

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	ii
REMERCIEMENTS	iv
LISTE DES FIGURES	x
LISTE DES TABLEAUX	xvi
CHAPITRE 1.....	1
INTRODUCTION	1
1.1. Mise en contexte.....	1
1.2. Les connexions hydrauliques entre aquifères et leurs conséquences.....	3
1.3. Format de la thèse et description succincte du projet	7
1.4. Références.....	9
CHAPITRE 2.....	10
ÉTAT DES CONNAISSANCES ET PROBLÉMATIQUE.....	10
2.1 Caractérisation hydraulique régionale des aquifères : évaluation des propriétés hydrauliques des aquifères	10
2.1.1 Méthodes usuelles d'estimation de la transmissivité ou de la conductivité hydraulique	11
2.1.2 Estimation de la transmissivité ou de la conductivité hydraulique à partir du débit spécifique	16
2.1.3 Représentativité des valeurs de transmissivité et de conductivité hydraulique calculées	25
2.2 Mise en évidence des connexions hydrauliques entre aquifères	30
2.2.1 Mise en évidence régionale à partir de l'observation des niveaux statiques et des facies hydrochimiques et isotopiques.....	30
2.2.2 Détection de connexions hydrauliques par un essai de traçage.....	31
2.2.3 Détection de connexions hydrauliques par des méthodes géophysiques.....	32
2.2.4 Détection d'un court-circuit hydraulique induit par un défaut de scellement de puits par un essai de perméabilité <i>in situ</i> à niveau variable	36
2.2.5 Détection d'un court-circuit hydraulique induit par un défaut de scellement de puits par la courbe de remontée après pompage	40

2.2.6	Méthodes de forage favorisant un mauvais ancrage des puits dans le roc.....	41
2.2.7	Illustration des conséquences hydrauliques et chimiques des connexions hydrauliques à partir d'études numériques.....	44
2.2.8	Applications relatives à l'étude des connexions hydrauliques entre aquifères rocheux fracturés et granulaires.....	54
2.3	Problématique spécifique au sujet	56
2.4	Hypothèse principale et objectifs	57
2.5	Choix du territoire d'étude : le bassin versant du Saguenay	57
2.6	Méthodologie utilisée	61
2.7	Références.....	64
CHAPITRE 3.....		75
ESTIMATING THE RELIABILITY OF AQUIFER TRANSMISSIVITY VALUES OBTAINED FROM SPECIFIC CAPACITY TESTS: EXAMPLES FROM THE SAGUENAY-LAC-SAINT-JEAN AQUIFERS, CANADA		75
3.1	Abstract	76
3.2	Introduction and background	77
3.3	Study area and data source.....	81
3.3.1	Study area	81
3.3.2	Characteristics of the data used in the study.....	83
3.4	Methodology.....	84
3.4.1	Calculating the transmissivity from specific capacity tests.....	84
3.4.2	Comparison with long and short duration pumping tests	86
3.4.3	Uncertainties and correction of transmissivity values.....	87
3.5	Results and interpretation	88
3.5.1	Transmissivity values from specific capacity tests and comparison with values from short and long duration pumping tests using an ANOVA	88
3.5.2	Investigation of scale effects.....	92
3.5.3	Empirical relationship between transmissivity and specific capacity	99
3.6	Discussion and conclusion.....	102
3.7	Acknowledgements.....	104
3.8	References.....	105
CHAPITRE 4.....		109

FIELD EVIDENCE OF HYDRAULIC CONNECTIONS BETWEEN BEDROCK AQUIFERS AND OVERLYING GRANULAR AQUIFERS: EXAMPLES FROM THE GRENVILLE PROVINCE OF THE CANADIAN SHIELD	109
4.1 Abstract	110
4.2 Introduction and background	111
4.3 Regional hydrogeology and description of the experimental sites	114
4.4 Field evidence of hydraulic connections between aquifers.....	119
4.4.1 Hydraulic observations.....	119
4.4.2 Geophysical observations	127
4.4.3 Hydrochemical evaluation	130
4.4.4 Regional observations	134
4.5 Discussion.....	139
4.5.1 Specific sites	139
4.5.2 General discussion on hydraulic connections between the granular and the bedrock aquifers	142
4.6 Conclusion	144
4.7 Acknowledgements.....	145
4.8 References.....	145
CHAPITRE 5.....	150
MODÉLISATION NUMÉRIQUE DES CONNEXIONS HYDRAULIQUES ENTRE AQUIFÈRES FRACTURÉS ET AQUIFÈRES GRANULAIRES : CONSÉQUENCES SUR L'ESTIMATION DES PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES	150
5.1 Brève description de l'outil numérique choisi	151
5.2 Description et calage du modèle au site PZ-35.....	153
5.3 Réponse hydraulique d'un essai de perméabilité à niveau variable descendant dans un contexte de défaut d'ancrage	159
5.3.1 Cas où le niveau piézométrique du roc est supérieur au niveau piézométrique de l'aquifère granulaire.....	159
INTRODUCTION	162
FIELD DATA.....	166
<i>Study site</i>	166
<i>Interpretation of a falling-head permeability test using a velocity graph</i>	168

NUMERICAL VERIFICATION	169
<i>Description of the numerical model</i>	169
<i>Results and interpretation of the falling-head permeability test</i>	172
CONCLUSIONS	175
ACKNOWLEDGEMENTS	176
5.3.2 Cas où le niveau piézométrique du roc est inférieur au niveau piézométrique de l'aquifère granulaire	178
5.4 Essais de pompage et estimation de la transmissivité dans le cas de connexions hydrauliques naturelles et artificielles	182
5.4.1 Connexion hydraulique due à un défaut d'ancrage	182
5.4.2 Connexion hydraulique naturelle entre roc fracturé et aquifère granulaire	186
5.5 Conclusion sur l'étude numérique	194
5.6 Références	196
CHAPITRE 6	199
SYNTHÈSE ET RECOMMANDATIONS	199
6.1 Les aquifères de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean : portrait régional des propriétés hydrauliques et recommandations	199
6.2 Conclusions et recommandations générales	203
6.2.1 Effet d'échelle	203
6.2.2 Connexions hydrauliques entre aquifères granulaires et aquifères rocheux fracturés : mise en évidence et conséquences sur l'estimation des propriétés hydrauliques	204
6.2.3 Références	209

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1

Figure 1.1 Exemple de modèle conceptuel régional dans la région du Saguenay-Lac-St-Jean représentant les différentes interactions entre les eaux souterraines contenues dans différentes unités géologiques et les eaux de surface. Tirée de Chesnaux et al. (2012).....3

Figure 1.2 (a) Schéma conceptuel d'une connexion hydraulique naturelle et d'une connexion hydraulique artificielle. (b) Agrandissement sur la zone d'une connexion hydraulique artificielle causée par un défaut d'ancrage.....4

CHAPITRE 2

Figure 2.1 Pompage en régime permanent dans un aquifère à nappe libre. Tirée de Chapuis (2007).....12

Figure 2.2 Illustration de la méthode de superposition de Theis (1935). Tirée de Chapuis (2007).....14

Figure 2.3 Relations empiriques et analytiques recensées par Mace (2001).....19

Figure 2.4 Graphique du débit spécifique vs transmissivité en échelle logarithmique et intervalles de confiance à 90 et 95 %. Tirée de Hamm et al. (2005).....22

Figure 2.5 Conductivité hydraulique moyenne en fonction du rayon testé dans un aquifère dolomitique. « Range » correspond au rayon à partir duquel la conductivité hydraulique est approximativement constante. Tirée de Rovey (1994).....27

Figure 2.6 Effet d'échelle sur la conductivité hydraulique apparente au cours d'un essai de pompage suivi dans un puits d'observation situé dans un aquifère carbonaté. Tirée de Schulze-Makuch et Cherkauer (1998).....28

Figure 2.7 Modèle conceptuel représentant l'hétérogénéité d'un aquifère dolomitique et les zones de captures de puits à différents temps. Ce schéma illustre différents cas de figure où l'effet d'échelle observé est dû à l'alternance de zones de faible et forte perméabilité rencontrées au cours d'un pompage. Tirée de Schulze-Makuch et Cherkauer (1998).....28

Figure 2.8 Schéma pour la détection par essai de traçage d'un court-circuit hydraulique entre deux aquifères séparés par un aquitard. Tirée de Chesnaux (2005).....32

Figure 2.9 Directions des écoulements dans un forage obtenues par mesures au débitmètre. Modifiée de Williams et Conger (1990).....	35
Figure 2.10 Exemple de résultats obtenus à la suite du passage d'un téléviseur acoustique dans un trou de forage. Tirée de Morin et al. (1997).....	35
Figure 2.11 Exemple d'un graphique des vitesses obtenu à partir d'un essai de perméabilité à niveau variable montant, exécuté dans un piézomètre présentant un défaut de scellement. Tirée de Chapuis et Sabourin (1989).....	38
Figure 2.12 (a) Représentation des niveaux piézométriques dans deux aquifères granulaires séparés par un aquitard. (b) Mise à l'équilibre des charges dans les deux aquifères mis en contact par un défaut de scellement lors de la mise en place d'un piézomètre dans l'aquifère C. (c) Illustration d'un essai de perméabilité à niveau variable descendant dans l'aquifère C connecté à l'aquifère A via le court-circuit hydraulique créé par le défaut de scellement.....	38
Figure 2.13 (a) Graphique de $\ln(H_a)$ vs. temps. (b) Graphique des vitesses indiquant une erreur piézométrique $H_0 = -4,5$ cm sur le PL. (c) Graphique de $\ln(H_a - H_0)$ vs. temps. Tirée de Chapuis et Chenaf (2003).....	39
Figure 2.14 Exemple d'un graphique du rabattement résiduel s' versus $\log t/t'$. Tirée de Chapuis (2007).....	41
Figure 2.15 Schéma d'aménagement d'un puits. Tirée de MDDEP (2008).....	44
Figure 2.16 Configuration du modèle de deux aquifères séparés par un aquitard avec présence d'un défaut de scellement le long du tubage. Tirée de Chesnaux (2005).....	45
Figure 2.17 Contamination croisée d'un aquifère granulaire par un aquifère rocheux fracturé lors du pompage dans l'aquifère granulaire. Tirée de Chesnaux et al. (2012a).....	47
Figure 2.18 Profils de charge autour du puits de pompage selon présence (cas B) ou non (cas A) de l'aquifère rocheux fracturés sous-jacent. Tirée de Chesnaux et al. (2012a).....	48
Figure 2.19 Interprétation de Cooper-Jacob pour le cas A (aquifère granulaire seul) et le cas B (présence d'un aquifère rocheux fracturé). Tirée de Chesnaux et al. (2012a).....	49
Figure 2.20 Différentes géométries d'écoulement. Tirée de Doe (1991).....	50
Figure 2.21. Exemple d'un comportement à la source généré par un réseau orthogonal de conduits linéaires. Tirée de Jourde et al. (2002).....	52

Figure 2.22 Graphique représentant la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps pour des simulations présentant différentes configurations de connexions entre les deux aquifères. Modifiée de Chesnaux et al. (2012a).....	53
Figure 2.23 (a) Localisation du bassin versant du Saguenay (en jaune) (modifiée de Wikimedia Commons, 2014) et (b) Topographie du territoire couvert par le projet PACES Saguenay-Lac-Saint-Jean (modifiée de CERM-PACES, 2013b).....	58
Figure 2.24 Bloc diagramme conceptuel des milieux aquifères du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Tirée de CERM-PACES (2013b).....	59
Figure 2.25 Exemple d'un site double à Saint-Méthode (site PZ-35), Saguenay-Lac-Saint-Jean.....	60
Figure 2.26 Représentation schématique de la méthodologie utilisée.....	63
CHAPITRE 3	
Figure 3.1 Location of the wells and types of hydraulic tests performed in fractured-rock aquifers in the SLSJ region; bedrock lithology is also shown (simplified from Avramtchev, 1993).....	82
Figure 3.2 Location of the wells and types of hydraulic tests performed in granular aquifers in the SLSJ region; surficial deposits are indicated on the background map (modified from Walter et al., 2011).....	82
Figure 3.3 The range in transmissivity, in m^2/s , for each type of test and each rock lithology in the Saguenay-Lac-St-Jean region (logarithmic scale).....	90
Figure 3.4 The range in transmissivity, expressed in m^2/s , for granular formations and for each type of test in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region (logarithmic scale).....	91
Figure 3.5 Transmissivity versus the pumping time for each type of test in (a) anorthosite, (b) gneiss-granite (logarithmic scale).....	93
Figure 3.6 Transmissivity versus the pumping time for each type of test in granular aquifers (logarithmic scale).....	95
Figure 3.7 Upper graph: curves s and $ds/d\log t$ as a function of time; lower graph: scale dependency of time-interval apparent transmissivity and iterative transmissivity. (a) and (b) both represent a long duration pumping test in a fractured-rock aquifer, (c) and (d) both represent a long duration pumping test in a granular aquifer. Data source: personal communication.....	98
Figure 3.8 Log-log plot of transmissivity versus specific capacity for granular aquifers submitted to long duration pumping tests.....	100

Figure 3.9 Comparison of coefficient α versus coefficient θ for different empirical relationships between T and Q/s	101
---	-----

CHAPITRE 4

Figure 4.1 (a) Conceptual scheme of natural hydraulic connections and artificially created hydraulic connections. (b) Details of a defective seal (not to scale).....	112
---	-----

Figure 4.2 Lithology of the bedrock (modified from Avramtchev, 1993) in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region and location of the logged wells.....	115
--	-----

Figure 4.3 Simplified aquifer schemes for sites (a) PZ-35, (b) PZ-104 and (c) PZ-18 (not to scale).....	118
---	-----

Figure 4.4 Results of pumping tests in the fractured-rock formations: drawdown and log-derivative drawdown versus time for wells (a) PZ-35-R and PZ-35-DD, (b) PZ-104-R and PZ-104-DD and (c) PZ-18-R and PZ-18-D.....	121
--	-----

Figure 4.5 Velocity graphs of falling-head permeability tests in wells (a) PZ-35-R, (b) PZ-104-R, and (c) PZ-18-.....	125
---	-----

Figure 4.6 Conceptual sketch of a falling-head permeability test performed in a bedrock aquifer connected to a granular aquifer via a preferential path along a casing having an inadequate seal.....	126
---	-----

Figure 4.7 Geophysical logs of flow during pumping and fracture orientation obtained in wells (a) PZ-35-R, (b) PZ-104-R, (c) PZ-18-R.....	129
---	-----

Figure 4.8 Schoeller diagrams for sites (a) PZ-35, (b) PZ-104 and (c) PZ-18.....	133
--	-----

Figure 4.9 Case 1: Bedrock aquifer overlain by a confined granular aquifer. Case 2: Bedrock aquifer overlain by a clayey aquitard.....	134
--	-----

Figure 4.10 Box plots representing estimated transmissivity values by type of overlying granular context for (a) gneiss, (b) anorthosite, (c) granite and (d) limestone.....	136
--	-----

Figure 4.11 Transmissivity values of the fractured-rock aquifers versus the thickness of the overlying granular aquifers.....	137
---	-----

Figure 4.12 Box plots representing estimated transmissivity values calculated for bedrock located less than 5 meters below the ground surface before and after 2003 for (a) gneiss, (b) anorthosite, (c) granite.....	138
---	-----

Figure 4.13 Conceptual flow system at sites: (a) PZ-35, (b) PZ-104 and (c) PZ-18 as determined from field observations.....	141
---	-----

CHAPITRE 5

Figure 5.1. Illustration des fonctions a) $K(u)$ et b) $\theta(u)$ telles que définies dans <i>SEEP/W</i> pour tous les modèles numériques de ce chapitre.....	153
--	-----

Figure 5.2 (a) Représentation schématique du modèle défini sur <i>SEEP/W</i> pour le site PZ-35 (échelle non respectée). (b) Zoom montrant les détails du maillage autour du puits.....	155
---	-----

Figure 5.3 Rabattement et dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps observés dans le puits de pompage et le piézomètre d'observation : comparaison des signaux observés <i>in-situ</i> et obtenus de la simulation numérique.....	156
---	-----

Figure 5.4 Charge hydraulique totale le long du puits de pompage pour l'essai simulé du site PZ-35.....	159
---	-----

Figure 5.5. (a) Representation of the natural piezometric levels in two aquifers separated by an aquitard. (b) Rebalancing of hydraulic heads between the two aquifers that have been put in contact by a defective seal during well installation. (c) Conceptual sketch of a falling-head permeability test performed in aquifer C connected to aquifer A via a preferential flow pathway along a pipe having a defective seal.....	165
--	-----

Figure 5.6 Geophysical logs of flow during pumping (0.21 L/s) and fracture orientation obtained in well PZ-104-R. (After Richard et al., 2014).....	168
---	-----

Figure 5.7 Velocity graph of the falling-head permeability test performed in Well PZ-104-R (after Richard et al., 2014).....	169
--	-----

Figure 5.8 Numerical model built with <i>SEEP/W</i> (Geo-Slope Int., 2012): (a) Overall view of the model, (b) Close-up of the finite element grid close to the defective seal.....	171
---	-----

Figure 5.9 Numerical data from the falling-head permeability test simulation represented on a velocity graph superimposed upon field results.....	173
---	-----

Figure 5.10 Hydraulic velocity vectors (not to scale) and equipotential lines in the aquifer system close to the defective seal at two times during the falling-head permeability test a) $t=24s$, before water level has passed the piezometric level of the rock, and b) $t=1,717 s$ (28.6 min) after water level has passed the piezometric level of the rock.....	174
--	-----

- Figure 5.11 Flow directions (a) when a preferential seepage is created between the granular aquifer and the bedrock, (b) during the first stage of the falling-head permeability test, (c) during the second stage of the falling-head permeability test.....176
- Figure 5.12 Graphique des vitesses obtenu numériquement en réponse à l'essai de perméabilité à niveau variable effectué dans le roc dans le cas où le niveau piézométrique du roc est inférieur au niveau piézométrique de l'aquifère granulaire.....179
- Figure 5.13 Directions des écoulements et lignes équipotentiels au voisinage du défaut d'ancrage, (a) à $t=24$ s avant l'atteinte du niveau piézométrique de l'aquifère granulaire et (b) à $t=1717$ s une fois que le niveau piézométrique de l'aquifère granulaire a été dépassé.....180
- Figure 5.14 (a) Mise à l'équilibre des charges hydrauliques au voisinage du défaut d'ancrage entre les deux aquifères granulaires et rocheux lors de la mise en place du puits, (b) Phase 1 de l'essai de perméabilité à niveau descendant dans l'aquifère rocheux, (c) Phase 2 de l'essai de perméabilité à niveau descendant dans l'aquifère rocheux.....181
- Figure 5.15 Rabattement et dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps avec différentes largeurs du défaut d'ancrage.....184
- Figure 5.16 Direction des écoulements au voisinage du défaut d'ancrage, (a) à $t = 15$ s avant l'atteinte du niveau piézométrique de l'aquifère granulaire et (b) à $t = 2024$ s une fois que le niveau piézométrique de l'aquifère granulaire a été dépassé.....184
- Fig.5.17 Rabattement et dérivée logarithmique du rabattement dans le cas de simulation numérique d'un pompage avec *SEEP/W* sans effet d'emmagasinement de puits.....186
- Figure 5.18 Modèle dessiné sous *SEEP/W* pour le cas d'une connexion hydraulique naturelle entre aquifère rocheux fracturé et aquifère granulaire.....187
- Figure 5.19 Rabattement et dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps observés au puits de pompage pour différentes valeurs de conductivité hydraulique de l'aquifère granulaire.....189
- Figure 5.20 Équipotentiels dans le système « aquifère granulaire + fractures » à différents temps de pompage pour $K_{\text{granulaire}} = 10^{-7}$ m/s. Chaque temps représentant une phase d'écoulement particulière.....190
- Figure 5.21 (a) Évolution du rabattement en fonction du temps observé au puits de pompage pour différentes valeurs d'épaisseur d'aquifère granulaire sus-jacent (échelle linéaire). (b) Évolution du rabattement et de la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps observé au puits de pompage pour différentes valeurs d'épaisseur d'aquifère granulaire sus-jacent (échelle log).....193

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Récapitulatif des relations empiriques obtenues par chaque auteur.....	20
Tableau 2.2 Dimension d'écoulement associée à un certain type d'écoulement.....	51
Table 3.1 Empirical relationships between T and Q/s obtained in different studies from different granular aquifers.....	102
Table 4.1 Static piezometric values and differences observed in the bedrock and the confined granular aquifers for the PZ-35 and PZ-104 sites, and in the bedrock and the unconfined granular aquifers for the PZ-18 site.....	120
Table 4.2 Characteristics of the flowing fractures in the three wells.....	129
Table 4.3 Total dissolved solids (TDS; mg/L) field measurements at the PZ-35, PZ-104 and PZ-18 sites.....	131
Tableau 5.1 Valeurs des principaux paramètres utilisés pour le calage du pompage.....	156
Table 5.2 Main hydraulic characteristics of each numerical region.....	173
Tableau 5.3 Caractéristiques hydrauliques (propriétés et conditions aux frontières) des différents domaines numériques.....	178
Tableau 5.4 Valeurs des propriétés hydrauliques obtenues à partir d'un essai de pompage dans l'aquifère rocheux fracturé en connexion hydraulique avec l'aquifère granulaire sus-jacent selon différentes largeurs de défaut d'ancrage.....	185
Tableau 5.5 Valeurs de la conductivité hydraulique apparente pour chaque phase d'écoulement pour le cas où $K_{\text{granulaire}} = 10^{-7}$ m/s.	191
Tableau 5.6 Valeurs de transmissivité calculées selon l'épaisseur de l'aquifère granulaire sus-jacent.....	194
Tableau 6.1 Valeurs moyennes de la transmissivité estimée pour chaque lithologie présente dans la région SLSJ.....	200

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1. Mise en contexte

La transmissivité T et la conductivité hydraulique K sont deux propriétés hydrauliques importantes des aquifères puisqu'elles représentent la capacité d'un aquifère à laisser circuler ou à « transmettre » l'eau dans le milieu poreux. Plus spécifiquement, elles permettent : (i) d'estimer les niveaux d'eau dans et autour de puits de pompage, (ii) d'estimer les flux d'eau souterrains et le transport des contaminants (temps de transit), (iii) de caractériser l'hétérogénéité d'un aquifère et (iv) de paramétrer les modèles numériques d'écoulement souterrain, qui permettent notamment de prédire les écoulements. La conductivité hydraulique et la transmissivité sont liées par la relation $K = T/b$, avec b l'épaisseur hydrauliquement active de l'aquifère. Ainsi la connaissance de l'une ou l'autre de ces propriétés détermine la seconde connaissant b .

Considérons deux types de milieu aquifère : granulaire (aussi appelé dépôt) et socle rocheux fracturé. Le premier type doit sa perméabilité à une matrice poreuse, la seconde principalement à un réseau de fractures au sein d'une matrice poreuse moins perméable. Les comportements hydrauliques dans ces deux types d'aquifères sont alors fondamentalement différents et les propriétés hydrauliques y sont parfois difficiles à évaluer, notamment dans le cas des aquifères rocheux fracturés, en général fortement anisotropes et hétérogènes. La transmissivité et la

conductivité hydraulique dépendent de la granulométrie et de l'agencement des grains dans les aquifères de dépôts et de la porosité et de la connectivité entre les fractures dans les aquifères rocheux fracturés. La transmissivité et la conductivité hydraulique d'un aquifère sont généralement déterminées à partir d'essais de pompage, où plusieurs valeurs de rabattement sont mesurées à des temps donnés lors du pompage à une ou plusieurs valeurs de débit. Idéalement des piézomètres (ou puits d'observation) permettent de suivre les variations de niveau piézométrique dans l'aquifère à différentes distances du puits pompé; c'est le cas pour les puits des municipalités et les puits agricoles ou industriels à grand débit. Or, dans la majeure partie des cas, c'est-à-dire essentiellement les puits des particuliers ne nécessitant légalement pas d'étude hydrogéologique, cette configuration est inexistante (le seul puits est le puits de pompage) et les informations extraites sont alors limitées. Ceci limite la connaissance de l'étendue du milieu sollicité ainsi que la variation spatiale des propriétés hydrauliques, mais aussi chimiques et géométriques, de ce milieu. Ces essais peuvent en fait solliciter plusieurs aquifères hydrauliquement « interconnectés » aux propriétés hydrauliques, chimiques et structurales distinctes, ainsi qu'aux frontières de recharge distinctes, entraînant souvent des erreurs d'interprétation sur les valeurs des propriétés intrinsèques des unités aquifères, puisque la plupart des modèles utilisés considèrent que le pompage sollicite un milieu homogène. Ces aquifères interconnectés constituent un système aquifère dans lequel l'évolution des écoulements est complexe, difficile à décrire et à caractériser. Pourtant, cette connaissance est essentielle afin de mieux délimiter et gérer les réserves d'eau potable, ainsi que cibler les zones vulnérables aux contaminations.

1.2. Les connexions hydrauliques entre aquifères et leurs conséquences

Des connexions hydrauliques peuvent s'opérer entre différents types de réservoirs : entre plusieurs aquifères granulaires, entre aquifères granulaires et réservoirs de surface (lacs, rivières...), entre deux ou plusieurs aquifères de socle rocheux ou encore entre aquifères granulaires et aquifères du socle rocheux (Figure 1.1). Cette thèse se focalise sur les connexions hydrauliques entre aquifères du socle rocheux et aquifères granulaires sus-jacent, car elles sont beaucoup moins documentées. Elles sont néanmoins tout aussi importantes, d'autant plus qu'aujourd'hui les unités de socle rocheux sont de plus en plus exploitées, que ce soit pour l'alimentation en eau potable (aquifères de grande étendue), le stockage des déchets (déchets radioactifs, stockage du CO₂...) ou encore l'exploitation de ressources naturelles (comme les hydrocarbures). Suivant l'usage désiré, on recherche soit l'absence de connexion hydraulique (comme dans le cas de stockage des déchets), soit au contraire la présence de connexions hydrauliques naturelles, comme dans le cas d'alimentation en eau potable où la connectivité avec d'autres aquifères permet un apport supplémentaire d'eau souterraine.

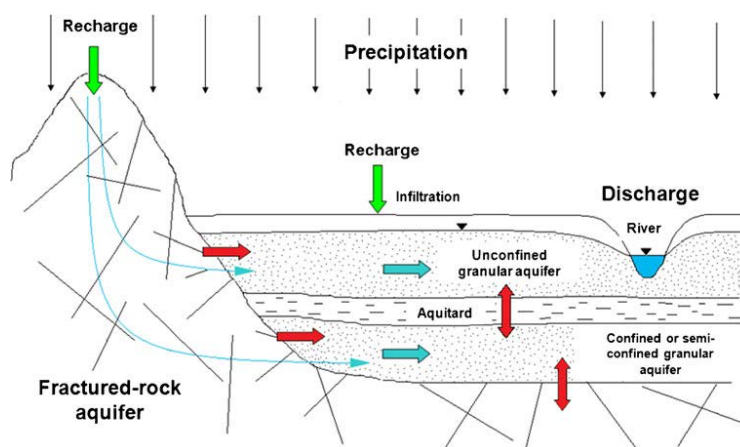


Figure 1.1 Exemple de modèle conceptuel régional dans la région du Saguenay-Lac-St-Jean représentant les différentes interactions entre les eaux souterraines contenues dans différentes unités géologiques et les eaux de surface. Tirée de Chesnaux et al. (2012).

Deux types de connexion hydraulique peuvent être définis entre un aquifère rocheux fracturé et un aquifère granulaire sus-jacent (Figure 1.2). Un premier type de connexion est naturel et s'opère via les fractures du socle rocheux proche de l'interface roc/granulaire qui viennent connecter directement le milieu granulaire sus-jacent. Un deuxième cas de connexion, d'origine anthropique, peut être dû à un écoulement préférentiel le long du tubage d'un puits si ce dernier a été mal ancré dans le roc au moment du forage. On parle alors de court-circuit hydraulique causé par un défaut d'ancrage du tubage (appelé « casing » en anglais) dans le roc. Selon le sens du gradient hydraulique vertical entre les deux aquifères, l'écoulement va s'opérer de l'aquifère granulaire vers l'aquifère rocheux fracturé ou l'inverse. L'intensité de l'écoulement est accentuée si l'un des deux aquifères est pompé, du fait de l'augmentation locale du gradient hydraulique que le pompage occasionne (Figure 1.2).

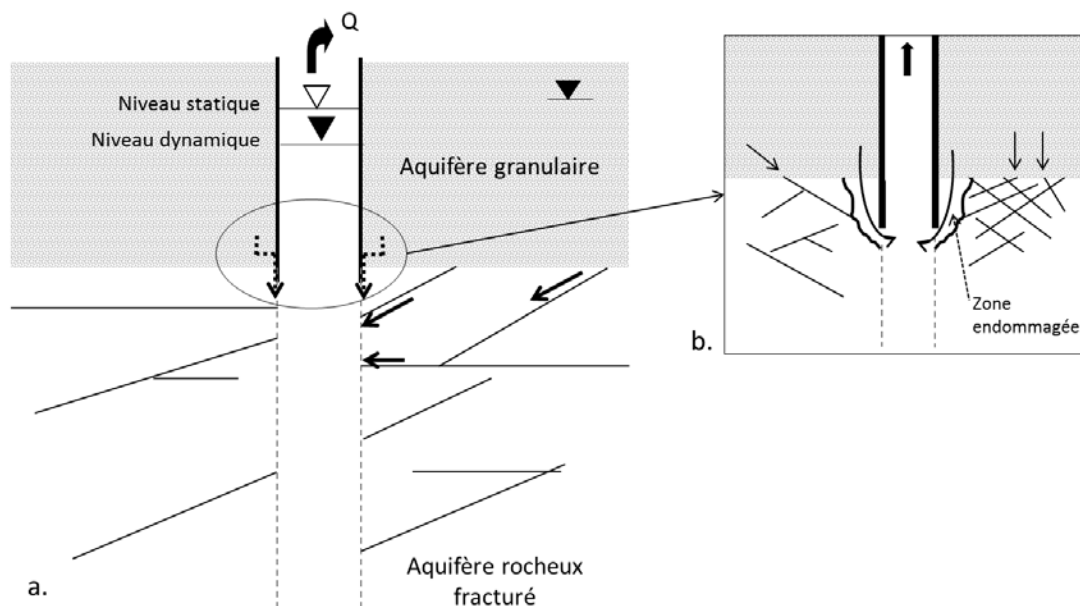


Figure 1.2 (a) Schéma conceptuel d'une connexion hydraulique naturelle (flèches pleines) et d'une connexion hydraulique artificielle (flèches en pointillés). (b) Agrandissement sur la zone d'une connexion hydraulique artificielle causée par un défaut d'ancrage. Lors du pompage dans l'aquifère rocheux fracturé, un gradient hydraulique est créé avec l'aquifère granulaire sus-jacent, ce qui produit un écoulement vertical vers le bas entre les deux unités.

Ces connexions hydrauliques, quelles que soit leur nature, présentent nécessairement des implications d'ordre physique et chimique. Tout d'abord la présence de connexions hydrauliques induit une mauvaise interprétation des conditions hydrauliques rencontrées lors d'un pompage (Chapuis, 2007). En effet, les méthodes d'interprétation classiques ne tiennent pas compte du fait que différents aquifères aux propriétés hydrauliques et structurales distinctes peuvent être sollicités lors d'un pompage. Ceci provoque un biais sur l'estimation des propriétés hydrauliques intrinsèques de l'aquifère ciblé (Chesnaux et al., 2012). En particulier, le biais sera plus important sur un aquifère rocheux influencé par un aquifère granulaire plus perméable que lors du pompage d'un aquifère granulaire en connexion avec un roc moins perméable, compte tenu du fait que l'unité la plus perméable contrôle l'écoulement en cas de connexion hydraulique. Les valeurs estimées des propriétés correspondent à une « moyenne » sur l'ensemble du système aquifère affecté (Chapuis, 2007).

D'un point de vue chimique, les propriétés obtenues lors d'un échantillonnage, correspondent alors à un mélange de plusieurs types d'eau. En effet, chaque aquifère confère une signature hydrochimique spécifique à l'eau souterraine qu'il contient. Cependant, une connexion hydraulique entre deux (ou plusieurs) aquifères implique un mélange des eaux, ce qui affecte les propriétés chimiques des échantillons du mélange (Chesnaux et al., 2012).

Le cas particulier d'une connexion hydraulique due à un écoulement préférentiel le long du tubage implique une perturbation nouvelle des champs de charge hydraulique autour du puits (Chapuis, 1988) et donc une modification des directions d'écoulement par rapport aux conditions naturelles autour du puits (Chapuis et Sabourin, 1989). En effet, les défauts d'ancrage des puits peuvent entraîner une circulation d'eau préférentielle non désirée entre les couches aquifères et

éventuellement provoquer des contaminations croisées entre aquifères selon les gradients hydrauliques (Chapuis, 2007). Ainsi, un roc initialement isolé peut se retrouver directement exposé à une éventuelle contamination provenant des couches aquifères sus-jacentes.

Malgré d'évidentes conséquences, beaucoup d'études sur les aquifères granulaires, comme les bilans hydriques régionaux ou les recherches en eau potable, considèrent souvent le roc comme imperméable, et les études dans les aquifères de socle font souvent abstraction des systèmes aquifères granulaires sus-jacents. De plus, la possibilité de court-circuit hydraulique créé par un mauvais ancrage est souvent ignorée par les exploitants qui ne mettent pas toujours en œuvre les moyens nécessaires et suffisants à la réduction du risque de contaminations croisées (Burklund et Raber, 1983; Lacombe et al., 1995; Chesnaux, 2012). Il est estimé qu'environ deux tiers des puits dans le monde présentent un défaut de scellement ou d'ancrage (Nielsen et Schalla, 2006). Or, le coût de traitement d'une contamination due à un mauvais ancrage peut être beaucoup plus important que la mise en place d'un système préventif empêchant les écoulements parasites le long du tubage. Il est donc essentiel de pouvoir mettre en évidence la présence ou l'absence de connexions hydrauliques naturelles ainsi que la présence non désirée d'un défaut d'ancrage. Cette mise en évidence permet de mieux connaître les aquifères réellement sollicités et d'évaluer dans quelles proportions ils le sont lors d'une intervention humaine (pompage, injection...). Les méthodes existantes pour ce faire sont peu nombreuses et présentent des lacunes importantes, notamment dans le cas des aquifères rocheux fracturés dont les liens avec les entités sus-jacentes sont peu étudiés.

1.3 Format de la thèse et description succincte du projet

Cette thèse présente tout d'abord une caractérisation régionale des propriétés hydrauliques des aquifères à partir de données historiques. Il s'agit également d'évaluer la représentativité des propriétés hydrauliques obtenues en terme d'échelle d'étude et de systèmes aquifères sollicités. Dans un second temps, à une échelle plus locale, cette thèse cherche à mettre en évidence et à caractériser les échanges hydrauliques existant entre différents types d'aquifères (rocheux fracturé et granulaire) et à évaluer certaines de leurs conséquences sur l'estimation des propriétés hydrauliques.

Après avoir effectué une revue des connaissances dans ce domaine (Chapitre 2), cette thèse se présente en partie sous forme d'articles et comprend les trois articles suivants, qui constituent respectivement le Chapitre 3, le Chapitre 4 et le Chapitre 5 section 5.3.1.

- ✓ Le premier article porte sur l'estimation de la transmissivité à partir des données d'essais de débit spécifique pour les aquifères granulaires et rocheux fracturés du Saguenay-Lac-Saint-Jean à l'échelle régionale, et sur l'étude de la fiabilité de cette estimation. Cet article intitulé "Estimating the reliability of aquifer transmissivity values obtained from specific capacity tests: examples from the Saguenay-Lac-Saint-Jean aquifers, Canada." a été accepté par la revue *Hydrological Sciences Journal*, le 12 septembre 2014, et publié en ligne sous une forme non éditée le 23 septembre 2014.
- ✓ Le deuxième article présente la mise en évidence et la caractérisation des connexions hydrauliques entre aquifères rocheux fracturés et aquifères granulaires sus-jacents et leurs implications physiques et chimiques. Cette étude a été menée à partir de 3 sites

expérimentaux sur lesquels ont été réalisés une série d'essais hydrauliques et géophysiques, ainsi que des analyses chimiques de l'eau. Il s'intitule: "Field evidence of hydraulic connections between bedrock aquifers and overlying granular aquifers: examples from the Grenville Province of the Canadian Shield." Cet article a été accepté par la revue *Hydrogeology Journal* le 5 août 2014 et publié dans le Volume 22, issue 8.

- ✓ Le troisième article propose une analyse numérique (code *SEEP/W*, Geo-Slope Int., 2012) s'intéressant à la réponse hydraulique d'un essai de perméabilité dans un aquifère rocheux fracturé lorsque celui-ci est connecté par un défaut d'ancrage à un aquifère granulaire sus-jacent. Cet article intitulé, "Detecting a defective casing seal at the top of a bedrock aquifer using a falling-head permeability test: field and numerical analyses", a été accepté par la revue *Ground Water* le 26 février 2015 et est actuellement en révision. D'autres simulations numériques viennent compléter ce chapitre avec des cas « conceptuels » de connexions hydrauliques à la fois naturelles et anthropiques entre aquifères rocheux fracturés et granulaires. L'objectif de ces simulations numériques est d'analyser l'influence des propriétés hydrauliques de l'aquifère granulaire sur l'estimation des propriétés hydrauliques du roc. Les résultats des essais de terrain sur les sites expérimentaux sont également validés à l'aide de simulations numériques.

Enfin, le Chapitre 6 constitue une discussion sur la représentativité des propriétés hydrauliques estimées à partir d'essais de pompage classiques ou de débit spécifique. Il comporte également

une série de recommandations concernant la mise en évidence et la prise en compte de la participation de plusieurs aquifères à l'alimentation en eau d'un puits.

1.4 Références

- Burklund, P.W, Raber, E., 1983. Method to avoid ground water between two aquifers during drilling and well completion procedure. *Ground Water Monitoring Review*, 3(4): 48-55.
- Chapuis, R.P., 1988. Determining whether wells and piezometers give water levels or piezometric levels. *Ground-Water Contamination: Field Methods*, ASTM STP 963, A.G. Collins and A.I. Johnson, Eds., American Society for Testing and Materials, Philadelphia, p.162-171.
- Chapuis, R.P., 2007. *Guide des essais de pompage et leurs interprétations*. Gouvernement du Québec, Ville de Québec, 156pp.
- Chapuis, R.P., Sabourin, L., 1989. Effects of installation of piezometers and wells on groundwater characteristics and measurements. *Canadian Geotechnical Journal*, 26: 604-613.
- Chesnaux, R., 2012. Uncontrolled drilling: Exposing a global threat to groundwater sustainability. *Journal of Water Resources and Protection*, 4: 746-749.
- Chesnaux, R., Rafini, S., Elliott, A-P., 2012. A numerical investigation to illustrate the consequences of hydraulic connections between granular and fractured-rock aquifers. *Hydrogeology Journal*, 20(8): 1669-1680.
- Lacombe, S., Studicky, E., Frape, S., Unger, A., 1995. Influence of leaky boreholes on cross-formational ground water flow and contaminant transport. *Water Resources Research*, 31 (8): 1871-1882.
- Nielsen, D.M., Schalla, R., 2006. Design and installation of groundwater monitoring wells. *Dans: Practical Handbook of Environmental Site Characterization and Ground-Water Monitoring*, 2nd edition, CRC Taylor & Francis Group, Boca Raton, FL, Chapter 10.

CHAPITRE 2

ÉTAT DES CONNAISSANCES ET PROBLÉMATIQUE

Ce chapitre présente tout d'abord un état des connaissances sur les différentes méthodes permettant le calcul de la transmissivité ou de la conductivité hydraulique notamment lorsque peu d'essais de pompage ont été réalisés à l'échelle d'une région. La question de la représentativité des valeurs obtenues y est abordée pour ensuite enchaîner sur les différentes techniques existantes qui permettent la détection de connexions hydrauliques entre aquifères, influant sur l'estimation des propriétés hydrauliques. Ce chapitre se termine par la formulation de la problématique spécifique à cette thèse, des objectifs et de la méthodologie.

2.1 Caractérisation hydraulique régionale des aquifères : évaluation des propriétés hydrauliques des aquifères

Il est important de connaître la distribution des propriétés hydrauliques à l'échelle régionale ou à l'échelle d'un bassin versant pour la gestion de la ressource en eau souterraine. La connaissance du champ de conductivité hydraulique ou de transmissivité, fournit des valeurs de paramètres d'entrée pour la modélisation hydrogéologique d'un bassin versant, par exemple, qui permettra notamment de cibler les zones de recharge et de décharge, de déterminer les directions principales d'écoulement et les zones potentiellement vulnérables. Pour cela, des interpolations

sont établies à partir des points de conductivité hydraulique (ou transmissivité) connue. Dans les paragraphes qui suivent nous énonçons différentes méthodes d'estimation de la transmissivité ou de la conductivité hydraulique, et discutons de leurs limites et de la représentativité des valeurs estimées à différentes échelles.

2.1.1 Méthodes usuelles d'estimation de la transmissivité ou de la conductivité hydraulique

Cette section décrit quelques méthodes d'interprétation d'essais de pompage les plus couramment utilisées pour l'évaluation des propriétés hydrauliques. Dupuit (1863) fût le premier à évaluer la conductivité hydraulique d'un aquifère à nappe libre à partir d'un essai de pompage en régime permanent en utilisant la loi de Darcy pour un écoulement à symétrie radiale. La formule théorique est la suivante :

$$K = \frac{Q}{\pi(h_2^2 - h_1^2)} \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right) \quad (2.1)$$

Avec : K la conductivité hydraulique [L/T],

Q le débit de pompage (constant) [L³/T],

h_1 et h_2 la charge hydraulique (épaisseur de terrain saturée en eau) observée [L] aux distances respectives r_1 et r_2 [L] du centre du puits pompé.

Dupuit (1863) a considéré un aquifère continu homogène, isotrope, d'épaisseur uniforme et un puits pénétrant totalement l'aquifère et crépiné sur toute sa hauteur (Figure 2.1). Les pertes de charge au puits ne sont pas considérées dans les hypothèses de Dupuit (1863).

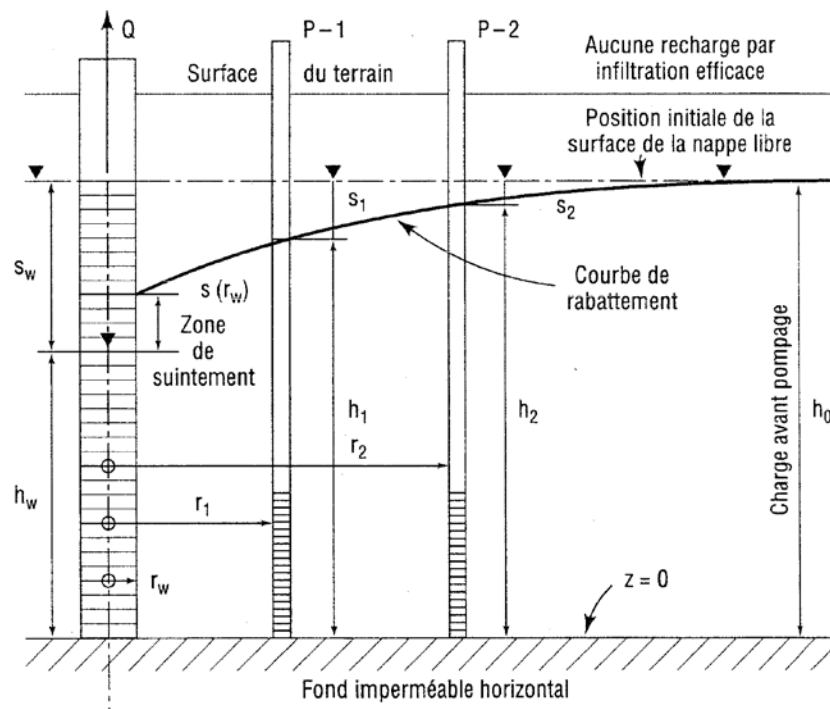


Figure 2.1 Pompage en régime permanent dans un aquifère à nappe libre. Tirée de Chapuis (2007).

La formule de Thiem (1906) permet l'évaluation de la transmissivité d'un aquifère à nappe captive, connaissant le débit spécifique d'un puits en régime permanent, ainsi que le rayon d'influence du puits :

$$T = \frac{Q}{2\pi s} \ln\left(\frac{R}{r}\right) \quad (2.2)$$

Avec : T la transmissivité [L^2/T],

Q le débit de pompage [L^3/T],

r la distance au puits pompé [L],

s le rabattement observé en régime permanent [L] à la distance r ,

R le rayon d'influence du puits pompé [L].

Cette formule considère également le puits pompé 100% efficace, c'est-à-dire que les pertes de charges dues au puits ne sont pas prises en compte. De plus il faut connaître la valeur du rayon d'influence du puits R qui n'est pas facile à évaluer ; ceci nécessite en effet plusieurs piézomètres et diverses valeurs de débit d'essai.

En régime transitoire, Theis (1935) propose une solution à l'équation de continuité :

$$s(r, t) = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^{+\infty} \frac{e^{-u}}{u} du = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad (2.3)$$

Avec : $s(r, t)$ le rabattement observé au temps t à la distance r du puits pompé,

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}, S \text{ étant le coefficient d'emménagement de l'aquifère}$$

Un développement en séries entières permet ensuite de déterminer le terme $W(u)$ représentant la fonction exponentielle intégrale :

$$W(u) = -\gamma - \ln u + \frac{u}{1 \times 1!} - \frac{u^2}{2 \times 2!} + \frac{u^3}{3 \times 3!} - \frac{u^4}{4 \times 4!} + \dots \quad (2.4)$$

Avec γ étant la constante d'Euler : $\gamma \approx 0,577$.

La transmissivité peut alors être estimée par méthode graphique, où on cherche à faire coïncider les points expérimentaux sur une courbe théorique car le fait que le paramètre T se retrouve à la fois dans la partie linéaire et logarithmique ne permet pas la résolution directe (Figure 2.2). Les hypothèses de Theis sont : des pertes de charge dans le puits négligeables, la pénétration totale du puits dans l'aquifère, l'aquifère homogène, isotrope, captif, d'épaisseur constante et infini en étendue. Il en résulte, pour un certain point A sur la courbe expérimentale (Figure 2.2) :

$$T = \frac{Q}{4\pi s_A} W(u_A) \quad (2.5)$$

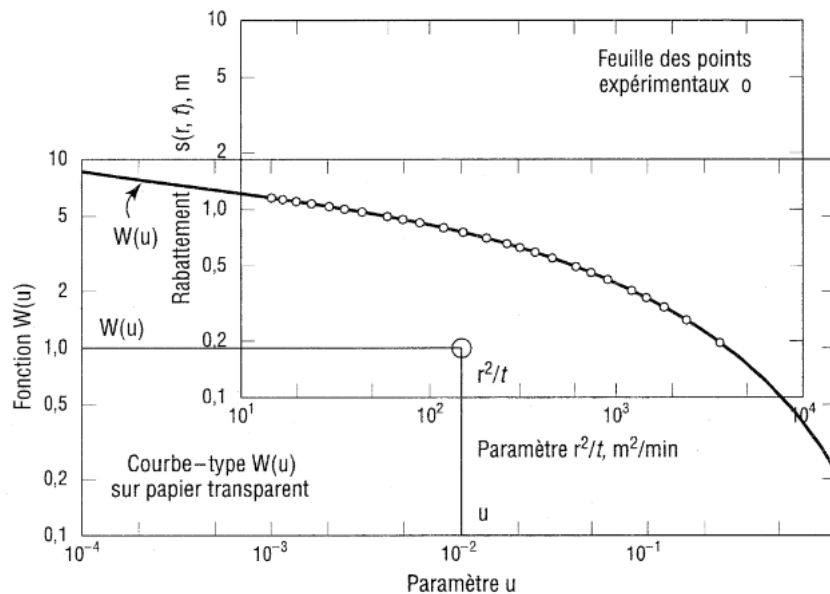


Figure 2.2 Illustration de la méthode de superposition de Theis (1935). Tirée de Chapuis (2007).

Cooper et Jacob (1946) ont utilisé une approximation de la solution de Theis. La méthode de Cooper-Jacob est également basée sur une interprétation graphique à partir de la pente formée par les valeurs de rabattement en fonction du temps. L'équation s'écrit comme suit :

$$T = \frac{Q}{4\pi s(t)} \ln \left(\frac{2.25Tt}{r^2 S} \right) \quad (2.6)$$

En pratique, il est rare d'avoir un piézomètre ou puits d'observation; dans ce cas les seules mesures de rabattement sont prises dans le puits pompé. La plupart des méthodes décrites précédemment peuvent être appliquées au puits de pompage en attribuant à r , la valeur du rayon du puits pompé. Par ailleurs, les hypothèses reliées à ces méthodes sont restrictives; par exemple, les méthodes citées plus haut ne sont valables qu'en milieu continu (granulaire). En pratique elles sont fréquemment utilisées en milieux discontinus (aquifères rocheux fracturés) qui sont alors assimilés à des milieux poreux continus. Le fait de considérer les aquifères rocheux fracturés

comme des milieux poreux continus (Neuman, 2005) pour l'évaluation de leurs caractéristiques hydrauliques est irréaliste, leurs comportements hydrauliques étant fondamentalement différents. D'après Chapuis (2007), les méthodes utilisées pour des aquifères poreux continus restent tout de même applicables lorsque les fractures sont nombreuses et rapprochées ou bien dans tous les cas en régime permanent. Dans les autres cas, il existe un certain nombre de méthodes permettant une estimation des propriétés hydrauliques de l'aquifère rocheux fracturé, plusieurs étant basés sur la loi cubique (Snow, 1968) : le modèle à double-porosité (Warren et Root, 1963) ou autres modèles analytiques tels que celui de Moench (1984), et les modèles de réseau stochastique basés sur des statistiques de la géométrie des systèmes de fractures (e.g. Conrad et Jacquin, 1973; Rouleau et Gale, 1987; Herbert et al., 1991). Ces modèles sont souvent utilisés pour les simulations numériques, mais bien souvent, l'intégration de modèles numériques fracturés idéalisés fausse également les résultats des simulations (Bogatkov et al., 2010). Dans le cadre de cette thèse, nous recherchons des méthodes simples applicables à des régions où peu de données sur les aquifères et d'information sur les puits sont disponibles. En effet, il y a souvent peu d'essais de pompage disponibles sur une région, car les essais de pompage conventionnels sont longs (typiquement 72h avec 48h en pompage et 24h en remontée) et onéreux (main d'œuvre sur le terrain durant les 72h de l'essai et fonctionnement de la pompe en continu). La densité de données est donc faible et les interpolations sur les propriétés hydrauliques alors peu réalistes. De ce constat a émergé l'idée, depuis la deuxième moitié du XX^e siècle, de développer d'autres techniques, plus simples et moins coûteuses, où la transmissivité (ou encore la conductivité hydraulique) serait mise en relation directe avec une variable caractéristique du terrain ou du puits facilement disponible et aisément calculable. Un grand nombre d'études ont ainsi cherché à

établir une relation directe entre la transmissivité (ou la conductivité hydraulique) et le débit spécifique d'un puits qui est une donnée facile à estimer.

2.1.2 Estimation de la transmissivité ou de la conductivité hydraulique à partir du débit spécifique

De manière générale, le débit spécifique est défini comme le débit de pompage Q d'un puits divisé par le rabattement s . Le débit spécifique peut être relevé en tout temps, en phase transitoire, comme en régime permanent lorsqu'il devient constant. Le rapport Q/s en régime permanent renseigne sur la productivité du puits. Le débit spécifique est souvent obtenu par les puisatiers lors de la mise en place de puits de pompage ou de piézomètres après que ceux-ci aient pompé l'ouvrage durant un certain temps. En effet, Q/s est le paramètre le plus utilisé par les puisatiers pour caractériser la performance d'un puits (représentation d'un ratio du stress de l'aquifère et de sa capacité à répondre à ce stress), parce qu'il est facile à mesurer et parce que les propriétaires des puits comprennent alors combien d'eau ils peuvent tirer de leur puits. Ils connaissent alors quel pourra être le débit d'exploitation du puits qui occasionne un rabattement raisonnable, durable, sans que la pompe se dénoie ou encore que le puits s'assèche. Dans un tel contexte, les puisatiers ne s'intéressent pas à la détermination de la transmissivité, mais uniquement à la production du puits. L'estimation conventionnelle de la transmissivité se réalise plutôt dans le contexte d'installation de puits municipaux et nécessite des essais plus longs, plus rigoureux, et une expertise appropriée (intervention d'experts-conseils hydrogéologues), ce qui est coûteux. Les puits les plus nombreux sont les puits domestiques pour lesquels on ne dispose donc que d'une seule donnée de rabattement pour une seule donnée de débit. Ils fournissent

alors la donnée principale et essentielle pour les études de transmissivité et de conductivité hydraulique des aquifères à l'échelle d'une région. Par exemple, l'abondance de ce type de puits a été remarquable pour les études de Bradbury et Rothschild (1985) et de Champagne (1990). Ces derniers disposent de 224 essais de débit spécifique sur un aquifère captif dolomitique du Wisconsin, contre seulement 5 essais de pompage conventionnels de longue durée. En établissant une méthode permettant le calcul direct de la transmissivité à partir du débit spécifique, il est alors possible d'estimer la transmissivité des aquifères aux points où les données de débit spécifique sont disponibles, et ainsi d'avoir une densité d'information sur la transmissivité des aquifères beaucoup plus grande.

Dans le cas des essais de débit spécifique, la méthode de Cooper-Jacob ne peut pas s'appliquer du fait de la double présence du terme de transmissivité T dans la partie linéaire et logarithmique de l'équation. Bradbury et Rothschild (1985) ont été les premiers à résoudre ce problème en proposant un programme informatique écrit en langage *FORTRAN* permettant de déterminer T dans l'équation. Le principe est le suivant : T est calculée de manière itérative en se fixant un T_{initial} dans le logarithme, qui va donner une nouvelle valeur de T et ainsi de suite jusqu'à obtenir une valeur de T_{final} qui converge vers une valeur constante après un certain nombre d'itérations :

$$T_{i+1} = \frac{Q}{4\pi S(t)} \ln(T_i) + \frac{Q}{4\pi S(t)} \ln\left(\frac{2.25t}{r^2 S}\right) \quad (2.7)$$

McLin (2005) a remplacé le code complexe de Bradbury and Rothschild (1985) par un code *Matlab*. Mace (2001) a utilisé les opérateurs d'une simple feuille *Excel* pour résoudre l'équation de manière itérative. L'utilisation de cette équation requiert cependant une estimation du coefficient d'emménagement. De ce fait, Thomasson et al. (1960), Brown (1963) et Logan (1964) ont

cherché à obtenir une relation linéaire directe entre la transmissivité et le débit spécifique. À titre d'exemple, Logan (1964) a simplifié l'équation de Thiem (1906), considérant que le terme logarithmique du ratio entre le rayon d'influence et le rayon du puits peut être considéré comme une constante, les variations du rayon d'influence étant limitées par le terme logarithmique. Ce terme logarithmique a été estimé à 3,32 basé sur des essais de pompage existants, et quelle que soit la lithologie en présence pour les aquifères confinés en régime permanent, T peut être approximée de la manière suivante :

$$T = 1,22 \frac{Q}{s} \quad (2.8)$$

Cependant, d'après Logan (1964), cette équation est sujette à des erreurs pouvant atteindre 50% par rapport à l'estimation donnée par l'équation de Thiem (1906).

