Domes and Dome Structure of the High Sierra*, volume 1050. Geological Society of America.
- Gleeson, T. and Novakowski, K. (2009). Identifying watershed-scale barriers to groundwater flow : Lineaments in the Canadian Shield. *Geological Society of America Bulletin*, 121(3-4) :333–347.
- Gleeson, T., Wada, Y., Bierkens, M. F. P., and van Beek, L. P. H. (2012). Water balance of global aquifers revealed by groundwater footprint. *Nature*, 488(7410) :197–200.
- Goddard, J. V. and Evans, J. P. (1995). Chemical changes and fluid-rock interaction in faults of crystalline thrust sheets, northwestern Wyoming, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 17(4) :533–547.
- Goderniaux, P., Davy, P., Bresciani, E., de Dreuzy, J.-R., and Le Borgne, T. (2013). Partitioning a regional groundwater flow system into shallow local and deep regional flow compartments. *Water Resources Research*, 49(4) :2274–2286.
- Goody, D., Darling, W., Abesser, C., and Lapworth, D. (2006). Using chlorofluorocarbons (CFCs) and sulphur hexafluoride (SF6) to characterise groundwater movement and residence time in a lowland Chalk catchment. *Journal of Hydrology*, 330(1-2) :44–52.
- Goodman, R. E. (1993). *Engineering geology : rock in engineering construction*. J. Wiley.
- Grellet, B., Combes, P., Granier, T., and Philip, H. (1993). *Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique*, volume 1-2 of *Mémoires de la Société géologique de France*. Société géologique de France.
- Gringarten, E. (1996). 3-D geometric description of fractured reservoirs. *Mathematical Geology*, 28(7) :881–893.

- Guillocheau, F., Brault, N., Thomas, E., Barbarand, J., Bonnet, S., Bourquin, S., Estéoule-Choux, J., Guennoc, P., Menier, D., Néraudeau, D., Proust, J., and Wyns, R. (2003). Histoire géologique du Massif Armoricaïn depuis 140 MA (Crétacé-Actuel). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 40(1) :13–28.
- Haimson, B. C. and Doe, T. W. (1983). State of stress, permeability, and fractures in the Precambrian granite of northern Illinois. *Journal of Geophysical Research*, 88(B9) :7355.
- Harte, P., Robinson, G., Ayotte, J., and Flanagan, S. (2008). Framework for Evaluating Water Quality of the New England Crystalline Rock Aquifers. *U.S. Geological Survey Open-File Report 2008–1282*, page 47.
- Heaton, T. H. E. and Vogel, J. C. (1981). “Excess air” in groundwater. *Journal of Hydrology*, 50(0) :201–216.
- Hencher, S. R., Lee, S. G., Carter, T. G., and Richards, L. R. (2010). Sheeting Joints : Characterisation, Shear Strength and Engineering. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 44(1) :1–22.
- Henriksen, H. (1995). Relation Between Topography and Well Yield in Boreholes in Crystalline Rocks, Sogn og Fjordane, Norway. *Ground Water*, 33(4) :635–643.
- Henriksen, H. (2003). The role of some regional factors in the assessment of well yields from hard-rock aquifers of Fennoscandia. *Hydrogeology Journal*, 11(6) :628–645.
- Henriksen, H. and Braathen, A. (2005). Effects of fracture lineaments and in-situ rock stresses on groundwater flow in hard rocks : a case study from Sunnfjord, western Norway. *Hydrogeology Journal*, 14(4) :444–461.
- Hess, A. (1986). Identifying hydraulically conductive fractures with a slow-velocity borehole flowmeter. *Canadian geotechnical journal*, 23(1) :69–78.
- Holland, M. and Witthüser, K. T. (2011). Evaluation of geologic and geomorphologic influences on borehole productivity in crystalline bedrock aquifers of Limpopo Province, South Africa. *Hydrogeology Journal*, 19(5) :1065–1083.
- Holzhausen, G. R. (1989). Origin of sheet structure, 1. Morphology and boundary conditions. *Engineering Geology*, 27(1–4) :225–278.

- Hooper, R. P. (2003). Diagnostic tools for mixing models of stream water chemistry. *Water Resources Research*, 39(3) :1–13.
- Houston, J. and Lewis, R. (1988). The Victoria Province drought relief project, II. Borehole yield relationships. *Ground Water*, 26(4) :418–426.
- Hunt, B. and Scott, D. (2007). Flow to a Well in a Two-Aquifer System. *Journal of Hydrologic Engineering*, 12(2) :146–155.
- Illman, W. a., Liu, X., Takeuchi, S., Yeh, T.-C. J., Ando, K., and Saegusa, H. (2009). Hydraulic tomography in fractured granite : Mizunami Underground Research site, Japan. *Water Resources Research*, 45(1) :1–18.
- Ingebritsen, S. and Manning, C. (1999). Geological implications of a permeability-depth curve for the continental crust. *Geology*, (12) :1107–1110.
- Jaunat, J., Huneau, F., Dupuy, A., Celle-Jeanton, H., Vergnaud-Ayraud, V., Aquilina, L., Labasque, T., and Le Coustumer, P. (2012). Hydrochemical data and groundwater dating to infer differential flowpaths through weathered profiles of a fractured aquifer. *Applied Geochemistry*, 27(10) :2053–2067.
- Kabala, Z. J. (1994). Measuring distributions of hydraulic conductivity and specific storativity by the double flowmeter test. *Water Resources Research*, 30(3) :685–690.
- Kimblin, R. and Johnson, A. (1992). Recent localised sulphate reduction and pyrite formation in a fissured Chalk aquifer. *Chemical Geology*, 100(1-2) :119–127.
- Knopman, D. (1990). Factors related to the water-yield potential of rocks in the piedmont and valley and ridg provinces of pennsylvania-U.S. Geological Survey, Water-resources Investigations Report 90-4174. Technical report.
- Koh, D.-C., Ha, K., Lee, K.-S., Yoon, Y.-Y., and Ko, K.-S. (2012). Flow paths and mixing properties of groundwater using hydrogeochemistry and environmental tracers in the southwestern area of Jeju volcanic island. *Journal of Hydrology*, 432-433 :61–74.
- Kuchling, K., Eng, P., Chorley, D., Geo, P., and Zawadski, W. (2000). Hydrogeological modeling of mining operations at the Diavik Diamonds project. In *6th International Symposium on environmental Issues and Waste Management in Energy and Mineral Production*, pages 1–8, Calgary, Alberta.

- Laaksoharju, M., Gascoyne, M., and Gurban, I. (2008). Understanding groundwater chemistry using mixing models. *Applied Geochemistry*, 23(7) :1921–1940.
- Labasque, T. (2006). *Analyse des CFC dans les eaux souterraines. Géosciences Rennes, Cahiers techniques de Géosciences Rennes, Rennes.*
- Lachassagne, P., Wyns, R., and Dewandel, B. (2011). The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23(3) :145–161.
- Lamontagne, M., Keating, P., and Perreault, S. (2003). Seismotectonic characteristics of the Lower St. Lawrence Seismic Zone, Quebec : insights from geology, magnetics, gravity, and seismics. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(2) :317–336.
- Larsson, I. (1987). *Les Eaux souterraines des roches dures du socle : Projet 8.6 du Programme Hydrologique International.*
- Latham, J.-P., Xiang, J., Belayneh, M., Nick, H. M., Tsang, C.-F., and Blunt, M. J. (2013). Modelling stress-dependent permeability in fractured rock including effects of propagating and bending fractures. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 57 :100–112.
- Le Borgne, T., Bour, O., de Dreuzy, J.-R., Davy, P., and Touchard, F. (2004). Equivalent mean flow models for fractured aquifers : Insights from a pumping tests scaling interpretation. *Water Resources Research*, 40(3) :1–12.
- Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F., and Caudal, J. (2006a). Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer. *Journal of Hydrology*, 328(1-2) :347–359.
- Le Borgne, T., Paillet, F., Bour, O., and Caudal, J.-P. (2006b). Cross-borehole flowmeter tests for transient heads in heterogeneous aquifers. *Ground water*, 44(3) :444–52.
- Leibundgut, C., Maloszewski, P., and Külls, C. (2011). *Tracers in hydrology.*
- Leray, S., de Dreuzy, J.-R., Aquilina, L., Vergnaud-Ayraud, V., Labasque, T., Bour, O., and Le Borgne, T. (2013a). Temporal evolution of age data under transient pumping conditions. *Accepted for Journal of Hydrology.*

- Leray, S., de Dreuzy, J.-R., Bour, O., and Bresciani, E. (2013b). Numerical modeling of the productivity of vertical to shallowly dipping fractured zones in crystalline rocks. *Journal of Hydrology*, 481 :64–75.
- Leray, S., de Dreuzy, J.-R., Bour, O., Labasque, T., and Aquilina, L. (2012). Contribution of age data to the characterization of complex aquifers. *Journal of Hydrology*, 464-465 :54–68.
- Leveinen, J., Rönkä, E., Tikkanen, J., and Karro, E. (1998). Fractional flow dimensions and hydraulic properties of a fracture-zone aquifer, Leppävirta, Finland. *Hydrogeology Journal*, 6(3) :327–340.
- Lie, H. and Gudmundsson, A. (2002). The importance of hydraulic gradient, lineament trend, proximity to lineaments and surface drainage pattern for yield of groundwater wells on Askøy, West Norway. *NGU Bulletin*, 439 :51–60.
- Liou, T.-S., Lee, Y.-H., Chiang, L.-W., Lin, W., Guo, T.-R., Chen, W.-S., and Chien, J.-M. (2009). Alternative water resources in granitic rock : a case study from Kinmen Island, Taiwan. *Environmental Earth Sciences*, 59(5) :1033–1046.
- Lodemann, M., Fritz, P., Wolf, M., Ivanovich, M., Hansen, B. T., and Nolte, E. (1997). On the origin of saline fluids in the KTB (continental deep drilling project of Germany). *Applied Geochemistry*, 12(6) :831–849.
- Longuevergne, L. (2008). *Contribution à l ' Hydrogéodésie*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie.
- Longuevergne, L., Boy, J., Florsch, N., Viville, D., Ferhat, G., Ulrich, P., Luck, B., and Hinderer, J. (2009). Local and global hydrological contributions to gravity variations observed in Strasbourg. *Journal of Geodynamics*, 48(3-5) :189–194.
- Louvat, D. (1999). Origin and residence time of salinity in the Äspö groundwater system. *Applied Geochemistry*, 14(7) :917–925.
- Mabee, S. B. (1999). Factors Influencing Well Productivity in Glaciated Metamorphic Rocks. *Ground Water*, 37(1) :88–97.
- Mabee, S. B., Curry, P. J., and Hardcastle, K. C. (2002). Correlation of Lineaments to Ground Water Inflows in a Bedrock Tunnel. *Ground Water*, 40(1) :37–43.
- Mabee, S. B., Hardcastle, K. C., and Wise, D. U. (1994). A Method of Collecting and Analyzing Lineaments for Regional-Scale Fractured-Bedrock Aquifer Studies. *Ground Water*, 32(6) :884–894.

- Magowe, M. and Carr, J. R. (1999). Relationship Between Lineaments and Ground Water Occurrence in Western Botswana. *Ground Water*, 37(2) :282–286.
- Mandl, G. (2010). *Rock Joints : The Mechanical Genesis*. Springer.
- Maréchal, J. C. (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) :1–17.
- Maréchal, J.-C., Braun, J.-J., Riotte, J., Bedimo, J.-P. B., and 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.
- Marjollet, G. (2004). Eaux de surface, eaux souterraines : quelles interactions, quels enseignements pour leur préservation. In *Colloque Eaux & Rivières de Bretagne*, pages 33–36.
- Marler, J. and Ge, S. (2003). The Permeability of the Elkhorn Fault Zone, South Park, Colorado. *Ground Water*, 41(3) :321–332.
- Martel, S. J. (2006). Effect of topographic curvature on near-surface stresses and application to sheeting joints. *Geophysical Research Letters*, 33(1) :L01308.
- Mattila, J. and Tammisto, E. (2012). Stress-controlled fluid flow in fractures at the site of a potential nuclear waste repository, Finland. *Geology*, 40(4) :299–302.
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., and Deroussi, S. (2005). Characterisation of the seismological pattern in a slowly deforming intraplate region : Central and western France. *Tectonophysics*, 409 :175–192.
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., Guilbert, J., and Bellier, O. (2004). Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western France. *Geophysical Journal International*, 160(1) :161–178.
- Mazurek, M. (2000). Geological and Hydraulic Properties of Water-Conducting Features in Crystalline Rocks. In *Stober I, Bucher K (eds) Hydrogeology of Crystalline Rocks*, pages 3–26. Kluwer Academic Publishers.
- Meier, P. M., Carrera, J., and Sánchez-Vila, X. (1998). An evaluation of Jacob's Method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations. *Water Resources Research*, 34(5) :1011–1025.

- Melchiorre, E. B., Criss, R. E., and Davisson, M. L. (1999). Relationship between seismicity and subsurface fluids, central Coast Ranges, California. *Journal of geophysical research*, 104(B1) :921–939.
- Mitchell, T. and Faulkner, D. (2009). The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements : A field study from the Atacama fault system, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 31(8) :802–816.
- Mitchell, T. and Faulkner, D. (2012). Towards quantifying the matrix permeability of fault damage zones in low porosity rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 339-340 :24–31.
- Moench, A. (1995). Convergent radial dispersion in a double-porosity aquifer with fracture skin : Analytical solution and application to a field experiment in fractured chalk. *Water resources research*, 31(8) :1823–1835.
- Moench, F. (1984). Double-Porosity Models for a Fissured Groundwater Reservoir With Fracture Skin. *Water Resources Research*, 20(7) :831–846.
- Montety (De), V., Aquilina, L., Labasque, T., Ruiz, L., and Fourre, E. (2013). Recharge processes investigated through long-term monitoring of dissolved gases in shallow groundwater. *Submitted to Applied Geochemistry*.
- Mook, W. G. (2000). *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle : Principles and Applications*. Unesco, International Hydrological Programme. *Technical documents in hydrology*. International hydrological programme. Unesco.
- Morland, G. (1997). *Important factors for groundwater yield and composition of norwegian bedrock boreholes*. PhD thesis, Institut für Geowissenschaften Montanuniversität Leoben.
- Mortimer, L., Aydin, a., Simmons, C., and a.J. Love (2011). Is in situ stress important to groundwater flow in shallow fractured rock aquifers? *Journal of Hydrology*, 399(3-4) :185–200.
- Mougin, B. (2004). Les eaux souterraines bretonnes : principales caractéristiques, l'évolution des prélèvements, les études et suivis en cours. In *Colloque Eaux & Rivières de Bretagne*, pages 5–10.
- Mougin, B., Allier, D., Blanchin, R., Carn, A., Courtois, N., Gateau, C., and Putot, E. (2008). SILURES Bretagne (Système d'Information pour la Localisation et

- l'Utilisation des Ressources en Eaux Souterraines) - Rapport final - Année 5 - BRGM/RP-56457. Technical report.
- Naujoks, M., Weise, A., Kroner, C., and Jahr, T. (2007). Detection of small hydrological variations in gravity by repeated observations with relative gravimeters. *Journal of Geodesy*, 82(9) :543–553.
- Négre, P. and Pauwels, H. (2004). Interaction between Different Groundwaters in Brittany Catchments (France) : Characterizing Multiple Sources through Strontium- and Sulphur Isotope Tracing. *Water, Air, & Soil Pollution*, 151(1-4) :261–285.
- Neuman, S. P. (1979). Perspective on 'Delayed yield'. *Water Resources Research*, 15(4) :899–908.
- Neuman, S. P. (1994). Generalized scaling of permeabilities : Validation and effect of support scale. *Geophysical Research Letters*, 21(5) :349–352.
- Neuman, S. P. (2005). Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks. *Hydrogeology Journal*, 13(1) :124–147.
- Neves, M. a. and Morales, N. (2006). Well productivity controlling factors in crystalline terrains of southeastern Brazil. *Hydrogeology Journal*, 15(3) :471–482.
- Nguyen, F., Garambois, S., Chardon, D., Hermitte, D., Bellier, O., and Jongmans, D. (2007). Subsurface electrical imaging of anisotropic formations affected by a slow active reverse fault, Provence, France. *Journal of Applied Geophysics*, 62(4) :338–353.
- O'Donnell, T. M., Miller, K. C., and Witcher, J. C. (2001). A seismic and gravity study of the McGregor geothermal system, southern New Mexico. *Geophysics*, 66(4) :1002–1014.
- Olesen, O. and Dehls, J. (2007). Aeromagnetic mapping of deep-weathered fracture zones in the Oslo Region-a new tool for improved planning of tunnels. *Norwegian Journal Of Geology*, 87 :253–267.
- Paillet, F. (1998). Flow modeling and permeability estimation using borehole flow logs in heterogeneous fractured formations. *Water Resources Research*, 34(5) :997–1010.
- Panaget, T. (2004). L'utilisation des eaux souterraines pour la production d'eau de consommation. In *Colloque Eaux & Rivières de Bretagne*, pages 15–19.

- Pauwels, H., Foucher, J.-C., and Kloppmann, W. (2000). Denitrification and mixing in a schist aquifer : influence on water chemistry and isotopes. *Chemical Geology*, 168(3-4) :307–324.
- Pauwels, H., Lachassagne, P., Bordenave, P., Foucher, J.-C., and Martelat, A. (2001). Temporal variability of nitrate concentration in a schist aquifer and transfer to surface waters. *Applied Geochemistry*, 16(6) :583–596.
- Peacock, D. and Mann, A. (2005). Evaluation of the controls on fracturing in reservoir rocks. *Journal of Petroleum Geology*, 28(4) :385–396.
- Pierson-Wickmann, A.-C., Aquilina, L., Martin, C., Ruiz, L., Molénat, J., Jaffrézic, A., and Gascuel-Oudou, C. (2009). High chemical weathering rates in first-order granitic catchments induced by agricultural stress. *Chemical Geology*, 265(3-4) :369–380.
- Pinault, J., Pauwels, H., and Cann, C. (2001). Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems : Application to nitrate transport and denitrification. *Water Resources Research*, 37(8) :2179–2190.
- Plummer, L., Böhkle, J., and Busenberg, E. (2003). Approaches for ground-water dating, in Lindsey, B.D., Phillips, S.W., Donnelly, C.A., Speiran, G.K., Plummer, L.N., Böhlke, J.K., Focazio, M.J., Burton, W.C., and Busenberg, Eurybiades, Residence times and nitrate transport in ground water discharging to . Technical report.
- Plummer, L. and Busenberg, E. (2000). *Chlorofluorocarbons*. In : Cook, P.G., Herczeg, A.L. (Eds.), *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Kluwer Academic Publishers, Boston.
- Pollard, D. and Aydin, A. (1988). Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100(8) :1181–1204.
- Rafini, S. and Larocque, M. (2009). Insights from numerical modeling on the hydrodynamics of non-radial flow in faulted media. *Advances in Water Resources*, 32(8) :1170–1179.
- Rafini, S. and Larocque, M. (2012). Numerical modeling of the hydraulic signatures of horizontal and inclined faults. *Hydrogeology Journal*, 20(2) :337–350.
- Renard, P., Glenz, D., and Mejias, M. (2008). Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal*, 17(3) :589–600.

- Richard, B., Moore, B., Schwarz, G. E., Clark, S. F., Walsh, G. J., and Degnan, J. R. (2002). Factors Related to Well Yield in the Fractured-Bedrock Aquifer of New Hampshire. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1660 :1–51.
- Riebe, C. S., Kirchner, J. W., Granger, D. E., and Finkel, R. C. (2001). Strong tectonic and weak climatic control of long-term chemical weathering rates. *Geology*, 29(6) :511–514.
- Rivett, M. O., Buss, S. R., Morgan, P., Smith, J. W. N., and Bemment, C. D. (2008). Nitrate attenuation in groundwater : a review of biogeochemical controlling processes. *Water research*, 42(16) :4215–32.
- Rojstaczer, S., Wolf, S., and Michel, R. (1995). Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes. *Nature*, 373(6511) :237–239.
- Rojstaczer, S. a., Ingebritsen, S. E., and Hayba, D. O. (2008). Permeability of continental crust influenced by internal and external forcing. *Geofluids*, 8(2) :128–139.
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L., Dewandel, B., Leray, S., Schroetter, J., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Hochreutener, R., Labasque, T., Lavenant, N., Vergnaud-Ayraud, V., and Mougin, B. (2014). Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs. *Journal of Hydrology*, 509 :42–54.
- Ruelleu, S., Moreau, F., Bour, O., Gapais, D., and Martelet, G. (2010). Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge : An example from Ploemeur (Brittany, France). *Journal of Applied Geophysics*, 70(2) :161–168.
- Rugh, D. F. and Burbey, T. J. (2007). Using saline tracers to evaluate preferential recharge in fractured rocks, Floyd County, Virginia, USA. *Hydrogeology Journal*, 16(2) :251–262.
- Ruxton, B. and Berry, L. (1957). Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. *Geological Society of America Bulletin*, 68(10) :1263–1292.
- Sander, P. (1997). Water-well siting in hard-rock areas : Identifying promising targets using a probabilistic approach. *Hydrogeology Journal*, 5(3) :32–43.

- Sander, P. (2006). Lineaments in groundwater exploration : a review of applications and limitations. *Hydrogeology Journal*, 15(1) :71–74.
- Santella, N., Schlosser, P., Smethie, W., Ho, D., and Stute, M. (2006). Seasonal variability and long term trends of chlorofluorocarbon mixing ratios in the unsaturated zone. *Environmental science & technology*, 40(14) :4414–4420.
- Savoie, S., Aranyossy, J.-F., Beaucaire, C., Cathelineau, M., Louvat, D., and Michelot, A. J.-L. (1998). Fluid inclusions in granites and their relationships with present-day groundwater chemistry. *European journal of mineralogy*, 10(6) :1215–1226.
- Scanlon, B. R., Longuevergne, L., and Long, D. (2012). Ground referencing GRACE satellite estimates of groundwater storage changes in the California Central Valley, USA. *Water Resources Research*, 48(4) :1–25.
- Schnegg, P.-a. and Costa, R. (2007). Tracer tests made easier with field fluorimeters. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 20(20) :20–21.
- Schnegg, P.-a. and Flynn, R. (2002). Online field fluorimeters for hydrogeological tracer tests. *Isotope und Tracer in der Wasserforschung, Technische Universität Bergakademie Freiberg, Wissenschaftliche Mitteilungen, Institut für Geologie*, 19 :29–36.
- Scholz, C. (1987). Wear and gouge formation in brittle faulting. *Geology*, 15(June) :493–495.
- Schramke, J. A., Murphy, E. M., and Wood, B. D. (1996). The use of geochemical mass-balance and mixing models to determine groundwater sources. *Applied Geochemistry*, 11(4) :523–539.
- Schwientek, M., Einsiedl, F., Stichler, W., Stögbauer, A., Strauss, H., and Maloszewski, P. (2008). Evidence for denitrification regulated by pyrite oxidation in a heterogeneous porous groundwater system. *Chemical Geology*, 255(1-2) :60–67.
- Seaton, W. J. and Burbey, T. J. (2002). Evaluation of two-dimensional resistivity methods in a fractured crystalline-rock terrane. *Journal of Applied Geophysics*, 51(1) :21–41.
- Seaton, W. J. and Burbey, T. J. (2005). Influence of ancient thrust faults on the hydrogeology of the Blue Ridge Province. *Ground water*, 43(3) :301–13.

