

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARACTÉRISATION HYDROGÉOLOGIQUE ET MODÉLISATION COUPLÉE
DU BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE À LA RAQUETTE, QUÉBEC
(CANADA)

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
FÉLIX TURGEON

NOVEMBRE 2015

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

En premier lieu, je tiens à remercier ma directrice de maîtrise Marie Larocque pour son professionnalisme, ses conseils, son écoute et son support tout au long de ce travail. Je remercie également ma co-directrice Sarah Dorner pour ses commentaires constructifs et ses conseils.

Merci au Ministère du Développement durable, de l'Environnement, et de la Lutte contre les Changements Climatiques (MDDELCC) pour le support financier ayant permis de faire ce travail de maîtrise à temps plein.

Merci à Michel Lamothe et Pierre-Marc Godbout pour leurs commentaires concernant le développement du modèle géologique.

Pour leur support et leurs conseils, merci aux assistants de recherche, Guillaume Meyzonnat, Sylvain Gagné, Diogo Barnetche, Marie-Audray Ouellet et Marie-Hélène Graveline. Je remercie particulièrement Guillaume qui, par son écoute et ses idées, a contribué de façon exceptionnelle à l'aboutissement de ce projet.

Pour les bonnes discussions et pour avoir mis de la vie dans notre bureau, merci à mes collègues, Marion Saby, Olivier Ferland, Floriane Moreira, Marc-André Bourgault, Karine Lefebvre et Léonora Fleurent. Un merci particulier à Marc-André pour ses conseils de modélisation.

Merci à Éric Fillion, avec qui j'ai eu la chance d'explorer les eaux de la Raquette.

Merci à Michelle Laithier pour ses conseils de graphisme et à Denise Fontaine pour son support technique en laboratoire.

Finalement, je tiens à remercier ma famille, mes racines, pour avoir cru en moi. Un merci particulier à ma conjointe Mylène pour son soutien, son écoute et sa patience tout au long des deux dernières années.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES.....	v
LISTE DES TABLEAUX.....	vii
RÉSUMÉ.....	ix
CHAPITRE I	
INTRODUCTION	1
1.1 Problématique générale	1
1.2 État des connaissances.....	2
1.2.1 Interactions aquifère-rivière	3
1.2.2 Approches pour cibler et quantifier les flux d'eau souterraine	4
1.2.3 Modélisation des interactions.....	8
1.3 Objectifs.....	10
CHAPITRE II	
DESCRIPTION DE LA ZONE D'ÉTUDE	12
2.1 Physiographie et hydrographie.....	12
2.2 Météorologie	15
2.3 Géologie.....	17
2.3.1 Géologie du substrat rocheux	17
2.3.2 Géologie des dépôts meubles	19
CHAPITRE III	
MÉTHODOLOGIE	22
3.1 Levés géologiques	22
3.2 Construction d'un modèle géologique 3D	24
3.3 Propriétés hydrodynamiques des formations rencontrées	24
3.4 Mesure des débits en rivière	25
3.5 Estimation des débits de base.....	26
3.5.1 Filtre numérique d'Eckhardt (2005)	26
3.5.2 Analyse de fréquence	27
3.5.3 Mesure longitudinale des débits de base en étiage	28
3.6 Niveaux piézométriques	28
3.7 Modélisation des écoulements superficiels et souterrains	29
3.8 Critères de performances	37

CHAPITRE IV	
CARACTÉRISATION GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE	40
4.1 Hydrologie et hydrogéologie	40
4.1.1 Propriétés hydrodynamiques	40
4.1.2 Débits en rivière.....	44
4.1.3 Niveaux piézométriques.....	57
4.2 Modèle hydrogéologique conceptuel	62
4.3 Synthèse	68
CHAPITRE V	
SIMULATION DES ÉCOULEMENTS	69
5.1 Calage du modèle	69
5.1.1 Paramètres calés	69
5.1.2 Charges mesurées et simulées	74
5.1.3 Débits mesurés et simulés	77
5.2 Hydrodynamique du bassin versant de la rivière à la Raquette	81
5.2.1 Écoulements superficiels.....	81
5.2.2 Écoulements souterrains	84
5.2.3 Échanges nappe-rivière.....	85
5.3 Synthèse	89
CHAPITRE VI	
CONCLUSION	91
RÉFÉRENCES	95
ANNEXE A TRAVAUX ANTÉRIEURS	110
ANNEXE B PHOTOS	111

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
2.1 Carte topographique de la région de Vaudreuil-Soulanges	14
2.2 Carte géologique du secteur de Vaudreuil-Soulanges (modifiée de Globensky, 1987).....	19
2.3 Carte géologique des dépôts de surface (modifiée de Roy & Godbout, 2014).....	20
3.1 Travaux de terrain et instrumentation du bassin de la rivière à la Raquette	23
3.2 Conditions limites du modèle Mike SHE	31
3.3 Localisation des cours d'eau modélisés.....	33
4.1 Courbes de tarage aux trois stations hydrométriques	46
4.2 Hydrogramme des trois stations hydrométriques.....	48
4.3 Hydrogrammes des trois stations hydrométriques et précipitations au cours du mois de septembre 2013.....	49
4.4 Débit total et débit de base à la station 1	51
4.5 Comparaison des débits de base mensuels entre la méthode d'Eckhardt et la méthode du 90 ^e percentile (Q ₉₀)	53
4.6 Évolution du débit d'étiage mesuré en août 2014	55
4.7 Débits mesurés aux tributaires en période d'étiage.....	55
4.8 Carte piézométrique de l'aquifère fracturé du bassin de la rivière à la Raquette.....	58
4.9 Niveaux piézométriques enregistrés aux cinq forages instrumentés.....	61
4.10 Modèle hydrostratigraphique conceptuel de la zone d'étude	62
4.11 Localisation des coupes topo-géologiques	64
4.12 Légende pour les coupes topo-géologiques	64
4.13 Coupe topo-géologique AA'	66
4.14 Coupe topo-géologique BB'	66
4.15 Coupe topo-géologique CC'	67

4.16	Coupe topo-géologique DD'	67
4.17	Coupe topo-géologique EE'	67
5.1	Scattergramme des charges moyennes mesurées et simulées.....	75
5.2	Variations de charge simulée autour de la moyenne aux cinq puits	76
5.3	Hydrogrammes des débits simulés aux trois stations hydrométriques	78
5.4	Débits simulés et mesurés aux trois tributaires pour deux journées du mois d'août 2014.....	82
5.5	Débit attribuable aux ruisseaux des zones amont, centrale et aval du bassin de la rivière à la Raquette.....	83
5.6	Carte piézométrique simulée de l'aquifère fracturé	84
5.7	Localisation des flux échangés entre l'aquifère et la rivière lors de la modélisation (journée du 25 août 2014).....	86
5.8	Débits d'étiage amont-aval simulés pour la journée du 25 août 2014	87
5.9	Débits de base simulés dans les parties amont, centrale et aval du bassin versant de la rivière à la Raquette.....	88

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Modèles intégrés permettant le couplage entre les domaines de surface et souterrain (basé sur Furman, 2008)	10
2.1 Normales climatiques pour la période 1981-2010 à la station Rigaud (MDDELCC, 2014a)	15
2.2 Données météorologiques de deux années hydrologiques (novembre 2012 à octobre 2014)	16
2.3 Évapotranspirations mensuelles réelles et apports verticaux mensuels nets calculés avec MOHYSE (Larocque <i>et al.</i> 2015).....	17
3.1 Essais hydrauliques réalisés sur le territoire du PACES de Vaudreuil-Soulanges	25
3.2 Période d'enregistrement des stations hydrométriques	26
3.3 Période d'enregistrement des sondes à niveau d'eau souterraine	29
3.4 Hydrofaciès du modèle numérique Mike SHE	32
3.5 Paramètres de calage du modèle couplé Mike SHE	36
3.6 Paramètres non calés du modèle couplé Mike SHE	36
4.1 Conductivités hydrauliques des unités hydrogéologiques du bassin de la rivière à la Raquette	43
4.2 Débits de base selon les méthodes d'Eckhardt et d'analyse de fréquence pour les périodes hors-gel de 2013 et 2014	52
5.1 Paramètres hydrauliques calés	71
5.2 Paramètres calibrés liés aux écoulements de surface	72
5.3 Fractions d'infiltration calibrées en fonction des unités géologiques de surface	73
5.4 Débits totaux et débits de bases mesurés et simulés pour la période hors-gel	81
A.1 Inventaire des travaux antérieurs sur le secteur de Vaudreuil-Soulanges	110

RÉSUMÉ

Situé à 50 km à l'ouest du centre-ville de Montréal, le bassin de la rivière à la Raquette couvre 133 km² et est caractérisé par une topographie contrastée allant de la plaine agricole aux reliefs du mont Rigaud et de la butte de Sainte-Marthe. La ressource en eau souterraine dans cette région est grandement sollicitée, notamment en raison de l'augmentation de la population au cours des dernières années et parce que la majorité de celle-ci s'alimente en eau souterraine. Ces tendances sont susceptibles d'avoir une incidence sur l'hydrologie de l'ensemble du bassin versant. L'objectif général de ce projet de recherche est de comprendre et simuler les écoulements souterrains et superficiels sur le bassin versant de la rivière à la Raquette. Les objectifs spécifiques sont 1) de caractériser l'hydrologie du bassin versant de la rivière à la Raquette en mettant l'emphase sur les interactions entre l'eau de surface et l'eau souterraine, 2) de développer un modèle hydrostratigraphique 3D du bassin d'étude et 3) de développer un modèle hydrologique couplé, permettant de simuler les interactions entre l'eau de surface et l'eau souterraine.

Pour la période hors-gel (1^{er} avril au 31 octobre) de 2013 et 2014, le débit total en rivière a été de 380 mm et de 557 mm, respectivement. Pour la période hors-gel de 2013, le débit de base a été évalué à 167 mm (44%) avec le filtre d'Eckhardt et à 109 mm (29%) avec l'analyse de fréquence. En 2014, ces valeurs s'élèvent plutôt à 207 mm (37%) et 120 mm (22%). En tenant compte des valeurs calculées par la méthode d'Eckhardt, la contribution de l'eau souterraine en rivière est supérieure pour le bassin de la rivière à la Raquette que pour d'autres bassins du Québec méridional. En période d'étiage, les mesures longitudinales des débits ont permis de constater que le segment de rivière dans vallée de Sainte-Marthe est caractérisé par des flux d'eau souterraine évalués à 0.022 m³/s/km. Selon la carte piézométrique de l'aquifère fracturé, la vallée de Sainte-Marthe se situe à la ligne de partage entre deux régimes d'écoulement souterrains. Les écoulements en amont du bassin sont dirigés vers le SE selon un gradient de 0.003 m/m tandis que ceux en aval sont dirigés vers le nord et alimentent la rivière des Outaouais selon un gradient de 0.004 m/m. Un modèle géologique conceptuel 3D du bassin a été développé et cinq coupes topo-géologiques ont été présentées. Le modèle Mike SHE du bassin de la rivière à la Raquette a été discrétisé horizontalement en cellules de 100 m x 100 m et verticalement en dix couches numériques d'épaisseurs variables. Les processus d'écoulement en zone saturée et de ruissellement de surface ont été couplés avec le module d'écoulement en rivière (Mike 11). Le modèle a été calé sur les données enregistrées à trois stations hydrométriques en rivière, à piézomètres instrumentés, ainsi qu'avec 154 relevés de niveaux d'eau dans des puits résidentiels. Les charges hydrauliques ont été adéquatement calées (erreur moyenne quadratique de 8.77 m), de même que les écoulements en rivière (coefficient de Nash-Sutcliffe de 0.62 à 0.75). Dans la plaine au nord du mont Rigaud, les niveaux piézométriques varient en fonction du type de condition limite utilisé pour la rivière des Outaouais. La simplification algébrique des processus d'évapotranspiration et d'infiltration est susceptible d'avoir engendré la sous-

estimation des débits de crue. Le modèle couplé parvient à simuler les apports d'eau souterraine dans la vallée de Sainte-Marthe. En période d'étiage, les débits simulés sont près du double de ceux mesurés, notamment en raison des charges qui sont surestimées au nord du mont Rigaud. Les débits de base simulés sont plus faibles que ceux calculés avec le filtre d'Eckhardt, mais supérieurs aux débits mesurés en période d'étiage au cours des étés 2013 et 2014.

Mots-clés : interaction aquifère-rivière, modélisation couplée, Mike SHE, Rivière à la Raquette, Québec (Canada)

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Problématique générale

Les eaux souterraines et les eaux de surface ont longtemps été étudiées comme deux ressources distinctes. Or, ces deux réservoirs sont plutôt deux composantes interconnectées d'une seule ressource (Winter *et al.*, 1998). Il est généralement reconnu que l'eau souterraine contribue au débit en rivière dans la plupart des contextes physiographiques et climatiques (Winter *et al.*, 1998).

Depuis les deux dernières décennies, l'intérêt pour les interactions aquifère-rivière se fait grandissant auprès de la communauté scientifique (Fleckenstein *et al.*, 2010). Plusieurs travaux soulignent l'importance des apports d'eau souterraine dans le maintien des écosystèmes ripariens, particulièrement en période de basses eaux (e.g. Brunke et Gonser, 1997; Hayashi et Rosenberry, 2002). Le débit de rivière attribuable aux apports d'eau souterraine, ou débit de base, contribue à maintenir une tranche d'eau minimale essentielle au développement de la faune et de la flore lors de sécheresse et la température stable et fraîche de l'eau souterraine protège également

les espèces animales des pointes de chaleur en période estivale (Hansen, 1975; Power *et al.*, 1999).

Les ressources en eau souterraine et en eau de surface font partie d'un continuum hydrologique, où la modification de l'une sera répercutée sur l'autre. L'augmentation de la demande en eau souterraine (Konikow et Kendy, 2005) et les baisses de niveaux de nappe qui en résultent peuvent réduire l'apport d'eau souterraine en rivière (McCallum *et al.*, 2013) ou provoquer l'infiltration de la rivière dans son lit (Chen et Shu, 2002). Rozemeijer et Broers (2007) notent également qu'une eau souterraine de mauvaise qualité peut être responsable de la mauvaise qualité de l'eau de surface. Ainsi, la contamination ou la diminution des stocks d'eau souterraine peuvent provoquer des conséquences majeures sur la qualité et la quantité de l'eau s'écoulant en rivière et sur les écosystèmes associés.

Depuis les années 80, les modèles hydrologiques se sont grandement développés afin d'y inclure les différents processus du cycle hydrologique, et notamment la représentation des échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface (e.g. Prudic, 1989). Comparativement aux solutions analytiques, les modèles numériques ont l'avantage de représenter de façon plus réaliste les conditions hydrologiques associées aux systèmes aquifère-rivière (Chen et Shu, 2002). De tels modèles constituent de bons outils pour quantifier les flux échangés entre l'aquifère et la rivière, de même que pour identifier les principaux facteurs influençant ces échanges. Ces modèles peuvent aussi servir à quantifier l'impact de différents scénarios de changements climatiques ou d'utilisation du territoire en lien avec les interactions aquifère-rivière (e.g. Wang et Cai, 2010), ce qui constitue un atout majeur dans une optique de gestion intégrée de l'eau à l'échelle du bassin versant.

1.2 État des connaissances

Dans cette section, les principaux processus qui affectent les échanges surface-souterrain de même que les échelles de ces interactions sont présentés, suivis

d'une brève revue des différentes approches permettant de cibler et quantifier les échanges. Finalement, quelques modèles numériques permettant d'aborder les problèmes liés aux interactions aquifère-rivière seront présentés.

1.2.1 Interactions aquifère-rivière

Les flux échangés entre un aquifère et une rivière peuvent avoir lieu dans les deux directions : une rivière peut drainer l'eau souterraine (rivière en gain) ou recharger l'aquifère adjacent (rivière en perte; Brunke et Gonser, 1997). L'exfiltration de l'eau souterraine survient à différentes échelles de façon diffuse ou ponctuelle dans le lit d'une rivière (Sophocleous, 2002). À l'échelle locale, les perturbations du régime d'écoulement en rivière (par un changement de pente ou un obstacle en rivière) peuvent engendrer des flux entrants et sortants à faible profondeur dans le lit et les berges d'une rivière (cf. zone hyporhéique). De tels flux sont notamment observables dans les zones de seuils et mouilles (Thibodeaux et Boyle, 1987; Hendricks et White, 1991; Harvey et Bencala, 1993; Storey *et al.*, 2003). À l'échelle du bassin versant, l'interaction entre l'eau de surface et l'eau souterraine dépend de la position des masses d'eau de surface par rapport aux patrons d'écoulement souterrain (Winter, 1999). Selon la distance entre les zones de recharge et les zones de résurgence, un système d'écoulement souterrain peut être local, intermédiaire ou régional (Tóth, 1963). Les systèmes d'écoulement souterrain issus d'une topographie prononcée génèrent des débits de base de provenance locale dans les plans d'eau mineurs. À l'inverse, les patrons d'écoulements issus d'une topographie plane génèrent des débits de base de provenance régionale dans les plans d'eau majeurs (Sophocleous, 2002).

Les principaux facteurs contrôlant les échanges aquifère-rivière sont le contexte géomorphologique (géologie, topographie), le climat et les activités anthropiques (Winter *et al.*, 1998; Woessner, 2000; Smakhtin, 2001; Sophocleous, 2002; Price, 2011). La position, les dimensions et les propriétés hydrauliques des aquifères sont

fonction de la géologie du bassin qui est considéré comme étant le facteur prédominant lié aux interactions aquifère-rivière (Farvolden, 1963; Smakhtin, 2001; Bloomfield *et al.*, 2009). En effet, la géologie d'un bassin contrôle les lieux d'échange puisqu'une rivière doit être en connexion hydraulique avec le milieu saturé. L'intensité et la direction des flux échangés entre l'aquifère et la rivière sont contrôlées par la différence de charge hydraulique entre les deux domaines, ainsi que de la distribution de la conductivité hydraulique au sein de l'aquifère et du lit de la rivière. La conductivité hydraulique du lit de la rivière est généralement inférieure à celle du milieu aquifère adjacent (Doppler *et al.*, 2007) en raison du colmatage par les sédiments fins (Rushton et Tomlinson, 1979).

Lors des événements de pluies intenses, le niveau d'eau en rivière augmente plus rapidement que les niveaux d'eau souterraine, ce qui peut inverser temporairement les flux échangés entre les deux domaines (Brunke et Gonser, 1997). Les débits de base sont aussi influencés par les variations saisonnières du climat. En été, la recharge de l'aquifère est généralement faible, ce qui résulte en une diminution de la résurgence d'eau souterraine en rivière.