D'autres auteurs ont développé une méthode empirique ayant pour but l'établissement d'une relation simple entre la transmissivité de l'aquifère et le débit spécifique du puits, comme Huntley et al. (1992), El Naqa (1994), Mace (1997), Hamm et al. (2005), Verbovšek (2008) parmi d'autres auteurs. Les variables T et Q/s sont estimées séparément mais dans le même puits et au cours du même essai. Dans la plupart des études, T a été estimée avec la méthode de Theis (1935) ou Cooper-Jacob en régime transitoire, et Q/s a été relevé soit en régime permanent soit à un certain temps prédéterminé (le temps moyen des essais selon Mace (2001)) lors d'essais de pompage à débit constant ou par paliers. La plupart des auteurs ont obtenu une relation entre T et Q/s du type « *log-log* » :

$$T = \alpha \left(\frac{Q}{s} \right)^\beta \quad (2.9)$$

Avec α et β des coefficients sans dimension. Le Tableau 2.1 indique les relations obtenues par les différents auteurs pour différents types d'aquifères. Les coefficients de corrélation sont en général supérieurs à 0,80 (Tableau 2.1). La relation établie peut ensuite être utilisée pour d'autres puits pour estimer la transmissivité à partir de la simple donnée de débit spécifique. La Figure 2.3 tirée de Mace (2001) illustre l'ensemble des relations obtenues à cette date sur un graphique.

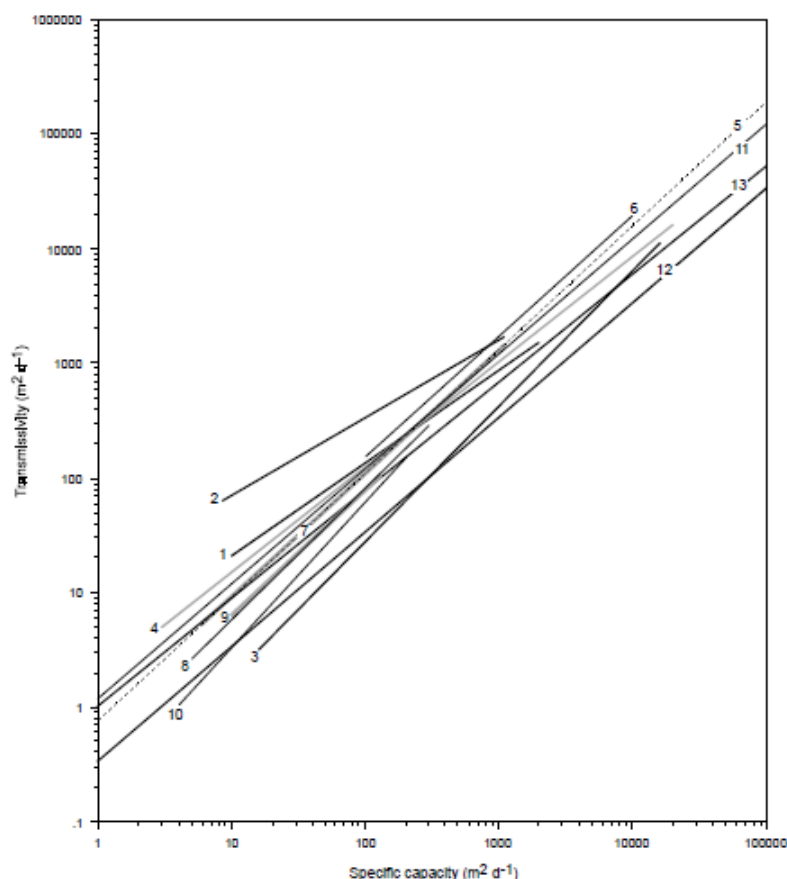


Figure 8. Comparison among the different empirical relationships and between the empirical relationships and the analytical approaches including (1) Eagon and Johe (1972) for a carbonate aquifer, (2) Razack and Huntley (1991) for a heterogeneous alluvial aquifer, (3) Huntley and others (1992) for a fractured hard rock aquifer, (4) El-Naqa (1994) for a fractured carbonate aquifer, (5) Mace (1997) for a karstic aquifer in Texas, (6) Mace (1997, this paper) for a karstic aquifer in Florida, (7) Fabbri (1997) for a fractured carbonate aquifer, (8) this paper for a sandstone aquifer in north-central Texas (Trinity aquifer), (9) this paper for a sandstone aquifer in north-central Texas (Paluxy aquifer), (10) this paper for a sandstone aquifer in north-central Texas (Woodbine aquifer), (11) the Thomasson and others (1960) approach for alluvium, (12) the Thomasson and others (1960) approach for fractured hard rocks, and (13) the Theis and others (1963) approach for an assumed value of C' of 10^5 d m.

Figure 2.3 Relations empiriques et analytiques recensées par Mace (2001).

Tableau 2.1 Récapitulatif des relations empiriques obtenues par chaque auteur.

Référence	Contexte géologique et hydrogéologique	Nb de paires de données	Calcul de T et Q/s	Relation obtenue (m^2/s)	R^2	Intervalle de confiance	Corrections effectuées
Razack et Huntley (1991), Maroc	Aquifère alluvial hétérogène	215	. T par Cooper-Jacob . en RP ¹ après 24h de pompage	$T = 0,36 \left(\frac{Q}{s} \right)^{0,67}$	0,63	90% : 1 cycle log	/
Huntley et al. (1992), San Diego	Socle rocheux fracturé	125	. 28 EPDC ² (T par Cooper-Jacob, Q/s après 3h) . 32 EPP ³ (Birsoy et Summers (1980))	$T = 0,93 \left(\frac{Q}{s} \right)^{1,18}$	0,89	90% : > 1 cycle log	/
El Naqa et al. (1993), Jordanie	Aquifères karstiques carbonatés	237	. T par Cooper-Jacob . Q/s non renseigné	$T = 1,81 \left(\frac{Q}{s} \right)^{0,917}$	0,95	95% : 1,3 cycles log	/
Sayed et al. (1995), Koweït	Aquifères karstiques	96	. Méthode graphique logiciel AQT SOLV pour T et Q/s	$T = 0,47 \left(\frac{Q}{s} \right)^{1,13}$	0,85	/	/
Mace (1997), Texas	Aquifères karstiques confinés	103	. T par Cooper-Jacob sur EPLD ou sur EPP avec la méthode de Jacob (1950) . Q/s en RP	$T = 0,76 \left(\frac{Q}{s} \right)^{1,08}$	0,89	95% : 1,4 cycles log	/
Fabbri (1997), Italie	Aquifères fracturés calcaires		/	$T = 1,88 \left(\frac{Q}{s} \right)^{1,07}$	0,97		/
Jalludin et al. (2004), Djibouti	Aquifères volcaniques (48) et sédimentaires (39)	87	. T par Cooper-Jacob . Q/s non renseigné	$T = 2,99 \left(\frac{Q}{s} \right)^{0,938}_{cor}$	0,82	95% : 1,2 cycles log	Pour les pertes de charge dans le puits sur le rabattement stabilisé
Hamm et al. (2005), Corée	Aquifères semi-captifs volcaniques	117	. Méthode de Moench (1985) avec AQT SOLV . Q/s en RP	$T = 0,28 \left(\frac{Q}{s} \right)^{0,89}$	0,94	90% : 0,89 cycle log	/

¹ Régime Permanent² Essais de Pompage à Débit Constant³ Essais de Pompage par Paliers = pompage à un débit constant jusqu'à obtenir un rabattement stabilisé, puis on augmente le débit pour passer à un nouveau débit constant pour lequel on obtient un nouveau rabattement stabilisé et ainsi de suite. Il faut au moins 3 paliers pour interpréter efficacement (Chapuis, 1998).

Référence	Contexte géologique et hydrogéologique	Nb de paires de données	Calcul de T et Q/s	Relation obtenue (m^2/s)	R^2	Intervalle de confiance	Corrections effectuées
Razack et Lasm (2006), Côte d'Ivoire	Aquifères fracturés cristallins	118	. T par Theis en remontée . Q/s par les EPP	$T = 0,89 \left(\frac{Q}{s} \right)^{1,30}$ T et Q/s en m^2/h	0,88	/	Correction de s pour les pertes de charges dans le puits (Driscoll, 1986)
Yidana et al. (2007), Ghana	Aquifères sédimentaires	41	. Q/s après 180 min de pompage . calcul de T non renseigné	$T = 0,769 \left(\frac{Q}{s} \right)^{1,075}$	0,83	/	/
Srivastav et al. (2007), Inde	Aquifères sédimentaires non consolidés	13	. T par Cooper-Jacob . Q/s non spécifié	$T = 22,9 \left(\frac{Q}{s} \right)^{0,66}$ T et Q/s en m^2/jr	0,59	90% : 1,2 cycles log	Approche hydrogéomorphologique, basée sur la télédétection pour redimensionner T
Verbovšek (2008), Slovénie	Aquifères dolomitiques	48	. T et Q/s de la littérature, non détaillée	$T = 2,42.10^{-4} + 1,24 \left(\frac{Q}{s} \right)$	0,89	/	/
Rotzoll et al. (2008), Hawaï, USA	Aquifères volcaniques	113	. T par Theis et Cooper-Jacob sur EPLD . K par solution de Zangar (1953) sur EPP	$T = 1,537 \left(\frac{Q}{s} \right)^{1,002}$ $K_{cor} = 0,061 \left(\frac{Q}{s} \right)^{0,987}$	0,87 0,92	95% : 1,5 cycles log 95% : 1,2 cycles log	À partir des essais de pompage par paliers
Graham et al. (2009) Écosse	Aquifères sédimentaires	116	. T de la littérature . Q/s par EPP	$T = 0,72 \left(\frac{Q}{s} \right)^{0,93}$	0,80	/	/
Soro et al. (2010), Côte d'Ivoire	Aquifères cristallins et métamorphiques	105	. T par Cooper-Jacob en remontée . Q/s par EPP	$T = 0,937 \left(\frac{Q}{s} \right)^{1,188}$	0,82	/	/
Fabbri et Piccinini (2013), Italie	Aquifère alluvial homogène	14	. T en régime transitoire . Q/s par EPP	$T = 4,8 (Q/s) + 0,0012$ ou $T = 5 (Q/s) 1,043$	0,71 0,59	/	/
Al Farrah et al. (2013), Lybie	Sables argileux et marbres	15	. T par EPP méthode Eden-Hazel (1973) . Q/s par EPP	$T = 0,744 (Q/s) 0,853$ Ou $T = 0,475 (Q/s) 0,835$	0,61 0,67	/	/
							Corrigé pour pertes de charge

La Figure 2.4, tirée de l'étude de Hamm et al. (2005), illustre les couples de valeurs (T ; Q/s) obtenus à partir de 117 puits, et décrit ainsi la relation obtenue entre T et Q/s . Cette relation est la suivante, valable pour T et Q/s en $m^2/jour$:

$$T = 0,99 \left(\frac{Q}{s} \right)^{0,89} \quad (2.10)$$

avec $R^2 = 0,94$. En m^2/s , $\theta = 0,89$ et $\alpha = 0,99 * 86400^{(0,89-1)} = 0,28$.

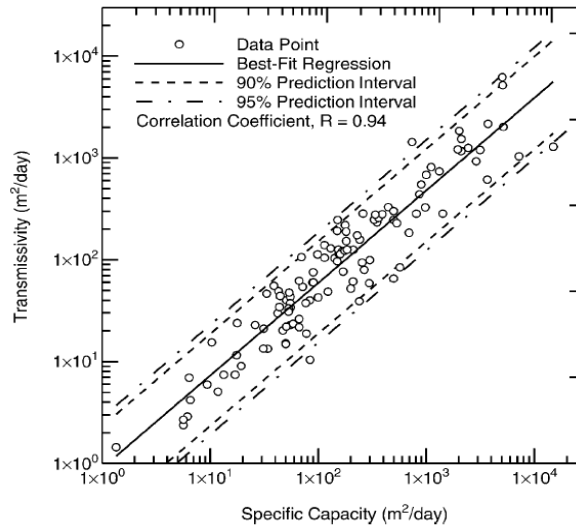


Figure 2.4 Graphique du débit spécifique vs transmissivité en échelle logarithmique et intervalles de confiance à 90 et 95 %. Tirée de Hamm et al. (2005).

L'intervalle de confiance à 90% de Hamm et al. (2005) s'étend sur environ 0,89 cycles log, ce qui fait que lorsqu'on estime la transmissivité à partir de la formule établie, la véritable valeur peut être en réalité 0,44 ordre de grandeur plus grande ou plus petite. L'intervalle de confiance est pour la plupart des études, supérieur à un cycle log. On rappelle que l'intervalle de confiance ou de prédiction définit les limites dans lesquelles tombera vraisemblablement une nouvelle observation de T , si elle fait partie de la même population statistique que l'échantillon. Cette

méthode sert donc à estimer une gamme de valeurs supposée contenir la valeur réelle de la transmissivité, et non pas à estimer la valeur exacte de ce paramètre (Huntley et al., 1992).

Le Tableau 2.1 montre également que les meilleures corrélations sont obtenues lorsque la transmissivité est évaluée avec des modèles appropriés aux contextes hydrogéologiques, comme le modèle de Moench (1985) utilisé par Hamm et al. (2005) pour estimer la transmissivité d'aquifères semi-captifs, et également quand le rabattement est corrigé pour les effets pariétaux (Jalludin et al., 2004; Rotzoll et al., 2008).

On note également que les valeurs du coefficient α restent très proches de 1 dans une grande partie des cas, ce qui se rapproche de la relation théorique de Thiem qui est linéaire (Équation 2.2). L'équation de Thiem (Équation 2.2) suggère que les variations de α entre les différents aquifères sont dues aux variations du rayon d'influence (Logan, 1964).

Quant à l'utilisation de ces relations, d'après Razack et Lasm (2006), Rotzoll et El-Kadi (2008) elles sont propres au site sur lequel elles ont été établies. Les relations peuvent également différer selon les techniques de forage, aspect peu investigué cependant. La dispersion des résultats est moindre dans le cas où tous les foreurs de la région utilisent la même technique de forage et donc le même type d'endommagement du milieu au voisinage du trou de forage. Dans le cas des aquifères carbonatés, selon Mace (2001), il y a suffisamment de relations établies semblables entre elles, qui peuvent alors être utilisées pour une estimation acceptable de la transmissivité dans des puits situés dans d'autres aquifères semblables. Il suffit alors, pour estimer la disponibilité en eau à partir du puits d'un particulier par exemple, de faire une mesure de rabattement au temps approximatif pour lequel la relation a été établie, et d'ensuite directement appliquer la formule pour estimer T . C'est une méthode qui permet une grande économie de

temps et d'argent (pas d'essais de pompage conventionnels ni de piézomètres à installer) et qui est très simple. Un autre avantage de la méthode empirique est qu'une fois que la relation est établie à partir d'essais de pompage de longue durée bien documentés, les valeurs de transmissivité obtenues de la relation ne nécessitent pas de correction pour la pénétration partielle ou les pertes de charge au puits si ces facteurs sont initialement considérés (Mace, 2001). L'inconvénient est, comme mentionné précédemment, que les essais de pompage conventionnels peuvent être rares. Dans ce cas établir une relation est difficile; selon Razack et Huntley (1991), il faut au moins 25 paires de valeurs (T ; Q/s) pour que la relation soit significative. Or, dans beaucoup d'endroits il n'y a même pas 10 paires de valeurs (T ; Q/s) disponibles (c'est-à-dire moins de 10 essais de pompage conventionnels effectués).

En conclusion, les estimations de la transmissivité à partir d'essais de débit spécifique permettent de rendre la donnée sur les propriétés hydrauliques beaucoup plus dense sur une région d'étude (grâce aux puits des particuliers principalement). Ceci va permettre de faire des interpolations beaucoup plus précises, qui permettront l'établissement de cartes du champ de transmissivité ou de conductivité hydraulique, lesquelles sont utiles pour définir les valeurs de paramètres d'entrée pour les modèles régionaux de simulations numériques. Des méthodes géostatistiques (e.g. Ahmed et De Marsily, 1987; Muñoz-Pardo et al., 1989; Razack et Lasm, 2006) permettent d'obtenir ces cartes, certaines d'entre elles prenant en compte l'effet d'échelle lié aux valeurs de T ou K calculées (Nastev et al., 2004). Les interpolations devraient également être pondérées en fonction de la qualité des données (exemple : essais par paliers, généralement plus fiables, versus essais de débit spécifique).

2.1.3 Représentativité des valeurs de transmissivité et de conductivité hydraulique calculées

L'effet d'échelle et l'existence de connexions hydrauliques entre aquifères sont deux facteurs majeurs affectant nécessairement les valeurs de transmissivité ou de conductivité hydraulique obtenues. Ces deux facteurs sont respectivement décrits dans les sections suivantes.

2.1.3.1 L'effet d'échelle

Il est souvent affirmé que la valeur estimée de la conductivité hydraulique (ainsi que la transmissivité) dépend de l'échelle d'étude dans les milieux hétérogènes. L'observation la plus fréquente est que plus l'échelle d'étude est grande, plus la conductivité hydraulique (ou la transmissivité) est élevée (e.g. Rovey et Cherkauer, 1995; Schulze-Makuch et al., 1999; Raghavan, 2006). Dans la littérature, l'échelle d'étude est généralement mesurée en terme de volume d'eau extrait (ou injecté) ou d'aquifère investigué (Schulze-Makuch et Cherkauer, 1998; Schulze-Makuch et al., 1999; Nastev et al., 2004) ou encore en terme de rayon d'influence $r(t)$ (Rovey, 1994; Rovey et Cherkauer, 1995; Raghavan, 2006; Noushabadi et al., 2011). Le volume d'aquifère investigué est généralement calculé en divisant le volume d'eau extrait ($Q \cdot t$) par la porosité efficace. Le rayon d'influence est calculé à un temps donné, soit à partir de puits d'observation soit à partir de l'équation distance-rabatement de Cooper-Jacob (Équation 2.11) :

$$r(t) = \sqrt{\frac{2,25 \times t \times T}{S}} \quad (2.11)$$

Cette équation nécessite cependant une bonne estimation du coefficient d'emménagement et elle suppose ce dernier constant au cours du temps et dans l'espace.

Suivant le test hydraulique effectué l'échelle d'investigation sera plus ou moins importante. En général, les tests granulométriques et les autres essais réalisés en laboratoire sont considérés comme des essais de petite échelle car ils considèrent un échantillon très petit. Les essais d'injection entre obturateurs ou les essais de perméabilité constituent l'échelle moyenne et enfin les essais de pompage sollicitant une étendue d'aquifère importante constituent des essais dits à grande échelle.

L'existence d'un effet d'échelle a été démontrée aussi bien dans les milieux aquifères granulaires que dans les milieux aquifères rocheux fracturés, les explications quant à son origine sont cependant controversées. Dans les milieux granulaires, l'effet d'échelle est dû principalement à l'hétérogénéité du milieu selon Chapuis et Dallaire (2005). Dans les milieux rocheux fracturés, les essais à plus grande échelle captent plus de zones de fractures interconnectées et des chemins préférentiels, ce qui se traduit par des valeurs de T ou K plus élevées (e.g. Rovey et Cherkauer, 1995; Schulze-Makuch et al., 1999; Raghavan, 2006). En effet, selon Rovey et Niemann (Discussion de Butler et Healey, 1998) « *tests which affect large volumes naturally tend toward the K of the pore system with the greatest connection and continuity* ». De plus, certaines études (Clauser, 1992; Rovey, 1994; Schulze-Makuch et al., 1999; Nastev et al., 2004) montrent qu'à partir d'un certain volume d'aquifère sollicité (le volume équivalent homogène) ou rayon d'influence, la conductivité hydraulique reste constante. Cette conductivité hydraulique K_m correspond alors à la moyenne « régionale » (Figure 2.5). Butler et Healey (1998) réfutent la théorie de l'hétérogénéité des milieux comme responsable de l'effet d'échelle observé et montrent que l'effet d'échelle sur la conductivité hydraulique est dû à des artéfacts (développement incomplet du puits, effets pariétaux...) causés par les différentes méthodes utilisées (essai de perméabilité, essai de

pompage...). Des exemples donnés par Chapuis (2013) confirment également leurs dires et montrent qu'il n'y a pas d'effet d'échelle dans les aquifères granulaires si les méthodes sont correctement appliquées (courbes granulométriques corrigées et standards respectés pour les essais de perméabilité). Par ailleurs, Schulze-Makuch et Cherkauer (1998) démontrent l'existence d'un effet d'échelle dans des roches carbonatées en calculant une conductivité hydraulique apparente à différents intervalles de temps successifs au cours d'un même pompage (Figure 2.6). Dans 85% de leurs essais la conductivité hydraulique apparente augmente au cours du pompage (c'est-à-dire avec le volume d'eau extrait). Il existe également des cas où la conductivité hydraulique apparente diminue, reste constante ou encore passe par différentes phases de diminution ou augmentation (Figure 2.6). Selon ces auteurs, les variations de la conductivité hydraulique apparente au cours du pompage seraient dues à l'alternance de zones de forte et faible perméabilité rencontrées au cours du pompage (Figure 2.7).

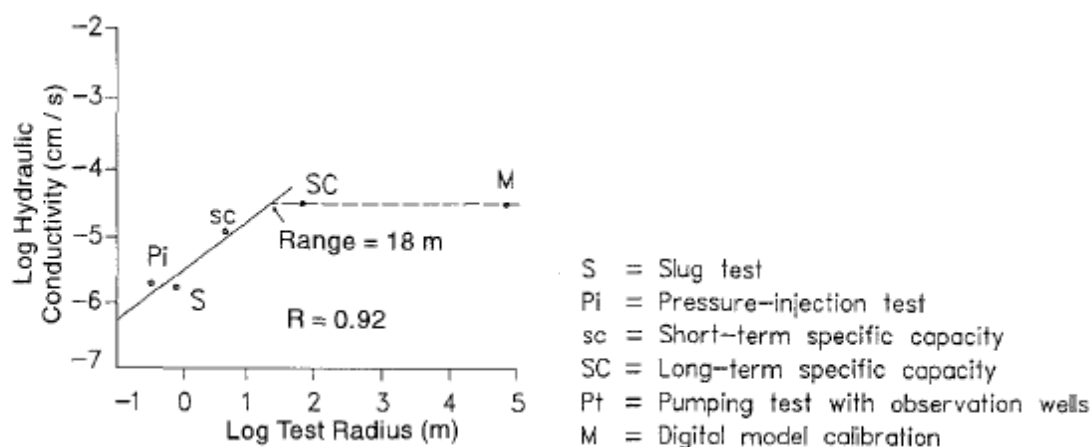


Figure 2.5 Conductivité hydraulique moyenne en fonction du rayon testé dans un aquifère dolomitique. « Range » correspond au rayon à partir duquel la conductivité hydraulique est approximativement constante. Tirée de Rovey (1994). Note : « Digital model calibration » devrait être remplacé par « numerical model calibration ».

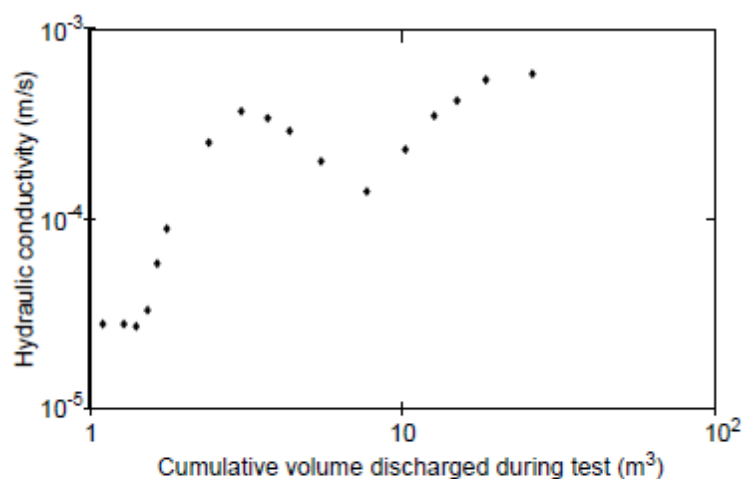


Figure 2.6 Effet d'échelle sur la conductivité hydraulique apparente au cours d'un essai de pompage suivi dans un puits d'observation situé dans un aquifère carbonaté. Tirée de Schulze-Makuch et Cherkauer (1998).

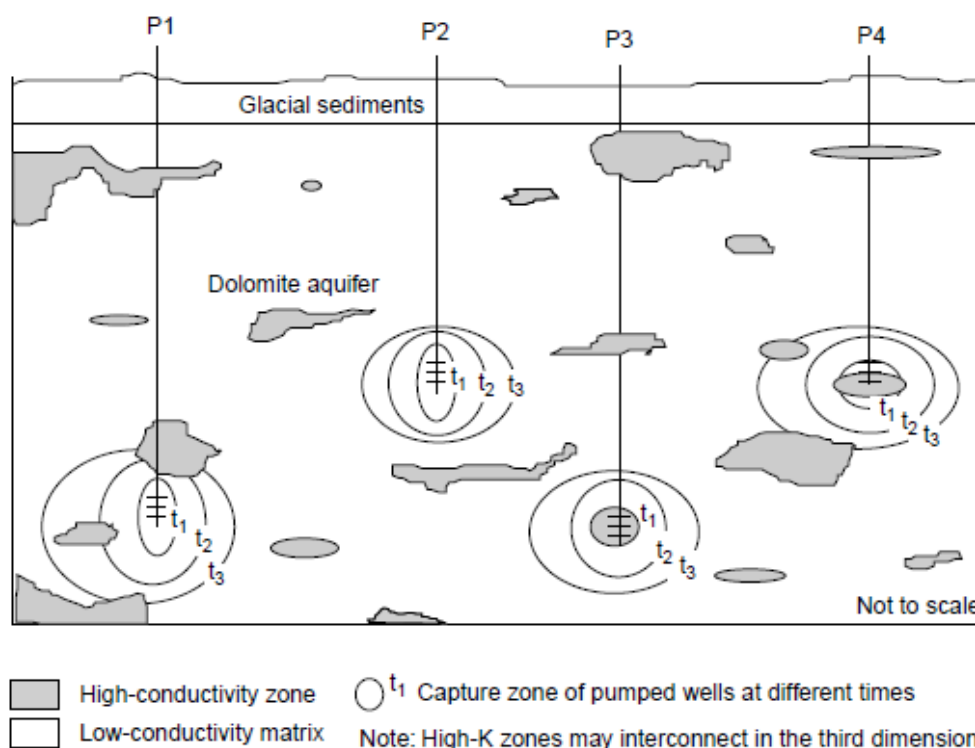


Figure 2.7 Modèle conceptuel représentant l'hétérogénéité d'un aquifère dolomitique et les zones de captures de puits à différents temps. Ce schéma illustre différents cas de figure où l'effet d'échelle observé est dû à l'alternance de zones de faible et forte perméabilité rencontrées au cours d'un pompage. Tirée de Schulze-Makuch et Cherkauer (1998).

L'utilisation du volume d'eau extrait ou du volume d'aquifère sollicité comme mesure de l'échelle du test peut être mis en doute. En effet, l'échelle d'investigation est plutôt reliée au temps de pompage : plus le temps de pompage augmente, plus la position du front de perturbation s'éloigne de la source. La position du front de perturbation correspond à la distance radiale r à partir du puits et peut varier selon les directions. Quant au débit, il définit l'amplitude du changement de pression en un point donné de l'aquifère sollicité, en aucun cas il influe sur l'étendue sollicitée d'aquifère.

Dans les milieux homogènes, il a été démontré que la conductivité hydraulique reste constante quelle que soit l'échelle d'étude (e.g. Rovey, 1994; Schulze-Makuch et al., 1999; Dallaire, 2005; Raghavan, 2006; Chesnaux et al., 2011b).

Ainsi, l'échelle de mesure est un paramètre important à considérer afin d'évaluer la représentativité de la propriété hydraulique calculée ($K_{calculée}$) par rapport à l'échelle régionale (K_m). Cette constatation a permis à Nastev et al. (2004) d'adapter les procédures d'interpolation en tenant compte du volume d'aquifère investigué. Il serait cependant plus judicieux, comme nous l'avons vu précédemment, d'utiliser le rayon d'influence comme paramètre discriminant.

2.1.3.2 Systèmes d'aquifères connectés

Toutes les méthodes citées dans les sections 2.1.1 et 2.1.2 considèrent la sollicitation d'un seul et même type d'aquifère. En réalité, plusieurs aquifères peuvent être sollicités simultanément lors d'un pompage via des connexions hydrauliques. Dans ce cas, les erreurs peuvent être importantes sur la propriété hydraulique intrinsèque estimée de l'aquifère testé mais aussi sur l'étendue des aquifères sollicités réellement. Ces erreurs sont d'autant plus problématiques lorsqu'il s'agit de

déterminer des aires de protection de captage d'eau potable ou encore d'évaluer l'étendue d'une contamination. C'est pourquoi il est essentiel d'être en mesure de détecter et de caractériser les connexions hydrauliques entre les aquifères.

2.2 Mise en évidence des connexions hydrauliques entres aquifères

2.2.1 Mise en évidence régionale à partir de l'observation des niveaux statiques et des facies hydrochimiques et isotopiques

Il est possible de faire une première appréciation des liens hydrauliques entre des aquifères en comparant les niveaux statiques observés dans des piézomètres installés dans les différentes unités géologiques, comme l'ont fait Smith et Hunt (2009) et Elliott (2014). La similitude des niveaux statiques observés ou bien leur différence peut donner une indication sur l'existence ou bien l'absence de connexions hydrauliques à l'échelle régionale ou à l'échelle d'un champ captant par exemple. Ces observations permettent de fournir une première hypothèse sur le système d'écoulement régional dans un contexte multi-aquifères.

Santi et al. (2006) comparent les facies hydrochimiques de différentes couches aquifères et aquitards granulaires afin de caractériser les échanges entre ces dernières. Smith et Hunt (2009) ont également comparé les facies hydrochimiques de deux aquifères rocheux fracturés pour démontrer l'absence de connexions hydrauliques verticales entre ceux-ci. Sharma et al. (2014) montrent que la comparaison isotopique des différentes sources d'eau permet de prendre position quant aux risques d'échanges hydrauliques entre différents aquifères.

Dans le cas de trous ouverts dans plusieurs aquifères, la conséquence d'une mise en relation anthropique est investiguée par Betcher et Ferguson (2003). À partir de l'observation sur plusieurs puits, ces auteurs ont mis en évidence une diminution de l'artésiannisme de l'aquifère profond ainsi qu'une dégradation de la qualité de l'eau de l'aquifère sus-jacent au cours du temps, conséquences des échanges hydrauliques entre les deux aquifères créés par les forages ouverts.

2.2.2 Détection de connexions hydrauliques par un essai de traçage

L'essai de traçage consiste à injecter un traceur en un point de l'aquifère et à mesurer l'évolution temporelle de la concentration de ce traceur dans l'eau en un point de prélèvement via un piézomètre ou une résurgence. C'est donc la méthode par excellence qui permet la vérification de la présence d'un lien hydraulique entre deux unités données (e.g. Lauber et al., 2014); bien que la non-détection du traceur au point de prélèvement ne permette pas la conclusion d'une absence de connexion entre deux unités.

Dans la littérature liée à la thématique des connexions hydrauliques, l'essai de traçage a souvent été utilisé pour la détection de courts-circuits hydrauliques de puits pénétrant complètement deux aquifères séparés par un aquitard (e.g., Meiri, 1989; Chesnaux, 2005; Chesnaux et al., 2006; Chesnaux et Chapuis, 2007) (Figure 2.8).

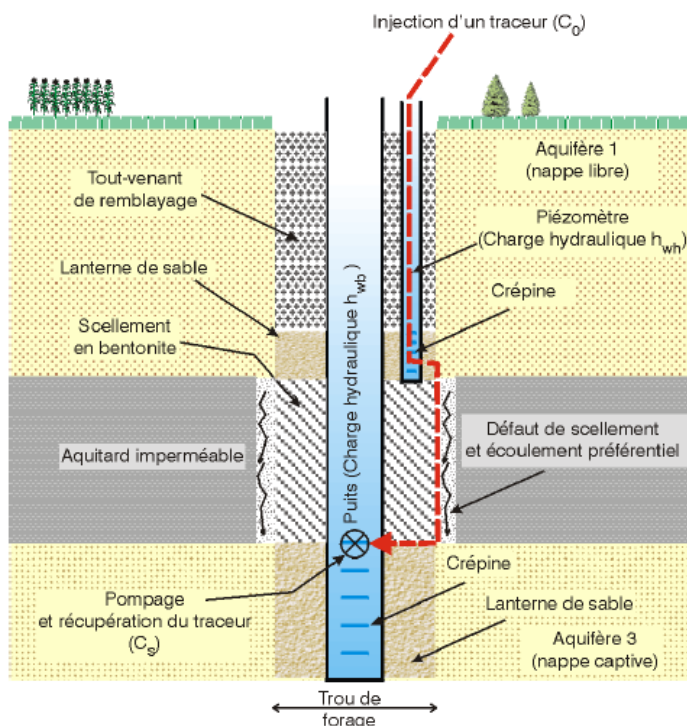


Figure 2.8 Schéma pour la détection par essai de traçage d'un court-circuit hydraulique entre deux aquifères séparés par un aquitard. Tirée de Chesnaux (2005).

2.2.3 Détection de connexions hydrauliques par des méthodes géophysiques

Les études géophysiques par sismique réfraction, de même que la résistivité électrique, l'électromagnétisme dans le domaine du temps et la détection du radon (Reddy et al., 2006) sont des méthodes qui peuvent permettre de détecter la position du socle rocheux ainsi que différencier des zones intactes de zones plus densément fracturées où des échanges hydrauliques avec les unités granulaires sus-jacentes peuvent avoir lieu. Ces méthodes sont coûteuses et ne constituent pas des méthodes directes, elles doivent être couplées à d'autres méthodes.

Les diagraphies géophysiques consistent généralement à analyser certaines propriétés physiques des lithologies en place, à l'aide de différentes sondes effectuant des mesures à

l'intérieur des forages. Parmi diverses techniques, la diagraphe acoustique consiste à mesurer la vitesse du son dans les unités géologiques rencontrées et peut être utilisée pour évaluer la qualité du scellement en place dans des milieux granulaires. En effet, Yesiller et al. (1997) ainsi que Christman et al. (2002) montrent que la réponse acoustique varie en fonction des conditions d'hydratation du matériau de scellement, certaines réponses traduisant un mauvais contact entre la bentonite et le tubage du puits ou des fissures internes du matériau. Plusieurs matériaux de scellement sont testés tels que les granulés ou copeaux de bentonite ou encore le mélange ciment-bentonite. Cependant, cette technique ne permet pas de détecter la présence d'un court-circuit hydraulique, même si un mauvais scellement est détecté. Une autre technique de diagraphe utilise la radioactivité des rayons gamma (traversant les tubages en PVC ou en acier) émise par les lithologies rencontrées. Cette technique permet de localiser les milieux argileux par exemple car la radioactivité y est importante, ou encore les milieux riches en matière organique et les unités détritiques contenant des feldspaths ou enrichies en minéraux lourds. Cette méthode permet également d'évaluer le scellement d'un puits (Dunnivant et al., 1997) en injectant de l'eau contenant un traceur radioactif dans l'espace annulaire scellé et en suivant son cheminement à travers le scellement à l'aide d'une sonde à neutrons et de mesure par spectroscopie gamma. C'est une méthode indirecte qui reste cependant imprécise et coûteuse.

Keys (1988) et Williams et Conger (1990) utilisent la géophysique sur des puits ouverts sur plusieurs aquifères pour déterminer le sens des écoulements verticaux à l'intérieur du trou de forage. En particulier, un forage dans le roc croise potentiellement plusieurs zones de fractures indépendantes dont l'eau provient de sources différentes. Mettre en contact ces zones de fractures par l'intermédiaire d'un forage constitue un risque de contamination croisée,

notamment s'il existe un gradient hydraulique positif entre une zone fracturée dont l'eau est contaminée et une zone fracturée non contaminée. Un moyen de détecter ces échanges verticaux entre zones aquifères traversées par le forage est l'utilisation d'un débitmètre qui donne la direction et le débit les écoulements provenant de chaque fracture ou zone fracturée (Figure 2.9). Cette technique est souvent couplée à un téléviseur acoustique (Figure 2.10) ou une géo-caméra qui permet de visualiser la position des fractures le long du forage (Morin et al., 1997). Une autre technique (Pehme et al., 2014) consiste à effectuer une perturbation thermique (chauffage) dans le trou de forage; puis à mesurer la magnitude et la direction du gradient géothermal pendant le retour à l'équilibre à l'aide d'une sonde de température spécifique. Ceci permet une plus grande précision quant à la détermination du sens et de la vitesse des écoulements dans le milieu fracturé.

Aucune étude n'est connue pour avoir utilisé la géophysique dans le but spécifique de détecter la présence de connexions hydrauliques entre un aquifère rocheux fracturé et un aquifère granulaire. Un essai simple au débitmètre permettrait de détecter une arrivée d'eau au contact roc-tubage et serait un indice soit d'un écoulement préférentiel le long du tubage soit d'une fracture localisée à l'interface et possiblement connectée à l'aquifère sus-jacent.

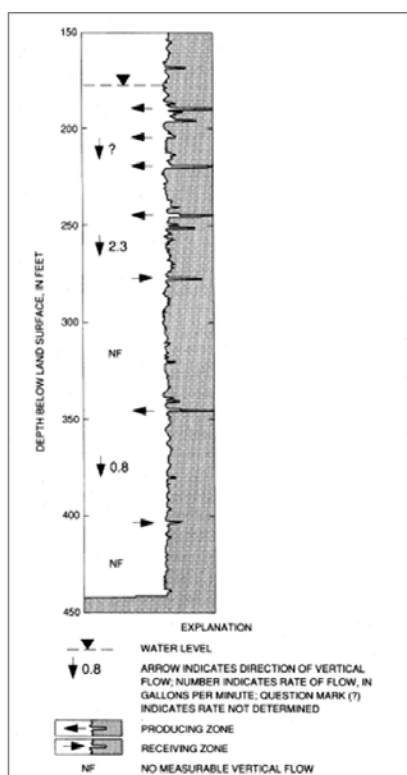


Figure 2.9 Directions des écoulements dans un forage obtenues par mesures au débitmètre. Modifiée de Williams et Conger (1990).

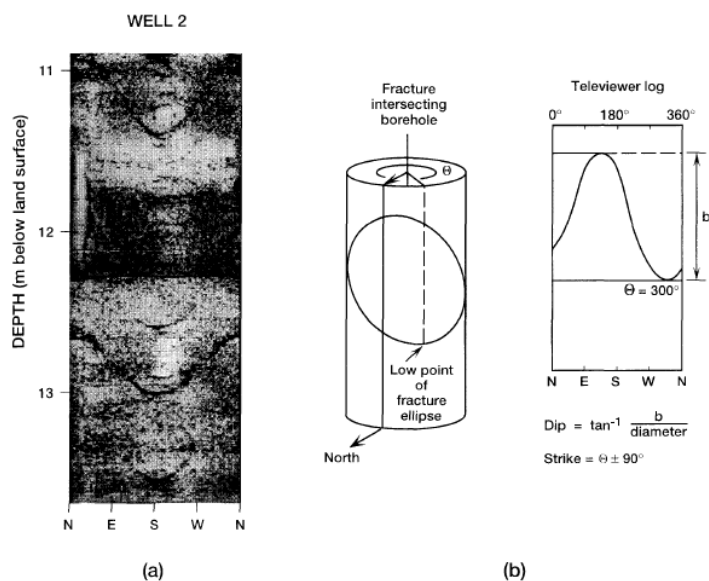


Figure 2.10 Exemple de résultats obtenus à la suite du passage d'un téléviseur acoustique dans un trou de forage. Sur la partie (a) on distingue au moins 3 fractures (sinusoïdes noires ou lignes noires) potentiellement vectrices d'eau. (b) Direction et pendage d'une fracture. Tirée de Morin et al. (1997).

2.2.4 Détection d'un court-circuit hydraulique induit par un défaut de scellement de puits par un essai de perméabilité *in situ* à niveau variable

L'essai de perméabilité à niveau variable (descendant ou montant) consiste à provoquer rapidement un changement (hausse ou descente) du niveau d'eau dans un piézomètre et à observer la réponse de retour à son niveau initial. En général l'objectif est de déterminer la conductivité hydraulique de la portion d'aquifère testée. L'équation décrivant la réponse d'un essai de perméabilité à niveau variable est la suivante (Horslev, 1951) :

$$\frac{dH}{H} = -\frac{Kc}{S_{inj}} dt \quad (2.12)$$

Avec H la différence de charge hydraulique appliquée (variant dans le temps jusqu'à l'absorption complète de l'eau d'injection par le terrain), K la conductivité hydraulique, S_{inj} la section intérieure du tube d'injection, t le temps; c étant le coefficient de forme de la zone d'injection dépendant de la géométrie du problème et déterminé selon diverses formules (e.g. Hvorslev, 1951; et quelques exemples dans Chapuis, 2007). Selon cette équation, le graphique tracé avec H_{moyen} (moyenne de la différence de charge pendant dt) en fonction de la vitesse de descente (ou de montée) dH/dt donne une droite de pente S_{inj}/Kc . Il est alors possible de calculer K . Cette droite doit également couper l'axe des $H=0$ (retour au niveau initial) quand la vitesse est nulle. Ce graphique est appelé graphique des vitesses (Chapuis et al., 1981). La méthode du graphique des vitesses est une méthode standardisée pour les interprétations d'essais de perméabilité à niveau variable (CAN/BNQ, 2014).

Chapuis et al. (1981) et Chapuis (1988) ont énoncé que ce graphique permet de détecter la présence d'un écoulement préférentiel le long du tubage dû à un mauvais scellement de puits. En

effet, si le graphique donne une courbe ou une ligne brisée, alors il y a peut-être un défaut de scellement (Figure 2.11), de même que si la prolongation du graphique ne coupe pas l'axe des H en $H=0$. Le principe est le suivant : si le forage a été mal conçu ou mal construit, les différents aquifères croisés par le forage sont mis en relation, ce qui implique un rééquilibrage des charges hydrauliques. Dans ce cas, le niveau mesuré dans le forage traversant l'aquifère ciblé n'est plus le niveau piézométrique réel de l'aquifère, mais une « moyenne » des niveaux piézométriques des différents aquifères participants (Chapuis, 2006). On parle alors d'erreur piézométrique, c'est-à-dire de la différence entre le niveau piézométrique réel de l'aquifère et le niveau statique mesuré après modification des écoulements (Figure 2.12 a et b). Lors d'un essai de perméabilité dans une configuration semblable, pendant la première phase du test, le graphique des vitesses décrit une droite (loi de Darcy); lorsque H diminue, c'est-à-dire lorsqu'on se rapproche du niveau piézométrique réel, l'écoulement parasite est détecté car il devient alors prédominant (Chapuis et al. 1981). Lorsque le niveau piézométrique est dépassé, la réponse hydraulique est seulement due à l'écoulement parasite le long du tubage provenant des aquifères sus-jacents (Figure 2.12 c). Cela se traduit par une courbe sur la partie gauche du graphique des vitesses, i.e. les faibles valeurs de H (Chapuis et Sabourin, 1989). Dans ce cas, la prolongation de la partie linéaire du graphique coupe l'axe des ordonnées en une valeur H correspondant à l'erreur piézométrique commise (Figure 2.11).

Seuls les cas de défaut de scellement détectés par un essai de perméabilité à niveau variable dans des matériaux granulaires sont évoqués dans la littérature. La détection d'un défaut d'ancrage dans le roc peut être effectuée par la méthode décrite précédemment puisque les processus hydrauliques impliqués sont les mêmes.

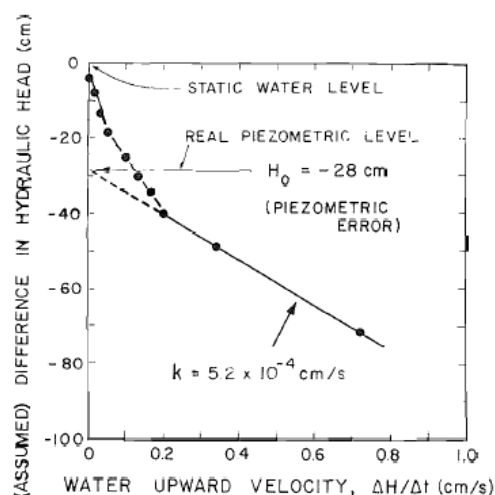


Figure 2.11 Exemple d'un graphique des vitesses obtenu à partir d'un essai de perméabilité à niveau variable montant, exécuté dans un piézomètre présentant un défaut de scellement. Tirée de Chapuis et Sabourin (1989).

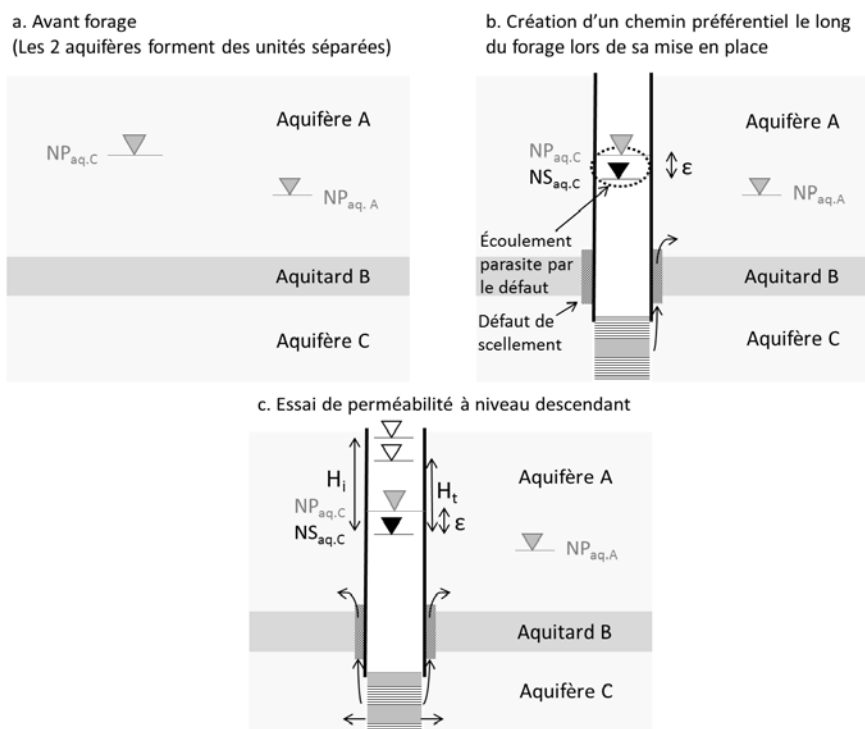


Figure 2.12 (a) Représentation des niveaux piézométriques dans deux aquifères granulaires séparés par un aquitard. Dans cet exemple, le niveau piézométrique de l'aquifère C confiné est supérieur au niveau piézométrique de l'aquifère A. (b) Mise à l'équilibre des charges dans les deux aquifères mis en contact par un défaut de scellement lors de la mise en place d'un piézomètre dans l'aquifère C. ϵ représente l'erreur piézométrique. (c) Illustration d'un essai de perméabilité à niveau variable descendant dans l'aquifère C connecté à l'aquifère A via le court-circuit hydraulique créée par le défaut de scellement.

Il existe une autre méthode permettant de détecter une erreur piézométrique, bien que cette dernière ne permette pas d'estimer cette erreur ni de mettre en évidence le fait qu'elle soit due à un défaut de scellement; une autre cause pouvant être celle d'un mauvais étalonnage des capteurs de mesure du niveau d'eau par exemple. Il s'agit du tracé de $\ln H$ vs t . Si ce graphique donne une courbe, cela indique qu'une erreur est commise sur l'estimation du niveau piézométrique. En traçant également un graphique des vitesses qui permet de quantifier l'erreur piézométrique ϵ , il est possible de réintégrer la valeur de l'erreur dans un graphique $\ln(H-\epsilon)$ vs t , qui doit alors donner une droite (Chapuis et Chenaf, 2003). La Figure 2.13 illustre ce principe.

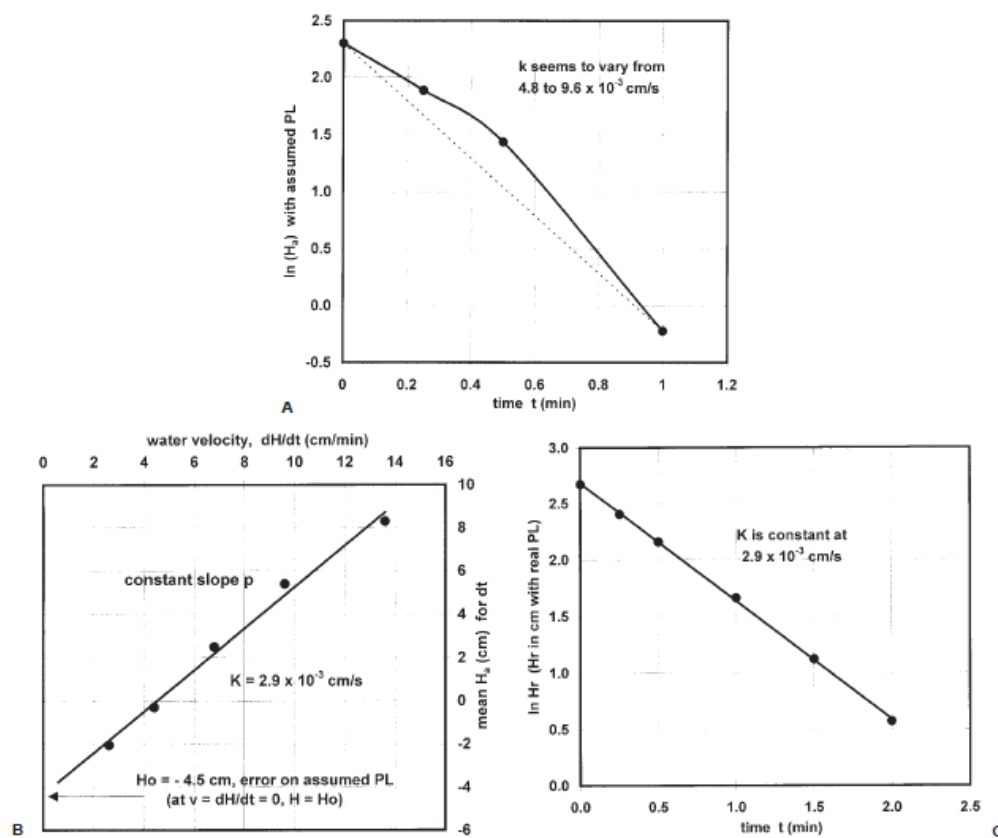


Figure 2.13 (a) Graphique de $\ln(H_a)$ vs. temps où PL est le niveau piézométrique estimé. (b) Graphique des vitesses indiquant une erreur piézométrique $H_0 = -4,5$ cm sur le PL. (c) Graphique de $\ln(H_r - H_0)$ vs. temps. Tirée de Chapuis et Chenaf (2003).

2.2.5 Détection d'un court-circuit hydraulique induit par un défaut de scellement de puits par la courbe de remontée après pompage

Il est également possible de détecter la présence d'un court-circuit hydraulique entre deux aquifères en interprétant les données de remontée après un pompage (Chapuis 2007). Cette méthode ne fonctionne cependant que lorsqu'un piézomètre d'observation est disponible dans le même aquifère. Il s'agit de tracer le graphique du rabattement résiduel s' mesuré au piézomètre d'observation en fonction de $\log (t/t')$; t' étant le temps après l'arrêt du pompage et s' la différence entre le niveau statique et le niveau mesuré à l'instant t' pendant la remontée. Si ce graphique indique une ligne droite brisée avec une déviation aux faibles valeurs de t/t' passant par l'origine, alors il y a peut-être un court-circuit hydraulique au piézomètre d'observation (Figure 2.14).

Il est possible d'obtenir l'erreur piézométrique ε en prolongeant la première ligne droite avant sa brisure (fortes valeurs de t/t') jusqu'à l'axe des s' (Chapuis et Chenaf, 1995, 1998). Toutes les valeurs de s' comptent alors un biais systématique de valeur ε . L'exemple donné à la Figure 2.14 illustre la phase de remontée dans un aquifère granulaire à nappe captive pour lequel on soupçonne l'existence d'une connexion hydraulique avec un aquifère granulaire libre sus-jacent, ces deux aquifères étant séparés par un aquitard (Miller, 1981; Chapuis, 2007). Dans ce cas l'estimation de la transmissivité T qui utilise la pente de la première droite reste inchangée, alors que la valeur de l'emménagement S doit être corrigée en utilisant un graphique $s_{p,cor}-s'_{cor}$ en fonction de $\log t'$ (Chapuis, 1992; non détaillé ici), s_p étant le rabattement prolongé. À noter que la valeur de T correspond à une « moyenne » du système sollicité, c'est-à-dire qu'elle inclut les propriétés de l'aquifère granulaire sus-jacent participant.

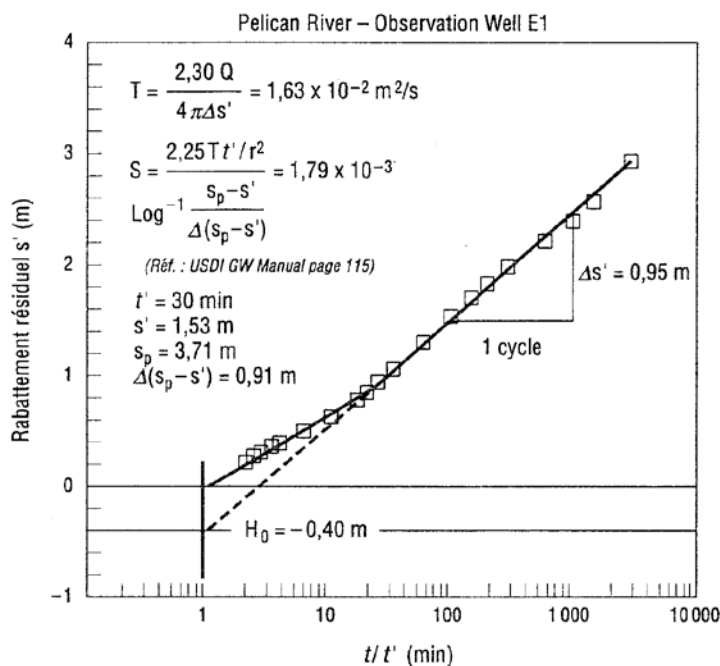


Figure 2.14 Exemple d'un graphique du rabattement résiduel s' versus $\log t/t'$. Tirée de Chapuis (2007).

2.2.6 Méthodes de forage favorisant un mauvais ancrage des puits dans le roc

Dans le cas où l'aquifère rocheux fracturé est ciblé, un bon ancrage du tubage dans le roc permet d'éviter l'infiltration d'eau ou de contaminant provenant de la surface ou des couches sus-jacentes dans l'espace annulaire. Il se peut que les différentes couches granulaires soient mises en contact lorsqu'il n'y a pas de matériau scellant, mais que l'aquifère rocheux fracturé reste isolé du fait d'un ancrage profond dans le roc par exemple et d'une méthode de forage peu destructrice.

Il existe plusieurs techniques de forage dans le roc dont celles décrites dans les points ci-dessous.

- La technique par battage, la plus vieille méthode de forage, encore utilisée de nos jours. Elle consiste à casser la roche en faisant régulièrement tomber un outil (le trépan).

- Le carottage au diamant, qui permet de forer dans des roches extrêmement dures, notamment utilisée en exploration minière.
- La technique rotative à percussion avec air-comprimé (*percussion rotary air-lift*) utilise en général un marteau-fond-de-trou pour casser la roche, et l'air comprimé et l'eau pour sortir les débris du trou de forage. C'est une technique destructrice pour la roche au voisinage du forage ce qui tend à favoriser les courts-circuits hydrauliques. Elle est malgré tout souvent utilisée car son coût est plus abordable que les autres techniques.
- La foreuse à double rotation (*double rotary drilling*), comme celle fabriquée par *Foremost-Barber Industries*, permet à la fois de creuser la roche et d'enfoncer le tubage en acier également par injection d'air et d'eau. Cette technique endommage moins la roche autour du forage, diminuant ainsi les risques de courts-circuits hydrauliques. Cette foreuse est cependant assez dispendieuse.
- La foreuse vibratoire (*sonic vibratory drilling*) permet d'obtenir un échantillon de roc non détruit avec dommage minimal pour la roche autour. C'est celle qui prévient le mieux les risques de courts-circuits hydrauliques. Cette foreuse est très chère.