- Semprini, L. and Hopkins, G. (1992). In-situ transformation of carbon tetrachloride and other halogenated compounds resulting from biostimulation under anoxic conditions. *Environmental science & technology*, 26(12) :2454–2461.
- Sheldon, H. a. and Micklethwaite, S. (2007). Damage and permeability around faults : Implications for mineralization. *Geology*, 35(10) :903–906.
- Sie, P. and Frapé, S. (2002). Evaluation of the groundwaters from the Stripa mine using stable chlorine isotopes. *Chemical Geology*, 182(2-4) :565–582.
- Singhal, B. and Gupta, R. (2010). *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks : Second Edition*. Springer.
- Smellie, J., Laaksoharju, M., and Wikberg, P. (1995). Äspö, SE Sweden : a natural groundwater flow model derived from hydrogeochemical observations. *Journal of Hydrology*, 172(1-4) :147–169.
- Solomon, S. and Quiel, F. (2005). Groundwater study using remote sensing and geographic information systems (GIS) in the central highlands of Eritrea. *Hydrogeology Journal*, 14(5) :729–741.
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water : the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10(1) :52–67.
- Spane, F. and Wurstner, S. (1993). DERIV : A computer program for calculating pressure derivatives for use in hydraulic test analysis. *Ground Water*, 31(5) :814–822.
- Stober, I. and Bucher, K. (1999). Deep groundwater in the crystalline basement of the Black Forest region. *Applied Geochemistry*, 14(2) :237–254.
- Stober, I. and Bucher, K. (2000). Hydraulic Properties of the upper Continental Crust : data from the Urach 3 geothermal well. In *Stober I, Bucher K (eds) Hydrogeology of Crystalline Rocks*, pages 53–78. Kluwer Academic Publishers.
- Stober, I. and Bucher, K. (2006). Hydraulic properties of the crystalline basement. *Hydrogeology Journal*, 15(2) :213–224.
- Stober, I., Richter, A., Brost, E., and Bucher, K. (2002). The Ohlsbach Plume – Discharge of deep saline water from the crystalline basement of the Black Forest, Germany. *Hydrogeology Journal*, 7(3) :273–283.

- Sutton, D. J., Kabala, Z. J., Francisco, A., and Vasudevan, D. (2001). Limitations and potential of commercially available rhodamine WT as a groundwater tracer. *Water Resources Research*, 37(6) :1641–1656.
- Tarits, C., Aquilina, L., Ayraud, V., Pauwels, H., Davy, P., Touchard, F., and Bour, O. (2006). Oxido-reduction sequence related to flux variations of groundwater from a fractured basement aquifer (Ploemeur area, France). *Applied Geochemistry*, 21(1) :29–47.
- Taylor, R. and Howard, K. (2002). A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock : Evidence from Uganda. *Hydrogeology Journal*, 8(3) :279–294.
- Taylor, R. G. and Howard, K. W. F. (1999). Lithological evidence for the evolution of weathered mantles in Uganda by tectonically controlled cycles of deep weathering and stripping. *CATENA*, 35(1) :65–94.
- Taylor, W. L., Pollard, D. D., and Aydin, A. (1999). Fluid flow in discrete joint sets : Field observations and numerical simulations. *Journal of Geophysical Research*, 104(B12) :28983.
- Templ, M., Filzmoser, P., and Reimann, C. (2008). Cluster analysis applied to regional geochemical data : Problems and possibilities. *Applied Geochemistry*, 23(8) :2198–2213.
- Theis, C. V. (1935). The relation between the lowering of the Piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Transactions, American Geophysical Union*, 16(2) :519.
- Thomas, E. and Guillocheau, F. (1999). *Evolution cénozoïque d'un domaine de socle : le Massif armoricain Apport de la cartographie des formations superficielles - The cenozoic evolution of a basement domain : the armorican Massif Contribution of superficial formations cartography*. PhD thesis, Université Rennes 1.
- Tiab, D. (2005). Analysis of pressure derivative data of hydraulically fractured wells by the Tiab's Direct Synthesis technique. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 49(1-2) :1–21.
- Toth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68(16).

- Touchard, F. (1999). *Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère de socle fracturé : site de Ploemeur (Morbihan)*. PhD Thesis, University of Rennes 1, France. PhD thesis.
- Twidale, C. (1973). On the origin of sheet jointing. *Rock Mechanics* (00357448), 5(3) :163–187.
- Van Vliet-Lanoë, B., Bonnet, S., Hallegouët, M., and Laurent, M. (1997). Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian Massifs : Regional stress field with glacio-isostatic influence? *Journal of Geodynamics*, 24(1-4) :219–239.
- Vogt, C., Kosack, C., and Marquart, G. (2012). Stochastic inversion of the tracer experiment of the enhanced geothermal system demonstration reservoir in Soultz-sous-Forêts — Revealing pathways and estimating permeability distribution. *Geothermics*, 42 :1–12.
- Štěpančíková, P., Dohnal, J., Pánek, T., Lój, M., Smolková, V., and Šilhán, K. (2011). The application of electrical resistivity tomography and gravimetric survey as useful tools in an active tectonics study of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe). *Journal of Applied Geophysics*, 74(1) :69–80.
- Waber, H. and Smellie, J. (2008). Characterisation of pore water in crystalline rocks. *Applied Geochemistry*, 23(7) :1834–1861.
- Walker, D., Rhen, I., and Gurban, I. (1997). *Summary of hydrogeologic conditions at aberg, beberg and ceberg*. Stockholm : Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company.
- Walker, S. J., Weiss, R. F., and Salameh, P. K. (2000). Reconstructed histories of the annual mean atmospheric mole fractions for the halocarbons CFC-11, CFC-12, CFC-113, and carbon tetrachloride. *Journal of Geophysical Research*, 105(C6) :14285.
- Warner, M. and Weiss, R. (1985). Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 32(12) :1485–1497.
- Warren, J. (1963). The behavior of naturally fractured reservoirs. *Old SPE Journal*, pages 245–255.
- Weiss, R. and Price, B. (1980). Nitrous oxide solubility in water and seawater. *Marine Chemistry*, 8(4) :347–359.

- Welty, C. and Gelhar, L. (1994). Evaluation of longitudinal dispersivity from nonuniform flow tracer tests. *Journal of Hydrology*, 153(1-4) :71–102.
- White, A. F., Bullen, T. D., Schulz, M. S., Blum, A. E., Huntington, T. G., and Peters, N. E. (2001). Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(6) :847–869.
- White, B. a. and Burbey, T. J. (2007). Evidence for structurally controlled recharge in the Blue Ridge Province, Virginia, USA. *Hydrogeology Journal*, 15(5) :929–943.
- Wibberley, C. and Shimamoto, T. (2003). Internal structure and permeability of major strike-slip fault zones : the Median Tectonic Line in Mie Prefecture, Southwest Japan. *Journal of Structural Geology*, 25(1) :59–78.
- Winberg, A. (2010). TR-10-36 Fault Rock Zones Characterisation – SKB Final report. Technical Report November.
- Wright, E. P. (1992). The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 66(1) :1–27.
- Wyns, R., Baltassat, J., Lachassagne, P., Legchenko, A., and Vairon, J. (2004). Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175(1) :21–34.
- Zinn, B. a. and Konikow, L. F. (2007a). Effects of intraborehole flow on groundwater age distribution. *Hydrogeology Journal*, 15(4) :633–643.
- Zinn, B. a. and Konikow, L. F. (2007b). Potential effects of regional pumpage on groundwater age distribution. *Water Resources Research*, 43(6) :n/a–n/a.
- Zoback, M. L. (1992). First- and second-order patterns of stress in the lithosphere : The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8) :11703–11728.

Annexe A

Résultats des diagraphies en forages

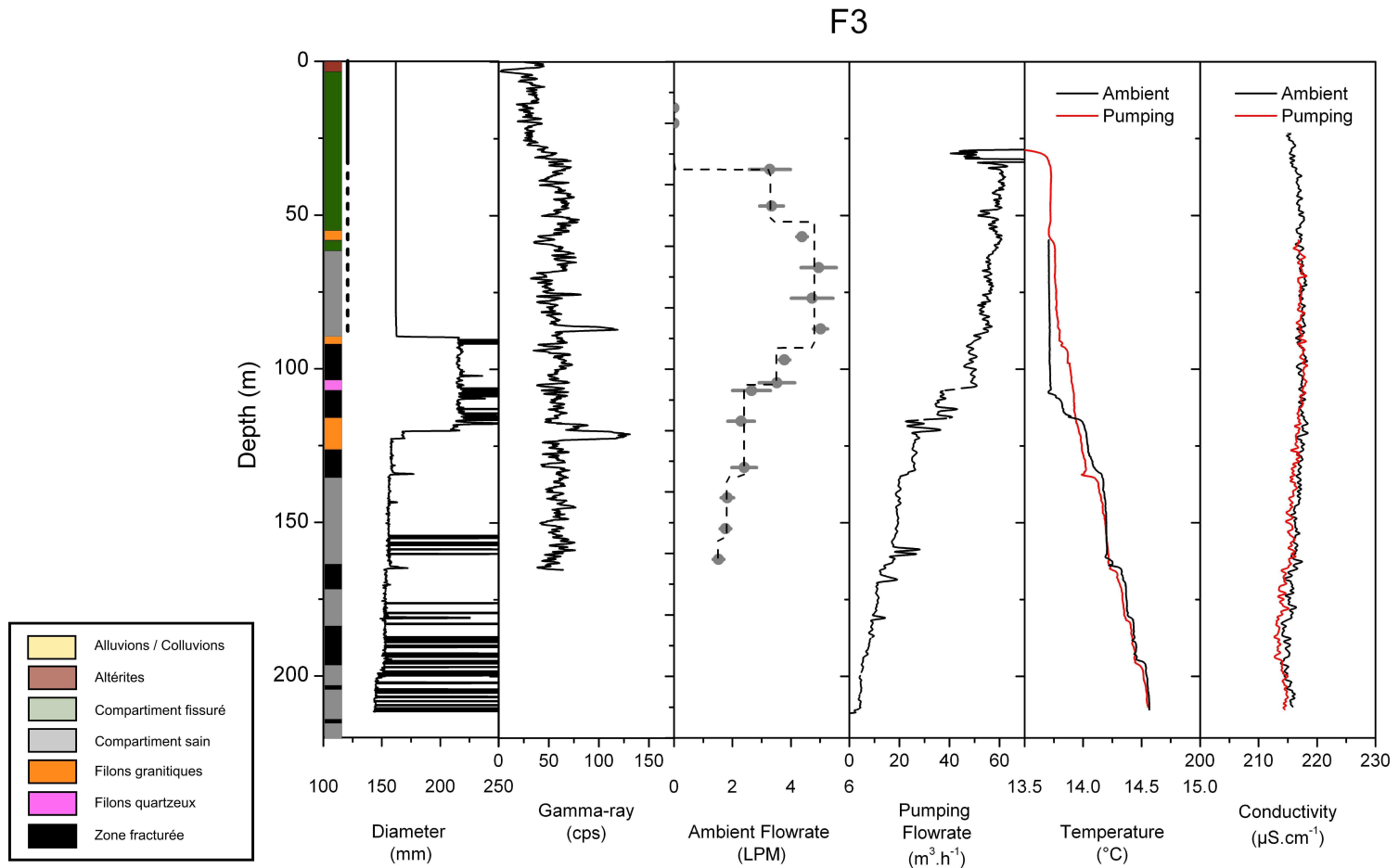


FIGURE A.1 – Diagraphies F3.

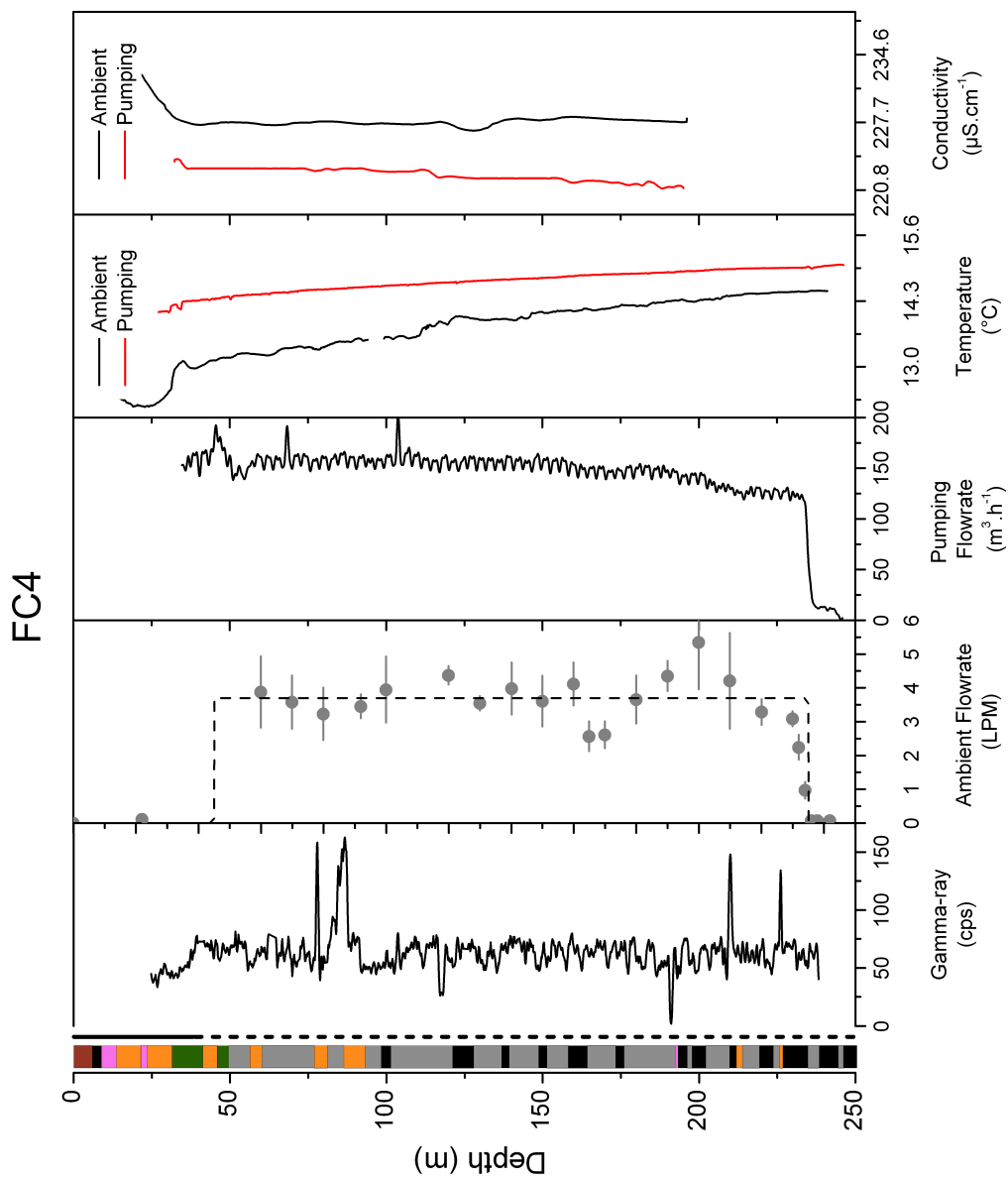


FIGURE A.2 – Diagraphies FC4.

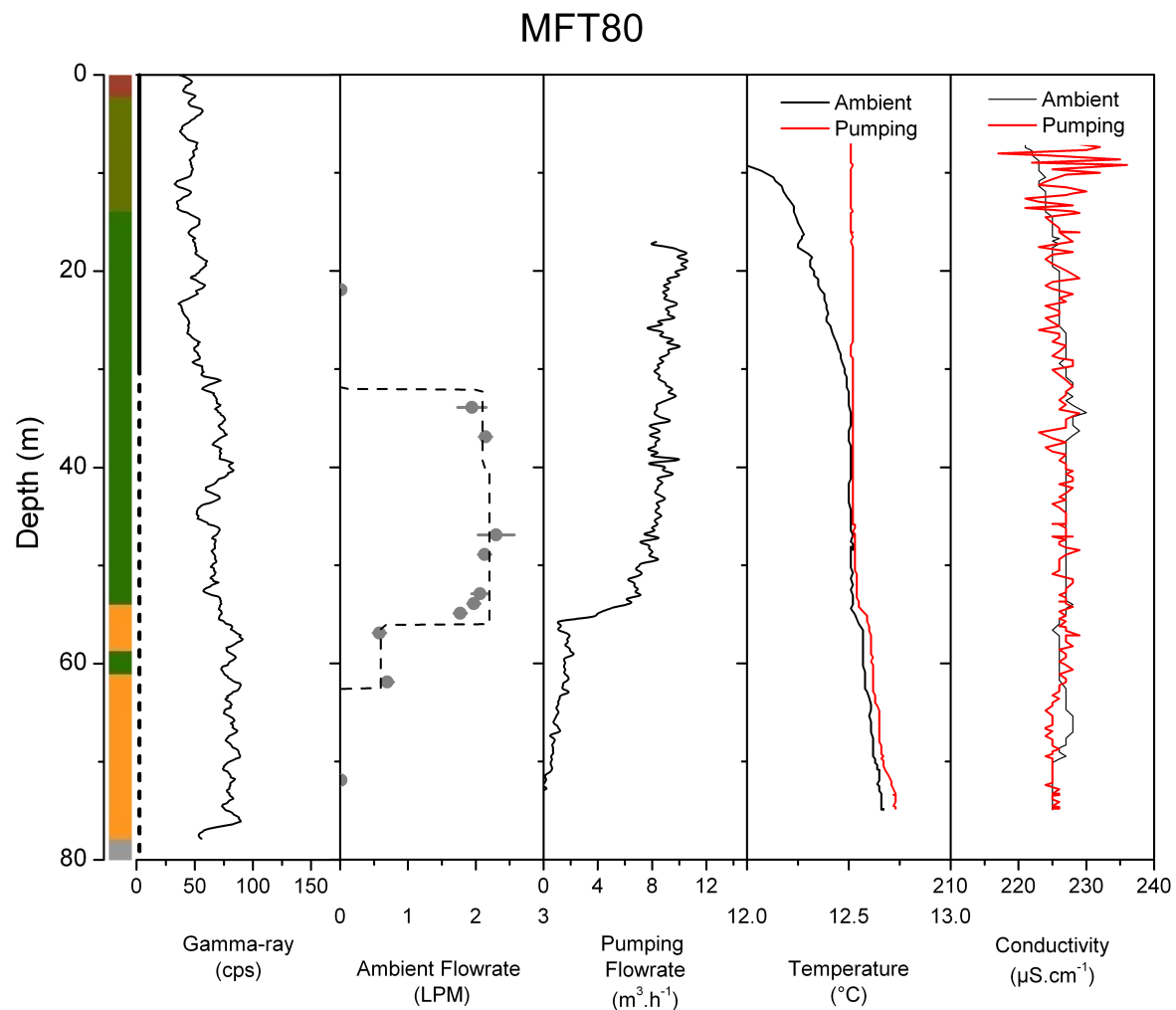
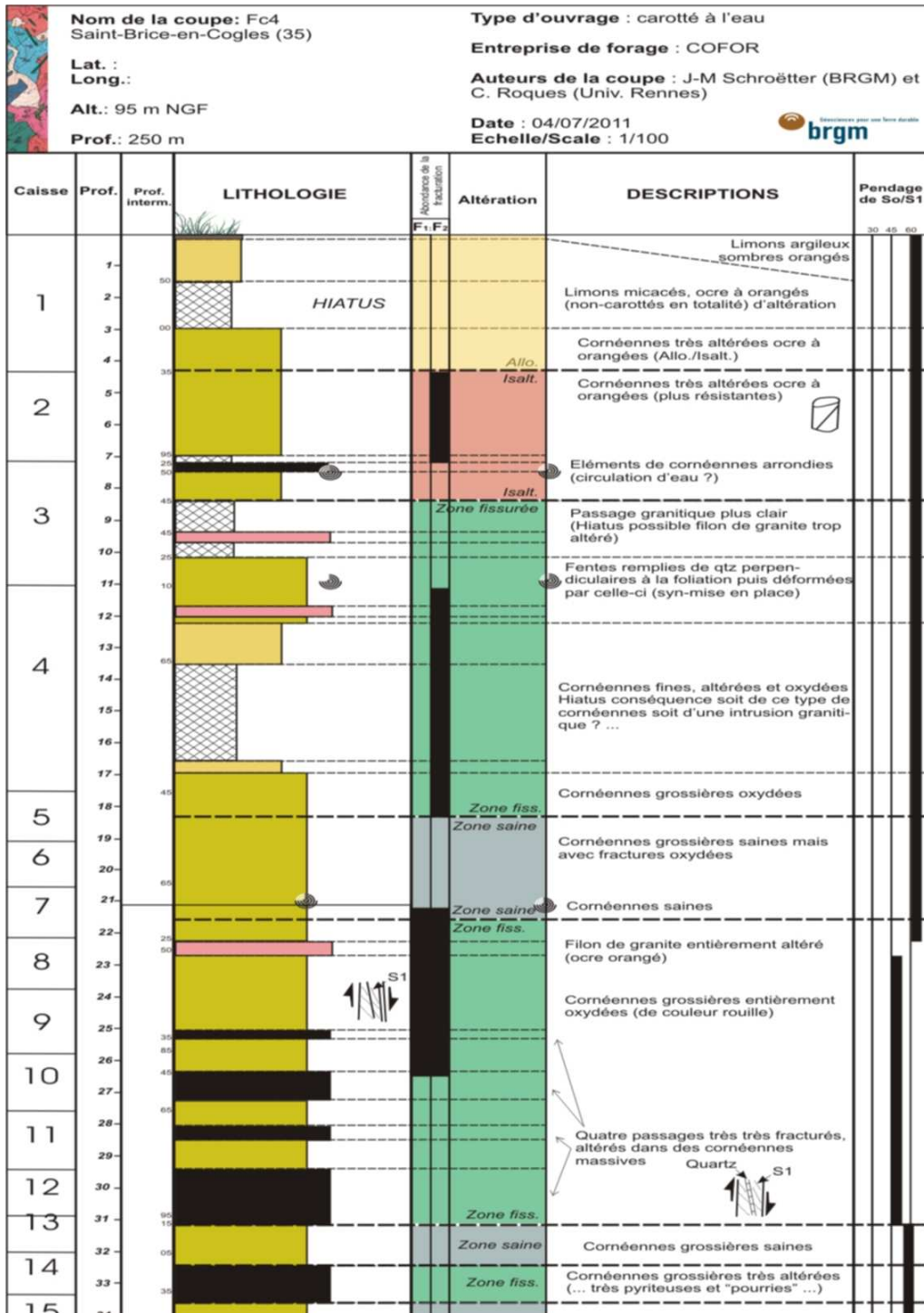
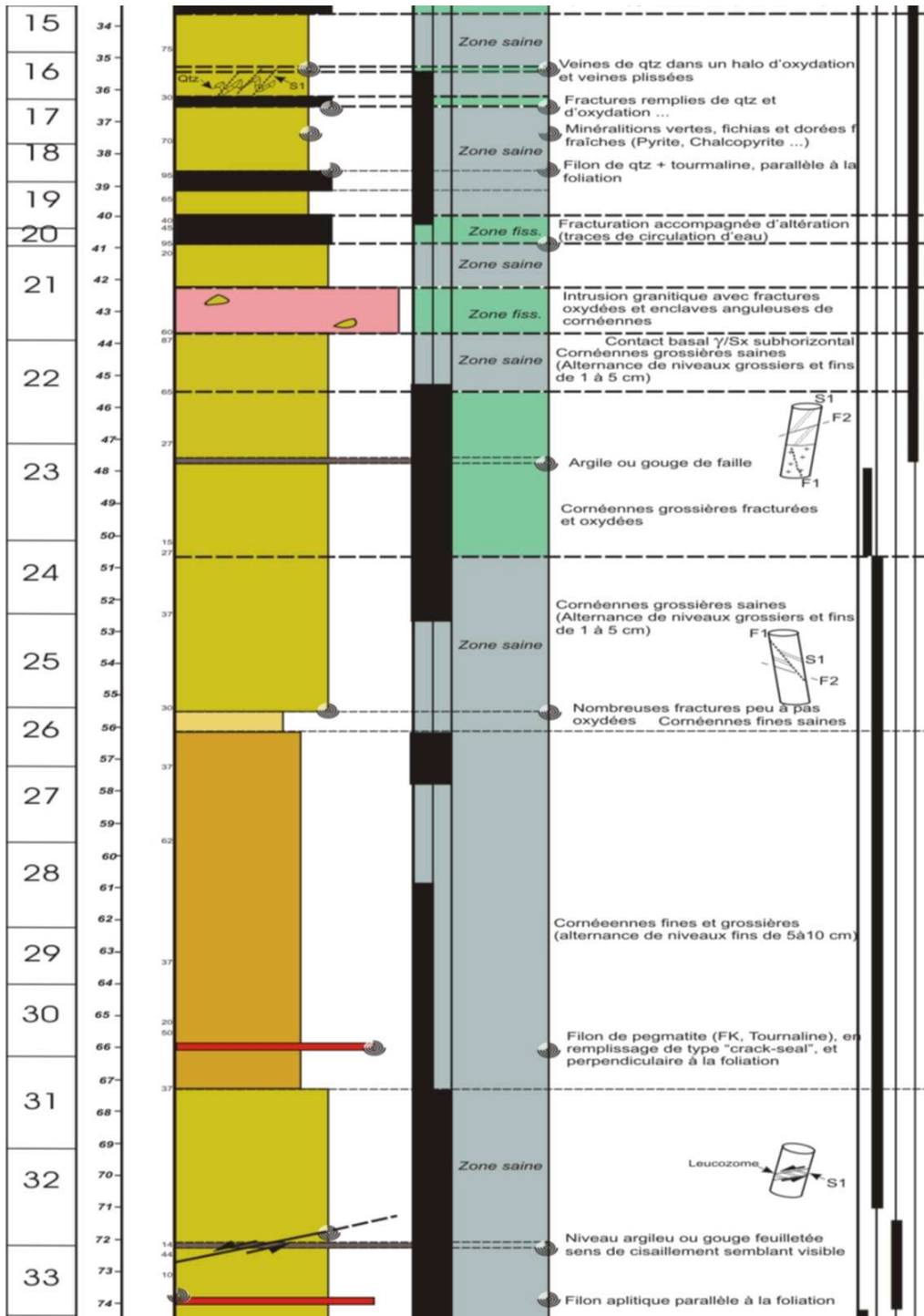