Finalement, divers travaux ont établi que les activités anthropiques ont une plus grande influence sur les débits de base (Knox, 2001; Smakhtin, 2001; Leigh, 2008; Wang et Cai, 2010) que les variations climatiques à long terme. Les changements d'utilisation du territoire (Zhang et Schilling, 2006), l'implantation de réseaux de drainage artificiel (Schilling et Helmers, 2008), l'irrigation des terres agricoles (Kottegoda et Natale, 1994) et les ouvrages de captage d'eau souterraine (Owen, 1991) sont des exemples d'activité anthropique pouvant modifier, directement ou indirectement, les débits de base d'une rivière.

1.2.2 Approches pour cibler et quantifier les flux d'eau souterraine

De nombreuses techniques et outils peuvent être utilisés pour étudier les interactions aquifère-rivière (Kalbus *et al.*, 2006; Rosenberry *et al.*, 2008). Ces

approches permettent de cibler les échanges d'eau souterraine et de surface, et parfois d'en décrire le sens et d'en mesurer l'intensité. La combinaison des méthodes permet de réduire les incertitudes liées à la quantification des flux. Les prochaines sections abordent brièvement les différentes approches, avec leurs avantages et leurs limitations.

1.2.2.1 Hydrogramme

L'hydrogramme d'une rivière peut être traité selon deux méthodes pour connaître les apports d'eau souterraine à l'échelle du kilomètre, soit la séparation du débit de base et l'analyse de fréquence (Brodie et Hostetler, 2005). La séparation du débit de base consiste à traiter la série temporelle du débit total d'une rivière à l'aide d'un filtre numérique récursif pour déterminer le débit de base à chaque pas de temps (e.g. Chapman, 1991; Eckhardt, 2005). L'analyse de fréquence illustre graphiquement la proportion du temps pendant laquelle un débit est excédé ou égalé. Le débit équivalent au 90^e percentile (90% du temps excédé) peut être interprété comme étant le débit de base. Les informations fournies par l'hydrogramme ne permettent toutefois pas de cibler précisément la distribution spatiale des apports d'eau souterraine.

1.2.2.2 Infiltromètre

Les échanges entre l'eau de surface et l'eau souterraine peuvent être directement mesurés à l'aide d'un infiltromètre. Cet appareil quantifie, à l'échelle décimétrique ou métrique, les flux à l'interface aquifère-rivière, lac ou estuaire. Il existe divers types d'infiltromètre (Lee, 1977; Libelo et MacIntyre, 1994; Kelly et Murdoch, 2003), dont le plus simple consiste en un demi-cylindre déposé au fond de la masse d'eau de surface et au travers duquel le flux d'eau est quantifié par la variation d'emmagasinement d'un sac de plastique (Lee, 1977). La faible superficie couverte par l'appareil nécessite de nombreuses mesures dispersées de manière à obtenir une valeur moyenne représentative des échanges. Les coûts associés à la

conception d'un tel appareil sont faibles et le principe est simple. Toutefois, l'utilisation de l'infiltromètre en contexte de rivière pose parfois problème, notamment en raison des erreurs attribuables à l'agitation du sac de mesure par le courant de la rivière (Kelly et Murdoch, 2003) et aux flux de faible profondeur dans la zone hyporhéique (Kalbus *et al.*, 2006).

1.2.2.3 Équation de Darcy

Les flux échangés entre un aquifère et une rivière peuvent aussi être quantifiés en appliquant l'équation de Darcy (1856) le long d'un segment de berge. Les propriétés hydrauliques, les gradients hydrauliques et les épaisseurs de l'interface d'échange nécessaires au calcul sont définis à l'aide de piézomètres installés à proximité de la rivière. La longueur et le nombre de segments de berge dépendent du nombre de piézomètres installés et du contexte physique du lieu d'intérêt. Cette technique assume que le gradient hydraulique et les propriétés des matériaux sont uniformes pour un même segment de berge, que l'écoulement se fait perpendiculairement à la berge et que l'écoulement souterrain se fait horizontalement au travers d'une section verticale représentant l'interface d'échange (Rosenberry *et al.*, 2008). De telles conditions sont toutefois rarement rencontrées dans la nature.

1.2.2.4 Mesures longitudinales du débit en rivière

D'autre part, les apports d'eau souterraine en rivière peuvent être quantifiés à l'échelle du kilomètre selon la méthode par variation du débit en rivière. Dans cette approche, la rivière est divisée en plusieurs segments et une mesure de débit est faite aux extrémités de chaque segment. Cette méthode doit être mise en œuvre en temps sec pour ne pas que l'eau de pluie intervienne dans le débit de la rivière. L'apport d'eau souterraine est estimé par la variation de débit divisé par la longueur du segment. Si des tributaires ou autres cours d'eau se déversent dans un segment de rivière, ces apports de surface doivent être déduits du débit mesuré en aval de ce segment de manière à attribuer les variations de débits aux flux échangés avec

l'aquifère (Hill *et al.*, 1992). Pour utiliser cette méthode, les flux échangés doivent être supérieurs à l'incertitude sur la mesure du débit en rivière (Rosenberry *et al.*, 2008).

1.2.2.5 Traçage

L'utilisation de traceurs repose en une autre approche permettant de cibler et quantifier les flux souterrains, puisqu'ils permettent de suivre les mouvements de masses d'eau jusqu'à l'échelle du kilomètre (Kalbus *et al.*, 2006). Détectés à faible concentration, ils présentent peu de risques environnementaux (Rosenberry *et al.*, 2008). Les usages des traceurs sont multiples: identifier les zones de décharges, calculer les flux hydrologiques et chimiques entre les eaux souterraines et de surface, calculer le temps de résidence de l'eau sur un bassin de drainage et déterminer le taux de réaction lors du transport (Kendall et McDonnell, 1998). L'eau souterraine possède des traceurs naturels sous différentes formes : cations et anions majeurs, isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^2H ; Kendall et McDonnell, 1998; Coplen *et al.*, 2000) et isotopes radioactifs (^{222}Rn ; Gonfiantini *et al.*, 1998; Cook *et al.*, 2003; Wu *et al.*, 2004). Il existe aussi des traceurs artificiels, dont la méthode consiste à introduire dans la ressource en eau un colorant (e.g. Uranine, Rhodamine), un gaz (e.g. SF_6) ou un composé soluble chimiquement inerte avec le milieu naturel (Leibundgut *et al.*, 2009).

De plus, des techniques peu coûteuses et rapide d'exécution utilisent la température de l'eau comme traceur naturel (Anderson, 2005; Kalbus *et al.*, 2006). Le contraste thermique entre l'eau de surface et l'eau souterraine permet de cibler et de quantifier les flux entre ces deux domaines par le développement de profil thermique (Silliman et Booth, 1993; Constantz *et al.*, 1994; Silliman *et al.*, 1995; Constantz et Thomas, 1996; Ronan *et al.*, 1998; Conant, 2004) ou par le traitement infrarouge des images aériennes (Banks *et al.*, 1996). Bien que qualitative, cette dernière approche permet

de couvrir un vaste territoire, ce qui est particulièrement utile pour les sites inaccessibles ou dangereux (Rosenberry *et al.*, 2008).

1.2.3 Modélisation des interactions

Les modèles hydrologiques les plus couramment utilisés pour représenter les échanges de type aquifère-rivière sont les modèles distribués à base physique. Dans ce type de modèle, les processus hydrogéologiques sont généralement représentés par des équations aux dérivées partielles en lien avec les concepts de conservation de masse et de quantité de mouvement (Freeze et Harlan, 1969). Contrairement aux modèles unitaires (*lumped*), les modèles distribués permettent de représenter la variabilité spatiale des divers paramètres au sein d'une zone d'étude. Les modèles distribués à base physique ont de bonnes capacités prédictives, bien qu'ils soient fréquemment critiqués (e.g. Beven, 1996) en raison de la grande quantité d'information spatialisée requise.

En raison de la grande différence à laquelle se produisent les processus de surface et souterrains, les modèles les plus couramment utilisés focalisent sur un seul domaine hydrologique, tel que l'écoulement en milieu souterrain saturé (e.g. MODFLOW; McDonald et Harbaugh, 1988), l'écoulement en rivière (e.g. Fread, 1993) ou le ruissellement (e.g. modèles de type pluie-ruissellement). De tels modèles représentent des domaines hydrologiques isolés où les réservoirs voisins doivent être simplifiés en de simples conditions limites (Furman, 2008). Afin de mieux représenter la réalité, certains modèles distribués à base physique incluent une description intégrée des principaux processus du cycle hydrologique, tels que la précipitation, la fonte de neige, l'évapotranspiration, l'interception, le ruissellement de surface, l'écoulement en rivière, l'écoulement en zone saturée, l'écoulement en zone non-saturée et leurs interactions.

Tout modèle distribué qui simule des mouvements d'eau entre les domaines de surface et souterrain est considéré comme couplé (Kampf et Burges, 2007). Dans un

modèle couplé, les équations décrivant les processus hydrologiques des domaines de surface et souterrain sont inter-reliés mathématiquement et peuvent être résolues de façon séparée à chaque pas de temps (découplé), de façon itérative entre les deux domaines (couplage itératif) ou résolues simultanément (entièrement couplé; Furman, 2008). La complexité d'un modèle réside dans les dimensions modélisées et dans le nombre de processus physiques inclus dans le couplage (Gunduz et Aral, 2005). Les modèles complexes nécessitent une grande puissance de calcul et mènent à des difficultés de calage ou de validation.

Le premier cadre conceptuel et théorique d'un modèle intégré à l'échelle d'un bassin a été présenté par Freeze et Harlan (1969) et de nombreux modèles couplés ont été développés depuis. Le Tableau 1.1 présente une revue des principaux codes intégrés permettant la simulation des interactions entre les domaines de surface et souterrains. D'un point de vue mathématique, l'écoulement en rivière est généralement décrit par l'équation de Saint-Venant (onde cinématique, diffusive ou dynamique), alors que les écoulements en zone non-saturée sont décrits par l'équation de Richard et les écoulements en zone saturée sont décrits par la loi de Darcy.

Dans cette étude, le code Mike SHE (Refsgaard et Storm, 1995) a été choisi pour simuler les échanges aquifère-rivière du bassin de la rivière à la Raquette. Mike SHE est un modèle distribué à base physique incluant une description intégrée des processus hydrologiques : précipitation, la fonte de neige, l'évapotranspiration, l'interception, le ruissellement de surface, l'écoulement en rivière, l'écoulement en zone saturée, l'écoulement en zone non-saturée et leurs interactions. Pour simuler l'écoulement en rivière, Mike SHE est couplé avec Mike 11, un module d'écoulement 1D en rivière (Havnø *et al.*, 1995). Ce code spécialement conçu pour une approche à l'échelle du bassin versant propose plusieurs alternatives de solution numérique en fonction des objectifs de modélisation. Mike SHE a été utilisé dans une large gamme de conditions : la gestion du territoire (Andersen *et al.*, 2001), l'interaction entre les milieux humides et l'eau souterraine (Thompson *et al.*, 2004; Cook, 2012), l'étude

des plaines fluviales sur les interactions aquifère-rivière (Jolly et Rassam, 2009), l'impact des changements climatiques (Sultana et Coulibaly, 2011; Vansteenkiste *et al.*, 2013), l'impact des changements climatiques sur l'hydrologie d'une tourbière (Bourgault *et al.*, 2014), les problèmes liés aux variations spatio-temporelles des utilisations du territoire (Im *et al.*, 2009), à l'irrigation (Jayatilaka *et al.*, 1998; Singh *et al.*, 1999) et à la pollution de l'eau (Refsgaard *et al.*, 1999).

Tableau 1.1 : Modèles intégrés permettant le couplage entre les domaines de surface et souterrain (basé sur Furman, 2008)

Nom (Référence)	Ruissellement ^a	Écoulement en rivière ^a	Zone non saturée ^b	Zone saturée	Couplage ^c
HydroGeoSphere (Therrien <i>et al.</i> , 2006)	2D DW	2D DW	3D R	3D	EC
InHM (VanderKwaak, 1999)	2D DW	2D DW	3D R	3D	EC
MODHMS (Panday et Huyakorn, 2004)	2D DW	1D DW	3D R	3D	EC/I
WASH123D (Yeh <i>et al.</i> , 2006)	2D DY/DW/KW	1D DY/DW/KW	3D R	3D	S
CATHY (Camporese <i>et al.</i> , 2010)	1D DW	1D DW	3D R	3D	M
PIHM (Qu et Duffy, 2007)	2D DY/DW/KW	1D DW/KW	1D R	2D	EC
Mike SHE (Refsgaard et Storm, 1995)	2D DW	1D DY/DW/KW	1D R/EA	3D	D/I

Dimensions: 1D, une dimension; 2D, deux dimensions; 3D, trois dimensions.

^a Abréviations d'écoulements de surface : DY, onde dynamique; DW, onde diffusive; KW, onde cinématique.

^b Abréviations de la zone non-saturée : R, équation de Richard et EA, équation algébrique.

^c Abréviations de couplage : EC, entièrement couplé; I, couplage itératif; D, découplé; M, mixte.

1.3 Objectifs

Ce projet a été réalisé dans le cadre du *Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de la zone Vaudreuil-Soulanges* qui a été réalisé de 2013 à 2015 par l'UQAM, en collaboration avec l'École Polytechnique de

Montréal, et financé par le Ministère du Développement durable, de l'Environnement, et de la Lutte contre les changements climatiques (MDDELCC).

Dans le cadre du *Programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines* (PACES; MDDELCC, 2014b), le territoire de Vaudreuil-Soulanges a fait l'objet d'une étude hydrogéologique d'étendue régionale financée sur une période de trois ans (2012-2015). Entièrement inclut sur le territoire du PACES de Vaudreuil-Soulanges, le bassin versant de la rivière à la Raquette a été choisi comme bassin expérimental afin d'étudier les échanges aquifère-rivière dans un contexte physiographique contrasté.

L'objectif général de ce projet de recherche est de comprendre et simuler les écoulements souterrains et superficiels sur le bassin versant de la rivière à la Raquette. Les objectifs spécifiques sont 1) de caractériser l'hydrologie du bassin versant de la rivière à la Raquette en mettant l'emphase sur les interactions entre l'eau de surface et l'eau souterraine, 2) de développer un modèle hydrostratigraphique 3D du bassin d'étude et 3) de développer un modèle hydrologique couplé, permettant de simuler les interactions entre l'eau de surface et l'eau souterraine.

En plus d'utiliser des approches classiques pour décrire les écoulements souterrains et de surface, ce travail utilise une approche par modélisation couplée à l'échelle du bassin versant, soit la première application du modèle numérique Mike SHE au Québec. Ainsi, ce mémoire contribuera à une meilleure compréhension des eaux souterraines et donc à une amélioration de la gestion intégrée de l'eau dans la région densément peuplée de Vaudreuil-Soulanges, où les pressions sur les ressources en eaux souterraines sont importantes.

Le chapitre II présente la zone d'étude et le chapitre III décrit la méthodologie de travail utilisée. Les contextes hydrostratigraphiques et hydrologiques sont présentés au chapitre IV et les résultats de la modélisation sont présentés au chapitre V. Finalement, la conclusion est présentée au chapitre VI.

CHAPITRE II

DESCRIPTION DE LA ZONE D'ÉTUDE

Ce chapitre décrit en détail la zone d'étude. Les contextes physiographiques et hydrographiques sont d'abord présentés, suivi des normales climatiques pour ce secteur. Les contextes géologiques du substratum rocheux et des dépôts quaternaires sont finalement abordés.

2.1 Physiographie et hydrographie

Le bassin de la rivière à la Raquette se trouve dans la province topographique des Basses-Terres du Saint-Laurent (Bostock, 1972), à 50 km à l'ouest du centre-ville de Montréal. Ce bassin fait partie de la municipalité régionale de comté (MRC) de Vaudreuil-Soulanges et est entièrement compris dans la zone d'étude du PACES de Vaudreuil-Soulanges (Larocque *et al.*, 2015). Le bassin est inclus dans le feuillet du système national de référence cartographique (SRNC; échelle 1:50 000) numéro 031G08. Le bassin à l'étude couvre huit municipalités, soit Rigaud, Sainte-Marthe, Sainte-Justine-de-Newton, Saint-Rédempteur, Saint-Clet, Saint-Lazare, Hudson et Vaudreuil-Dorion.

Ce bassin draine un territoire de 133 km², couvrant le sud, l'est et le NE du mont Rigaud (Figure 2.1). Le bassin de la rivière à la Raquette est bordé à l'ouest par le

bassin hydrographique de la rivière Rigaud, au sud par le bassin des rivières Delisle et Rouge et à l'est par de petits bassins, tel que celui de la rivière Viviry.

Environ 75% de la zone à l'étude possède l'information topographique de type *LiDAR* (GéoMont, 2011) qui consiste en une précision d'environ de 15 cm sur une résolution de 1 m de côté. Pour le reste de la zone d'étude, l'information topographique provient d'un modèle numérique de terrain (GéoBase, 2012) ayant une précision de 3 m et une résolution de 10 m de côté. Le bassin de la rivière à la Raquette est marqué par une topographie contrastée. La topographie de ce bassin varie entre 23 et 228 m d'élévation, correspondant respectivement à la rivière des Outaouais et le sommet du mont Rigaud. À l'est du mont Rigaud se trouve la butte de Sainte-Marthe, correspondant à une remontée du socle rocheux. Entre ces deux hauts reliefs, une dépression du socle s'aligne NE-SW et correspond à la vallée de Sainte-Marthe. Au sud du mont Rigaud, se trouve une plaine agricole à une élévation d'environ 75 m près du mont Rigaud et diminuant très doucement vers 60 m d'élévation à la limite sud du bassin. Au-delà du bassin, cette topographie plane s'étend au sud jusqu'au fleuve Saint-Laurent. Au nord du bassin, la topographie est plane et varie entre 23-35 m d'élévation. Le coin NE du bassin est marqué par un relief sableux, soit la butte de Hudson. Celle-ci culmine à 80 m d'élévation et marque la limite NE du bassin versant de la rivière à la Raquette. Près de la rivière des Outaouais, il est possible d'y observer quelques terrasses, chenaux et ravinements (Roy et Godbout, 2014).

La rivière à la Raquette est le principal cours d'eau qui draine le bassin du même nom. Au total, la rivière parcourt 34 km de long. En amont, elle prend naissance au niveau des crêtes de till au SW du mont Rigaud. Elle parcourt la plaine agricole d'ouest en est, contourne le mont Rigaud sur son flanc est en passant par la vallée de Sainte-Marthe et bifurque vers le NW au niveau de l'autoroute 40 pour terminer sa course au nord du mont, dans la rivière des Outaouais.