L'imperméabilisation de l'espace annulaire entre le tubage laissé en place et la paroi du forage est également importante, en effet un mauvais matériau scellant peut provoquer un court-circuit hydraulique. Il est reconnu que la bentonite gonflante ou un mélange ciment-bentonite préalablement hydraté, reste le matériau le plus efficace (Dunnivant, 1997) et recommandé par le MDDELCC (Ministère du Développement Durable de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements Climatiques du Québec – MDDELCC, 2014), car la bentonite, avantageuse de par ses

propriétés gonflantes, a une perméabilité très faible, est facilement utilisable et n'affecte pas la qualité de l'eau souterraine (Dunnivant, 1997).

L'importance d'un bon ancrage est claire, pourtant, la technique la plus utilisée dans le monde est la technique rotative à percussion ce qui explique en partie la proportion importante estimée de puits mal ancrés ou mal scellés dans le monde. Au Québec, quelques mesures préventives ont été prises : ainsi depuis juin 2002, un règlement provincial du MDDEP (Ministère du Développement Durable de l'Environnement et des Parcs, ancien MDDELCC – MDDELCC, 2014) oblige les foreurs à intégrer une collerette de bentonite le long du forage et au niveau du contact roc-tubage pour tous les puits dont la profondeur est inférieure à 5m (Figure 2.15). Il y a deux raisons à cette limite de 5m. Le MDDELCC comprend qu'ajouter un matériau de scellement tout le long d'un tubage au roc qui peut atteindre plusieurs dizaines de mètres est coûteux. De plus, il est considéré qu'une épaisseur de 5m de dépôts non consolidés est suffisante pour l'autofiltration des microorganismes pathogènes par le milieu (MDDEP, 2002). Le même règlement stipule également que le tubage en acier doit être ancré sur au moins 60 cm de roc ou jusqu'au refus (MDDELCC, 2014 - Décret 696-2002, alinéa 10). Cependant, peu de vérifications et contrôles sont réellement effectués sur les puits par les autorités compétentes et il est très difficile de contrôler si un ancrage est bien réalisé.

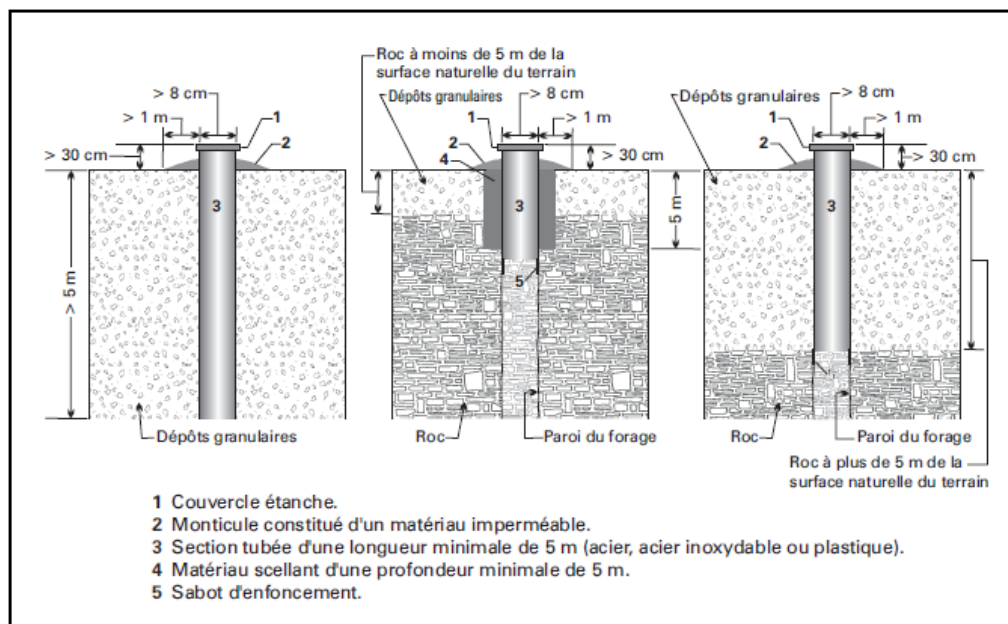


Figure 2.15 Schéma d'aménagement d'un puits. Tirée de MDDEP (2008).

2.2.7 Illustration des conséquences hydrauliques et chimiques des connexions hydrauliques à partir d'études numériques

La plupart des études numériques impliquant des connexions hydrauliques entre aquifères se réfèrent au cas de deux aquifères poreux séparés par un aquitard (Chapuis et Sabourin, 1989; Lacombe et al., 1995; Pekarun et al., 1998; Chesnaux, 2005) et investiguent les risques de contamination croisée dues à des défauts de scellement de puits. Chapuis et Sabourin (1989) effectuent des simulations dans le but de déterminer les causes des courts-circuits hydrauliques et concluent à un mauvais scellement du tubage ou à un endommagement de l'aquitard pendant le forage. Lacombe et al. (1995) modélisent par éléments finis la migration par advection-dispersion du panache de contamination d'un aquifère à un autre selon différents gradients hydrauliques imposés et conductivités hydrauliques du défaut de scellement. Pekarun et al. (1998) utilisent

MODFLOW et *MT3D* pour simuler le transport advectif de la contamination. Il s'avère que si la conductivité hydraulique du défaut de scellement dépasse la conductivité hydraulique de l'aquitard, alors le risque de contamination croisée est important. Grâce à la simulation numérique sous code *SEEP/W* et *CTRAN/W* (Geo-Slope Int., 2012), Chesnaux (2005) valide également une méthodologie visant à déterminer le débit de fuite d'un aquifère à un autre via le défaut de scellement (Figure 2.16). Dans le cas d'un forage ouvert sur plusieurs aquifères, Chapuis (2006) propose une solution analytique permettant de déterminer le niveau piézométrique dans chaque aquifère traversé, solution qu'il vérifie numériquement. Il investigate également l'effet de la présence de plusieurs aquifères (connectés par le forage) sur le graphique des vitesses obtenu après un essai de perméabilité à niveau variable (voir aussi section 2.2.4). Sur ce graphique des vitesses, différentes lignes brisées apparaissent et sont associées aux changements de direction de l'écoulement pendant le test, induits par les différents niveaux piézométriques des aquifères.

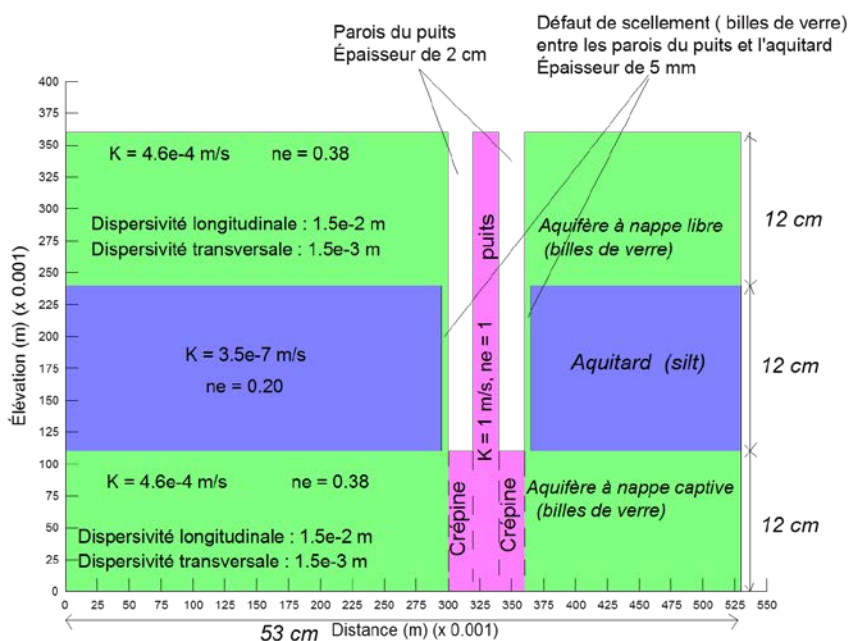


Figure 2.16 Configuration du modèle de deux aquifères séparés par un aquitard avec présence d'un défaut de scellement le long du tubage. Tirée de Chesnaux (2005).

Des études numériques récentes sur les aquifères rocheux fracturés ont démontrés spécifiquement les impacts de l'hydrofracturation pour l'exploitation de gaz naturel en terme de contamination des réservoirs superficiels à partir des réservoirs profonds via les forages ou les fractures artificielles (Myers, 2012; Chesnaux et al., 2013). Dans un milieu cristallin utilisé pour le stockage des déchets nucléaires, Bockgard (2014) effectue des simulations pour suivre le transport de contaminants et montre que les puits abandonnés constituent un vecteur de contamination et donc un risque de contamination depuis la zone de stockage jusqu'à la surface.

Il existe plusieurs manières de modéliser les écoulements au sein d'un milieu fracturé. Les modèles existants diffèrent en terme de représentation de l'écoulement au sein des fractures / failles (e.g. Cinco-Ley et al., 1978, Caine et al. 1996), de la taille du domaine étudié et de critères de discrétisation spatiale et temporelle. À titre d'exemple, on peut citer le modèle à double porosité (e.g. Warren et Root, 1963), les modèles de réseau stochastique (e.g. Rouleau et Gale, 1987) ou encore le modèle fractal (e.g. Acuna et Yortsos, 1995) pour lequel les discontinuités reproduisent les mêmes schémas (fractures et failles) à différentes échelles. Selon le modèle utilisé, les réponses hydrauliques varient au sein du milieu fracturé, ce qui mène à des valeurs de transmissivité / conductivité hydraulique différentes, et dans le cas de connexions hydrauliques avec un aquifère granulaire sus-jacent implique une large gamme de schémas d'écoulement possibles.

Un cas conceptuel de connexions hydrauliques naturelles entre un aquifère granulaire et un aquifère rocheux fracturé sous-jacent a été étudié numériquement par Chesnaux et al. (2012a), la connexion étant établie par un ensemble de fractures verticales du roc localisées à différentes distances d'un puits de pompage. Les conséquences hydrauliques sur la réponse d'un essai de

pompage sont analysées ainsi que les conséquences hydrochimiques concernant le transport des contaminants. Les simulations numériques effectuées considèrent un pompage dans l'aquifère granulaire, alors que l'aquifère rocheux fracturé présente une contamination. Il est illustré, à l'aide du code *CTRW/W* (Geo-Slope Int. 2012), que le pompage de l'aquifère granulaire sus-jacent entraîne la création d'un gradient hydraulique et par conséquent la contamination progressive de l'aquifère granulaire auparavant exempt de contamination (Figure 2.17).

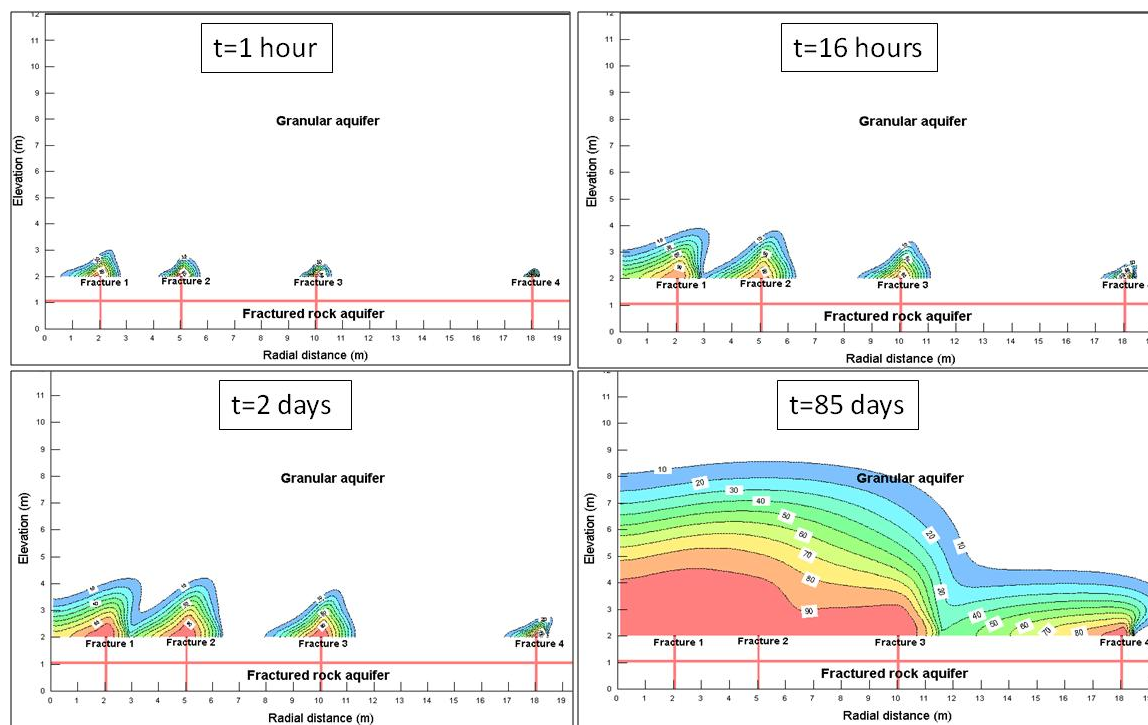


Figure 2.17 Contamination croisée d'un aquifère granulaire par un aquifère rocheux fracturé lors du pompage dans l'aquifère granulaire. Tirée de Chesnaux et al. (2012a).

Chesnaux et al. (2012a) montrent également, à l'aide du code *SEEP/W*, que la présence de l'aquifère rocheux fracturé lors du pompage dans le granulaire implique un changement du profil de charge en régime permanent au voisinage du puits de pompage (Figure 2.18). Il apparaît

également un changement de pente de la droite de Cooper-Jacob dans le graphique d'interprétation classique de s en fonction de t (Figure 2.19), donnant une nouvelle valeur de la transmissivité T qui n'est pas la transmissivité intrinsèque de l'aquifère granulaire mais la transmissivité « moyenne » du système aquifère granulaire + fractures. On note cependant que le seul tracé de s en fonction de t lors d'un pompage sur le terrain ne permet pas de distinguer la présence de discontinuités structurales participant à l'écoulement telles que les fractures. Il est donc dans ce cas impossible de définir à quoi correspond la transmissivité obtenue. En effet, on ne peut pas déterminer si plusieurs aquifères sont sollicités, ou encore si différentes unités structurales sont rencontrées.

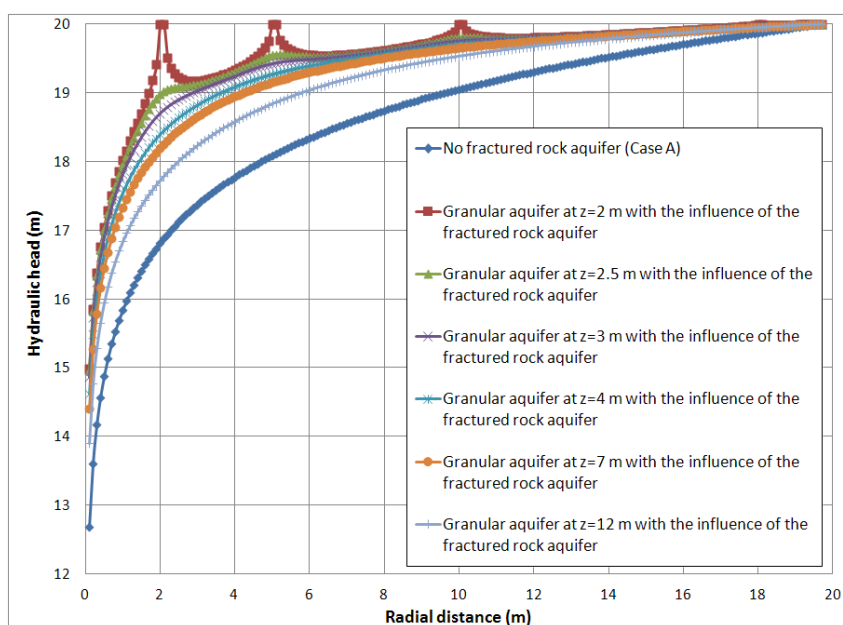


Figure 2.18 Profils de charge autour du puits de pompage selon présence (cas B) ou non (cas A) de l'aquifère rocheux fracturé sous-jacent. Tirée de Chesnaux et al. (2012a).



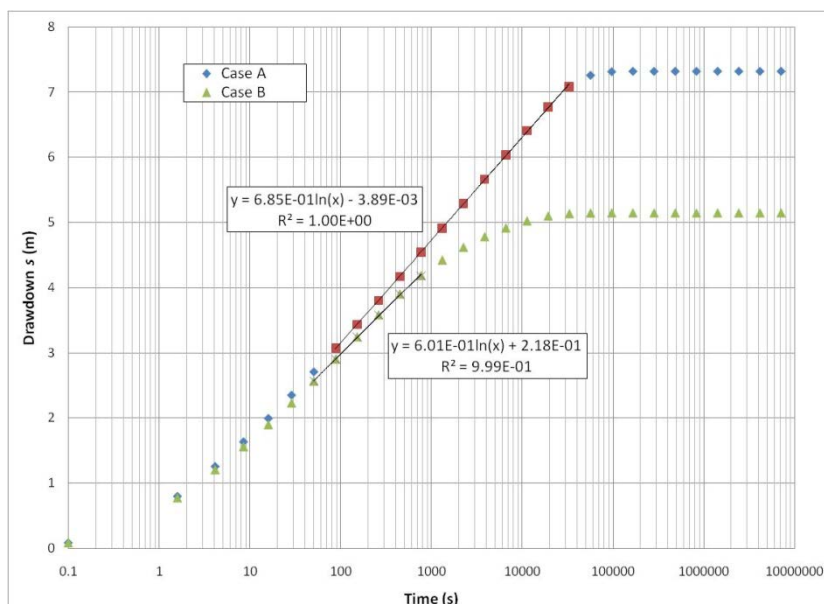


Figure 2.19 Interprétation de Cooper-Jacob pour le cas A (aquifère granulaire seul) et le cas B (présence d'un aquifère rocheux fracturé). Tirée de Chesnaux et al. (2012a).

Pour ces raisons, certains auteurs ont développé de nouveaux outils interprétatifs de la réponse hydraulique d'un pompage, dans le domaine pétrolier tout d'abord (Chow, 1952; Bourdet et al., 1983), puis plus tard en hydrogéologie (e.g. Spane et Wurster, 1993). La réponse hydraulique d'un aquifère au cours d'un pompage peut en effet être observée et interprétée à l'aide de la représentation de la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps. En effet, les courbes « $ds/d\ln t$ vs t » traduisent avec plus de précision les différentes géométries d'écoulement et conditions hydrauliques rencontrées (discontinuités structurales, frontières de recharge...). Leur signal est plus sensible aux variations induites par les limites et les discontinuités rencontrées au cours du pompage, variations non visibles avec le simple tracé des courbes s vs t .

Un écoulement produit par le pompage ou l'injection d'un fluide dans un forage peut avoir une géométrie linéaire, radiale, sphérique ou une combinaison des trois selon Ershaghi et Woodbury

(1985) et Doe (1991) (Figure 2.20). Le type d'écoulement peut varier au cours du pompage ce qui se traduit par un changement de la surface équipotentielle frontale au cours du test (Figure 2.20). Quand la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps est constante, cela indique que les conditions de Cooper-Jacob (ou Theis) sont vérifiées. On est donc en présence d'un écoulement radial. Dans ce cas les lignes d'écoulement autour du puits forment un cylindre.

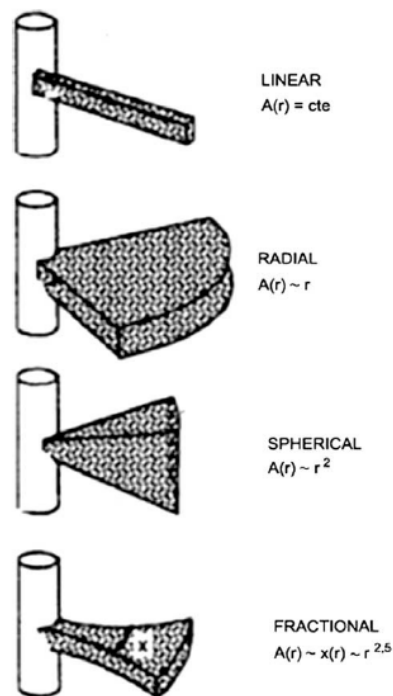


Figure 2.20 Différentes géométries d'écoulement. Tirée de Doe (1991).

Barker (1988) a établi une relation entre la surface équipotentielle frontale A au cours d'un pompage, la distance radiale à la source r et la dimension d'écoulement n :

$$A(r) = \alpha_n r^{n-1} \quad (2.13)$$

Avec $\alpha_n = \frac{2\pi}{\Gamma(\frac{n}{2})}$, $\Gamma(x)$ étant la fonction gamma.

La dimension d'écoulement traduit l'évolution temporelle de la surface équipotentielle frontale.

Le Tableau 2.2 indique la dimension d'écoulement pour chaque géométrie d'écoulement.

Tableau 2.2 Dimension d'écoulement associée à un certain type d'écoulement.

Géométrie d'écoulement	Dimension d'écoulement n
Linéaire	1
Radial	2
Sphérique	3
Fractionnaire	Exemple : 3,5 (cas particulier d'un écoulement non-radial)

Il découle ainsi une fonction mathématique généralisée de l'équation de diffusivité en milieu saturé pour des dimensions $n \neq 2$:

$$S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{r^{n-1}} \cdot \frac{\partial}{\partial r} \cdot \left(r^{n-1} \cdot \frac{\partial h}{\partial r} \right) \quad (2.14)$$

Le terme S_s représente l'emmagasinement spécifique; h représente la charge hydraulique.

Dans la pratique, les différents types d'écoulement peuvent s'identifier en observant les pentes formées par la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps (Figure 2.21). Ces courbes se tracent selon l'équation (Renard et al., 2009) :

$$\frac{\partial s}{\partial \ln t} = \frac{s_i - s_{i-1}}{\ln \left(\frac{t_i}{t_{i-1}} \right)} \quad (2.15)$$

La dimension d'écoulement peut être déduite de la pente p par la relation (Barker, 1988) :

$$n = 2(1 - p) \quad (2.16)$$

La présence de différentes dimensions d'écoulement (différentes pentes) au cours d'un pompage permet de détecter les variations de la surface équipotentielle frontale. Ces variations traduisent la présence de différentes discontinuités structurales captées lors du pompage. Différents types

de discontinuités ainsi que leur réponse hydraulique type ont été mis en évidence par la modélisation numérique (Rafini et Larocque, 2009, 2012) comme la présence d'une faille verticale ou inclinée; il est alors possible d'en extraire les propriétés intrinsèques.

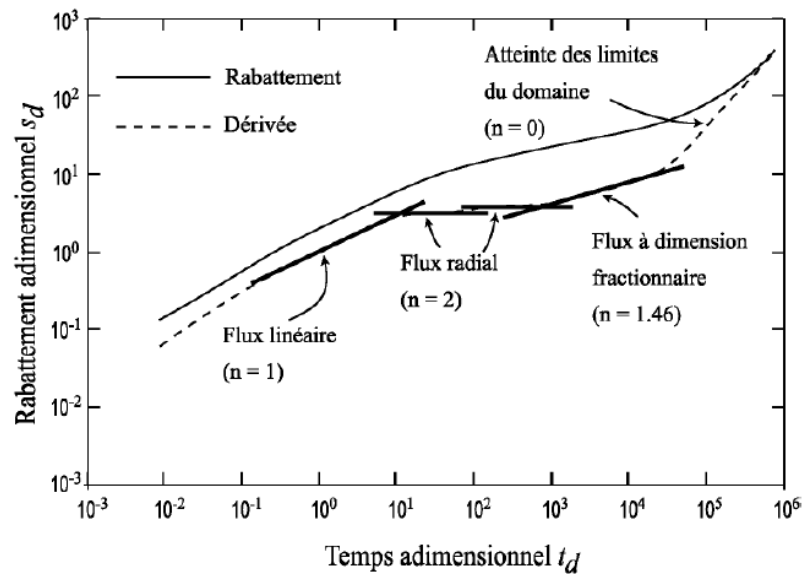


Figure 2.21. Exemple d'un comportement à la source généré par un réseau orthogonal de conduits linéaires. Tirée de Jourde et al. (2002).

Les propriétés hydrauliques (conductivité hydraulique, transmissivité) de ces discontinuités peuvent être estimées en déterminant l'ordonnée à l'origine m de la pente qui correspond à $ds/d(\ln(t))$ quand $t=1$ (Dal Soglio, 2012; Chesnaux et al., 2012b). La relation suivante est alors proposée :

$$K = \left(\frac{m \cdot 4 \cdot \pi^{1-p}}{Q} \cdot \left(\frac{S}{4} \right)^p \cdot b^{(1+p)} \right)^{\frac{1}{p-1}} \quad (2.17)$$

L'utilisation de ces graphiques diagnostiques donne des informations beaucoup plus précises sur les conditions réelles d'écoulements dans les milieux aquifères, et facilite le choix de modèles

conceptuels (Renard et al., 2009). Cependant cette approche reste encore très conceptuelle et peu de cas réels ont été étudiés (Renard et al., 2009; Avci et al., 2012).

Chesnaux et al. (2012a) utilisent également l'outil $ds/d\log t$ vs t et concluent que la présence de fractures connectées à l'aquifère granulaire modifie la réponse au pompage mesuré dans le granulaire (Figure 2.22). Le signal $ds/d\log t$ permet de visualiser le biais provoqué par l'existence des fractures connectées au granulaire et illustre le fait que les conditions de Theis ne sont plus applicables, ce qui ne se voit pas sur le graphique de s en fonction de t . Les résultats de Chesnaux et al. (2012a) manquent d'observations sur le terrain. De plus ils n'incluent pas les effets d'emménagement au puits qui sont inévitablement présents lors des essais de terrain et qui apportent un signal supplémentaire au graphique.

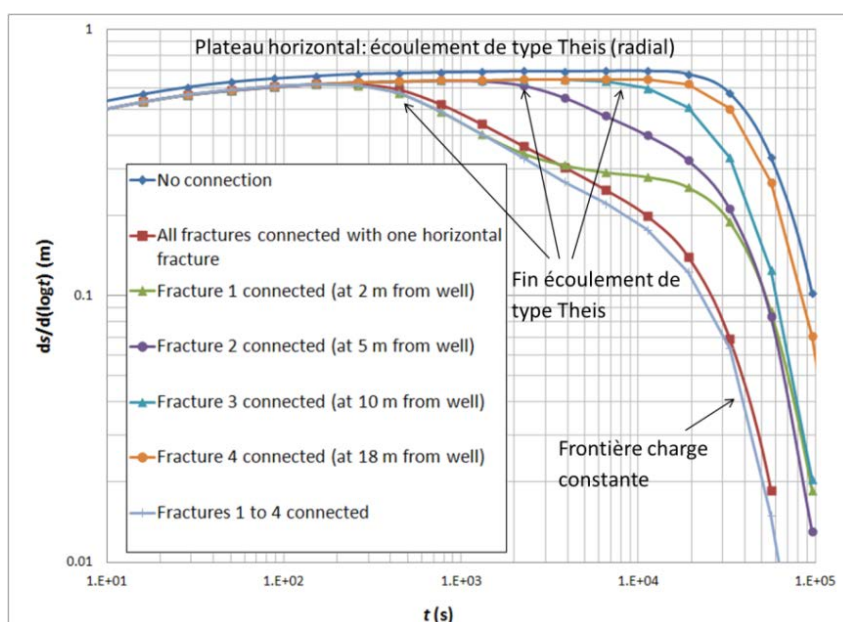


Figure 2.22 Graphique représentant la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps pour des simulations présentant différentes configurations de connexions entre les deux aquifères. Modifiée de Chesnaux et al. (2012a).

Les études numériques permettent d'évaluer l'impact des connexions hydrauliques à partir d'exemples conceptuels, mais elles ne constituent pas un outil de détection. L'utilisation de la dérivée logarithmique sur des modèles numériques spécifiques semble être une piste intéressante qui permettrait de déterminer la réponse hydraulique type, reconnaissable sur le terrain, d'une certaine géométrie, comme un défaut d'ancrage par exemple.

2.2.8 Applications relatives à l'étude des connexions hydrauliques entre aquifères rocheux fracturés et granulaires

Différents champs d'application pourraient bénéficier d'une meilleure connaissance des processus physico-chimiques impliqués lors de connexions hydrauliques entre aquifères rocheux fracturés et granulaires (Chesnaux et al., 2012a). Les points suivants citent quelques-uns de ces domaines d'application.

- ✓ Alimentation en eau potable (e.g. Santi et al., 2006; Landon et al., 2010; Sikdar et al., 2013), incluant les trois points suivants.
 - Estimation des propriétés hydrauliques : estimer de manière plus juste les propriétés hydrauliques de chaque système sollicité à l'aide d'outils appropriés comme l'interprétation des essais de pompage par la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps, permet de mieux estimer les quantités disponibles à la consommation.
 - Bilan hydrique : en tenant compte des échanges d'eau (pertes ou gains) entre aquifères rocheux fracturés et granulaires, un bilan hydrique effectué à l'échelle

d'un bassin versant ou d'un aquifère est plus exact, permet une meilleure évaluation de la quantité d'eau disponible.

- Localiser les discontinuités du roc fracturé qui sont responsables des connexions hydrauliques avec le granulaire sus-jacent, aide à la prise de décision de l'emplacement d'un puits de pompage et anticipe les éventuelles sources de contamination. La connaissance des chemins d'écoulement à travers un système d'aquifères interconnectés permet de définir les échanges de contaminants entre aquifères et donc les risques de contamination de la prise d'eau potable.
- ✓ Enfouissement/stockage des déchets (radioactifs, CO₂, ...).
 - Définition de zones d'enfouissement appropriées (faible conductivité hydraulique, absence de chemins préférentiels d'écoulement...) afin d'éviter les fuites vers d'autres aquifères via des connexions hydrauliques (Zhang et Bachu, 2011; Chalaturnyk et Nabih, 2013).
- ✓ Exploitation de ressources naturelles (gaz de shales, pétrole...).
 - Connaître les connexions hydrauliques existantes entre différents aquifères permet de limiter l'impact de l'exploitation d'un aquifère sur ses voisins (contaminations croisées). Ceci permet également d'estimer l'impact de l'hydrofracturation, car cette pratique peut engendrer la création de fractures connectant d'autres aquifères auparavant indépendants (Myers, 2012; Sharma et al., 2014). Ces derniers risquent alors d'être contaminés par l'exploitation de la ressource en hydrocarbure et donc devenir inutilisables pour l'alimentation en eau potable (Bonte et al., 2011). Dans le cas où ces forages d'exploitation seraient mal

ancrés dans la roche, en plus d'éventuelles contaminations, les aquifères sus-jacents peuvent subir une diminution importante de pression et donc une diminution de la réserve en eau disponible.

2.3 Problématique spécifique au sujet

Plusieurs séries de questions découlent des constatations faites dans les sections précédentes; ces questions sont exposées dans les deux points suivants.

- ✓ Comment dresser un portrait des propriétés hydrauliques à l'échelle régionale quand peu de données d'essais de pompage sont disponibles ? Comment évaluer la représentativité, i.e. la véritable signification, des valeurs obtenues de transmissivité : est-ce une propriété intrinsèque du milieu ?
- ✓ Est-ce que les connexions hydrauliques entre aquifères rocheux fracturé et granulaire provoquent des biais d'estimation des propriétés hydrauliques intrinsèques? Comment mettre en évidence l'existence de connexions hydrauliques entre aquifère granulaire et aquifère fracturé ? Cette connexion hydraulique est-elle naturelle ou provient-elle d'un défaut d'ancrage ? Plus particulièrement, existe-il une signature hydraulique représentée en dérivée logarithmique, caractéristique d'un défaut d'ancrage ou d'un lien hydraulique naturel? Si oui, comment mettre en évidence et quantifier ces signatures ?

2.4 Hypothèse principale et objectifs

L'hypothèse de recherche globale pour le sujet proposé est la suivante.

Les propriétés hydrauliques estimées pour un aquifère rocheux fracturé peuvent être influencées par :

- ✓ Un effet d'échelle d'origine naturelle ;
- ✓ Les propriétés hydrauliques des unités granulaires sus-jacentes lorsque des connexions hydrauliques (naturelles ou anthropiques) existent entre ces différentes unités.

Les objectifs sont les suivants :

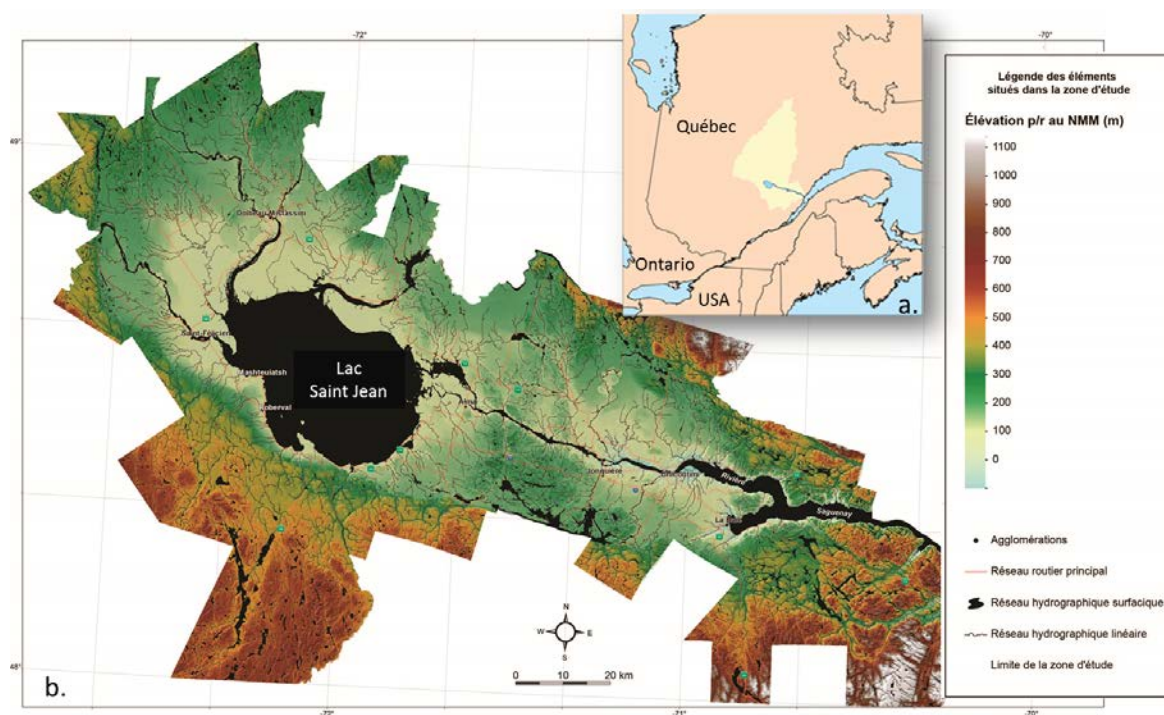
- ✓ Identifier l'existence d'un effet d'échelle affectant la valeur estimée de la transmissivité pour l'aquifère rocheux fracturé, et identifier sa cause ;
- ✓ Démontrer l'existence de connexions hydrauliques entre aquifères rocheux fracturés et granulaires et montrer que la transmissivité estimée pour l'aquifère rocheux fracturé est alors influencée par les caractéristiques de l'aquifère sus-jacent.

2.5 Choix du territoire d'étude : le bassin versant du Saguenay

L'utilisation d'un territoire d'étude est nécessaire d'une part pour valider les hypothèses émises, et d'autre part pour illustrer la méthodologie qui sera mise en œuvre et dont la description est donnée dans la partie suivante.

La région du Saguenay-Lac-Saint-Jean (SLSJ), Québec, Canada présente un contexte particulièrement adapté pour cette étude. Située dans la partie aval du bassin versant du

Saguenay (Figure 2.23) dans la province géologique du Grenville, cette région présente un socle rocheux composé de roches cristallines d'âge précambrien (anorthosite, granite, gneiss) et de roches sédimentaires d'âge paléozoïque (calcaire). Ces unités sont recouvertes en partie de dépôts non-consolidés d'âge quaternaire (dépôts d'origine fluvioglaciaire, dépôts deltaïques, sédiments lacustres, marins; Figure 2.24). Les unités géologiques granulaires proglaciaires, deltaïques et le roc fracturé constituent des aquifères plus ou moins productifs et utilisables pour l'alimentation en eau potable. Lorsque silts et argiles, originaires de l'ancienne mer Laflamme, sont présents dans les basses terres, ils créent des conditions confinées pour les aquifères sous-jacents (Rouleau et al., 2011). Une description plus détaillée du contexte géologique et hydrogéologique de la région est disponible au Chapitre 3 ainsi que dans le rapport CERM-PACES (2013a).



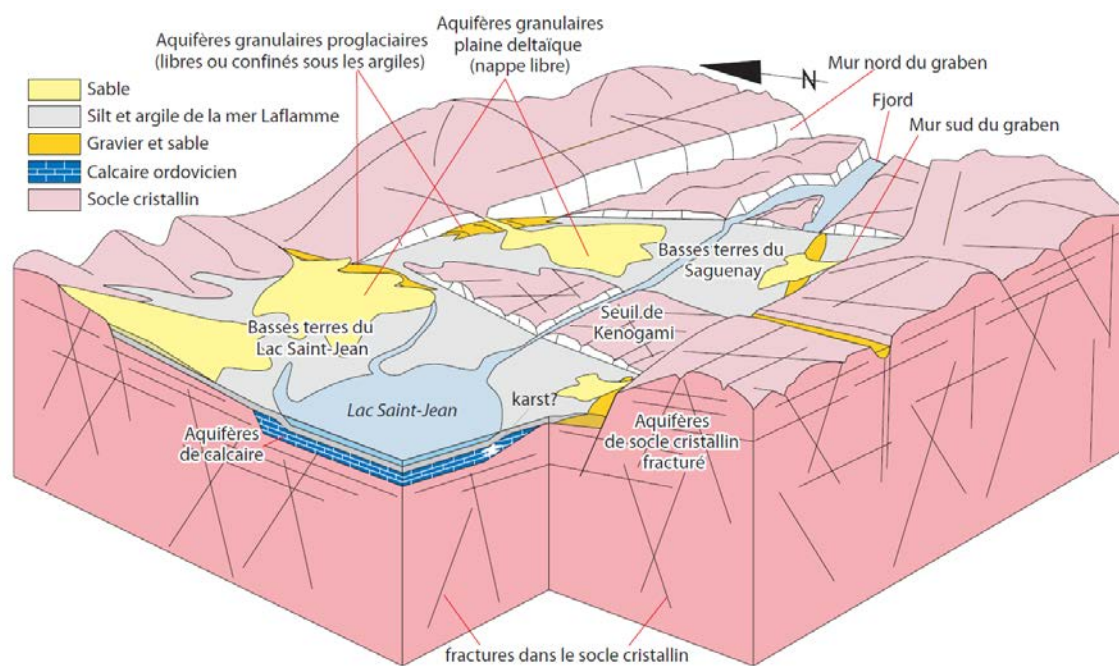


Figure 2.24 Bloc diagramme conceptuel des milieux aquifères du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Tirée de CERM-PACES (2013b).

La base de données hydrogéologiques existante et établie dans le cadre du Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines (projet PACES – MDDEFP, 2013 ; Chesnaux et al., 2011a) recense plusieurs milliers de puits installés dans différents aquifères; elle offre donc une densité d'information importante nécessaire à la réalisation et la validation du projet de recherche présenté. Plus particulièrement, à partir du Système d'Information Hydrogéologique (MDDEP, 2011), les données provenant de 1418 puits ont été utilisées (tous types d'aquifères confondus) sur un total d'environ 4000 puits pour lesquels le débit spécifique est fourni pour un temps de pompage donné. Ce nombre de données exploitables est très élevé comparé aux autres études disponibles dans la littérature. De plus, les données d'un certain nombre d'essais de pompage classiques (mesure du rabattement à différents pas de temps) sont disponibles et permettront de comparer les valeurs de transmissivité obtenues. Par conséquent,

non seulement les aquifères du Saguenay-Lac-Saint-Jean peuvent servir de "laboratoire" pour réaliser ce projet, mais ils offrent également une quantité inédite de données à exploiter pour une telle étude, lesquelles rendraient les interpolations beaucoup plus précises.

En ce qui concerne plus particulièrement l'étude des connexions hydrauliques entre aquifères rocheux fracturés et granulaires, trois sites expérimentaux (PZ-35, PZ-104 et PZ-18) ont été équipés de forages (Figure 2.25). Ces sites expérimentaux appelés sites « doubles » ont été instrumentés avec à la fois un puits dans l'aquifère rocheux fracturé et un ou des piézomètres d'observation dans les couches aquifères granulaires sus-jacentes. Ces sites représentent des configurations variées et représentatives de la région, où des échanges hydrauliques peuvent se produire entre les différents aquifères superposés. Une description détaillée de ces sites « doubles », ainsi que leur localisation, se trouve au chapitre 4.

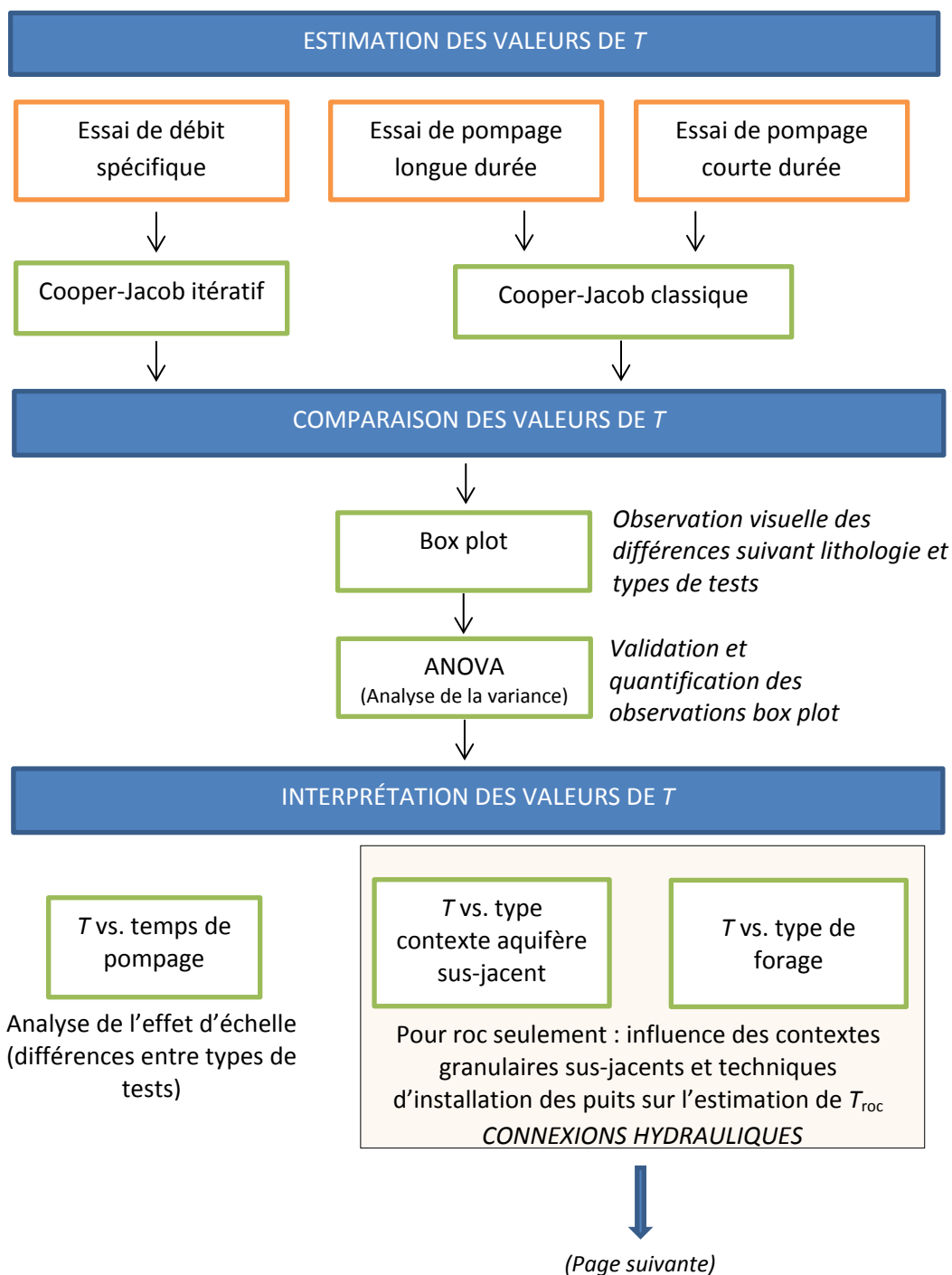


Figure 2.25 Exemple d'un site double à Saint-Méthode (site PZ-35), Saguenay-Lac-Saint-Jean.

2.6 Méthodologie utilisée

La méthodologie utilisée est synthétisée sur la Figure 2.26. Des valeurs de transmissivité sont tout d'abord estimées à partir des essais de débit spécifique en utilisant une méthode itérative appliquée à l'équation de Cooper-Jacob. Puis ces valeurs sont comparées avec les valeurs obtenues d'essais de pompage courte (<2h) et longue durée (72h) disponibles dans la région SLSJ. La représentativité de toutes ces valeurs de transmissivité estimées est évaluée vis-à-vis de l'échelle d'étude, ainsi que vis-à-vis du contexte aquifère sollicité par le pompage (aquifère unique ou système d'aquifères interconnectés, i.e. valeur intrinsèque vs. valeur moyenne). Pour ce faire, les valeurs estimées de transmissivité sont mises en relation avec des facteurs tels que le temps de pompage, les types de contextes granulaires sus-jacents et les techniques d'installation de puits. Des essais de terrain sont réalisés sur des sites expérimentaux afin de vérifier que des connexions hydrauliques entre aquifère rocheux fracturé et aquifères granulaires sus-jacents sont observables sur le terrain et caractérisable (connexion naturelle et/ou anthropique). Enfin, des simulations numériques sont réalisées à partir de différents modèles conceptuels représentant des cas de connexion hydraulique naturelle ou anthropique afin d'évaluer l'influence des caractéristiques de l'aquifère granulaire sus-jacent sur l'estimation de la transmissivité pour l'aquifère rocheux fracturé.

ÉCHELLE RÉGIONALE



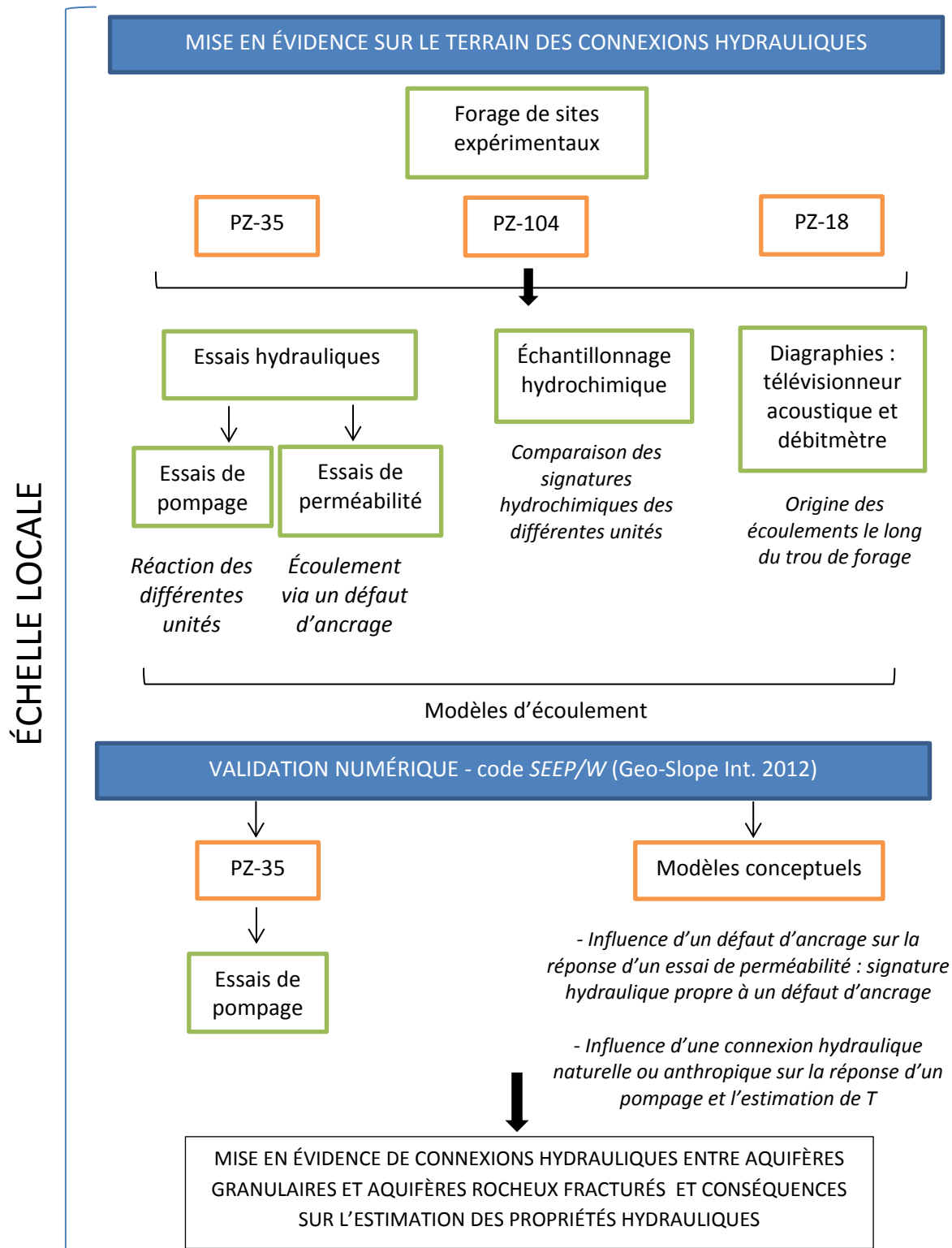


Figure 2.26 Représentation schématique de la méthodologie utilisée.

2.7 Références

- Acuna, J.A., Yortsos, Y.C, 1995. Application of fractal geometry to the study of network of fractures and their pressure transient. *Water Resources Research*, 31(3): 527-40.
- Ahmed, S., De Marsily, G., 1987. Comparison of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity. *Water Resources Research*, 23: 1717-1737.
- Al Farrah, N., Van Camp, M., Walraevens, K., 2013. Deducing transmissivity from specific capacity in the heterogeneous upper aquifer system of Jifarah Plain, NW-Libya. *Journal of African Earth Sciences*, 85: 12-21.
- Avcı, C.B., Sahin, A.U., Çiftçi, E., 2012. A new method for aquifer system identification and parameter estimation. *Hydrological Processes*, DOI: 10.1002/hyp.9352.
- Barker, J.A., 1988. A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Resources Research*, 24(10): 1796-1804.
- Betcher, R., Ferguson, G., 2003. Impacts from boreholes interconnecting multiple aquifers – A case study of paleozoic aquifers in south-eastern Manitoba. *56ème Conférence Canadienne de Géotechnique, 4ème Conférence Conjointe AIH-CCN/SCG*, Winnipeg, Canada.
- Bockgard, N., Marsic, N., Follin, S., 2014. Effects on groundwater flow of abandoned engineered structures for the safety assessment of the proposed high-level nuclear waste repository site at Forsmark, Sweden. *Hydrogeology Journal*, DOI 10.1007/s10040-014-1162-9.
- Bogatkov, D., Babadagli, T., 2010. Fracture network modelling conditioned to pressure transient and tracer test dynamic data. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 75: 154-167.
- Bonte, M., Stuyfzand, P.J., Hulsman, A., Van Beelen, P., 2011. Underground Thermal Energy Storage: Environmental Risks and Policy Developments in the Netherlands and European Union. *Ecology and Society*, 16(1).
- Bourdet, D., Whittle, T.M., Douglas, A.A., Pirard, Y.M., 1983. A new set of type curves simplifies well test analysis. *World Oil*, 196: 95-106.
- Bradbury, K.R., Rothschild, E.R., 1985. A computerized technique for estimating the hydraulic conductivity of aquifers from specific capacity data. *Ground Water*, 23(2): 240-246.

- Brown, R.H., 1963. Estimating the transmissivity of an artesian aquifer from the specific capacity of a well. *US Geological Survey Water Supply Paper*, 1536-1 p336-338.
- Butler, J.J.Jr., Healey, J.M., 1998. Relationship between pumping-tests and slug-test parameters: scale effect or artifact? *Ground Water*, 36(2): 305–313.
- Caine, J. S., Evans, J.P., Forster, C. S., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24(11): 1025-1028.
- CAN/BNQ 2501-130-M88, 2014. *Sols – Détermination du coefficient de perméabilité au bout d'un tubage de forage*. National Standard of Canada.
- CERM-PACES, 2013a. Résultats du programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de la région Saguenay-Lac-Saint-Jean. Centre d'études sur les ressources minérales, Université du Québec à Chicoutimi, Canada.
- CERM-PACES, 2013b. Atlas des eaux souterraines du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Centre d'études sur les ressources minérales, Université du Québec à Chicoutimi, Canada.
- Chalaturnyl, R., Nabih, A., 2013. Wellbore Efficiency Model for CO₂ Geological Storage Part I: Theory and Wellbore Element. *SPE Heavy Oil Conference-Canada*, 11-13 June, Calgary, Alberta, Canada.
- Champagne, L., 1990. Vulnérabilité des eaux souterraines à la pollution, MRC de Montcalm. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, Département de Génie Minéral, École Polytechnique. 274 p.
- Chapuis, R.P., 1988. Determining whether wells and piezometers give water levels or piezometric levels. *Ground-Water Contamination: Field Methods*, ASTM STP 963, A. G. Collins and A. I. Johnson, Eds., American Society for Testing and Materials, Philadelphia, 162-171pp.
- Chapuis, R.P., 1992. Using Cooper-Jacob approximation to take account of pumping well pipe storage effects in early drawdown data of a confined aquifer. *Ground Water*, 30(3): 331-337.
- Chapuis, R.P., 2006. Interpreting variable-head tests performed in open boreholes or monitoring wells with several screens. *Geotechnical Testing Journal*, 29(6).
- Chapuis, R.P., 2007. Guide des essais de pompage et leurs interprétations. Gouvernement du Québec, Ville de Québec, 156 pp.

- Chapuis, R.P., 2013. Permeability scale effect in sandy aquifers: a few case studies. *Proceedings of the 18th International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering*, 2-6 Septembre, 2013, Paris, France.
- Chapuis, R.P., Chenaf, D., 1995. Pelican River aquifer test: Solving the divergence in T and S for observation well E1. *Proceedings of Solutions'95, 26th IAH International Congress*, Edmonton, Canada, 6pp.
- Chapuis, R.P., Chenaf, D., 1998. Detecting a hydraulic short-circuit along a monitoring well with the recovery curve of a pumping test in a confined aquifer: method and example. *Canadian Geotechnical Journal*, 35(5): 790-800.
- Chapuis, R.P., Chenaf, D., 2003. Variable-head field permeability tests in driven flush-joint casings: physical and numerical modeling. *Geotechnical Testing Journal*, 26(3).
- Chapuis, R.P., Sabourin, L., 1989. Effects of installation of piezometers and wells on groundwater characteristics and measurements. *Canadian Geotechnical Journal*, 26: 604-613.
- Chapuis, R.P., Paré, J.J., Lavallée, J.G., 1981. Essais de perméabilité in-situ à niveau variable. *Proceedings of Xth International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Stockholm, Suède, 1: 401-406.
- Chapuis, R.P., Dallaire, V., Marcotte, D., Chouteau, M., Acevedo, N., Gagnon, F., 2005. Evaluating the hydraulic conductivity at three different scales within an unconfined sand aquifer at Lachenaie, Quebec. *Canadian Geotechnical Journal*, 42: 1212-1220.
- Chesnaux, R., 2005. Élaboration d'une méthodologie de détection et de caractérisation des courts-circuits hydrauliques causés par des défauts de scellement de puits. Mémoire de Thèse, Département des génies civil, géologique et des mines, École Polytechnique de Montréal, Montréal, Québec, Canada.
- Chesnaux, R., Chapuis, R.P., 2007. Detecting and quantifying leakage through defective borehole seals: A new methodology and laboratory verification. *Geotechnical Testing Journal*, 30(1): 17-24.
- Chesnaux, R., Chapuis, R.P., Molson, J.W., 2006. A new method to characterize hydraulic short-circuits in defective borehole seals. *Ground Water*, 44(5): 676-681.