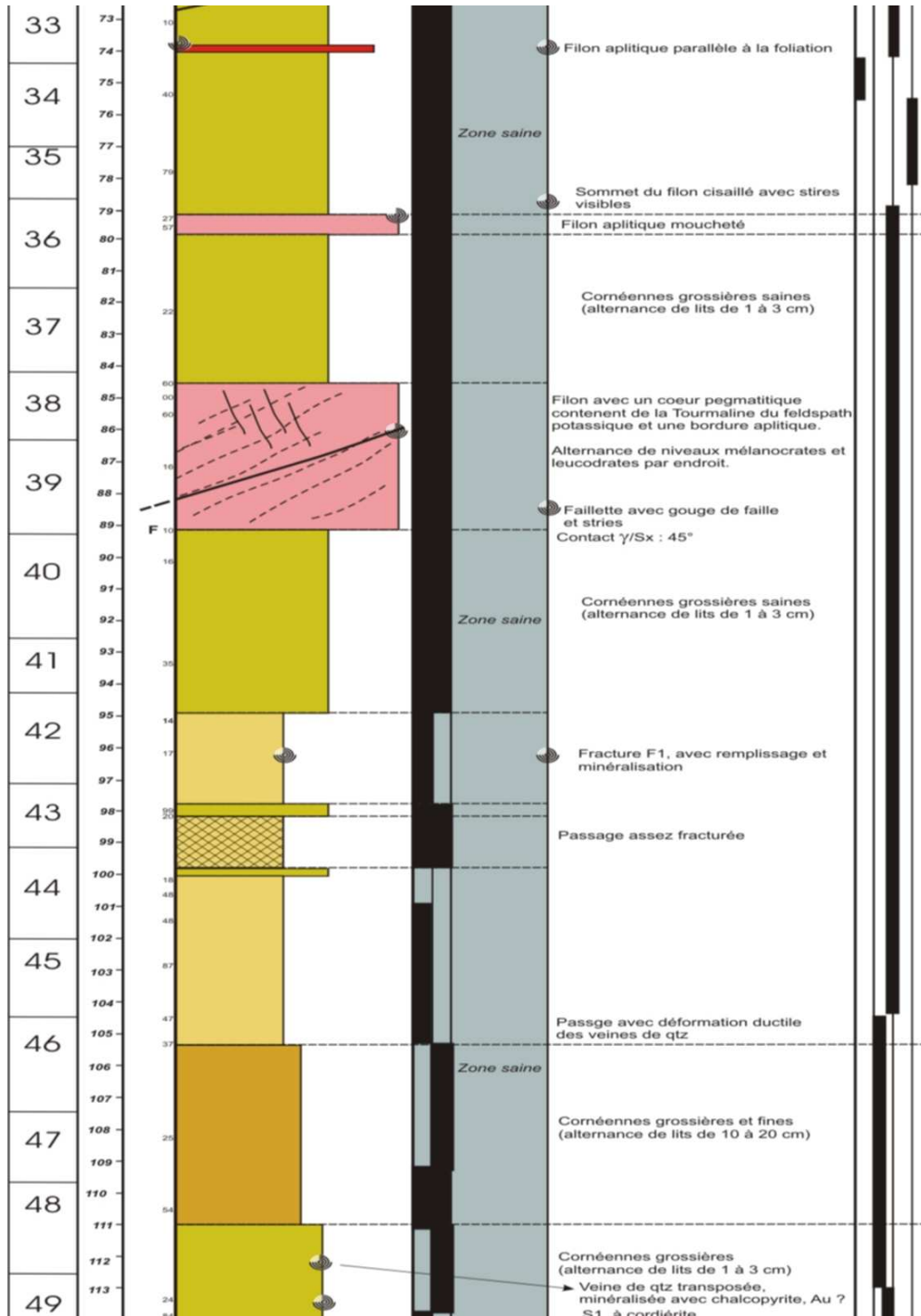
FIGURE A.3 – Diagraphies MFT80.

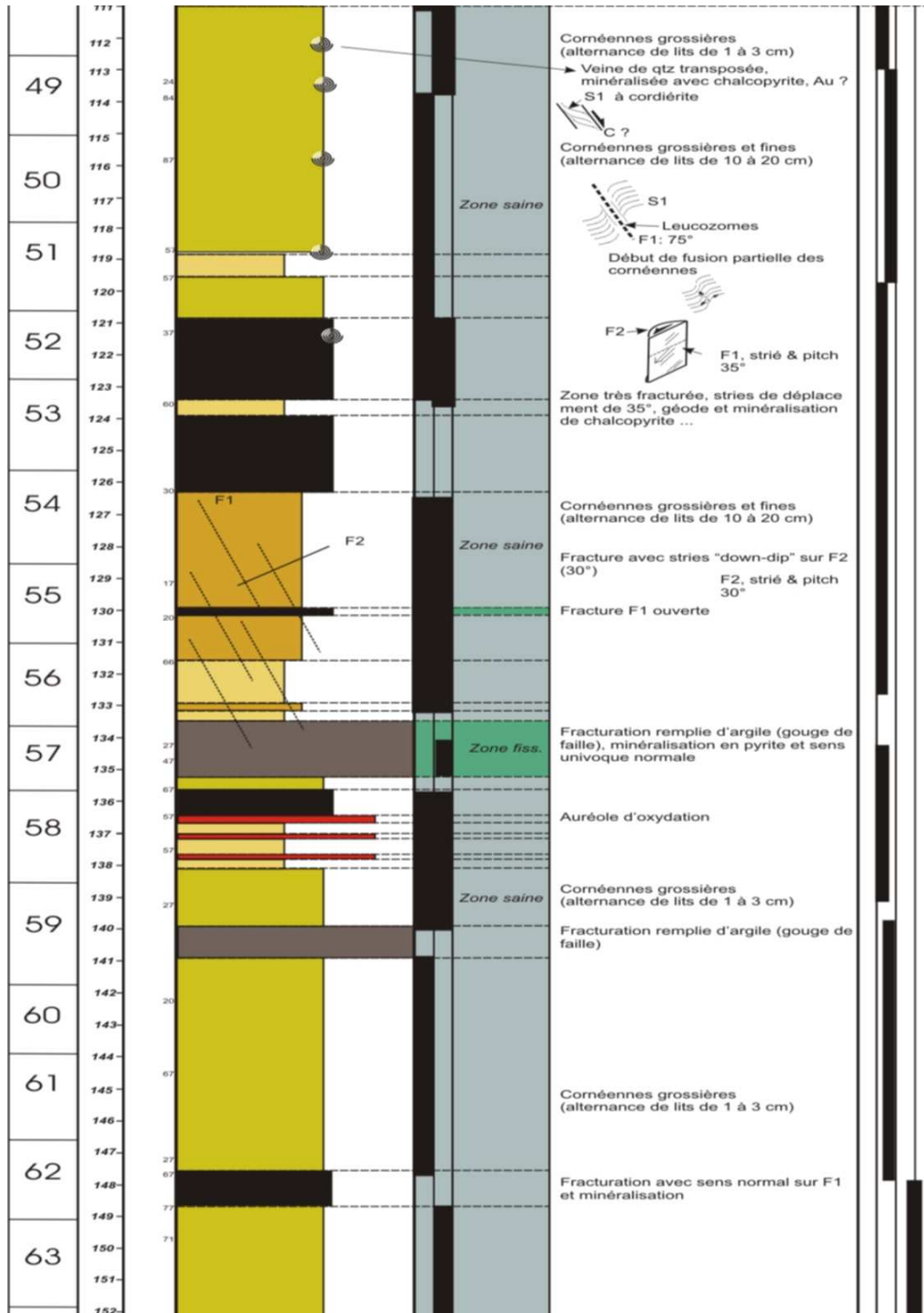
Annexe B

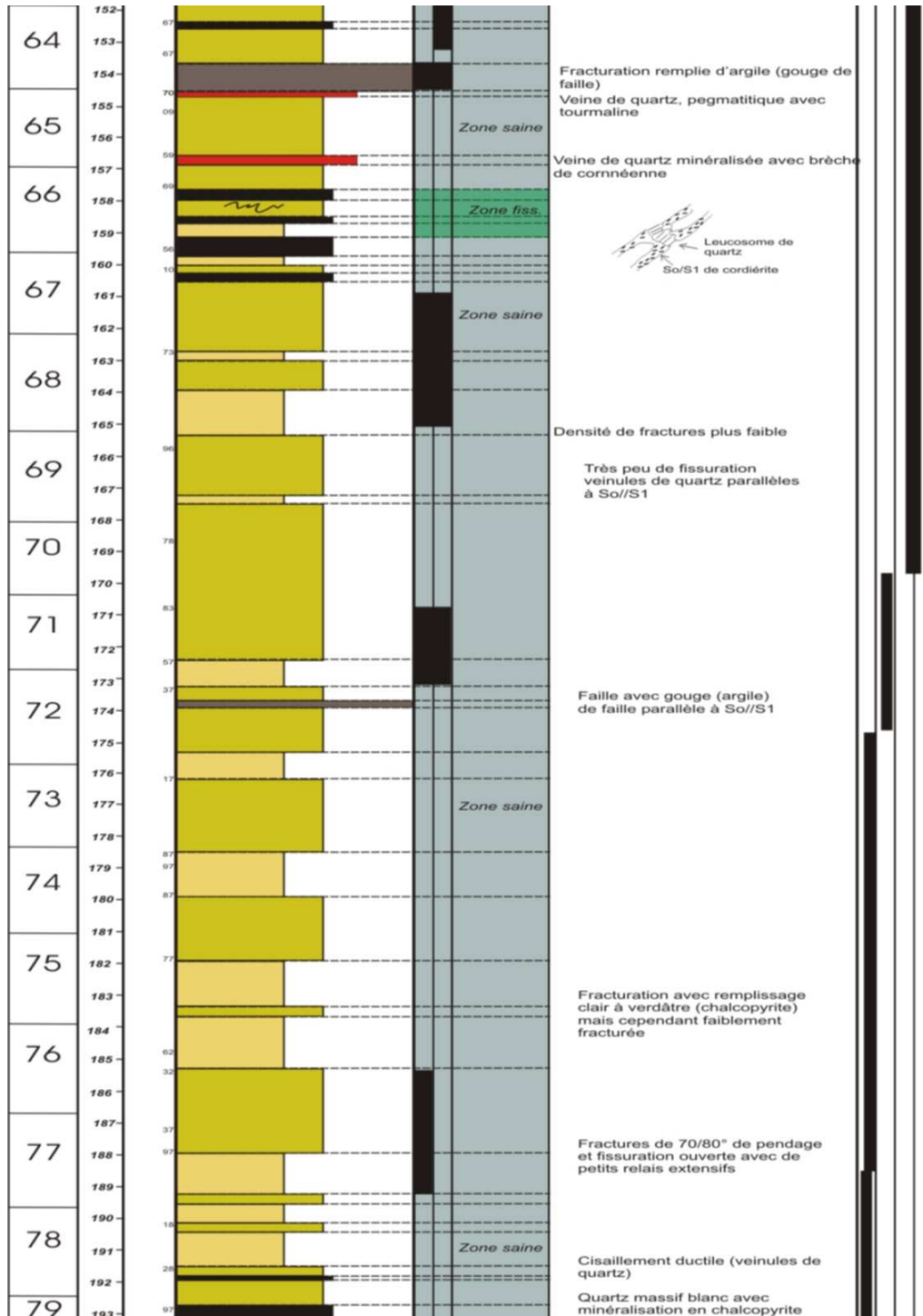
Coupe lithologique du forage FC4

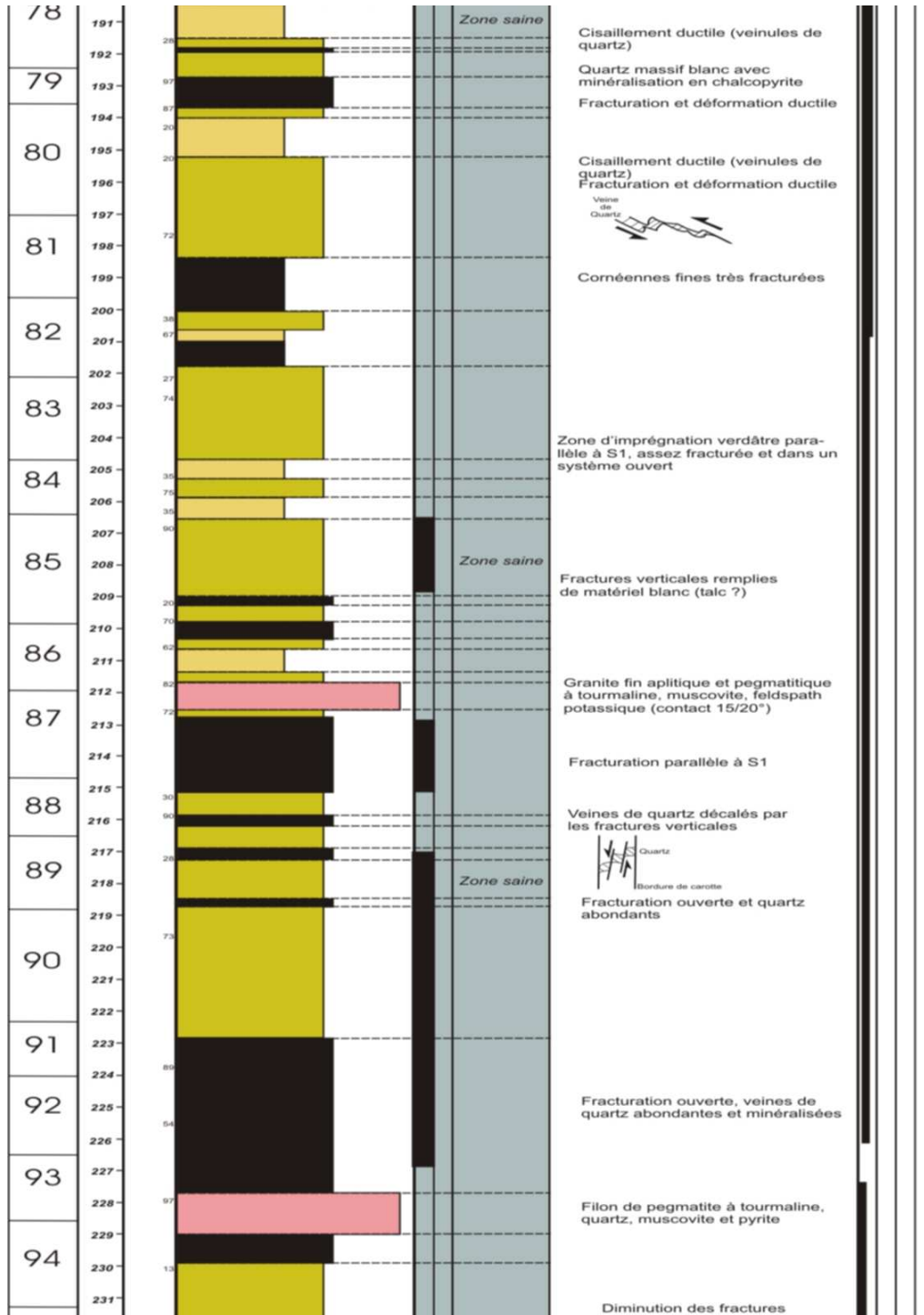












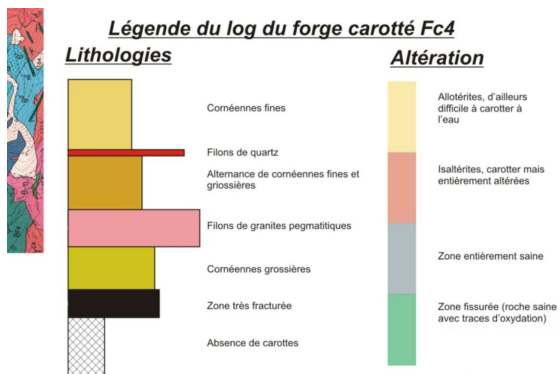
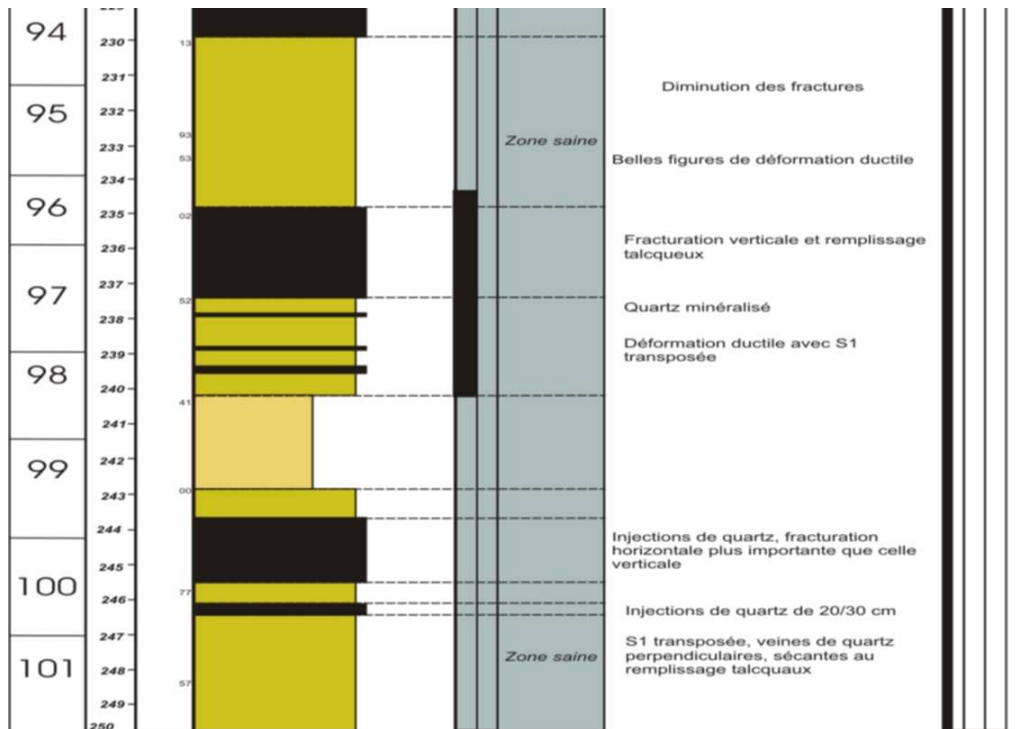


FIGURE B.1 – Coupe lithologique du forage carotté FC4 ©BRGM

Annexe C

Compte rendu et coupes techniques des piezomètres de surface



**Observatoire
des Sciences de l'Environnement
de Rennes**



COMPTE RENDU DE MISSION

Projet CASPAR

SITE DE SAINT-BRICE EN COGLES

Objet : Réalisation de piézomètres à la tarière. Etude du profil d'altération.

**Opérateurs : Clément Roques, Eddie Gaudin, Nicolas Lavenant, Antoine Armandine
Les Landes, Joaquin Jimenez-Martinez**

Du lundi 4 au 8 juillet 2011

* * *



Dans le cadre de la phase 5 du projet CASPAR, « caractérisation détaillée du site », il a été décidé, en concertation avec le BRGM, de réaliser une série de piézomètres captant l'aquifère « perché » des altérites et celui des alluvions/colluvions en contre-bas de la parcelle. Ceci permettant :

- (1) De décrire le profil d'altération (<9m) ;
- (2) De caractériser la géométrie de l'aquifère des altérites ;
- (3) D'instrumenter à l'aide de capteurs pressions ces piézomètres afin d'analyser le signal naturel et sous contrainte (pompage) de ces aquifères de surface, et d'appréhender les possibles connexions avec les aquifères sous-jacents ;
- (4) De pouvoir effectuer des prélèvements pour analyses chimiques et caractériser la signature de ces eaux.

1. Logistique

Les forages ont été réalisés grâce à la foreuse sedidrill 80 de l'OSUR, à la tarière hélicoïdale en diamètre 100mm. La profondeur maximale de prospection possible est de 9m (6 tiges de 1.50m).