Le bassin est aussi drainé par trois principaux tributaires rejoignant la rivière à la Raquette en amont de la vallée de Sainte-Marthe et divers petits cours d'eau naturel prenant leur source dans les hauts reliefs du mont Rigaud. De plus, le secteur agricole du bassin de la rivière à la Raquette est caractérisé par un important réseau de drainage, composé de nombreux fossés et drains agricoles.

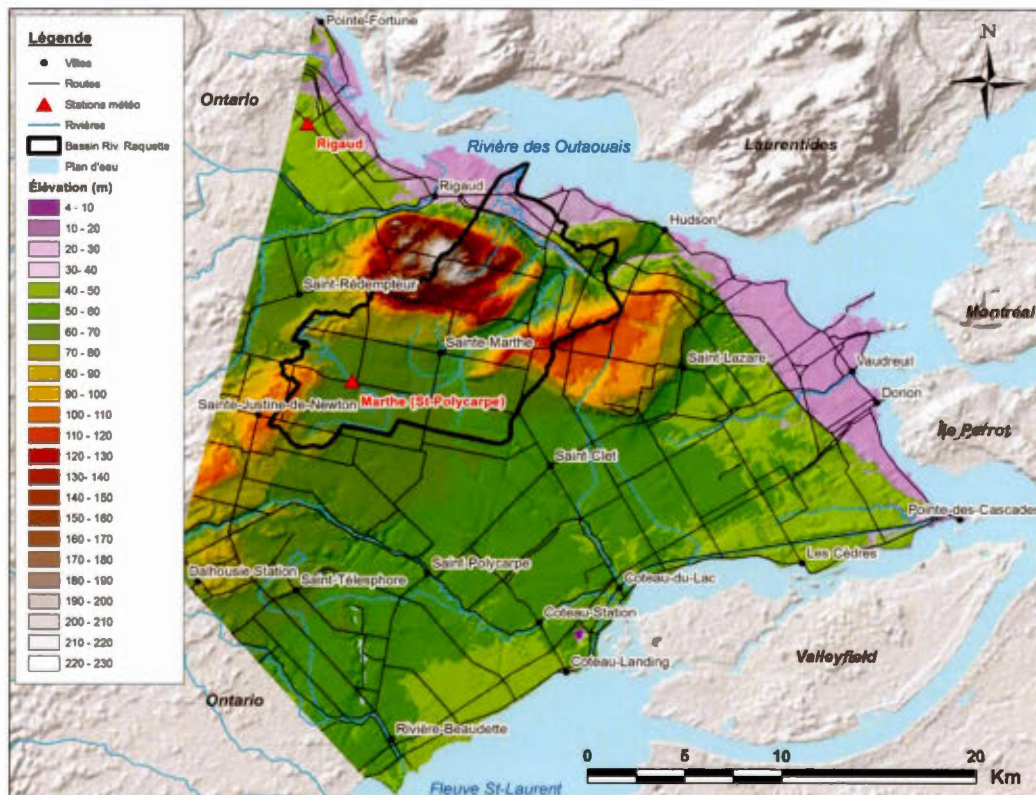


Figure 2.1 : Carte topographique de la région de Vaudreuil-Soulanges

La moitié (52.5%) du bassin versant de la rivière à la Raquette est zonée territoire agricole (Larocque *et al.*, 2015). La majeure partie des terrains agricoles se concentre dans la partie amont du bassin, soit au sud du mont Rigaud. Les terrains boisés occupent 41% du bassin versant et concordent avec les reliefs du mont Rigaud, de la butte de Ste-Marthe et de la butte de Sainte-Justine-de-Newton. Les zones urbaines ou résidentielles occupent 4.5% du bassin versant. Le reste du territoire est occupé

par les zones déboisées servant aux lignes à haute tension, à l'emprise de l'autoroute 40 et aux sablières.

2.2 Météorologie

Le bassin de la rivière à la Raquette possède une station météorologique depuis juillet 2008, mais cette station située à Sainte-Marthe n'a pas été utilisée dans cette étude en raison de nombreuses données journalières manquantes. La station météorologique de Rigaud, en fonction depuis octobre 1958, a plutôt été utilisée dans la présente recherche (voir localisation sur la Figure 2.1). Selon la normale climatique à cette station (MDDELCC, 2014a), la précipitation totale moyenne annuelle est de 999 mm et les précipitations sous forme de neige (en moyenne de la mi-novembre à la mi-avril) représentent en moyenne 16% de la précipitation totale annuelle (Tableau 2.1). La période de gel soutenu s'étend en moyenne sur 112 jours, soit du 28 novembre au 22 mars (MDDELCC, 2014a).

Tableau 2.1 : Normales climatiques pour la période 1981-2010 à la station Rigaud (MDDELCC, 2014a)

Mois	Température			Précipitation		
	Max (°C)	Min (°C)	Moyenne (°C)	Pluie (mm)	Neige (cm)	Totale (mm)
Janvier	-6.0	-15.7	-10.8	20	44	63
Février	-3.5	-13.9	-8.7	20	32	55
Mars	2.3	-7.9	-2.8	29	25	55
Avril	11.4	0.4	5.9	76	4	80
Mai	19.2	6.7	12.9	92	0	92
Juin	24.1	12.1	18.1	111	0	111
Juillet	26.3	14.5	20.4	95	0	95
Août	25.3	13.3	19.3	104	0	104
Septembre	20.6	8.9	14.8	95	0	95
Octobre	12.8	2.7	7.7	95	2	96
Novembre	5.5	-2.6	1.5	76	9	86
Décembre	-2.3	-10.7	-6.6	29	38	67
Annuel	11.3	0.6	6.0	840	154	999

Ce projet porte sur deux années hydrologiques définies de novembre 2012 à octobre 2013 et de novembre 2013 à octobre 2014. La station de Rigaud a enregistré une

précipitation totale de 1049 mm pour la période 2012-2013, alors qu'elle a été supérieure pour la période 2013-2014, soit 1119 mm (Tableau 2.2). Le mois de novembre 2012 a été particulièrement sec avec seulement 7 mm de pluie. Le mois d'avril 2014 a été très pluvieux, soit plus du double que la normale climatique. Pour ces deux années hydrologiques, les plus importantes précipitations ont eu lieu au mois de juin.

Les apports verticaux (AV; somme des précipitations liquides et de la fonte de la neige) ont été calculés pour les deux années hydrologiques avec un bilan hydrologique MOHYSE (Tableau 2.2; Larocque *et al.* 2015). Pour l'année 2012-2013, la fonte printanière a eu lieu en mars 2013, ce qui a engendré des AV de 163 mm, soit 111 mm de plus que les précipitations totales pour ce mois. L'année suivante, la fonte printanière a plutôt eu lieu en avril et les AV de ce mois s'élève à 337 mm. Comme les précipitations totales de ce mois ont atteint 163 mm, la fonte a été responsable de 52% des AV d'avril 2014.

Tableau 2.2 : Données météorologiques de deux années hydrologiques (novembre 2012 à octobre 2014)

Mois	nov. 2012 - oct. 2013			nov. 2013 - oct. 2014		
	P _{tot} (mm)	AV (mm)	T _{moy} (°C)	P _{tot} (mm)	AV (mm)	T _{moy} (°C)
Novembre	7	7	-0.5	87	66	-0.2
Décembre	129	55	-5.2	87	17	-10.6
Janvier	57	64	-11.0	55	53	-11.9
Février	50	5	-8.4	68	21	-11.0
Mars	52	163	-2.7	63	29	-7.8
Avril	64	64	4.6	163	337	4.4
Mai	111	111	14.4	99	99	13.7
Juin	183	183	17.2	189	189	18.8
Juillet	94	94	21.0	94	94	19.4
Août	88	88	18.7	54	54	18.9
Septembre	116	116	13.6	71	71	14.9
Octobre	100	100	9.4	88	88	10.2
Total	1049	1049		1119	1119	

Les évapotranspirations réelles (ETr) ont été calculées pour les deux années hydrologiques à l'aide du modèle hydrologique MOHYSE (Tableau 2.3; Larocque *et al.* 2015). Pour la période 2012-2013, l'ETr équivaut à 48% des précipitations totales, alors que cette proportion diminue à 43% pour la période 2013-2014. Les apports verticaux nets (AV – ETr) pour les périodes 2012-2013 et 2013-2014 sont de 563.2 mm et 641.8 mm, respectivement. L'année hydrologique 2012-2013 a donc été plus sèche que l'année 2013-2014.

Tableau 2.3 : Évapotranspirations mensuelles réelles et apports verticaux mensuels nets calculés avec MOHYSE (Larocque *et al.* 2015)

Mois	nov. 2012 - oct. 2013		nov. 2013 - oct. 2014	
	Etr (mm)	AV nets (mm)	Etr (mm)	AV nets (mm)
Novembre	16	0	17	50
Décembre	11	44	8	9
Janvier	8	56	8	46
Février	10	0	8	13
Mars	18	145	13	16
Avril	34	30	32	305
Mai	61	49	68	30
Juin	86	96	84	106
Juillet	84	10	94	0
Août	79	10	51	3
Septembre	55	61	59	12
Octobre	38	61	36	52
Total	499	563	478	642

2.3 Géologie

2.3.1 Géologie du substrat rocheux

Le socle rocheux de la région à l'étude est constitué principalement d'une séquence sédimentaire faiblement déformée et d'âge paléozoïque inférieur, reposant en discordance sur un socle précambrien irrégulier et correspondant à la province géologique du Grenville (Hofmann, 1972).

Les roches sédimentaires du secteur de Vaudreuil-Soulanges constituent la base de la séquence sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent (Figure 2.2). À la base de cette séquence, un grès feldspathique à grains grossiers, parfois conglomératique et dépourvu de fossiles découle de l'érosion prolongée du bouclier canadien (Williams *et al.*, 2010). Ceux-ci sont recouverts d'un grès quartzitique fossilifère issu d'une mer peu profonde. Ces deux roches constituent respectivement les formations de Covey Hill et de Cairnside et la transition d'une à l'autre se fait graduellement vers un faciès riche en silice. Ces deux formations font référence au Groupe de Potsdam d'âge Cambrien Supérieur et l'épaisseur totale de ce groupe peut atteindre jusqu'à 450 m (Williams *et al.*, 2010). Le sommet du groupe de Potsdam est marqué par un faciès de plus en plus carbonaté, caractéristique de la formation dolomitique sus-jacente (Williams *et al.*, 2010). À l'Ordovicien Inférieur, les phénomènes tectoniques en régime d'extension ont permis une invasion de la mer et a favorisée une sédimentation majoritairement carbonatée formant les roches du Groupe de Beekmantown (Hofmann, 1972). Ce groupe d'environ 250 m d'épaisseur est constitué des formations de Theresa et de Beauharnois, toutes deux présentant un caractère carbonaté et formé de dolomies, calcaires et de grès calcareux. Le Groupe de Chazy repose en discordance sur le Groupe de Beekmantown et il est marqué par un apport d'éléments détritiques lors de l'Ordovicien Moyen. Le Groupe de Chazy est épais de 100 m et comprend le membre de Ste-Thérèse et la Formation de Laval. D'un point de vue stratigraphique, les roches déposées au-dessus du Groupe de Chazy ne sont pas présentes sur le secteur de Vaudreuil-Soulanges (Globensky, 1982).

Le relief du mont Rigaud est lié à une intrusion dans le socle grenvillien pendant la fin du Cambrien et le début de l'Ordovicien (Greig, 1968). Le massif central de cette intrusion est composé de syénite à hornblende.

Le socle rocheux de nature gréseuse affleure à deux endroits le long de la rivière à la Raquette. Le premier affleurement est visible à l'intersection de la route 201 et de la

rivière et fut décrit par Globensky (1982; Photo 1, voir annexe B). Le deuxième affleurement se présente où la rivière bifurque vers le NW à proximité de l'autoroute 40 (Photo 2). Cet affleurement ne semble pas avoir été recensé par les travaux antérieurs. À ces endroits, le roc affleure sur près d'une centaine de mètres au fond de la rivière.

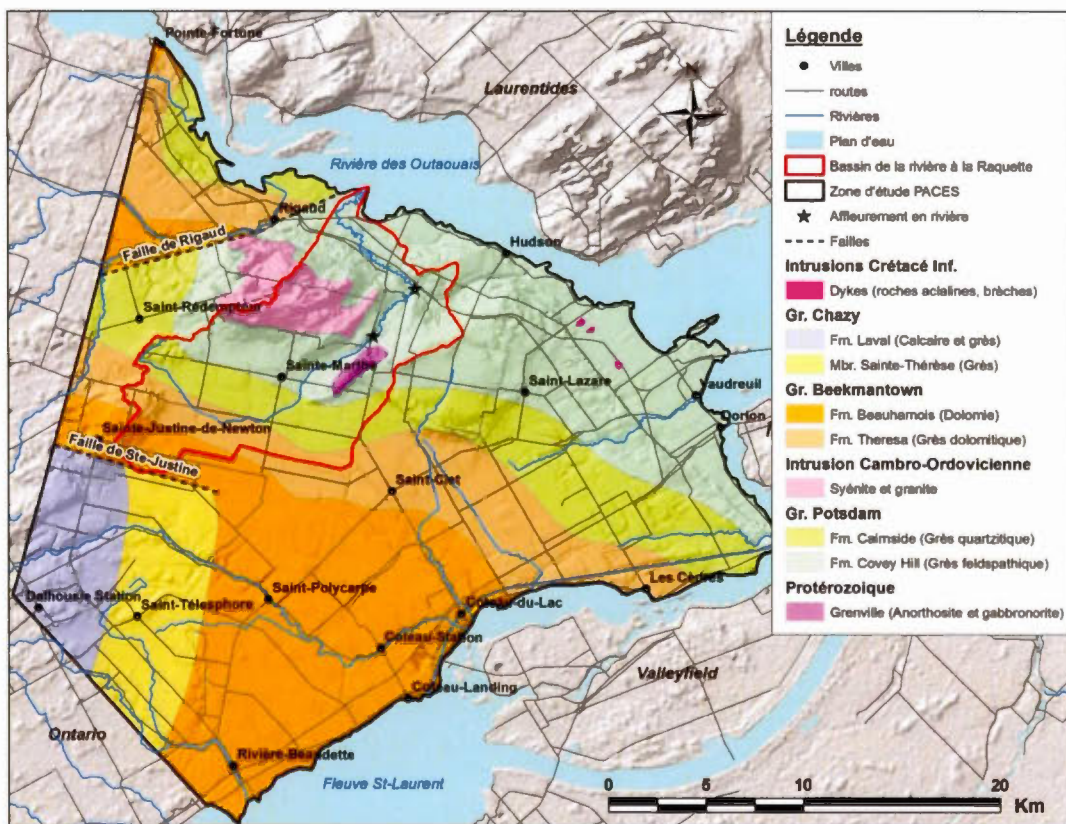


Figure 2.2 : Carte géologique du secteur de Vaudreuil-Soulanges (modifiée de Globensky, 1987)

2.3.2 Géologie des dépôts meubles

Les dépôts de surface de la région de la rivière à la Raquette ont été mis en place lors du dernier cycle glaciaire, au Wisconsinien supérieur (Roy et Godbout, 2014). Les dépôts quaternaires de surface ont été cartographiés par Richard (1982) et,

plus récemment, par Roy et Godbout (2014) dans le cadre du projet PACES de Vaudreuil-Soulanges.

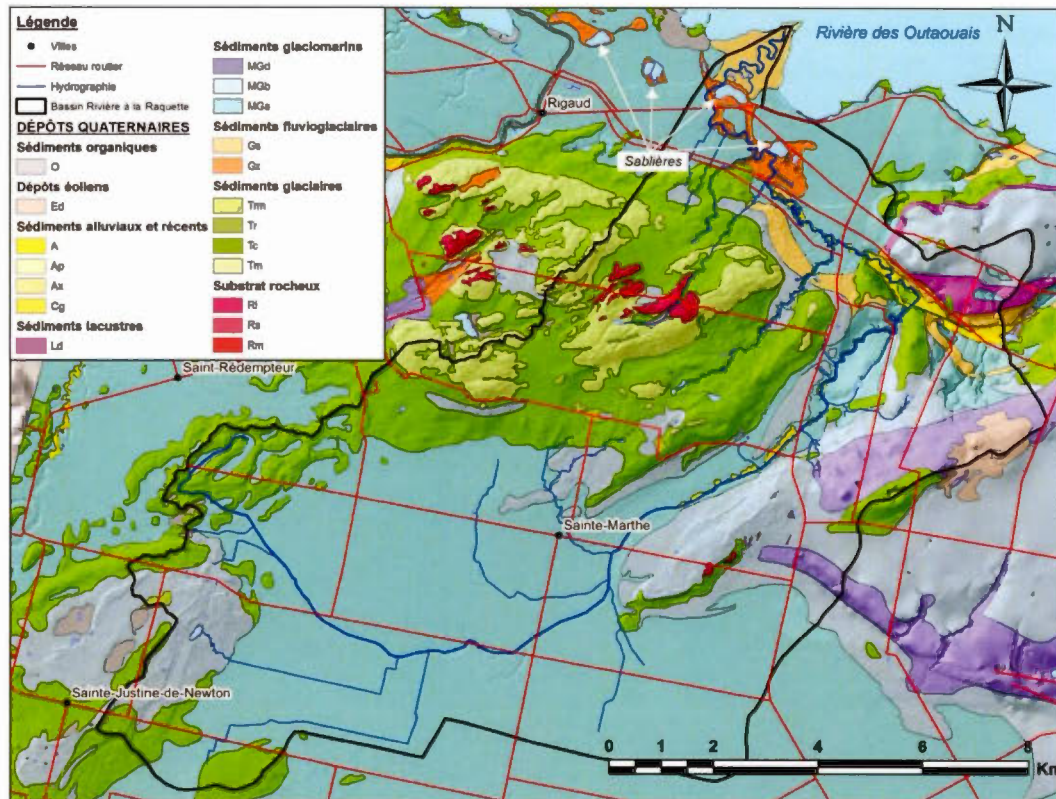


Figure 2.3 : Carte géologique des dépôts de surface (modifiée de Roy & Godbout, 2014)

La carte de dépôt de surface présente des contextes géologiques contrastés (Figure 2.3). Le dessus du mont Rigaud est couvert d'un till mince discontinu tandis que les flancs sont plutôt couverts d'épais dépôts de till, allant jusqu'à 15 m d'épaisseur. Quelques crêtes de till sont visibles au SW du mont Rigaud. Les argiles de la mer de Champlain peuvent atteindre une épaisseur maximale de 45 m et représentent le principal aquitard du bassin de la rivière à la Raquette. D'importants dépôts granulaires sont présents sur le bassin de la rivière à la Raquette, tel que les buttes de Hudson, de Saint-Lazare et de Sainte-Justine-de-Newton. Entre le mont Rigaud et la butte de Hudson, la rivière méandre dans des dépôts sablo-silteux, d'âge holocène.