- Chesnaux, R., Lambert, M., Fillastre, U., Walter, J., Hay, M, Rouleau, A., Daigneault, R., Germaneau, D., Moisan, A., 2011a. Building a Geodatabase for Mapping Hydrogeological Features and 3D Modeling of Groundwater Systems: Application to the Saguenay-Lac-St-Jean Region, Canada, *Computers and Geosciences*, 37: 1870-1882.
- Chesnaux, R., Baudement, C., Hay, M., 2011b. Assessing and comparing the hydraulic properties of granular aquifers on three different scales. *Proceedings of Geohydro 2011, Joint Meeting of the Canadian Quaternary Association and the Canadian Chapter of the International Association of Hydrogeologists*, 28-31 Août 2011, Quebec City, Canada, 9 pp.
- Chesnaux, R., Rafini, S., Elliott, A-P., 2012a. A numerical investigation to illustrate the consequences of hydraulic connections between granular-type and fractured rock-type aquifers. *Hydrogeology Journal*, 20: 1669-1680.
- Chesnaux, R., Dal Soglio, L., Rafini, S., 2012b. Investigating the impact of hydraulic connections between granular and fractured rock aquifers on hydraulic testing. *39th IAH International Conference*, 17-21 Septembre, Niagara Falls, Canada.
- Chesnaux, R., Dal Soglio, L., Wendling, G., 2013. Modelling the impacts of shale gas extraction on groundwater and surface water resources. *Proceedings of GeoMontreal 2013, 11e conférence conjointe SCG/AIH-SNC sur les eaux souterraines*, 29 Septembre – 3 Octobre 2013, Montréal, Canada
- Chow, V.T., 1952. On the determination of transmissibility and storage coefficients from pumping test data. *Transactions, American Geophysical Union*, 33: 397–404.
- Christman, M.C., Benson, C.H., Edil, T.B., 2002. Geophysical Study of Annular Well Seals. *Groundwater Monitoring and Remediation*, 22(3): 104–112.
- Cinco-Ley, H., Samaniego, F. Dominiguez, N., 1978. Transient pressure behaviour for a well with a finite-conductivity vertical fracture. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 253-364.
- Clauser, C., 1992. Permeability of crystalline rocks. *Eos*, 73(21): 233, 237-238.
- Conrad, F., Jacquin. C., 1973. Représentation d'un réseau bidimensionnel de fractures pour un modèle probabiliste. Application au calcul des grandeurs géométriques des blocs matriciels. *Revue de l'IFP*, 28: 843-890.
- Cooper, H.H., Jacob, C.E., 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. *Transactions, American Geophysical Union*, 27(4): 526-534.

- Dal Soglio, L., 2012. Simulations numériques d'essais de pompage pour le diagnostic des discontinuités structurales et des hétérogénéités des aquifères de dépôts. Mémoire de stage Master 1 Hydrogéologie, Sol et Environnement, 46pp.
- Doe, T.W., 1991. Fractional dimension analysis of constant-pressure well tests. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 461-7.
- Dunnivant, F.M., Porro, I., Bishop, C., Hubell, J., Giles, J.R., Newman, M.E., 1997. Verifying the integrity of annular and back-filled seals for vadose zone monitoring wells. *Ground Water*, 35(1): 140-148.
- Dupuit, J., 1863. *Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables*. Edition Dunod, Paris.
- El-Naqa, A., 1994. Estimation of transmissivity from specific capacity data in fractured carbonate rock aquifer, central Jordan. *Environmental Geology*, 23: 73-80.
- Elliott, A.P. 2014. Mise en évidence de connexions hydrauliques locales et régionales entre aquifères rocheux et granulaires : exemple de la région du Saguenay-Lac-St-Jean. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Canada.
- Ershaghi, I., Woodbury, J.J., 1985. Examples of pitfalls in well test analysis. *Journal of Petroleum Technology*, 335-341.
- Fabbri, P., 1997. Transmissivity in the geothermal Euganean basin : A geostatistical analysis. *Ground Water*, 35(5): 888-887.
- Fabbri, P., Piccinini, L., 2013. Assessing transmissivity from specific capacity in an alluvial aquifer in the middle Venetian plain (NE Italy). *Water Science and Technology*, 67(9): 2000-2008.
- Geo-Slope International Ltd, 2012. Seepage modelling with *SEEP/W* – An Engineering methodology, Version 8.0. Geo-Slope, Calgary, AB, 199 pp.
- Graham, M.T., Ball, D.F., ó Dochartaigh, B. E., MacDonald, A. M., 2009. Using specific capacity and borehole yield data to assess the productivity of Scottish aquifers. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 42: 227-235.
- Hamm, S.Y., Cheong, J.Y., Jang, S., Jung, C.Y., Kim, B.S., 2005. Relationship between transmissivity and specific capacity in the volcanic aquifers of Jeju Island, Korea. *Journal of Hydrology*, 310: 111-121.

- Herbert, A., Gale, J., Lanyon, G., MacLeod, R., 1991. Modelling for the Stripa Site Characterization and Validation Drift Inflow: Prediction of Flow Through Fractured Rock; Stripa Project Rep. 91-35, 161p., SKB, Stockholm.
- Huntley, D., Nommensen, R., Steffey, D., 1992. The use of specific capacity to assess transmissivity in fractured-rock aquifers. *Ground Water*, 30(3): 396-402.
- Hvorslev, M.J., 1951. Time-lag and soil permeability in ground water observations. United States Army Engineering Waterways Experimental Station. Vicksburg, MS. Bulletin 36.
- Jalludin, M., Razack, M., 2004. Assessment of hydraulic properties of sedimentary and volcanic aquifer systems under arid conditions in the Republic of Djibouti (Horn of Africa). *Hydrogeology Journal*, 12: 159-170.
- Jourde, H., Pistre, S., Perrochet, P., Drogue, C., 2002. Origin of fractional flow dimension to a partially penetrating well in stratified fractured reservoirs. New results based on the study of synthetic fracture networks. *Advances in Water Resources*, 25: 371-387.
- Keys, W.S., 1988. Borehole geophysics applied to groundwater investigation. Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey. Collection of environmental data, Book 2.
- Lacombe, S., Studicky, E., Frape, S., Unger, A. 1995. Influence of leaky boreholes on cross-formational ground water flow and contaminant transport. *Water Resources Research*, 31(8): 1871-1882.
- Landon, M.K., Jurgens, B.C., Katz, B.G., Eberts, S.M., Burow, K.R., Crandall, C.A., 2010. Depth-dependent sampling to identify short-circuit pathways to public-supply wells in multiple aquifer settings in the United States. *Hydrogeology Journal*, 18: 577-593.
- Lauber, U., Ufrecht, W., Goldscheider, N., 2014. Spatially resolved information on karst conduit flow from in-cave dye tracing. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18: 435-445.
- Logan, J., 1964. Estimating transmissibility from routine production tests of water wells. *Hydrogeology Journal*, 8:177-187.
- Mace, R.E., 1997. Determination of transmissivity from specific capacity tests in a karst aquifer. *Ground Water*, 35(5): 738-742.
- Mace, R.E., 2001. Estimating transmissivity using specific-capacity data. The University of Texas at Austin. *Report at the Bureau of Economic Geology*, 96pp.

- McLin, S.G., 2005. Estimating aquifer transmissivity from specific capacity using *MATLAB*. *Ground Water*, 43(4): 611-614.
- MDDEFP, 2013. Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec. Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs, Quebec.
<http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/programmes/acquisition-connaissance.htm>; consulted on June 26, 2012.
- MDDELCC, 2014. Règlement sur le captage des eaux souterraines. Québec, Canada
http://www2.publicationsduquebec.gouv.qc.ca/dynamicSearch/telecharge.php?type=3&file=/Q_2/Q2R6.htm, consulted on August 6th, 2014
- MDDEP, 2002. Guide de conception des installations de production d'eau potable. Québec, Canada.
- MDDEP, 2008. Captage d'eau souterraine pour des résidences isolées. Guide technique. Bibliothèque et Archives nationales du Québec, Québec, Canada.
- MDDEP, 2011. Système d'Information Hydrogéologique. Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs, Quebec. <http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm>
- MEIRI, D., 1989. A tracer test for detecting cross-contamination along a monitoring well column. *Ground Water Monitoring Review*, 9(2): 78-81.
- Miller, R.T., 1981. Hydrologic data for the Pelican River sand-plain aquifer, Western Minnesota. *US Geological Survey Open-File Report* 80-695, St. Paul, Minnesota.
- Moench, A.F., 1985. Transient flow to a large-diameter well in an aquifer with storative semiconfining layers. *Water Resources Research*, 21(8): 1121–1131.
- Morin, R.H., Carleton, G.B., Poirier, S., 1997. Fractured-aquifer hydrogeology from geophysical logs; the Passaic formation, New Jersey. *Ground Water*, 35(2): 328-338.
- Muñoz-Pardo, J.F., Garcia, R., 1989. Estimation of the transmissivity of the Santiago aquifer, Chile, using different geostatistical methods. *Groundwater Management : Quantity and Quality. Proceedings of the Benidorm Symposium*, 2-5 October, 1989, Benidorme, Espagne, IAHS Publ. No.188.
- Myers, T., 2012. Potential contaminant pathways from hydraulically fractured shale to aquifers. *Ground Water*, 50(6): 872–882.

- Nastev, M., Savard, M.M., Lapcevic, P., Lefebvre, R., Martel, R., 2004. Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers, south-western Québec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 12: 257-269.
- Neuman, S.P., 2005. Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks. *Hydrogeology Journal*, 13(1): 124–147.
- Noushabadi, M.R.J., Jourde, H., Massonnat, G., 2011. Influence of the observation scale on permeability estimation at local and regional scales through well tests in a fractured and karstic aquifer (Lez aquifer, Southern France). *Journal of Hydrology*, 403: 321–336.
- Pehme, P., Parker, B.L., Cherry, J.A., Blohm, D., 2014. Detailed measurement of the magnitude and orientation of thermal gradients in lined boreholes for characterizing groundwater flow in fractured rock. *Journal of Hydrology*, 513: 101–114.
- Pekarun, O.O., Benson, C.H., Edil, T.B., 1998. Significance of defects in annular well seals. *Practice periodical of hazardous, toxic, and radioactive waste management*, 2(2): 65-71.
- Rafini, S., Larocque, M., 2009. Insights from numerical modeling on the hydrodynamics of non-radial flow in faulted media. *Advances in Water Resources*, 32: 1170-1179.
- Rafini, S., Larocque, M., 2012. Numerical modeling of the hydraulic signatures of horizontal and inclined faults. *Hydrogeology Journal*, 20: 337-350.
- Raghavan, R., 2006. Some observations on the scale dependence of permeability by pumping tests. *Water Resources Research*, 42 (7), W07402, doi:10.1029/2005WR004166.
- Razack, M., Huntley, D., 1991. Assessing transmissivity from specific capacity in a large heterogenous alluvial aquifer. *Ground Water*, 29(6): 856-861.
- Razack, M., Lasm, T., 2006. Geostatistical estimation of the transmissivity in a highly fractured metamorphic and crystalline aquifer (Man-Danane Region, Western Ivory Coast). *Journal of Hydrology*, 325: 164-178.
- Reddy, D.V., Sukhija, B.S., Nagabhushaman, P., Reddy, G.K., Kumar, D., Lachassagne, P., 2006. Soil gas radon emanometry: a tool for delineation of fractures for groundwater in granitic terrains. *Journal of Hydrology*, 329: 186-195.
- Renard, P., Glenz, D., Mejias, M., 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal*, 17: 589-600.

- Rotzoll, K., El-Kadi, A. I., 2008. Estimating hydraulic conductivity from specific capacity for Hawaii aquifers, USA. *Hydrogeology Journal*, 16: 969-979.
- Rouleau A., Gale J.E., 1987. Stochastic discrete fracture simulation on groundwater flow into an underground excavation in granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 24: 99-112.
- Rouleau, A., Walter, J., Daigneault, R., Chesnaux, R., Roy, D.W., Germaneau, D., Lambert, M., Moisan, A., Noël, D., 2011. Un aperçu de la diversité hydrogéologique du territoire du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Québec). *GeoHydro 2011, Joint Meeting of the Canadian Quaternary Association and the Canadian Chapter of the International Association of Hydrogeologists*, 28-31 Août, Quebec City, Canada, 7pp.
- Rovey, C.W., 1994. Assessing flow systems in carbonate aquifers using scale effects in hydraulic conductivity. *Environmental Geology*, 24, 244–2453.
- Rovey, C.W., Cherkauer, D., 1995. Scale dependency of hydraulic conductivity measurements. *Ground Water*, 33 (5): 769–780.
- Rovey, C.W., Niemann, W.L., 1998. Discussion of papers. Relationship between pumping test and slug test parameters: scale effect or artifact? *Ground Water*, 36 (2): 305-313.
- Santi, P.M., McCray, J.E., Martens, J.L., 2006. Investigating cross-contamination of aquifers. *Hydrogeology Journal*, 14: 51–68.
- Sayed, S.A.S., Fawzia, M., 1995. Relationships among hydraulic characteristics of the Dammam Aquifer and wells in Kuwait. *Hydrogeology Journal*, 3(1): 57-70.
- Schultze-Makuch, D., Cherkauer, D.S., 1998. Variations in hydraulic conductivity with scale of measurement during aquifer tests in heterogeneous, porous carbonate rocks. *Ground Water*, 37, 904–919.
- Schultze-Makuch, D., Carlson, D.A., Cherkauer, D.S., Malik, P., 1999. Scale dependency of hydraulic conductivity in heterogeneous media. *Hydrogeology Journal*, 6: 204–215.
- Sharma, S., Mulder, M.L., Sack, A., Schroeder, K., Hammack, R., 2014. Isotope approach to assess hydrologic connections during Marcellus Shale drilling. *Ground Water*, 52(3): 424-433.
- Sikdar, P.K., Sahu, P., Sinha Ray, S.P., Sarkar, A. , Chakraborty, S., 2013. Migration of arsenic in multi-aquifer system of southern Bengal Basin: analysis via numerical modeling. *Environmental Earth Science*, 70: 1863–1879.

- Smith, B.A., Hunt, B.B., 2009. Potential hydraulic connections between the Edwards and Trinity aquifers in the balcones fault zone of Central Texas. *South Texas Geological Society Bulletin*, L(2), 34pp.
- Snow, D., 1968. Rock fracture spacings, openings and porosities. *Journal of Soil Mechanics and Foundations*, 94(1): 73-91.
- Soro, G., Soro, N., Ahoussi, K.E., Lasm, T., Kouamé, F.K., Soro, T.D., Biémi, J., 2010. Évaluation des propriétés hydrauliques des aquifères fracturés des formations cristalline et métamorphique dans la région des Lacs (centre de la Côte d'Ivoire). *Estudios Geológicos*, 66(2): 227-242.
- Spane, F.A., Wurstner, S.K., 1993. *DERIV*: a computer program for calculating pressure derivatives for use in hydraulic test analysis. *Ground Water*, 31: 814-822.
- Srivastav, S.K., Lubczynski, M.W., Biyani, A.K., 2007. Upscaling of transmissivity, derived from specific capacity : a hydrogeomorphological approach applied to the Doon Valley aquifer system in India. *Hydrogeology Journal*, 15: 1251-1264.
- Theis, C.V., 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Transactions, American Geophysical Union*, 16: 519-524.
- Thiem, G., 1906. *Hydrologische Methoden*. Gebhardt, Leipzig, 56pp.
- Thomasson, H.J., Olmsted, F.H., Le Roux, E.R., 1960. Geology, water resources and usable ground water storage capacity of part of Solano County, CA. *USGS Water Supply Paper*, 1464: 693-699.
- Verbovšek, T., 2008. Estimation of Transmissivity and Hydraulic Conductivity from Specific Capacity and Specific Capacity Index in Dolomite Aquifers. *Journal of Hydrologic Engineering*, 13(9): 817-823.
- Walter, J., Germaneau, D., Lambert, M., Rouleau, A., Daigneault, R., Chesnaux, R., 2011. Acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du territoire municipalisé du Saguenay-Lac-Saint-Jean - Phase 2 report : Description of field work operations (2010-2011). Report for the MDDEP, Centre d'études sur les ressources minérales, UQAC, 21pp. Plus 10 appendices.
- Warren, J.E, Root, P.J, 1963. The behavior of naturally fractured reservoirs. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 3: 245-255.
- Wikimedia Commons 2014. Saguenaymap. Sous licence Creative Commons Attribution-Share Alike 2.5 via :

<http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Saguenaymap.png#mediaviewer/Fichier:Saguenaymap.png>

William, J.H., Conger, R.W., 1990. Preliminary delineation of contaminated water-bearing fractures intersected by open-hole bedrock wells. *Ground Water Monitoring Review*, 10(4): 118-126.

Yesiller, N., Benson, C.H., Tuncer E.B., 1997. Field evaluation of ultrasonic method for assessing wells seals. *Ground Water Monitoring and Remediation*, 17(3): 169-176.

Yidana, S.M., Ophori, D., Banoeng-Yakubo, B., 2008. Hydrogeological and hydrochemical characterization of the Voltaian Basin: the Afram Plains area, Ghana. *Environmental Geology*, 53: 1213-1223.

Zhang, M., Bachu, S., 2011. Review of Integrity of Existing Wells in Relation to CO₂ Geological Storage: What Do We Know? *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 5: 826-840, doi:10.1016/j.ijggc.2010.11.006.

CHAPITRE 3

ESTIMATING THE RELIABILITY OF AQUIFER TRANSMISSIVITY VALUES OBTAINED FROM SPECIFIC CAPACITY TESTS: EXAMPLES FROM THE SAGUENAY-LAC-SAINT-JEAN AQUIFERS, CANADA

Sandra K. RICHARD¹, Romain CHESNAUX¹, Alain ROULEAU¹, Richard H. COUPE²

¹ CERM (Centre d'Études sur les Ressources Minérales) – Université du Québec à Chicoutimi,
Saguenay, Québec, Canada

² Mississippi Water Science Center – U.S. Geological Survey, Jackson, Mississippi, USA

HYDROLOGICAL SCIENCES JOURNAL, Accepted, September 2014, author version posted online.

3.1 Abstract

In the absence of well documented pumping tests we investigate if a reliable estimate of transmissivity T can be obtained using historical records of specific capacity data in granular and fractured-rock aquifers. Transmissivity values are calculated from the specific capacity data Q/s in several hundred wells located in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region (Canada), with an iterative method applied to the Cooper-Jacob equation. The results are compared with short and long duration pumping tests performed throughout the region. We demonstrate that values of transmissivity compare well between the different types of tests for each lithology, when the scale of the test is similar. Therefore using historical information easily increases the number of transmissivity values that can be estimated over a region. These values can be integrated in regional numerical models. Moreover, this study shows that $T=4.48(Q/s)^{1.15}$ with $R^2=0.66$ for granular aquifers. This new empirical relationship can be used in similar environments.

Keywords: transmissivity, specific capacity, pumping tests, scale effect, regional hydrogeological characterization, Canada.

3.2 Introduction and background

In the populated area of the Saguenay-Lac-Saint-Jean region (SLSJ) in the province of Quebec in Canada, about 30 % of the population uses groundwater for domestic drinking water supply (municipalities and private properties) and this proportion is increasing (CERM-PACES, 2013). Very little consideration was given to groundwater management in the SLSJ region before 2008, and the aquifers were poorly understood. The efforts of both governmental and regional public entities led to regional aquifer characterization projects in the most populated regions of the Quebec Province, including the Saguenay-Lac-Saint-Jean (SLSJ) region (MDDEP, 2013). The hydrogeological characterization of the SLSJ aquifers has been conducted within this groundwater mapping program entitled '*Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines du Québec*' ('PACES' – Groundwater Knowledge Acquisition Program) with the objectives of characterizing the quantitative and qualitative aspects of groundwater resources (CERM-PACES, 2013; MDDEP, 2013). This project has established a groundwater database by compiling existing and new hydrogeological data (Chesnaux et al., 2011) in the SLSJ region, using the Geographical Information System code ArcGISTM 9.3 (ESRI, 2008). The characterization of the hydraulic properties of aquifers (mainly transmissivity and hydraulic conductivity) is part of the objectives of the PACES, which motivated the present study.

The most recognized and reliable method to calculate the transmissivity of an aquifer is to perform a long duration pumping test where measurements over time (t) of drawdown (s) are collected during generally 72 hours of pumping, and then drawing a curve of s vs t and determining the transmissivity. However, performing such tests is time-consuming and expensive, which results in a low density of these tests performed within a region. Most of the time, only

specific capacity tests are abundantly available over a region, where only one value of the drawdown is measured at the pumping well at the end of pumping. These tests are often performed on private wells when the owners need to know if their well can supply and sustain their water demand. In this case however, no curve of s vs t can be obtained, and the usual interpretation methods like Theis (1935) or Cooper-Jacob (1946) cannot be used. Analytical approaches using specific capacity data in steady state conditions were developed by Dupuit (1863) in unconfined aquifers and Thiem (1906) in confined aquifers. The Thiem (1906) equation, for example, applicable in a well that fully penetrates an isotropic and homogeneous aquifer, can be written as:

$$T = \frac{2,3Q}{2\pi s} \log\left(\frac{R}{r}\right) \quad (3.1)$$

With T the transmissivity [L^2T^{-1}], Q [L^3T^{-1}] the pumping rate, s [L] the final drawdown observed in the pumping well when steady state conditions are reached, R [L] the radius of influence of the well, and r [L] the distance to the pumping well (i.e. the radius of the well in this case). The ratio of the pumping rate Q and the drawdown s defines the specific capacity. However, the determination of the radius of influence is difficult and requires observation wells which are absent in most cases. Other studies have been conducted to establish a direct relationship between the transmissivity and the specific capacity data (easier to collect) for wells. Logan (1964) simplified the Thiem expression as:

$$T = 1.22 \frac{Q}{s} \quad (3.2)$$

However this equation is subject to gross error as stated by Logan (1964).

Bradbury and Rothschild (1985) established a method to estimate the transmissivity using specific capacity data in transient flow by proposing an iterative method applied to the Cooper-Jacob (1946) approximation given as follow:

$$T = \frac{Q}{4\pi s(t)} \ln \left(\frac{2.25Tt}{r^2 S} \right) \quad (3.3)$$

with T the transmissivity [L^2T^{-1}], Q [L^3T^{-1}] the pumping rate, s [L] the drawdown in the observation well at time t [T] of pumping, S the aquifer storage coefficient (dimensionless), and r (m) the distance of the observation well to the pumping well. In most cases, the pumping and observation wells are the same. Bradbury and Rothschild (1985) used a computer program in *FORTRAN* language to establish the iterative method, whereas McLin (2005) proposed a code written with the *Matlab* software.

Empirical relationships between the transmissivity T and the specific capacity Q/s measured in the same well have also been established by several authors (e.g. Huntley et al., 1992; El Naqa, 1994; Mace, 1997; Hamm et al., 2005; Verbovšek, 2008). For most of these studies, T was calculated with the Theis (1935) or Cooper-Jacob (1946) methods in transient flow and Q/s was taken after a specific duration of pumping or after a steady state regime was reached in constant-rate tests or in step drawdown tests. At least 25 well recorded pumping tests (i.e. 25 pairs of (T ; Q/s)) are needed for establishing a fair relationship (Mace, 2001). Most of authors found that T and Q/s were log-log related with a general form equation expressed as $T = \alpha(Q/s)^\beta$, with α and β dimensionless coefficients. However, the relation would be site specific (Razack and Lasm, 2006; Rotzoll and El-Kadi, 2008). According to Mace (2001), only carbonate aquifers present numerous

established empirical relationships that are similar to each other, and therefore can be used for a valid estimate of the transmissivity from specific capacity data in other carbonate aquifers. However, well documented pumping tests can be scarce over a region, and therefore establishing a relationship is difficult. This is the case in the Saguenay-Lac-Saint-Jean aquifers.

Transmissivity (and hydraulic conductivity K) is often reported to be scale-dependent in heterogeneous media (e.g. Rovey, 1994; Schultze-Makuch and Cherkauer, 1998; Schulze-Makuch et al., 1999). The scale dependency can be attributed to the presence of interconnected high- T conduits that lead to high- T values as the scale of the test increases (e.g. Rovey and Cherkauer, 1995; Schulze-Makuch et al., 1999; Raghavan 2006). According to Butler and Healey (1998), scale effects are an artifact of the different experimental techniques used and small K values obtained from small scale tests are mainly due to well development and vertical anisotropy. It is important that scale effects be considered for evaluating the representativeness of the hydraulic properties determined using specific capacity tests.

In this paper, we investigate the possibility and reliability of estimating the transmissivity using the numerous available specific capacity tests in the SLSJ region. The objective is to develop a better description of hydraulic properties of aquifers over the region. This paper presents first the iterative method used to evaluate transmissivity when only one value of specific capacity data is available. In the present study, 1 415 values of specific capacity obtained from the Hydrogeological Information System ("*Système d'Information Hydrogéologique (SIH)*"; MDDEP, 2011) are used (Figures 3.1 and 3.2). Secondly, the calculated values are compared with values of transmissivity from long and short duration pumping tests available in the region and for each lithology (anorthosite, gneiss, granite, granular). Here we propose to analyze and compare the values

obtained with the statistical analysis ANOVA (frequently used in hydrology, Helsel and Hirsch, 2002). This comparative study has never been conducted before on such a large amount of wells in a region. The scale effects on transmissivity are also investigated. A new relationship between transmissivity and specific capacity for granular aquifers is also proposed and compared with other existing relationships. The results will contribute to the development of a cost-effective tool for practitioners to estimate the hydraulic properties of aquifers and their reliability at a regional scale.

3.3 Study area and data source

3.3.1 Study area

The study area is composed of the central segment of the Saguenay River watershed in the province of Quebec, Canada. This area covers approximately 13 200 km² (Figure 3.1), and it is oriented WNW-ESE along a tectonic graben.

The stratigraphy can be summarized as granular units overlying bedrock. These granular units, mostly composed of sand and gravel, constitute productive aquifers where the saturated thickness is more than 10 m. A clay and silt layer is also present in the lowlands, originating from the ancient Laflamme Sea that covered the area about ten thousand years ago; it creates confining conditions for aquifers located underneath (Rouleau et al., 2011; Figure 3.2). The bedrock is mostly crystalline and is composed of three main lithologies: anorthosite, gneiss and granite (Figure 3.1).

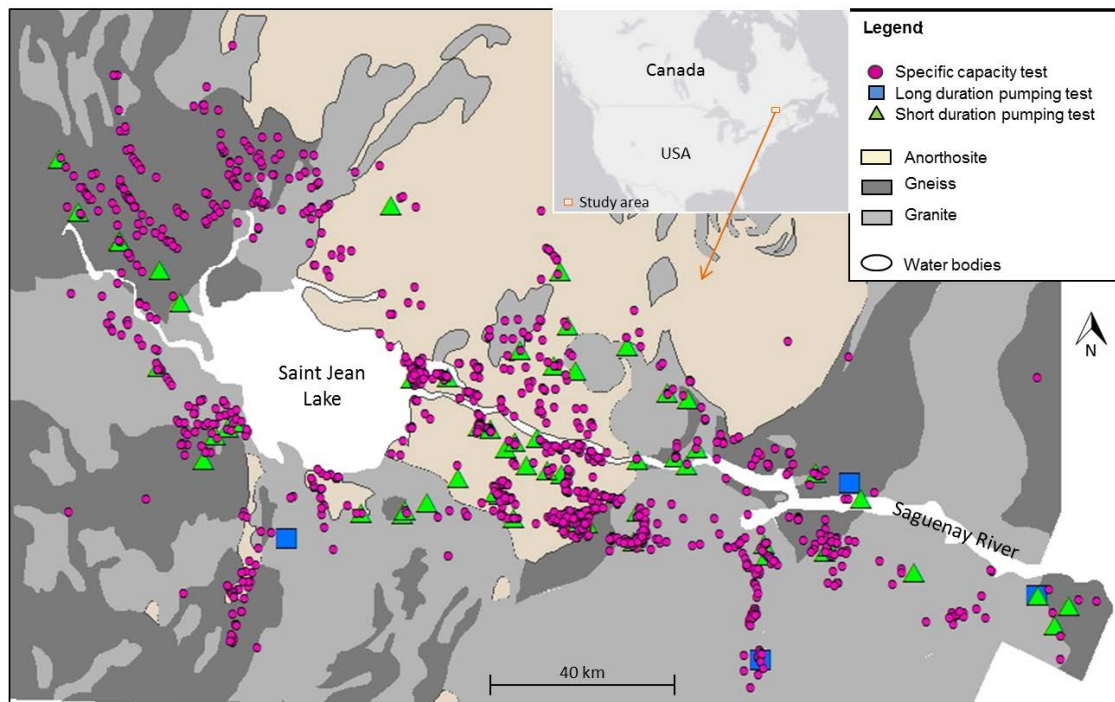


Figure 3.1 Location of the wells and types of hydraulic tests performed in fractured-rock aquifers in the SLSJ region; bedrock lithology is also shown (simplified from Avramtchev, 1993).

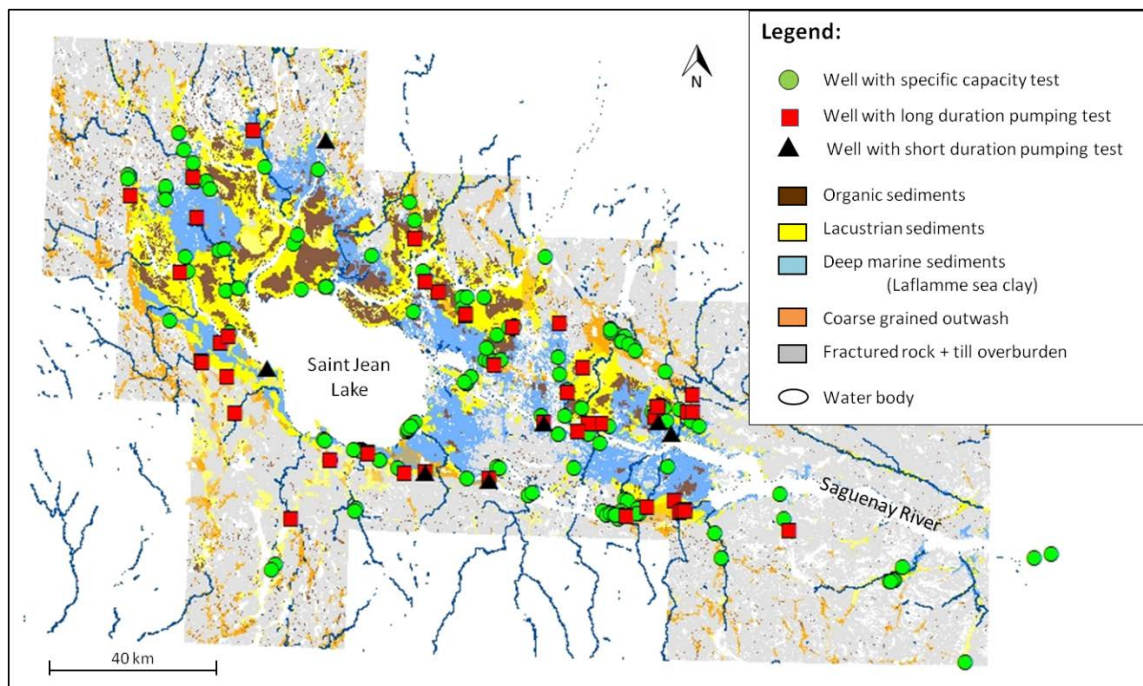


Figure 3.2 Location of the wells and types of hydraulic tests performed in granular aquifers in the SLSJ region; surficial deposits are indicated on the background map (modified from Walter et al., 2011).

3.3.2 Characteristics of the data used in the study

Three different sets of data are used in this study. The first set considers data obtained from specific capacity tests, the second one includes data from long duration pumping tests and the last one comprises data from short duration pumping tests.

The specific capacity data set is composed of information obtained from numerous pumping wells and available in the Hydrogeological Information System (SIH data; MDDEP, 2011). These wells are generally designed for private supply and residential use. Only the piezometric level at the end of pumping is measured and the time of pumping is often less than two hours. This procedure is similar to a specific capacity test. In the case of the SIH data, our analysis assumes that the Cooper-Jacob conditions are met. More than 4 000 wells are recorded in the SIH database for the SLSJ region. The minimum required data for each well to be included in this study is the well yield, the radius of the well, the geological facies of the different stratigraphic layers encountered, the pumping duration, the static water level and the dynamic water level at the end of pumping. For fractured-rock aquifers, only wells penetrating more than two meters in the bedrock were considered, in order to obtain an accurate representation of the hydraulic properties of that type of aquifer. The mean length of open boreholes in the bedrock observed in the SLSJ region in our study is 55 meters, with a maximum length of 137 meters. A total of 1 418 wells were included in the final dataset, with 1 239 in fractured-rock aquifers and 179 in granular aquifers (Figure 3.1), after deleting data for wells that do not meet the above-mentioned criteria, and after screening for the quality and the reliability of the data (Chesnaux et al., 2011). The bedrock lithology is not included in the SIH database. The nature of the bedrock is however available from existing geological maps of the bedrock summarized by Avramtchev (1993). These

geological maps have been simplified for the needs of our study to three main lithologies: anorthosite, gneiss and granite. The location of the wells has been superimposed over the bedrock lithology map, from the database established by Chesnaux et al. (2011), in order to assign a lithology to each well. As a result, our data set includes 549 wells located in anorthosite, 381 wells in granite and 309 in gneiss (Figure 3.1).

The second set of data comprises municipal wells where long duration pumping tests were conducted for community water supply. The duration of the tests for this set ranges from 2.25 hours to 155 days (note that 90% of the tests last more than 20 hours). The drawdown is measured directly in the pumping well. Fifty-eight (58) of these tested wells are located in granular aquifers (Figure 3.2) and four are located in fractured-rock aquifers (Figure 3.1). Granular layers are often more productive and consequently more prized for municipal water supply purposes requiring higher groundwater yields.

The last set of data refers to short duration pumping tests (often less than one hour) completed during the 2010 and 2011 PACES pumping test campaign. The drawdown is also measured directly in the pumping well. Fifty two (52) of these wells are located in fractured-rock aquifers (Figure 3.1) whereas 7 wells are located in granular aquifers (Figure 3.2).

3.4 Methodology

3.4.1 Calculating the transmissivity from specific capacity tests

The theoretical background of methods to assess transmissivity includes, among others, the Cooper-Jacob approximation (1946; Equation 3.3). This equation assumes that the aquifer is a

homogeneous confined continuous porous media, and that the well totally penetrates the aquifer. Fractured-rock aquifers are likened to a continuous porous media in this study, where the flow geometry is supposed to be radial. This equation cannot be solved directly due to the presence of the term T in both the linear and the logarithmic terms. For usual pumping tests, a transmissivity estimate can be obtained from this equation by using a semilog graphical method, which consists in determining, under transient flow conditions, the slope of the curve s vs t on the linear phase of the curve where the Cooper-Jacob approximation is valid. However, no curve of s vs t can be obtained for the SIH data, as only one value of the drawdown is available at the pumping well at the end of pumping. An iterative method, inspired from Bradbury and Rothschild (1985), can be applied to circumvent this problem and solve the Cooper-Jacob equation, by using the transformed equation:

$$T_{i+1} = \frac{Q}{4\pi s(t)} \ln(T_i) + \frac{Q}{4\pi s(t)} \ln\left(\frac{2.25t}{r_w^2 S}\right) \quad (3.4)$$

where $s(t)$ is the drawdown observed in the pumping well at time t , r_w the radius of the pumping well and i the iteration step. The transmissivity T is calculated by arbitrarily fixing an initial T_0 value in the logarithmic part of Equation 3.4 yielding a new T_1 value at the first iteration. For the second iteration, the T_1 value is placed in the logarithmic term and another value (T_2) is obtained. This process continues until successive transmissivity values are equal (with the closure criterion being 1%).

The other parameters of Equation 3.4 are either fixed values or values obtained from the SIH database. The storage coefficient S , for instance, is estimated based on the confining condition of the aquifer, which is determined from the stratigraphy. If a clay layer is present above the aquifer,

it is assumed that the well is located in a confined aquifer. However, a thin clay layer may not constitute fully confined conditions for the underlying aquifer; an “unknown” confining condition is applied in this case. A clay thickness of 50 cm is arbitrarily selected as the lower limit for assigning a confined condition to an aquifer. A storage coefficient S of 0.1 is applied for unconfined aquifers, a value of 0.00005 is assigned for confined aquifers (Todd 1980) and 0.001 for unknown confining condition. These values represent rough estimates of S according to the confining conditions. However, due to the presence of S in the logarithmic part of Equation 3.4, its variations have a low impact on the final T value (Walton, 1970) calculated with the iterative method.

For this study, a simple macro code in an Excel spreadsheet is used for solving Equation 3.4 (Richard et al., 2011a, 2011b), as it was similarly suggested by Mace (2001). The results are statistically analysed using an analysis of variance (ANOVA).

3.4.2 Comparison with long and short duration pumping tests

The final results of transmissivity values obtained from specific capacity tests are compared with values obtained from long and short duration pumping test results (Richard et al., 2012). The Cooper-Jacob graphical method is used to estimate the transmissivity for short duration pumping tests. For long duration pumping tests the transmissivity values, also obtained graphically with the Cooper-Jacob approximation, were obtained from the consulting reports. The statistical analysis ANOVA is used to quantify the observed differences between the sets.

3.4.3 Uncertainties and correction of transmissivity values

Uncertainties in the transmissivity values result partly from limiting assumptions considered in using the Cooper-Jacob equation. For example, the Cooper-Jacob equation is valid for confined aquifers. A correction for unconfined aquifers (Jacob, 1944) can be applied to the observed drawdown:

$$s_c = s - \frac{s^2}{2h_i} \quad (3.5)$$

where s_c is the corrected drawdown, s the measured drawdown and h_i the initial saturated thickness. Not correcting for unconfined aquifers results in underestimated transmissivity values. Numerous specific capacity tests, as well as short and long duration pumping tests were conducted in unconfined aquifers. This correction cannot be applied however for well data from the SIH database, as the initial saturated thickness value is not recorded in this case.

The correction of drawdown for well losses and skin effects is not necessary for short and long duration pumping tests, because the T values were obtained with the slope of the Cooper-Jacob straight line. Correction of drawdown is nevertheless needed for specific capacity tests because only one value of s is used for the calculation of transmissivity. Step-drawdown test or drawdown-distance curve are not available for this data set, making the application of conventional methods of correction for well loss impossible. Not correcting for well loss may underestimate the transmissivity value of the aquifer.

The correction for partial penetration is not possible because the aquifer thickness is unknown for our data sets. The transmissivity may also be overestimated when using specific capacity tests if the drawdown value is measured after steady state is reached.

3.5 Results and interpretation

3.5.1 Transmissivity values from specific capacity tests and comparison with values from short and long duration pumping tests using an ANOVA

3.5.1.1 Fractured-rock aquifers

Figure 3.3 presents the results of mean, maxima, and minima values of the transmissivity determined for each rock lithology with specific capacity tests, and with short and long duration pumping tests.

The transmissivity values of fractured-rock aquifers obtained from specific capacity tests encompass five orders of magnitude for anorthosite, granite and gneiss (Figure 3.3). Nevertheless, transmissivity values are rather concentrated around the mean, and the data dispersion is $\sigma_{\log T}=0.64$ for this group. Half of the values are between 10^{-5} and 3×10^{-4} m²/s, although a number of extreme values are observed. For example, anorthosite, granite and gneiss have all some surprisingly high transmissivity values around 10^{-2} m²/s. This may be explained by the presence locally of a very productive fracture, and/or to a direct connection with a nearby surface water body or a granular overlying aquifer. Anorthosite has an average transmissivity of 2.50×10^{-5} m²/s, which is lower than granite (6.23×10^{-5} m²/s) and gneiss (6.80×10^{-5} m²/s) which are almost equivalent. An ANOVA (Analysis of Variance) shows that there is no statistically significant difference between the means at the 1% level of significance, which means that transmissivity values for granite and gneiss sets form a homogeneous population. On the contrary, the ANOVA demonstrates that the mean transmissivity for anorthosite is statistically different from the means transmissivity of gneiss and granite, indicating a lithological control on the transmissivity. This

control may reside in the aquifer structure, as both granite and gneiss present mechanical anisotropy which facilitates the creation of large continuous fractures (Hebert et al., 1998), possibly increasing the presence of transmissive flow paths. Anorthosite is younger, more massive and presents few continuous fractures and less shear zones than granite and gneiss (Hebert et al., 1998), resulting in lower transmissivity values.

For short duration pumping tests, the range of transmissivity values is over two orders of magnitude for anorthosite and gneiss and almost three orders of magnitude for granite. The data dispersion is $\sigma_{\log T}=0.49$ for short duration pumping tests. Anorthosite has an average transmissivity of $3.36 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, which is almost one order of magnitude lower than granite and gneiss which are almost equivalent (respectively $1.70 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ and $1.04 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$). An ANOVA test shows that, at the 1% level of significance, for short duration pumping test, transmissivity values for anorthosite present a statistically different set from transmissivity values of granite and gneiss which form a homogeneous population. This result is similar to that for specific capacity tests described above, supporting the hypothesis that the aquifer transmissivity is controlled by lithology and structure.

As only four values are available for long duration pumping tests, no statistical analysis was performed. We nevertheless observed that these values are high probably because the well locations were targeted to highly productive zones for community water supply, whereas for wells used for domestic supply the location is limited to local land property areas.

The geometric mean T value for all lithologies is smaller for short duration pumping tests ($7.67 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) than for specific capacity tests ($4.25 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$). An ANOVA between the specific capacity test set and the short duration pumping test set shows that for anorthosite, gneiss and granite, the means are statistically different from one test to another at the 1% level of

significance. Thus the type of test (specific capacity or short duration) represents a significant factor for the estimated transmissivity values. This can be due to different test scales being investigated by these two types of tests; this is discussed in Section 3.5.2.

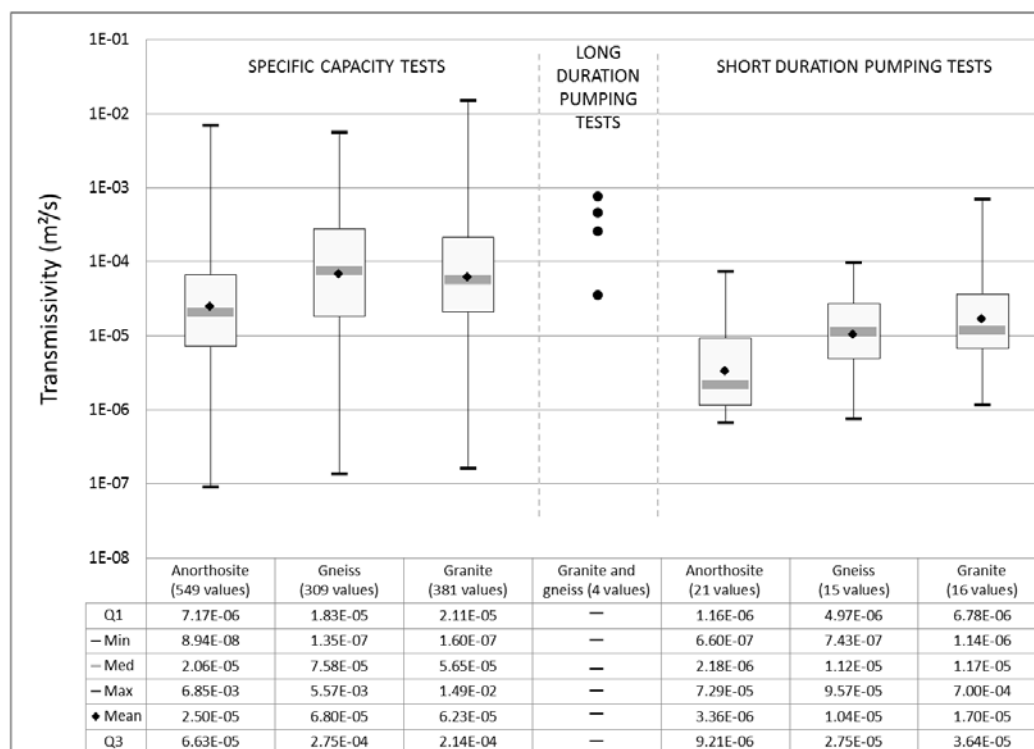


Figure 3.3 The range in transmissivity, in m^2/s , for each type of test and each rock lithology in the Saguenay-Lac-St-Jean region (logarithmic scale).

3.5.1.2 Granular aquifers

The general trend for the three types of test for granular aquifers is similar to the case of fractured-rock aquifers, i.e. the mean transmissivity values are higher for long duration pumping test, than for specific capacity tests, and they are the lowest for short duration pumping tests (Figure 3.4). Specific capacity tests from granular aquifers yield transmissivity values ranging over 5 orders of magnitude, between $4.30 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ and $5.67 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$. The geometric mean is 1.02×10^{-3}

m^2/s , which represents a typical value for sandy aquifers present in the major part of the SLSJ region. The geometric mean transmissivity of aquifers estimated from short duration pumping tests is $1.52 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, while for long duration pumping tests, the geometric mean is more than one order of magnitude higher, that is to say $8.81 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. These long-duration tests may be performed in more productive zones for community water supply. An ANOVA confirmed that the long duration pumping test results and specific capacity test results are statistically different at the 1% level of significance. Short duration pumping tests were not considered in the ANOVA because of the low number of values. Nevertheless, it appears on Figure 3.4 that the short duration pumping test set represents a statistically different group from the other types of test. This shows that the estimated T values depend on the type of the test for granular aquifers, as for fractured-rock aquifers.

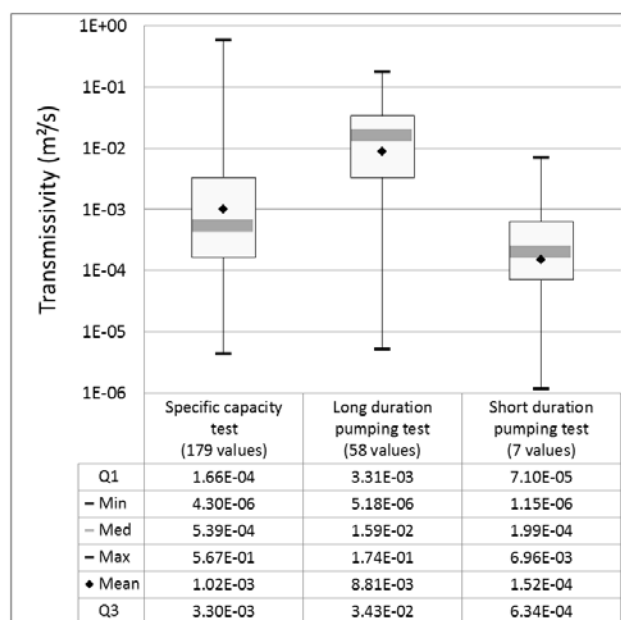


Figure 3.4 The range in transmissivity, expressed in m^2/s , for granular formations and for each type of test in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region (logarithmic scale).

3.5.2 Investigation of scale effects

3.5.2.1 Visible scale effects within all data

The statistical dependence of the estimated T values on the type of test being performed may in part be due to a scale effect, i.e. related to the extent of the investigated aquifer. Investigating scale is related to the duration of the test; the longer the pumping duration, the farther the position of the pressure wave front, corresponding to a radial distance r from the well. In the absence of multiple observation wells, r can be estimated from the Cooper-Jacob distance-drawdown equation (Equation 3.6):

$$r = \sqrt{\frac{2.25 \times t \times T}{S}} \quad (3.6)$$

However, the estimation of the transient radius $r(t)$ is subject to gross error due to restrictive hypothesis on aquifer geometry (Cooper-Jacob, 1946) and to the uncertainty on the storage coefficient S . For this reason time “ t ” is used as scale measurement in this study. Figures 3.5a and 3.5b show the values of transmissivity as a function of the pumping duration t for each set of data, one for anorthosite and the other one for gneiss-granite. Values of T generally increase with the duration of pumping. As can be seen from Figure 3.5a and 3.5b, after about 160 minutes (about 10,000 sec) of pumping, values of T less than $1.00 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ are not observed. Moreover, long duration pumping tests present higher T values compared to short duration pumping tests for gneiss-granite. A possible explanation could be that, larger scale tests in fractured-rock aquifers can capture more interconnected zones of fractures and preferential flow paths, which translates into higher transmissivity values. For gneiss-granite, an upper bound is present from 160 minutes suggesting that the equivalent homogeneous medium has been reached and corresponds to a

mean T value of about $2.84 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. For tests that have a short pumping time ($\leq 3\,600 \text{ s}$), a large range (around 4 orders of magnitude) of transmissivity values is observed due on the fact that the T estimates depend on very local aquifer conditions in the vicinity of the well (there might be some short pumping tests conducted in high-permeability zones or conduits).

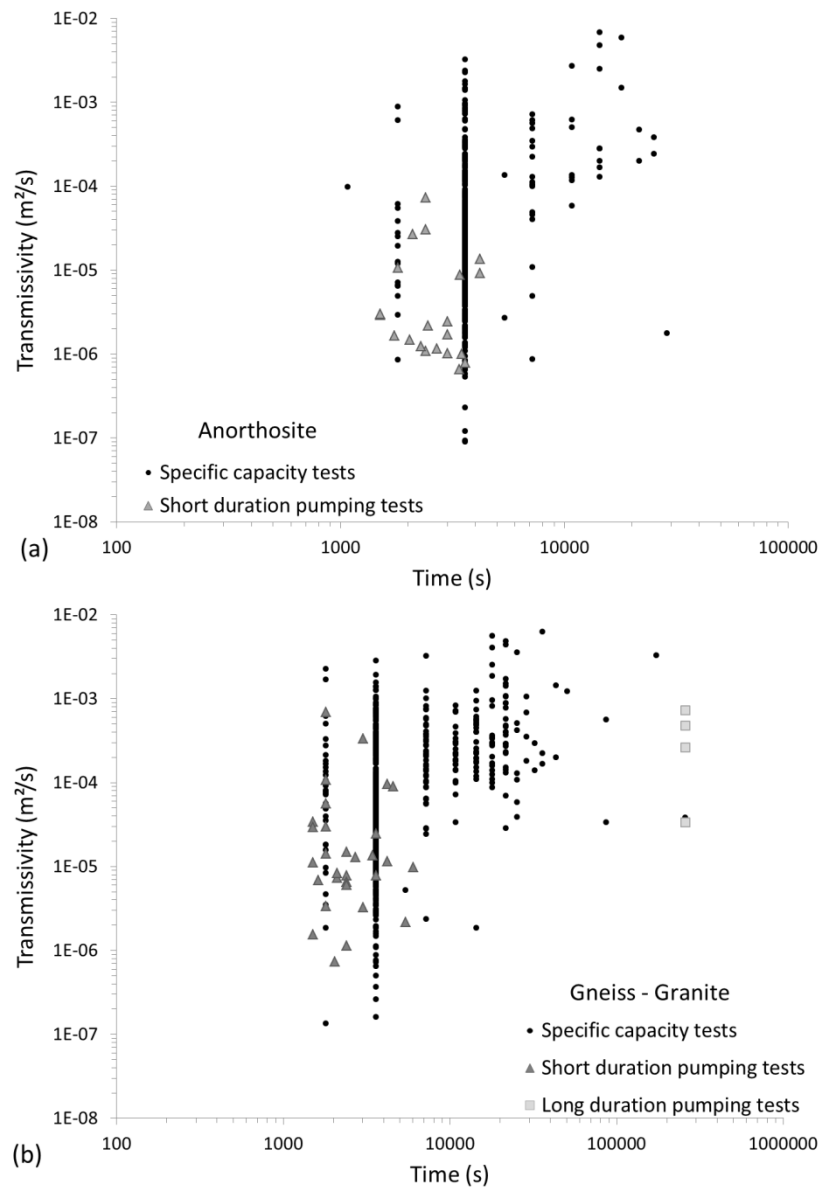


Figure 3.5 Transmissivity versus the pumping time for each type of test in (a) anorthosite, (b) gneiss-granite (logarithmic scale).

The transmissivity values from specific capacity tests clearly illustrate a scale effect as a large range of pumping durations is considered in this set. This observation explains the high range of transmissivity values for specific capacity tests set (over five orders of magnitude).

In Figure 3.6, it also appears that the higher the pumping time, the higher the transmissivity. This result explains why the geometric mean of estimated T for long duration pumping tests is the highest. The transmissivity values from specific capacity tests clearly illustrate the scale effect within the same type of test as a large range of pumping durations is considered in this set. The scale effect is then also present for granular aquifers and may be due to facies heterogeneity. Well loss and skin effects due to well construction (well-screen open area, well development...), and effects of partial penetration (not considered) may also participate in a minor proportion to the visible scale effect for specific capacity data.

Interestingly, the transmissivity values in a given range of pumping time are similar for the different tests. This observation tends to confirm the use of specific capacity tests for estimating the transmissivity at a given scale.

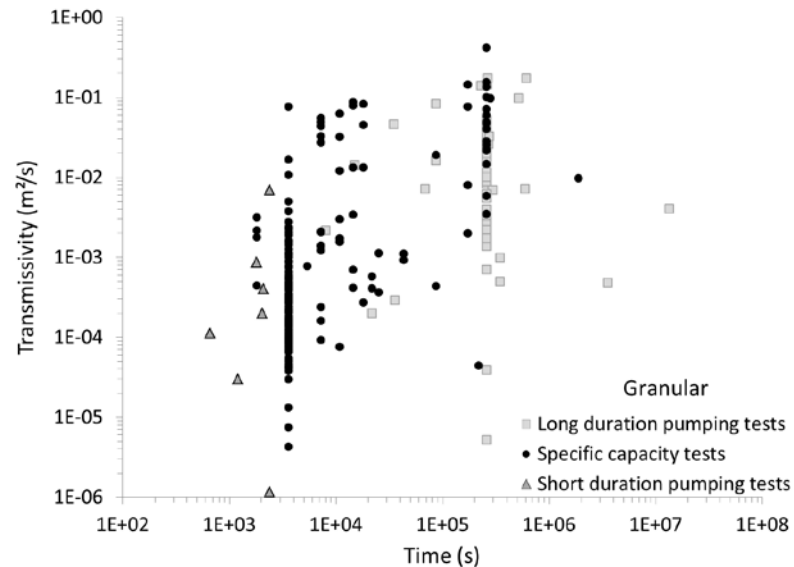


Figure 3.6 Transmissivity versus the pumping time for each type of test in granular aquifers (logarithmic scale).

To summarize, it is observed from Figure 3.5 and 3.6 that T clearly increases with test scale for specific capacity tests. Two reasons can explain this apparent scale effect: the heterogeneity of the medium with the likelihood connecting with high permeability zones as scale increases and/or the bias due to not correcting for well loss and well skins and partial penetration (especially in granular aquifers). No scale effect is visible within short and long duration pumping tests because the ranges of t are similar. Nevertheless, long duration pumping tests present higher T values than short duration pumping tests. These values, estimated from the slope of Cooper-Jacob, are independent of well loss and well skins, which shows that scale effect is at least partly due to natural processes.