Les piézomètres ont été équipés de tubage SDEC type PEHD 1'' (51x63mm) à raccord droits vissés, étanches jusqu'à 3 bars de pression (certificat ETU). Les crépines en PEHD (tubes d'1m) présente une ouverture de 0.3mm.

Le massif filtrant mis en place est du sable siliceux calibré provenant de l'exploitant de granulats SIBELCO, centre de production de MIOS (33), de référence BB 1/2.5mm.

Les caractéristiques techniques du massif filtrant sont résumées dans la brochure SIBELCO en annexe.

2. Réalisation

Une implantation préalable des tarières a été effectuée via SIG, en concertation avec le BRGM. 9 tarières avaient été prévues pour 1 semaine d'intervention.

A ce jour 7 tarières ont été réalisées : 2 captant l'aquifère des alluvions/colluvions en contrebas de la parcelle (T1 et T2) et 5 captant l'aquifère « perché » des altérites. 2 tarières supplémentaires avaient été prévues en haut de la parcelle. Elles n'ont pas pu être réalisées pour des raisons techniques (terrains plus dur et niveau d'eau >8m/sol).

La mission s'est déroulée du 4 au 8 juillet.

Tous les piézomètres ont été développés par pompage/injection pendant 1 heure au minimum.

L'illustration suivante présente la situation des tarières sur la parcelle à ce jour (relevée au GPS) :



Illustration 1 : Plan de situation.

3. Résultats

Chaque tarière a fait l'objet d'une description géologique des terrains traversés. Les logs suivants mettent en relation géologie et coupe technique des ouvrages.

Les **alluvions/colluvions** décrits dans les tarières T1 et T2 présentent une épaisseur de 5 à 7m. Ils sont constitués d'un sable fin, majoritairement arénitique, sous-jacent à une couche argileuse fine pouvant présenter des blocs de schistes, granite et quartz épars. Le toit des altérites est rencontré à 7-8m de profondeur (refus de la tarière). Ces formations constituent un aquifère propre avec un niveau piézométrique proche du sol (1 m/sol au moment de la foration).

Les **altérites** décrites dans les tarières T3 à T7 présentent une forte hétérogénéité quant à leurs degrés d'altération. Une couche argileuse avec présence de quelques résidus caillouteux de schiste, granite et quartz est récurrente dans les 3 premiers mètres, sur l'ensemble des tarières cités. L'altération diminue ensuite avec la profondeur. Le pourcentage d'argile diminue et la présence de blocs de schistes, granite ou quartz s'intensifie. Le refus est généralement rencontré vers 7m sauf pour le T7 où la proportion d'argile reste importante jusqu'à 9m.

Des **couches sableuses arénitiques** sont présentes sur les tarières T3, T5 et T6, d'1 à 2m d'épaisseur, résultat de l'altération d'injections granitiques. Des portions sableuses ont été également rencontrées lors de la foration du carottés (C1), jusqu'à 16m de profondeur.

Nom : T1 Auteurs : Roques Clément, Antoine Armandine Les Landes		Latitude : 620 095 m E Longitude : 5 364 521 m N UTM30		Date : 05/07/2011
Depth 1m:70m	Engineering Log (mm)	Lithology Log	CONSOLIDATION	Comments
	100 100		Unconsolidate Poor Moderate Strong Extreme	
1.0				Terre végétale
2.0				Argile sablo-limoneuse humide
3.0				Zone indurée. Argile avec remontée de cornéennes altérées et quartz
4.0				Sable limoneux moyennement argileux (humide)
5.0				Zone indurée. Remontée d'altérites de cornéennes + quartz (Refus)
6.0				
7.0				

Nom : T2 Auteurs : Roques Clément, Eddie Gaudin		Latitude : 620 099 m E Longitude : 5 364 489 m N UTM30		Date : 04/07/2011
Depth 1m:70m	Engineering Log (mm)	Lithology Log	CONSOLIDATION	Comments
	100 100		Unconsolidate Poor Moderate Strong Extreme	
1.0				Terre végétale
2.0				Argile sableuse humide
2.0				Zone indurée. Argile avec remontée de cornéennes altérées et quartz
3.0				Sable limoneux moyennement argileux (très humide)
4.0				
5.0				Sable fin limoneux jaune (très humide)
6.0				
7.0				Zone indurée (Bloc ?)
7.0				Sable fin limoneux jaune (très humide)
7.0				Zone très dure (refus). Altérites (?)
8.0				

Nom : T3 Auteurs : Roques Clément, Nicolas Lavenant		Latitude : 620 075 m E Longitude : 5 364 471 m N UTM30		Date : 06/07/2011
Depth 1m:70m	Engineering Log	Lithology Log	CONSOLIDATION	Comments
	100 100		Unconsolidate Poor Moderate Strong Extreme	
1.0				Terre végétale
2.0				Argile sablo-limoneuse.
3.0				Zone indurée (blocs de coréennes).
4.0				Argile sablo-limoneuse ocre.
5.0				Zone indurée. Altérites de coréennes, argileux, humide.
6.0				
7.0				

Nom : T4 Auteurs : Roques Clément, Nicolas Lavenant		Latitude : 620 002 m E Longitude : 5 364 478 m N UTM30		Date : 06/07/2011	
Depth 1m:70m	Engineering Log (mm)	Lithology Log	CONSOLIDATION	Comments	
	100 100		Unconsolidate Poor Moderate Strong Extreme		
1.0				Terre végétale	
2.0				Argile sablo-limoneuse. Altérites de cornéennes.	
3.0					
4.0					
5.0				Argile sableuse ocre avec blocs. Altérites de coornéennes.	
6.0					
7.0				Zone très dure. Altérites de cornéennes + granite.	
8.0					
9.0					

Nom : T5 Auteurs : Roques Clément, Antoine Armandine Les Landes		Latitude : 620 041 m E Longitude : 5 364 454 m N UTM30		Date : 05/07/2011
Depth 1m:70m	Engineering Log (mm)	Lithology Log	CONSOLIDATION	Comments
	100 100		Unconsolidate Poor Moderate Strong Extreme	
1.0				Terre végétale
2.0				Argile sablo-graveleuse. Altérites de cornéennes.
3.0				Sable limoneux ocre-jaune (Arène granitique).
4.0				
5.0				
6.0				Zone très dure. Altérites de cornéennes + granite.
7.0				
8.0				

Nom : T6 Auteurs : Roques Clément, Antoine Armandine Les Landes		Latitude : 620 058 m E Longitude : 5 364 511 m N UTM30		Date : 07/07/2011
Depth 1m:70m	Engineering Log	Lithology Log	CONSOLIDATION	Comments
	100 100		Unconsolidate Poor Moderate Strong Extreme	
1.0				Terre végétale
2.0				Argile plastique grise légèrement limoneuse.
3.0				Sable argilo-limoneux.
4.0				Argile indurée avec blocs (cornéennes). Humide.
5.0				Zone indurée. Altérites de cornéennes, argileux, humide.
6.0				
7.0				

Nom : T7 Auteurs : Roques Clément, Joaquin Jimenez-Martinez		Latitude : 620 018 m E Longitude : 5 364 511 m N UTM30		Date : 08/07/2011
Depth 1m:70m	Engineering Log	Lithology Log	CONSOLIDATION	Comments
	100 100		Unconsolidate Poor Moderate Strong Extreme	
1.0				Terre végétale
2.0				Argile ocre-rouge limoneuse. Humide.
3.0				Argile sableuse brune avec blocs (cornéennes)
4.0				Argile rouge caillouteuse (cornéennes + quartz).
5.0				
6.0				
7.0				Zone indurée. Altérites de cornéennes, argileux, humide, avec passées de granite et quartz.
8.0				
9.0				
10.0				

Annexe technique :
Caractéristiques du massif filtrant SIBELCO

BB 1/2,5

Fiche Technique Type

Composition chimique type

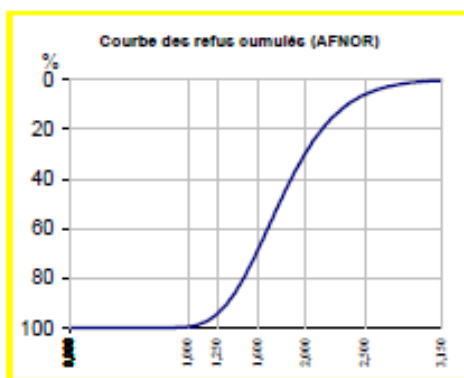
SiO ₂	98,8	%
Fe ₂ O ₃	0,025	%
Al ₂ O ₃	0,700	%
TiO ₂	0,025	%
CaO	0,010	%
K ₂ O	0,200	%

Caractéristiques physiques types

densité réelle (Pycnomètre)	2,65
dureté (Mohs)	7
pH	#7
densité apparente sable sec ("Protabo")	1,6
perte au feu (à 1000°C)	0,20%
résistance pyroscopique (SFC ISO R528)	1750°C
T.E.N.	1,34 mm
C.U.	1,4

GRANULOMETRIE MOYENNE STATISTIQUE

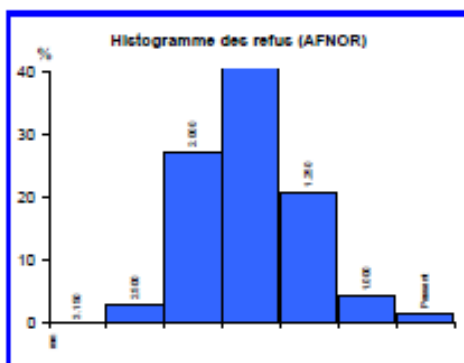
(% en masse - Valeurs indicatives)



TAMISAGE AFNOR

ouverture des mailles mm	refus cumulé %
> 3,150 mm	0,0
> 2,500 mm	3,0
> 2,000 mm	30,3
> 1,600 mm	73,1
> 1,250 mm	94,1
> 1,000 mm	98,5
Passant	100

Classe µm	refus par tamis %
> 3,150 mm	0,0
3,150-2,500 mm	3,0
2,500-2,000 mm	27,3
2,000-1,600 mm	42,8
1,600-1,250 mm	21,0
1,250-1,000 mm	4,4
< 1,000 mm	1,5



CENTRE DE PRODUCTION DE MIOS
 112 route du Barp
 33380 MIOS
 Tel : +33 (0)5 57 71 10 07 Fax : +33 (0)5 57 71 81 56

SIEGE SOCIAL ET DIRECTION COMMERCIALE
 141 Avenue de GLICHY 75848 PARIS Cedex 17
 Tel : +33 (0)1 53 76 82 00 Fax : +33 (0)1 42 25 32 23
 site web : www.Sibelco.fr

RM : 2011-1

Annexe D

Article publié dans *Journal of Hydrology* : Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs



Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs



C. Roques^{a,*}, O. Bour^a, L. Aquilina^a, B. Dewandel^b, S. Leray^a, JM. Schroetter^c, L. Longuevergne^a, T. Le Borgne^a, R. Hochreutener^a, T. Labasque^a, N. Lavenant^a, V. Vergnaud-Ayraud^a, B. Mouginc^c

^a Université Rennes 1-CNRS, OSUR-Géosciences Rennes, avenue du Général Leclerc, 35000 Rennes, France

^b BRGM, Water Dept., New Water Resource & Economy Unit, 1039, Rue de Pinville, 34 000 Montpellier, France

^c BRGM, French Regional Geological Survey of French Brittany, Rennes Atalante Beaulieu 2 rue de Jouanet, 35700 Rennes, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 24 April 2013

Received in revised form 31 October 2013

Accepted 15 November 2013

Available online 25 November 2013

This manuscript was handled by Corrado Corradini, Editor-in-Chief, with the assistance of Aldo Fiori, Associate Editor

Keywords:

Hydrogeology

Crystalline rocks

Lineament

Fault zone

Large scale pumping test

Sustainable groundwater resource

SUMMARY

Crystalline-rock aquifers generally yield limited groundwater resources. However, some highly productive aquifers may be encountered, typically near tectonic discontinuities. In this study, we used a multi-disciplinary experimental field approach to investigate the hydrogeological behavior of a sub-vertical permeable fault zone identified by lineament mapping. We particularly focused our investigations on the hydrogeological interactions with neighboring reservoirs.

The geometry of the permeable domains was identified from geological information and hydraulic test interpretations. The system was characterized under natural conditions and during a 9-week large-scale pumping test. We used a combination of piezometric analysis, flow logs, groundwater dating and tracer tests to describe the interactions between permeable domains and the general hydrodynamical behaviors.

A clear vertical compartmentalization and a strong spatial heterogeneity of permeability are highlighted. Under ambient conditions, the vertical permeable fault zone allows discharge of deep groundwater flows within the superficial permeable domain. The estimated flow across the total length of the fault zone ranged from 170 to 200 m³/day. Under pumping conditions, hydrological data and groundwater dating clearly indicated a flow inversion. The fault zone appears to be highly dependent on the surrounding reservoirs which mainly ensure its recharge. Groundwater fluxes were estimated from tracer tests interpretation. This study demonstrates the hydrogeological capacities of a sub-vertical fault aquifer in a crystalline context. By describing the hydrological behavior of a fault zone, this study provides important constrain about groundwater management and protection of such resources.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Crystalline rocks cover large areas throughout the world of about 35% of the continental surface (Amiotte Suchet et al., 2003; Blatt and Jones, 1975) and may constitute a crucial water resource for vast population. The porosity and permeability of primary crystalline rocks are extremely low, but their hydraulic properties can be greatly modified as a result of secondary physical processes (unloading, tectonic activities, etc.) and/or geochemical processes such as weathering and fluid circulation (Bahat, 1999; Caine et al., 1996; Evans et al., 1997; Henriksen and Braathen, 2005; Taylor and Howard, 2002, 1999). Various conceptual models of hydrogeological compartmentalization in crystalline rock aquifers

have been proposed (Chilton and Foster, 1995; Dewandel et al., 2006; Maréchal and Wyns, 2004; Taylor and Howard, 1999; Wyns et al., 2004). They usually consist of two main reservoirs: (1) a layer of alterites (<15 m bgs), identified as a specific reservoir with a relatively high porosity and storage, highly sensitive to rainfall recharge; (2) a superficial fractured zone, of various thickness and which may be characterized by relatively dense sub-horizontal and sub-vertical fracturing. This fractured reservoir has in general a higher permeability although well yields are typically limited to less than 10 m³/h.

However, highly productive zones have been locally highlighted in regions exposed to past or current tectonic activity, such as Brittany. In practice, although controversial (Gleeson and Novakowski, 2009), hydrogeologists often use fracture outcropping analysis or “lineaments” mapping to determine drilling localization, especially when such lineaments result from extensive tectonic activity (Gleeson and Novakowski, 2009; Henriksen and Braathen, 2005; Sander, 2006; Singhal and Gupta, 2010). Many factors must be

* Corresponding author. Address: Université Rennes 1 – CNRS, OSUR Géosciences Rennes, 263 avenue du Général Leclerc, 35000 Rennes, France. Tel.: +33 2 23 23 54 69; fax: +33 2 23 23 60 90.

E-mail address: clement.roques@univ-rennes1.fr (C. Roques).

considered to ensure the viability of the resource such as rock lithology affected by tectonic activity, stress fields and intensity of deformation. Such factors and fluid flow processes determine fault zone permeability (Caine et al., 1996; Evans et al., 1997; Gleeson and Novakowski, 2009; Goddard and Evans, 1995). Few hydrogeological studies examined relationships between lineaments structures, hydrogeological flow organization and productivity wells (Fernandes and Rudolph, 2001; Henriksen and Braathen, 2005; Holland and Witthüser, 2011; Richard et al., 2002; Sander, 2006). Fault zones may act as conduits, barriers, or as combined conduit-barrier systems that enhance or impede fluid flow (Bense and Person, 2006; Caine et al., 1996) but can also significantly influence groundwater flow, spring discharge, and water-table elevations (Apaydin, 2010; Gleeson and Novakowski, 2009; Melchiorre et al., 1999).

In some cases, aquifers near highly conductive fault zones and with relatively high production rates for crystalline rocks (from 20 to 100 m³/h) have been described: Ploemeur aquifer, Brittany (Le Borgne et al., 2006a; Leray et al., 2013; Ruelleu et al., 2010), the New Hampshire Bedrock Aquifer (Richard et al., 2002), Crystalline Rock Aquifers in New England (Harte et al., 2008) and in the Limpopo Province of South Africa (Holland and Witthüser, 2011).

The hydrodynamic functioning of fault structures in various geological contexts has been investigated in several studies. In sedimentary media, Bense and Person (2006), Bense et al., (2003) showed the important effects of the geometry and anisotropy of a fault zone on its hydraulic properties. Numerical studies, such as those by Anderson and Bakker (2008), also highlighted the influence of a vertical fault on groundwater flow. In the crystalline context, some studies have described the permeability architecture and hydrogeological functioning of fault zones for groundwater resources (Boutt et al., 2010; Caine and Tomusiak, 2003; Evans et al., 1997; Ganerod et al., 2008; Stober and Bucher, 1999) or hydrocarbon entrapment (Aydin, 2000). However, very few studies have analyzed the hydrological functioning of faults in a water abstraction context. In this context, aquifer yields will mainly depend on the ability of interactions between the fault and the surrounding reservoirs to allow recharge and water availability. On the other hand, groundwater abstraction from a deep resource will undoubtedly modify the hydrodynamic gradients and lead to mixing between the different reservoirs. The hydrogeological influence of deep fault zones on overlaying reservoirs is poorly known and is apparently difficult to characterize by field studies (Banwart et al., 1994; Carucci et al., 2012; Folch and Mas-Pla, 2008; Gannon et al., 2011; Sophocleous, 2002). This question has been tackled out only through few numerical studies, which have reported the hydrological efficiency of fault zones to act as preferential flow zone that enhances recharge processes from surrounding reservoirs (Folch and Mas-Pla, 2008; Leray et al., 2013).

The first aim of this study is to characterize the hydrodynamic functioning of a sub-vertical permeable fault zone in crystalline basement from a large-scale field experiment. The main objectives are to (i) describe the architecture of the aquifer system, (ii) define the flow organization between the permeable zones and recharge processes towards the deep fault zone under natural and pumping conditions and (iii) characterize the origin of groundwater and mixing processes due to groundwater abstraction. The experiment is carried out on a specific field site in Brittany (Western France), identified by lineament observation (Carn-Dheilly and Thomas, 2008), where a permeable fault zone at more than 100 m depth is able to provide about 100 m³/h according to air-lift flow measurements.

We first describe the characteristics of the groundwater system under ambient conditions to highlight the hydrologic functioning of deep structures at the catchment scale. We then describe a 9-week large-scale pumping test that was carried out to identify

the hydraulic properties of the aquifer system. During this test, various complementary experiments and measurements were conducted to investigate flow interactions between the different reservoirs and to identify mixing processes. Finally, the combined analyses from this multidisciplinary experiment are used to develop a hydrogeological conceptual model of a sub-vertical fault zone in crystalline context.

2. Geological and hydrogeological setting

The experimental site of Saint-Brice en Coglès is located in the Mancellian Domain of the “*Massif Armoricain*”, in Brittany (France), where it constitutes the north western French part of the Cadomian and Variscan orogenies (Fig. 1a). This formation outcrops from western to central Europe and is mainly composed of low to high grade (migmatite) metamorphic rocks, with regional-scale magmatic intrusions (Cadomian granodiorites). The Mancellian Domain is limited in the north by the English Channel, and to the south by the North Armorican Shear Zone (NASZ). The main lithologies encountered are Precambrian (Brioverian) sedimentary rocks (Fig. 1a), composed of alternating series of argillites/siltites and sandstones. These sedimentary rocks have been affected by low grade metamorphism which has formed a metamorphic aureole around the Cadomian granodiorites on a regional-scale (Ballèvre et al., 2009; Brun et al., 2001; Chantraine et al., 2001; Cogné and Wright, 1980). The most important deformation zone corresponds to a major ESE-WNW dextral strike-slip shear zone, the NASZ attributed to Hercynian orogeny. Secondary SW-NE reverse faults are also found around this main shear zone. These terrains have been affected by Pyrenean and Alpine orogenies that have generated a diffuse deformation characterized by half-graben basins (Rennes basin, Landéan basin, etc.) and NW-SE sub-vertical faults (Grellet et al., 1993; Van Vliet-Lanoë et al., 1997).

The Saint-Brice en Coglès site is located in the epimetamorphism zone of a large Cadomian pluton (Fougère granite). The rocks consist of Brioverian sediments metamorphosed into hornfels schists. The vicinity of the site is characterized by parallel extensional N-S normal faults that form localized extensional basins (Geological map, BRGM (Dadet et al., 1984), Fig. 1b).

Local geological structures were imaged by carrying out a structural analysis including landscape, geological mapping and geophysical (electric and seismic tomographies) analysis. Sub-vertical faults and extensional graben structures were clearly identified (Fig. 2a). In addition, three deep boreholes (MFT20, MFT80 and, F3) were drilled using “Down Hole Air Hammer” drilling method. Another deep borehole (FC4, 250 m), which has been entirely cored, has been drilled along a profile perpendicular to the orientation of the main accident lineament (Fig. 2b). The borehole characteristics are detailed in Table 1. Several shallow boreholes (labeled T in Fig. 2b) were also drilled to characterize the shallow weathered compartment. The first 10 m contained highly weathered material with high clay and sand contents. Examination of the cores revealed that the Brioverian rocks were highly deformed and fractured, and intruded by metric aplites, pegmatites and quartz veins, oriented N 50° to N 70°. Particularly, in the vicinity of the fault outcropping, the Brioverian rocks are affected by horizontal fractures, characterized by a density decrease with depth, to an average of about 40–50 m. The main fault zone was identified in each borehole as a highly fractured and productive zone, ranging from a few meters thick (see core sampling in Fig. 2c) to 15 m in the outcropping part of the borehole (Tables 1 and 2). The fault typically dips by 70° to the NNW (Fig. 2c). Wells were completed with a slotted casing in the deep productive zones.