Finalement, des sables littoraux d'origine glaciomarine prennent place sur la butte de Sainte-Marthe et sur les flancs du mont Rigaud.

Les sablières de Rigaud, à proximité de la rivière des Outaouais, sont alignées NW-SE. L'alignement de ces dépôts fluvioglaciaires laisse penser à un esker partiellement couvert par l'argile de la mer de Champlain. L'érosion tardive de ces argiles par les anciens stades de la rivière des Outaouais aurait dévoilé les dépôts sableux du dessus de l'esker.

Les travaux sismiques de Hobson et Tremblay (1962) ont mis en évidence une dépression majeure du socle rocheux sous la plaine argileuse de Sainte-Marthe. Cette dépression majeure a permis la déposition de près de 75 m de dépôts meubles. Plusieurs forages (Technorem, 2005; MDDELCC, 2013) montrent des évidences d'importants dépôts de sable et graviers sous la plaine argileuse de Sainte-Marthe et sous la plaine argileuse en bordure de la rivière des Outaouais. De tels dépôts ont aussi été observés sur la rive nord de la rivière des Outaouais (Ross, 2004). La présence de ces sables et graviers d'origine fluvioglaciaire est généralement contrôlée par la basse topographie du socle rocheux (Ross, 2004).

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre présente les méthodes utilisées lors des travaux de terrain (forages, mesures de débit en rivière et instrumentation du bassin versant) et du traitement des données récoltées. La structure du modèle numérique Mike SHE y est également décrite.

3.1 Levés géologiques

Plusieurs sondages stratigraphiques ont permis de mieux définir la géologie du bassin de la rivière à la Raquette : deux piézocônes (*Cone Penetration Test* – CPT), six rotopercussions (*Rotary Percussion Sounding System* – RPSS) et un forage de puisatier (Figure 3.1). De nombreuses coupes géologiques quaternaires bordant la rivière à la Raquette ont de plus été décrites afin de bien définir le modèle hydrostratigraphique à proximité de la rivière. Enfin, le type de matériel du fond de la rivière à la Raquette a été identifié dans le but de cerner les lieux possibles d'échanges avec l'aquifère.

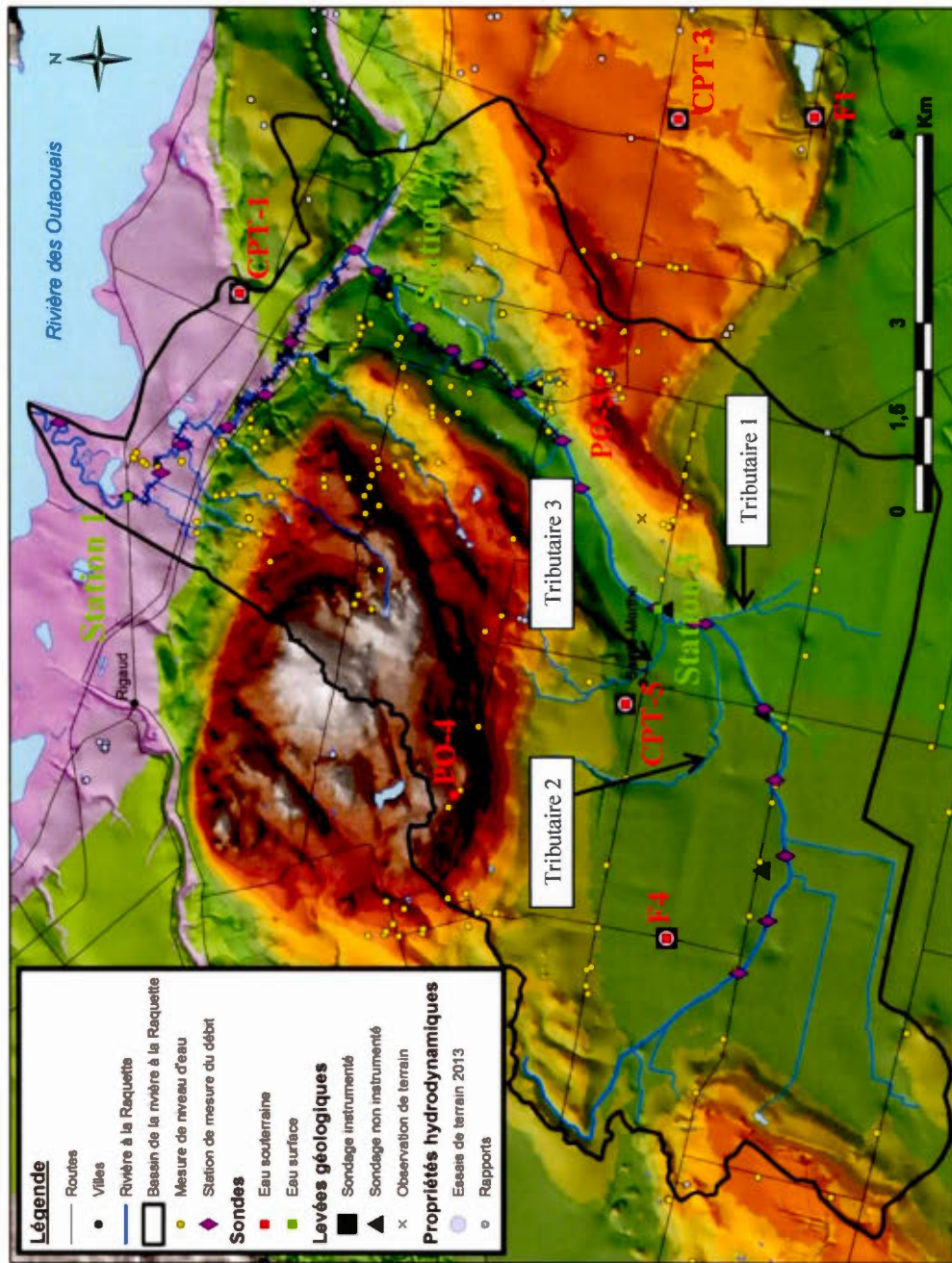


Figure 3.1 : Travaux de terrain et instrumentation du bassin de la rivière à la Raquette

3.2 Construction d'un modèle géologique 3D

Les informations géologiques du secteur de Vaudreuil-Soulanges ont été compilés dans une base de données (Larocque *et al.*, 2015). Ces informations proviennent de rapport de consultants, de données gouvernementales (Système d'Information Hydrogéologique, SIH; MDDELCC, 2013) ainsi que des travaux de terrain dans le cadre de ce projet. Au total, 2506 données stratigraphiques couvrent le bassin de la rivière à la Raquette. Ces données stratigraphiques ont été traitées spatialement à l'aide du logiciel ArcGIS afin d'obtenir les élévations du dessus de chaque unité lithologique. Par la suite, une vérification visuelle tridimensionnelle des unités hydrostratigraphiques a été faite à l'aide du logiciel GMS v9.1 (Aquaveo, 2014). La carte des dépôts de surface de Roy et Godbout (2014) a servi de comparatif afin de vérifier la disposition spatiale des unités géologiques de surface. Dans la même optique, plusieurs forages fiables (rapport de consultants et sondages lors des travaux de terrain) ont été utilisés dans GMS pour vérifier la stratigraphie du modèle.

3.3 Propriétés hydrodynamiques des formations rencontrées

Les propriétés hydrauliques ont été mesurées par des essais de pompages dans les quatre forages au roc (F1, F2, F3 et F4). Les essais de pompage ont été réalisés avec une pompe *Redi-Flow 2*, selon un débit de 18-24 L/min et sur une courte durée (entre 30 et 180 min). Suite à ces essais et vu la grande productivité des puits F3 et F4, une pompe submersible *Schaffer* permettant un débit de 133 L/min a été utilisé pour réaliser de nouveaux essais de courte durée sur ces puits. Les niveaux de nappes ont été mesurés dans les puits pompés uniquement et les résultats ont été interprétés en remontée au moyen de l'équation de Cooper et Jacob (1946). Des essais par choc hydraulique *in situ* (slug tests) ont aussi été réalisés dans ces quatre forages au roc (F1 à F4). Ces essais consistaient à insérer rapidement un slug dans les puits et d'interpréter la remontée et la descente de la nappe selon la méthode de Hvorslev (1951).

Des slug tests ont également été réalisés dans les quatre piézomètres (CPT-1, CPT-3, CPT-5 et CPT-8) placés dans les dépôts meubles (Figure 3.1). Ces essais ont été réalisés par injection d'air. Le Tableau 3.1 présente les unités géologiques dans lesquelles les essais ont été effectués. Les données provenant de rapports de consultants couvrant le secteur de Vaudreuil-Soulanges ont également été utilisées à titre comparatif.

Tableau 3.1 : Essais hydrauliques réalisés sur le territoire du PACES de Vaudreuil-Soulanges

Sondage	Géologie*	Lieu	Méthode
F1	Fm Cairnside, Gr Potsdam	Saint-Lazare	Cooper-Jacob remontée Slug test Hvorslev
F2	Fm Laval, Gr Chazy	Dalhousie	Cooper-Jacob remontée Slug test Hvorslev
F3	Fm Beauharnois, Gr Beekmantown	Coteau-du-Lac	Cooper-Jacob remontée Slug test Hvorslev
F4	Fm Cairnside, Gr Potsdam	Sainte-Marthe	Cooper-Jacob remontée Slug test Hvorslev
CPT-1	Sable confiné	Hudson	Injection à l'air
CPT-3	Silt sableux	Saint-Lazare	Injection à l'air
CPT-5	Till	Sainte-Marthe	Injection à l'air
CPT-8	Sable fluvioglaciale	Saint-Téléphore	Injection à l'air

*Fm, Formation; Gr, Groupe

3.4 Mesure des débits en rivière

Au cours de l'année 2013, le bassin de la rivière à la Raquette a été instrumenté de trois stations hydrométriques (voir la Figure 3.1 pour la localisation des stations). Les stations 2 et 3 sont dotées d'une sonde submersible de type *Solinst Edge* insérée dans un tuyau de carlon en connexion hydraulique avec la rivière. À environ 3 km de l'exutoire du bassin, la station 1 correspond à une sonde ultrasonique *HOBO* fixée sous le pont de la route 342. La période d'enregistrement des stations s'étale du mois de mars 2013 à novembre 2014 et le pas de temps d'enregistrement est de 30 minutes afin de capter événements de courte durée (Tableau 3.2). Les

sondes aux stations 2 et 3 ont été retirées pour la période hivernale entre le 3 décembre 2013 et le 15 mai 2014.

Tableau 3.2 : Période d'enregistrement des stations hydrométriques

Station	Type	De	À
1	Sonde ultra-sonique	13/03/13	05/11/14
2*	Sonde submergée	16/07/13	05/11/14
3*	Sonde submergée	15/05/13	05/11/14

*interruption entre le 3/12/13 et le 15/05/14

Des courbes de tarage ont été élaborées pour chacune des trois stations hydrométriques. Une courbe de tarage présente la relation entre la tranche d'eau et le débit s'écoulant en rivière. Cette relation est représentée mathématiquement par une équation polynomiale du deuxième ordre ou par une équation de puissance afin de maximiser le R^2 (Kennedy, 1984). La plupart des débits ont été mesurés à l'aide de la méthode des sections de rivière dans lesquelles les vitesses ont été mesurées avec un vélocimètre Doppler (*Hach modèle FH50*) aux profondeurs de 20% et 80%. Pour les débits élevés, un appareil ADCP (*StreamPro – Teledyne RDI*) a été utilisé.

3.5 Estimation des débits de base

3.5.1 Filtre numérique d'Eckhardt (2005)

Les hydrogrammes issus des chroniques bi-horaires de colonne d'eau et des courbes de tarage ont été traités de manière à séparer le débit de base du débit total selon le filtre numérique d'Eckhardt (2005) :

$$b_k = \frac{(1 - BFI_{max})\alpha b_{k-1} + (1 - \alpha) BFI_{max} y_k}{1 - \alpha BFI_{max}} \quad \text{Éq. (1)}$$

où

y = Débit total [L^3/T];

b = Débit de base [L^3/T];

k = numéro du pas de temps;

α = Constante de récession;

BFI_{max} = ratio à long terme du débit de base sur le débit total.

Le choix du BFI_{max} affecte grandement le débit de base calculé par le filtre d'Eckhardt (2005). Ce paramètre a donc une grande incidence sur le reste de la modélisation. Puisque ce paramètre n'est pas mesurable, Eckhardt (2005) propose des gammes de valeurs comprises entre 0.2 et 0.8 selon les caractéristiques hydrologiques et hydrogéologiques du bassin. À titre d'exemple, une valeur d'environ 0.2 serait représentative d'une rivière pérenne en connexion avec un aquifère rocheux alors qu'une valeur de 0.8 serait représentative d'une rivière pérenne en connexion avec un aquifère granulaire.

Pour le bassin de la rivière à la Raquette, la valeur de BFI_{max} a été fixée à 0.44, soit une valeur représentative des Basses-Terres du Saint-Laurent selon Poirier (2012). Finalement, la constante de récession (α) a été ajustée à 0.998, de manière à représenter au mieux les débits d'étiage.

3.5.2 Analyse de fréquence

Les chroniques de débit aux stations hydrométriques permettent de connaître la probabilité que le débit en rivière excède une certaine valeur. Le débit correspondant au 90^e percentile (Q_{90} ; i.e. 90 % de chance d'excéder ce débit) peut être interprété comme la contribution de l'eau souterraine et la décharge de la réserve de sous-surface (Brodie *et al.*, 2008). En fait, les débits supérieurs à la médiane ($> Q_{50}$) sont généralement représentatifs des débits de rivière influencés par le ruissellement de surface, alors que les débits inférieurs à la médiane ($< Q_{50}$) sont plutôt représentatifs des débits de rivière influencés par les apports d'eau souterraine (Brodie *et al.*, 2007). Ainsi, les valeurs de Q_{90} sont généralement typiques des débits d'étiage, soit lorsque le débit est grandement influencé par l'apport en eau souterraine. Pour chaque mois, les Q_{90} des valeurs bi-horaires aux trois stations hydrométriques ont été calculés.

3.5.3 Mesure longitudinale des débits de base en étiage

En période d'étiage, les variations du débit en rivière sont attribuables à l'apport d'eau souterraine (Rosenberry *et al.*, 2008). L'évolution amont-aval du débit de la rivière à la Raquette a été mesurée à deux reprises (12 et 25 août 2014) en 23 points de mesure (Figure 3.1). Les débits des trois principaux tributaires de la rivière à la Raquette ont également été mesurés aux mêmes occasions. Les mesures de débits ont été réalisées sur une période d'environ 10 heures, soit un intervalle de temps suffisamment court pour supposer une constance du régime d'écoulement en rivière.

3.6 Niveaux piézométriques

Les niveaux piézométriques ont été mesurés manuellement (sonde *Solinst Model 101 P2*) en 184 points de mesure situés à l'intérieur et immédiatement autour du bassin de la rivière à la Raquette au cours de l'été 2013. Parmi ces relevés, 164 mesures correspondent à des puits résidentiels profonds (aquifère rocheux) et 20 mesures correspondent à des puits de surface et des niveaux d'eau de surface (voir Figure 3.1 pour la localisation des points de mesure).

Une carte piézométrique de l'aquifère au roc a été élaborée à l'aide de ces mesures de niveaux d'eau, ainsi que des niveaux provenant des rapports de consultants et de la base de données du SIH (MDDELCC, 2013). Des points de contrôle ont été ajoutés afin de contraindre la piézométrie où il y a des évidences de connexion hydraulique avec l'aquifère profond. Ces points de contrôle correspondent aux deux affleurements du roc au fond de la rivière à la Raquette (Figure 2.2, section 2.3.1), aux étangs de surface (sablière et étangs sur le mont Rigaud; neuf points) ainsi que le long de la rivière des Outaouais (quatre points). Le traitement spatial des données a été réalisé dans *ArcGIS* à l'aide d'une interpolation par co-krigeage des niveaux d'eau avec la topographie (Desbarats *et al.*, 2002).

Les variations de niveau de l'eau souterraine ont été enregistrées à l'aide de cinq sondes submersibles de marque *Solinst* (types *Edge*, *Gold* et *LTC*) selon un pas de temps horaire (voir la Figure 3.1 pour la localisation des sondes). Trois de ces sondes ont été installées dans des forages atteignant l'aquifère au roc (F4, PO-4 et PO-5) et deux autres ont été installées dans des piézomètres atteignant les dépôts meubles suite aux travaux de sondages CPT/RPSS (CPT-1 et CPT-5). Les puits PO-4 et PO-5 sont des puits abandonnés situés respectivement sur le mont Rigaud et sur la butte de Sainte-Marthe, alors que F4 est un puits foré dans la plaine agricole dans le cadre du PACES de Vaudreuil-Soulanges (voir Tableau 3.3 pour les périodes d'enregistrement des sondes).

Tableau 3.3 : Période d'enregistrement des sondes à niveau d'eau souterraine

Puits	De	À
CPT-1	27/08/13	05/11/14
CPT-5	19/09/13	05/11/14
F4	28/06/13	05/11/14
PO-4*	06/08/13	05/11/14
PO-5	13/08/13	05/11/14

*la sonde PO-4 s'est éteinte entre le 12/07/14 et le 21/10/2014

3.7 Modélisation des écoulements superficiels et souterrains

Le modèle Mike SHE développé pour le bassin de la rivière à la Raquette inclut les modules d'écoulement en milieu saturé, d'écoulement en rivière et de ruissellement. Puisque le module d'écoulement en zone non-saturée n'a pas été sélectionné, une formulation algébrique simple a été utilisée pour décrire la recharge (voir plus bas). La période d'intérêt s'étale sur deux années hydrologiques, soit du 1^{er} novembre 2012 au 31 octobre 2014. Cette période de deux ans a été répétée cinq fois afin de faire converger la solution numérique. Les débits et les charges obtenus lors des deux dernières années ont été comparés aux données mesurées et le calage du modèle a été fait manuellement. Il est important de noter que les résultats de la modélisation couplée ne permettent pas de différencier l'apport d'eau souterraine et

l'apport d'eau de sub-surface; toute l'eau provenant du domaine saturé est considérée comme étant de l'eau souterraine.