3.5.2.2 Scale effects within a single test and validation of the iterative method results

In order to test the hypothesis that T increases with test duration and that this scale dependence is a function of the heterogeneity of the medium we evaluated trends in the transmissivity values within the same pumping test, by using the “five-point method” of Schulze-Mackuch and Cherkauer (1998). This method consists in calculating an apparent transmissivity from discrete time intervals within semi-log linear responses. The first apparent transmissivity value is calculated from the first five data points of the linear response using the Cooper-Jacob method (the change in drawdown is used between the first and last point). Then the first point of the series is omitted and the sixth data point is added to, and another T value is calculated with this second data point series. This process continues until the end of the Cooper-Jacob linear response. The obtained time-interval apparent transmissivities are plotted against the mean time of each five-point series (Figure 3.7). The plot is supplemented by the log-derivative drawdown signal $ds/d\log t$ as a function of pumping time, in order to evaluate the causes of the variations of transmissivity values during the pumping. Indeed, the log-derivative drawdown curve is particularly sensitive to variations induced by the different flow geometries due to structural heterogeneities encountered during the test (e.g. Bourdet et al., 1989; Rafini and Larocque, 2009). Four examples extracted from consultant reports (long duration pumping test sets) are given in Figure 3.7. On Figure 3.7a, a short decrease of the apparent T is followed after 6,000 s by an increasing apparent T with time. At the same time (6,000 s) apparent T starts to increase, the log-derivative signal shows a change of slope, which means that the pumping is meeting a new flow geometry which is more transmissive (maybe a high permeability conduit). The log-derivative signal is noisy after 50,000 s which may be associated with a fluctuating discharge rate Q ; it cannot be interpreted then. The hydraulic behaviour of the fractured-rock aquifer in Figure 3.7b is similar

to the previous one; an increasing apparent T is associated with a new flow geometry. Additional information on cross section shows that the pumping well is located in a depressurized bedrock zone covered by a thick clay deposits. When peak is reached in the log-derivative signal at around 5,000 s the wave front is theoretically (Equation 3.6) positioned at 150m; this distance corresponds in the cross section to a sharp break-slope of the rock. This structural change implies a new flow geometry leading to higher apparent T (it may be more interconnected fractures). In Figure 3.7c, two semi-log linear responses can be observed, corresponding to two steps of radial flow in the log-derivative signal (zero slope). For each radial flow period corresponds a constant apparent T ; with the second apparent T being higher. This observation translates a facies heterogeneity and more specifically an horizontal anisotropy. Figure 3.7d is a counterexample as the apparent T is decreasing with the time of pumping, probably because pumping meets a less transmissive zone. This analysis confirms that the heterogeneity of the medium (alternating high and low permeability zones) is the main reason for the transmissivity being scale dependant. Generally T would increase with scale as there is more chance to meet higher permeability zones as scale increases.

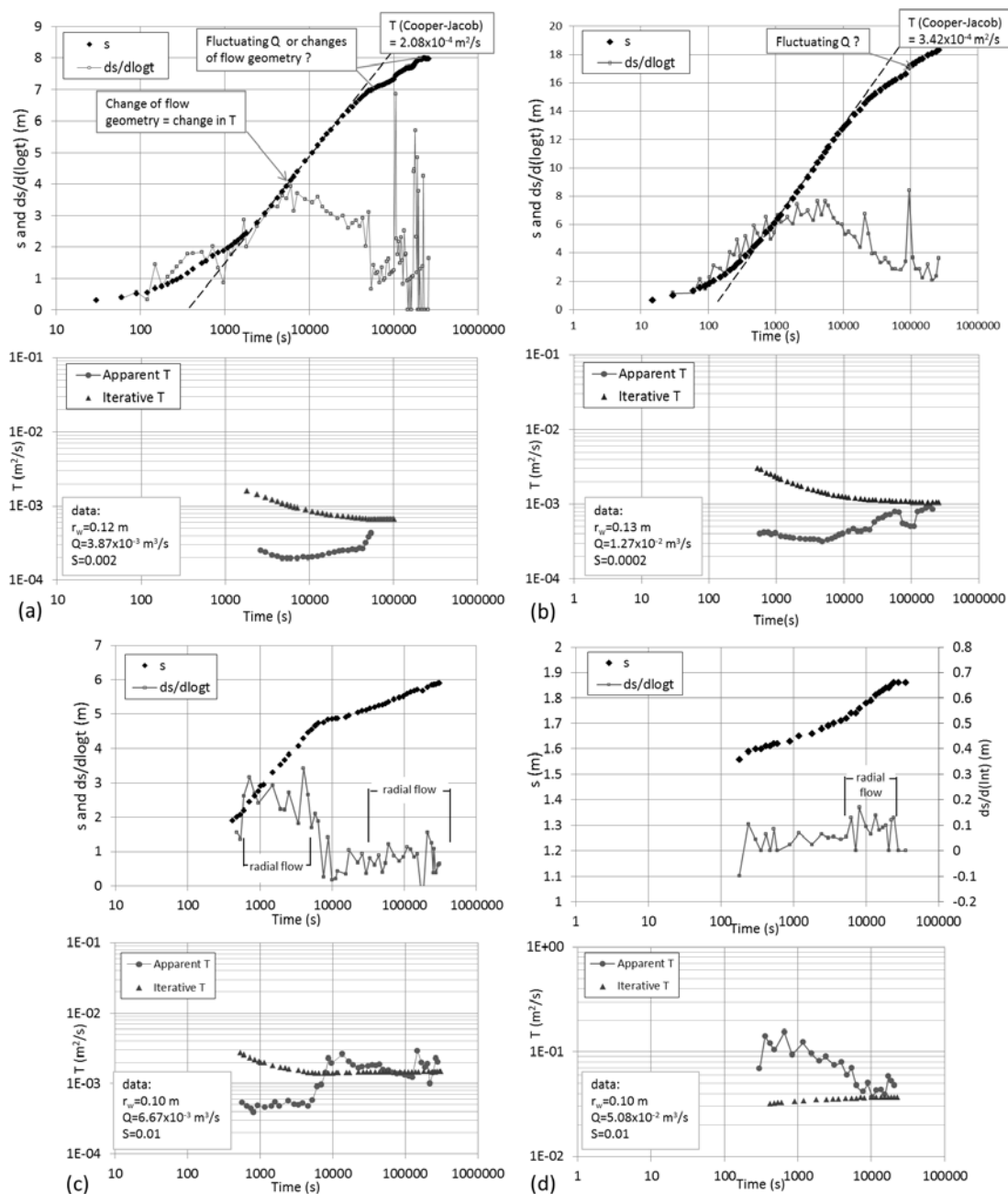


Figure 3.7 Upper graph: curves s and $ds/d(\log t)$ as a function of time; lower graph: scale dependency of time-interval apparent transmissivity and iterative transmissivity. (a) and (b) both represent a long duration pumping test in a fractured-rock aquifer, (c) and (d) both represent a long duration pumping test in a granular aquifer. Data source: personal communication.

The iterative method used in this paper can be tested by applying Equation 3.4 for each pair (s ; t) on the previous long duration pumping tests (Figure 3.7). The results show that the estimation using the iterative method works better on late pumping time, although for small pumping duration the difference is less than one order of magnitude which is considered as acceptable regarding the restrictive hypothesis made. For that matter, the estimation is better when flow is clearly radial (Figure 3.7c and 3.7d) which is logical as it respects the Theis hypothesis. This result indicates that specific capacity tests can be reliably used to estimate transmissivity.

The tested iterative method however fails to highlight the scale effect within a single well test and there are at least two reasons for that. First, the method is valid when the flow is radial, which is often not the case. Secondly, iterative T is extracted from only one point instead of a slope which increases the uncertainty on $s(t)$ and an assumption on the storage coefficient value is required.

3.5.3 Empirical relationship between transmissivity and specific capacity

An empirical relationship is established between the calculated transmissivity and the specific capacity in steady state condition for long duration pumping tests data in granular aquifers (Figure 3.8). The other data sets, including fractured-rock aquifers, cannot be considered for establishing a correlation for one or more of these reasons: i) the steady state condition has not been reached, ii) there are not enough data available in the data set, iii) only one value of time-drawdown (s ; t) is available. The resulting best fit line for granular aquifers is:

$$T = 4.48 \left(\frac{Q}{s} \right)^{1.15} \quad (3.7)$$

This empirical correlation is of the same log-log form as in previous studies but the coefficients α and β are different from the coefficients obtained by the other existing relationships in granular aquifers (Table 3.1) (except with Fabbri and Piccinini, 2013) where α and β are more consistent with our study). The correlation coefficient R^2 of 0.66 obtained here is similar to the other studies. It has to be noted that only Razack and Huntley (1991) as well as this study have at least 25 tested wells used for establishing the relation, which is according to Mace (2001) the minimum required number of tested wells to set a fair empirical relationship.

This relation is independent of scale effects, and it gives a first estimate of the transmissivity value from the specific capacity data for future water wells in the SLSJ region. It can also be useful for other similar aquifers.

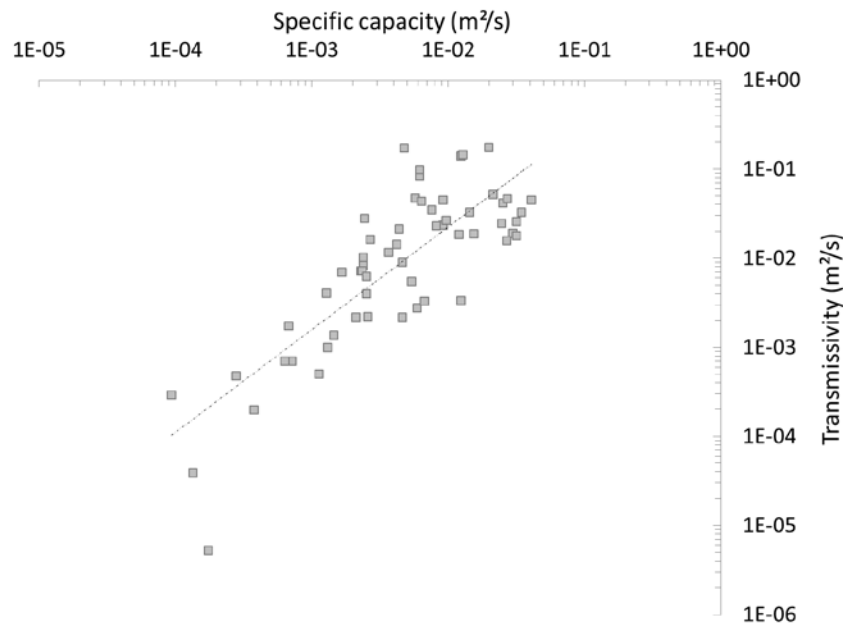


Figure 3.8 Log-log plot of transmissivity versus specific capacity for granular aquifers submitted to long duration pumping tests.

Figure 3.9 plots the coefficients α and β of the empirical relations from Table 3.1 and also coefficients α and β obtained from others studies in fractured-rock aquifers (as similarly done by Al Farrah et al., 2013). The relationship obtained here between the coefficients α and β is, for T and Q/s given in m^2/s :

$$\alpha = 0.012e^{4.714\beta} \quad (3.8)$$

With $R^2=0.62$.

The obtained couple $(\alpha; \beta)$ in this study agrees with coefficients from other studies regarding the correlation between both coefficients α and β . Interestingly, it can be noticed that coefficients from granular aquifers (including our study) fall into line with the relation:

$$\alpha = 0.010e^{5.485\beta} \quad (3.9)$$

With $R^2=0.92$.

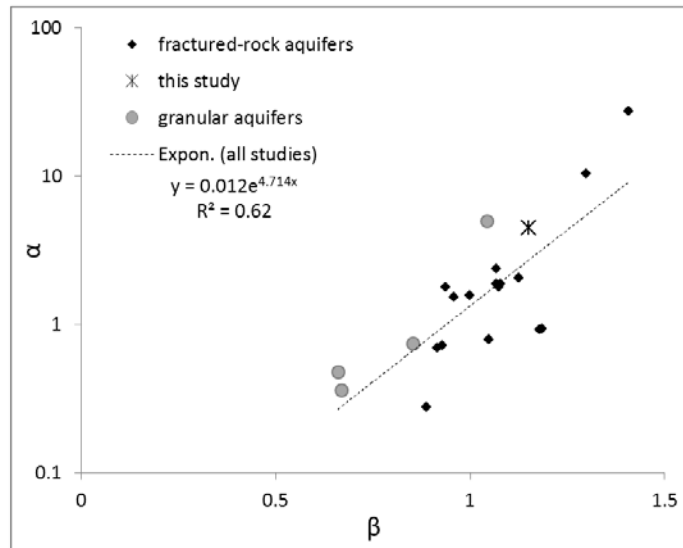


Figure 3.9 Comparison of coefficient α versus coefficient β for different empirical relationships between T and Q/s .

Table 3.1 Empirical relationships between T and Q/s obtained in different studies from different granular aquifers.

Reference and type of aquifer	Empirical relation (m^2/s)	Correlation coefficient R^2	Number of wells	Method for calculating T	Method for obtaining Q/s
Razack and Huntley (1991) Heterogeneous Alluvial	$T=0.36 (Q/s)^{0.67}$	0.63	215	Cooper-Jacob	In steady state from constant-rate test (not corrected)
Srivastav et al. (2007) Alluvial	$T=0.48 (Q/s)^{0.66}$	0.59	13	Theis	Constant-rate test, time not specified (not corrected)
Fabbri and Piccinini (2013) Homogeneous alluvial	$T=4.8 (Q/s)+0.0012$ or $T=5 (Q/s)^{1.043}$	0.71 0.59	14	Constant rate test in transient condition (method not specified)	In steady state from step drawdown test (not corrected)
Al Farrah et al. (2013) Clayey sand and marl	$T=0.744 (Q/s)^{0.853}$	0.61	15	Step drawdown test Eden-Hazel method (1973)	In steady state from step drawdown test (not corrected for well losses)
	$T=0.475 (Q/s)^{0.835}$	0.67	15		In steady state from step drawdown test (corrected for well losses)
Our study Various (sand and gravel)	$T=4.48 (Q/s)^{1.15}$	0.66	58	Cooper-Jacob	In steady state from constant-rate test (not corrected)

3.6 Discussion and conclusion

In the absence of well documented aquifer conditions and complete pumping tests, a reliable statistical and spatial description of hydraulic properties has been achieved in the SLSJ aquifers. Indeed, values of transmissivity were calculated from specific capacity tests for Saguenay-Lac-Saint-Jean aquifers using a simple iterative method. Interestingly, the mean value of transmissivity in granular aquifers ($1.02 \times 10^{-3} \text{ m}^2/s$) is around twenty times higher than for the fractured-rock aquifers ($4.25 \times 10^{-5} \text{ m}^2/s$). This is expected since granular aquifers are known to be more productive than the rock aquifers present in that region and most of the municipal wells are

located in granular aquifers for this reason. The estimated transmissivity values were then compared with values obtained from short and long duration pumping tests available in the region. Transmissivity values obtained from short and long duration pumping tests are similar to those obtained from specific capacity tests for a given range of pumping duration. Moreover, the iterative method was verified on long duration pumping tests and T values agree within an order of magnitude. For these reasons, transmissivity values obtained from specific capacity tests with the iterative method can be considered as reliable estimates at a defined scale. These additional data increased the density of transmissivity values over the region from 1 per 3 300 km² with long duration pumping tests to 1 per 10.6 km² in fractured-rock aquifers. For granular aquifers, the T calculated with specific capacity tests increased the density of transmissivity values over the region from 1 per 228 km² to 1 per 55.7 km². This is significant as a larger number of data can lead to better interpolations of the hydraulic property values for a regional study, and hence an improvement in the accuracy of numerical models. These T values, because they are numerous, also demonstrate the existence of scale effects which are mainly due to aquifer heterogeneity by alternating low and high permeability zones. Indeed, T values generally increase with the pumping duration because there is generally more chance to meet high permeability zones or preferential pathways as test scale increases. T values based on small scale measurements, as they are generally underestimated (under the equivalent homogeneous medium), can also be integrated in the regional model with adapted interpolation procedures taking into account the investigated scale (see example procedure in Nastev et al., 2004).

Specific capacity data are generally abundant worldwide in regions where the populations depend on groundwater resources for their water supply. Using this preexisting information

considerably increases, at a low cost, the number of hydraulic property values estimated in a region, and thus allows for a better regional characterization of aquifers.

Finally, a new empirical relationship between T and Q/s has been established for granular aquifers. The resulting best fit line is $T = 4.48 (Q/s)^{1.15}$ with a correlation coefficient of 0.66. This relation, independent of scale effects, allows for a fast and easy estimation of the transmissivity of the tested aquifer while conducting a specific capacity test, and can be useful for similar environments.

3.7 Acknowledgements

This project is funded by the *Fondation de l'UQAC* (FUQAC), the *Fonds de recherche Nature et technologies du Québec*, and the *Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines du Québec* (PACES), with contribution from the *Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs*, *UQAC*, *Ville de Saguenay* and the *four Municipalités régionales de comté* of the SLSJ region. The authors would like to acknowledge the contribution to the paper of all individuals from the PACES project at UQAC, especially Ms. Annie-Pier Elliott for short duration pumping test data. The authors also thank two anonymous reviewers, the co-editor Prof. Demetris Koutsoyiannis and the associate editor Dr. Christian Leduc for their comments and advice that greatly improved the quality of this manuscript.

3.8 References

- Al Farrah, N., Van Camp, M., Walraevens, K., 2013. Deducing transmissivity from specific capacity in the heterogeneous upper aquifer system of Jifarah Plain, NW-Libya. *Journal of African Earth Sciences*, 85: 12-21.
- Avramtchev, L., 1993. *Carte minérale de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean*. Quebec: Ministère de l'énergie et des ressources du Québec. Register number PRO9307.
- Bourdet, D., Ayoub, J.A., Pirard, Y.M., 1989. Use of pressure derivative in well-test interpretation. *SPE Form Eval*, (June), 293–302.
- Bradbury, K.R., Rothschild, E.R., 1985. A computerized technique for estimating the hydraulic conductivity of aquifers from specific capacity data. *Ground Water*, 23(2): 240-246.
- Butler, J.J.Jr. and Healey, J.M., 1998. Relationship between pumping-tests and slug-test parameters: scale effect or artifact? *Ground Water*, 36(2): 305–313.
- CERM-PACES, 2013. Résultats du programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de la région Saguenay-Lac-Saint-Jean. Chicoutimi, Canada : CERM-PACES.
- Chesnaux, R., Lambert, M., Fillastre, U., Walter, J., Hay, M., Rouleau, A., Daigneault, R., Germaneau, D., Moisan, A., 2011. Building a Geodatabase for Mapping Hydrogeological Features and 3D Modeling of Groundwater Systems: Application to the Saguenay-Lac-St-Jean Region, Canada. *Computers & Geosciences*, 37: 1870-1882.
- Cooper, H.H., Jacob, C.E., 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. *Transactions, American Geophysical Union*, 27(4): 526-534.
- Dupuit, J., 1863. *Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables*. 2nd ed. Paris: Dunod.
- El-Naqa, A., 1994. Estimation of transmissivity from specific capacity data in fractured carbonate rock aquifer, central Jordan. *Environmental Geology*, 23: 73-80.
- ESRI Inc., 2008. *ArcMap V9.3*. Redlands, California, USA.
- Fabbri, P., Piccinini, L., 2013. Assessing transmissivity from specific capacity in an alluvial aquifer in the middle Venetian plain (NE Italy). *Water Science and Technology*, 67(9): 2000-2008.

- Hamm, S-Y., Cheong, J-Y., Jang, S., Jung, C-Y., Kim, B-S, 2005. Relationship between transmissivity and specific capacity in the volcanic aquifers of Jeju Island, Korea. *Journal of Hydrology*, 310: 111-121.
- Hebert, C., Chown, E.H., Daigneault, R., 1998. *Histoire tectono-magmatique de la region du Saguenay (Province de Grenville)*. Field Trip Guidebook, Vol. A6, Geological Association of Canada/ Mineralogical Association of Canada. Quebec, Canada. 68 pp.
- Helsel, D.R. and Hirsch, R.M., 2002. Statistical methods in water resources. In: *Techniques of water-resources investigations of the United States Geological Survey*, Book 4, *Hydrologic analysis and interpretation*. USGS, 510pp.
- Huntley, D., Nommensen, R., Steffey, D., 1992. The use of specific capacity to assess transmissivity in fractured-rock aquifers. *Ground Water*, 30(3): 396-402.
- Jacob, C.E., 1944. *Notes on determining permeability by pumping tests under water table conditions*. Washington DC: US Geological Survey, Open File Report, pp.4.
- Logan, J., 1964. Estimating transmissibility from routine production tests of water wells. *Hydrogeology Journal*, 8: 177-187.
- Mace, R.E., 1997. Determination of transmissivity from specific capacity tests in a karst aquifer. *Ground Water*, 35(5): 738-742.
- Mace, R.E., 2001. Estimating transmissivity using specific-capacity data. *Geological Circular No. 01-2*, Bureau of Economic Geology, the University of Texas at Austin, Austin, Texas.
- McLin, S.G., 2005. Estimating aquifer transmissivity from specific capacity using MATLAB. *Ground Water*, 43(4): 611-614.
- MDDEP 2011. *Système d'Information Hydrogéologique*. Quebec, Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs. Available from: <http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm> [Accessed on March 2011].
- MDDEP 2013. *Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec*. Québec, Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs. Available from: <http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/programmes/acquisition-connaissance.htm>; [Accessed 29 August 2013].

- Nastev, M., Savard, M.M., Lapcevic, P., Lefebvre, R., Martel, R., 2004. Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers, south-western Québec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 12: 257-269.
- Raghavan, R., 2006. Some observations on the scale dependence of permeability by pumping tests. *Water Resources Research*, 42 (7): W07402, doi:10.1029/2005WR004166.
- Rafini, S., Larocque, M., 2009. Insights from numerical modeling on the hydrodynamics of non-radial flow in faulted media. *Advances in Water Resources*, 32: 1170-1179.
- Razack, M., Huntley, D., 1991. Assessing transmissivity from specific capacity in a large heterogenous alluvial aquifer. *Ground Water*, 29(6): 856-861.
- Razack, M., Lasm, T., 2006. Geostatistical estimation of the transmissivity in a highly fractured metamorphic and crystalline aquifer (Man-Danane Region, Western Ivory Coast). *Journal of Hydrology*, 325: 164-178.
- Richard, S.K., Chesnaux, R., Rouleau, A., 2011a. Estimating the hydraulic properties of aquifers from specific capacity data: Saguenay-Lac-Saint-Jean, Quebec. *GeoHydro 2011, Joint Meeting of the Canadian Quaternary Association and the Canadian Chapter of the International Association of Hydrogeologists*, 28-31 August 2011 Quebec City, Canada, 8pp.
- Richard, S.K., Chesnaux, R., Rouleau, A., 2011b. Evaluación de la transmisividad a partir del caudal específico en los acuíferos rocosos de la región de Saguenay-Lac-Saint-Jean, Québec, Canada. *VII Congreso Argentino de Hidrogeología*, 18-21 October 2011, Salta, Argentina, 8pp.
- Richard, S.K., Chesnaux, R., Rouleau, A., 2012. From calculating transmissivity to understanding its origin in the fractured-rock aquifers of Saguenay-Lac-Saint-Jean region, Canada. *International Conference on Groundwater in Fractured-rocks*, 21-24 May 2012, Prague, Czech Republic, p28.
- Rotzoll, K. and El-Kadi, A., 2008. Estimating hydraulic conductivity from specific capacity for Hawaii aquifers, USA. *Hydrogeology Journal*, 16: 969-979.
- Rouleau, A., Walter, J., Daigneault, R., Chesnaux, R., Roy, D.W., Germaneau, D., Lambert, M., Moisan, A., Noël, D., 2011. Un aperçu de la diversité hydrogéologique du territoire du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Québec). *GeoHydro 2011, Joint Meeting of the Canadian Quaternary Association and the Canadian Chapter of the International Association of Hydrogeologists*, 28-31 August 2011, Quebec City, Canada, 7pp.

- Rovey, C.W., 1994. Assessing flow systems in carbonate aquifers using scale effects in hydraulic conductivity. *Environmental Geology*, 24: 244–2453.
- Rovey, C.W., Cherkauer, D., 1995. Scale dependency of hydraulic conductivity measurements. *Ground Water*, 33(5): 769–780.
- Schultze-Makuch, D., Carlson, D.A., Cherkauer, D.S., Malik, P., 1999. Scale dependency of hydraulic conductivity in heterogeneous media. *Hydrogeology Journal*, 6: 204–215.
- Schultze-Makuch, D., Cherkauer, D.S., 1998. Variations in hydraulic conductivity with scale of measurement during aquifer tests in heterogeneous, porous carbonate rocks. *Ground Water*, 37: 904–919.
- Srivastav, S.K., Lubczynski, M.W., Biyani, A.K., 2007. Upscaling of transmissivity, derived from specific capacity: a hydrogeomorphological approach applied to the Doon Valley aquifer system in India. *Hydrogeology Journal*, 15: 1251-1264.
- Theis, C.V., 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Transactions, American Geophysical Union*, 16: 519-524.
- Thiem, G., 1906. *Hydrologische Methoden*. Gebhardt, Leipzig, 56pp.
- Todd, D.K., 1980. *Groundwater Hydrology*. 2nd ed. New York, USA.
- Verbovšek, T., 2008. Estimation of Transmissivity and Hydraulic Conductivity from Specific Capacity and Specific Capacity Index in Dolomite Aquifers. *Journal of Hydrologic Engineering*, 13(9): 817-823.
- Walter, J., Germaneau, D., Lambert, M., Rouleau, A., Daigneault, R., Chesnaux, R., 2011. Acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du territoire municipalisé du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Chicoutimi, Canada: MDDEP, CERM, UQAC, 21pp plus 10 appendices.
- Walton, W.C., 1970. *Groundwater Resource Evaluation*. McGraw-Hill, New York.

CHAPITRE 4

FIELD EVIDENCE OF HYDRAULIC CONNECTIONS BETWEEN BEDROCK AQUIFERS AND OVERLYING GRANULAR AQUIFERS: EXAMPLES FROM THE GRENVILLE PROVINCE OF THE CANADIAN SHIELD

Sandra K. Richard¹, Romain Chesnaux¹, Alain Rouleau¹, Roger Morin², Julien Walter¹, Silvain Rafini¹

¹ CERM (*Centre d'études sur les ressources minérales*) – Université du Québec à Chicoutimi,
Saguenay, Québec, Canada

² U.S. Geological Survey (*Emeritus*), Denver, Colorado, USA

HYDROGEOLOGY JOURNAL, 2014, VOL 22, (8): 1889-1904

4.1 Abstract

Field evidence of hydraulic connections between a bedrock aquifer and an overlying granular aquifer in the Canadian Shield (Grenville Province) is presented. This issue is rarely considered and investigated despite its important hydraulic and chemical consequences and its widespread occurrence worldwide. The methodology employed is based on complementary field tests conducted at specific experimental sites instrumented both in the rock and in the overlying deposits. One of the bedrock sites revealed a natural hydraulic connection with the overlying granular aquifer caused by the weathered surface of the uppermost bedrock. Another site revealed an artificial hydraulic connection between the bedrock and the granular aquifer created by an improperly sealed casing. A regional study showed that hydraulic connections yield an erroneous interpretation of the true hydraulic properties of the tested aquifer. The detection of hydraulic connections is therefore essential to properly define well-capture areas and contamination conditions. It is recommended to practitioners that pumping tests be performed as well as hydrochemical comparisons of each existing aquifer unit. Falling-head permeability tests are also helpful in verifying the quality of the seal at the bedrock-casing contact. More effective procedural controls and better well-construction practices are necessary to reduce the risks of cross-contamination induced by defective seals.

Keywords: Hydraulic connections – field techniques – granular and bedrock aquifers - Canada – contamination

4.2 Introduction and background

A sound understanding of groundwater fluxes within aquifers is essential for managing groundwater resources. Exchanges between surface water and groundwater have been widely studied, as well as interactions among several granular aquifers (e.g. Eaton et al., 2007). However, few studies (Chesnaux and Elliott, 2011; Chesnaux et al., 2012; Richard et al., 2012) investigate the existence of fluxes between a fractured-rock formation and an overlying granular one, even though this configuration is commonly observed worldwide. The case of groundwater interactions between bedrock and its overlying granular units is of particular interest for the present study, as bedrock aquifers are increasingly being used for water supply. Both fractured and granular entities, physically distinct, are treated separately in most hydrogeological studies. Many studies (such as regional water-budget or water-supply investigations) consider the top of the bedrock as an impermeable boundary. Similarly, studies of fractured-rock aquifers often ignore the possible hydraulic contribution of an overlying granular aquifer system. However, hydraulic exchanges between these aquifers can occur and these can be of natural or of anthropogenic origin (Figure 4.1). The first case considers a natural connection where the bedrock's weathered or fractured top layer is in direct contact with the overlying granular medium. A second type of connection can be artificially created during well drilling when the casing that fully penetrates the granular aquifer is not properly sealed at the top of the bedrock (defective seals). This improper sealing may lead to preferential pathways along the borehole that result in groundwater exchanges (gain/loss) and hydrochemical mixing with the potential of inducing cross-contamination issues (Chesnaux, 2012). Consequently, the upper granular aquifer and the lower fractured-rock aquifer can become directly "short-circuited".

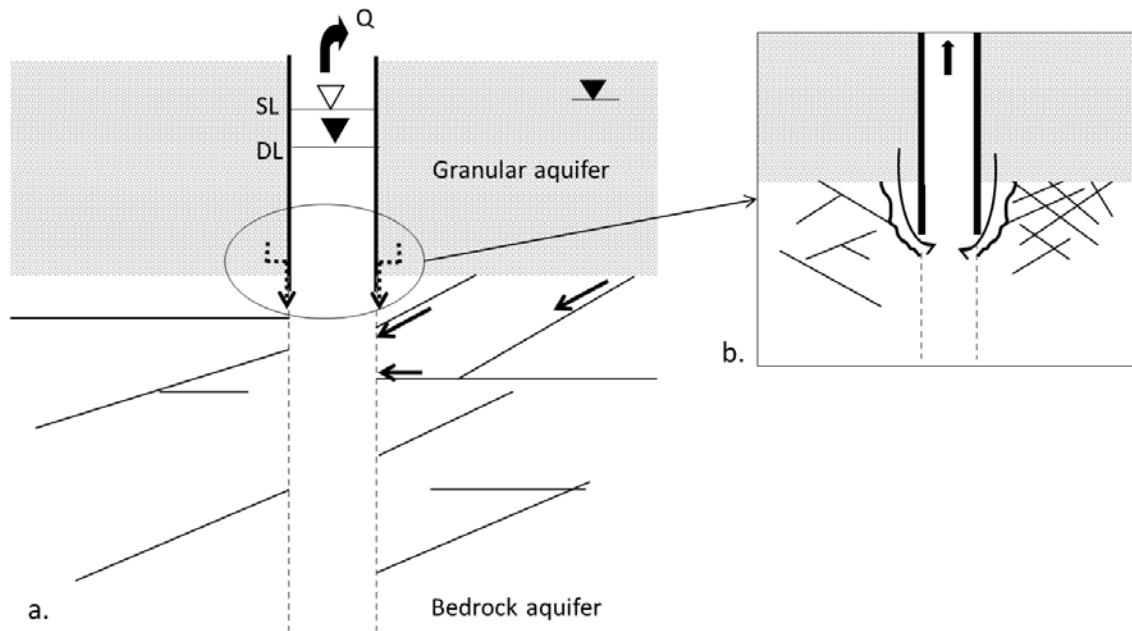


Figure 4.1 (a) Conceptual scheme of natural hydraulic connections (black arrows) and artificially created hydraulic connections (dashed arrows). When the well is pumped (quantity Q), a hydraulic gradient is produced and water is partially supplied by the granular aquifer. SL: Static Level; DL: Dynamic level. (b) Details of a defective seal (not to scale).

Such hydraulic interconnections can have important consequences regarding groundwater quantity and quality. If granular aquifers are stressed during pumping in the underlying rock, the calculated hydraulic properties and the hydrochemical sampling results may not be intrinsic to the bedrock aquifer (Chesnaux et al., 2012) but a reflection of all the solicited area composed of both bedrock and granular entities. This could result in an inaccurate representation of the true hydraulic or chemical properties of the rock because vertical cross-contamination processes between aquifers may occur if a hydraulic gradient exists between them (Chesnaux et al., 2012). Moreover, a hydraulic short-circuit created by an improperly sealed casing would modify the natural groundwater flow directions and capture areas around the well, as explained in Chapuis

(2007) for hydraulic short-circuits between granular aquifers. It is roughly estimated (Morris et al., 2003) that around two-thirds of all of the wells in the world have inadequate sealing resulting in possible cross-contamination issues.

Different methodologies have been used to detect and quantify groundwater exchanges between different aquifers and to better understand their consequences. Specifically, hydraulic connections due to defective borehole seals within an aquifer – aquitard – aquifer granular system have been detected through tracer-test methods (e.g., Meiri, 1989; Chesnaux et al., 2005, 2006; Chesnaux and Chapuis, 2007) and permeability tests (Chapuis and Sabourin, 1989). Smith et al. (2009) used hydrochemical facies and piezometric-head comparisons to demonstrate the absence of vertical connections between two fractured-rock aquifers. Chesnaux et al. (2012) numerically simulated the previously described hydraulic and chemical consequences of hydraulic connections via natural fractures between a pumped granular aquifer and the underlying fractured aquifer. The scope of this study focuses on illustrating the presence of hydraulic connections between a granular aquifer and a fractured rock aquifer based on field examples. These examples may be representative of situations that could be observed at other sites worldwide. The purpose of the present work is: i) to provide evidence of hydraulic exchanges (when they exist but are not suspected) between bedrock and granular aquifers, ii) to characterize the type of existing hydraulic connections based on the interpretation of common hydrogeological field tests conducted at selected sites where the superposed aquifers are instrumented. More specifically, the analysis concentrates on the investigation of the fractured-rock aquifer by examining the hydraulic and chemical influence of the overlying granular units. Field tests include pumping tests, permeability tests, geophysical logging and hydrochemical fluid sampling. Three experimental sites

were targeted in the Saguenay-Lac-Saint-Jean (SLSJ) region located in the Grenville geological province of the Canadian Shield. These sites represent different but typical configurations with various types of granular aquifers overlying different bedrock units and structures (crystalline and sedimentary): these are chosen to illustrate this phenomenon which can be frequently observed worldwide. A regional-scale study, which can be reproduced in other hydrogeological regions, was also undertaken to examine the influence that the type of overlying granular layers has on the hydraulic properties of the bedrock.

This work offers a new insight for the hydrogeological community that establishes a diagnostic for characterizing the flow paths between different types of aquifers. Understanding the processes involved in these hydraulic connections and preferential flows is helpful for providing recommendations for the installation of wells in bedrock aquifers and the proper determination and management of capture areas.

4.3 Regional hydrogeology and description of the experimental sites

The study area is located in the Saguenay River watershed, in the province of Quebec, Canada (Figure 4.2), where bedrock aquifers play a major role in controlling regional hydrogeological flow patterns (Rouleau et al., 2011). In the Canadian Shield, the bedrock has been eroded by the ice flowing over it during a number of glaciation events, the latest being called the Wisconsinian glaciation (Hocq et Martineau, 1994). This glacier movement washed out the major part of the weathered rock layer. When the ice retreated from the region about 10,000 years ago, the granular deposits were laid down on the rock before it could be weathered again. The bedrock is

composed of four main lithologies, namely anorthosite, gneiss, and granite, all Precambrian in age, and Paleozoic limestone (Figure 4.2). The regional stratigraphy can be summarized as granular deposits overlying the bedrock, where hydraulic exchanges between the superposed aquifers may occur. The granular units constitute productive aquifers where the saturated thickness is more than 10 m. A clay and silt layer is also present in the lowlands where the present elevation is less than 200 masl, originating from the ancient Laflamme Sea that covered the area after the glaciation; this creates confining conditions for underlying aquifers (Rouleau et al., 2011). The lowlands may also contain basement tills deposited by the glaciers that are generally compact and rather impermeable.

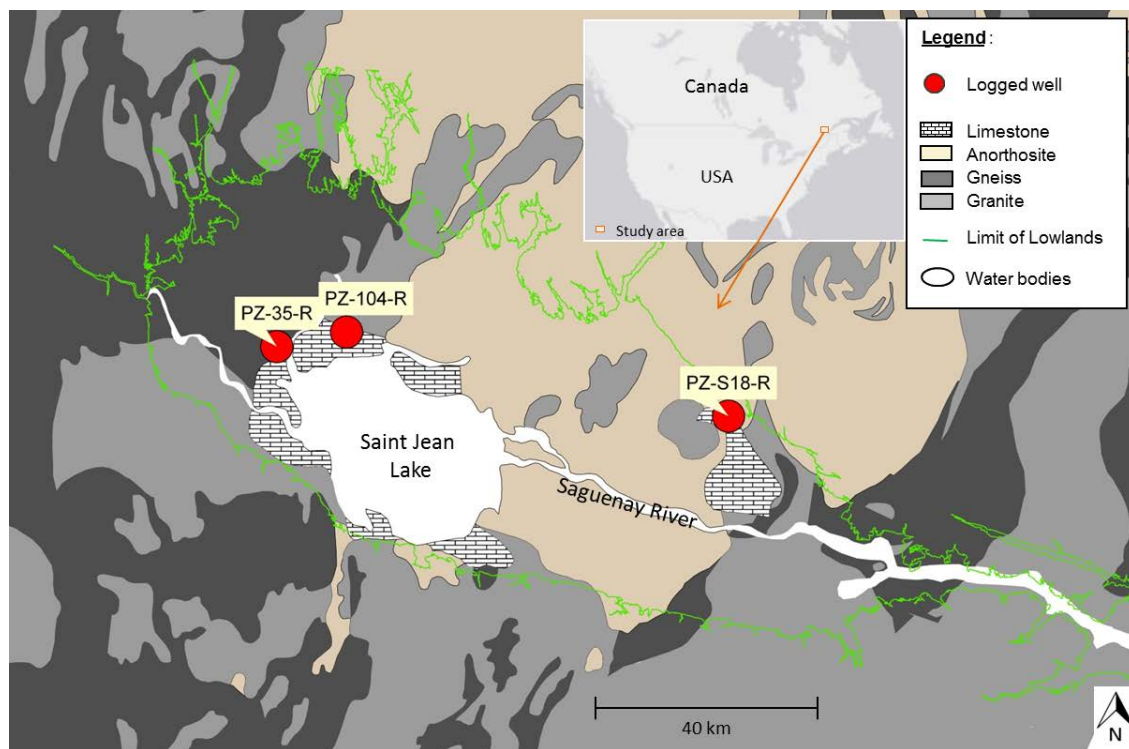


Figure 4.2 Lithology of the bedrock (modified from Avramtchev, 1993) in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region and location of the logged wells.

The field tests were conducted at specific experimental sites in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region. Three “double sites” (PZ-35, PZ-104 and PZ-18) were instrumented with at least one well installed in the fractured-rock aquifer and a nearby piezometer installed in the overlying granular aquifer (Figure 4.3). Representative stratigraphy of the SLSJ region is apparent at these double sites (see locations in Figure 4.2). The first double site includes the PZ-35-R well in a gneissic aquifer and a pair of nested piezometers PZ-35-DD and PZ-35-SD located 5 meters away in the upper granular layers (Figure 4.3a). The symbol “R” denotes a well installed in bedrock, “DD” a piezometer installed in deep deposits, and “DS” a piezometer installed in surficial deposits. Well PZ-35-R has a depth of 105 m, a diameter of 14 cm and an open-borehole length of 35 meters. This gneissic aquifer consists of a weathered zone about 1 meter thick at the top which is presumably more hydraulically conductive. The static water level is measured at 4.46 m below the ground surface. PZ-35-DD is located in a 14.9-m thick sandy aquifer directly overlying the bedrock and is overlain by a 35.1-m thick clay layer. PZ-35-SD is located in a 19.8-m thick sandy aquifer above this clay layer.

The second double site includes well PZ-104-R in a fractured-rock aquifer and a pair of nested piezometers PZ-104-DD and PZ-104-SD located 4 meters away in the upper granular layers (Figure 4.3b). Well PZ-104-R is 140.2 m deep, with a diameter of 14 cm, and an open-borehole length of 82.8 meters. This well penetrates a shale aquifer approximately 20 meters thick before reaching a calcareous aquifer about 47.6 meters thick, and finally continues for 15.2 m in the underlying granitic rock unit. Note that the structure of the shale suggests a strong vertical anisotropy with respect to elastic and hydraulic properties. The static water level is measured at 5.42 m below the ground surface. PZ-104-DD is located in a 10.1-m thick sandy aquifer, directly overlying a 2-m thick

till with clayey silt matrix which is in contact with the bedrock. PZ-104-SD is located in an 18.3-m thick sandy aquifer overlying a 27.4-m thick clay layer separating both aquifers. Finally, the third double site includes well PZ-18-R in the fractured-rock aquifer, with a depth of 153.9 m, a diameter of 15 cm, and an open-borehole length is 129.4 meters. This well penetrates a calcareous aquifer to 135.6 m depth until it reaches an anorthositic bedrock down to 153.9 m. The static water level is measured at 13.69 m below the ground surface. Piezometer PZ-18-D is located 5.7 meters away and penetrates 9.1 m into a sandy formation 18.3 m thick. Both units are separated by a 6.1-m thick till (Figure 4.3c).

The drilling technique used for the bedrock is a percussion rotary air-lift. All wells in the bedrock are cased through the surficial deposits and left as open boreholes in the bedrock. The lengths of the seals in the rock are estimated at about 40 cm for PZ-35-R, only a few centimeters for PZ-104-R, and about 2 meters for PZ-18-R. For wells PZ-35-R and PZ-104-R, the sealing length is shorter than the minimum value of 0.6 m specified by provincial regulations (MDDEFP, 2012).

These three experimental sites provide the field laboratory that will be used for studying exchanges between bedrock aquifers and granular aquifers.

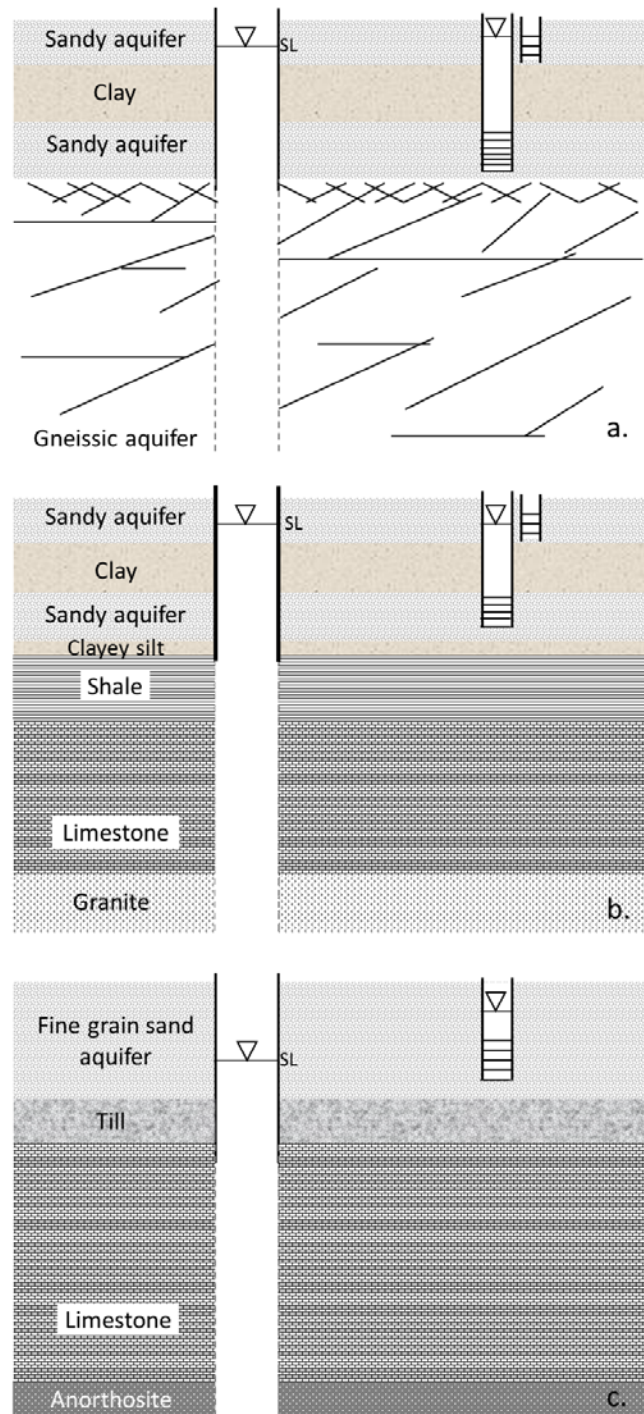


Figure 4.3 Simplified aquifer schemes for sites (a) PZ-35, (b) PZ-104 and (c) PZ-18 (not to scale).

4.4 Field evidence of hydraulic connections between aquifers

The proposed methodology is based on performing and interpreting a suite of complementary field experiments, conducted at the double sites, so as to highlight hydraulic connections (natural or artificial) between a bedrock aquifer and its overlying granular counterpart. A regional analysis is also included in order to evaluate the influence that the type of overlying granular aquifer has on calculated bedrock transmissivity values.

4.4.1 Hydraulic observations

4.4.1.1 Pumping tests

Pumping tests were performed in the PZ-35-R, PZ-104-R and PZ-18-R wells in order to monitor any possible reaction in the overlying granular aquifer to pumping in the fractured-rock aquifer. A rapid response would indicate that both aquifers are hydraulically connected. The pump was placed at a depth of 21.3 meters in wells PZ-35-R and PZ-104-R, and at 30 m in PZ-18-R. The pumping rates are respectively about 10.8 L/min, 12.6 L/min and 17.4 L/min. The response to the pumping test in the pumping and the observation wells is analysed using the drawdown s and the log-derivative drawdown $ds/d\ln t$ as a function of time. The log-derivative drawdown curve is particularly sensitive to variations induced by the different flow regimes encountered during the test (Bourdet et al., 1983; Rafini and Larocque, 2009, 2012; Renard et al., 2009; Straface, 2009).

First, the static groundwater piezometric level (converted into piezometric elevation) was measured before the onset of pumping. Table 4.1 shows a comparison of the piezometric elevations in the bedrock and the confined granular aquifers for the PZ-35 and PZ-104 sites, and in the bedrock and the unconfined granular aquifers for the PZ-18 site. The difference in static level

between the bedrock and the granular aquifers is fairly large at the PZ-18 site, suggesting that the two aquifers are distinct hydraulic units. At the PZ-104 site, the static water levels are the same (considering the uncertainty of the measurement) in the bedrock and in the confined granular aquifer, suggesting that the two aquifers constitute a single hydraulic unit. A small difference of 21 cm is observed between the static levels of PZ-35-R and PZ-35-DD, resulting in either the existence of a head loss from the granular aquifer to the bedrock or the presence of two distinct hydraulic units.

Table 4.1 Static piezometric values and differences observed in the bedrock and the confined granular aquifers for the PZ-35 and PZ-104 sites, and in the bedrock and the unconfined granular aquifers for the PZ-18 site.

Well ID	Elevation Z (masl)		
	Static level in the bedrock aquifer +/- 0.005 m	Static level in the granular aquifer +/- 0.005 m	Difference ($Z_{\text{granular}} - Z_{\text{rock}}$) +/- 0.01 m
PZ-35-R and PZ-35-DD	104.033	104.243	+ 0.210
PZ-104-R and PZ-104-DD	118.974	118.966	- 0.008
PZ-S18-R and PZ-S18-D	172.023	179.383	+ 7.360

Figure 4.4 illustrates the results of pumping tests performed in wells PZ-35-R, PZ-104-R and PZ-18-R. No variation in the groundwater level was detected in piezometer PZ-18-D during pumping of PZ-18-R, indicating the absence of any direct hydraulic connection between the superposed aquifers. This result suggests that the till layer separating the aquifers is relatively impermeable, in general agreement with stratigraphic observations characterizing this unit as a basement till, i.e., a compact and impermeable layer (Parriaux and Nicoud, 1993). At the two other sites, the granular aquifer responds rapidly to pumping in the bedrock aquifer, that is to say less than 1 minute after

the onset of pumping. This result indicates the presence of a direct hydraulic connection between the bedrock and the overlying granular units.

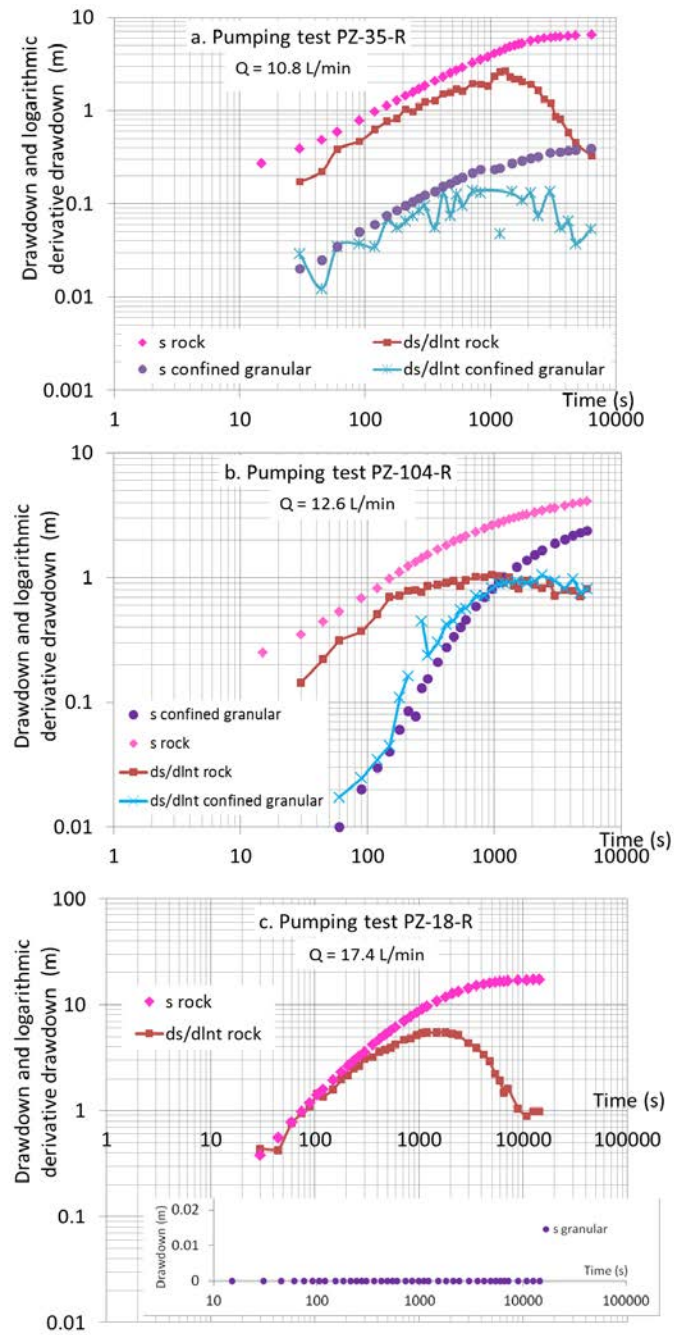


Figure 4.4 Results of pumping tests in the fractured-rock formations: drawdown and log-derivative drawdown versus time for wells (a) PZ-35-R and PZ-35-DD, (b) PZ-104-R and PZ-104-DD and (c) PZ-18-R and PZ-18-D.

At the PZ-35 site, water level in the bedrock well moves down faster than water level in the deep granular deposit well, indicating that the rock formation is less transmissive than the granular formation. The transmissivity values computed from the Cooper-Jacob (1946) approximation are $6.72 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ for the bedrock and $1.54 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ for the deep granular aquifer. The two distinct head-loss systems are also manifested in the difference in static piezometric levels; the piezometric level is slightly higher in the deep granular aquifer than in the bedrock aquifer because flow from the granular aquifer to the bedrock causes significant head losses. The log-derivative curves for both aquifers present similar log slopes during the initial phase of pumping, followed by a marked break that occurs at the same time in both aquifers and that results in negative log slopes. This similarity in behavior suggests that the bedrock and deep granular aquifers reach the same flow regimes during pumping. Note that the unconfined granular aquifer monitored by PZ-35-SD did not react to pumping due to the underlying impermeable clay layer.

At the PZ-104-site, the flow zone around PZ-104-DD responds after 1 minute of pumping in the bedrock aquifer. Both log-derivative curves delineate positive slopes during the initial stage of pumping and reach a similar plateau that is maintained until the end of testing. After 1000 s, when both bedrock and confined granular log-curves attain the same plateau, the decreased velocity of the water level is the same in both aquifers (even if the hydraulic heads are different). Therefore, from this stage onward, observations at both wells yield the same T value of $1.75 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ as calculated from Cooper-Jacob's (1946) method. This behavior is indicative of a homogeneous hydrodynamic system composed of both bedrock and granular aquifers. In other words, the system can be characterized as a single flow domain. As was the case with the preceding site, the

unconfined granular aquifer monitored by PZ-104-SD did not react to pumping due to the underlying impermeable clay layer.

4.4.1.2 Falling-head permeability tests

Although the previous analysis clearly indicates a hydraulic connection between the fractured rock aquifer and the upper granular aquifer at sites PZ-35 and PZ-104, it remains unclear whether the hydraulic link is of natural (fractures in the bedrock connected to the upper granular aquifer) or human origin (defective sealing of the casing). Chapuis et al. (1981) and Chapuis (1988) proposed an interpretation method to assess the sealing quality of a piezometer installed in a confined granular aquifer using a falling-head permeability test. The velocity graph derived from this test allows the presence of a preferential seepage in the vicinity of the piezometer to be detected (Chapuis et al., 1981; Chapuis, 1988). The velocity graph shows the mean hydraulic head difference (mean H) during the time interval dt versus the corresponding descending velocity dH/dt . The theoretical representation of this function is a straight line crossing the origin of the graph (corresponding to Darcy's law). A curved or broken line at the end of the test suggests the existence of a piezometric error. The piezometric error is the difference between the true piezometric level of the bedrock aquifer (derived from its boundary condition) and the measured static level. This error is explained by the presence of a seepage path near the casing originating from an overlying granular aquifer (Chapuis et al., 1981; Chapuis, 1988; Chapuis and Sabourin, 1989). In this application, the linear extension of the graph for high H values yields an estimate of the piezometric error and the left part of the graph (small H values) represents leaky flow caused by a defective seal (Chapuis and Sabourin, 1989). This method can be applied to detect the existence of a preferential path along the casing installed in the granular units overlying a bedrock

aquifer because the hydraulic processes are similar. A falling-head permeability test was performed in the bedrock aquifer at the three double sites (Richard et al., 2013). A water column in the bedrock well of about 1.60 m was added to get the test started. After approximately 1 hour 30 minutes, the water level had reached the initial static level for the three sites. Figure 4.5 displays the velocity plots recorded in wells PZ-35-R, PZ-104-R and PZ-18-R.

A straight line crossing the origin in well PZ-35-R indicates that there is no piezometric error; i.e., the observed static level is the true piezometric level of the bedrock aquifer. Consequently, the permeability test fails to reveal the presence of a defective seal for this piezometer. Similarly, the velocity graph does not suggest the presence of a defective seal in well PZ-18-R either. This supports the results obtained from the pumping test, where no response in the upper sandy aquifer was recorded. At well PZ-104-R, the velocity graph clearly delineates a curve at the end of the test, thereby indicating the presence of a piezometric error ε of about 22 cm as determined by the linear extension of the right part of the graph. This means that the true piezometric level of the bedrock aquifer is 22 cm higher than the measured static level. This difference between the static and the piezometric levels is explained by an improper sealing of the casing into the rock that produces a preferential flow from the bedrock aquifer to the granular aquifer. Indeed, this physical perturbation implies a rebalancing of hydraulic heads in the vicinity of the defective well. During the first phase of the test, the graph delineates a straight line (Figure 4.5b). As H gets smaller, i.e. when the water level approaches the true piezometric level of the bedrock, the leakage is detected (curve) because it becomes more dominant. As it drops below the true piezometric level, the hydraulic response is solely due to this leaky flow through the defective

sealing. A conceptual illustration of a falling-head permeability test performed with the presence of a defective seal in the rock is presented in Figure 4.6.