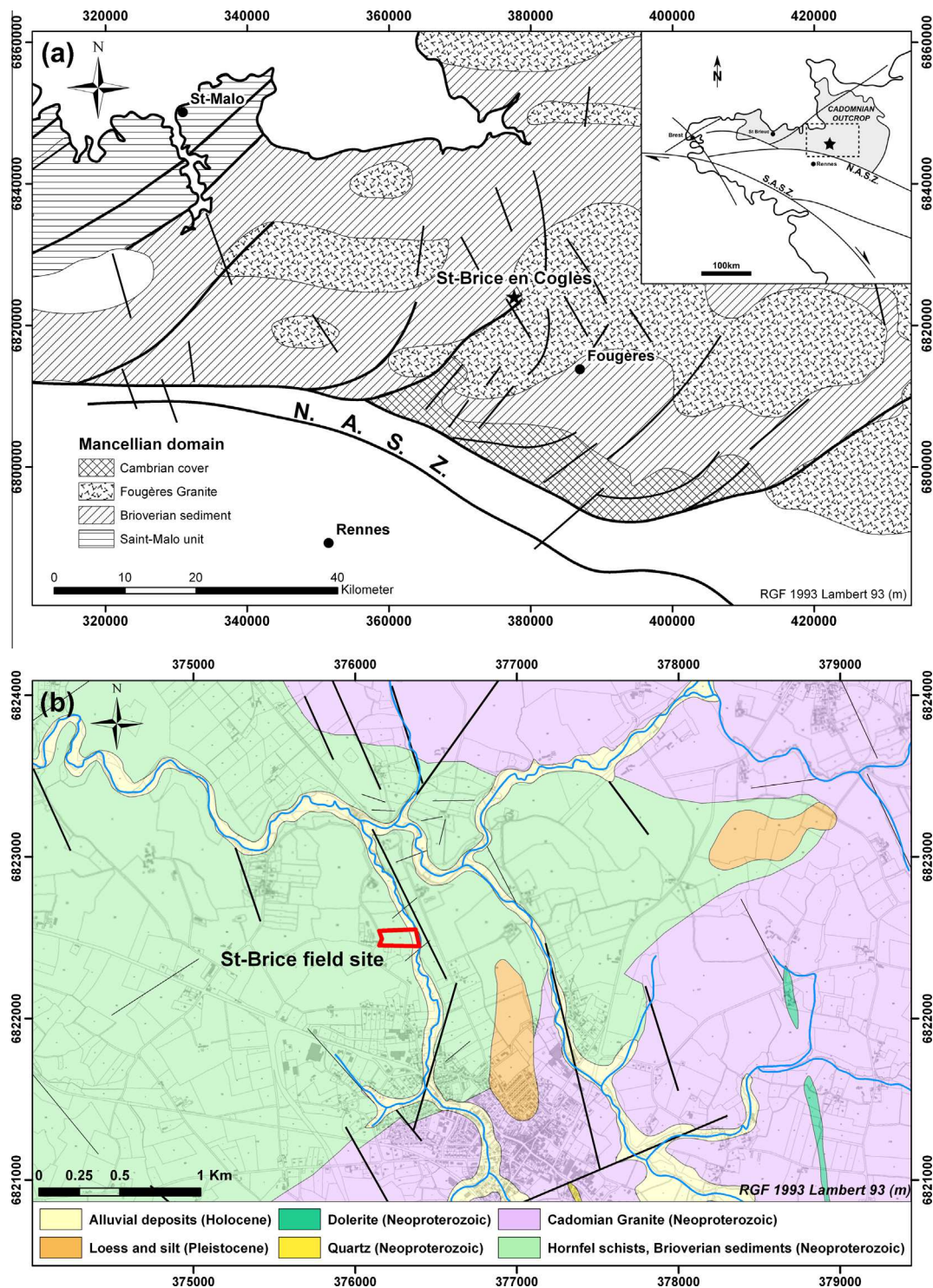


Fig. 1. (a) Location map and regional geological map. Star symbol indicates the Saint-Brice en Coglès Field site, $48^{\circ}25'N$ $1^{\circ}22'W$, alt. 90 m a.s.l. (modified from Chantraine, (Chantraine et al., 2001)). (b) Local geological map with main lineaments identified (modified Dadet, (Dadet et al., 1984) & IGN©).

3. Materials and methods

3.1. Field experiment

The interactions between the fault zone and the other hydrologic domains were described and quantified by investigating the site under natural conditions and during a large-scale pumping test. A packer was placed 80 m below the ground surface in bore-hole F3 to ensure that pumping was carried out deep within the

fault zone. As a result, water abstraction occurred principally from the fault zone at 110 m below ground surface (Table 1). Pumping lasted for two months (63 days) at a flow rate of about $45 \text{ m}^3/\text{h}$. During the pumping test, total rainfall was limited to 40 mm, and potential evapotranspiration was 90 mm (information available from Saint Mars-sur-la-Futaie weather station- $48^{\circ}26'N$ $0^{\circ}58'W$, 30 km north-east of the Saint-Brice site). Complementary experiments and analyses carried out are described in the following.

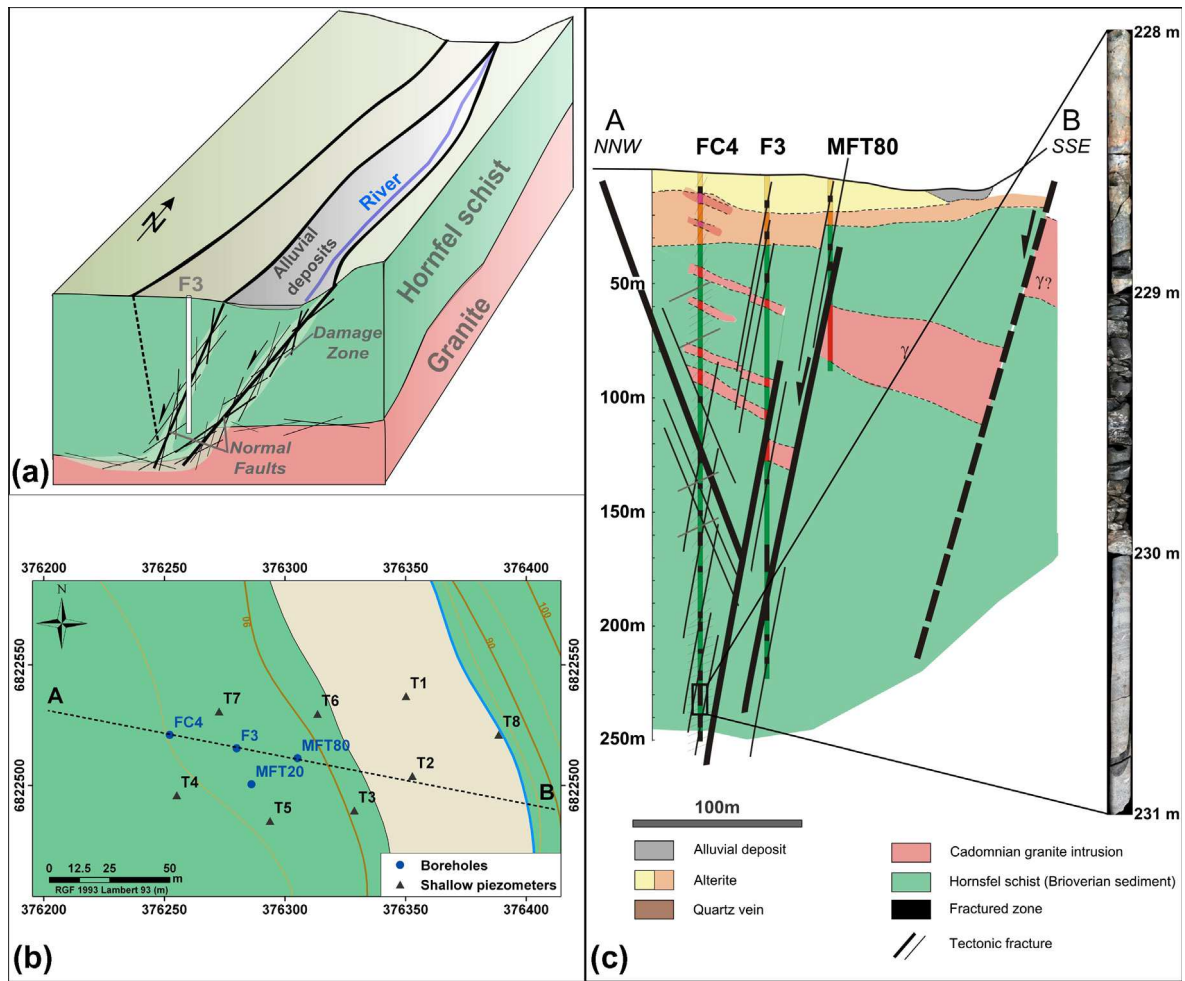


Fig. 2. Geological conceptual model of the Saint-Brice en Coglès field site. (a) Conceptual geological structure in a 3D diagram representation, (b) local geological map and boreholes location and (c) cross-section of the structure perpendicular to the main identified lineament.

Table 1
Borehole descriptions.

Well	X (LAMB93)	Y (LAMB93)	Z (a.s.l.)	Depth (m)	Geology	Slotted zone (m)	Main fracture depth (m)
F3	376280	6822515	93.53	216	Brioverian bed rock	30–216	110; 135; 160; 169; 180; 192
FC4	376252	6822521	95.1	250	Brioverian bed rock	40–250	160; 204; 235
MFT20	376286	6822500	93.68	20	Brioverian bed rock	10–20	–
MFT80	376305	6822511	91.14	80	Brioverian bed rock	30–80	52; 69
T1	376350	6822537	88.22	6	Alluvial deposits (wetland)	1–6	–
T2	376353	6822504	88.27	8	Alluvial deposits (wetland)	2–6	–
T3	376329	6822490	89.57	6	Alterites	3–6	–
T4	376255	6822496	95.55	8	Alterites	4–8	–
T5	376294	6822485	93.54	7	Alterites	4–7	–
T6	376314	6822530	89.63	7	Alterites	2–6.5	–
T7	376273	6822531	93.02	9	Alterites	5–9	–
T8	376389	6822521	88.06	3	Alluvial deposits (wetland)	0.5–3	–

Table 2
Transmissivity results obtained by modeling borehole flow profiles using Paillet solutions (Paillet, 1998).

Well	Depth of fault zone (m)	Ambient flowrate (L/mn)	Total transmissivity (m ² /s)	Fractured zone transmissivity (m ² /s)	Part of total productivity (%)
FC4	235	3.5	1.3×10^{-3}	9.8×10^{-4}	75
F3	90–116	3.5	1.8×10^{-3}	8.8×10^{-4}	50
MFT80	48–53	2	7.9×10^{-4}	5.9×10^{-4}	75

3.2. Water level monitoring and analysis

Water levels were recorded using a pressure sensor with barometric compensation (STS[®] and Schlumberger[®] pressure transmitters). The altitude of the well was determined by differential GPS. The estimated uncertainty for the absolute water level measurements was about a centimeter. The mean hydraulic parameters of the system under pumping conditions were determined from classic analytical models. In addition, a logarithmic derivative method of drawdown measurement was used to analyze flow regimes (Bourdet and Ayoub, 1989; Renard et al., 2008; Spane and Wurster, 1993). This method also permitted identification of flow behaviors and an estimation of the system's transmissivity based on Cooper and Jacob's approximation (Renard et al., 2008).

3.3. High resolution flow and temperature logging

Structural heterogeneity of fractured rocks induces flow partitioning within the aquifer system. To examine preferential flow path and fracture connectivity we used high-resolution flow logging (Heat Pulse Flowmeter, Geovista[®]) under ambient and pumping conditions (Le Borgne et al., 2006b; Paillet, 1998). Single-borehole flowmeter tests provide information on the main inflow or outflow zones in a well and measure the prevailing ambient flow conditions in the absence of pumping (Le Borgne et al., 2006b; Paillet, 1998). During a pumping test, cross-borehole flowmeter tests (pumping in a given well and measurement in another) are based on the observation that transient flow during pumping in a given aquifer modifies the hydraulic head distribution with time in the different permeable domains and produces measurable changes in the vertical flow profiles. The connectivity and hydraulic properties of the main flow paths can be identified by transitory flow measurements (Le Borgne et al., 2006b; Paillet, 1998).

To define flow paths and origin of the water, temperature logging was also used with a multi-parameter Hydrolab probe (OTT[®]) and Ocean seven 303 CTD (Idronaut[®]). Differences in hydraulic heads between the fractures in a borehole, under ambient conditions or during pumping, will modify the temperature profile with respect to the geothermic gradient. Therefore these temperature profiles are very useful to identify hydraulic connections between compartments and their evolution through time (Anderson, 2005; Bense et al., 2008; Chatelier et al., 2011).

3.4. Tracer tests

To identify transfer time distribution and to characterize groundwater flows within the main transmissive fault zone, tracer tests were performed between observation wells and the pumped borehole. Tracer breakthrough concentrations were monitored in the pumped well (F3) within the upper casing and below the pump with a flow-through field fluorometer developed by the University of Neuchâtel (Schneeg and Costa, 2007; Schneeg and Flynn, 2002). The fluorometers had been previously calibrated with tracer and local fresh water in the laboratory. To optimize injection, we identified the main fractured part of the fault zone connected to the pumped well (F3) in each observation wells (MFT80 and FC4). Uranine tracer solution was injected in front of the main inflow zone and we checked that no tracer solution remained in the borehole after the injection by logging concentration through borehole depth.

3.5. Geochemistry and groundwater dating

To identify water origin and estimate mixing processes, we analyzed geochemistry and groundwater dating data under ambient and pumping conditions. The apparent ages of water samples were

determined by measuring Chlorofluorocarbons (CFCs) concentrations. These anthropogenic gases provide information on groundwater resident times up to 50 years and can give information on mixing processes between different water sources during flow changes (Ayraud et al., 2008; Busenberg and Plummer, 1992; Cook and Solomon, 1997; Cook et al., 2005; Jaunat et al., 2012). Waters were sampled in stainless-steel ampoules after discarding at least three ampoule volumes, and ensuring that there was no contact of the water with atmospheric gases.

Groundwater CFCs concentrations were measured by the Geosciences Rennes Laboratory (Labasque, 2006). Water samples were degassed by N₂ stripping and then injected into a gas chromatograph equipped with an electron capture detector (GC-ECD). The CFC concentration obtained by chromatographic analysis was converted to the atmospheric mixing ratio (pptv – Parts per Trillion by Volume) by applying a solubility function (modified Henry's Law for trace gases (Ayraud et al., 2008; Bu and Warner, 1995; Warner and Weiss, 1985; Weiss and Price, 1980)). The CFC atmospheric mixing ratios were then compared with the atmospheric evolution curve (Walker et al., 2000) to determine the apparent recharge year, and thus the apparent age of the groundwater. Analytical uncertainty for the CFC concentrations was estimated (Labasque, 2006) at around 3% for recent water (<20 years) and 5% for old water (between 55 and 30 years).

Major and trace elements were analyzed by ion chromatography (Dionex DX-100) and ICP-MS HP 4500 at the Geosciences Rennes Laboratory following standard laboratory methods. The analytical uncertainty for major anions and cations was about 2%.

4. Results

4.1. Ambient flow condition

Fig. 3 shows the evolution of hydraulic head in the main boreholes representative of the fractured domains (FC4, F3, MFT80 and MFT20) and in the upper weathered reservoir (T_i). The seasonal evolution of hydraulic head is similar in all the aquifer system with a fast response to rainfall during the recharge periods and a classic discharge regime observed during summer.

The hydraulic head gradient mostly follows the topography and indicates groundwater flow towards the outcropping of the fault zone and discharge into the river (FC4-F3-MFT80 in Fig. 2b and c). Measurements of the hydraulic gradient with depth revealed a higher hydraulic head in the deeper boreholes (Fig. 3). This suggests a definite vertical compartmentalization of the aquifer system. The three boreholes intersecting the permeable fault zone show similar hydraulic responses, with a potential upward flow, according to the hydraulic gradient analysis. The MFT20 well, located at the edge of the weathered and the fractured bed rock, remains under the influence of the fault zone. The sub-surface aquifer situated within the upper weathered part (T_i boreholes), appears to be much less influenced by the deep structure.

The fault domain responds quickly to rainfall even though it is locally covered by the sub-surface reservoir with lower hydraulic head. This suggests that the bed rock domain can respond rapidly to recharge. The recharge area is certainly along strike and up topographic gradient through favorable deep fractured zones.

A typical variation of flow rate with depth is shown in Fig. 4. All flow profiles obtained under ambient conditions reveal upward flow, implying that hydraulic head is higher in the deep fractures (235 m for FC4) than in the upper fractures (45 m for FC4). FC4 profile in ambient conditions show a major inflow zone at 245 m deep and a major outflow zone at 49 m deep (Fig. 4a). No other contributing fractures can be detected, either because of the limit of detection of the tool, or simply because of the lack of any hydraulic

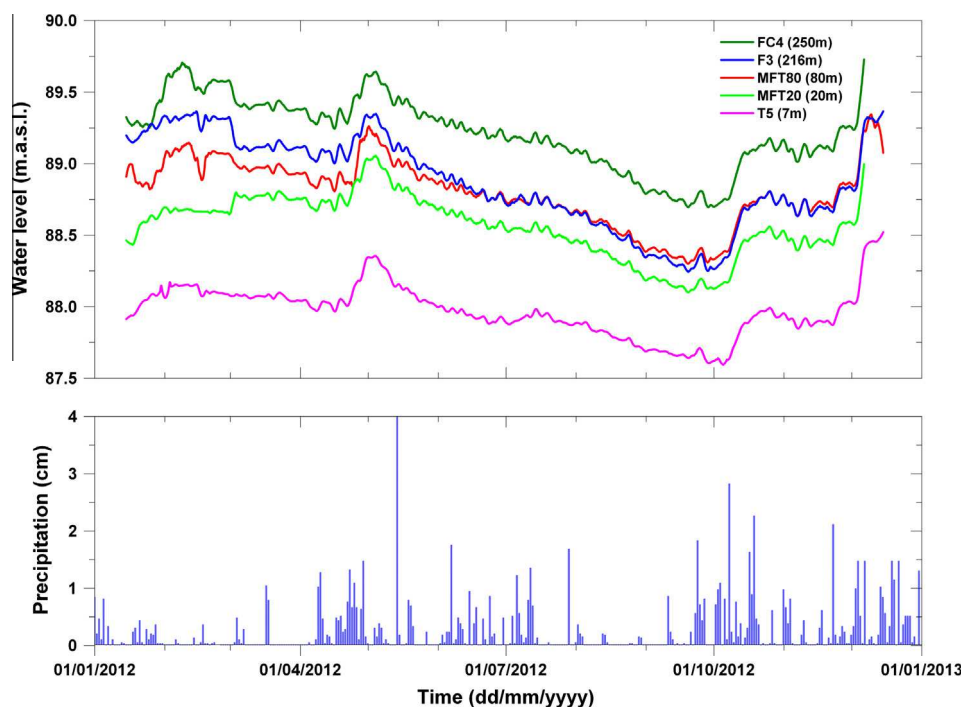


Fig. 3. Typical hydraulic head variations measured in the different boreholes at Saint-Brice and precipitations measured during the same period. Rainfall was measured at the nearest meteorological station located 30 km from Saint-Brice en Coglès.

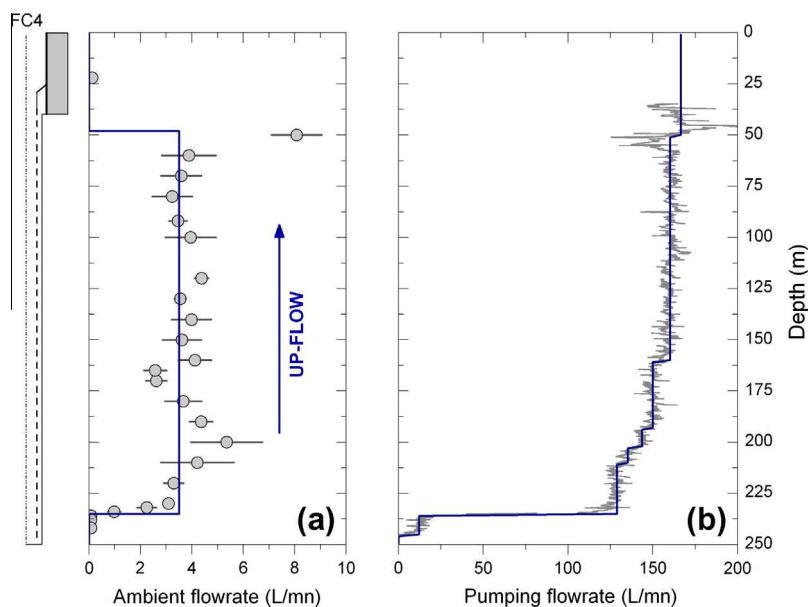


Fig. 4. Flowrate profiles in FC4 borehole under (a) ambient conditions (before pumping), measured with a Heat-Pulse-Flowmeter, and (b) pumping conditions, measured with an Impeller Flowmeter Geovista®. The blue straight line represents the modeled flow using Paillet solutions (Paillet, 1998).

head gradient between the head in the fractures and the head in the borehole. In pumping conditions, and for a much lower hydraulic head in the borehole, few others fracture may be detected between 160 and 215 m deep. In any case, the flow rate profiles obtained under pumping conditions confirms that the deep conductive fault zone provides about 50–75% of the total productivity of each borehole (Table 2). For all profiles, the fracture transmissivity was determined by using the model developed by Paillet (1998). The transmissivity of the deep productive sections in each well appeared to be relatively high, ranging between 6 and $9 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ (Table 2).

Groundwater dating by CFCs analyses also highlighted the influence of an old deep water origin, with tracer concentrations close to the detection limit in all deep boreholes (Table 3), including the 20 m depth well. The apparent water age is older than 55 years. Conversely, CFCs analyses in the first 10 m of the aquifer system revealed recent waters and contamination with nitrate. Globally, the apparent age determined in the upper weathered reservoir and based on a piston flow model, is 20 years. Moreover, the water age in this upper part of the aquifer system decrease uphill. This suggests that the sub-surface reservoir is partially influenced by deep groundwater discharge (more or less 25% of old deep water).

Table 3

CFC and SF6 concentrations converted into atmospheric concentration (PPTV, (Bu and Warner, 1995; Warner and Weiss, 1985)).

Well	SF6 (pptv)	CFC-12 (pptv)	CFC-11 (pptv)	CFC-113 (pptv)
F3	0	50.13	6.03	14.47
FC4	0	19.85	5.83	31.04
MFT20	0.87	48.29	6.64	21.48
MFT80	0.5	52.93	5.11	24.22
T's (mean)	2.79	458.79	271.52	56.66

To summarize, three main hydraulic domains were highlighted at the Saint-Brice en Coglès site: (1) the fault zone which has a higher transmissivity, (2) the surrounding domain affected by secondary fractures less transmissive and (3) the upper weathered part of the aquifer system, restricted to the first 10 m. Under ambient conditions, the hydrogeological system is clearly driven by the discharge from a deep groundwater system towards the upper part of the aquifer system and the local stream.

4.2. Pumping condition

4.2.1. Evolution of hydraulic heads and diagnostic plot

During the 63-days pumping experiment, the hydraulic heads in the different boreholes were recorded (Fig. 5). All wells located in or near the sub-vertical fault zone, including the shallow piezometers in the sub-surface weathered domain, reacted quickly to pumping. During the first 10 days, drawdown was limited to a few meters and was similar in all boreholes. This suggests a good connection between the upper and lower domains of the aquifer system. After 10 days of pumping, drawdown has exceeded the depth of the sub-surface wells (<10 m deep), due to desaturation of the upper weathered reservoir around the pumping well. As observed in all deep boreholes, drawdown increased significantly during the last 50 days of pumping (Fig. 5).