Le secteur modélisé a été discrétisé horizontalement en mailles de 100 m x 100 m afin de bien définir le tracé de la rivière et de mieux simuler les échanges aquifère-rivière (DHI, 2007). Une fine résolution spatiale permet aussi de mieux décrire les variations des vallées et de l'encaissement de la rivière (Refsgaard, 1997), mais influence grandement le temps de calcul (Vazquez *et al.*, 2002). La topographie de surface du modèle a été définie en calculant la moyenne des élévations de type *LiDAR* contenues dans chaque maille de 100 m. La topographie du modèle varie entre 225 et 23 m, correspondant respectivement au mont Rigaud et à la rivière des Outaouais. Verticalement, le modèle numérique est défini entre la topographie de surface et -100 m et a été divisé en dix couches de calcul d'épaisseur variable. L'épaisseur des couches augmente de la surface vers le bas en fonction d'un pourcentage de l'épaisseur totale du modèle, soit 2.5%, 5.0%, 5.0%, 5.0%, 7.5%, 10.0%, 12.5%, 15.0%, 17.5% et 20.0%. Au total, 165 870 cellules de calcul permettent de discrétiser horizontalement et verticalement le bassin de la rivière à la Raquette.

Le secteur modélisé ne coïncide pas avec la limite du bassin versant de la rivière à la Raquette (Figure 3.2). Les conditions limites du modèle Mike SHE ont été définies en fonction des écoulements souterrains. Dans la plaine au sud du mont Rigaud, une limite de gradient (0.003 m/m; condition limite de Neumann) a été placée perpendiculairement à l'écoulement souterrain dirigé vers le SE. Au nord du mont Rigaud, les charges hydrauliques dans ce secteur montrent que l'écoulement souterrain se dirige vers la rivière des Outaouais en recoupant la limite originale du bassin versant. La rivière des Outaouais a donc été considérée comme une limite à charge variable (condition limite de Dirichlet). Les données de variation du niveau d'eau proviennent des mesures journalières en aval de du barrage de Carillon (HydroQuébec, 2014) et au lac des Deux-Montagnes (HYDAT, 2014). Cette

condition limite n'a été attribuée que pour les quatre couches numériques superficielles, équivalent à environ 25 m sous la surface, puisque la rivière des Outaouais atteint environ cette profondeur en son centre (Québec-Pêche, 2011). Une frontière imperméable a été attribuée aux six couches profondes (couches cinq à dix).

Pour le reste de la zone modélisée, la limite externe coïncide avec la limite de partage des eaux de surface et souterraines, et une frontière imperméable a été utilisée. La limite imperméable inférieure du modèle a été définie uniformément à -100 m.a.s.l. pour obtenir une épaisseur de roc modélisée suffisamment grande pour les zones de dépressions majeures du socle rocheux. Dans le modèle du bassin de la rivière à la Raquette, les aires drainées aux stations 1, 2 et 3 sont de 118, 84 et 66 km², respectivement.

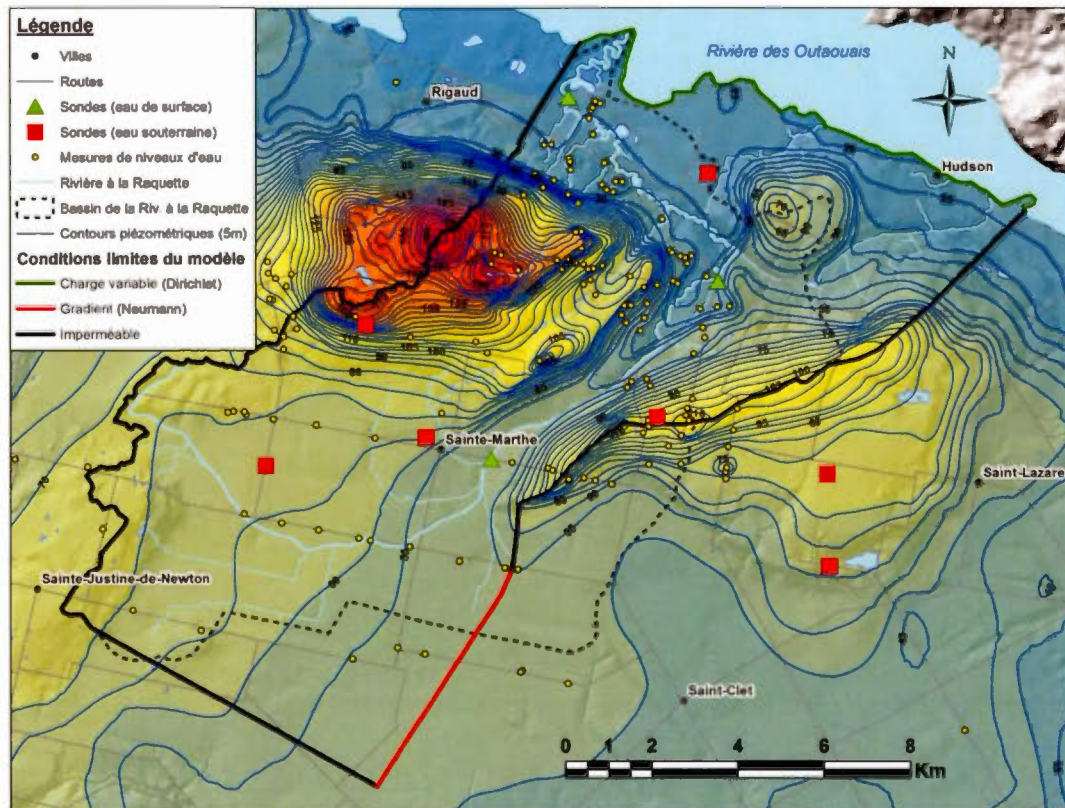


Figure 3.2 : Conditions limites du modèle Mike SHE

Pour la structure géologique du modèle Mike SHE, les unités de sables littoraux et de sables et graviers fluvioglaciaires ont été simplifiées en une seule unité granulaire sableuse. Le roc indifférencié du modèle GMS a été séparé en roche ignée et sédimentaire (représentant principalement le grès du Potsdam sur le secteur modélisé), puisque ceux-ci ont des comportements hydrauliques différents. Par contre, le contact entre ces deux types de roches est incertain en profondeur. Très peu de forages décrivent le contact lithologique entre le roc sédimentaire et le roc cristallin sous-jacent. La carte géologique de Globensky (1987) ne délimite que les contacts lithologiques observés à la surface du socle rocheux, sans toutefois indiquer l'épaisseur locale des formations rocheuses. L'épaisseur de roc igné a donc été diminuée graduellement en fonction de l'épaisseur totale du roc modélisé, et ce, sur une distance de 2 km à partir du contact sédimentaire-igné défini sur la carte géologique.

Le modèle numérique Mike SHE présente cinq hydrofaciès (Tableau 3.4). Pour chaque cellule numérique, l'unité hydrostratigraphique dominante a été déterminée afin d'attribuer un seul code d'hydrofaciès par cellule. Les propriétés hydrauliques associées à ces codes sont ensuite redistribuées aux cellules lors des simulations.

Tableau 3.4 : Hydrofaciès du modèle numérique Mike SHE

Code	Hydrofaciès
1	Sable
2	Till
3	Argile
4	Roche ignée
5	Roche sédimentaire

La rivière à la Raquette et ses trois principaux tributaires ont été numérisés dans Mike 11 (Figure 3.3). Une section transversale (profil de rivière) a été insérée à chaque changement de pente du lit afin de bien représenter la dynamique d'écoulement en rivière (DHI, 2007). Comme aucun travail de terrain n'a permis de

spécifier si les échanges ont lieu au fond de la rivière ou plutôt latéralement dans les berges, la nature des échanges aquifère-rivière entre Mike SHE et le module Mike 11 a été fixée au type «aquifère et fond de rivière». Deux paramètres caractérisent l'écoulement en rivière, soit le coefficient de rugosité (ou coefficient de Manning, M) et le coefficient d'échange (*leakage coefficient*, l_c). Bien que le coefficient de rugosité affecte le niveau d'eau en rivière et donc les interactions aquifère-rivière, le coefficient d'échange a une plus grande influence sur les flux échangés entre ces domaines (Refsgaard, 1997). Le coefficient de rugosité du lit de la rivière et des tributaires a été fixé à $20.0 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ et le coefficient d'échange a été choisi comme paramètre de calage (Refsgaard, 1997).

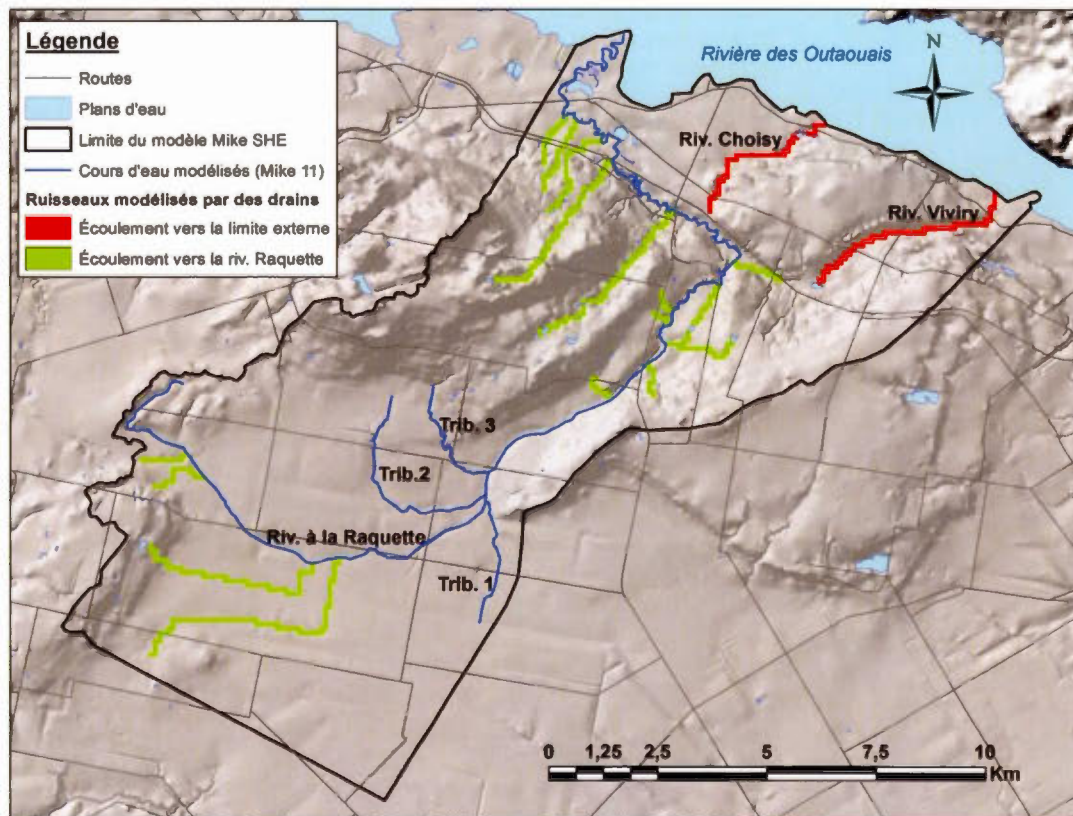


Figure 3.3 : Localisation des cours d'eau modélisés

Les rivières Viviry et Choisy, ainsi que divers ruisseaux ont été représentés par des cellules drainantes (*Fixed Head Drains*; Figure 3.3). L'élévation des cellules drainantes a été déterminée à l'aide de la topographie *LiDAR*. Cette condition limite interne permet d'évacuer l'eau souterraine lorsque celle-ci se retrouve au-dessus de l'élévation des drains. La constante de temps des drains est un paramètre de calage, puisqu'elle permet d'ajuster la vitesse du drainage, ce qui a donc un effet considérable sur la forme de l'hydrogramme (Vazquez *et al.*, 2002).

Afin de bien simuler l'hydrogramme de crue en rivière, le module de ruissellement de surface a été inclus dans la modélisation. Le paramètre d'emménagement de surface (*detention storage*), servant à provoquer le ruissellement au-delà d'une certaine tranche d'eau sur le sol, a été fixé uniformément à 25.4 mm (Frana, 2012). Les coefficients de Manning associés au ruissellement ont été distribués spatialement en fonction des unités géologiques définies dans la couche superficielle du modèle numérique. Sur le territoire du bassin de la rivière à la Raquette, les zones de till, de sable et de roc sont généralement associées à des terrains boisés, alors que les terrains argileux sont pour leur part zonés agricoles. Le coefficient de Manning a été fixé à $1.7 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ pour les zones boisées (McCuen, 2004). Les zones agricoles sont caractérisées par un réseau de drainage complexe (fossés et drains agricoles). Celui-ci joue un rôle important dans l'hydrologie du bassin, en évacuant rapidement l'eau des terres agricoles vers la rivière à la Raquette et en accélérant la récession de l'hydrogramme (Feyen *et al.*, 2000). Le réseau de drainage agricole n'a toutefois pas été représenté par des cellules drainantes dans le modèle Mike SHE. De manière à imiter le comportement hydrodynamique du réseau de drainage, une faible valeur de rugosité de surface a été calée pour les zones argileuses.

Les modules d'écoulement en milieu non-saturé et le module d'évapotranspiration n'ont pas été simulés afin de réduire le nombre de paramètre inconnu et de diminuer le temps de simulation. Comme alternative, une résolution algébrique simple a été utilisée (DHI, 2007) :

$$R = P \cdot P_{frac} \cdot I_{frac} \quad \text{Éq. (2)}$$

où

R = Recharge [L T⁻¹];

P = Précipitation [L T⁻¹];

P_{frac} = Fraction de pluie disponible pour l'infiltration et le ruissellement;

I_{frac} = Fraction d'eau disponible qui sera infiltrée vers le milieu saturé.

Puisque le modèle de fonte n'a pas été utilisé dans le modèle Mike SHE, la chronique de précipitations (P) a été remplacée par la chronique des apports verticaux (AV) issue de la calibration du bilan hydrique MOHYSE du bassin de la rivière à la Raquette (Larocque *et al.* 2015).

Dans l'équation ci-haut, les fractions I_{frac} et P_{frac} sont statiques dans le temps. La fraction d'infiltration (I_{frac}) a toutefois été distribuée spatialement en fonction du type de géologie de surface (roc indifférencié, till, argile, sable). Plutôt que d'utiliser une fraction d'eau évaporée (1-P_{frac}) invariable, l'évapotranspiration a été distribuée mensuellement dans la chronique journalière des AV selon équation suivante :

$$AV_{nets_i} = \begin{cases} AV_{j_i} \cdot \left(\frac{AV_i - ET_{r_i}}{AV_i} \right) & \text{si } AV_i > ET_{r_i} \\ 0 & \text{si } AV_i \leq ET_{r_i} \end{cases} \quad \text{Éq. (3)}$$

où

Avnets = Apports verticaux journaliers utilisés dans le modèle [L];

Avj = Apports verticaux journaliers [L];

AV = Apports verticaux mensuels [L];

Etr = Évapotranspiration réelle mensuelle [L] ;

i = pour le i^{ème} mois.

Le modèle a d'abord été testé avec cette chronique des apports verticaux nets. Toutefois, même après le calage des débits simulés en rivière, le modèle Mike SHE sous-estimait toujours les débits de crue printanière, alors que les divers événements

de pluie étaient plutôt bien simulés. Ainsi, la chronique des AV_{nets} a été modifiée pour les mois d'hiver, afin d'obtenir une plus grande quantité d'eau libérée lors de la crue printanière. Pour ce faire, les précipitations liquides ayant lieu en hiver ont été diminuées de moitié, alors que l'autre moitié a été réservée pour la crue printanière. Cette moitié d'eau de précipitation réservée pour la crue pourrait représenter l'eau de pluie qui tombe sur la neige et regèle sans atteindre la rivière. De plus, en supposant qu'il n'y a pas de recharge lorsque le sol est gelé, la fonte de la neige associée aux redoux hivernaux a été redistribuée lors de la crue printanière. Les quantités d'eaux réservées ont été réparties manuellement (par essai-erreur) de manière à obtenir une meilleure simulation des crues printanières. Cette modification de la chronique des apports verticaux nets n'a pas été considérée comme étant un paramètre à caler puisque la modification a été faite suite au calage des débits simulés en rivière.

Au final, le modèle numérique Mike SHE a été calé à l'aide de cinq paramètres résumés dans le Tableau 3.5. Les paramètres n'ayant pas été calés et dont les valeurs proviennent de la littérature sont présentés au Tableau 3.6.

Tableau 3.5 : Paramètres de calage du modèle couplé Mike SHE

#	Paramètres de calage	Domaine*
1	Fractions d'infiltration	CL
2	Coefficient d'échange	RV
3	Coefficient de rugosité (zone drainée)	OL
4	Constante de temps (cellules drainantes)	SZ
5	Propriétés hydrauliques (K_h, K_v, S_y, S_s)	SZ

*CL = climat, OL = ruissellement, RV = rivière, SZ = milieu saturé

Tableau 3.6 : Paramètres non calés du modèle couplé Mike SHE

#	Paramètres non calés	Domaine*
1	Emmagasinement de surface	OL
2	Coefficient de rugosité (zone boisée)	OL
3	Résistance du lit de rivière	RV
4	Condition limite (Riv. des Outaouais)	SZ
5	Condition limite (Gradient sortant)	SZ

*CL = climat, OL = ruissellement, RV = rivière, SZ = milieu saturé

3.8 Critères de performances

La comparaison entre les données observées et simulées a été faite par l'intermédiaire de critères de performance. Trois critères ont été utilisés pour évaluer quantitativement la performance du modèle concernant les charges hydrauliques, soit l'erreur moyenne (*Mean error*; ME), l'erreur moyenne absolue (*Mean absolute error*; MAE) et l'erreur moyenne quadratique (*Root mean square error*; RMSE). Lors de la calibration, ces trois critères doivent tendre vers zéro.

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_{s,i} - H_{o,i}) \in]-\infty; \infty[\quad \text{Éq. (4)}$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |H_{s,i} - H_{o,i}| \in [0; \infty[\quad \text{Éq. (5)}$$

$$RMSE = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N (H_{s,i} - H_{o,i})^2} \in [0; \infty[\quad \text{Éq. (6)}$$

où

N = nombre d'observations;
 H_s = charge hydraulique simulée [L];
 H_o = charge hydraulique observée [L];
 \bar{H}_o = charge hydraulique moyenne observée [L].

La performance de la modélisation de l'écoulement de surface a été évaluée visuellement en comparant les hydrogrammes simulés et observés à chaque station, ainsi que quantitativement à l'aide des critères statistiques suivants :

$$F_{Bal} = \frac{\bar{Q}_o - \bar{Q}_s}{\bar{Q}_o} \cdot 100 \in]-\infty; \infty[\quad \text{Éq. (7)}$$

$$PEP = \left[\frac{\max(Q_{o,i}) - \max(Q_{s,i})}{\max(Q_{o,i})} \right]_{i=1}^N \cdot 100 \in [0; \infty[\quad \text{Éq. (8)}$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{s,i} - Q_{o,i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{o,i} - \bar{Q}_o)^2} \in]-\infty; 1] \quad \text{Éq. (9)}$$

où

N = nombre d'observation;

Q_s = Débit simulé [L^3/T];

Q_o = Débit mesuré [L^3/T];

\bar{Q}_s = Débit moyen simulé [L^3/T];

\bar{Q}_o = Débit moyen mesuré [L^3/T].