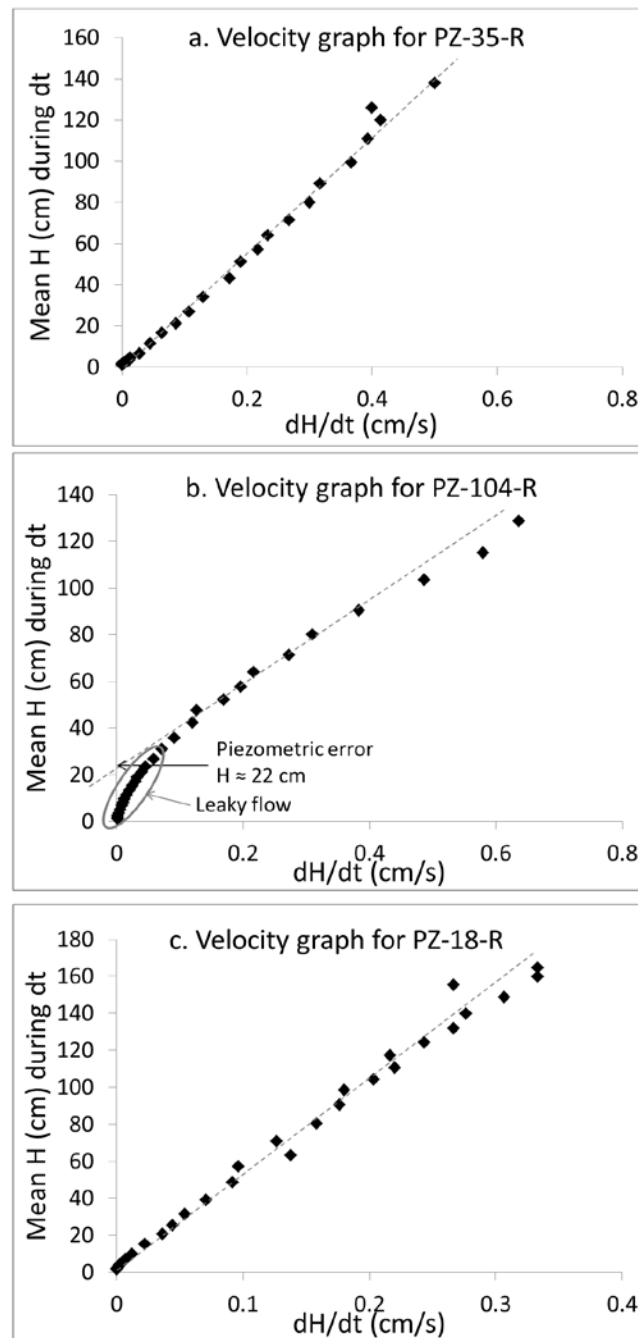


Figure 4.5 Velocity graphs of falling-head permeability tests in wells (a) PZ-35-R, (b) PZ-104-R, and (c) PZ-18-R.

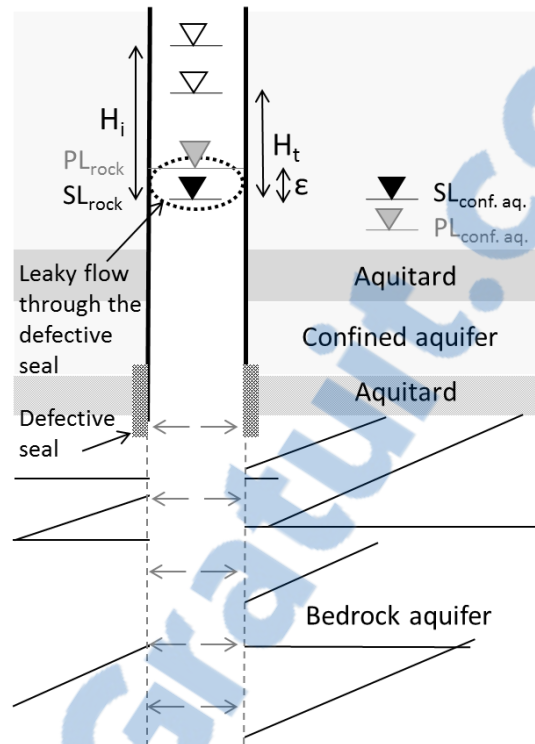


Figure 4.6 Conceptual sketch of a falling-head permeability test performed in a bedrock aquifer connected to a granular aquifer via a preferential path along a casing having an inadequate seal. PL: Piezometric Level; SL: Static Level; H_i : Hydraulic head difference between static level and water level at the beginning of the test; H_t : Hydraulic head difference between static level and water level at time t .

In summary, hydraulic-testing results have yielded the following observations:

- The absence of a hydraulic connection at the PZ-18 site between aquifers separated by an impermeable till layer. Proper sealing of the casing into the rock prevents preferential flow and possible cross-contamination.
- A hydraulic connection between the fractured-rock and the deep granular aquifer at the PZ-104 site, with both aquifers behaving as a homogeneous hydrodynamic system (same descending velocity). The hydraulic connection may be partly attributed to a hydraulic short-circuit with the upper granular aquifer, as suggested by the permeability

test, created by an improperly sealed casing. Indeed, the percussion rotary air blast drilling probably generated a damaged zone in the vicinity of the casing when crossing the different formations, creating a preferential flow path between the bedrock aquifer and the confined granular aquifer. This leaky flow may have been enhanced during well development when the fines were washed from the till.

- A hydraulic connection between the fractured-rock and the deep granular aquifer at the PZ-35 site, where both aquifers exhibit the same flow regimes during pumping but show two distinct head loss systems (contrary to the PZ-104 site). The presence of a short-circuit along the casing is ruled out based upon the results of the permeability test.
- The absence of a hydraulic connection at the PZ-35 and PZ-104 sites between the fractured-rock aquifer and the shallow, unconfined granular aquifer due to an impermeable clay layer that separates the deep and shallow granular deposits.

4.4.2 Geophysical observations

Geophysical logging operations were undertaken to locate zones of water inflow along the boreholes at the double sites (PZ-35-R, PZ-104-R and PZ-18-R). An acoustic televiewer and an electromagnetic flowmeter were used to locate and characterize the permeable fractures intersecting the borehole. The acoustic televiewer provides a magnetically-oriented image of the borehole wall from which the depth and orientation (strike and dip) of fractures can be determined (Morin et al., 1997). Stationary flowmeter measurements were recorded at selected depths and under steady-state pumping condition. These data permit the relative contribution of each permeable fracture to the total flow along the borehole to be computed (Morin et al. 1997;

Morin and Savage, 2002). Transmissivity values can be estimated across approximately two orders of magnitude using this method due to the resolution limitations of the flowmeter. The global transmissivity derived from the pumping test conducted under transient flow conditions is estimated using the Cooper-Jacob (1946) approximation. As the drawdown is proportional to the pumping discharge (Thiem, 1906), the contribution of each flowing fracture to the total drawdown corresponds to the flow rate contribution to the total discharge (Keys, 1988). Figure 4.7 presents the geophysical logs obtained in each of the three boreholes. The tadpole plot (Figure 4.7), derived from examination of the digital borehole wall images, represents the azimuth (horizontal scale) and dip (tadpole tail) of each fracture. The flowmeter log shows the cumulative flow measured at a series of selected depths that have a common diameter in order to avoid flow by-passing the instrument at locations where the well is enlarged. Parameters associated with the flowing fractures (Table 4.2) include the depth, flow rate, transmissivity, and dip and azimuth.

Even though numerous fractures are detected by the acoustic televiewer in the boreholes, only a very few contribute to the overall well transmissivity. For both wells PZ-35-R and PZ-104-R, the flowmeter indicates no flow originating from the entire bedrock below the casing; the total discharge is coming from the rock-casing contact. In borehole PZ-104-R, this localized inflow may be a consequence of preferential flow along the casing. This interpretation is corroborated by the falling-head permeability test that also indicates leakage along the casing. In this case, the estimated transmissivity value corresponds to the transmissivity of the defective seal. In borehole PZ-35-R, considering that the first meter of the bedrock aquifer is highly weathered and that the casing penetrates only 40 cm into it, it is reasonable to assume that at least part of the flow detected by the flowmeter at the rock-casing contact is coming from this weathered zone. In well

PZ-18-R, two flowing sub-horizontal fractures are recognized and they may be connected to overlying layers via a well-developed fracture network.

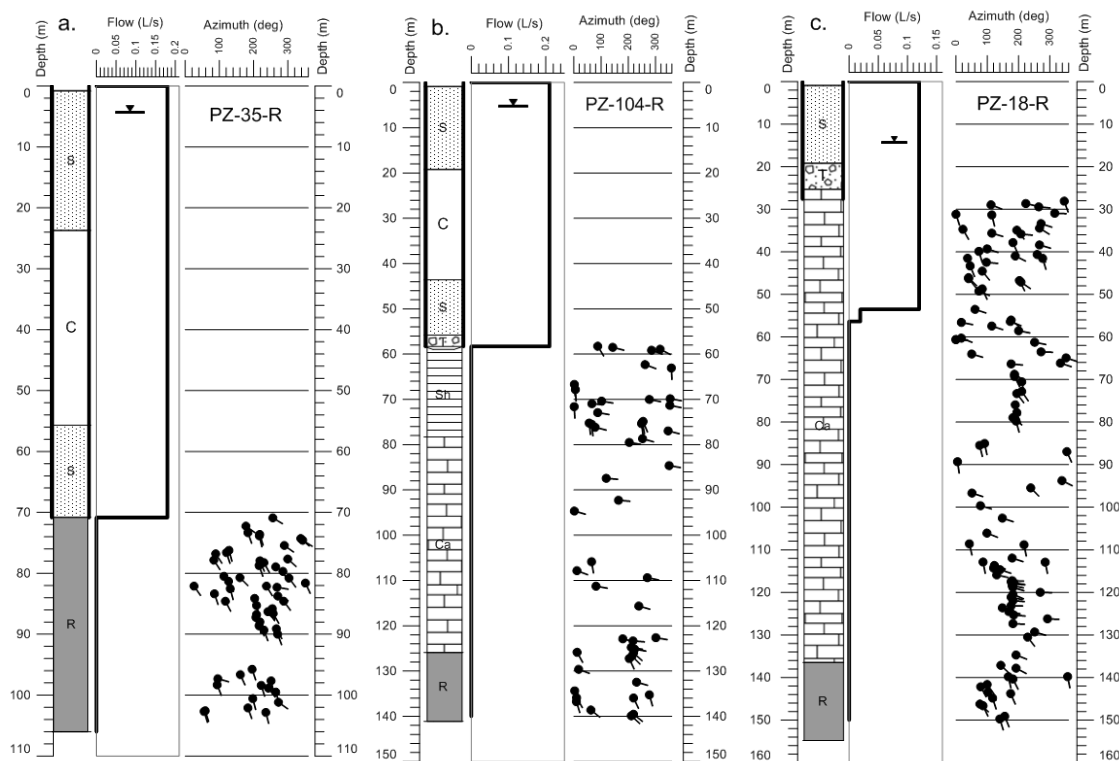


Figure 4.7 Geophysical logs of flow during pumping and fracture orientation obtained in wells (a) PZ-35-R, (b) PZ-104-R, (c) PZ-18-R. S: Sandy unit; G: Gravel unit; C: Clay unit; T: Till unit; Sh: Shale unit; Ca: Calcareous unit; R: Precambrian (crystalline) rock.

Table 4.2 Characteristics of the flowing fractures in the three wells

Well ID	Fracture depth /depth of the inflow (m)	Flow rate (L/min)	Transmissivity (m ² /s)	Dip (deg)	Azimuth (deg)
PZ-35-R	70.90	10.8	6.72x10 ⁻⁶	31	256
PZ-104-R	57.90	12.6	1.79x10 ⁻⁵	NA	NA
PZ-18-R	53.51	7.19	9.76x10 ⁻⁶	18	331
	56.37	1.14	1.54x10 ⁻⁶	21	84

NA = not applicable

4.4.3 Hydrochemical evaluation

Hydraulic connection and interaction between two aquifers that are supposedly separated may carry potentially important hydrochemical consequences (Chesnaux et al., 2012). When considered separately, each aquifer unit provides a specific geochemical signature to the groundwater it hosts. However, as numerically illustrated by Chesnaux et al. (2012) through the simulation of contaminant transport from a bedrock aquifer to a pumped granular aquifer, two aquifers that are hydraulically connected may promote the exchange of fluid chemical properties. Hydrochemical effects of hydraulic connection between aquifer units were investigated in this study by comparing the chemical composition of the groundwater contained in each formation. Water samples were taken from each aquifer once the physico-chemical parameters measured in-situ became constant. These properties, measured with a multi-parameter probe, include pH, redox potential, temperature, and electrical conductivity (converted to total dissolved solids). The major elements (calcium, sodium, magnesium, potassium, chloride, bicarbonate and sulfate) and a suite of 30 minor elements were analyzed in the laboratory. Note that the ionic balance was verified for each water sample.

The concentration of total dissolved solids (TDS) (calculated from the electrical conductivity) in water from the three aquifers at the PZ-35 site (Table 4.3) distinguishes two types of water according to the classification of Carroll (1962): water from the shallow granular aquifer is fresh water (TDS concentration of 24 mg/L) and waters from the bedrock and from the deep granular aquifers are highly brackish (9684 mg/L and 9342 mg/L, respectively). Note that the TDS concentrations in waters from the bedrock and from the deep granular aquifer are similar. The presence of brackish water is common in the SLSJ region (Walter, 2010) and it is mostly localised

deep in the bedrock aquifers. At the PZ-104 site, the shallow granular aquifer also contains fresh water, with a TDS concentration of 127 mg/L; the bedrock and the deep granular aquifers have higher TDS concentrations (1384 mg/L and 1895 mg/L, respectively) that correspond to a slightly brackish condition. Here, however, the TDS concentrations of waters from these two aquifers display some differences. At the PZ-18 site, groundwater is slightly brackish in the bedrock, whereas it is fresh in the overlying granular aquifer.

Table 4.3 Total dissolved solids (TDS; mg/L) field measurements at the PZ-35, PZ-104 and PZ-18 sites. TDS is converted from the electrical conductivity. A conversion factor of 0.9 is used for PZ-35-R, PZ-35-DD, PZ-104-R and PZ-104-DD; a correction factor of 0.5 is used for PZ-35-SD and PZ-104-SD

Well ID	Bedrock aquifer	Confined granular aquifer	Unconfined granular aquifer
PZ-35	9684	9342	24
PZ-104	1384	1895	127
PZ-18	1932	NA	47

At the PZ-35 site, the dominant anion is Cl^- and the dominant cation is Na^+ for both wells PZ-35-R and PZ-35-DD, as shown on the Schoeller (1962) diagram of Figure 4.8. The perfect fit of both curves derived for waters in the deep granular aquifer and in the bedrock aquifer demonstrates that the hydrochemical signature of the major elements of both aquifers is identical. Moreover, field observations indicated that both waters were clear in color, had a similar salty taste and a sulfur odor. It thus appears that the same groundwater body is shared by both aquifers. This groundwater is probably the product of a mix of two types of water, one type associated to the bedrock aquifer and the other coming from the overlying granular aquifer. The hydrochemical

signature of the water from the shallow granular aquifer at this site is totally different from the two other aquifers, indicating water from a different origin.

Similar hydrochemical signatures of the major elements are also shown at the PZ-104 site for water from the bedrock and from the deep granular aquifer. Water from the deep granular aquifer is slightly more concentrated in major elements, but both waters clearly belong to the hydrochemical $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ facies. Field observations indicated that water pumped from well PZ-104-R became black with gas traces after one hour of pumping, whereas water from the overlying granular aquifer remained light grey and charged with fine particles. This color difference implies different hydrochemical properties for the two waters and supports the slight difference between the hydrochemical signatures. The black water may arise from a fracture in the shale unit which would not be extracted by pumping from the overlying granular aquifer. This feature might correspond to the large fracture located at a depth of 59.1 m (televiwer log), as it is one of the closest to the pump. Pumping from the bedrock aquifer should draw water from the overlying granular aquifer through the defective seal as well as from the shale fracture. Consequently, the resulting hydrochemical signature should be a mix of both groundwaters originally separated but currently connected through the defective seal. This newly modified multilayer aquifer system must be in a phase of chemical rebalancing after the introduction of the preferential path which modified the natural flow field. The mix seems therefore incomplete at the time of sampling, conducted one year after well installation. The hydrochemical signature of water from the shallow granular aquifer (facies $\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^-$) is totally different from the two other aquifers, which clearly indicates water from a different source. This unconfined aquifer contains a water body which is distinct from the aquifers located below.

At the PZ-18 site the hydrochemical signature of water from the unconfined granular aquifer belongs to the Ca^{2+} - HCO_3^- facies, a condition that is totally different from the water in the bedrock aquifer showing a Na^+ - Cl^- facies. This indicates the presence of two separated groundwater bodies originating from different sources. This conclusion is in agreement with the hydraulic and geophysical observations presented above.

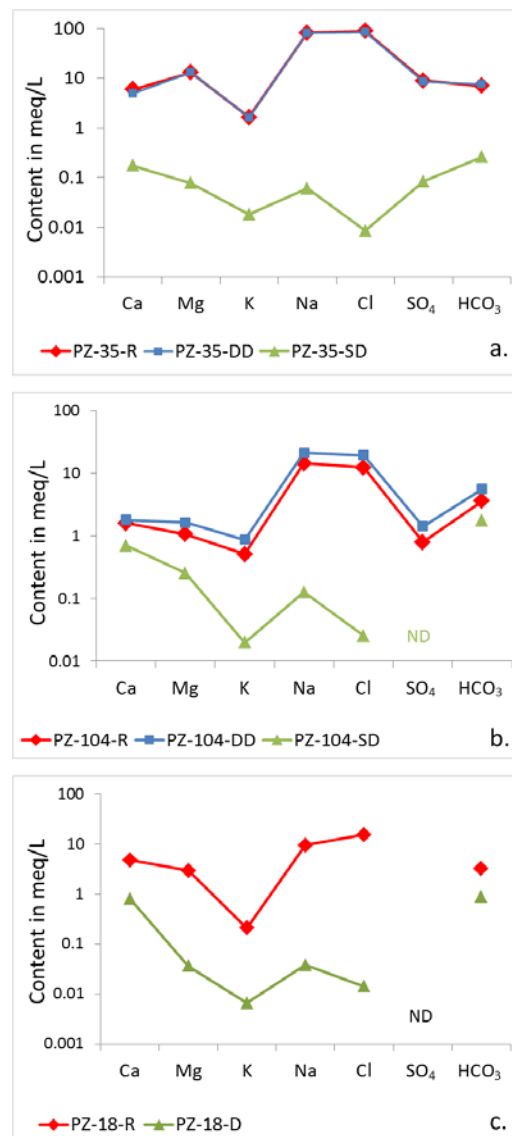


Figure 4.8 Schoeller diagrams for sites (a) PZ-35, (b) PZ-104 and (c) PZ-18. ND: Not Detected (below the detection limit).

4.4.4 Regional observations

The influence that the type of overlying granular formation has on the estimated transmissivity of the bedrock aquifer can be examined on a regional scale. A total of 538 transmissivity values are available for the bedrock aquifers in the study area as calculated from specific capacity tests (Richard et al., 2011). These values were grouped according to two types of overlying granular formations (Figure 4.9). Case 1 represents a bedrock aquifer overlain by a confined granular aquifer and Case 2 represents a bedrock aquifer overlain by a clayey aquitard. Transmissivity values associated with each case and various lithologies are presented in Figure 4.10 as box plots.

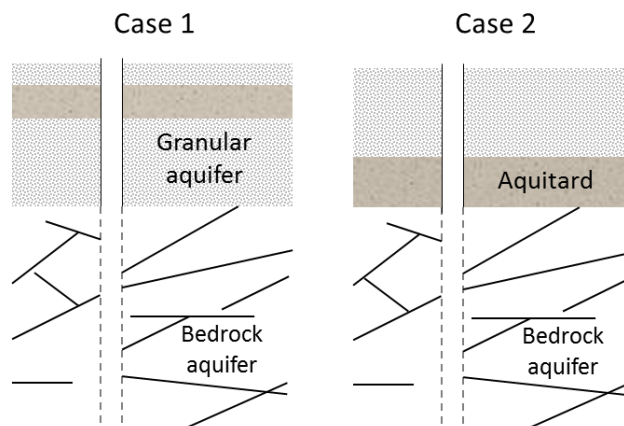


Figure 4.9 Case 1: Bedrock aquifer overlain by a confined granular aquifer. Case 2: Bedrock aquifer overlain by a clayey aquitard.

The mean estimated transmissivity for the gneiss is approximately half an order of magnitude higher for Case 1 than for Case 2. For granite and anorthosite, the mean transmissivity value is more than two times higher for Case 1 than for Case 2. For limestone, the mean transmissivity value is more than one order of magnitude higher for Case 1 than for Case 2. Finally, the calculated transmissivities for bedrock aquifers of all lithologies are, on average, higher where the bedrock is overlain by a granular aquifer than where it is overlain by an aquitard. This result

suggests that the upper granular aquifer, which is generally more permeable than the bedrock aquifer (Richard et al., 2011), may contribute in many instances to the water yield during pumping of the bedrock aquifer. In this case and depending on the hydraulic gradient, the overlying granular aquifer constitutes a recharge zone for the bedrock aquifer. ANOVA tests (Analysis of Variance, Helsel and Hirsch, 2002) show that Case 1 and Case 2 form two statistically distinct populations, for gneiss, granite and limestone, at the 1% threshold value. For anorthosite, the statistical difference between both populations (Case 1 and Case 2) is significant at a 5% threshold value. The statistical difference is smaller for anorthosite, probably because of its massive crystalline structure (Hébert et al., 1998), less fractured than the other rocks, making hydraulic connexions less probable. Note that there are more opportunities to observe hydraulic connections when the upper granular aquifer overlies limestone because the limestone typically is a more densely fractured rock and is more easily damaged during casing installation. This may explain why the greatest difference between Case 1 and Case 2 occurs in limestone aquifers.

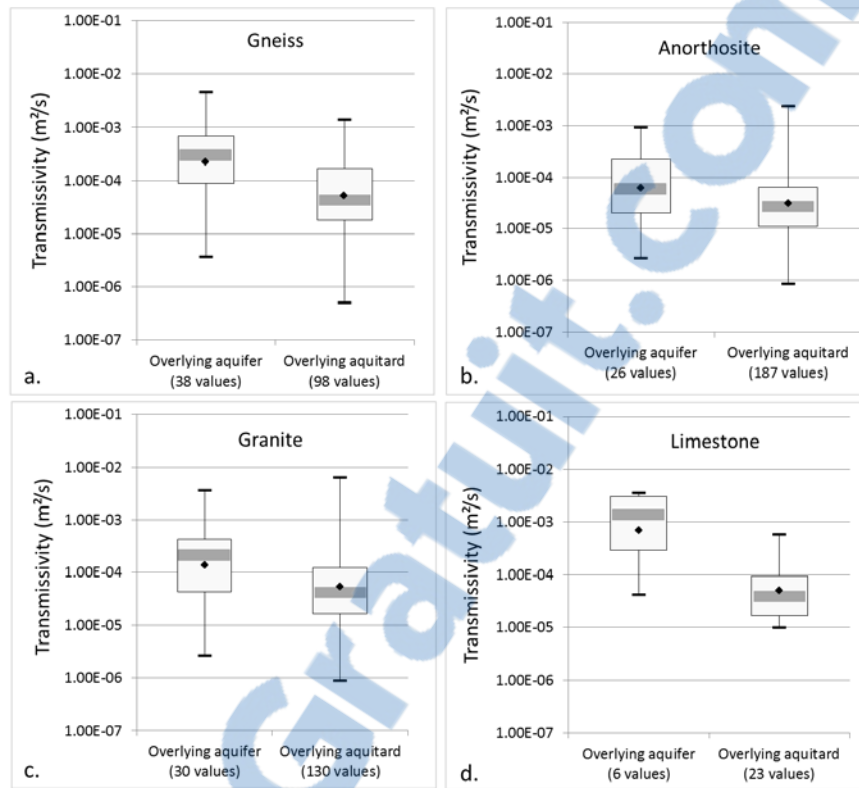


Figure 4.10 Box plots representing estimated transmissivity values by type of overlying granular context for (a) gneiss, (b) anorthosite, (c) granite and (d) limestone. Box plots show mean values (black dot), median values (thick grey bar), 50th percentile values (box outline), all values (whiskers)

There does not appear to be any clear influence of the thickness of the upper granular aquifer on the calculated transmissivity value of the bedrock aquifer, as illustrated in Figure 4.11. This observation indicates that for the wells that are improperly sealed, leakage to the fractured rock aquifer is not controlled by the thickness of the deposits but rather by the quality of the seal, which is affected by the damaged zone along the casing in the vicinity of the top of the rock formation.

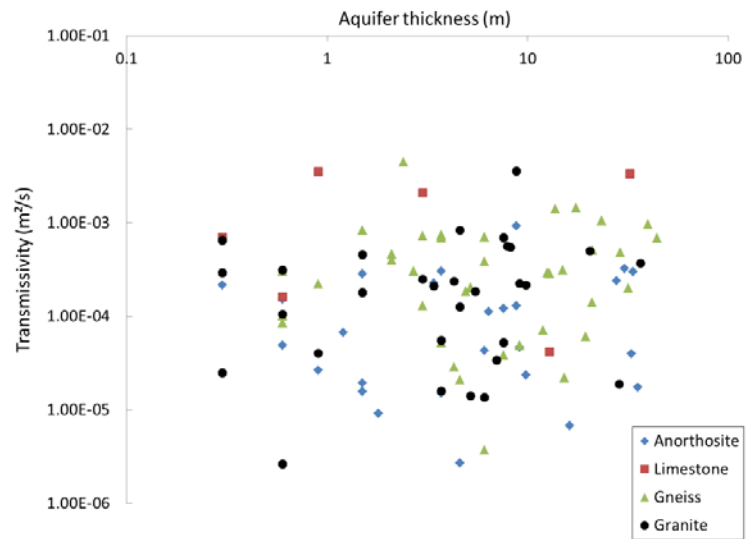


Figure 4.11 Transmissivity values of the fractured-rock aquifers versus the thickness of the overlying granular aquifers

Changes in well-drilling practices and their effect on the calculated transmissivities of bedrock aquifers can also be investigated. A provincial rule was established in June 2002 for constructing wells into bedrock encountered less than 5 meters below the ground surface (MDDEP, 2002). All new wells were required to be isolated with a seal of bentonite at the rock – casing contact to avoid fluid exchange between aquifers. Transmissivity values estimated in wells constructed before and after 2003 are compared (Figure 4.12), i.e., before and after the implementation of the new drilling regulations. These data represent only the bedrock aquifers that are shallower than 5 meters below ground surface and that are overlain by a granular aquifer. For anorthosite, the estimated transmissivity values are on average similar between both sets, except that the highest transmissivity values obtained for wells constructed after 2003 are about one order of magnitude lower than those obtained in older wells. The transmissivity values estimated in wells constructed

before 2003 in granite are on average three times higher than those completed after 2003. This difference is even more noteworthy for gneiss; here the wells constructed before 2003 have transmissivity values one order of magnitude higher than those installed after the rule was enforced. Transmissivity values could not be compared for limestone because there are not enough data available. Therefore, the calculated bedrock transmissivity values are on average lower after the implementation of the rule. ANOVA tests show that both populations (< 2003 and > 2003) are statistically distinct for gneiss, granite and limestone, at the 1% threshold value. For anorthosite, the statistical difference between both populations is significant at a 5% threshold value. As transmissivity is generally lower for bedrock aquifers than for granular aquifers (Richard et al. 2011), these regional scale results tend to confirm the recurrent presence of defective seals in the vicinity of the rock-casing contact. Note that the transmissivity difference is smaller for anorthosite, probably because of its massive crystalline structure (Hébert et al., 1998) that is more likely to remain intact during drilling operations.

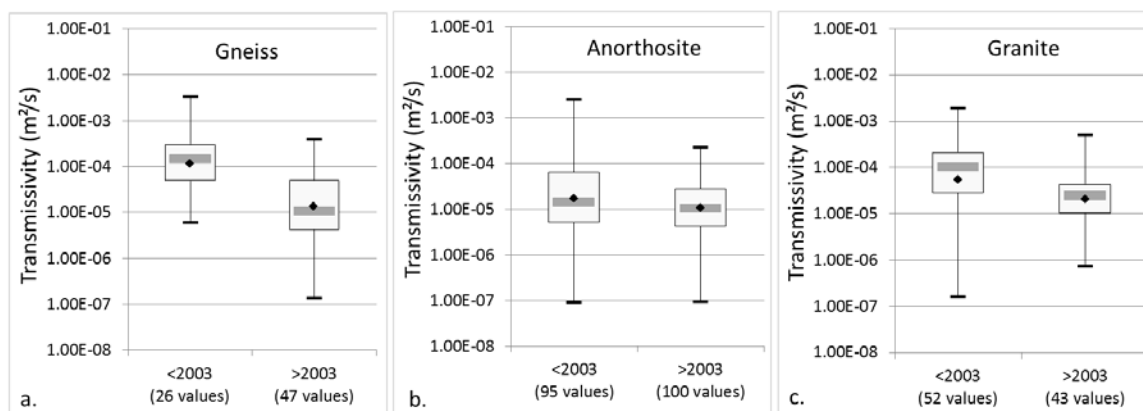


Figure 4.12 Box plots representing estimated transmissivity values calculated for bedrock located less than 5 meters below the ground surface before and after 2003 for (a) gneiss, (b) anorthosite, (c) granite. Box plots show mean values (black dot), median values (thick grey bar), 50th percentile values (box outline), all values (whiskers).

4.5 Discussion

4.5.1 Specific sites

At the PZ-35 site, the granular aquifer reacts to pumping of the underlying gneissic aquifer, thereby indicating that the superposed formations are hydraulically connected. According to the pumping test results, the two media represent different head-loss systems. Identical hydrochemical properties showed that the same groundwater body is shared by both aquifers and belongs to the $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ facies. Geophysical logging identified an inflow near the rock-casing contact, but no leaky flow was detected by the permeability test. Considering that the first meter of the gneissic aquifer is weathered and that the casing penetrates the gneiss for only 40 cm, it is concluded that the flow is coming from the weathered rock layer. This weathered surface represents the zone of natural hydraulic exchange with the overlying granular aquifer (Figure 4.13a).

At the PZ-104 site, the deeper granular aquifer responds to pumping of the underlying bedrock aquifer, again demonstrating that both formations are hydraulically connected. In this case, the zone around the well was damaged during drilling and the casing was not adequately sealed (too short penetration of the casing into the rock and absence of bentonite sealing). As a consequence, the single inflow zone detected by the flowmeter at the rock-casing contact and the shape of the curve in the velocity graph reveal the existence of preferential seepage along the casing connecting both aquifers (Figure 4.13b). Furthermore, very few naturally occurring vertical connections are expected, because the shale unit exhibits a strong vertical anisotropy and because of the presence of the overlying clayey silt layer. Therefore it is clear that the defective seal primarily controls the groundwater flow from pumping at this site. In addition, the hydrochemical

comparison of water from the deep granular aquifer and water from the bedrock aquifer showed two similar $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ facies having slight differences in major elements. This is interpreted as being an incomplete mix of two groundwater bodies originally separated but currently connected through the defective seal. This newly modified multilayer aquifer system must be in a phase of chemical rebalancing after the creation of the preferential path which modified the natural flow field. This case is different from PZ-35 site, where the chemical equilibrium has already been reached because the hydraulic connection naturally exists.

At the PZ-18 site, the sandy aquifer does not respond to pumping in the calcareous aquifer, indicating that the granular and bedrock aquifers are not hydraulically connected. This result is explained by the presence of an impermeable till layer that separates the aquifers. The length of the seal is about 2 meters into the bedrock at this site and, unlike the PZ-104 and PZ-35 sites, the seal seems to be effective in preventing short-circuits. In addition, there is no preferential flow along the casing identified by the permeability test. This is also corroborated by the flowmeter measurements which do not detect any inflow at the rock-casing contact. The flow from PZ-18-R during pumping is due to two fractures located in the limestone formation (Figure 4.13c). Consequently, PZ-18 can be utilized as a control sample site.

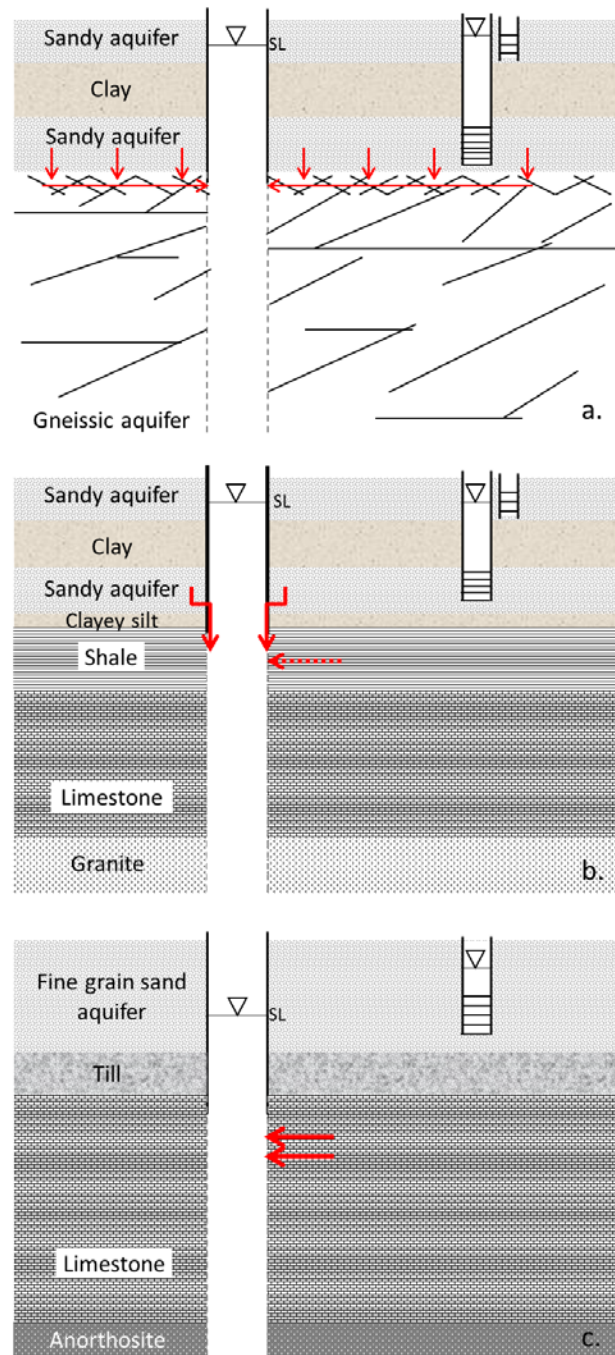


Figure 4.13 Conceptual flow system at sites: (a) PZ-35, (b) PZ-104 and (c) PZ-18 as determined from field observations. Red arrows indicate flow paths within the aquifer system, the red-dashed arrow indicates suspected but not confirmed flow path.

4.5.2 General discussion on hydraulic connections between the granular and the bedrock aquifers

In this paper, a suite of complementary field tests demonstrated and characterized the existence of hydraulic connections between bedrock aquifers and overlying granular aquifers at different experimental sites. Information on the hydraulic and hydrochemical properties of a bedrock aquifer obtained from pumping tests and water sampling may not always be intrinsic to the rock formation but may be biased by the properties of the overlying granular deposits (as seen in sites PZ-35 and PZ-104). This was confirmed by a regional analysis which indicates that transmissivity values calculated for bedrock aquifers are influenced by the presence of more permeable overlying deposits. These results highlight the fact that two (or more) aquifers can be stressed when pumping in a targeted bedrock aquifer. Therefore, undertaking a study of a bedrock aquifer without considering the possibility of fluid exchanges occurring (natural or anthropogenic) with the overlying granular material may lead to erroneous interpretations of contamination conditions, flow directions, travel times, and well capture areas. Consequently, pollution entering a granular aquifer may also contaminate the fractured-rock aquifer and vice versa, depending on the hydraulic gradient.

Different scenarios which may be commonly observed in any hydrogeological context have been highlighted in this study:

- Natural hydraulic connection between bedrock and overlaying granular aquifer (PZ-35 site). The knowledge of this natural connection is essential to properly define capture areas and calculate representative hydraulic properties of all the solicited aquifer systems during pumping operations. The use of the log-derivative drawdown in the

interpretation methods may be a promising approach for further work in order to be able to separate the hydraulic properties of the rock from those of the granular aquifers.

- Few occurrences of natural connections between bedrock and granular aquifers are observed when an aquitard overlays the bedrock (sites PZ-18 and PZ-104). In this case, greater care is required when installing a well in the bedrock aquifer to avoid non-desired exchanges of water. Indeed, if the well is improperly sealed into the shallower part of the bedrock, then a preferential pathway between both aquifers may be created. Consequently, both the bedrock and the overlying granular aquifers, originally separated, are hydraulically connected. This condition can alter flow directions and enhance chemical exchange, with an eventual risk of cross-contamination due to the alteration of the protection barrier provided by the aquitard. This is a significant issue all the more so as the regional analysis showed that anthropogenic hydraulic exchanges between granular aquifers and underlying bedrock aquifers are a widespread phenomenon (in the SLSJ region as much as in all parts of the world (Morris et al 2003)). Firstly, the established design criteria are not always followed, such as a minimal casing length (i.e., 60 cm) penetrating the rock (PZ-35 and PZ-104 sites), and more effective controls are necessary to ensure that state-of-the-art methods are practiced by drillers. Secondly, the drilling method should be tailored to the type of rock encountered in order to minimize borehole damage. The percussive drilling technique used for constructing wells in this study was more conducive to defective seals; at well PZ-104, for example, a very hard and brittle shale makes casing installation challenging. Better techniques such as the sonic (vibratory) drilling or the double rotary drilling would have

caused less damage to the rock around the well. A better well design is required to avoid leakage along the casing and therefore possible contaminant transport in bedrock aquifers via preferential pathways. An initial improvement in well-design practices was identified for the SLSJ region, whereby a bentonite seal tended to provide an adequate solution to defective installation. However, this is currently imposed only for wells into bedrock encountered shallower than 5 meters and is therefore of limited effectiveness when considering the thickness of the deposits in the study area or other regions worldwide. We propose: i) using a full-length bentonite seal for all wells in bedrock (this may be expensive but decontamination costs can be even greater), ii) increasing the minimum length of the seal when possible, especially when a bedrock aquifer is overlain by granular aquifers. Once the well is completed but not well sealed, it typically cannot be rectified and a new well-capture area is created that may be problematic.

Finally, it is highly recommended to practitioners that pumping tests with surrounding piezometric monitoring be performed at any study site in addition to hydrochemical comparison of each existing aquifer unit; falling head permeability tests are also helpful in verifying the quality of the seal at the bedrock-casing contact. These tests are low cost and easy to conduct as field experiments.

4.6 Conclusion

This work provided direct field evidence of hydraulic connections between a fractured-rock aquifer and overlying granular formations. This phenomenon is not routinely investigated despite

its important hydraulic and chemical implications and frequent worldwide occurrence. These results are relevant in water management (such as water supply investigations and water budget analyses) and land settlement (such as waste deposit (i.e., nuclear wastes), shale gas exploitation), and need to be considered in the implementation of strict regulations and guidelines on well drilling practices.

4.7 Acknowledgements

This project was funded by the *Fondation de l'UQAC* (FUQAC), the *Fonds de Recherche du Québec sur la Nature et les Technologies* (FRQNT), and the *Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines* of Quebec (PACES), with contribution from the *Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs*, UQAC, *Ville de Saguenay* and the four *Municipalités Régionales de Comté* of the SLSJ region. The authors would like to acknowledge the contributions to this paper from team members of the PACES project at UQAC. The authors also thank Mustafa Afsin, an anonymous reviewer, the editor and the associate editor for their comments and advice that greatly improved the quality of this manuscript.

4.8 References

- Avramtchev, L., 1993. Carte minérale de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean [Mineral map of the Saguenay-Lac-Saint-Jean region]. Ministère de l'énergie et des ressources du Québec PRO9307.
- Bourdet, D., Whittle, T.M., Douglas, A.A., Pirard, Y.M. 1983. A new set of type curves simplifies well test analysis. *World Oil*, 196:95–106.
- Carroll, D., 1962. Rainwater as a chemical agent of geologic processes – A review. *US Geological Survey Water-Supply Paper*, 1535-G, 18 pp.

- Chapuis, R.P., 1988. Determining whether wells and piezometers give water levels or piezometric levels. *Ground-Water Contamination: Field Methods*, ASTM STP 963, A. G. Collins and A. I. Johnson, Eds., American Society for Testing and Materials, Philadelphia, pp.162-171.
- Chapuis, R.P., 2007. Guide des essais de pompage et leurs interprétations [Guide to pumping tests and their interpretation]. Québec, 156pp.
- Chapuis, R.P., Sabourin, L., 1989. Effects of installation of piezometers and wells on groundwater characteristics and measurements. *Canadian Geotechnical Journal*, 26: 604-613.
- Chapuis, R.P., Paré, J.J., Lavallée, J.G., 1981. Essais de perméabilité in-situ à niveau variable. [In situ variable head permeability tests]. *Proceedings of Xth International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Stockholm, 1: 401-406.
- Chesnaux, R., 2012. Uncontrolled drilling: Exposing a global threat to groundwater sustainability. *J Water Resources and Protection*, 4:746-749.
- Chesnaux, R., Chapuis, R.P., 2007. Detecting and quantifying leakage through defective borehole seals: a new methodology and laboratory verification. *Geotechnical Testing Journal*, 30(1): 17-24.
- Chesnaux, R., Elliott, A-P., 2011. Demonstrating evidence of hydraulic connections between granular aquifers and fractured rock aquifers. *Proceedings of GeoHydro 2011, Joint Meeting of the Canadian Quaternary Association and the Canadian Chapter of the International Association of Hydrogeologists*, August 28-31, 2011, Quebec City, Canada, 8pp.
- Chesnaux, R., Chapuis, R.P., Buès, M., 2005. Détection et caractérisation des courts-circuits hydrauliques entre aquifères causés par des défauts de scellement de puits. [Detecting and Characterizing Hydraulic Short-circuits between Aquifers induced by a Defective Well Seal], *Proceedings of the 57th Canadian Geotechnical Conference, 5th Joint CGS/IAH-CNN*, Quebec City, Canada, pp 9-16.
- Chesnaux, R., Chapuis, R.P., Molson, J.W., 2006. A new method to characterize hydraulic short-circuits in defective borehole seals. *Ground Water*, 44(5):676-681.
- Chesnaux, R., Rafini, S., Elliott, A-P., 2012. A numerical investigation to illustrate the consequences of hydraulic connections between granular and fractured-rock aquifers. *Hydrogeology Journal*, 20(8): 1669-1680.

- Cooper, H.H., Jacob, C.E., 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. *Transactions, American Geophysical Union*, 27(4): 526-534.
- Helsel, D.R., Hirsch, R.M., 2002. Statistical methods in water resources. *In: Techniques of water-resources investigations of the United States Geological Survey, Book 4, Hydrologic analysis and interpretation.*
- Hocq, M., Martineau, G., 1994. Le quaternaire [The Quaternary], p 121-128. *In: Hocq M Géologie du Québec [Geology of Quebec], Ministère des ressources naturelles du Québec, ed. Les Publications du Québec. Québec, Canada, 131pp.*
- Keys, W.S., 1988. Borehole geophysics applied to groundwater investigation. *Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey. Collection of environmental data, Book 2.*
- MDDEFP, 2012. Règlement sur le captage des eaux souterraines [Regulation for groundwater extraction]. Québec, Canada
http://www2.publicationsduquebec.gouv.qc.ca/dynamicSearch/telecharge.php?type=3&file=/Q_2/Q2R6.htm, consulted on December 12th, 2013.
- MDDEP, 2002 Guide de conception des installations de production d'eau potable [Guide for building drinking water installations]. Québec, Canada.
- Meiri, D., 1989. A tracer test for detecting cross-contamination along a monitoring well column. *Ground Water Monitoring Review*, 9(2): 78-81.
- Morin, R.H., Savage, W.Z., 2002. Topographic stress perturbations in southern Davis Mountains, west Texas. *Journal of Geophysical Research*, 107(B12): 2340.
- Morin, R.H., Carleton, G.B., Poirier, S., 1997. Fractured-aquifer hydrogeology from geophysical logs; the Passaic formation, New Jersey. *Ground Water*, 35(2):328-338.
- Morris, B.L., Lawrence, A.R.L., Chilton, P.J.C., Adams, B., Calow, R.C., Klinck, B.A., 2003. Groundwater and its susceptibility to degradation : a global assessment of the problem and options for management. *Early Warning and Assessment Report Series RS 03-3*, United Nations Environment Program, Nairobi.

- Parriaux, A., Nicoud, G., 1993. De la montagne à la mer, les formations glaciaires et l'eau souterraine. Exemple du contexte Nord-alpin occidental [From the mountain to the sea, glacial formations and groundwater. Examples from the occidental North-Alpine context]. *Quaternaire*, 2-3(4): 61-67.
- Rafini, S., Larocque, M., 2009. Insights from numerical modeling on the hydrodynamics of non-radial flow in faulted media. *Advances in Water Resources*, 32: 1170-1179.
- Rafini, S., Larocque, M., 2012. Numerical modeling of the hydraulic signatures of horizontal and inclined faults. *Hydrogeology Journal*, 20: 337-350.
- Renard, P., Glenz, D., Mejias, M., 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal*, 17: 589-600.
- Richard, S.K., Chesnaux, R., Rouleau, A., 2011. Estimating the hydraulic properties of aquifers from specific capacity data: Saguenay-Lac-Saint-Jean, Quebec. *Proceedings of GeoHydro 2011, Joint Meeting of the Canadian Quaternary Association and the Canadian Chapter of the International Association of Hydrogeologists*, August 28-31, 2011, Quebec City, Canada, 8pp.
- Richard, S.K., Chesnaux, R., Rouleau, A., 2012. Hydraulic factors controlling groundwater flow in the fractured rock aquifers of the Saguenay-Lac-Saint-Jean region, Quebec, Canada. *Proceedings of the 39th IAH International Conference*, September 17-21, 2012, Niagara Falls, Canada.
- Richard, S.K., Chesnaux, R., Rouleau, A., 2013. Detecting preferential seepage along casing installed in fractured rock aquifers: Examples from the Saguenay-Lac-Saint-Jean region, Canada. *Proceedings of GeoMontreal 2013, the 66th Canadian Geotechnical Conference and the 11th Joint CGS/IAH-CNC Groundwater Conference*, September 29 - October 3, 2013, Montreal, Quebec, Canada.
- Rouleau, A., Walter, J., Daigneault, R., Chesnaux, R., Roy, D.W., Germaneau, D., Lambert, M., Moisan, A., Noël, D., 2011. Un aperçu de la diversité hydrogéologique du territoire du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Québec) [Overview of the hydrogeological diversity in Saguenay-Lac-Saint-Jean area (Québec)]. *Proceedings of GeoHydro 2011, Joint Meeting of the Canadian Quaternary Association and the Canadian Chapter of the International Association of Hydrogeologists*, August 28-31, 2011, Quebec City, Canada, 7pp.
- Schoeller, H., 1962. Les Eaux Souterraines [Groundwaters], Masson et Cie, Paris, 642pp.

- Smith, B.A., Hunt, B.B., 2009. Potential hydraulic connections between the Edwards and Trinity aquifers in the balcones fault zone of Central Texas. *South Texas Geological Society Bulletin* L(2), 34pp.
- Straface, S., 2009. Estimation of transmissivity and storage coefficient by means of a derivative method using the early-time drawdown. *Hydrogeology Journal*, 17: 589-600.
- Theis, C.V., 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Transactions, American Geophysical Union*, 16: 519-524.
- Thiem, G., 1906. Hydrologische Methoden [Hydrological methods]. Gebhardt, Leipzig, 56pp.
- Walter, J., 2010. Les eaux souterraines à salinité élevée autour du lac Saint-Jean, Québec : origines et incidences [High salinity groundwaters around Saint Jean lake, Quebec: origin and consequences]. Msc Thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Canada.

CHAPITRE 5

MODÉLISATION NUMÉRIQUE DES CONNEXIONS HYDRAULIQUES ENTRE AQUIFÈRES FRACTURÉS ET AQUIFÈRES GRANULAIRES : CONSÉQUENCES SUR L'ESTIMATION DES PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES

Comme il a été vu aux chapitres précédents, la présence de connexions hydrauliques entre aquifères granulaires et rocheux fracturés semble avoir des implications quant à l'estimation des propriétés hydrauliques du roc. L'objectif de ce chapitre est de confirmer et d'évaluer par simulation numérique l'impact des connexions hydrauliques sur les valeurs estimées de transmissivité ou de conductivité hydraulique.

Ce chapitre propose tout d'abord une validation numérique du modèle d'écoulement déterminé à partir des essais de terrain pour le site expérimental PZ-35. Des modèles conceptuels représentant différents cas de figures de connexions hydrauliques sont ensuite proposés afin d'évaluer comment ceux-ci affectent les valeurs des propriétés hydrauliques estimées lors d'essais de pompage et de perméabilité. À noter que ce chapitre ne traite que des cas d'aquifère à nappe captive où les interprétations telles que Cooper-Jacob (1946) et Barker (1988) sont applicables. La section 5.3.1 se présente sous la forme d'un article soumis récemment à la revue *Ground Water*. Elle traite le cas de l'interprétation d'un essai de perméabilité à niveau variable dans un aquifère

rocheux fracturé lorsque celui-ci est en connexion hydraulique avec un aquifère granulaire sus-jacent via un défaut d'ancrage.

5.1 Brève description de l'outil numérique choisi

Le code *SEEP/W*, produit par la compagnie Geo-Slope Int. (2012), permet de réaliser des simulations numériques des écoulements en milieux poreux. Ce code a déjà été utilisé pour simuler des problèmes locaux similaires à ceux de cette étude, tels que des essais de perméabilité (e.g. Chapuis and Chenaf, 2003; Chapuis, 2005) ou encore des essais de pompage (Chesnaux et al., 2012). Il présente également une interface intuitive, relativement facile à utiliser. Ce code résout, par la méthode des éléments finis, la loi de conservation de la masse qui s'écrit de la manière suivante en symétrie radiale selon l'axe z de rotation :

$$\frac{k_r}{r} \left(\frac{\partial h}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial r} \left(k_r \frac{\partial h}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) + Q = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (5.1)$$

avec h la charge hydraulique [L], r la distance radiale à la source [L], k_r la composante radiale de la conductivité hydraulique [L.T⁻¹], k_z la composante verticale de la conductivité hydraulique [L.T⁻¹], Q [L³.T⁻¹] le terme puits-source, θ la teneur en eau volumique.

Tous les problèmes présentés dans ce chapitre sont traités en résolution axisymétrique c'est-à-dire en symétrie autour de l'axe central vertical du puits qui est l'axe de rotation. Le problème est alors défini en 2-D sur l'interface graphique mais les résultats s'appliquent de manière homogène en 3-D autour de l'axe de rotation. Ce mode de résolution est choisi car les solutions utilisées d'essais de pompage comme Cooper-Jacob ou Barker sont définies en géométrie axisymétrique.

Dans les modèles présentés dans cette partie, différentes hypothèses sont considérées, notamment celles indiquées ci-dessous.

- ✓ Chaque domaine défini dans les modèles est considéré comme un milieu homogène et isotrope, ce qui constitue l'hypothèse la plus restrictive de l'étude;
- ✓ Les conditions aux frontières sont suffisamment éloignées du puits de pompage ou d'injection de manière à ne pas influencer les réponses hydrauliques propres aux matériaux géologiques et aux géométries particulières situées au voisinage du puits;
- ✓ L'épaisseur d'aquifère est constante sur toute son étendue horizontale. Il est à noter que des variations d'épaisseur provoqueraient des changements de réponse hydraulique se traduisant par des ruptures de pente dans le graph $ds/d\ln t$ vs t (Dal Soglio, 2012).

Le puits de pompage ou d'injection doit être défini de manière particulière sous *SEEP/W*, de façon à ce que les effets d'emménagement soient correctement décrits lors des simulations, représentant le fait que le puits puisse stocker ou relâcher un volume d'eau avec des pertes de charge négligeables. Les effets d'emménagement sont d'autant plus conséquents dans le cas des forages dans le roc dont le diamètre et la profondeur du trou sont importants, puisque le volume interne y est relativement grand. Chapuis (2009) a introduit le concept d' "élément réservoir" décrit par deux fonctions indépendantes $K(u)$ et $\theta(u)$, permettant de reproduire le comportement hydraulique particulier du puits non définissable directement sur *SEEP/W* ou d'autres codes, u étant la pression interstitielle. En effet, la plupart des logiciels lient les fonctions $K(u)$ et $\theta(u)$ ce qui est le cas pour les sols mais non valide dans le cas de réservoirs (comme un puits par exemple). Deux fonctions indépendantes $K(u)$ et $\theta(u)$ sont donc définies. La conductivité hydraulique $K(u)$ du puits doit être au moins 10 000 fois plus grande que celle des autres matériaux. Pour les modèles

utilisés dans ce chapitre, K est définie arbitrairement à 120 m/s en condition saturée, ensuite $K(u)$ diminue linéairement lorsque la pression interstitielle diminue, jusqu'à atteindre une valeur arbitrairement de 80 m/s à $u = -30$ kPa (Figure 5.1). En ce qui concerne la teneur en eau volumique, il doit y avoir une transition rapide entre la condition saturée et la condition résiduelle (Figure 5.1.b). La fonction $\theta(u)$ est fixée à 0,99 en condition saturée ($u > 0$), et passe ensuite à 0,01 à partir de $u = -1$ kPa et pour des valeurs inférieures. La taille de l'élément réservoir doit être au maximum de 2 cm dans la zone où le niveau d'eau fluctue, c'est la taille utilisée ici.

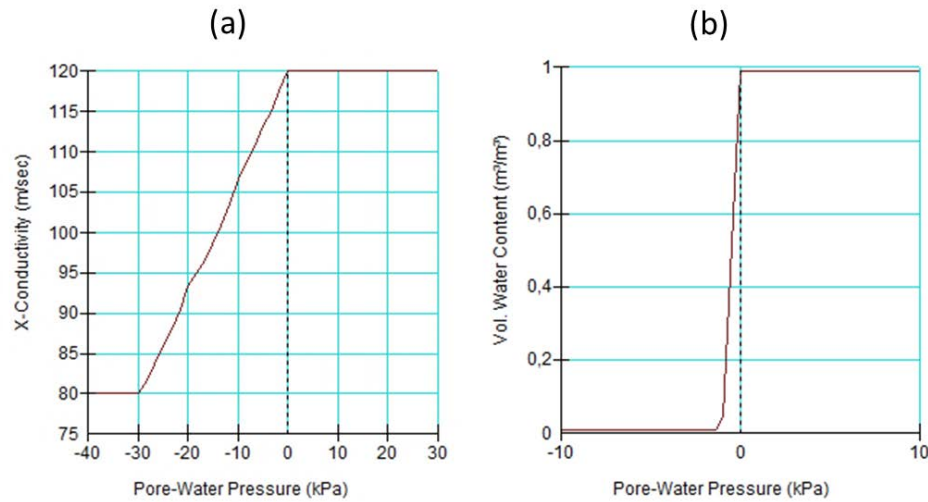


Figure 5.1. Illustration des fonctions a) $K(u)$ et b) $\theta(u)$ telles que définies dans SEEP/W pour tous les modèles numériques de ce chapitre.