Fig. 6 displays the normalized drawdown (s/Q) of pumping well F3 and its derivative through time in a log–log diagram. The evolution of the derivative curve provides information on flow behaviors and on boreholes effects such as wellbore storage and skin effects. Such diagnostic curves can be used to interpret different flow regimes (Bourdet et al., 1983; Renard et al., 2008), e.g. double porosity, leakage effect, no-flows boundaries, etc. Here, considering the specific geometry of the aquifer system, we assumed that flow regimes can be described through a simple model developed for

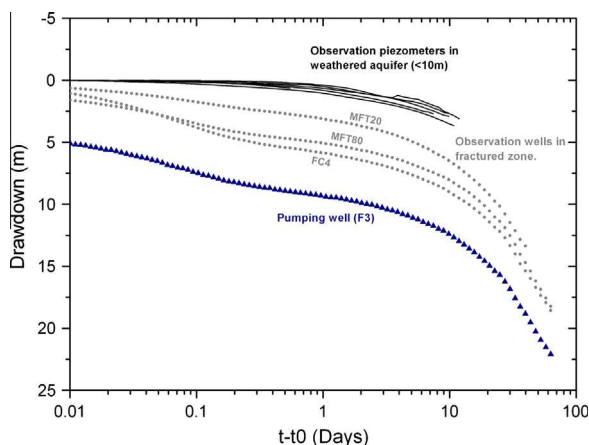


Fig. 5. Drawdown in the pumping well (F3, blue triangle dots), in observation wells intersecting the fault zone aquifer (FC4, MFT80 and MFT20, gray points) and observation wells located in the shallow aquifer (T1, T2, T3, T5, T6 and T7, black lines). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

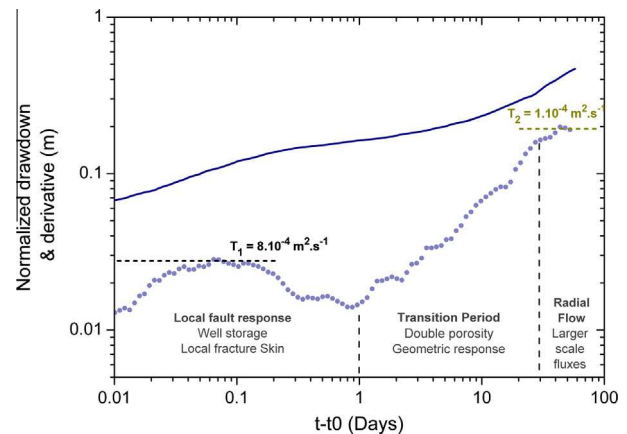


Fig. 6. Diagnostic plot in Log scales showing drawdown (blue straight line) normalized by flow rate (s/Q), and its derivative (blue point symbol) measured during the long term pumping test in F3. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

fracture or strip aquifer embedded in lower permeable block (Butler and Liu, 1991; Escobar and Hernández, 2010; Gringarten, 1996; Moench, 1984; Rafini and Larocque, 2009; Tiab, 2005). Such fracture models involve generally three characteristic flow regimes: the early local response of the fault zone, a period of transition controlled by the geometrical fault zone properties at larger scale and finally the global hydraulic response of the system.

Flow behaviors can be detailed as follow through derivative description: (Fig. 6). (1) After the first early-time where the drawdown response is influenced by wellbore storage and skin effects, a short radial flow response is observed. This reflects the behavior of the local permeable fault zone, where water was principally extracted from the local fracture storage and eventually fed by proximal matrix storage and/or local leakage from overlaying aquifers. The constant derivative value suggests a transmissivity around $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. The derivative decrease between 0.1 and 1 day can be the consequence of preferential leaky flows from shallower reservoir. (2) Between 1 and 30 days of pumping, the drawdown derivative curve is characterized by a transitory period with a strong increase (derivative slope of 1/2). This derivative increase can be interpreted as double porosity behavior for which lateral inflows from surrounding reservoirs supply the permeable fault at larger scale. The fault geometry can also influence the drawdown during this transitory period which induces linear flow regime. (3) Finally, the system reached a radial flow condition during the last month of pumping, where the whole system was solicited indicating that the major flow comes from surrounding low-permeability domains (Butler and Liu, 1991). The normalized constant derivative of 0.18 m at the end of the test implies a global transmissivity of the aquifer system about $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

4.2.2. Flowmeter test and temperature logging

Flow and temperature logs under natural and pumping conditions are presented for MFT80 in Fig. 7. Other observation wells yielded similar results. Under ambient conditions, upward flows were identified (Fig. 7a₁), implying that the hydraulic head in the deeper part of the fault zone was higher than in the upper part of the aquifer domain. During pumping, downward flows were measured, indicating a greater decrease of the hydraulic head in the fault zone. Downward flow could be even 3 times greater than the previous upward flow, which implied a clear inversion of flow between the hydraulic permeable domains (Fig. 7b₁). Nevertheless, the downward borehole flows slowed down after a few days, in conjunction with the decrease in head gradient between the two compartments (Fig. 7c₁).

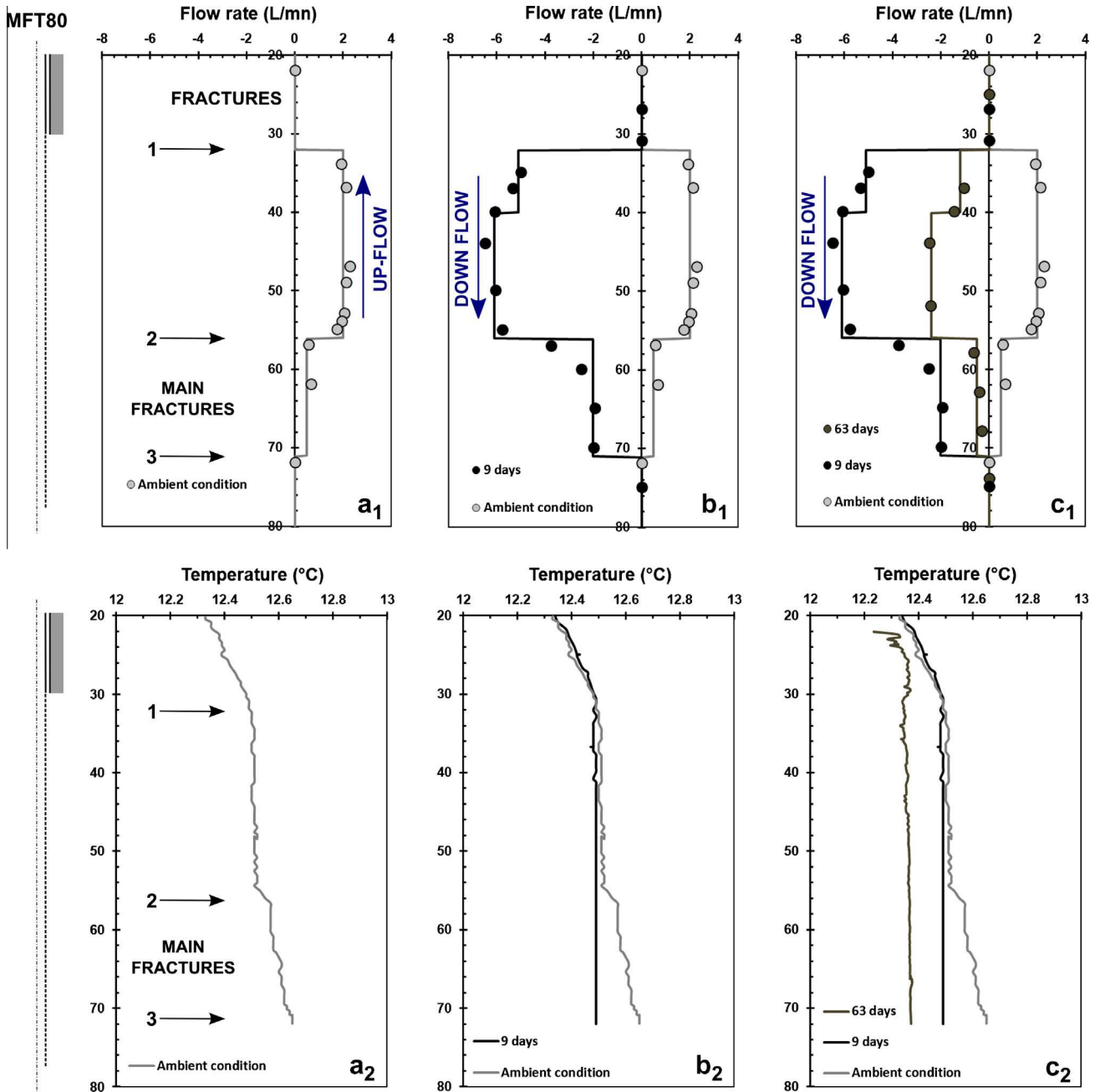


Fig. 7. Flow and temperature profiles under ambient (grey lines) and pumping conditions (after 9 and 63 days of pumping) in observation well (MFT80).

Temperature logs (Fig. 7₂), carried out under ambient conditions and during pumping in all observation wells, showed a clear temperature decrease of about 0.2–1 °C with pumping. The homogeneity of the profiles, with lower temperatures than under ambient conditions, suggests that the deep aquifer domain was fed by colder water coming from the sub-surface domain (Fig. 7_{b2} and *c*₂). This confirms that pumping is initiated within the fault zone at depth and that the upper aquifer domain is supplying the deeper structure.

4.2.3. Pumping test modeling

The hydraulic parameters of the aquifer system were evaluated by fitting the drawdown data with classic analytical models. Different solutions were applied to interpret the dataset at different times (Fig. 8) in view to characterize the two main flow behaviors involved during the test, previously characterized by the derivative

interpretation: (1) the fault storage response, supported by leaky flow from the weathered part of the aquifer system (<10 days of pumping) and (2) the global double porosity response of the aquifer system during long term pumping.

For the first 10 days of pumping, the double porosity analytical solution according to Moench’s model (Moench, 1984) was used to model the local fault zone response. This model is based on the concept of a fracture embedded within blocks of lower permeability, characterized by matrix storage. Solutions are presented in equations 19 and 20 from the Moench paper of 1984 and plotted for the early time in MFT80 for both drawdown and its derivative in Fig. 8_a. Quadratic head losses were estimated by a variable rate pumping test at $2.5 \times 10^4 \text{ m}^{-5} \text{ s}^2$. Hydraulic parameters deduced from all wells are listed in Table 4. These parameters confirm that, during the first days of pumping, flow is controlled by a relatively high transmissive ($T_1 = 7 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ fault zone embedded in

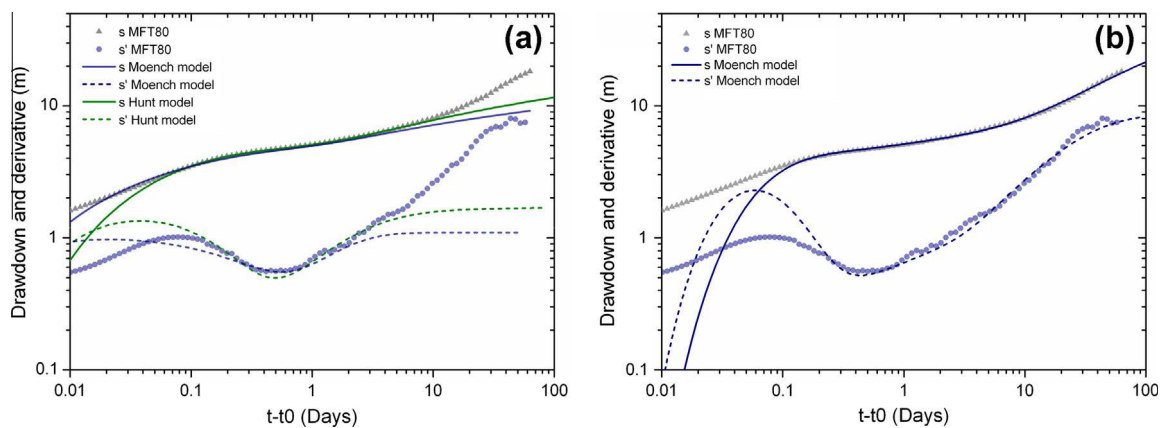


Fig. 8. Drawdown (s) evolution with time and its derivative (s') during pumping. Observations come from MFT80 observation well. Moench and Boulton (modified Hunt) analytical models were used to fit both drawdown and derivative curves. In (a) only the first ten days were fitted while in (b) Moench's model was fitted to pumping results obtained at later times.

Table 4
Pumping test results for pumping well F3 and observation wells MFT80, FC4 and MFT20. RMSE is calculated over the analyzed part of the pumping test. Bold values are representative of the global aquifer system parameters.

Wells	Analytical models	Fault aquifer		Blocks parameters		Superficial aquifer			Error
		T (m^2/s)	S (dless)	Kb (m/s)	Sb (1/m)	$T0$ (m^2/s)	Sy (dless)	kV (m/s)	RMSE (m)
F3	Moench early time	7.00E-04	–	2.47E-08	2.62E-04	–	–	–	0.98
	Hunt early time	4.79E-04	–	–	–	8.13E-05	–	–	0.55
	Moench global	1.05E-04	7.00E-03	–	–	–	–	–	0.95
MFT80	Moench early time	7.38E-04	7.00E-04	1.34E-09	1.15E-05	–	–	–	0.59
	Hunt early time	4.84E-04	1.80E-03	–	–	8.10E-05	0.02	1.09E-07	0.37
	Moench global	9.03E-05	1.75E-03	1.28E-08	1.18E-03	–	–	–	0.56
FC4	Moench early time	6.25E-04	8.40E-04	8.47E-10	9.84E-06	–	–	–	0.93
	Hunt early time	3.87E-04	1.61E-03	–	–	6.94E-05	0.02	8.00E-08	0.21
	Moench global	1.13E-04	1.61E-03	8.15E-09	6.53E-04	–	–	–	0.57
MFT20	Moench early time	6.02E-04	1.05E-02	3.35E-08	2.62E-04	–	–	–	0.69
	Hunt early time	7.27E-04	1.17E-02	–	–	5.79E-05	0.05	8.04E-07	0.19
	Moench global	9.78E-05	7.00E-03	6.33E-08	3.07E-03	–	–	–	0.57

lower permeability blocks ($Kb = 2 \times 10^{-8} m s^{-1}$). A strong fracture skin value (set to 1) was required to model the first times of both drawdown and derivative, which suggest a strong delay contribution between surrounding blocks to the fractured zone (Moench, 1984).

We also used the “Two Aquifer-System” model developed by Hunt and Scott (2007) to characterize drainage flows from weathered reservoir to the fractured domain. This model assumes a screened well in an aquifer overlain by an aquitard and an unconfined aquifer which may represent here the upper weathered reservoir. A mean transmissivity of $T1 = 5 \times 10^{-4} m^2 s^{-1}$ for the deeper aquifer domain, and transmissivity and porosity estimates of $6 \times 10^{-5} m^2 s^{-1}$ and 2% respectively, for the superficial aquifer was required to fit both drawdowns and derivatives (plot in Fig. 8a, results in Table 4).

For modeling the hydraulic behavior of the hydrological system at global scale after the first 8 h of pumping, Moench's model (Moench, 1984) proved to be the simplest and most efficient model to reproduce the data (Fig. 8b). The estimated transmissivity of the fractured system is $T1 = 10^{-4} m^2 s^{-1}$, embedded within a reservoir (matrix) with a lower permeability of $Kb = 2 \times 10^{-8} m s^{-1}$ and a relatively high specific storage of $Sb = 10^{-3}$. A high value of fracture skin is still necessary to reproduce the transitory flow regime observed during transitory pumping times (Fig. 6). The transmissivity deduced for long times pumping tends to the transmissivity of the global permeable system (Butler and Liu, 1991).

Note that the estimation of storativity in adjacent blocks based on Moench's model is relatively large. However, storativity is in general difficult to estimate in heterogeneous crystalline rocks (Burbey, 2003; Le Borgne et al., 2006a; Meier et al., 1998; Neuman, 1979). This higher value may also reflect the fact that only two main compartments (fracture and matrix) were used in the model, whereas several capacitive domains, including a superficial one in the weathered rocks, may actually be involved in the response to pumping.

4.2.4. Geochemistry and groundwater dating

Chemical analyses of major ions revealed Na-Si-HCO₃ in water from the fault zone and Na-Mg-HCO₃ SO₄-Cl, characteristic of anthropogenic activities, in water from the shallower weathered domain. A clear evolution of groundwater chemistry was observed during pumping, due to the mixing of water of different origins. In particular, mixing with the upper weathered reservoir was clearly apparent during the first ten days of pumping. The geochemical response after a longer period was dependent both on shallower and “matrix” contributions and modified by reactivity processes. Description of geochemical evolution will require a much more detailed analysis and will be published in another article (Roques et al., “In Preparation”). Our main focus here is to highlight changes in the apparent age of groundwater, using conservative anthropogenic tracers such as CFCs to highlight the mixing processes.

The evolution of groundwater apparent age was deduced from the CFC-12 and CFC-113 concentrations in samples taken at the

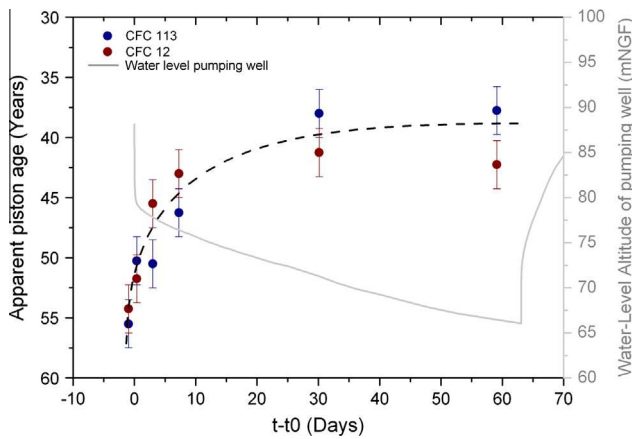


Fig. 9. Apparent age of water sampled at the outflow and deduced from CFC analysis.

pumping wellhead (Fig. 9). An asymptotic increase in CFCs concentrations was observed, implying a decrease in apparent age, given the assumption of a piston flow model. Under ambient conditions, the CFCs concentrations in the F3 well were negligible, close to the measurement uncertainty, and characteristic of an apparent age exceeding 55 years. After 60 days of pumping, the mean apparent age of water sampled at the outflow was about 40 years. This clearly confirms the influence of the recent water solicited during pumping. Since old water was found in most of the boreholes, this recent water must come from the upper weathered aquifer (<10 m). The result also confirms the relatively fast transfer time between compartments.

The contribution of the weathered aquifer may easily be estimated by considering a simple binary mixing assumption. We first assumed that mixing occurred between (i) water of high apparent age i.e., 55 years (CFC12 concentrations of 0–50 pptv) the representative signature of deep fault water, and (ii) water from the upper weathered compartment with a mean apparent age of 20 years (CFC12 concentrations of 550 pptv measured in the superficial boreholes before pumping). Based on these assumptions, the estimated contribution of the upper weathered aquifer was around 15–20% at the end of pumping (last 30 days, CFC concentration = 105 pptv).

These observations clearly demonstrate that the superficial compartment contributes to the global mixing process when the deep fault zone aquifer is pumped. It is difficult to clearly define the contribution of each compartment without a detailed analysis of the mixing process (Roques et al., "In Preparation"), which is beyond the scope of the present work. However, both the geochemistry evolution and groundwater dating suggest that after one month of pumping about 20% of the pumped water comes from the upper weathered part (<10 m) of the aquifer system.

4.2.5. Tracer tests

Two tracer tests were performed during pumping. Uranine tracer was injected in the main productive fault zone in two observation wells: MFT80 and FC4 at 55 and 235 m depth respectively. Fig. 10 displays the evolution of normalized concentrations with time for the two breakthrough curves. In the first tracer test (MFT80 towards F3), the tracer was detected 4 h after injection while the maximum concentration occurred at about 16 h. The estimated travel distance between the injection point in MFT80 and the main inflow zone in F3 was around 53 m, implying an average flow velocity of about 3.3 m/h. In the second test (FC4–F3), the tracer appeared 20 h after injection and the peak concentration was apparent after about 220 h. A slight double peak was observed, certainly due to different flow paths between the two

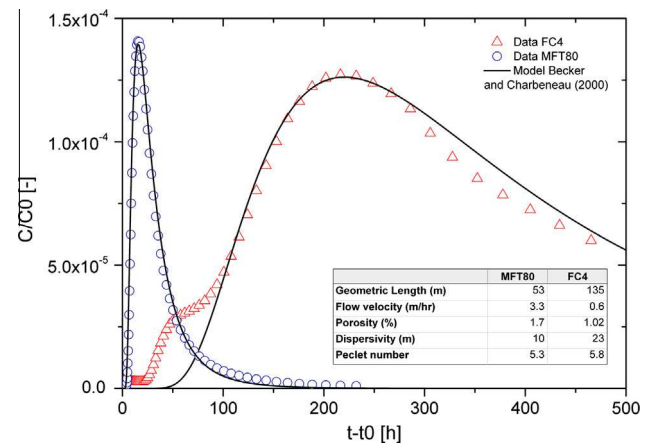


Fig. 10. Breakthrough curves recovered in the pumping well (F3) for two tracer tests. Blue point symbols are the results of the tracer test with injection in the upper part of the fault zone while the red triangle symbols represent the breakthrough curve with a tracer injection in the deeper part (FC4). Straight lines are model fit obtained with the Becker and Charbeneau (2000) solution.

wells. Taking into account a travel distance of about 135 m, the estimated average flow velocity in the deep structure was 0.6 m/h, i.e. 5.5 times slower than in the upper part of the fault zone. This implies either that the Darcy velocities were much lower in the deeper compartment or that porosity in the deeper compartment was much higher.

The Becker and Charbeneau (2000) solution for converging radial flow was used to compute the present breakthrough curves (Fig. 10). The use of this model is justified for highly dispersive system like this one (Peclet number are around 5, where $Pe = R/\alpha$, with R is the travel distance and α the dispersivity). The modeling objectives are to derive first order transport parameters and to estimate roughly flow partitioning within the permeable fault zone (Fig. 10). The modeling was achieved by setting the injected mass to the restitution rate (around 85% for MFT80 and 45% for FC4). It was not possible to use the same set of parameters to fit the two breakthrough curves (Fig. 10). Firstly, dispersivity was apparently two times higher during the deeper tracer test (FC4). This increase in dispersivity can be explained by a scaling effect that is classically observed in large scale tracer tests (Gelhar, 1992) and due to the integration of heterogeneities along pathways. Secondly, fitting both curves would require either constant flow rates or constant parameters for the fault zone (thickness and porosity). Assuming an average fault thickness of 6 m and a constant porosity of around 1–2% we were able to obtain a relatively good match for both breakthrough curves (Fig. 10). Porosity values obtained in this case appears relatively high for crystalline rocks, but still reasonable, considering FC4 cores samples (Fig. 2), which show that the productive zones are highly fractured and open. The difference in restitution time between the two tracer tests could be honored in this case only by using different effective flowrates for the two tracer tests. This interpretation would imply that the flow-rate from the upper part of the aquifer system represented about 2/3 of the total pumping rate while the flow rate from the deeper part was limited to the other 1/3.

Note that the difference in restitution time could be similarly modeled by assuming a permeability decrease with depth or a porosity increase with depth. However, an increase of porosity with depth would be difficult to explain, and permeability, as deduced from previous single borehole tests, appears to remain relatively constant with fault deepening (Table 2). Such differences may be also partly the results of fault zone heterogeneities. Nevertheless, in both cases tracer injection were done in fractured zone of similar local permeability values. It therefore seems more reasonable to model both tracer tests by assuming flow partitioning through depth.