Ces critères ont été choisis afin d'évaluer à chaque station hydrométrique l'habilité du modèle à simuler le débit moyen (F_{bal} ; Henriksen *et al.*, 2003), les sommets de crue (Percent error in peak, PEP; Green et Stephenson, 1986) et la qualité de l'ajustement général des débits (*Nash-Sutcliffe model efficiency coefficient*, NSE; Nash et Sutcliffe, 1970). Le critère PEP est généralement utilisé pour évaluer la qualité de la simulation du débit de crue d'un seul événement, soit lors de la crue maximale observée. Afin d'évaluer la simulation générale des sommets de crue, ce critère a plutôt été moyenné avec les PEP calculés pour les cinq plus grands sommets de crue observé. Le critère NSE est particulièrement sensible aux débits élevés (Güntner *et al.*, 1999). Afin d'évaluer la performance du modèle lors des périodes de faible débit, le critère NSE a aussi été calculé avec les valeurs de débit sous leur forme logarithmique (NSE_{log} ; Güntner *et al.*, 1999). Finalement, ces deux critères peuvent être combinés, NSE_{comb} , afin de juger de la performance totale du modèle d'écoulement de surface (Güntner *et al.*, 1999) :

$$NSE_{comb} = \begin{cases} NSE \cdot NSE_{log} & \text{si } NSE \geq 0 \text{ et } NSE_{log} \geq 0 \\ 0 & \text{si } NSE < 0 \text{ ou } NSE_{log} < 0 \end{cases} \quad \text{Éq. (10)}$$

Idéalement, les critères F_{bal} et PEP doivent tendre vers zéro et les critères NSE, NSE_{log} et NSE_{comb} doivent tendre vers un. Le critère F_{bal} est positif lorsque le débit moyen simulé est inférieur au débit moyen observé et négatif lorsqu'il y a surestimation du débit moyen. De la même manière, un critère PEP inférieur à zéro indique que le débit de crue simulé est supérieur au débit de crue observé, et inversement.

CHAPITRE IV

CARACTÉRISATION GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE

Ce chapitre propose une caractérisation géologique et hydrogéologique du bassin versant de la rivière à la Raquette. La première section est consacrée aux aspects hydrologiques et hydrogéologiques, dont la réflexion est appuyée par les résultats issus des travaux de terrain et du traitement des données, tels que les propriétés hydrodynamiques, les débits mesurés en rivière, ainsi que la carte piézométrique. L'aspect géologique sera finalement abordé en présentant le modèle conceptuel 3D ainsi que cinq coupes topo-géologiques du secteur à l'étude.

4.1 Hydrologie et hydrogéologie

4.1.1 Propriétés hydrodynamiques

Les travaux de terrain ont permis de connaître les propriétés hydrauliques de certaines unités géologiques du secteur de Vaudreuil-Soulanges. Dans cette section, les valeurs de terrains sont comparées aux valeurs obtenues dans les rapports hydrogéologiques à proximité du bassin d'étude. Les valeurs provenant des rapports peuvent parfois surestimer les propriétés hydrauliques des aquifères, puisqu'elles sont généralement dérivées d'essais de pompage dans des ouvrages de captage

municipaux à des fins d'alimentation en eau ou d'exploitation commerciale. Toutes les données disponibles sont résumées au Tableau 4.1.

Les puits F1 et F4, forés dans la formation gréseuse de Cairnside, présentent des conductivités hydrauliques de 8.0×10^{-6} et 8.2×10^{-5} m/s et des transmissivités de 4.5×10^{-5} et 7.0×10^{-4} m²/s, respectivement. L'essai de pompage de 72 h dans le puits de la municipalité de Saint-Clet a permis de trouver des valeurs plus élevées, soit une conductivité hydraulique de 1.2×10^{-4} m/s et une transmissivité de 2.1×10^{-3} m²/s (Consulteaux, 2004).

Les roches de la formation de Covey Hill (Groupe de Potsdam) couvrent la majeure partie du secteur à l'étude. Au cours de l'été 2013, aucun essai hydraulique n'a été effectué dans cette formation rocheuse. Toutefois, de nombreux rapports hydrogéologiques ont noté des valeurs de conductivité hydraulique entre 1.1×10^{-7} et 2.3×10^{-5} m/s avec une valeur moyenne de 2.2×10^{-6} m/s (Nastev *et al.*, 2004; Technorem, 2005; Nastev *et al.*, 2008). Dans le secteur de Hudson, la valeur moyenne de transmissivité du grès de Covey Hill est de 2.3×10^{-5} m²/s (Technorem, 2005). En moyenne, les données disponibles pour le groupe de Potsdam (Formation de Covey Hill et Formation de Cairnside) ont une conductivité hydraulique de 5.9×10^{-6} m/s et une transmissivité de 7.0×10^{-5} m²/s.

Au sud de la zone d'étude, à Coteau-du-Lac, l'essai de pompage effectué dans le puits F3 a permis d'évaluer la conductivité hydraulique de la roche dolomitique du groupe de Beekmantown à 4.8×10^{-4} m/s. À proximité du village de Rigaud, Technorem (2010) a obtenu des valeurs légèrement plus élevées dans le grès dolomitique de la formation de Theresa, soit une conductivité de 9.0×10^{-4} m/s et une transmissivité de 6.7×10^{-3} m²/s. Par ailleurs, les roches dolomitiques au sud du fleuve Saint-Laurent ont une conductivité hydraulique de 7.2×10^{-5} m/s (Formation de Thérèse) et de 4.2×10^{-5} m/s (Formation de Beauharnois; Lavigne *et al.*, 2010). Les roches dolomitiques du Beekmantown couvrent une faible portion du bassin

versant à l'étude, mais elles possèdent une conductivité hydraulique plus élevée que les autres formations rocheuses du bassin.

Aucun essai hydraulique n'a été effectué dans le roc cristallin du secteur d'étude. Selon des études hydrogéologiques (Technorem, 2002; Envir-Eau, 2007), la conductivité hydraulique du roc igné de Rigaud est de 1.0×10^{-5} et 1.0×10^{-6} m/s et la transmissivité est de 8.4×10^{-5} m²/s. Selon les travaux de Foratek (1979), la transmissivité du roc cristallin de la butte de Sainte-Marthe est de 1.1×10^{-4} m²/s. À titre comparatif, Nastev *et al.* (2004) ont obtenu une valeur comparable de 3.6×10^{-6} m/s dans les roches cristallines (roc précambrien, roc métamorphique et intrusions créacés) au NE de la rivière des Outaouais.

Dans la plaine agricole, l'essai par choc hydraulique effectué au CPT-5 a permis d'évaluer la conductivité hydraulique de l'unité de till à 7.0×10^{-6} m/s et la transmissivité à 1.1×10^{-5} m²/s. Les valeurs obtenues par diverses études hydrogéologiques sont variables. En effet, Foratek (1979) a effectué un essai de pompage de 72 h dans l'unité de till sur la butte de Sainte-Marthe en obtenant une valeur de 4.1×10^{-7} m/s. À Hudson, Technorem (2005) a obtenu une conductivité de 1.1×10^{-4} m/s par choc hydraulique (Hvorslev, 1951) et de 3.5×10^{-7} m/s par modélisation.

Les aquifères granulaires du bassin de la rivière à la Raquette se retrouvent généralement sous forme de dépôts sableux confinés par l'argile, de même que sous forme de dépôts sableux remaniés en surface. Tel que noté par Nastev *et al.* (2008) sur le bassin de la rivière Châteauguay, la présence de sédiments fluvioglaciers sous l'argile contribue à la transmissivité régionale. Les dépôts fluvioglaciers de la butte de Hudson ont une conductivité hydraulique variante entre 5.8×10^{-5} et 7.4×10^{-3} m/s avec une moyenne géométrique de 3.6×10^{-4} m/s (Technorem, 2005; 2012). Ces conductivités sont variables en raison de l'agencement granulométrique hétérogène à Hudson, en passant des unités silto-sableuses peu perméables à des unités de sables et

graviers très perméables. À l'ouest de la butte de Hudson, l'horizon silto-sableux confiné par l'argile (CPT-1) a une conductivité hydraulique de 1.7×10^{-5} m/s, soit légèrement moins perméable que les valeurs de consultants à Hudson. Sur la butte de Sainte-Marthe, le dépôt de sable superficiel a une conductivité de 2.9×10^{-5} m/s et une transmissivité de 1.4×10^{-4} m²/s, soit du même ordre de grandeur que les dépôts de Hudson (Foratek, 1979).

Sur le secteur à l'étude, les rapports de Technorem (2006; 2010) sont les seuls à avoir quantifié la perméabilité de l'argile marine. À Hudson, un essai hydraulique à niveau variable a permis d'évaluer la conductivité de l'aquitard à 1.6×10^{-10} m/s, soit six ordres de grandeur inférieure aux dépôts granulaires sous-jacents (Technorem, 2006). À Rigaud, les conductivités verticales calculées par Technorem (2010) varient entre 7.39×10^{-9} e 9.67×10^{-8} m/s et sont donc plus élevées que les valeurs théoriques situées entre 1.0×10^{-12} et 2.0×10^{-9} m/s (Freeze et Cherry, 1979).

Tableau 4.1 : Conductivités hydrauliques des unités hydrogéologiques du bassin de la rivière à la Raquette

Unités géologiques	Conductivité hydraulique (m/s)		
	Minimum	Moyenne*	Maximum
Roche ignée	1.0×10^{-6}	5.9×10^{-6}	8.3×10^{-5}
Formation de Covey Hill	1.1×10^{-7}	2.2×10^{-6}	2.3×10^{-5}
Formation de Cairnside	7.6×10^{-7}	1.9×10^{-5}	1.2×10^{-4}
Groupe de Potsdam	1.1×10^{-7}	5.9×10^{-6}	1.2×10^{-4}
Groupe de Beekmantown	5.4×10^{-7}	5.5×10^{-5}	9.0×10^{-4}
Till glaciaire	3.5×10^{-7}	6.6×10^{-6}	1.1×10^{-4}
Sable indifférencié	7.0×10^{-6}	2.5×10^{-4}	7.4×10^{-3}
Argile marine	1.6×10^{-10}	4.9×10^{-9}	9.7×10^{-8}

*Moyenne géométrique

4.1.2 Débits en rivière

4.1.2.1 Débits aux stations hydrométriques

Pour chacune des trois stations hydrométriques du bassin versant de la rivière à la Raquette, une courbe de tarage a été développée au moyen d'une équation polynomiale d'ordre deux (Figure 4.1).

Depuis la mise en place de la station 1 en mars 2013, les tranches d'eau enregistrées à cette station ont varié entre 0.22 et 2.51 m. En étiage, les nombreuses mesures de débits ont permis de bien définir la relation de tarage pour les faibles tranches d'eau. Par contre, les débits mesurés entre 0.80 et 1.20 m de colonne d'eau sont dispersés autour de la courbe, ce qui ajoute de l'incertitude sur la relation de tarage. Une seule mesure de débit a été effectuée pour les hautes tranches d'eau, et celle-ci est largement sous la tranche d'eau maximale enregistrée par la sonde. Les mesures manuelles de débit couvrent les tranches d'eau entre 0.27 et 1.51 m, ce qui ne représente que 54 % de la relation de tarage. Toutefois, le nombre d'enregistrement bi-horaire ayant mesuré une colonne d'eau supérieure à 1.51 m ne représente que 1.3 % du nombre total d'enregistrement par la sonde ultrasonique à cette station.

À la station 2, les tranches d'eau mesurées par la sonde ont varié entre 0.07 et 1.28 m. La courbe de tarage à cette station est bien développée, malgré le manque de mesure pour les hauts débits (seulement deux valeurs disponibles). Les données de terrain couvrent la gamme de colonne d'eau entre 0.08 et 0.83 m, ce qui représente 62 % de la relation de tarage pour la période d'enregistrement. Par contre, le nombre d'enregistrement de hauteur d'eau ayant dépassé 0.83 m ne représente que 0.5% du nombre total d'enregistrement.

La station 3 possède deux courbes de tarage en raison du retrait de la station hydrométrique à l'hiver 2013-2014 (Figure 4.1c). Les deux relations de tarage ne définissent pas la même courbure, particulièrement dans les débits élevés. Dans les débits élevés, la courbe de 2014 semble afficher le double des débits de 2013, pour une même tranche d'eau. Pour la courbe de 2013, les deux valeurs de débits élevés ont été effectuées au printemps, soit avant l'installation de la station, alors les tranches d'eau maximales notées lors de ces mesures de débit ont été utilisées pour le développement de la courbe de tarage. Ces mesures de débits sont donc jugées moins fiables que les hauts débits lors de 2014. Cette différence interannuelle pourrait aussi être causée par une modification géomorphologique du profil de la rivière (Kennedy, 1984). En 2013, les colonnes d'eau ont varié entre 0.20 et 2.08 m, alors que les mesures de terrain ont été effectuées pour des tranches d'eau variant entre 0.23 et 1.45 m (soit 65% de la gamme de colonne d'eau enregistrée). De plus, la courbe de 2013 est grandement interpolée, puisqu'il n'y a pas eu de mesure de débit effectué pour la plage de colonne d'eau entre 0.50 et 1.25 m. En 2014, l'amplitude de colonne d'eau enregistrée a été plus élevée qu'en 2013, soit de 3.02 m (0.17 à 3.19 m). Les débits de terrain n'ont couvert que 45% de cette amplitude enregistrée. Pour les années 2013 et 2014, le nombre d'enregistrement ayant une colonne d'eau supérieure à 1.45 et de 1.54 m ne s'élève qu'à 1.1 et 1.4% respectivement des enregistrements totaux bi-horaire.

En résumé, chaque courbe de tarage a dû être extrapolée afin de couvrir la gamme des colonnes d'eau élevées enregistrées par les sondes. Les faibles débits sont généralement bien définis par de nombreuses mesures de terrain. Bien que les incertitudes associées aux débits élevés soient larges, ceux-ci ne surviennent que lors des événements de pluie ou de crue. Ainsi, les hydrogrammes ont seulement été extrapolés entre 0.5 et 1.4% du temps. Ces extrapolations peuvent toutefois engendrer des erreurs de quantification des masses d'eau sortantes du bassin versant.

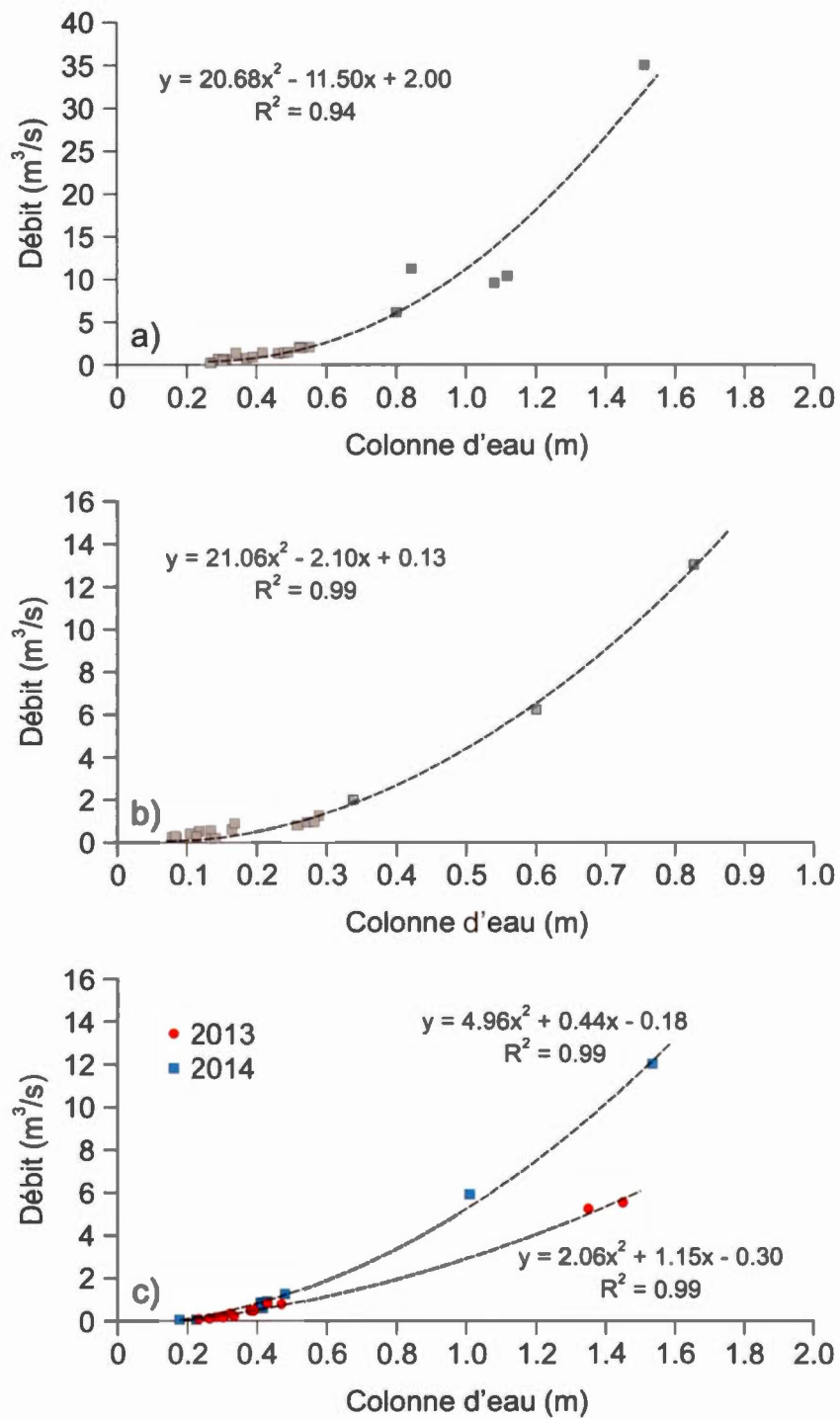


Figure 4.1 : Courbes de tarage aux trois stations hydrométriques
a) station 1, b) station 2, et c) station 3.