5.2 Description et calage du modèle au site PZ-35

Il est question ici de reproduire l'essai de pompage réalisé *in-situ* au site PZ-35 de façon à observer numériquement l'influence éventuelle de connexions hydrauliques sur la réponse hydraulique observée au puits. D'après les essais réalisés *in-situ* (Chapitre 4), la majeure partie de

l'écoulement sortant du puits provient de la partie supérieure du roc qui est altérée. Cette zone altérée est en connexion hydraulique naturelle avec l'aquifère sableux sus-jacent. Le modèle est représenté sur *SEEP/W* par 4 régions distinctes (Figure 5.2) : le puits de pompage, dont les conditions hydrauliques ont été définies à la section précédente (Figure 5.1), l'aquifère sableux de conductivité hydraulique K_{sable} , la zone altérée du roc de conductivité hydraulique $K_{\text{zone altérée}}$, et le reste du roc présentant une faible conductivité de matrice K_{matrice} . Le modèle comporte 88 424 nœuds et 125 550 éléments. Le piézomètre situé dans l'aquifère sableux à une distance de 5 m n'est pas représenté mais constitue un point d'observation. La paroi du tubage n'est pas modélisée, le puits est séparé des régions « aquifère granulaire » et « zone altérée » par 2 cm d'espace « vide » correspondant à l'épaisseur de la paroi du forage. La charge initiale imposée est de 100,66 m et est supposée être la même sur tout le modèle (en négligeant l'influence du gradient hydraulique régional considérant la petite échelle d'observation) car on considère que cette valeur représente la charge d'équilibre dans le cas d'une connexion naturelle. Pour le pompage, un débit $Q = 2,86 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}$ est appliqué dans le puits à une hauteur de 84 m. Ce débit correspond au débit de pompage utilisé *in-situ* divisé par 2π , car le modèle est construit en géométrie axisymétrique comme expliqué à la section 5.1.

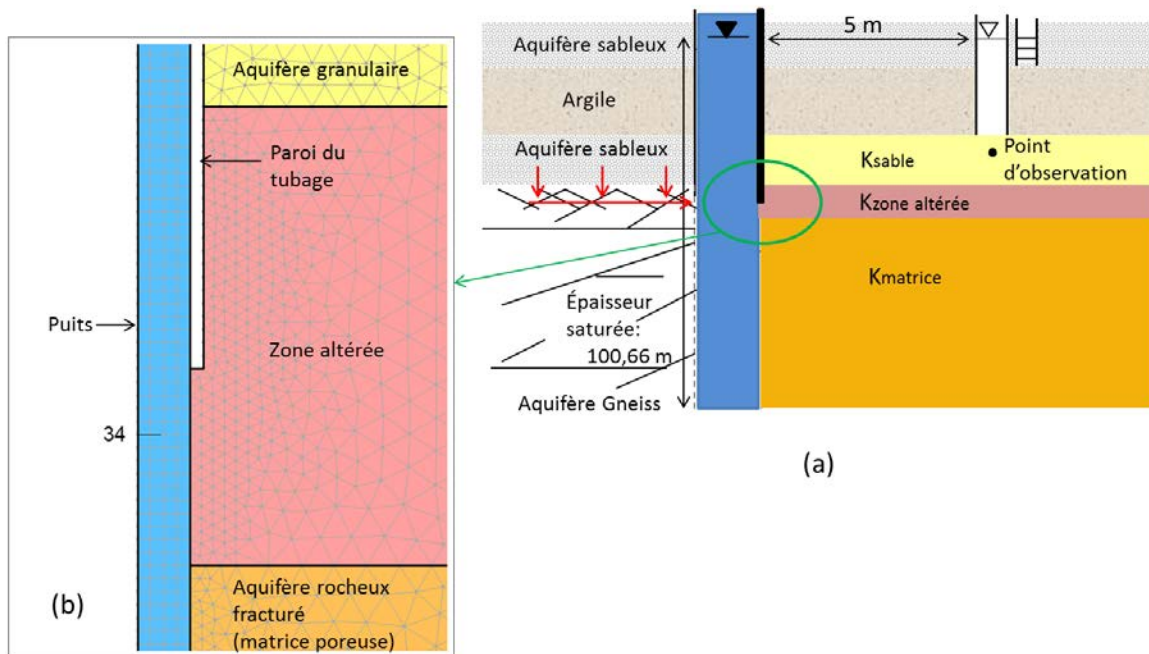


Figure 5.2 (a) Représentation schématique du modèle défini sur *SEEP/W* pour le site PZ-35 (échelle non respectée). En bleu : région « puits », en rouge : région « frange altérée », en jaune : région aquifère granulaire, en marron : région aquifère rocheux fracturé (matrice poreuse). (b) Zoom montrant les détails du maillage autour du puits.

La Figure 5.3 montre les résultats de la simulation numérique de l'essai de pompage comparés à ceux obtenus *in-situ*. Le rabattement ainsi que la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps sont présentés. Seulement deux phases d'écoulement sont visibles pour l'essai *in-situ* qui est d'une durée limitée, c'est donc cette seule portion qui permet l'ajustement des courbes. Les valeurs simulées présentent un bon ajustement avec les valeurs observées sur le terrain dans le sens où les formes des courbes de rabattement et de dérivée logarithmique du rabattement sont bien reproduites. Une mesure « d'erreur », le NRMS (Normalized Root Mean Square) permet d'exprimer statistiquement la différence entre les valeurs observées sur le terrain et celles calculées par le modèle. Il sert de critère de validation du modèle. Un NRMS de 4,90% est

obtenu pour les valeurs de rabattement dans le puits de pompage et un NRMS de 8,64% est obtenu pour les valeurs de rabattement au niveau du piézomètre d'observation. Ces 2 valeurs permettent de valider le modèle car le NRMS doit être inférieur à 10%. Le Tableau 5.1 indique les valeurs des principaux paramètres obtenus après calage du modèle numérique sur les valeurs observées. Le meilleur calage a été obtenu pour des valeurs identiques de K_{sable} et $K_{\text{zone altérée}}$ soit 3.10^{-5} m/s. Ces deux paramètres sont les plus sensibles du modèle avec la longueur d'ancrage dans le roc, qui est ici de 40 cm.

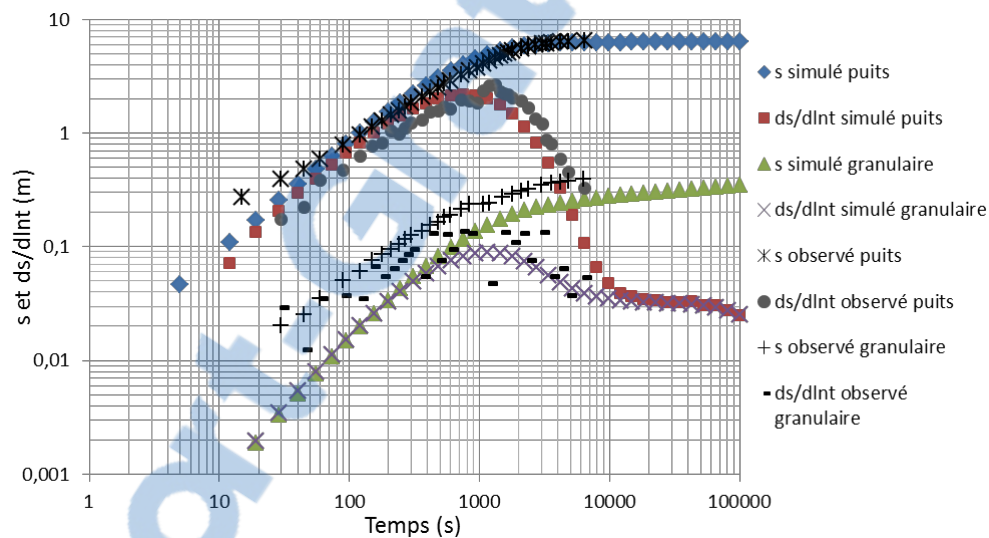


Figure 5.3 Rabattement et dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps observés dans le puits de pompage et le piézomètre d'observation : comparaison des signaux observés *in-situ* et obtenus de la simulation numérique.

Tableau 5.1 Valeurs des principaux paramètres utilisés pour le calage du pompage.

	Aquifère sable	Zone altérée	Matrice rocheuse
K (m/s)	3.10^{-5}	3.10^{-5}	10^{-10}
Compressibilité volumique du milieu : m_v (kPa^{-1})	10^{-6}	10^{-7}	10^{-7}
Épaisseur (m)	14,90	0,70	33,80
Débit Q appliqué (m^3/s)	$2,86.10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}$ ($= 1,80.10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}/(2\pi)$)		
Charge hydraulique initiale (m)	100,66		
Longueur d'ancrage dans le roc (m)	0,40		

Considérons le signal en dérivée logarithmique obtenu pour l'aquifère rocheux fracturé. On rappelle que graphiquement une pente dans le signal de la dérivée logarithmique du rabattement correspond à une phase d'écoulement et qu'une rupture de pente correspond à un changement de forme de la surface équipotentielle frontale (un changement de géométrie d'écoulement). Dans les temps courts, la pente obtenue Figure 5.3 vaut 1, ce qui correspond à l'emmagasinement de l'eau dans le puits (Gringarten et al., 1979). À environ 1000 s, on a une rupture de pente; la nouvelle pente est $p = -1,7$, ce qui correspond à un écoulement fractionnaire (de dimension d'écoulement non entière). Les résultats de simulation montrent ensuite un plateau confondu au puits et au point d'observation qui correspond à un écoulement radial (pente nulle, dimension d'écoulement $n = 2$ représentant un écoulement de « type Theis »). La transmissivité associée à cette phase d'écoulement se calcule en utilisant l'équation 2.17 pour le cas particulier où $p = 0$, et pour m , ordonnée à l'origine, égale à 0,032 m :

$$T = \frac{Q}{m4\pi} = 7,1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s} \quad (5.2)$$

Pour $b = 49,40$ m, $K = T/b = 1,44 \cdot 10^{-6}$ m/s. On rappelle que b est l'épaisseur hydrauliquement active lors du pompage, ici égale à l'ensemble matrice rocheuse + zone altérée + granulaire captif. La valeur de la conductivité hydraulique ainsi obtenue correspond à une sorte de « moyenne » sur les trois couches traversées par le forage.

Il est possible de comparer cette valeur avec la valeur théorique de conductivité hydraulique horizontale K_h estimée à partir de la loi de composition :

$$K_h = \frac{K_{sable} \times b_{sable} + K_{zone\ altérée} \times b_{zone\ altérée} + K_{matrice\ rocheuse} \times b_{matrice\ rocheuse}}{b_{sable} + b_{zone\ altérée} + b_{matrice\ rocheuse}}$$

La valeur obtenue est $9,4 \cdot 10^{-6}$ m/s, ce qui est 6,5 fois supérieur à la valeur obtenue à partir de l'essai de pompage. Cette différence peut s'expliquer par le fait que, lors du pompage, le tubage «bloque» l'écoulement horizontal provenant des couches les plus perméables (aquifère de sable et une partie de la zone altérée), ce qui se traduit par une valeur moyenne de conductivité hydraulique obtenue à partir de l'essai de pompage moins élevée.

Enfin, on note ici l'utilité de tracer la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps au lieu du simple tracé de s vs t . En effet, le tracé de s vs t semble indiquer une droite de Cooper-Jacob dans des temps inférieurs à 1000 s; il se peut que le praticien hydrogéologue utilise cette première portion comme droite de Cooper-Jacob, ce qui donnerait alors une valeur de T erronée pour l'ensemble du système aquifère. En traçant la dérivée log du rabattement, on se rend bien compte que les conditions de Cooper-Jacob ne sont valides qu'à partir de 10 000 s quand le plateau radial commence. La portion d'écoulement fractionnaire entre l'emmagasinement et l'écoulement radial correspond à une phase de transition entre les deux.

La définition de l'élément réservoir pour le puits est validée ici puisqu'il y a très peu de perte de charge dans le puits, soit moins de 4 mm (Figure 5.4).

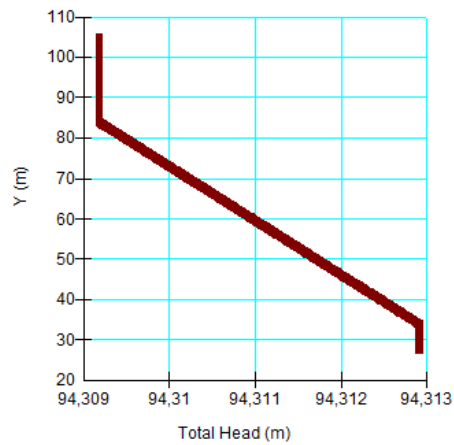


Figure 5.4 Charge hydraulique totale le long du puits de pompage pour l'essai simulé du site PZ-35.

5.3 Réponse hydraulique d'un essai de perméabilité à niveau variable descendant dans un contexte de défaut d'ancrage

5.3.1 Cas où le niveau piézométrique du roc est supérieur au niveau piézométrique de l'aquifère granulaire

Cette sous-section se présente sous la forme d'un article accepté par la revue *Ground Water* le 26 février 2015, version actuellement en révision.

Detecting a defective casing seal at the top of a bedrock aquifer using a falling-head permeability test: field and numerical analyses

Sandra K. RICHARD¹, Romain CHESNAUX¹, Alain ROULEAU¹

¹ CERM (Centre d'études sur les ressources minérales) – Université du Québec à Chicoutimi,
Saguenay, Québec, Canada

GROUND WATER, Accepted (version to be revised), February 2015.

ABSTRACT

An improperly sealed casing can produce a direct hydraulic connection between two or more originally isolated aquifers with important consequences regarding groundwater quantity and quality. A recent study by Richard et al. (2014) investigated a monitoring well installed in a fractured rock aquifer with a defective casing seal at the soil-bedrock interface. A hydraulic short-circuit was detected that produced some leakage between the rock and the overlying deposits. A falling-head permeability test performed in this well showed that the usual method of data interpretation is not valid in this particular case due to the presence of a piezometric error. This error is the direct result of the preferential flow originating from the hydraulic short-circuit and the subsequent re-equilibration of the piezometric levels of both aquifers in the vicinity of the inlet and the outlet of the defective seal. Numerical simulations of groundwater circulation around the well support the observed impact of the hydraulic short-circuit on the results of the falling-head permeability test. These observations demonstrate that a properly designed falling-head permeability test may be useful in the detection of defective casing seals.

Keywords: falling-head permeability test, monitoring well, bedrock aquifer, defective casing seal detection, hydraulic connections, numerical modeling

INTRODUCTION

Defective borehole seals are a frequent and widespread issue worldwide. It is estimated that about two thirds of wells are improperly sealed (Nielsen and Schalla, 2006). The lack of regulation, care, and control during drilling operations are partly responsible for this problem (Chesnaux et al., 2006, 2007; Chesnaux, 2012). In some cases, a defective borehole seal can cause non-desired flow between several aquifers which were originally isolated hydraulically if a hydraulic gradient is present between the aquifers. The consequences can be severe if one of these aquifers is contaminated, especially if the well is installed for supplying drinking water. The detection of this problem and the reduction of its occurrence (e.g., using better drilling techniques and sealing materials) are of crucial importance for the preservation of groundwater reservoirs as a source of safe drinking water. This article focuses on the detection of leaky flow through defective casing seals based on the interpretation of in situ permeability tests and its validation through the use of numerical simulations.

A variable-head permeability test is the field method generally advised for the detection of a preferential flow along a defective seal; it is easy and inexpensive to perform. This method has been proposed by Chapuis and Sabourin (1989) and Chapuis (2007) in the case of a defective borehole seal along an aquitard separating an unconfined and a confined aquifer. A variable-head permeability test (falling or rising head) consists of suddenly changing the water level (raised or dropped) in a pipe by injecting or withdrawing water and then observing the hydraulic response of the aquifer as it returns to its initial piezometric stage. The usual and standardized interpretation method of this test consists of constructing a velocity graph (CAN/BNQ, 1988), although other methods have also been proposed (see Black, 2010), or a conventional graph of the log hydraulic

head-difference versus time. The velocity graph is drawn by plotting the mean hydraulic head difference (mean H) during the time interval dt versus the corresponding descending velocity dH/dt in the pipe. For ideal cases, the theoretical representation of this function is a straight line crossing the origin of the graph as shown in the following equation (Hvorslev, 1951):

$$\frac{dH}{dt} = -\frac{Kc}{S_{inj}}H \quad (5.3)$$

with K the hydraulic conductivity of the tested aquifer (local value), c the shape factor of the injection zone (see examples in Hvorslev, 1951) and S_{inj} the injection area (internal section of the pipe). This equation assumes that the solid matrix deformation is negligible. However, field data obtained in unconsolidated sediments have shown that the velocity graph is often represented by a curve or a broken line near the end of the test; i.e., in the left part of the graph corresponding to slow velocities (Chapuis et al., 1981; Chapuis, 1988; Chapuis and Sabourin, 1989). According to Chapuis et al. (1981) and Chapuis (1988), this type of response is associated with leaky flow along the pipe originating from overlying aquifers. They reported that different flow conditions occur when a defective seal is present and, consequently, different pressure responses occur when conducting a falling-head permeability test in a pipe that has a defective seal. Figure 5.5 has been constructed from the general description given by Chapuis et al. (1981) and Chapuis (1988). These authors have investigated the case of a defective seal in a borehole along an aquitard separating an unconfined from a confined aquifer. The improperly sealed pipe in the deposits produces a hydraulic connection between the two aquifers. In the particular case illustrated in Figure 5.5, the initial piezometric level in aquifer C is higher than the piezometric level in aquifer A located above (Figure 5.5a). The improper sealing of the pipe produces an upward preferential flow from aquifer C to the granular aquifer A due to the hydraulic head difference between the two aquifers. This

creates a preferential flow and initiates a rebalancing of the hydraulic heads in the vicinity of the defective well (Figure 5.5b). Consequently, the measured level in the well in aquifer C (often incorrectly called the static level SL – this terminology will be nevertheless adopted here for convenience) is different from its piezometric level PL (PL being derived from the boundary conditions of the aquifer). The difference between PL and SL is called the piezometric error ε ; it reflects the fact that the static water level observed in the well is not the piezometric level in the bedrock aquifer. During the first stage of the falling-head permeability test (high H values), the velocity graph delineates a straight line. Its linear extrapolation to the y -axis yields an estimate of the piezometric error. According to Chapuis et al. (1981), as H gets smaller; i.e., when the water level approaches the true (natural) piezometric level of aquifer C, the flow contribution from leakage becomes predominant compared to the flow originating within the tested aquifer. This hydraulic change is represented as a curve in the left part of the velocity graph (longer times).

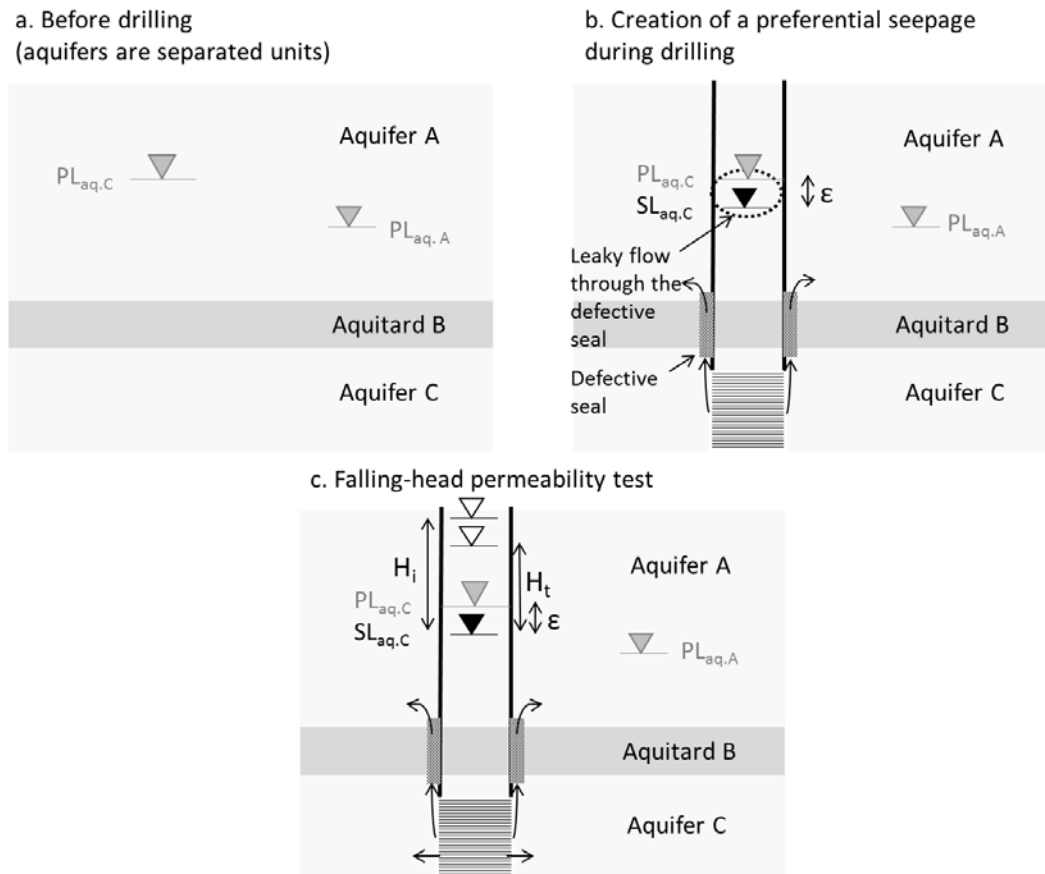


Figure 5.5. (a) Representation of the natural piezometric levels in two aquifers separated by an aquitard. PL : Piezometric Level; SL : Static Level. (b) Rebalancing of hydraulic heads between the two aquifers that have been put in contact by a defective seal during well installation. The term ε represents the piezometric error. (c) Conceptual sketch of a falling-head permeability test performed in aquifer C connected to aquifer A via a preferential flow pathway along a pipe having a defective seal. H_i : Hydraulic head difference between static level and water level at the beginning of the test; H_t : Hydraulic head difference between static level and water level at arbitrary time t .

Although this type of hydraulic behaviour observed during a permeability test in the presence of a defective well seal has been recognized, no case study has been reported where (1) the existence of a defective seal has been properly demonstrated, and (2) a piezometric error ε has been recorded. Finally, no numerical verification has been developed that confirms our conceptual

understanding of a piezometric error produced by a defective seal and the corresponding shape of the H -curve in the attendant velocity graph. In this study, we consider the case of a defective seal located at the bottom of casing penetrating overlying granular deposits and drilled into a bedrock aquifer.

The objective of this paper is to provide a numerical analysis of a falling-head permeability test in the case where a targeted bedrock aquifer is in hydraulic connection with an overlying aquifer via a preferential pathway along a defective casing seal. More precisely it is verified if (1) the distinctive shape of the curve plotted in the velocity graph is associated with leaky flow, and (2) the different flow pathways suggested by Chapuis et al. (1981) actually represent the different stages of the falling-head permeability test that are observed. The numerical model is based on actual field data, where leaky flow along the casing has been previously observed and confirmed by well-logging investigations (Richard et al., 2014).

FIELD DATA

Study site

The study site is located in the Canadian Shield in Quebec (Richard et al., 2014). At this site, well PZ -104-R is cased through the surficial deposits to a depth of 58.3 m, then penetrates a shale unit approximately 20 meters thick before reaching a calcareous unit about 47.6 meters thick, and finally continues for 15.2 m in the underlying granitic rock unit (Figure 5.6). The well has a total depth of 141 m and the open borehole below the surficial material is 14 cm in diameter. The casing crosses, from top to bottom, a sandy aquifer, a clay layer, another sandy aquifer and, finally, a 2-m thick till with a clayey silt matrix which is in contact with the underlying bedrock

(Figure 5.6). This till is described as a basement till, compact and impermeable. The borehole was drilled using a percussion rotary air-lift technique which often causes damage to the rock around the casing and, therefore, tends to favor hydraulic short-circuits. The sealing length of the steel casing in the rock was estimated to be only a few centimeters (1 to 10 cm) for well PZ-104-R; this is shorter than the minimum value of 0.6 m specified by regulations (MDDEFP, 2012). There is no grout or other sealant material along the casing as this is not required for deep wells. An observation well was also installed in the deep sandy aquifer 4 meters away from this well.

Several tests were performed at this site with the aim of characterizing hydraulic connections between bedrock aquifers and granular aquifers (Richard et al., 2014). Geophysical logging operations were undertaken to identify zones of water inflow along the borehole (Figure 5.6). As the flow measurements illustrate, when borehole PZ-104-R is pumped, the total well yield is coming from the rock-casing contact. According to Richard et al. (2014), this localized inflow is a consequence of a preferential flow at the bottom of the casing which is not properly sealed into the till and the rock underneath. A falling-head permeability test has been performed in order to verify that this type of test can be an effective method for detecting a hydraulic short-circuit, as proposed by Chapuis and Sabourin (1989). In this specific case, there is leaky flow between the confined sandy aquifer and the bedrock via a preferential pathway along the casing.

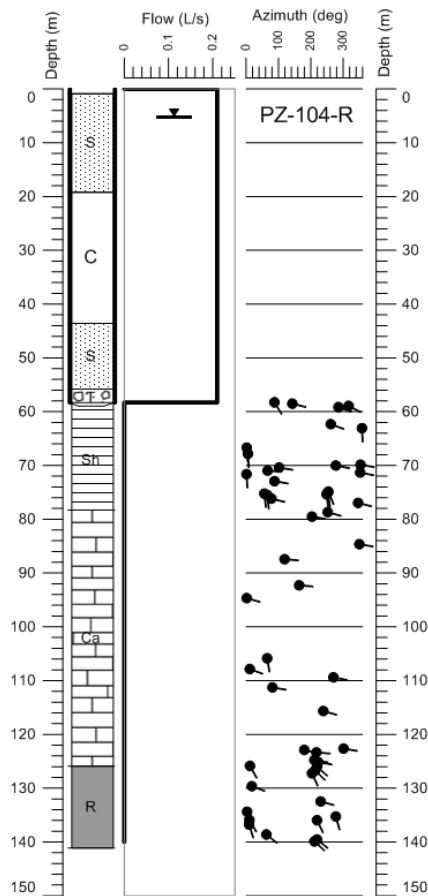


Figure 5.6 Geophysical logs of flow during pumping (0.21 L/s) and fracture orientation obtained in well PZ-104-R. S sandy unit; C clay unit; T till unit; Sh shale unit; Ca calcareous unit; R Precambrian (crystalline) rock (after Richard et al., 2014).

Interpretation of a falling-head permeability test using a velocity graph

A water column about 1.60 m high was injected in the well to begin the test. The decreasing water level in the well was monitored as a function of time until it reached equilibrium. The water level returned to its initial static level after approximately 50 minutes. At the time of the test, the static level was measured at 4.4 m below the ground surface or 136 m from the bottom of the borehole.



The results of the falling-head permeability test are depicted on the velocity graph of Figure 5.7. The data clearly delineate a curve near the end of the test and not a straight line, thereby indicating that the theoretical falling-head permeability test (Equation 5.3) is not appropriate. According to the interpretation of Chapuis et al. (1981), this behavior suggests the presence of a leaky flow. The linear extension of the data from the right side of the graph to the y -axis intercept yields a piezometric error ε of about 22 cm (Figure 5.7). We now propose to numerically reproduce this behavior and to analyze the flow contributions during the different stages of the test.

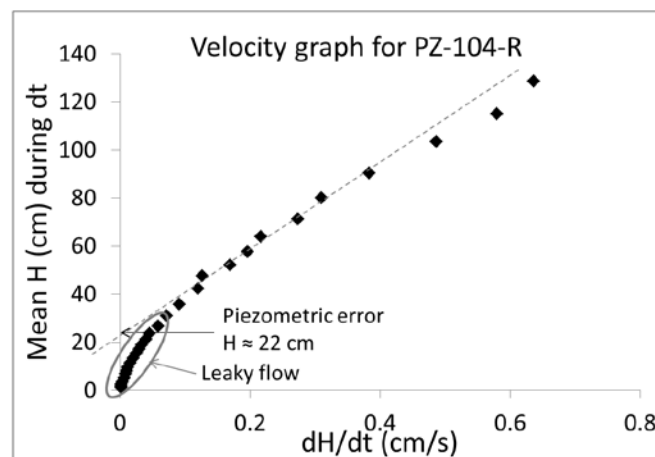


Figure 5.7 Velocity graph of the falling-head permeability test performed in Well PZ-104-R (after Richard et al., 2014).

NUMERICAL VERIFICATION

Description of the numerical model

The code *SEEP/W* (Geo-Slope Int., 2012) designed for modelling water flow in porous media has been used to numerically simulate a falling-head permeability test in the presence of a leaky seal casing. The aim of this exercise is to verify the value of a piezometric error shown on a simulated

velocity graph. The *SEEP/W* code has been selected for this application because it was successfully used for simulating permeability tests in other case studies (e.g. Chapuis and Chenaf, 2003; Chapuis, 2005). The code solves the equation of continuity. The present problem involves a 2-D radially symmetric case, but results also apply homogeneously in 3-D around a vertical axis of rotation (the center axis of the monitoring well). The model is composed of four domains (Figure 5.8): the monitoring well, the bedrock aquifer, the granular aquifer and the defective seal (connecting both aquifers along the monitoring well). The flow through the aquitard (2-m till unit) is neglected and is therefore not represented in the model. Each domain is set as homogeneous, which can be a realistic simplifying assumption locally. Note that the bedrock aquifer is assumed to constitute a homogeneous domain here because the flowmeter measurements did not reveal any substantial inflow from fractures, suggesting that only the rock matrix provides flow and that this flow is too small to detect. Furthermore, packer test results indicate that flow measured at the bottom of casing is at least one hundred times higher than from the rest of the borehole (unpublished data). The defective seal is represented by a cylindrical annulus with a width of 10 cm and a length of 2 m, corresponding to the approximate thickness of the till aquitard.

The finite element grid has 81,158 nodes and 80,480 elements. The grid is refined around the defective seal (Figure 5.8b). The fixed-head boundary conditions, determining the piezometric level of each aquifer, are set far enough away (1 km) so as to not interfere with the permeability test results. This is in agreement with the true field conditions.

An actual representation of the hydraulic processes that occurred in the injection well (storage effect in pipe) is essential for reproducing the real flow conditions during the field experiment. This is achieved by defining two functions $K(u)$ and $\vartheta(u)$ as two independent step functions (u

being the pore-water pressure) as described in Chapuis (2009). Hydraulic conductivity $K(u)$ of the well has to be at least 10^4 times higher than K of the other materials; it was set to 120 m/s for saturated conditions (positive pore-water pressure) and linearly decreased to 80 m/s when $u = -30$ kPa (unsaturated conditions). The function $\vartheta(u)$ is a constant equal to 0.99 for positive pore-water pressure with a linear drop from 0.99 to 0.01 when u drops from 0 to -1 kPa. The element size in the well is 2 cm. Because the well can store or release large volumes of water with negligible head losses (Chapuis, 2009), this method of numerically describing the boundary conditions allows its storage capacity to be accurately represented.

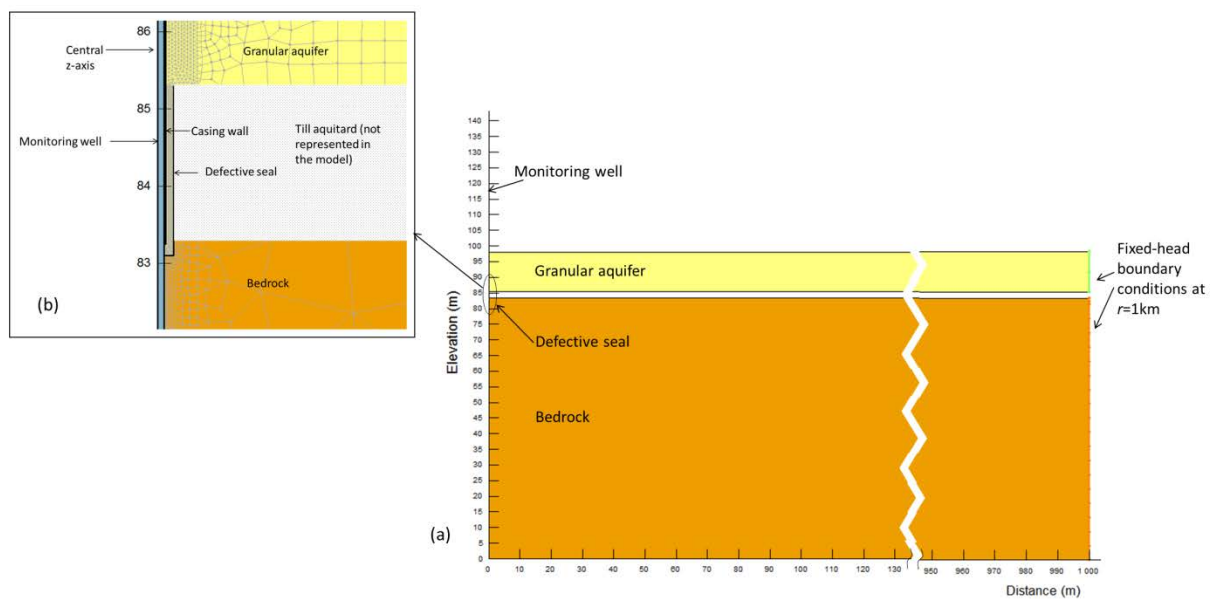


Figure 5.8 Numerical model built with *SEEP/W* (Geo-Slope Int., 2012): (a) Overall view of the model, (b) Close-up of the finite element grid close to the defective seal.

The falling-head permeability test is numerically simulated in three stages: i) initial conditions are set with constant hydraulic head (piezometric level) in both the bedrock and the granular

aquifer that remain unchanged during all stages; values of PL are set at 136.22 m and 135.71 m for the bedrock and the granular aquifer, respectively, ii) under the influence of a hydraulic gradient between both units connected by the defective seal, hydraulic heads are rebalanced in the vicinity of the defective seal until they stabilize, iii) the falling-head permeability test is started by applying a water column of 1.6 m in the bedrock well and then recording the water level response as a function of time.

Results and interpretation of the falling-head permeability test

A hydraulic head of 136.0 m is numerically obtained in the well after the rebalancing of hydraulic heads in the vicinity of the well (stage 2). This value is in agreement with the static level observed in the field (136.0 m). The simulated piezometric error ($PL_{\text{rock}} - SL_{\text{well}}$) is therefore 22 cm because PL was initially set at 136.22 m. Figure 5.9 shows the numerical results of the falling-head permeability test superimposed on the field test results. Numerical data display a good fit to the field data, validating the field interpretation of the defective casing seal in the bedrock. The linear extension of the right part of the graph also leads to a numerical piezometric error of about 22 cm. Table 5.2 summarizes the main hydraulic characteristics of each numerical domain after calibration of the model. The bedrock has a hydraulic conductivity of about 10^{-6} m/s and the granular aquifer has a hydraulic conductivity of 10^{-3} m/s.

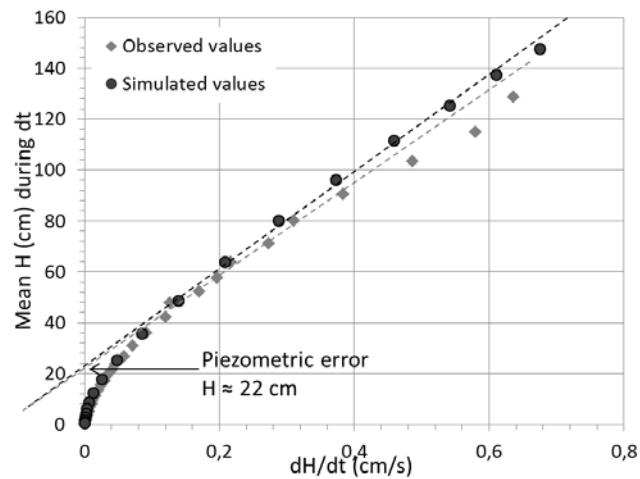


Figure 5.9 Numerical data from the falling-head permeability test simulation represented on a velocity graph superimposed upon field results.

Table 5.2 Main hydraulic characteristics of each numerical region.

	Bedrock aquifer	Granular aquifer / defective seal	Well
K (m/s)	10^{-6}	10^{-3}	$K_{\text{saturated}} = 120$
Volumetric compressibility of the medium: mV (kPa^{-1})	10^{-9}	10^{-6}	10^{-7} (water)
Piezometric level (m)	136,22	135,71	NA

NA: Not Applicable

The numerical simulation shows that the water level in the pipe during the test passes the true piezometric level (136.22 m) of the bedrock at around 650 s (10.8 min); this corresponds to a descending velocity of 0.05 cm/s where the plot begins to curve. Figure 5.10 illustrates the flow directions (hydraulic velocity vectors) in the aquifer system at two different times during the falling-head permeability test: 1) at $t=24$ s, before water level has passed the piezometric level of the rock, and 2) at $t=1717$ s, after water level has passed the piezometric level of the rock. At the beginning of the test ($t=24$ s), flow enters into both the bedrock formation and through the defective seal to the granular aquifer (Figure 5.10a). At $t=1,717$ s (28.6 min), after water level has

passed the true piezometric level of the rock, flow directions change (Figure 5.10b); as water is going down the pipe, it travels solely through the defective seal toward the granular aquifer (flow leakage) and flow no longer enters the bedrock. This observation validates and completes the velocity graph interpretation proposed by Chapuis et al. (1981) and Chapuis (1988).

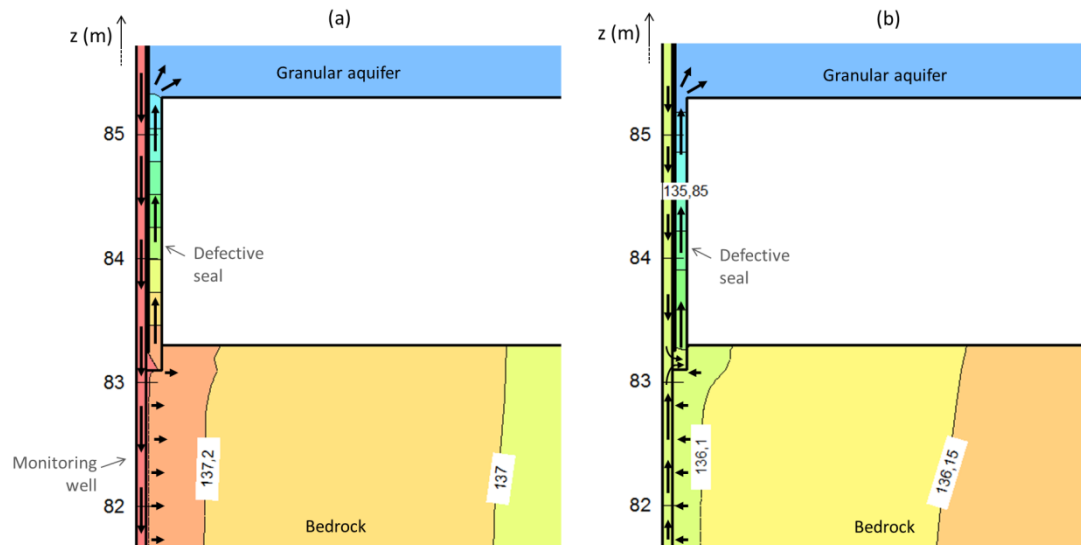


Figure 5.10 Hydraulic velocity vectors (not to scale) and equipotential lines in the aquifer system close to the defective seal at two times during the falling-head permeability test a) $t=24s$, before water level has passed the piezometric level of the rock, and b) $t=1,717 s$ (28.6 min) after water level has passed the piezometric level of the rock.

Local hydraulic conductivity K is obtained by using the slope of the straight line in Equation 5.3.

The shape factor $c = 2.75 \cdot D$ (Taylor, 1948), D being the pipe diameter (0.16 m). The resulting hydraulic conductivity is 2.28×10^{-4} m/s, which is an intermediate value between the rock matrix hydraulic conductivity ($K=10^{-6}$ m/s) and the hydraulic conductivity of the defective seal ($K=10^{-3}$ m/s) according to Figure 5.10a.

CONCLUSIONS

In this paper, the interpretation of a falling-head permeability test is numerically verified for the particular case where a targeted bedrock aquifer is connected to a granular aquifer via a hydraulic short-circuit along the casing. Under these conditions, the hydraulic gradient produces fluid flow from the bedrock to the granular aquifer via a preferential pathway along the casing. Two different stages can be distinguished during the falling-head permeability test performed in this context (Figure 5.11): i) at the beginning of the test, flow enters into both the bedrock formation and through the defective seal to the granular aquifer, ii) after water level in the pipe has passed the true piezometric level of the rock, flows travels only through the defective seal to the overlying granular aquifer. This particular behavior can be recognized and quantified by drawing a velocity graph that plots the mean hydraulic head difference during the time interval dt versus the descending water velocity. Indeed, the response is delineated on the velocity graph by a straight line during the initial stage of the test and then, when the water level in the pipe passes the true piezometric level of the bedrock during the second stage, the graph displays a curved form; this latter feature represents leaky flow through the defective seal. Therefore, it can be concluded that a similar response appearing on a velocity graph obtained from an *in-situ* falling-head permeability test is a reliable indicator of the presence of by-pass flow. The piezometric error can also be determined from the linear extension of the right part of the graph where it crosses the y-axis. The analyses and results presented in this paper validate the use of a falling-head permeability test as an effective method for recognizing defective casing seals involving a leaky flow.

The identification of non-desired leaky flow along a casing between aquifers is of crucial importance in issues related to water management (water supply investigations, wellhead

protection areas and water budget analyses) and land-use planning settlement (waste deposit, shale gas exploitation). A typical example may be a well installed in a deep shale unit for the purpose of gas exploitation; if an improperly sealed casing connects the shale unit to the overlying layers, shallow aquifers that are potentially used for drinking water supply may be contaminated. In this context, velocity graphs can provide information regarding contamination sources and insight into possible remediation techniques.

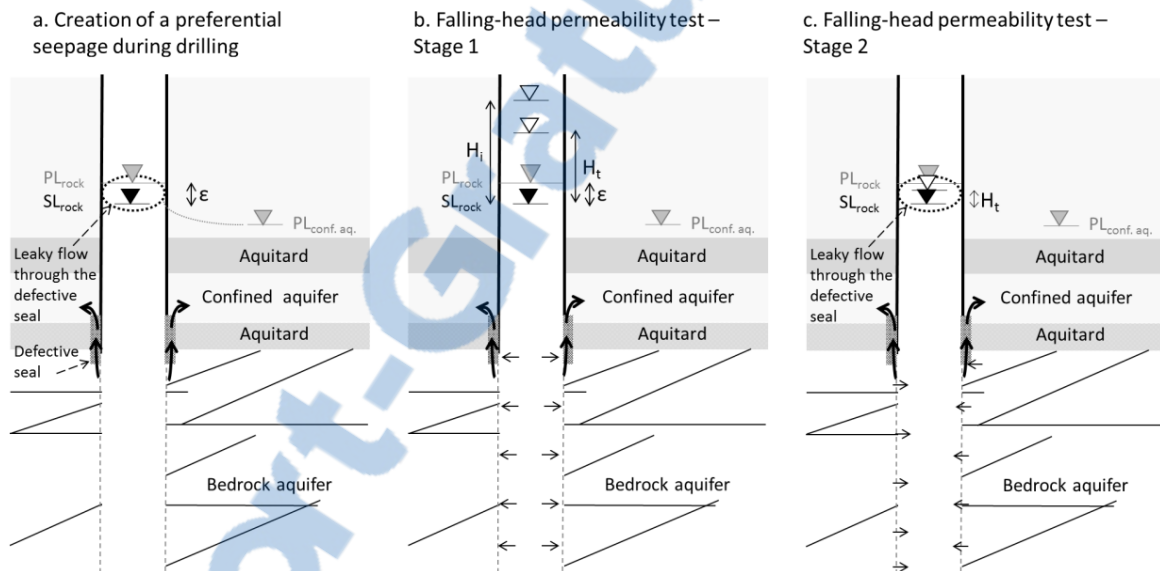


Figure 5.11 Flow directions (a) when a preferential seepage is created between the granular aquifer and the bedrock, (b) during the first stage of the falling-head permeability test, (c) during the second stage of the falling-head permeability test.

ACKNOWLEDGEMENTS

This project was funded by the *Fondation de l'UQAC* (FUQAC), the *Fonds de Recherche du Québec sur la Nature et les Technologies* (FRQNT), and the *Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines* du Québec (PACES), with contributions from the *Ministère*

du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs, UQAC, Ville Saguenay, the *Conférence Régionale des Élus*, the four *Municipalités Régionales de Comté* of the SLSJ region and the *Conseil de bande Pekuakamiulnuatsh*. The authors would like to acknowledge the editorial contribution to the paper of Dr. Roger Morin of the *US Geological Survey* (Emeritus).

5.3.2 Cas où le niveau piézométrique du roc est inférieur au niveau piézométrique de l'aquifère granulaire

Le cas où le niveau piézométrique du roc est inférieur au niveau piézométrique de l'aquifère granulaire est numériquement investigué ici. Le modèle numérique est basé sur le modèle précédent mais les niveaux piézométriques du roc et de l'aquifère granulaire sont inversés comme indiqué sur le Tableau 5.3. Il s'agit d'observer dans cette configuration « inverse » la réponse hydraulique à l'essai de perméabilité sur le graphique des vitesses ainsi que les directions d'écoulement durant les différentes phases du test. La charge initiale au départ du test est de 137,60 m.

Tableau 5.3 Caractéristiques hydrauliques (propriétés et conditions aux frontières) des différents domaines numériques.

	Aquifère rocheux	Aquifère granulaire / défaut d'ancrage	Puits
K (m/s)	10-6	10-3	$K_{\text{saturation}} = 120$
Compressibilité volumique du milieu : mV (kPa-1)	10-9	10-6	10-7 (eau)
Niveau piézométrique (m)	135,71	136,22	NA
Niveau statique mesuré après rééquilibrage des charges hydrauliques (m)	NA	NA	135,93

La première partie de la simulation concerne le rééquilibrage des charges hydrauliques lors de la création du défaut d'ancrage. Le niveau statique observé au puits d'injection est de 135,93 m, ce qui correspond à une erreur piézométrique de 22 cm ($NP_{\text{rock}} - NS_{\text{puits}}$) comme pour le modèle précédent. Le graphique des vitesses (Figure 5.12) montre une réponse hydraulique quasiment identique à celle obtenue dans le cas précédent. Le prolongement de la partie linéaire du graphique jusqu'à l'axe des ordonnées confirme l'erreur piézométrique de 22 cm. La pente de la

portion rectiligne permet d'obtenir la même valeur de conductivité hydraulique $K=2,28.10^{-4}$ m/s. Ceci paraît évident du fait que la valeur de K se calcule dans les premiers temps de l'essai, donc lorsque le gradient hydraulique naturel entre les deux formations n'a pas d'effet. En effet, le niveau d'eau dans le puits atteint le niveau piézométrique du granulaire après environ 550 s (≈ 9 min), à une vitesse de 0,08 cm/s, ce qui correspond au début de l'incurvation du graphique.

Comme l'ensemble du graphique des vitesses reste extrêmement similaire au cas précédent, il est impossible en conditions de terrain de savoir si le niveau statique mesuré est 22 cm plus bas ou plus haut que le niveau piézométrique réel de l'aquifère rocheux. La seule façon de distinguer ces deux possibilités serait de connaître le niveau piézométrique du granulaire, donc de disposer d'un piézomètre dans celui-ci, suffisamment éloigné du défaut d'ancrage pour ne plus avoir les effets des pertes de charge à travers ce dernier.

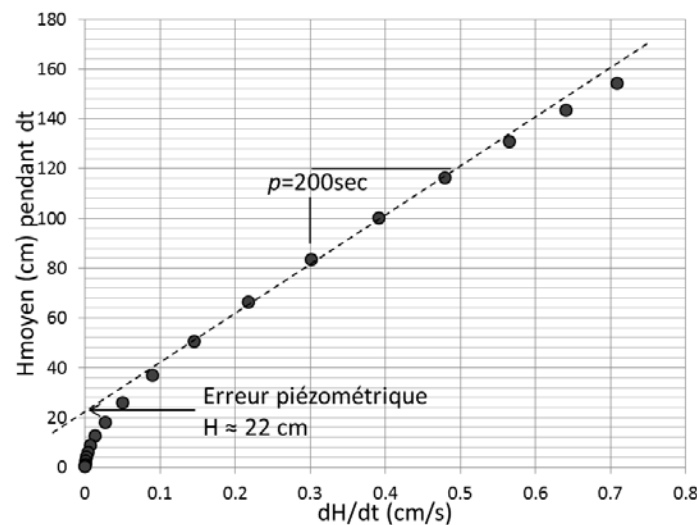


Figure 5.12 Graphique des vitesses obtenu numériquement en réponse à l'essai de perméabilité à niveau variable effectué dans le roc dans le cas où le niveau piézométrique du roc est inférieur au niveau piézométrique de l'aquifère granulaire.

Les directions d'écoulement lors de la première phase du test (avant d'arriver au niveau piézométrique du granulaire) sont les mêmes que pour le cas précédent (Figure 5.13.a). L'écoulement monte dans le défaut vers l'aquifère granulaire et également entre dans le roc mais à une vitesse beaucoup plus faible (du fait de la conductivité hydraulique plus faible du roc). À $t=1717$ s (≈ 29 mins), les directions d'écoulement sont différentes car le niveau d'eau dans le puits est passé sous le niveau piézométrique de l'aquifère granulaire. À partir de ce moment-là, l'eau continue de rentrer dans le roc mais l'écoulement change de direction dans le défaut et part de l'aquifère granulaire vers le roc (Figure 5.13.b). La Figure 5.14 schématise les différentes phases d'écoulement associées à la création du défaut d'ancrage et à l'essai de perméabilité réalisé *a posteriori* dans le cas où le niveau piézométrique du roc est inférieur au niveau piézométrique du granulaire.

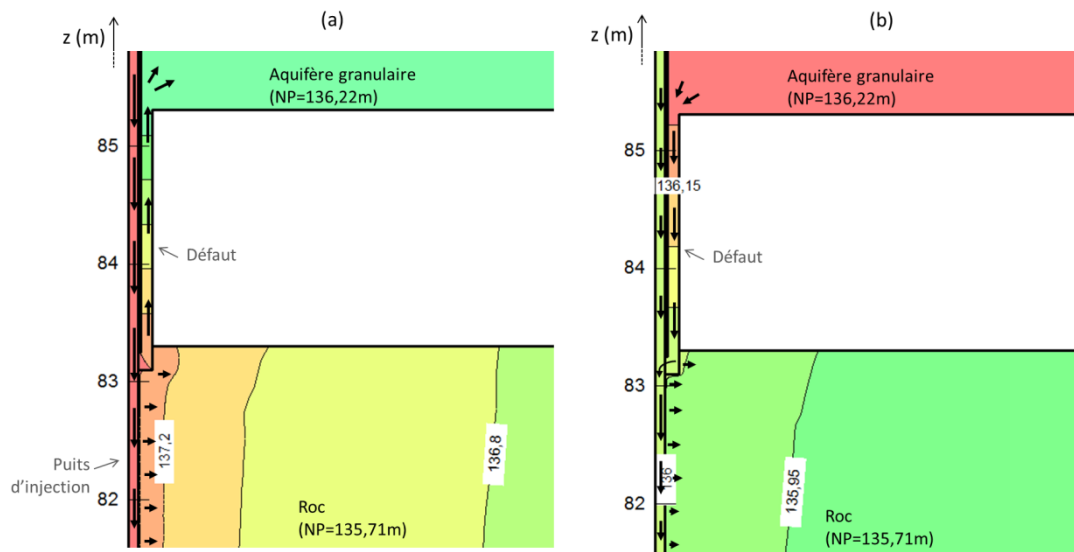


Figure 5.13 Directions des écoulements et lignes équipotentielles au voisinage du défaut d'ancrage, (a) à $t=24$ s avant l'atteinte du niveau piézométrique de l'aquifère granulaire et (b) à $t=1717$ s une fois que le niveau piézométrique de l'aquifère granulaire a été dépassé.

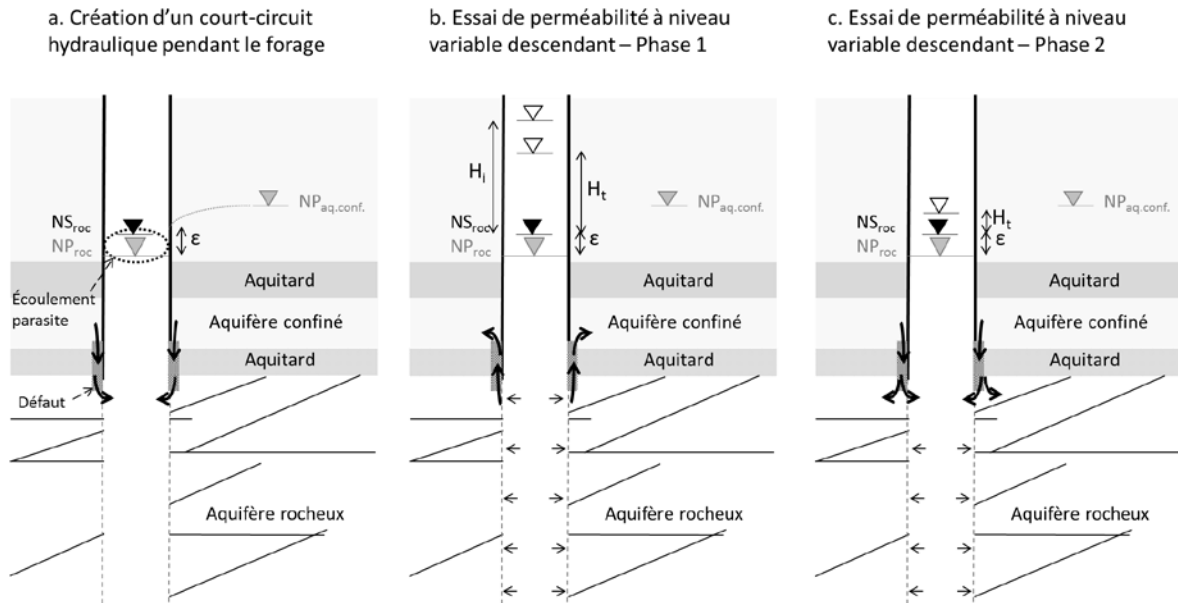


Figure 5.14 (a) Mise à l'équilibre des charges hydrauliques au voisinage du défaut d'ancrage entre les deux aquifères granulaires et rocheux lors de la mise en place du puits, (b) Phase 1 de l'essai de perméabilité à niveau descendant dans l'aquifère rocheux, (c) Phase 2 de l'essai de perméabilité à niveau descendant dans l'aquifère rocheux : le niveau d'eau a passé le niveau piézométrique du granulaire.

En conclusion, pour ce qui est de l'estimation des propriétés hydrauliques à partir d'un essai de perméabilité à niveau variable lorsqu'il existe un défaut d'ancrage : la partie linéaire donne une valeur de conductivité hydraulique qui n'est pas intrinsèque à l'aquifère rocheux ciblé, mais plutôt une valeur affectée aussi par les propriétés du défaut d'ancrage et de l'aquifère granulaire sus-jacent.

5.4 Essais de pompage et estimation de la transmissivité dans le cas de connexions hydrauliques naturelles et artificielles

5.4.1 Connexion hydraulique due à un défaut d'ancrage

Cette partie a pour but d'évaluer les conséquences d'une connexion hydraulique due à un défaut d'ancrage lors d'un essai de pompage. Le modèle de la partie 5.3.1 est repris pour cette partie (données au Tableau 5.2). Le niveau statique mesuré après rééquilibrage des charges hydrauliques est de 136 m. Un débit $Q=2,10 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$ est appliqué au puits de pompage à une hauteur $z = 120 \text{ m}$. Les frontières à charge constante sont situées à 2 500 m pour les deux aquifères. L'influence de la largeur e du défaut d'ancrage sur les valeurs estimées des propriétés hydrauliques à partir du puits de pompage est testée ici. Le premier cas est testé pour une largeur de défaut $e = 10 \text{ cm}$. Le niveau piézométrique de l'aquifère granulaire est dépassé dans le puits de pompage après 30 secondes. À ce moment-là les effets de l'emménagement du puits sont encore prédominants comme le montre la Figure 5.15, puisque la pente du signal $ds/d\ln t$ est unitaire. L'effet du défaut est alors probablement « noyé » dans la signature de l'emménagement. Avant d'atteindre le niveau piézométrique de l'aquifère granulaire, l'eau provient principalement de l'emménagement dans le puits, alors que l'écoulement dans le défaut est ascendant (Figure 5.16a). Une fois passé le niveau piézométrique de l'aquifère granulaire, le sens d'écoulement dans le défaut s'inverse (Figure 5.16b). Sur la Figure 5.15 on peut distinguer un plateau entre 2 000 et 10 000 s avant d'atteindre la condition aux frontières à $t \approx 30\,000 \text{ s}$. Le plateau n'est pas clairement décrit car il n'y a pas assez de temps entre la transition de l'emménagement et la condition aux frontières. La conductivité hydraulique associée à cette

portion d'écoulement quasi radial, se calcule de la même manière que dans la partie 5.2 à partir de l'équation 2.17, pour $m = 0,07$ m :

$$K = \frac{Q}{m4\pi b} = 2,44.10^{-6} \text{ m/s} \quad (5.4)$$

Cette valeur correspond à une conductivité hydraulique « moyenne » de l'ensemble du système considéré roc + granulaire. La présence de l'aquifère granulaire sus-jacent connecté au roc via le défaut d'ancrage conduit à l'obtention d'une valeur de conductivité hydraulique environ 2,5 fois supérieure à celle du roc.