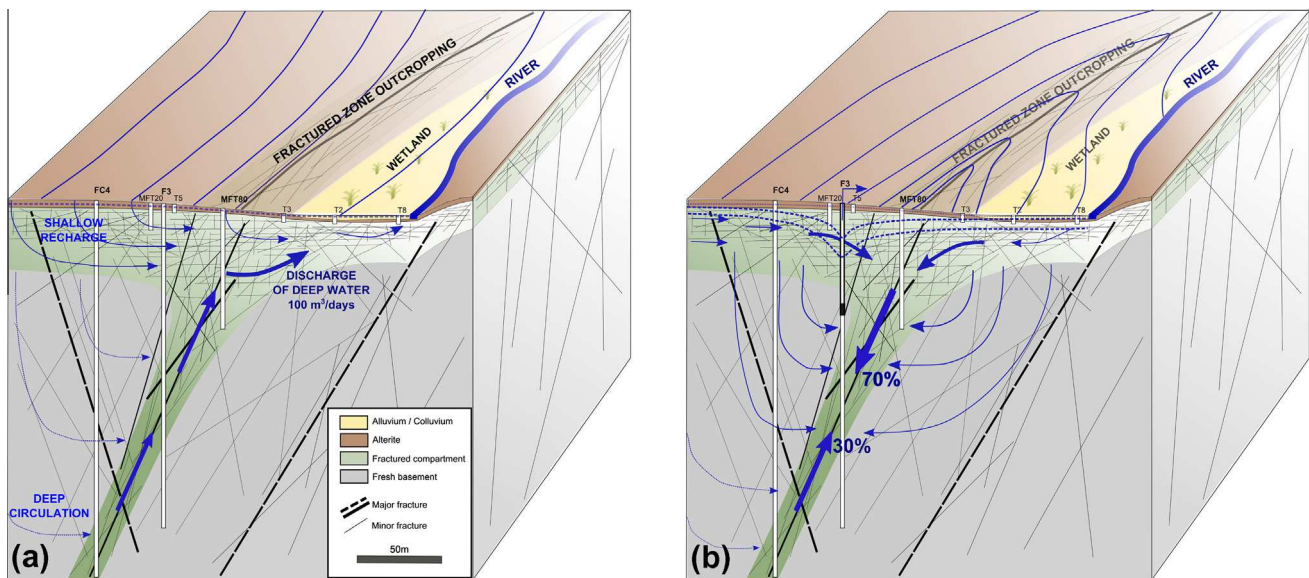


Fig. 11. Conceptual model of groundwater flow at the St-Brice en Coglès site under (a) ambient conditions and (b) pumping conditions.

5. Discussion: conceptual model

The results obtained in the previous sections were synthesized to derive a global conceptual model of the Saint-Brice en Coglès aquifer system. Our aim was to describe the hydraulic functioning of this steep fault zone under ambient and pumping conditions, and to estimate the groundwater resources actually available.

5.1. Sub-vertical structure properties and impact on groundwater flow

The main permeable structure has developed along an extensive normal fault zone. Boreholes at different depth (MFT80, F3 and FC4) were used to investigate the fault zone properties. The fault permeability appears relatively constant with depth and constitutes a sub-vertical strip fractured zone embedded in low-permeability domains and overlain by a weathered horizontal unconfined domain which does not exceed 10 m depth (T_i piezometers).

Various complementary approaches were used to characterize the discharge of deep groundwater through the sub-vertical permeable fault zone. Geochemistry and groundwater dating indicated the presence of an old water signature in the fractured domain from 250 to 20 m. As the hydraulic heads in the deeper part are higher, the deep water finds a preferential flow path along the permeable fault zone and is discharged towards the sub-surface aquifer domains in the watershed outlet (Fig. 11a). Fluxes from the deeper part of the aquifer system can be quantified from the fault zone permeability deduced from hydraulic tests and the mean hydraulic gradient between the deep and sub-surface domain. Assuming that the flowrate is constant along the length of the fault (about 1000 m deduced from the estimated lineament length), the discharge ranges between 170 and 200 m³/day. Although this amount of natural flux along fault zones is significant, it is generally poorly known, and is not usually considered in the local hydrogeological balance.

5.2. Flow behavior and relationships between compartments under pumping conditions

A multi-disciplinary approach was adopted to investigate flow behavior and water exchanges between the different aquifer

domains, which enabled us to derive a conceptual model of the hydraulic behavior of this deep permeable fault zone in groundwater abstraction context.

The most relevant observation is that the sub-vertical fault is clearly connected with the sub-surface reservoirs. Globally, pumping in the deep structure induces downward groundwater flow from the upper aquifer domain (Fig. 11b). Due to the limited storage in the fault zone, water fluxes during pumping are mainly supported by the overlaying reservoir and/or adjacent domains. After two months of water extraction, it is clear that pumping involves contributions from the surrounding compartments, which implies sub-surface and lateral inflows (matrix storage) towards the sub-vertical structure. Tracer test analyses showed that about 2/3 of the water flow originates from the upper part of the aquifer system. This partition of fluxes seems to be governed mainly by hydraulic boundary conditions which limit the deep supply during pumping. As a result, the superficial part of the aquifer seems to constitute a key reservoir supplying the faulted bedrock domain during pumping. The lateral influence of pumping seems to be limited to 300 m from the fault, as observed in some subsurface boreholes. Thus, in the case of a fault with a large dip (approximately 70°) and a high permeability contrast with surrounding compartments, the radial expansion of the drawdown and pressure variation is preferentially transferred along the fault zone. In the present case, pressure variations diffuse mainly along the graben structure, in the lower topographic zone where the wetland has developed (Fig. 11b). This behavior implies that fault zones, when they are permeable, may allow pressure diffusion along the fault plane that can act almost as a boundary condition to drain groundwater from the surrounding reservoirs. Similar behavior has been described through numerical modeling of groundwater flow in fault zones (Leray et al., 2013).

6. Conclusions

In this study, we used a multidisciplinary approach to investigate the hydrogeologic behavior of a sub-vertical permeable fault and quantify its interactions with surrounding reservoirs, under ambient and pumping conditions. This study provides a good example of the functioning of a sub-vertical fault determined from lineament mapping.

Our results suggest that sub-vertical fault and sub-surface reservoirs are highly dependent on each other. Under ambient conditions, the fault allows the discharge of regional old water into superficial aquifer domains. The natural discharge rate of the fault zone is estimated to be around 170–200 m³/day. Although relatively low, this value should be taken into account when estimating water fluxes, hydrologic budget and solute transport at the watershed scale. During the early stages of pumping, the hydrological system is dependent on storage from the sub-surface reservoir. Once the upper weathered reservoir has become mainly unsaturated, the system acts as a classic dual porosity medium with a highly transmissive structure embedded in lower permeable compartments. Thus, this high permeability fault zone appears to be an efficient thin permeable domain that permits rapid diffusion of pressure but is strongly dependent on sub-surface and adjacent domains of higher storativity. All field measurements suggest that under pumping conditions, most of the flow comes from superficial domains and from the vicinity of the fault zone, with a recharge area located at the surface mainly along the fault zone. Moreover, such steep fault zones, although of relatively high transmissivity, remain relatively limited in terms of groundwater yield. In this study, the pumping test was carried out for 2 months at a flow-rate of 45 m³/h, but the piezometric analysis indicates that this rate was certainly too high to be sustainable. A better estimate of sustainable flowrate would be around 20–30 m³/h. This is a much lower value than some other fault zone aquifers, such as gently dipping fault zones which may provide higher groundwater resources (Le Borgne et al., 2006a; Ruelleu et al., 2010). This difference confirms the role of the dip of the fault-zone that may greatly increase borehole yield in some circumstances (Leray et al., 2013).

Acknowledgments

Most funding came from the CASPAR project in collaboration with OSUR and BRGM and co-funded by the French Water Agency of Loire-Brittany (AELB), the Regional of Council of French Brittany, the Department of Ile-et-Vilaine, the City of Rennes and the French Ministry for Education and Research. We also wish to thank the European Interreg IV project Climawat, which partly funded some of the experiments. We want to thank Matthew Becker and anonymous reviewer for their very constructive and encouraging comments. We would also like to thank Nicolas Guihéneuf for his help to interpret our tracer test results. We thank all the people who were involved in the project: Odile Hénin, Martine Bouhnik-Le Coz, Patrice Petitjean, Patricia Madec, Hélène Pauwels, Flora Lucas-sou, Jean-Pierre Jegou, Eric Palvadeau, Antoine Armandine Les-Landes, Joaquin Jimenez-Martinez, Pascal Goderniaux, Thomas Stieglitz, Stéphane Durand, Ghislain Ferre, Olivier Dauteil, Christian Camerlynck, Pierre-Yves Galibert, Fayçal Rejiba, Philippe Bardy, Antoine Rivera, et al.

References

Amiotte Suchet, P., Probst, J.-L., Ludwig, W., 2003. Worldwide distribution of continental rock lithology: Implications for the atmospheric/soil CO₂ uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans. *Global Biogeochem. Cycles* 17, 1–13.

Anderson, M.P., 2005. Heat as a ground water tracer. *Ground water* 43, 951–968.

Anderson, E.I., Bakker, M., 2008. Groundwater flow through anisotropic fault zones in multiaquifer systems. *Water Resour. Res.* 44, 1–11.

Apaydin, A., 2010. Relation of tectonic structure to groundwater flow in the Beypazari region, NW Anatolia, Turkey. *Hydrogeol. J.* 18, 1343–1356.

Aydin, A., 2000. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Mar. Pet. Geol.* 17, 797–814.

Ayraud, V., Aquilina, L., Labasque, T., Pauwels, H., Molenat, J., Pierson-Wickmann, A.-C., Durand, V., Bour, O., Tarits, C., Le Corre, P., 2008. Compartmentalization of physical and chemical properties in hard-rock aquifers deduced from chemical and groundwater age analyses. *Appl. Geochem.* 23, 2686–2707.

Bahat, D., 1999. Mechanism of exfoliation joint formation in granitic rocks, Yosemite National Park. *J. Struct. Geol.* 21, 85–96.

Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 174–201.

Banwart, S., Gustafsson, E., Laaksoharju, M., 1994. Fracture zone in crystalline bedrock: initial hydrochemical perturbation during tunnel construction at the Åspö Hard Rock Laboratory, southeastern Sweden. *Water Resour. Res.* 30, 1747–1763.

Becker, M.W., Charbeneau, R., 2000. First-passage-time transfer functions for groundwater tracer tests conducted in radially convergent flow. *J. Contam. Hydrol.* 40, 299–310.

Bense, V.F., Person, M.A., 2006. Faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers. *Water Resour. Res.* 42, 1–18.

Bense, V.F., Van den Berg, E.H., Van Balen, R.T., 2003. Deformation mechanisms and hydraulic properties of fault zones in unconsolidated sediments; the Roer Valley Rift System, The Netherlands. *Hydrogeol. J.* 11, 319–332.

Bense, V.F., Person, M.A., Chaudhary, K., You, Y., Cremer, N., Simon, S., 2008. Thermal anomalies indicate preferential flow along faults in unconsolidated sedimentary aquifers. *Geophys. Res. Lett.* 35, 1–6.

Blatt, H., Jones, R., 1975. Proportions of exposed igneous, metamorphic, and sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 1085–1088.

Bourdet, D., Ayoub, J., 1989. Use of pressure derivative in well test interpretation. *SPE Form. Eval.* 4, 293–302.

Bourdet, D., Whittle, T., Douglas, A., Pirard, Y., 1983. A new set of type curves simplifies well test analysis. *World Oil* 196, 95–106.

Boutt, D.F., Diggins, P., Mabee, S., 2010. A field study (Massachusetts, USA) of the factors controlling the depth of groundwater flow systems in crystalline fractured-rock terrain. *Hydrogeol. J.* 18, 1839–1854.

Brun, J.-P., Guennoc, P., Truffert, C., Vairon, J., 2001. Cadomian tectonics in northern Brittany: a contribution of 3-D crustal-scale modelling. *Tectonophysics* 331, 229–246.

Bu, X., Warner, M.J., 1995. Solubility of chlorofluorocarbon 113 in water and seawater. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 42, 1151–1161.

Burbey, T., 2003. Use of time–subsidence data during pumping to characterize specific storage and hydraulic conductivity of semi-confining units. *J. Hydrol.* 281, 3–22.

Busenberg, E., Plummer, L.N., 1992. Use of chlorofluorocarbons (CCl₃F and CCl₂F₂) as hydrologic tracers and age-dating tools: the alluvium and terrace system of central Oklahoma. *Water Resour. Res.* 28, 2257–2283.

Butler, J.J., Liu, W.Z., 1991. Pumping tests in non-uniform aquifers: the linear strip case. *J. Hydrol.* 128, 69–99.

Caine, J.S., Tomasiak, S.R.A., 2003. Brittle structures and their role in controlling porosity and permeability in a complex Precambrian crystalline-rock aquifer system in the Colorado Rocky Mountain Front Range. *GSA Bull.* 115, 1410–1424.

Caine, J., Evans, J., Forster, C., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24, 1025–1028.

Carn-Dheilly, A., Thomas, E., 2008. RAPSODI - Recherche d'aquifères profonds dans le socle du département de l'Ille et Vilaine. Rapport Final – BRGM/RP-56749-FR.

Carucci, V., Petitta, M., Aravena, R., 2012. Interaction between shallow and deep aquifers in the Tivoli Plain (Central Italy) enhanced by groundwater extraction: a multi-isotope approach and geochemical modeling. *Appl. Geochem.* 27, 266–280.

Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., Guennoc, P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrikan belt. *Tectonophysics* 331, 1–18.

Chatelier, M., Ruelleu, S., Bour, O., Porel, G., Delay, F., 2011. Combined fluid temperature and flow logging for the characterization of hydraulic structure in a fractured karst aquifer. *J. Hydrol.* 400, 377–386.

Chilton, P.J., Foster, S.D.S., 1995. Hydrogeological characterization and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeol. J.* 3, 36–49.

Cogné, J., Wright, A.E., 1980. L'orogène Cadomien – Geology of Europe from Precambrian to the post-Hercynian sedimentary basins. In: 26th Int. Geol. Congr. – BRGM Mem 108, pp. 29–55.

Cook, P., Solomon, D., 1997. Recent advances in dating young groundwater: chlorofluorocarbons, 3H/3He and 85Kr. *J. Hydrol.* 191, 245–265.

Cook, P., Love, a., Robinson, N., Simmons, C., 2005. Groundwater ages in fractured rock aquifers. *J. Hydrol.* 308, 284–301.

Dadet, P., Beurrier, M., Lautridou, J.-P., 1984. Notice explicative de la feuille Saint-Hilaire-Du-Harcouët à 1/50 000. BRGM, Orléans.

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. *J. Hydrol.* 330, 260–284.

Escobar, F.H., Hernández, D.P., 2010. Pressure and pressure derivative analysis for long naturally fractured reservoirs using the TDS technique. *DYNA* 77, 102–114.

Evans, J.P., Forster, C.B., Goddard, J.V., 1997. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *J. Struct. Geol.* 19, 1393–1404.

Fernandes, A., Rudolph, D., 2001. The influence of Cenozoic tectonics on the groundwater-production capacity of fractured zones: a case study in Sao Paulo, Brazil. *Hydrogeol. J.* 9, 151–167.

Folch, A., Mas-Pla, J., 2008. Hydrogeological interactions between fault zones and alluvial aquifers in regional flow systems. *Hydrol. Process.* 22, 3476–3487.

Ganerod, G.V., Braathen, A., Willemoes-Wissing, B., 2008. Predictive permeability model of extensional faults in crystalline and metamorphic rocks; verification by pre-grouting in two sub-sea tunnels, Norway. *J. Struct. Geol.* 30, 993–1004.

- Gannon, J.P., Burbey, T.J., Bodnar, R.J., Aylor, J., 2011. Geophysical and geochemical characterization of the groundwater system and the role of Chatham Fault in groundwater movement at the Coles Hill uranium deposit, Virginia, USA. *Hydrogeol. J.* 20, 45–60.
- Gelhar, L., 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resour. Res.* 28, 1955–1974.
- Gleeson, T., Novakowski, K., 2009. Identifying watershed-scale barriers to groundwater flow: lineaments in the Canadian Shield. *Geol. Soc. Am. Bull.* 121, 333–347.
- Goddard, J.V., Evans, J.P., 1995. Chemical changes and fluid-rock interaction in faults of crystalline thrust sheets, northwestern Wyoming, USA. *J. Struct. Geol.* 17, 533–547.
- Grellet, B., Combes, P., Granier, T., Philip, H., 1993. Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Mem. N.S. SGF* 164, 1–2.
- Gringarten, E., 1996. 3-D geometric description of fractured reservoirs. *Math. Geol.* 28, 881–893.
- Harte, P., Robinson, G., Ayotte, J., Flanagan, S., 2008. Framework for Evaluating Water Quality of the New England Crystalline Rock Aquifers. *US Geol. Surv. Open-File Rep.* 2008–1282 47.
- Henriksen, H., Braathen, A., 2005. Effects of fracture lineaments and in-situ rock stresses on groundwater flow in hard rocks: a case study from Sunnfjord, western Norway. *Hydrogeol. J.* 14, 444–461.
- Holland, M., Witthüser, K.T., 2011. Evaluation of geologic and geomorphologic influences on borehole productivity in crystalline bedrock aquifers of Limpopo Province, South Africa. *Hydrogeol. J.* 19, 1065–1083.
- Hunt, B., Scott, D., 2007. Flow to a well in a two-aquifer system. *J. Hydrol. Eng.* 12, 146–155.
- Jaunat, J., Huneau, F., Dupuy, A., Celle-Jeanton, H., Vergnaud-Ayraud, V., Aquilina, L., Labasque, T., Le Coustumer, P., 2012. Hydrochemical data and groundwater dating to infer differential flowpaths through weathered profiles of a fractured aquifer. *Appl. Geochem.* 27, 2053–2067.
- Labasque, T., 2006. Analyse des CFC dans les eaux souterraines. *Géosciences Rennes, Cahiers techniques de Géosciences Rennes, Rennes.*
- Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F., Caudal, J., 2006a. Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer. *J. Hydrol.* 328, 347–359.
- Le Borgne, T., Paillet, F., Bour, O., Caudal, J.-P., 2006b. Cross-borehole flowmeter tests for transient heads in heterogeneous aquifers. *Ground Water* 44, 444–452.
- Leray, S., de Dreuzy, J.-R., Bour, O., Bresciani, E., 2013. Numerical modeling of the productivity of vertical to shallowly dipping fractured zones in crystalline rocks. *J. Hydrol.* 481, 64–75.
- Maréchal, J., Wyns, R., 2004. Vertical anisotropy of hydraulic conductivity in the fissured layer of hard-rock aquifers due to the geological structure of weathering profiles. *J. Geol. Soc. India* 5, 545–550.
- Meier, P.M., Carrera, J., Sánchez-Vila, X., 1998. An evaluation of Jacob's method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations. *Water Resour. Res.* 34, 1011–1025.
- Melchiorre, E.B., Criss, R.E., Davisson, M.L., 1999. Relationship between seismicity and subsurface fluids, central Coast Ranges, California. *J. Geophys. Res.* 104, 921–939.
- Moench, F., 1984. Double-Porosity Models for a Fissured Groundwater Reservoir With Fracture Skin. *Water Resour. Res.* 20, 831–846.
- Neuman, S.P., 1979. Perspective on “Delayed yield”. *Water Resour. Res.* 15, 899–908.
- Paillet, F.L., 1998. Flow modeling and permeability estimation using borehole flow logs in heterogeneous fractured formations. *Water Resour. Res.* 34, 997–1010.
- Rafini, S., Larocque, M., 2009. Insights from numerical modeling on the hydrodynamics of non-radial flow in faulted media. *Adv. Water Resour.* 32, 1170–1179.
- Renard, P., Glenz, D., Mejias, M., 2008. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeol. J.* 17, 589–600.
- Richard, B., Moore, B., Schwarz, G.E., Clark, S.F., Walsh, G.J., Degnan, J.R., 2002. Factors Related to Well Yield in the Fractured-Bedrock Aquifer of New Hampshire. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1660, 1–51.
- Ruelleu, S., Moreau, F., Bour, O., Gapais, D., Martelet, G., 2010. Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge: an example from Ploemeur (Brittany, France). *J. Appl. Geophys.* 70, 161–168.
- Sander, P., 2006. Lineaments in groundwater exploration: a review of applications and limitations. *Hydrogeol. J.* 15, 71–74.
- Schnegg, P., Costa, R., 2007. Tracer tests made easier with field fluorimeters. *Bull. d'Hydrogéologie* 20, 20–21.
- Schnegg, P., Flynn, R., 2002. Online field fluorimeters for hydrogeological tracer tests. *Isot. und Tracer der Wasserforschung, Tech. Univ. Bergakademie Freiberg, Wissenschaftliche Mitteilungen.* Inst. für Geol. 19, 29–36.
- Singhal, B., Gupta, R., 2010. *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*, second ed. Springer.
- Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeol. J.* 10, 52–67.
- Spane, F., Wurstner, S., 1993. DERIV: A computer program for calculating pressure derivatives for use in hydraulic test analysis. *Ground Water* 31, 814–822.
- Stober, I., Bucher, K., 1999. Deep groundwater in the crystalline basement of the Black Forest region. *Appl. Geochem.* 14, 237–254.
- Taylor, R.G., Howard, K.W.F., 1999. Lithological evidence for the evolution of weathered mantles in Uganda by tectonically controlled cycles of deep weathering and stripping. *CATENA* 35, 65–94.
- Taylor, R., Howard, K., 2002. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. *Hydrogeol. J.* 8, 279–294.
- Tiab, D., 2005. Analysis of pressure derivative data of hydraulically fractured wells by the Tiab's Direct Synthesis technique. *J. Pet. Sci. Eng.* 49, 1–21.
- Van Vliet-Lanoë, B., Bonnet, S., Hallegouët, M., Laurent, M., 1997. Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian Massifs: regional stress field with glacio-isostatic influence? *J. Geodyn.* 24, 219–239.
- Walker, S.J., Weiss, R.F., Salameh, P.K., 2000. Reconstructed histories of the annual mean atmospheric mole fractions for the halocarbons CFC-11, CFC-113, and carbon tetrachloride. *J. Geophys. Res.* 105, 14285.
- Warner, M.J., Weiss, R.F., 1985. Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater. *Deep Sea Res. Part A. Oceanogr. Res. Pap.* 32, 1485–1497.
- Weiss, R.F., Price, B.A., 1980. Nitrous oxide solubility in water and seawater. *Mar. Chem.* 8, 347–359.
- Wyns, R., Baltassat, J., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., 2004. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. la Société Géologique Fr.* 175, 21–34.