Les hydrogrammes des trois stations sont présentés à la Figure 4.2. La station 1 a été la seule en fonction au cours de l'hiver 2014. Les débits de cette station sont grandement influencés par le couvert de glace et de neige sous la sonde ultrasonique, ils peuvent donc contenir des incertitudes (tracé en pointillé sur la Figure 4.2a). De plus, il est à noter que l'augmentation du débit à la station 2 en octobre 2014 est causée par un barrage de castor à 30 m en aval de la station. Selon les apports verticaux (modèle de fonte), la crue printanière de 2013 a eu lieu au mois de mars. La station 1 a été installée à la mi-mars, alors cette station n'a enregistré qu'une partie de cette crue. La crue printanière de 2014 n'a été enregistrée que par la station 1. Cette crue printanière a été très rapide (7 avril) et intense, atteignant un débit maximal de $103.4 \text{ m}^3/\text{s}$.

Les trois hydrogrammes démontrent que les débits de crue sont plus élevés pour l'année 2014 que pour 2013, en raison des événements de pluie plus extrêmes. Les débits maximums observés aux stations 1, 2 et 3 sont respectivement de 103.4 , 32.0 et $51.5 \text{ m}^3/\text{s}$. En 2014, les débits de crues à la station 3 sont plus élevés que les débits mesurés aux stations en aval. Cette erreur pourrait être causée par la courbe de tarage de la station 3 en 2014 qui pourrait être erronée dans les hauts débits. D'autres mesures de débits devront être effectuées à la station 3 pour mieux définir la relation de tarage.

Au cours de 2013-2014, le débit minimum observé aux stations 1, 2 et 3 sont respectivement de 0.40 , 0.09 et $0.02 \text{ m}^3/\text{s}$. Les relations de tarage aux stations 2 et 3 représentent bien les faibles débits. La station 1 surestime les faibles débits, puisque le débit minimal observé sur le terrain est plutôt de $0.2 \text{ m}^3/\text{s}$ (cf. section 4.1.2.2). Cette différence peut-être causée par la forme de la courbe de tarage qui a été choisie de manière à bien représenter la plage des moyens et des hauts débits. En août 2013, les débits moyens d'étiage aux stations 1, 2 et 3 étaient respectivement de 0.48 , 0.15 , $0.17 \text{ m}^3/\text{s}$; l'année suivante, les débits moyens d'étiage s'élevaient à 0.44 , 0.38 et $0.20 \text{ m}^3/\text{s}$. Pour 2013, le débit d'étiage moyen à la station 2 surpasse celui de la

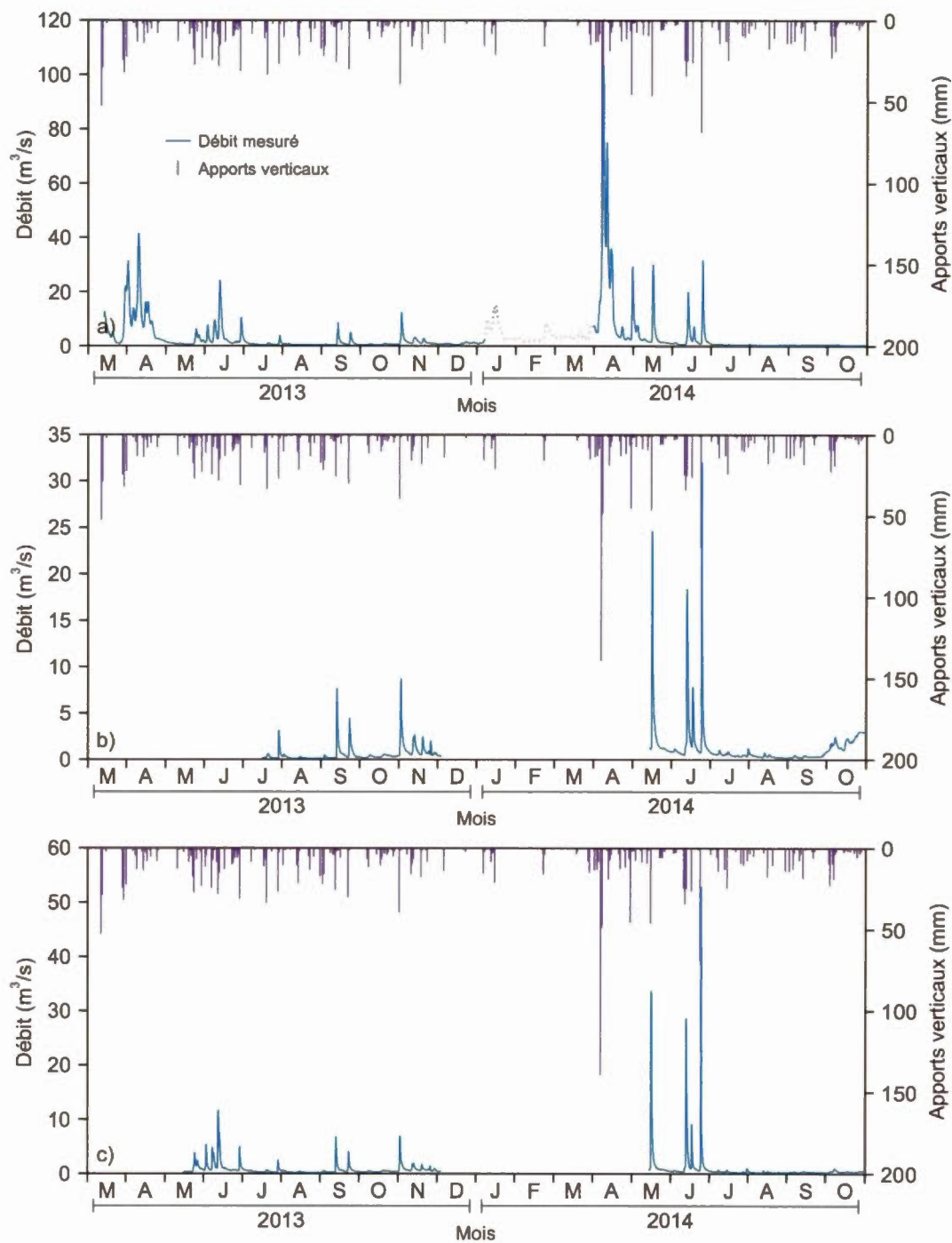


Figure 4.2 : Hydrogramme des trois stations hydrométriques
 Hydrogrammes des débits bi-horaires, a) station 1 (tracé en pointillé lors la période hivernale englacée), b) station 2 et c) station 3.

station 3. Cette inversion apparente des débits se produit lorsque le débit à la station 3 est compris entre 0.09 et 0.90 m³/s. Ce comportement d'écoulement n'est toutefois pas observé en période d'étiage (cf. Figure 4.6, section 4.1.2.2) et pourrait être expliqué par les relations de tarage choisies aux stations 2 et 3. Pour observer la rapidité de réaction du système hydrologique aux trois stations, les hydrogrammes de crue du mois de septembre 2013 ont été analysés (Figure 4.3). Pour la crue du 12 septembre (37 mm en 29 h), les temps de montée aux stations 1, 2 et 3 sont respectivement de 1.9, 1.4 et 1.3 jours. Pour la crue du 22 septembre (30 mm en 24 h), les temps de montée sont de 1.8, 1.2 et 1.1 jours. Pour chaque station, la différence du temps de montée entre ces deux événements de précipitation dépend notamment de la teneur en eau dans le sol avant les événements de pluie, ainsi que de l'intensité de ces événements (Hewlett et Hibbert, 1967). Lors des deux événements de pluie, le temps de montée est déphasé de la station amont vers celle en aval, en raison du déplacement de l'onde de crue le long de la rivière (Mujumdar, 2001). Le réseau de drainage artificiel (fossés et drains agricoles) et les fortes pentes du bassin versant (mont Rigaud) accélèrent le temps de réaction (Hewlett et Hibbert, 1967). Selon Anctil *et al.* (2012), le temps de base est la durée totale de l'hydrogramme de ruissellement direct, ce qui correspond à la somme du temps de montée et du temps de décrue de l'hydrogramme. Les temps de base aux stations 2 et 3 sont plus courts

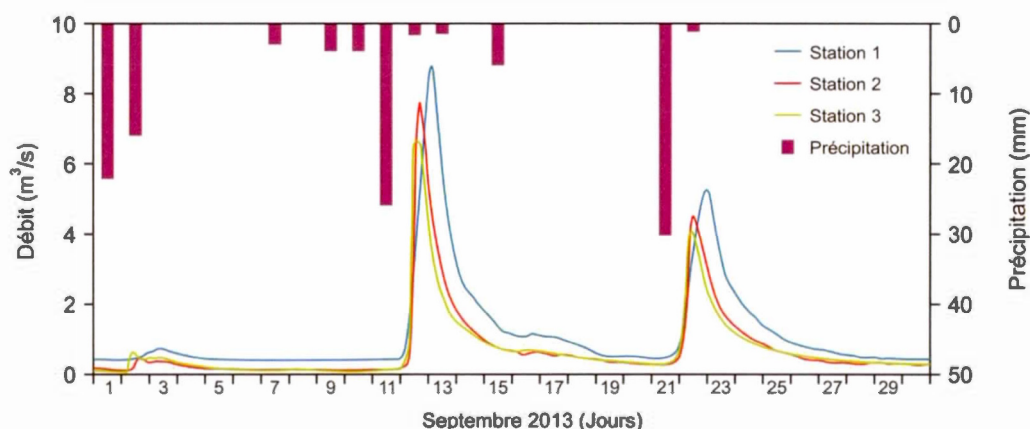


Figure 4.3 : Hydrogrammes des trois stations hydrométriques et précipitations au cours du mois de septembre 2013

qu'à la station 1, probablement en raison des apports d'eau souterraine dans les nombreux ruisseaux drainant le flanc nord du mont Rigaud.

La Figure 4.4 présente l'hydrogramme des débits totaux et des débits de base estimés avec la méthode d'Eckhardt (2005) à la station 1. Pour la période d'enregistrement (mars 2013 à octobre 2014), les hauteurs d'eau équivalentes aux débits totaux est de 1307 mm, alors que le débit de base s'élève à 510 mm (39% du débit total). Pour la période hors-gel (1^{er} avril au 31 octobre) des années 2013 et 2014, les débits totaux en rivière ont été de 380 mm et de 557 mm, respectivement. Le débit de base d'Eckhardt a été évalué à 167 mm (44% du débit total) pour la période hors-gel de 2013, alors que cette valeur s'élève à 207 mm (37% du débit total) pour 2014.

Les débits totaux et les débits de base mesurés lors des mois d'été 2014 (juillet, août et septembre) ont été utilisés afin de comparer les valeurs d'étiage entre chaque station. Les débits du mois de juin ont été exclus de la comparaison, puisque les événements de pluie n'ont pas permis d'obtenir des conditions d'étiage. Bien que représentatif de l'étiage, les débits du mois d'octobre 2014 ont aussi été exclus en raison du barrage de castor développé ayant affecté les débits à la station 2 à cette période. Pour les mois d'été 2014 (juillet, août et septembre), le débit total aux stations 1, 2 et 3 est de 28, 26 et 15 mm respectivement, alors que le débit de base est de 14, 14 et 8 mm. Entre les stations 1 et 2, le débit total varie peu et le débit de base reste stable. Entre les station 2 et 3, il y a un gain de débit total (+11 mm) et un gain de débit de base (+ 6 mm). Les apports d'eau souterraine sont donc principalement localisés entre les stations 2 et 3. Pour le mois de juillet 2014, les portions d'eau souterraine aux stations 1, 2 et 3 sont de 65, 65 et 68%. Ces valeurs sont élevées en raison des précipitations élevées pendant ce mois. Pour les mois d'août et septembre 2014, la proportion du débit de base aux trois stations varie entre 40 et 49% (moyenne 44%).

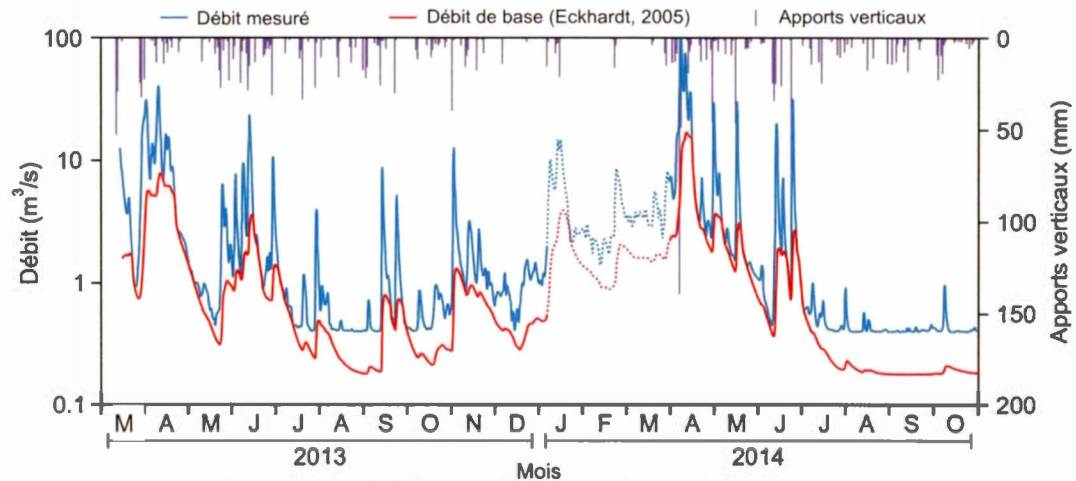


Figure 4.4 : Débit total et débit de base à la station 1
Tracé en pointillé lors la période hivernale englacée

À titre comparatif, les débits de base ont aussi été quantifiés en utilisant le débit correspondant au 90^e percentile des valeurs mensuelles (Figure 4.5). En général, la différence de débit de base entre les deux méthodes est plus importante lors des mois caractérisés par des pluies intenses ou par la fonte. Avec la méthode des Q_{90} , les débits de bases les plus faibles sont observés en août 2013 et 2014. Lors des mois d'août et septembre 2014, les débits de base calculés avec les Q_{90} sont plus élevés que les débits de base calculés avec le filtre d'Eckhardt. En effet, la proportion du débit de base Q_{90} aux stations 1, 2 et 3 sont de 95, 67 et 48%, avec une moyenne de 70%, soit au-delà de la valeur calculée avec le filtre d'Eckhardt (44%) pour la même période. Pour les périodes hors-gel, la contribution de débit de base déterminée avec la méthode du 90^e percentile est de 29% (109 mm) en 2013 et de 22% (120 mm) en 2014 (Tableau 4.2). Ces valeurs sont inférieures à celles calculées avec le filtre d'Eckhardt (44% et 37%). La proportion du débit de base varie plus mensuellement avec les Q_{90} qu'avec la méthode d'Eckhardt. La méthode du 90^e percentile semble plus réaliste car le filtre d'Eckhardt cause une augmentation marquée du débit de base lors des événements de forte pluie. Or, une telle réaction du débit de base en période

de crue n'est pas caractéristique des écoulements souterrains qui sont généralement plus lent que les écoulements de surface.

Dans la région du Centre-du-Québec, les débits de base fournis par le CEHQ (Poirier, 2012) montrent que les débits de base en période hors gel représentent de 25 à 35 % du débit total. Ces valeurs sont inférieures à celles obtenues pour la rivière à la Raquette (37 à 44 %). Cette proportion du débit de base plus élevée pourrait s'expliquer par les contextes géologiques et morphologiques du bassin de la rivière à la Raquette. En effet, les reliefs du mont Rigaud et de la butte de Sainte-Marthe accentuent l'écoulement souterrain vers la rivière et les dépôts meubles présents à proximité de celle-ci sont favorables aux apports d'eau souterraine en rivière.

Tableau 4.2 : Débits de base selon les méthodes d'Eckhardt et d'analyse de fréquence pour les périodes hors-gel de 2013 et 2014

Mois	2013			2014		
	Q _{tot} (mm)	Q _{Eckhardt} (mm)	Q ₉₀ (mm)	Q _{tot} (mm)	Q _{Eckhardt} (mm)	Q ₉₀ (mm)
Avril	208	93	43	358	124	53
Mai	28	14	11	93	41	25
Juin	83	29	22	69	23	10
Juillet	17	11	8	11	7	8
Août	10	5	8	9	4	8
Septembre	23	9	8	8	4	8
Octobre	12	5	8	9	4	8
Somme	380	167	109	557	207	120
Proportion	100%	44%	29%	100%	37%	22%

Q_{tot}: Débit total, Q_{Eckhardt}: débit de base d'Eckhardt et Q₉₀: débit de base selon l'analyse de fréquence

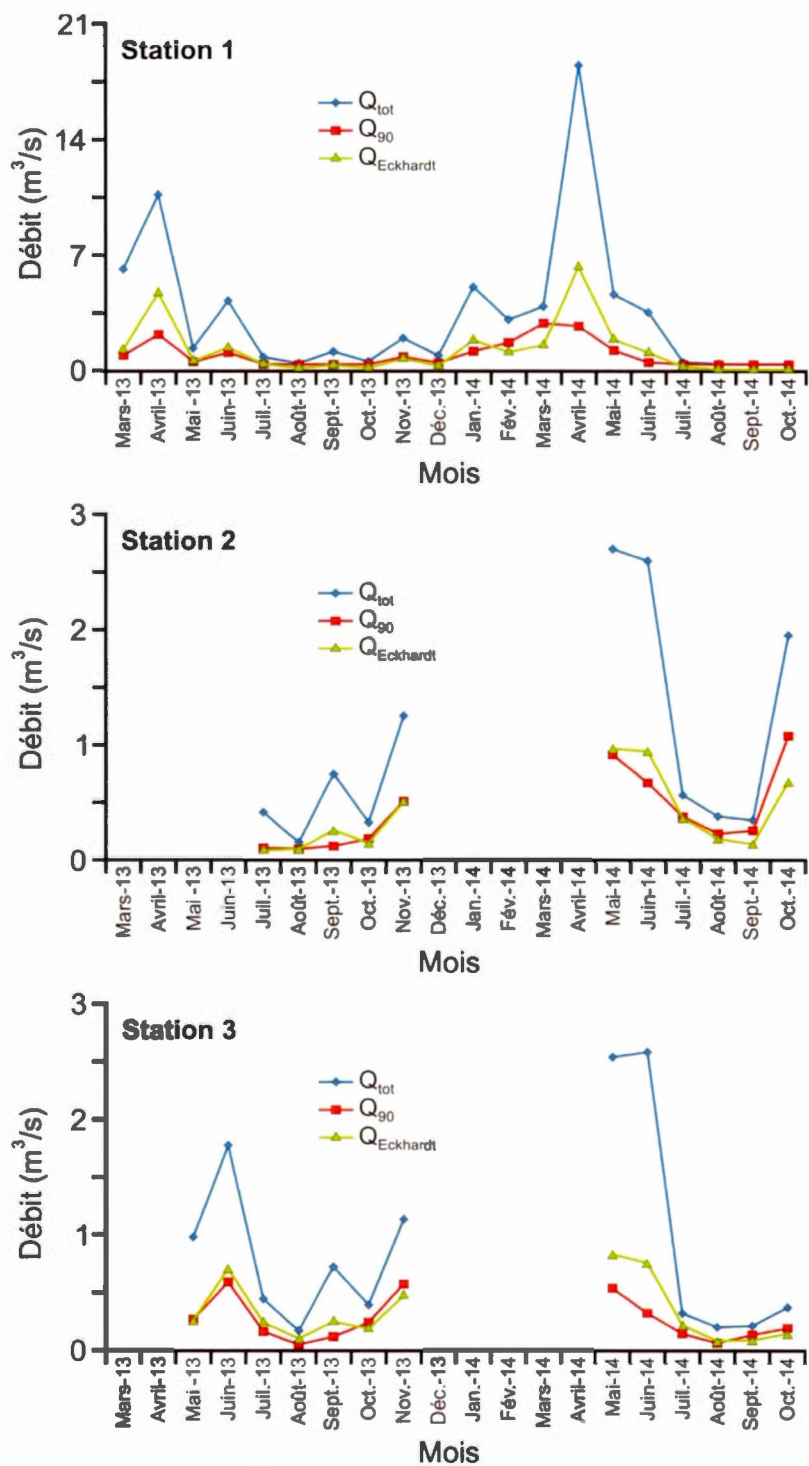


Figure 4.5 : Comparaison des débits de base mensuels entre la méthode d'Eckhardt et la méthode du 90^e percentile (Q_{90})
 Attention, l'échelle du graphique a) est différente des deux autres.