En comparant avec le modèle témoin sans défaut où seul l'aquifère rocheux participe à l'écoulement vers le puits (Figure 5.15), on remarque que la signature hydraulique est de la même forme, bien que décalée en ordonnée. Il ne semble donc pas y avoir de signature hydraulique propre au défaut. Pour $m = 0,2$ m, de la même manière que précédemment, on retrouve $K = 10^{-6}$ m/s.

D'autres largeurs de défaut d'ancrage sont testées : 10 cm, 5 cm et 2 cm. Les valeurs obtenues sont compilées dans le Tableau 5.4. On observe que plus la largeur du défaut d'ancrage est importante, plus la participation de l'aquifère sus-jacent à l'écoulement est importante, donc plus l'écart par rapport à la valeur intrinsèque de la conductivité hydraulique de l'aquifère testé est important. La valeur de la transmissivité estimée est triplée dans le cas d'un défaut d'une largeur de 10 cm par rapport à la valeur intrinsèque.

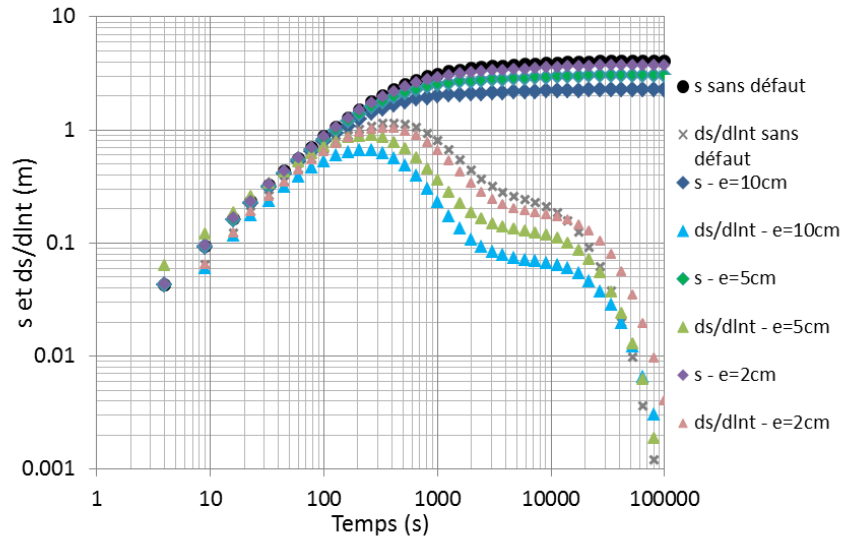


Figure 5.15 Rabattement et dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps avec différentes largeurs du défaut d'ancrage.

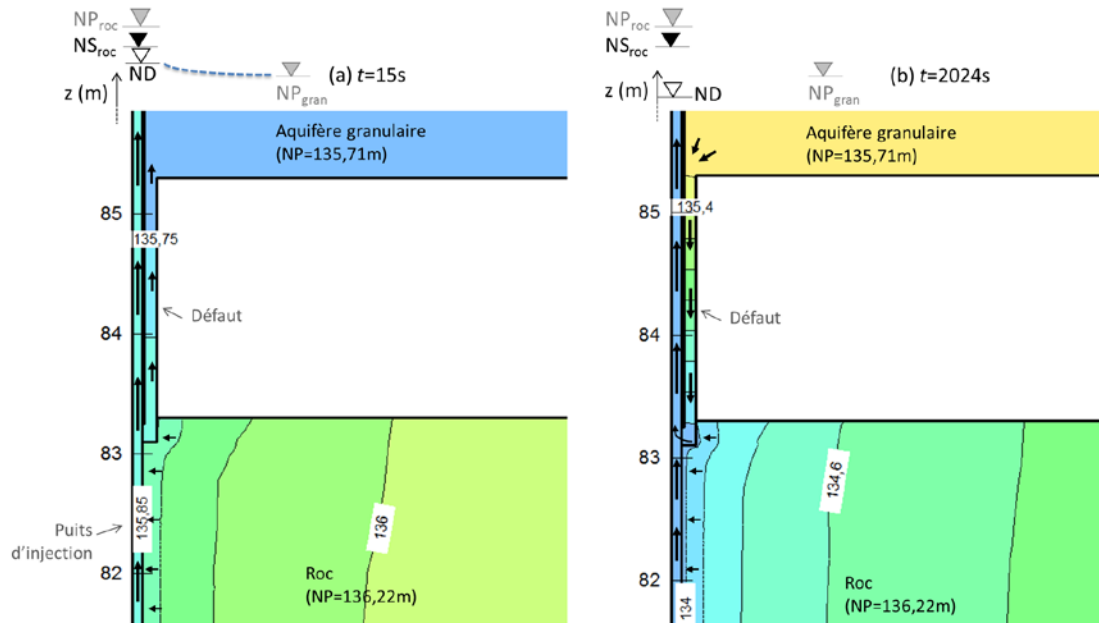


Figure 5.16 Direction des écoulements au voisinage du défaut d'ancrage, (a) à $t = 15$ s avant l'atteinte du niveau piézométrique de l'aquifère granulaire et (b) à $t = 2024$ s une fois que le niveau piézométrique de l'aquifère granulaire a été dépassé. ND représente le Niveau Dynamique.

Tableau 5.4 Valeurs des propriétés hydrauliques obtenues à partir d'un essai de pompage dans l'aquifère rocheux fracturé en connexion hydraulique avec l'aquifère granulaire sus-jacent selon différentes largeurs de défaut d'ancrage.

Largeur du défaut	m (m)	T (m ² /s)	K (m/s)
10 cm	0,07	$2,39.10^{-4}$	$2,44.10^{-6}$
5 cm	0,12	$1,39.10^{-4}$	$1,42.10^{-6}$
2 cm	0,18	$9,28.10^{-5}$	$9,47.10^{-7}$
0 cm (sans défaut)	0,20	$8,40.10^{-5}$	$1,00.10^{-6}$

Une deuxième simulation est réalisée sans représentation du puits de pompage de manière à investiguer s'il existe une réponse propre à un défaut d'ancrage, non perturbée par les effets d'emménagement. Dans ce cas, un débit unitaire est appliqué le long de la paroi du forage et calculé de la manière suivante :

$$q = \frac{Q}{2\pi re} = \frac{0,00021}{2\pi \times 0,08 \times 83,2} = 5.10^{-6} \text{ m/s} \quad (5.5)$$

La Figure 5.17 présente les résultats obtenus pour le rabattement et la dérivée logarithmique du rabattement, en utilisant un défaut d'ancrage de largeur 10 cm. On remarque une légère pente négative en début de pompage qui n'est due qu'aux effets numériques, car en effet, le modèle sans défaut présente la même « anomalie ». Même avec un faible pas de temps (0,1 s) on ne distingue pas d'effet particulier en lien avec le défaut d'ancrage. La simulation numérique indique que le changement de sens d'écoulement dans le défaut se fait quasi instantanément dans cette configuration sans puits, c'est vraisemblablement pour cela que l'on ne distingue pas l'effet du défaut. Pour $m = 0,2$ m, on retrouve bien $K = 10^{-6}$ m/s pour le modèle témoin, et pour la configuration avec défaut, le plateau donne $m = 0,07$ m, ce qui donne bien $K = 2,44.10^{-6}$ m/s.

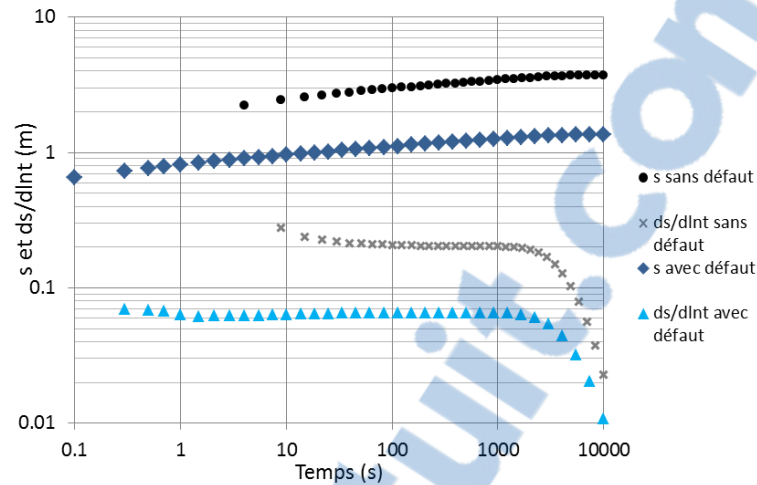


Fig.5.17 Rabattement et dérivée logarithmique du rabattement dans le cas de simulation numérique d'un pompage avec *SEEP/W* sans effet d'emménagement de puits.

5.4.2 Connexion hydraulique naturelle entre roc fracturé et aquifère granulaire

Cette partie a pour but d'évaluer les conséquences d'une connexion hydraulique naturelle due à des fractures connectant l'aquifère rocheux à l'aquifère granulaire sus-jacent lors d'un essai de pompage. Un modèle idéalisé est représenté ici. L'aquifère rocheux fracturé est représenté par une fracture horizontale assimilée dans ce modèle à un milieu poreux (de porosité 45%) très perméable d'épaisseur 5 cm et de conductivité hydraulique $K_f = 5 \cdot 10^{-3}$ m/s et par 3 fractures verticales de même épaisseur et conductivité hydraulique connectant la fracture horizontale et l'aquifère granulaire sus-jacent. Cette configuration est similaire à celle utilisée dans Chesnaux et al. (2012), la principale différence est que le pompage s'effectue dans l'aquifère rocheux fracturé. Les conditions aux frontières sont identiques pour le roc et l'aquifère granulaire et situées à la même distance $r = 200$ m du puits. Une charge hydraulique initiale de 100 m est appliquée (niveau piézométrique). Le pompage est effectué à un débit $Q = 1 \cdot 10^{-3}$ m³/s. La Figure 5.18 illustre cette

configuration. L'influence de la conductivité hydraulique de l'aquifère granulaire $K_{\text{granulaire}}$ sur la réponse à l'essai de pompage est tout d'abord investiguée. Ensuite l'influence de l'épaisseur de l'aquifère granulaire est investiguée.

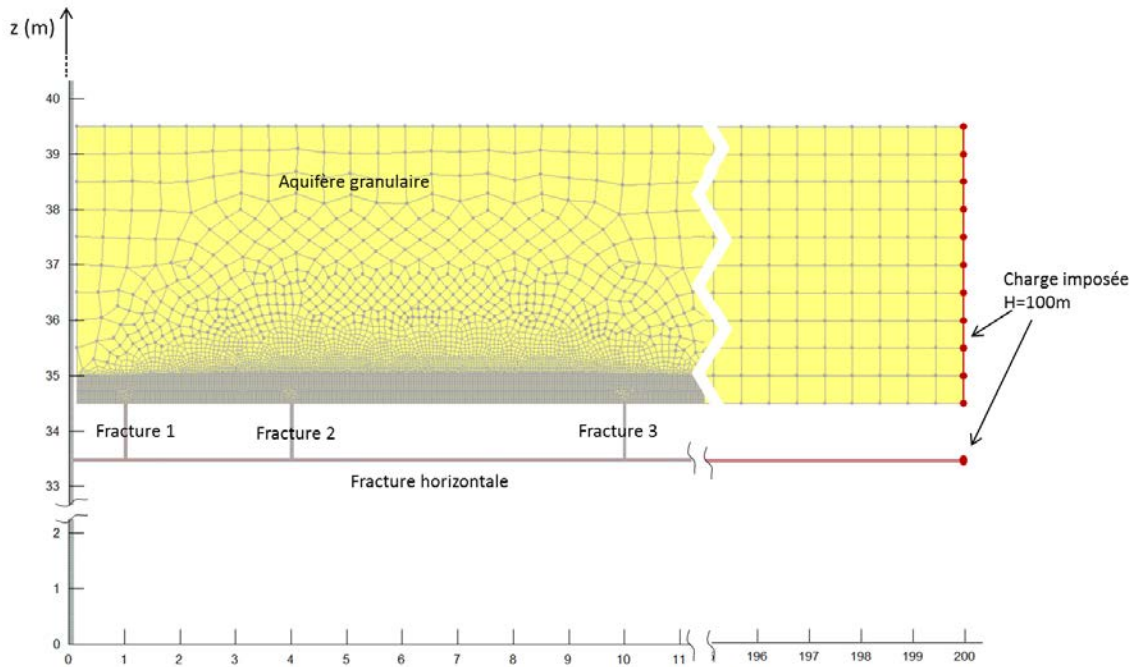


Figure 5.18 Modèle dessiné sous *SEEP/W* pour le cas d'une connexion hydraulique naturelle entre aquifère rocheux fracturé et aquifère granulaire.

5.4.2.1 Influence de la conductivité hydraulique de l'aquifère granulaire sus-jacent

L'épaisseur de l'aquifère granulaire sus-jacent est fixée ici à 5 m. Le modèle comporte 54 126 nœuds et 47 219 éléments. La Figure 5.19 présente les résultats de l'essai de pompage pour différentes valeurs de conductivité hydraulique de l'aquifère granulaire sus-jacent ainsi que le cas témoin sans connexion hydraulique, c'est-à-dire le roc seul. Les courbes représentant la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps sont clairement différentes selon la valeur de

$K_{\text{granulaire}}$. Plusieurs changements de pente apparaissent, selon la valeur de $K_{\text{granulaire}}$. Ces changements de pente traduisent les changements de forme de la surface équipotentielle frontale.

Prenons le cas où l'aquifère granulaire sus-jacent a une conductivité hydraulique $K_{\text{granulaire}} = 10^{-7}$ m/s. Ce cas ne présente pas de phase radiale lors du pompage (Figure 5.19). La Figure 5.20 présente les équipotentiels dans le système « aquifère granulaire + fractures » à différents temps du pompage, chaque temps étant pris lors d'une phase d'écoulement particulière. À $t = 53$ s, les effets d'emménagement de l'eau dans le puits sont prédominants car la pente est unitaire sur la courbe $ds/d\ln t$. À $t = 824$ s, lorsqu'on se trouve sur la zone de transition de pente négative, les équipotentiels sont clairement déformés au voisinage des fractures. À $t = 4102$ s, l'équipotentielle frontale a atteint le toit de l'aquifère granulaire, ce qui explique le changement de pente sur la courbe de la dérivée log du rabattement. La surface équipotentielle frontale continue de changer de forme en même temps que les changements de pente pour finalement atteindre le régime permanent à environ 1.10^7 s.

Lorsque $K_{\text{granulaire}}$ devient très faible, la réponse hydraulique est la même que pour le cas témoin (Figure 5.19), l'aquifère granulaire n'a alors plus d'influence sur les propriétés hydrauliques de l'aquifère rocheux fracturé.

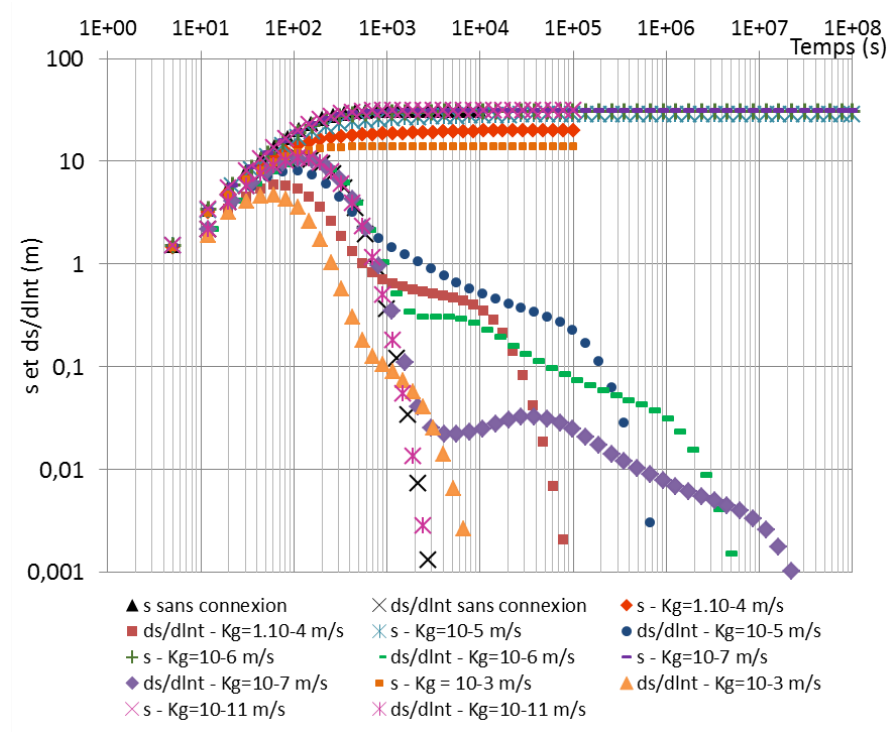


Figure 5.19 Rabattement et dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps observés au puits de pompage pour différentes valeurs de conductivité hydraulique de l'aquifère granulaire.

L'influence de l'aquifère granulaire fait que la valeur de T « moyenne » obtenue pour le système va différer de la propriété intrinsèque du roc. Le temps d'arrivée du régime permanent diffère également suivant la conductivité hydraulique : lorsque l'aquifère granulaire a encore une influence sur le roc, comme on le voit Figure 5.19, plus $K_{\text{granulaire}}$ est faible plus le régime permanent est atteint tard.

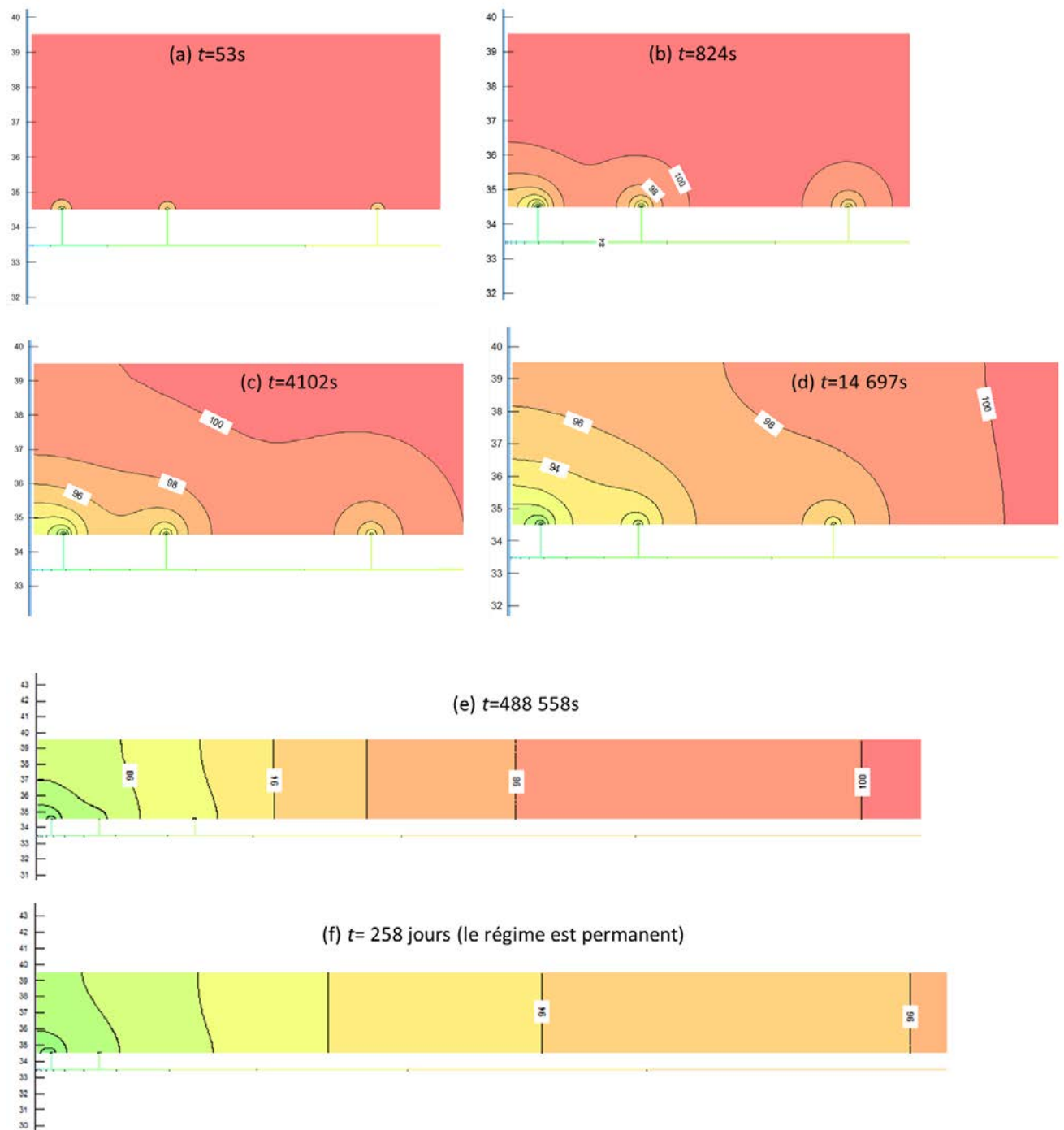


Figure 5.20 Équipotentiellles dans le système « aquifère granulaire + fractures » à différents temps de pompage pour $K_{\text{granulaire}} = 10^{-7}$ m/s. Chaque temps représentant une phase d'écoulement particulière.

On peut également calculer pour chaque phase une conductivité hydraulique apparente à l'aide de l'équation 2.17 :

$$K = \left(\frac{m \cdot 4 \cdot \pi^{1-p}}{Q} \cdot \left(\frac{S}{4} \right)^p \cdot b^{(1+p)} \right)^{\frac{1}{p-1}} \quad (5.6)$$

Pour le cas $K_{\text{granulaire}} = 10^{-7}$ m/s, le Tableau 5.5 indique ces valeurs de conductivité hydraulique apparente. Pour la période de temps $t = [5\,000; 30\,000]$ s, la conductivité hydraulique obtenue est de $9,19 \cdot 10^{-3}$ m/s, ce qui est presque deux fois supérieur à la valeur de la conductivité hydraulique intrinsèque du réseau de fractures $K_f = 5 \cdot 10^{-3}$ m/s. Cette valeur anormalement élevée n'est peut-être pas une phase d'écoulement tel que définie ici mais plutôt une zone de transition. Les valeurs de conductivité hydraulique obtenues pour les deux phases suivantes, $t = [10^5; 10^6]$ s et $t = [10^6; 10^7]$ s sont respectivement de $5,23 \cdot 10^{-6}$ m/s et $2,63 \cdot 10^{-5}$ m/s. Ces phases d'écoulement sont donc clairement contrôlées par la présence de l'aquifère granulaire sus-jacent de conductivité hydraulique $K_{\text{granulaire}} = 10^{-7}$ m/s.

Tableau 5.5 Valeurs de la conductivité hydraulique apparente pour chaque phase d'écoulement pour le cas où $K_{\text{granulaire}} = 10^{-7}$ m/s.

Période de temps (s)	Pente (m)	m (m)	K (m/s)
$t = [5\,000; 30\,000]$	0,19	0,002	$9,19 \cdot 10^{-3}$
$t = [10^5; 10^6]$	-0,62	30	$5,23 \cdot 10^{-6}$
$t = [10^6; 10^7]$	-0,4	1,3	$2,63 \cdot 10^{-5}$

5.4.2.2 Influence de l'épaisseur de l'aquifère granulaire sus-jacent sur le calcul de la transmissivité

Le cas précédent est repris pour $K_{\text{granulaire}}=10^{-4}$ m/s, car c'est le seul cas parmi les précédents présentant un plateau radial. La conductivité hydraulique de fracture reste la même, soit $K_f=5.10^{-3}$ m/s. Plusieurs épaisseurs d'aquifère granulaire sont testées, soient 20 m, 5 m, 1 m et 0 m (cas témoin). Les résultats des essais de pompage simulés pour chaque épaisseur d'aquifère granulaire sont présentés sur la Figure 5.21. La transmissivité pour chaque cas, doit se calculer à partir de la phase radiale (excepté pour le cas témoin), où les conditions de Theis s'appliquent :

$$T = \frac{Q}{m4\pi} \quad (5.7)$$

On rappelle que m est l'ordonnée à l'origine. Les valeurs calculées sont reportées sur le Tableau 5.6. La transmissivité pour le cas témoin est calculée en régime permanent à partir de l'équation de Thiem (Équation 2.2). Les valeurs de transmissivité obtenues à partir des observations faites au puits de pompage augmentent avec l'épaisseur de l'aquifère sus-jacent. La transmissivité estimée est environ 3,5 fois plus grande lorsqu'on passe de 1 à 20 m d'épaisseur. Même si l'épaisseur des dépôts est faible (1m) la transmissivité estimée est environ deux fois plus grande que la transmissivité intrinsèque du roc pour le cas particulier étudié. Les valeurs de transmissivité calculées pour un puits situé dans le roc sont donc clairement influencées par l'épaisseur de l'aquifère granulaire sus-jacent en connexion hydraulique naturelle avec le roc. Cette constatation semble en contradiction avec la Figure 4.11, obtenue à partir de l'ensemble des puits de la région SLSJ, indiquant qu'il n'y a pas de lien significatif entre la transmissivité estimée pour un aquifère rocheux fracturé et l'épaisseur d'aquifère sus-jacent. Cependant, d'une part la présence de

connexion hydraulique n'a pas été vérifiée autour de ces puits, d'autre part ces valeurs proviennent de puits de géométries différentes et situés dans différents aquifères, ce qui rend la comparaison difficile. Les conclusions tirées de l'étude numérique sont donc plus fiables.

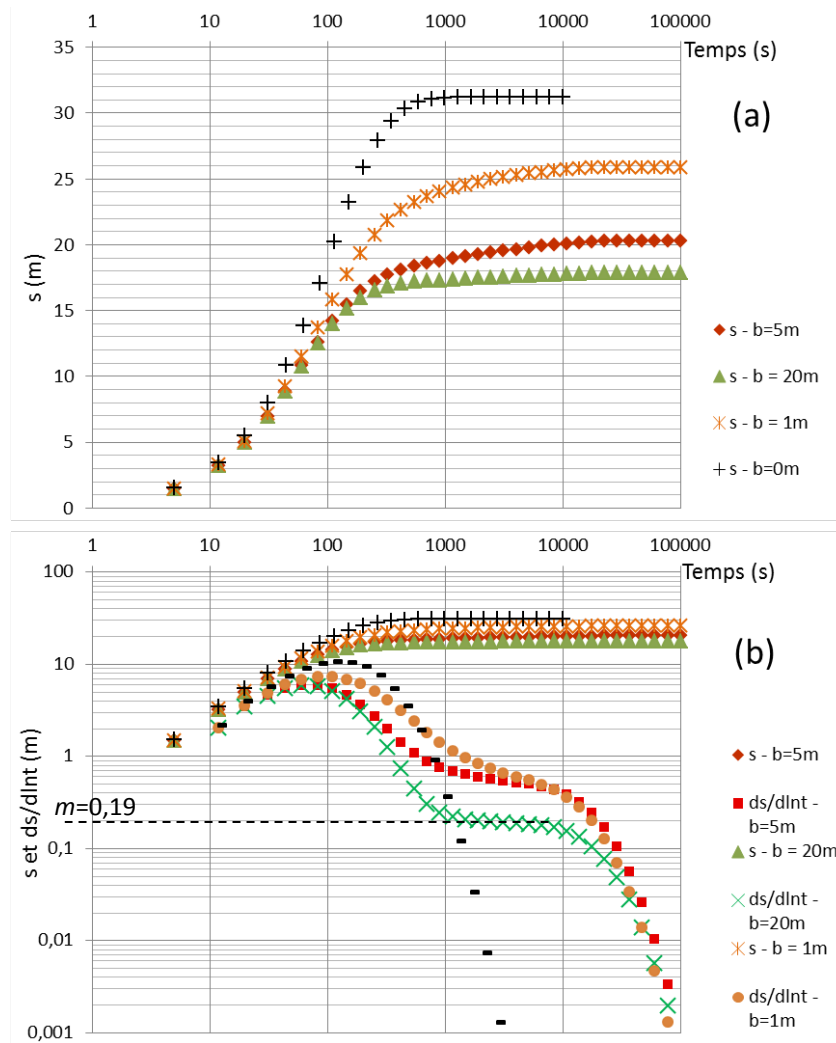


Figure 5.21 (a) Évolution du rabattement en fonction du temps observé au puits de pompage pour différentes valeurs d'épaisseur d'aquifère granulaire sus-jacent (échelle linéaire). (b) Évolution du rabattement et de la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps observé au puits de pompage pour différentes valeurs d'épaisseur d'aquifère granulaire sus-jacent (échelle log).

Une dernière remarque concerne l'estimation de la transmissivité basée sur l'interprétation seule du graphique s vs. t (Figure 5.21a). Il est possible dans ce cas que le praticien hydrogéologue place la droite de Cooper-Jacob au mauvais endroit, c'est-à-dire dans la première portion linéaire autour de 100 s, ce qui induirait une mauvaise estimation de la transmissivité puisque cette partie concerne principalement l'emménagement du puits (qui est important dans le cas de forages dans le roc). Il n'y a pas d'erreur possible avec l'utilisation du signal en dérivée logarithmique, puisque la phase radiale est nettement marquée, d'où l'intérêt de cet outil.

Tableau 5.6 Valeurs de transmissivité calculées selon l'épaisseur de l'aquifère granulaire sus-jacent.

Épaisseur b (m)	m (m)	T (m ² /s)
1	0,65	$1,24 \cdot 10^{-4}$
5	0,54	$1,47 \cdot 10^{-4}$
20	0,19	$4,19 \cdot 10^{-4}$
0	NA	$5,05 \cdot 10^{-5}$

NA : Non Applicable

5.5 Conclusion sur l'étude numérique

Ce chapitre donne un premier aperçu des conséquences des connexions hydrauliques entre aquifères sur l'estimation des propriétés hydrauliques et sur les champs d'écoulement. L'étude numérique présentée dans ce chapitre permet d'exprimer les conclusions suivantes concernant les connexions hydrauliques entre aquifères rocheux fracturés et granulaires.

- ✓ La présence d'un aquifère granulaire sus-jacent connecté via les fractures du roc implique une déformation des équipotentiels au voisinage des fractures lors d'un pompage effectué dans le puits installé dans l'aquifère rocheux fracturé. Plusieurs phases

d'écoulement entrent alors en jeu avant d'atteindre le régime permanent. Ces phases d'écoulement se distinguent sur le graphique représentant la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps, par la présence de différentes pentes. Une conductivité hydraulique apparente peut alors être estimée pour chaque phase d'écoulement. Cette valeur correspond à une valeur « moyenne » du système à un intervalle de temps donné du pompage, qui diffère de la valeur intrinsèque du roc. La conductivité hydraulique de l'aquifère granulaire fait varier la réponse en dérivée logarithmique et donc les valeurs de conductivité hydraulique estimées à partir du puits de pompage installé dans le roc. Lorsque la conductivité hydraulique de l'aquifère granulaire est faible comparée à celle de l'aquifère rocheux fracturé, l'aquifère granulaire n'influe plus sur les propriétés hydrauliques estimées pour le roc. Les valeurs de transmissivité calculées pour un puits situé dans le roc sont également influencées par l'épaisseur de l'aquifère granulaire sus-jacent en connexion hydraulique naturelle avec le roc. En effet, pour le cas étudié, la transmissivité estimée est plus que triplée lorsqu'on passe de 1 à 20 m d'épaisseur. Même si l'épaisseur des dépôts est faible (1m) la transmissivité estimée est plus grande que la transmissivité intrinsèque du roc si $K_{\text{granulaire}}$ est suffisamment grande.

- ✓ Dans le cas d'un aquifère rocheux fracturé en connexion hydraulique avec un aquifère granulaire sus-jacent via un défaut d'ancrage, plus la largeur du défaut est importante, plus le biais sur la valeur de la propriété hydraulique intrinsèque de l'aquifère rocheux fracturé est important. Cependant, il ne semble pas y avoir de signature hydraulique en dérivée logarithmique du rabattement propre au défaut d'ancrage, qui puisse permettre de le détecter aisément. En effet, du fait de la proximité physique du défaut avec le puits

de pompage, sa signature hydraulique est probablement « noyée » avec les effets d'emménagement de puits.

- ✓ La meilleure manière de détecter le défaut d'ancrage est donc d'effectuer un essai de perméabilité à niveau variable et de l'interpréter à l'aide du graphique des vitesses. En effet, il a été montré que la présence d'une courbe dans le graphique des vitesses témoignait de la présence d'un écoulement parasite dû à un défaut d'ancrage.

En ce qui concerne le calage des simulations sur les résultats des essais réalisés sur le terrain, l'essai de pompage réalisé au site PZ-35 a pu être reproduit par la simulation numérique. Cependant l'essai de pompage *in-situ* est très court. Il serait intéressant d'effectuer un pompage *in-situ* plus long afin d'investiguer une portion d'aquifère plus importante jusqu'à la frontière de recharge. Dans ce cas, une investigation géophysique supplémentaire serait nécessaire (comme la résistivité électrique) afin d'avoir plus d'information sur la stratigraphie plus éloignée du puits et ainsi construire un modèle plus réaliste. Il a été cependant impossible de reproduire la réponse du pompage au site PZ-104, possiblement à cause d'une géométrie trop simpliste du modèle comparé à la réalité et/ou d'un manque d'informations géométriques et hydrauliques. Il serait également intéressant d'effectuer des essais géophysiques sur ce site afin d'améliorer la compréhension de son fonctionnement hydraulique.

5.6 Références

Barker, J.A., 1988. A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Resources Research*, 24(10): 1796-1804.

- Black, J.H., 2010. The practical reasons why slug tests (including falling and rising head tests) often yield the wrong value of hydraulic conductivity. *Quarterly Journal of Geology and Hydrogeology*, 43: 345-358.
- CAN/BNQ 2501-130-M88, 1988. Soils – Determination of permeability at the end of a casing. National Standard of Canada.
- Chapuis, R.P., 1988. Determining whether wells and piezometers give water levels or piezometric levels. *Ground-Water Contamination: Field Methods*, ASTM STP 963, A. G. Collins and A. I. Johnson, Eds., American Society for Testing and Materials, Philadelphia, pp. 162-171.
- Chapuis, R.P., 2005. Numerical modeling of rising-head permeability tests in monitoring wells after lowering the water level down to the screen. *Canadian Geotechnical Journal*, 42(4):705–715.
- Chapuis, R.P., 2007. Guide des essais de pompage et leurs interprétations [Guide to pumping tests and their interpretation]. Québec, 156pp.
- Chapuis, R.P., 2009. Numerical modeling of reservoirs or pipes in groundwater seepage. *Computers and Geotechnics*, 36: 895–901.
- Chapuis, R.P., Chenaf, D., 2003. Variable-head field permeability tests in driven casings: physical and numerical modeling. *Geotechnical Testing Journal*, 26(3): 245–256.
- Chapuis, R.P., Sabourin, L., 1989. Effects of installation of piezometers and wells on groundwater characteristics and measurements. *Canadian Geotechnical Journal*, 26: 604-613.
- Chapuis, R.P., Paré, J.J., Lavallée, J.G., 1981. Essais de perméabilité in-situ à niveau variable. [In situ variable head permeability tests]. *Proceedings of Xth International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Stockholm, 1: 401-406.
- Chesnaux, R., 2012. Uncontrolled drilling: Exposing a global threat to groundwater sustainability. *Journal of Water Resource and Protection*, 4: 746-749.
- Chesnaux, R., Chapuis, R.P., Molson, J.W., 2006. A new method to characterize hydraulic short-circuits in defective borehole seals. *Ground Water*, 44(5): 676-681.
- Chesnaux, R., Chapuis, R.P., 2007. Detecting and quantifying leakage through defective borehole seals: A new methodology and laboratory verification. *Geotechnical Testing Journal*, 30(1): 17-24.

- Chesnaux, R., Rafini, S., Elliott, A.-P., 2012. A numerical investigation to illustrate the consequences of hydraulic connections between granular-type and fractured rock-type aquifers. *Hydrogeology Journal*, 20: 1669-1680.
- Cooper, H.H., Jacob, C.E., 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. *Transactions, American Geophysical Union*, 27(4): 526-534.
- Dal Soglio, L., 2012. Simulations numériques d'essais de pompage pour le diagnostic des discontinuités structurales et des hétérogénéités des aquifères de dépôts, Mémoire de stage Master 1 Hydrogéologie, Sol et Environnement, 46pp.
- Geo-Slope International Ltd, 2012. Seepage modelling with *SEEP/W* – An Engineering methodology, Version 8.0. Geo-Slope, Calgary, AB, 199 pp.
- Gringarten, A.C., Bourdet, D.P., Landel, P.A., Kniazeff, V.J., 1979. A comparison between different skin and wellbore storage type curves for early-time transient analysis. *Paper SPE 8205 presented at the 1979 SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, September 23-26, Las Vegas, USA.
- Hvorslev, M.J., 1951. Time-lag and soil permeability in ground water observations. United States Army Engineering Waterways Experimental Station. Vicksburg, MS. Bulletin 36.
- MDDEFP, 2012. Règlement sur le captage des eaux souterraines [Regulation for groundwater extraction]. Québec, Canada
- http://www2.publicationsduquebec.gouv.qc.ca/dynamicSearch/telecharge.php?type=3&file=/Q_2/Q2R6.htm, consulted on August, 2014.
- Nielsen, D.M., Schalla, R., 2006. Design and installation of groundwater monitoring wells. *In: Practical Handbook of Environmental Site Characterization and Ground-Water Monitoring*, 2nd edition, CRC Taylor & Francis Group, Boca Raton, FL, Chapter 10.
- Richard, S.K., Chesnaux, R., Rouleau, A., Morin, R., Walter, J., Rafini, S., 2014. Field evidence of hydraulic connections between bedrock aquifers and overlying granular aquifers: examples from the Grenville Province of the Canadian Shield. *Hydrogeology Journal*, 22(8): 1889-1904.
- Taylor, D.W., 1948. Fundamentals of Soil Mechanics. Chapman and Hall, London, 164pp.

CHAPITRE 6

SYNTHÈSE ET RECOMMANDATIONS

Ce chapitre constitue une discussion générale et une synthèse de l'ensemble des résultats de recherche; il est divisé en deux sections. La première section synthétise les interprétations réalisées en ce qui concerne spécifiquement le fonctionnement et les propriétés hydrauliques des aquifères du Saguenay-Lac-Saint-Jean. La deuxième section résume les apports généraux de cette thèse et énonce quelques pistes d'investigations futures en ce qui concerne les connexions hydrauliques entre aquifères rocheux fracturés et aquifères granulaires.

6.1 Les aquifères de la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean : portrait régional des propriétés hydrauliques et recommandations

Les points énumérés ci-dessous exposent les conclusions et recommandations de cette thèse pour les aquifères du Saguenay-Lac-Saint-Jean.

- ✓ Des valeurs de transmissivité ont été estimées pour les différentes lithologies présentes au Saguenay-Lac-Saint-Jean à partir d'essais de débit spécifique principalement mais également à partir d'essais de pompage courte et longue durée. Les valeurs moyennes obtenues à partir de ces essais sont compilées par lithologie au Tableau 6.1. Les valeurs estimées de la transmissivité sont en moyenne plus faibles pour l'anorthosite ($2,32 \cdot 10^{-5}$ m²/s) que pour le granite et le gneiss dont les valeurs de transmissivité sont similaires

(respectivement $5,93.10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ et $6,33.10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$), ce qui est cohérent car l'anorthosite est une roche typiquement moins fracturée que les deux autres. Les valeurs de transmissivité obtenues pour les aquifères granulaires sont en moyenne plus élevées ($1,51.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$), résultat également attendu. Pour les recherches en eau potable, les aquifères granulaires sont donc à prioriser d'un point de vue de la quantité disponible. Les unités anorthositiques, moins perméables, sont à éviter. À noter que les unités calcaires n'ont pas été prises en compte dans cette partie de l'étude, car la plupart des forages traversant en premier lieu une unité calcaire traversent ensuite une unité cristalline, les valeurs de transmissivité obtenues ne sont donc pas réellement assignables au calcaire seulement. Néanmoins une valeur moyenne de $7,1.10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ a été obtenue à partir de ces forages.

Tableau 6.1 Valeurs moyennes de la transmissivité estimée pour chaque lithologie présente dans la région SLSJ.

Lithologie	Anorthosite	Gneiss	Granite	Granulaire
Transmissivité moyenne (m^2/s)	$2,32.10^{-5}$	$6,33.10^{-5}$	$5,93.10^{-5}$	$1,51.10^{-3}$

- ✓ Outre les différences structurales, l'effet d'échelle est en partie responsable de la variabilité des valeurs estimées de la transmissivité que ce soit dans les aquifères rocheux fracturés ou granulaires. En effet, une tendance générale observée est que plus le temps de pompage est important, plus la transmissivité estimée est grande. Cet effet d'échelle est vraisemblablement dû au fait que plus le temps de pompage augmente, plus le front d'onde s'étend et plus il est possible de rencontrer des zones plus perméables. Pour l'ensemble lithologique gneiss-granite, la transmissivité semble se stabiliser après un

certain temps autour d'une valeur moyenne de $2,84 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, signifiant l'atteinte d'un milieu homogène équivalent. Cette valeur peut être utilisée dans des modèles numériques régionaux sur le SLSJ pour le gneiss-granite. Il est également possible de faire des interpolations régionales, à partir de l'ensemble des points de données, en prenant en compte l'échelle investiguée dans le variogramme de krigeage par exemple, comme l'ont fait certains auteurs (cf. Nastev et al., 2004), pour enlever le biais causé par l'effet d'échelle lors des interpolations.

- ✓ Une étude statistique confrontant les valeurs de transmissivité estimées pour les aquifères rocheux fracturés selon qu'ils sont surmontés d'un aquitard ou d'un aquifère granulaire a révélé que les valeurs de T_{roc} estimées étaient plus importantes dans les cas où l'aquifère rocheux fracturé est surmonté d'un aquifère, mettant ainsi en évidence l'occurrence de connexions hydrauliques naturelles dans la région. Cette occurrence a également été observée localement à l'échelle de sites expérimentaux; le site PZ-35 montrant la présence d'une connexion hydraulique naturelle, et le site PZ-18 montrant l'absence de connexion hydraulique naturelle en présence d'une couche de till sus-jacente imperméable. Il est donc recommandé, lors d'études hydrogéologiques initialement ciblées sur le roc, de prendre en considération et d'estimer la participation hydraulique probable de l'aquifère granulaire sus-jacent, notamment en ce qui concerne la définition des aires d'alimentation. Cette prise en compte est d'autant plus importante lorsque la lithologie ciblée est le calcaire, où une fracturation généralement plus importante et connectée favorise les échanges hydrauliques avec les unités sus-jacentes. En ce qui concerne la qualité de l'eau, l'intrusion d'une contamination dans l'aquifère granulaire peut se

retrouver également dans l'aquifère rocheux fracturé si ceux-ci sont en connexion hydraulique naturelle, et d'autant plus dans le cas où l'aquifère rocheux fracturé est soumis à un pompage puisqu'un gradient de charge hydraulique est alors créé.

- ✓ Une seconde analyse statistique a démontré qu'un certain nombre de puits sont mal ancrés dans la roche, provoquant des courts-circuits hydrauliques avec les unités granulaires sus-jacentes. Une amélioration est tout de même constatée pour les puits construits après la mise en place du nouveau règlement sur l'isolation des puits de captage là où le roc se trouve à moins de 5m de profondeur. Les courts-circuits hydrauliques dus à des puits mal ancrés représentent un risque majeur de contamination croisée entre aquifères et les frais de décontamination des réservoirs souterrains sont extrêmement dispendieux. Il est donc recommandé au minimum de respecter strictement les règlements de conception de forages du MDDELCC (longueur d'ancrage minimale dans la roche, matériel imperméabilisant le long du tubage...). Plus de contrôle concernant le respect de ces règlements devrait être mis en place. Il est, de plus, conseillé d'utiliser des techniques de forages moins destructrices pour la roche en place comme l'utilisation de la foreuse vibratoire. Comme peu de compagnies de forage opèrent dans la région du SLSJ, l'investissement dans une technique de forage qui préserve mieux des courts-circuits hydrauliques est à considérer. Suite à cela, la vérification de l'ancrage des puits par des essais de perméabilité *in situ* à niveau variable devrait devenir systématique pour les nouveaux puits mais également pour les puits déjà existants (les puits municipaux du moins). Enfin, nous encourageons les municipalités à suggérer le partage des puits (« *well pooling* ») proposé par Chesnaux (2012), c'est-à-dire le partage de puits entre plusieurs

résidents puisque la plupart des puits de la région SLSJ sont à usage domestique. Ce mode de gestion permet de diminuer la probabilité d'occurrence de mauvais ancrage et ainsi le risque de contamination des réserves d'eau potable.

6.2 Conclusions et recommandations générales

Il a été démontré que l'effet d'échelle et l'existence de connexions hydrauliques entre aquifères rocheux fracturés et granulaires sont deux facteurs majeurs affectant les valeurs de transmissivité ou de conductivité hydraulique estimées.

6.2.1 Effet d'échelle

L'analyse de l'effet d'échelle a montré que d'une manière générale, plus le temps de pompage est long, plus la valeur de T estimée est élevée. Il a également été démontré que cet effet d'échelle est principalement dû à la présence de discontinuités géométriques, autrement dit à l'alternance de zones de forte et faible perméabilité rencontrées au cours du pompage. La transmissivité estimée est donc représentative de l'étendue du milieu considéré à un certain temps du pompage. Il est ainsi préférable, pour des études régionales, d'utiliser les valeurs de transmissivité obtenues pour des temps suffisamment longs (supérieurs à 2h).

Le calcul d'une transmissivité apparente au cours du pompage semble être la meilleure approche proposée pour évaluer l'effet d'échelle grâce à la visualisation de l'évolution de la transmissivité apparente au cours du temps. Lorsque cette évolution est couplée avec la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps, comme il a été proposé dans cette thèse, il

est alors plus aisé de déterminer la cause de cet effet d'échelle. Une étude focalisée sur cette approche pourrait être intéressante en effectuant un essai de pompage où le débit serait strictement contrôlé (pour éviter des variations parasites) et dans un site où la géologie structurale est suffisamment connue pour pouvoir valider les observations faites. En effet, dans notre cas (Chapitre 3), certaines contraintes ont rendu l'interprétation complexe, comme les variations de débit, d'éventuelles interférences avec les puits voisins en fonction, et peu de connaissances sur la géologie structurale aux alentours des puits.

6.2.2 Connexions hydrauliques entre aquifères granulaires et aquifères rocheux fracturés : mise en évidence et conséquences sur l'estimation des propriétés hydrauliques

La valeur estimée de la propriété hydraulique (T ou K) intrinsèque de l'aquifère ciblé par le forage peut être biaisée par la présence d'aquifères en connexion hydraulique avec l'aquifère ciblé. Le cas de puits installés dans des aquifères rocheux fracturés a été étudié dans cette thèse. Deux cas de connexions hydrauliques avec les unités granulaires sus-jacentes peuvent avoir lieu. Un premier type de connexion est d'ordre naturel et s'opère via les fractures du socle rocheux proche de l'interface roc/granulaire qui viennent connecter directement le milieu granulaire sus-jacent. Un deuxième cas de connexion hydraulique peut-être causé par un défaut d'ancrage du tubage dans le roc; dans ce cas un écoulement préférentiel le long du tubage peut avoir lieu, connectant ainsi hydrauliquement l'aquifère rocheux fracturé à certaines unités granulaires sus-jacentes. L'objectif était dans un premier temps de vérifier que ces connexions hydrauliques sont observables sur le terrain. Le 2^e objectif était d'évaluer l'impact de ces connexions hydrauliques sur les écoulements locaux et les valeurs de propriétés hydrauliques estimées. Une étude de

terrain sur des sites expérimentaux, une analyse statistique, ainsi qu'une étude numérique ont été réalisées pour répondre à ces objectifs.

Les sites expérimentaux ont permis de mettre en évidence les différentes situations de connexion hydraulique suivantes.

- ✓ Le cas d'une connexion hydraulique naturelle (au site PZ-35) entre le roc et l'aquifère granulaire via la zone superficielle altérée du roc (plus densément fracturée). Il existe dans ce cas une unique masse d'eau partagée par les deux aquifères, caractérisée par une signature hydro-chimique propre à l'ensemble du système « roc + granulaire ».
- ✓ L'absence de connexion hydraulique naturelle (aux sites PZ-18 et PZ-104) lorsque le socle rocheux et l'aquifère granulaire sont séparés par un aquitard.
- ✓ La présence d'une connexion hydraulique d'origine anthropique (au site PZ-104) suite à un défaut d'ancrage du tubage dans le roc; il s'agit d'un écoulement préférentiel le long du tubage. Il implique entre autres le mélange des propriétés hydrochimiques de deux types d'eau auparavant distincts. Ce type de connexion modifie les écoulements naturels au voisinage du forage connectant le roc aux aquifères granulaires sus-jacent. L'évaluation des propriétés hydrauliques en est donc nécessairement affectée.

Une étude numérique a donc été réalisée afin de confirmer et de mieux évaluer l'impact des connexions hydrauliques sur les valeurs estimées de transmissivité ou de conductivité hydraulique, ainsi que sur les champs d'écoulement associés. En d'autres termes, il s'agit d'estimer le biais infligé sur la valeur intrinsèque de la propriété hydraulique du roc. Des modèles conceptuels représentant différents cas de figures de connexions hydrauliques d'origine naturelle et

anthropique ont été proposés. Des essais de pompage et de perméabilité ont été simulés pour ces configurations.

Pour le cas de connexions hydrauliques naturelles, la présence d'un aquifère granulaire sus-jacent connecté via les fractures du roc implique une déformation des équipotentielles au voisinage des fractures lors d'un pompage effectué dans le puits installé dans l'aquifère rocheux fracturé. Les différentes phases d'écoulement non radiales, entrant en jeu lors du pompage, fournissent des valeurs de conductivité hydraulique supérieures à celle du réseau de fractures dans le roc lorsque la conductivité hydraulique de l'aquifère granulaire est suffisamment élevée. Lorsque la conductivité hydraulique de l'aquifère granulaire est faible comparée à celle du réseau de fractures, l'aquifère granulaire n'influe plus sur les propriétés hydrauliques estimées pour le roc. Les valeurs de transmissivité calculées pour un puits situé dans le roc sont également influencées par l'épaisseur de l'aquifère granulaire sus-jacent en connexion hydraulique naturelle avec le roc. En effet, pour le cas étudié, la transmissivité estimée à partir du puits de pompage a plus que triplé lorsque l'aquifère granulaire passe de 1 à 20 m d'épaisseur. Même si l'épaisseur des dépôts est faible (1m) la transmissivité estimée est plus grande que la transmissivité intrinsèque du roc si $K_{\text{granulaire}}$ est suffisamment grande.

Dans le cas d'un aquifère rocheux fracturé en connexion hydraulique avec un aquifère granulaire sus-jacent via un défaut d'ancrage, plus la largeur du défaut est importante, plus le biais sur la valeur de la propriété hydraulique intrinsèque de l'aquifère rocheux fracturé est important. La valeur de la transmissivité estimée est triplée par rapport à la valeur intrinsèque dans le cas d'un défaut d'une largeur de 10 cm, alors que le biais est très faible dans le cas d'un défaut d'une largeur de 2 cm.

L'analyse statistique régionale effectuée à partir de l'ensemble des données des puits de la région SLSJ confirme le biais engendré par la présence d'un aquifère granulaire sus-jacent en connexion hydraulique avec le roc. En effet, la comparaison des valeurs de transmissivité obtenues pour les aquifères rocheux fracturés selon qu'ils sont surmontés d'un aquitard ou d'un aquifère, a montré que les valeurs de transmissivité estimées sont plus élevées en moyenne pour les cas où l'aquifère rocheux fracturé est directement surmonté d'un aquifère. Ceci suggère fortement que la présence d'un aquifère granulaire sus-jacent au roc influe sur la propriété hydraulique (7) estimée pour le roc, en général à la hausse, puisque les aquifères granulaires sont généralement plus perméables. La propriété estimée n'est alors pas intrinsèque à l'aquifère rocheux ciblé, mais relative à l'ensemble « aquifère rocheux + granulaire ». Il a également été noté des valeurs de transmissivité en moyenne plus importantes pour les situations où il n'y avait pas de moyens de prévention des court-circuits hydrauliques, résultat témoignant de l'occurrence des défauts d'ancrage (pour la région SLSJ). En moyenne (au SLSJ), la différence de valeurs peut s'élever jusqu'à un facteur de 10 selon les lithologies. Ces situations de plus hautes valeurs de transmissivité estimées ne doivent donc pas être interprétées dans les études régionales comme des zones de plus forte perméabilité pour le roc, puisqu'elles sont inhérentes à un ensemble « roc + aquifère granulaire » en connexion hydraulique naturelle ou anthropique.

Compte tenu de sa contribution importante dans certains cas de figure, l'aquifère granulaire sus-jacent au roc doit être pris en considération pour la détermination et la gestion des aires d'alimentation notamment. Lors des études hydrogéologiques cela passe tout d'abord par la détection de la présence (ou de l'absence) de connexion hydraulique et de la détermination du type de connexion hydraulique en cause.

Pour le cas d'écoulements parasites dus à un défaut d'ancrage du tubage dans le roc, il ne semble pas y avoir de signature hydraulique en dérivée logarithmique du rabattement propre au défaut d'ancrage qui puisse permettre de le détecter aisément. Du fait de la proximité physique du défaut avec le puits de pompage, sa signature hydraulique est probablement « noyée » avec les effets d'emménagement de puits. Le meilleur moyen de détecter un court-circuit hydraulique dû à un défaut d'ancrage reste donc d'effectuer un essai de perméabilité à niveau variable et de l'interpréter à l'aide du graphique des vitesses. En effet, il a été démontré numériquement et à partir de sites expérimentaux, que la présence d'une courbe dans la partie gauche du graphique des vitesses témoignait de la présence d'un écoulement parasite dû à un défaut d'ancrage. L'utilisation d'un débitmètre est également un outil complémentaire très utile s'il est aisément disponible, ce qui n'est pas toujours le cas. Dans le cas où un écoulement parasite le long du tubage est détecté, des mesures doivent être mises en place afin de redéfinir l'aire d'alimentation du puits de pompage et d'évaluer les risques de contaminations croisées des aquifères entrant en jeu.

Dans le cas d'une connexion hydraulique naturelle, la présence d'un piézomètre dans l'unité granulaire sus-jacente aide généralement à établir ce diagnostic, en observant une éventuelle réponse dans le piézomètre lors du pompage du roc et en n'observant pas d'écoulement parasite après la réalisation d'un essai de perméabilité.

6.2.3 Références

Chesnaux, R., 2012. Uncontrolled drilling: Exposing a global threat to groundwater sustainability.

Journal of Water Resource and Protection, 4: 746-749.

Nastev, M., Savard, M.M., Lapcevic, P., Lefebvre, R., Martel, R., 2004. Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers, south-western Québec, Canada.

Hydrogeology Journal, 12: 257-269.