Annexe E

Résultats des analyses géochimiques

Sample	Date	TDS	T °C	pH	Cond(25°C)	eH	O2	pCO2	Balance %	Ca [mmol/L]	Mg [mmol/L]	Na [mmol/L]
C1_F3.100-01/11	27/01/2011	186	13.80	6.15	223	0	0	5.68E-02	-14%	2.07E-01	2.51E-01	6.69E-01
C1_F3.160-01/11	27/01/2011	187	13.80	6.15	223	0	0	5.75E-02	-13%	2.09E-01	2.58E-01	6.86E-01
C1_F3.80-01/11	27/01/2011	193	13.80	6.15	223	5	0	5.83E-02	-9%	2.38E-01	2.77E-01	7.36E-01
C1_MFT20.17-01/11	27/01/2011	192	12.00	5.60	231	21	0	1.82E-01	-4%	3.03E-01	3.17E-01	7.80E-01
C1_MFT80.40-01/11	27/01/2011	193	12.80	5.60	233	50	0	1.91E-01	-9%	2.38E-01	2.70E-01	7.47E-01
C1_MFT80.70-01/11	27/01/2011	184	12.50	5.60	230	17	0	1.79E-01	-7%	2.30E-01	2.59E-01	7.34E-01
C2_F3.80-04/11	05/04/2011	208	14.40	6.15	225	-20	2	5.99E-02	-1%	2.82E-01	3.43E-01	8.28E-01
C2_MFT20.17-04/11	05/04/2011	195	14.10	5.27	226	46	1	4.53E-01	-10%	2.77E-01	2.93E-01	7.21E-01
C2_MFT80.60-04/11	05/04/2011	197	14.30	6.42	228	-18	1	3.22E-02	-12%	2.38E-01	2.72E-01	6.85E-01
C3_FC4.80-09/11	02/09/2011	206	13.00	6.73	224	-129	0	1.63E-02	-6%	2.28E-01	3.42E-01	7.53E-01
C3_T2-09/11	02/09/2011	226	0.00	6.45	214	0	0	3.74E-02	-24%	3.27E-01	2.42E-01	6.00E-01
C3_T3-09/11	02/09/2011	221	16.90	7.16	272	0	2	6.84E-03	-3%	3.31E-01	3.70E-01	9.72E-01
C3_T5-09/11	02/09/2011	282	16.20	6.66	337	0	0	2.63E-02	-14%	4.21E-01	4.30E-01	1.01E+00
C3_T6-09/11	02/09/2011	227	14.10	5.34	252	175	4	3.60E-01	-14%	3.18E-01	3.25E-01	8.62E-01
C3_T7-09/11	02/09/2011	327	13.30	5.85	387	240	1	1.07E-01	-13%	5.63E-01	5.85E-01	8.08E-01
C3b_F3.80-10/11	10/10/2011	189	14.00	6.10	201	0	0	5.31E-02	1%	2.63E-01	3.26E-01	7.80E-01
C4_F3.80-01/12	19/01/2012	189	13.70	6.00	227	6	0	7.77E-02	-9%	2.36E-01	2.85E-01	6.96E-01
C4_FC4.80-01/12	19/01/2012	193	13.30	6.03	224	40	0	7.22E-02	-11%	2.34E-01	3.00E-01	6.72E-01
C4_MFT20.17-01/12	19/01/2012	217	12.90	5.96	261	96	1	8.44E-02	-10%	3.47E-01	3.75E-01	8.14E-01
C4_MFT80.40-01/12	19/01/2012	201	13.10	6.12	240	49	1	5.85E-02	-8%	2.67E-01	3.01E-01	7.47E-01
C4_T1.4-01/12	19/01/2012	290	11.50	5.99	285	0	0	1.18E-01	-32%	6.12E-01	2.22E-01	3.96E-01
C4_T5.4-01/12	19/01/2012	266	12.00	6.02	313	0	5	9.10E-02	-19%	4.00E-01	3.76E-01	8.61E-01
C5_F3.80-11/12	12/11/2012	209	14.60	6.32	227	13	0	4.23E-02	-11%	2.67E-01	3.05E-01	7.27E-01
C5_FC4.80-11/12	12/11/2012	200	13.60	6.51	220	-5	0	2.43E-02	-6%	2.28E-01	3.45E-01	7.47E-01
C5_MFT20.17-11/12	12/11/2012	212	13.70	6.23	221	40	0	4.74E-02	-11%	2.91E-01	3.32E-01	7.84E-01
C5_MFT80.40-11/12	12/11/2012	224	13.40	6.56	237	-6	0	2.48E-02	-10%	2.80E-01	3.30E-01	8.01E-01
C5_T1.4-11/12	12/11/2012	219	13.00	5.45	175.9	180	0	4.21E-01	-35%	3.98E-01	1.42E-01	3.50E-01
C5_T2.4-11/12	12/11/2012	290	13.50	5.49	169	53	0	5.83E-01	-45%	2.52E-01	2.06E-01	3.85E-01
C5_T3.4-11/12	12/11/2012	158	14.30	6.10	198.3	80	0	4.04E-02	-16%	2.18E-01	2.21E-01	6.00E-01
C5_T5.4-11/12	12/11/2012	254	13.50	5.90	270	160	0	1.23E-01	-18%	3.70E-01	3.75E-01	8.60E-01
C5_T6.4-11/12	12/11/2012	241	13.80	5.57	248	195	0	2.27E-01	-21%	3.21E-01	3.09E-01	7.93E-01
C5_T7.4-11/12	12/11/2012	274	13.00	5.31	314	105	0	3.61E-01	-20%	4.14E-01	3.98E-01	7.22E-01
C5_T8.4-11/12	12/11/2012	251	13.30	5.75	274	82	0	1.70E-01	-20%	4.58E-01	2.78E-01	8.47E-01
F3.0.4	11/10/2011	186	14.45	6.70	222.31	0	0	1.25E-02	2%	2.65E-01	3.23E-01	7.89E-01
F3.3	14/10/2011	215	14.35	6.87	235	49	0	1.13E-02	-7%	2.84E-01	3.36E-01	7.94E-01
F3.7	18/10/2011	227	14.30	6.54	237	0	0	2.69E-02	-10%	2.81E-01	3.46E-01	7.90E-01
F3.9	20/10/2011	230	14.29	6.90	237	89	0	1.22E-02	-11%	2.78E-01	3.40E-01	8.00E-01
F3.14	25/10/2011	237	14.25	6.70	237	50	0	2.09E-02	-14%	2.76E-01	3.29E-01	7.99E-01
F3.30	10/11/2011	219	14.21	7.00	236	0	0	9.30E-03	-14%	2.61E-01	3.10E-01	7.35E-01
F3.59	09/12/2011	159	14.20	6.80	237	7	0.6	6.57E-03	1%	2.45E-01	2.86E-01	6.78E-01

Sample	K [mmol/L]	Fe(II) [mmol/L]	Mn [mmol/L]	Sr [mmol/L]	Li+ [mmol/L]	Al [mmol/L]	HCO3 [mmol/L]	Cl [mmol/L]	SO4 [mmol/L]	NO3 [mmol/L]	NO2 [mmol/L]
C1_F3.100-01/11	2.67E-02	9.20E-02	3.94E-03	6.20E-04	1.93E-03	7.00E-05	1.42E+00	5.72E-01	1.98E-01	1.47E-02	inf(LQ)
C1_F3.160-01/11	2.72E-02	9.11E-02	3.85E-03	6.10E-04	1.94E-03	7.00E-05	1.44E+00	5.71E-01	1.93E-01	inf(LQ)	inf(LQ)
C1_F3.80-01/11	2.92E-02	9.33E-02	3.97E-03	6.90E-04	2.06E-03	5.00E-05	1.45E+00	5.57E-01	1.96E-01	inf(LQ)	inf(LQ)
C1_MFT20.17-01/11	3.17E-02	4.85E-02	3.03E-03	7.70E-04	2.20E-03	7.00E-05	1.31E+00	5.62E-01	2.31E-01	inf(LQ)	inf(LQ)
C1_MFT80.40-01/11	2.95E-02	1.07E-01	4.74E-03	7.10E-04	2.03E-03	6.00E-05	1.36E+00	5.79E-01	2.23E-01	1.88E-02	inf(LQ)
C1_MFT80.70-01/11	2.94E-02	1.06E-01	4.71E-03	7.00E-04	1.99E-03	6.00E-05	1.28E+00	5.73E-01	2.13E-01	inf(LQ)	inf(LQ)
C2_F3.80-04/11	3.74E-02	1.10E-01	4.79E-03	7.50E-04	2.72E-03	1.40E-04	1.48E+00	5.49E-01	1.87E-01	4.84E-03	inf(LQ)
C2_MFT20.17-04/11	3.05E-02	4.71E-02	3.00E-03	6.80E-04	2.23E-03	1.00E-04	1.48E+00	5.58E-01	2.02E-01	inf(LQ)	inf(LQ)
C2_MFT80.60-04/11	2.90E-02	9.89E-02	4.55E-03	6.30E-04	2.10E-03	9.00E-05	1.48E+00	5.67E-01	2.14E-01	inf(LQ)	inf(LQ)
C3_FC4.80-09/11	4.47E-02	1.10E-01	4.97E-03	7.10E-04	2.61E-03	3.10E-04	1.55E+00	5.24E-01	1.90E-01	inf(LQ)	inf(LQ)
C3_T2-09/11	4.93E-02	2.85E-02	7.12E-03	7.00E-04	1.58E-03	4.50E-04	2.15E+00	4.30E-01	2.19E-01	1.78E-02	inf(LQ)
C3_T3-09/11	1.05E-01	3.40E-02	3.05E-02	7.90E-04	7.80E-04	5.20E-04	1.68E+00	6.30E-01	2.12E-01	1.09E-01	inf(LQ)
C3_T5-09/11	1.27E-01	1.36E-03	1.10E-02	1.07E-03	1.41E-03	6.80E-04	2.06E+00	7.26E-01	3.29E-01	3.76E-01	2.67E-03
C3_T6-09/11	1.60E-01	2.00E-05	2.09E-03	1.09E-03	6.70E-04	6.30E-04	1.40E+00	6.59E-01	2.99E-01	4.22E-01	inf(LQ)
C3_T7-09/11	3.21E-01	2.00E-05	2.27E-03	2.12E-03	7.70E-04	1.18E-03	1.36E+00	9.71E-01	1.36E-01	1.84E+00	1.77E-02
C3b_F3.80-10/11	3.29E-02	1.03E-01	4.65E-03	6.80E-04	2.51E-03	4.00E-05	1.18E+00	5.70E-01	2.12E-01	inf(LQ)	inf(LQ)
C4_F3.80-01/12	2.91E-02	8.92E-02	3.95E-03	6.30E-04	2.29E-03	1.50E-04	1.37E+00	5.66E-01	1.94E-01	1.15E-02	inf(LQ)
C4_FC4.80-01/12	3.53E-02	7.29E-02	3.90E-03	6.60E-04	2.34E-03	1.10E-04	1.37E+00	5.44E-01	2.03E-01	7.85E-02	inf(LQ)
C4_MFT20.17-01/12	3.64E-02	1.11E-02	3.43E-03	8.60E-04	2.92E-03	7.00E-05	1.37E+00	6.99E-01	3.77E-01	2.58E-02	inf(LQ)
C4_MFT80.40-01/12	3.08E-02	1.05E-01	4.97E-03	7.20E-04	2.43E-03	5.00E-05	1.37E+00	6.46E-01	2.25E-01	2.56E-02	inf(LQ)
C4_T1.4-01/12	7.40E-02	2.00E-05	4.17E-03	1.25E-03	1.60E-04	1.29E-03	2.09E+00	4.97E-01	2.58E-01	1.08E+00	inf(LQ)
C4_T5.4-01/12	1.33E-01	2.00E-05	8.44E-03	1.07E-03	1.28E-03	1.80E-04	1.72E+00	9.34E-01	3.80E-01	3.59E-01	inf(LQ)
C5_F3.80-11/12	3.18E-02	9.39E-02	4.25E-03	6.80E-04	2.00E-03	1.10E-04	1.53E+00	6.07E-01	2.01E-01	6.26E-02	inf(LQ)
C5_FC4.80-11/12	3.59E-02	9.13E-02	4.32E-03	6.40E-04	2.12E-03	1.10E-04	1.37E+00	5.50E-01	1.98E-01	6.69E-02	inf(LQ)
C5_MFT20.17-11/12	3.17E-02	2.68E-02	3.08E-03	6.90E-04	1.91E-03	4.70E-04	1.44E+00	6.05E-01	2.02E-01	2.25E-01	inf(LQ)
C5_MFT80.40-11/12	3.28E-02	1.06E-01	5.32E-03	7.00E-04	2.20E-03	8.00E-05	1.60E+00	6.36E-01	2.24E-01	9.30E-02	inf(LQ)
C5_T1.4-11/12	6.93E-02	3.87E-03	6.76E-03	7.50E-04	1.10E-04	1.87E-03	2.09E+00	3.74E-01	3.22E-01	8.31E-02	inf(LQ)
C5_T2.4-11/12	2.56E-02	1.10E-01	8.11E-03	6.00E-04	6.00E-04	2.27E-03	3.16E+00	2.76E-01	3.14E-01	1.28E-01	inf(LQ)
C5_T3.4-11/12	6.79E-02	5.80E-04	2.45E-03	7.00E-04	4.00E-04	3.50E-04	8.83E-01	5.52E-01	1.34E-01	4.50E-01	inf(LQ)
C5_T5.4-11/12	1.03E-01	3.80E-04	7.10E-04	1.02E-03	1.17E-03	2.80E-04	1.74E+00	7.10E-01	3.51E-01	3.71E-01	inf(LQ)
C5_T6.4-11/12	1.48E-01	1.74E-03	3.90E-04	1.02E-03	6.70E-04	1.70E-04	1.50E+00	6.63E-01	3.11E-01	5.74E-01	inf(LQ)
C5_T7.4-11/12	2.21E-01	1.40E-04	1.90E-04	1.48E-03	5.70E-04	2.40E-04	1.32E+00	8.67E-01	1.37E-01	1.37E+00	inf(LQ)
C5_T8.4-11/12	3.75E-02	2.18E-03	1.21E-02	8.80E-04	1.72E-03	2.30E-04	1.70E+00	1.01E+00	4.11E-01	8.69E-02	inf(LQ)
F3.0.4	3.27E-02	1.05E-01	4.85E-03	7.00E-04	2.47E-03	5.00E-05	1.10E+00	5.78E-01	2.32E-01	inf(LQ)	inf(LQ)
F3_3	3.31E-02	1.09E-01	5.18E-03	7.40E-04	2.58E-03	1.00E-05	1.47E+00	6.12E-01	2.80E-01	inf(LQ)	inf(LQ)
F3_7	3.38E-02	1.14E-01	5.16E-03	7.60E-04	2.57E-03	3.00E-05	1.64E+00	6.19E-01	2.88E-01	inf(LQ)	inf(LQ)
F3_9	3.34E-02	1.15E-01	5.13E-03	7.60E-04	2.48E-03	1.00E-05	1.70E+00	6.23E-01	2.88E-01	inf(LQ)	inf(LQ)
F3_14	3.28E-02	1.11E-01	5.03E-03	7.30E-04	2.43E-03	4.00E-05	1.84E+00	6.25E-01	2.83E-01	inf(LQ)	inf(LQ)
F3_30	3.03E-02	1.05E-01	4.75E-03	7.10E-04	2.29E-03	1.80E-04	1.63E+00	6.48E-01	2.70E-01	inf(LQ)	inf(LQ)
F3_59	2.87E-02	1.01E-01	4.54E-03	6.80E-04	2.06E-03	2.00E-05	7.28E-01	6.78E-01	2.63E-01	inf(LQ)	inf(LQ)

Sample	F [mmol/L]	Br [mmol/L]	SiO2 [mmol/L]	Ne [mmol/L]	Ar [mmol/L]	CFC-12 [pptv]	SF6 [pptv]	d18O (H2O) [‰]	d2H (H2O) [‰]
C1_F3.100-01/11	8.34E-03	inf(LQ)	2.44E-01	na	na	inf(LQ)	inf(LQ)	-5.90	-38.50
C1_F3.160-01/11	8.17E-03	inf(LQ)	2.45E-01	na	na	inf(LQ)	inf(LQ)	-5.90	-38.80
C1_F3.80-01/11	8.80E-03	inf(LQ)	2.72E-01	1.59E-05	2.08E-02	inf(LQ)	0.55	na	na
C1_MFT20.17-01/11	8.62E-03	inf(LQ)	2.92E-01	1.59E-05	2.05E-02	48.83	1.84	-5.90	-39.20
C1_MFT80.40-01/11	8.91E-03	inf(LQ)	2.67E-01	na	na	43.93	1.51	-5.90	-38.70
C1_MFT80.70-01/11	8.79E-03	inf(LQ)	2.61E-01	1.40E-05	2.05E-02	31.19	1.18	na	na
C2_F3.80-04/11	8.07E-03	inf(LQ)	3.38E-01	1.33E-05	2.06E-02	inf(LQ)	0.34	na	na
C2_MFT20.17-04/11	9.03E-03	inf(LQ)	2.71E-01	1.30E-05	2.05E-02	55.60	0.63	na	na
C2_MFT80.60-04/11	8.98E-03	1.32E-03	2.74E-01	1.28E-05	1.99E-02	26.94	0.38	na	na
C3_FC4.80-09/11	1.10E-02	inf(LQ)	3.22E-01	1.15E-05	2.05E-02	inf(LQ)	0.94	na	na
C3_T2-09/11	1.51E-02	inf(LQ)	2.17E-01	na	na	na	na	na	na
C3_T3-09/11	1.42E-02	1.22E-03	1.72E-01	na	na	na	na	na	na
C3_T5-09/11	5.20E-03	1.77E-03	2.01E-01	na	na	na	na	na	na
C3_T6-09/11	3.27E-03	9.00E-04	1.74E-01	9.86E-06	1.71E-02	609.00	1.77	na	na
C3_T7-09/11	5.42E-03	1.36E-03	1.38E-01	na	na	na	na	na	na
C3b_F3.80-10/11	1.00E-02	1.75E-03	3.40E-01	1.16E-05	1.89E-02	inf(LQ)	inf(LQ)	na	na
C4_F3.80-01/12	8.42E-03	8.80E-04	2.82E-01	1.42E-05	1.84E-02	46.48	0.94	na	na
C4_FC4.80-01/12	8.95E-03	inf(LQ)	2.90E-01	1.41E-05	1.92E-02	29.41	0.56	na	na
C4_MFT20.17-01/12	6.84E-03	1.13E-03	2.72E-01	2.01E-05	2.10E-02	258.52	3.68	na	na
C4_MFT80.40-01/12	7.90E-03	1.00E-03	2.95E-01	9.76E-06	1.81E-02	91.59	1.40	na	na
C4_T1.4-01/12	2.11E-03	inf(LQ)	1.09E-01	na	na	na	na	na	na
C4_T5.4-01/12	4.74E-03	1.50E-03	1.91E-01	na	na	na	na	na	na
C5_F3.80-11/12	8.86E-03	4.40E-04	3.03E-01	1.65E-05	2.02E-02	51.85	inf(LQ)	-6.30	-41.00
C5_FC4.80-11/12	9.74E-03	4.40E-04	3.26E-01	1.68E-05	2.05E-02	inf(LQ)	inf(LQ)	-6.60	-41.00
C5_MFT20.17-11/12	9.00E-03	4.40E-04	2.92E-01	1.59E-05	2.02E-02	58.18	0.87	-6.20	-41.20
C5_MFT80.40-11/12	9.52E-03	4.40E-04	3.23E-01	1.60E-05	2.02E-02	51.64	0.50	-6.30	-40.90
C5_T1.4-11/12	3.47E-03	4.40E-04	1.09E-01	1.36E-05	1.93E-02	618.60	1.70	-5.60	-35.90
C5_T2.4-11/12	4.75E-03	4.40E-04	1.81E-01	1.30E-05	1.76E-02	407.93	0.90	-6.10	-39.90
C5_T3.4-11/12	1.84E-03	4.40E-04	1.30E-01	1.24E-05	1.90E-02	243.91	5.57	-6.20	-41.20
C5_T5.4-11/12	3.72E-03	4.40E-04	1.86E-01	1.24E-05	1.85E-02	676.97	2.05	na	na
C5_T6.4-11/12	1.84E-03	4.40E-04	1.64E-01	1.39E-05	1.92E-02	600.57	3.57	-6.30	-41.20
C5_T7.4-11/12	1.84E-03	4.40E-04	1.33E-01	1.39E-05	1.95E-02	484.03	2.79	-6.30	-41.10
C5_T8.4-11/12	4.10E-03	4.40E-04	1.99E-01	1.34E-05	2.00E-02	141.34	2.74	-5.80	-38.80
F3.0.4	9.47E-03	1.75E-03	3.28E-01	1.34E-05	1.97E-02	28.09	0.62	na	na
F3_3	7.90E-03	1.25E-03	3.17E-01	na	na	53.59	1.12	na	na
F3_7	7.90E-03	1.25E-03	3.19E-01	1.02E-05	1.92E-02	80.91	2.02	na	na
F3_9	7.90E-03	1.25E-03	3.16E-01	na	na	na	na	na	na
F3_14	7.90E-03	1.25E-03	3.09E-01	na	na	na	na	-6.20	-41.10
F3_30	7.90E-03	1.25E-03	2.91E-01	1.37E-05	1.84E-02	106.28	1.63	na	na
F3_59	8.42E-03	1.25E-03	2.64E-01	1.21E-05	1.86E-02	102.04	1.34	-6.10	-39.60

Résumé

Les régions de socle cristallin, pourtant largement représentées à l'échelle mondiale, sont réputées pour leurs modestes ressources en eaux souterraines. La valorisation des eaux souterraines dans les régions de socle est majoritairement limitée aux formations altérées et fissurées de sub-surface. Cependant, ces ressources sont souvent négligées au profit des eaux de surface en raison de leurs faibles débits d'exploitation et de leurs vulnérabilités aux polluants anthropiques.

De récentes études de prospection et de recherche ont révélé la présence de ressources souterraines importantes, au delà des horizons superficiels classiquement exploités. Cependant peu d'informations spécifiques à ces ressources profondes sont disponibles, notamment concernant la structure des systèmes aquifères et leurs particularités hydrogéologiques.

Par cette étude nous mettons clairement en évidence la présence de ressources en eau conséquentes dans le socle cristallin profond du Massif Armoricaïn. Ces ressources sont associées à des systèmes de failles assurant des capacités de drainage des réservoirs de stockage connectés. Les réservoirs de stockage superficiels et bordiers assurent l'alimentation en eau du réseau de fracture principal. Cette capacité de drainage est dépendante de la géométrie du plan de faille perméable. Les failles sub-horizontales sont les structures les plus efficaces dans cette fonction. Le stockage dans les formations bordières au système de faille apparaît déterminant pour assurer un débit d'exploitation conséquent. Cette étude permet d'établir une conceptualisation générale de ces systèmes de faille, tant d'un point de vue hydrodynamique que géochimique, et apporte des pistes de réflexions pour la gestion et la protection de telles ressources en eau.

Abstract

Crystalline basement regions, although largely represented at continental scale, are characterized by a low groundwater resources availability. Groundwater in crystalline areas appear to be mostly limited to weathered and fractured reservoirs at sub-surface depths. But these resources are often disregarded in favor of surface water because of low yields and their vulnerability to anthropogenic contaminants.

Recent specific studies have revealed the presence of significant groundwater resources beyond the superficial reservoirs traditionally exploited. However, only few specific information is available concerning these type of resources, especially concerning their structural aquifer morphology and their hydrogeological properties.

This study demonstrates the presence of substantial groundwater resources in the Armorican Massif crystalline basement. These resources are associated to fault systems providing drainage capacity of connected reservoir storage. Water supply of the main permeable fault domain during pumping is ensured by sub-surface and burdened reservoir storage. The drainage capacity is dependent on the geometry of the main permeable fault. Sub-horizontal faults are the most efficient structures to warrant this function. Storage in burdened formations of the fault system appears to ensure high groundwater yield. This study establishes hydrodynamic and geochemical conceptualization of a fault system, and provides thinking points in term of management and protection to ensure groundwater resources availability.