4.1.2.2 Mesures longitudinales des débits en rivière

En période d'étiage, les débits mesurés à deux reprises le long de la rivière à la Raquette ont permis de cerner les zones d'échange entre la nappe et la rivière. Les mesures ont été effectuées après au moins cinq jours consécutifs sans précipitation. Les seuls apports de surface mesurés lors de ces deux journées ont été les trois principaux tributaires. Les débits des tributaires ont donc été soustraits aux débits de rivière en aval de ces tributaires de manière à attribuer les augmentations du débit à la décharge aquifère. Par ailleurs, la différence entre les deux profils de mesure peut être causée par des différences du régime d'écoulement en rivière lors des deux journées, de même que par l'incertitude sur les mesures de débit. Cette dernière peut être causée par diverses erreurs de mesure (e.g. largeur de la section transversale, profondeur de la tranche d'eau, la mesure de vitesse d'écoulement, la discrétisation de la section d'écoulement, la turbulence du régime d'écoulement et le calcul). En moyenne, l'incertitude est de 6% de la valeur de débit mesuré et peut varier entre 2% pour des conditions optimales et 20% pour des conditions médiocres (Carter et Anderson, 1963; Pelletier, 1988; Sauer et Meyer, 1992; Harmel *et al.*, 2006). De plus, les tranches d'eau en période d'étiage sont parfois très faibles (< 0.30 m), ce qui affecte le régime d'écoulement, notamment où le fond de rivière est non-uniforme en présence de blocs.

En période d'étiage, le régime d'écoulement de la rivière à la Raquette varie entre $0.008 \text{ m}^3/\text{s}$ et $0.220 \text{ m}^3/\text{s}$ (Figure 4.6). En amont, la rivière s'écoule en zone agricole sur un important couvert argileux imperméable. À cet endroit, l'augmentation lente et constante du débit ($0.002 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$) est possiblement due aux nombreux drains et fossés agricoles (non illustrés sur la Figure 4.6).

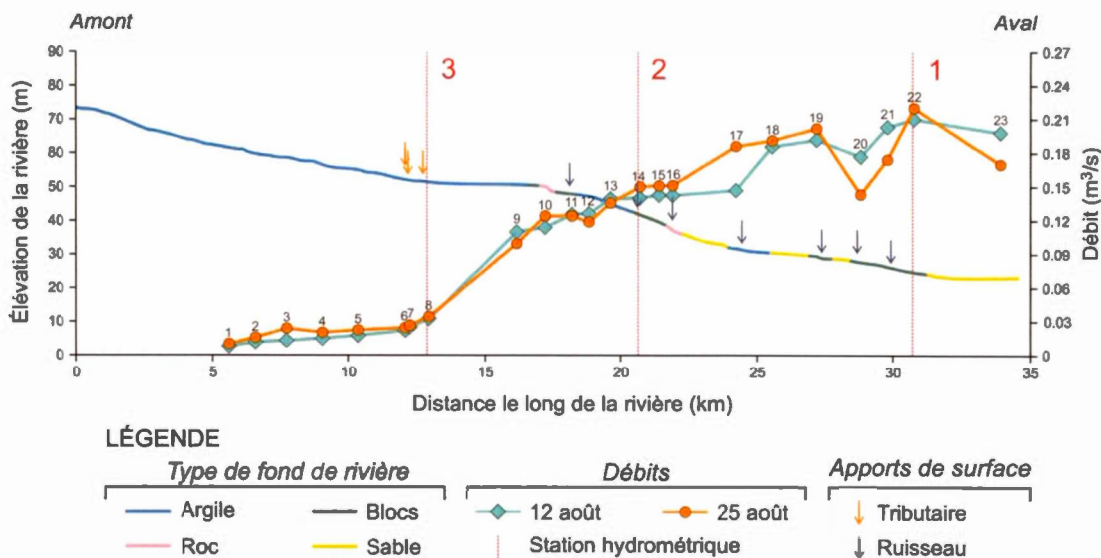


Figure 4.6 : Évolution du débit d'étiage mesuré en août 2014
Exagération verticale de l'élévation de la rivière : x 125

Entre les points no.6 et 8, il y a trois tributaires qui alimentent la rivière. Le débit mesuré au tributaire 1 est deux fois plus important que les deux autres tributaires, bien qu'il reste très faible (Figure 4.7). Sans tenir compte de ces débits de surface, il y a une augmentation moyenne du débit de la rivière de $0.012 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$. Pour ce segment, les observations de terrains ont permis de relever que la rivière s'écoule directement sur une argile grise massive. Toutefois, un sondage RPSS à proximité de

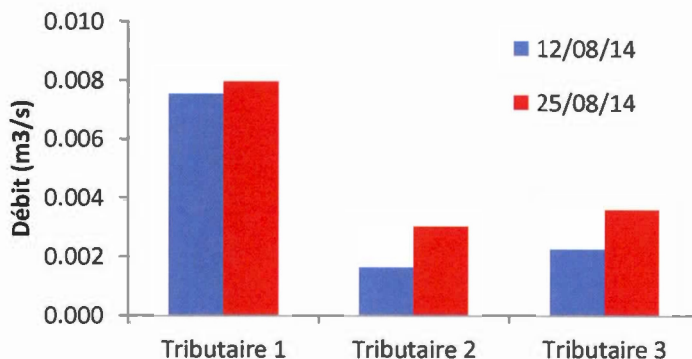


Figure 4.7 : Débits mesurés aux tributaires en période d'étiage

la station 3 a permis de constater qu'il n'y a que 3 m d'argile superficielle déposée sur 10 m de cailloux et de sable. Ce dépôt granulaire perméable serait donc positionné à faible profondeur sous le lit argileux de la rivière, ce qui pourrait expliquer la connexion hydraulique entre les deux domaines.

Le segment entre les points no.8 et 9 est marqué par une augmentation du débit d'environ $0.07 \text{ m}^3/\text{s}$, soit une augmentation équivalente à $0.022 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$. Ce segment de rivière est caractérisé par une topographie plane et il est situé entre les reliefs du mont Rigaud et de la butte de Sainte-Marthe. Une topographie plane de rivière est généralement favorable à l'infiltration (Anctil *et al.*, 2012), soit à l'inverse de ce qui est observée pour ce segment. L'apport d'eau pourrait être expliqué par le sable littoral situé en bordure de la rivière (voir Figure 4.14). Reposant sur les argiles à proximité, cette nappe libre perchée pourrait alimenter la rivière latéralement. Un tel parcours semble toutefois démenti par les grandes quantités de radon détectées (3.22 à 3.95 Bq/L) dans l'eau de la rivière, soit caractéristique d'une eau ayant circulée dans le roc igné (Moreira, recherche en cours). Il est probable que la pression hydraulique générée par les reliefs cause une résurgence dans la vallée où s'écoule la rivière. Le fond argileux de la rivière limiterait l'exfiltration de l'eau souterraine, à moins que l'argile soit fissurée par endroit. La stratigraphie du secteur reste toutefois incertaine, notamment en raison de la difficulté d'accessibilité au site.

Entre les points de no.9 et 14, les deux séries de mesures indiquent un flux d'eau souterraine de $0.008 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$, soit légèrement inférieur à l'apport souterrain mesuré entre les no.8 et 9. Cette zone est marquée par un bris de pente de la rivière où celle-ci s'encaisse dans les dépôts silto-argileux jusqu'à atteindre le till et le substrat rocheux (grès), lesquels sont favorables à l'apport d'eau souterraine.

Entre les points no.16 et 18, le débit en rivière passe de $0.143 \text{ m}^3/\text{s}$ à $0.191 \text{ m}^3/\text{s}$ ($0.011 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$), sans toutefois pouvoir dire à l'intérieur de quel segment (16-17 ou 17-18) l'augmentation a lieu. La mesure du 12 août 2014 propose une augmentation

du débit entre les points no.18 et 19, alors que la mesure du 25 août 2014 indique une augmentation entre les points no.16 et 17. À proximité de Hudson, ce dernier segment est marqué par un fond de nature rocheuse et sableuse qui pourrait être favorable à l'apport d'eau souterraine.

Par la suite, le débit de la rivière diminue entre les points no.19 et 20. À cet endroit, la rivière à la Raquette s'écoule directement sur les dépôts fluvioglaciers en passant près de la sablière. Comme expliqué précédemment, le niveau de la nappe phréatique dans l'excavation de la sablière est plus bas que le niveau en rivière (cf. Figure 4.17). La différence de charge hydraulique et la nature sableuse du lit favoriseraient l'infiltration de la rivière.

La rivière est en gain entre les points no.20 et 22. Les mesures du 25 août tracent une augmentation abrupte du débit, soit de $0.039 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$. À cet endroit, la rivière s'écoule sur un fond à blocs dans la plaine agricole. La nappe phréatique de ce secteur est toutefois plus basse que la rivière, alors l'augmentation serait peut-être causée par les apports de surface (fossés et ruisseaux).

Entre la station 1 et l'exutoire, les deux débits mesurés indiquent une diminution du débit selon $0.010 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$. À proximité de l'exutoire la rivière méandre sur les dépôts sableux du delta de la pointe à la Raquette.

4.1.3 Niveaux piézométriques

4.1.3.1 Carte piézométrique

La Figure 4.8 présente la carte piézométrique de l'aquifère fracturée dérivée du traitement des niveaux d'eau compilés dans la banque de données. Sur le territoire d'étude, la profondeur moyenne du niveau piézométrique de l'aquifère au roc est de 8.88 m par rapport au sol. Cette valeur est grande notamment en raison de la piézométrie sur le flanc nord du mont Rigaud (50 m/sol; voir Figure 4.17), sur la

butte de Sainte-Justine-de-Newton (30 m/sol) et à Hudson près de l'autoroute 40 (45 m/sol; voir Figure 4.16).

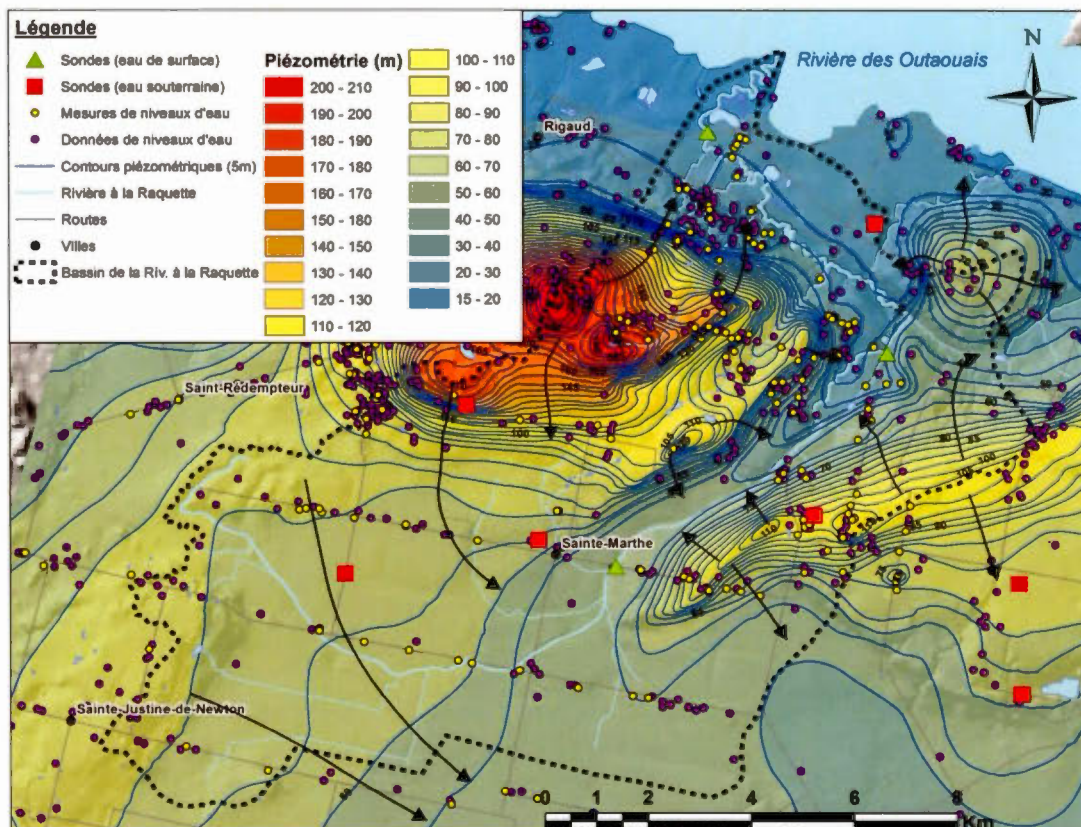


Figure 4.8 : Carte piézométrique de l'aquifère fracturé du bassin de la rivière à la Raquette

Les flèches illustrent les sens d'écoulement au sein de l'aquifère rocheux.

Selon les courbes piézométriques, le mont Rigaud présente un patron d'écoulement radial avec de forts gradients hydrauliques (0.2 m/m), tandis que les charges hydrauliques dans la plaine au sud du mont Rigaud indiquent un écoulement régional de faible gradient hydraulique (0.003 m/m) vers le SE. Cette plaine agricole est marquée par une zone artésienne de faible étendue probablement causée par la pression hydraulique du mont Rigaud ressentie sous l'épais dépôt d'argile. Dans la plaine au nord du mont Rigaud, l'écoulement régional est dirigé vers la rivière des Outaouais, alimentant celle-ci selon un faible gradient (0.004 m/m).

Tel que mentionné à la section 3.6, la carte piézométrique a été contrainte aux affleurements de roc en rivière, aux étangs de surface (sur le mont Rigaud et sablière) ainsi qu'en bordure de la rivière des Outaouais. Néanmoins, il n'y a pas de connexion entre l'aquifère et la rivière dans la plaine argileuse (Figure 4.8). Les isopièzes définies entre le mont Rigaud et la butte de Sainte-Marthe montrent des écoulements souterrains qui convergent vers la rivière à la Raquette, et ce, sans point de forçage. À cet endroit, l'apport d'eau souterraine a notamment été constaté en période d'étiage par les mesures de débits amont-aval. Entre la vallée de Sainte-Marthe et la butte de Hudson, la piézométrie a été contrainte à la rivière aux affleurements de roc. Il est donc normal que les isopièzes indiquent une connexion hydraulique entre la rivière et l'aquifère fracturé. Bien que la piézométrie ait été contrainte à la rivière des Outaouais, les mesures de terrain montrent une diminution de la piézométrie entre le flanc nord du mont Rigaud et la rivière des Outaouais. À cet endroit, l'écoulement régional recoupe perpendiculairement l'écoulement de la rivière à la Raquette, ce qui indique un potentiel d'échange entre l'aquifère fracturé et la rivière. Toutefois, la piézométrie de l'aquifère fracturé est plus basse que l'élévation de la rivière à la Raquette, ce qui propose une infiltration de la rivière vers l'aquifère fracturé.

À Hudson, les travaux de Technorem (2005) ont permis de distinguer deux aquifères distincts, soit l'aquifère granulaire et l'aquifère fracturé confiné par le till et les horizons d'argile. La nappe de l'aquifère granulaire varierait entre 23 et 73 m (moyenne de 36 m), alors que la nappe de l'aquifère fracturé se situe plutôt entre 6 et 56 m (moyenne de 25 m). Cette différence des niveaux piézométriques entre les aquifères propose un gradient vertical favorable à la recharge de l'aquifère fracturé profond. Il est important de souligner que la Figure 4.8 n'illustre que la piézométrie de l'aquifère fracturé.

Selon Technorem (2005), la rivière Viviry s'écoule dans les dépôts meubles en bas de pente de la butte sableuse de Hudson, alors cette rivière draine la nappe granulaire

peu profonde. Les isopièzes de l'aquifère fracturé indiquent un écoulement qui converge vers la vallée de la rivière Viviry et aboutit à la rivière des Outaouais.

4.1.3.2 Charges hydrauliques aux puits

Les charges hydrauliques ont été mesurées dans cinq installations pour la période 2013-2014 (Figure 4.9). À l'exception du puits F4, tous les puits présentent une nette augmentation des niveaux d'eau lors de la fonte printanière d'avril 2014.

La sonde située dans le sondage CPT-1 a mesuré la charge hydraulique dans les dépôts sablo-silteux confinés sous cinq mètres d'argile. L'amplitude de la fluctuation dans cette installation est plutôt faible, soit de 0.30 m (Figure 4.9). Les forages CPT-5 et F4 sont tous les deux situés dans la plaine agricole au sud du mont Rigaud. Les fluctuations piézométriques enregistrées à ces puits sont toutefois différentes. Bien que confiné sous 12 m d'argile, la sonde installée dans le puits CPT-5 présente une fluctuation sensible aux événements de pluie, avec une amplitude de niveau d'eau globale de 0.96 m (Figure 4.9). Les buttes de till affleurant au nord du CPT-5 pourraient expliquer cette réaction aux événements de pluie. Le puits F4 est plutôt isolé en zone agricole et il est foré dans le grès quartzitique du Potsdam sous 21 m d'argile. Ainsi, les niveaux d'eau dans le forage F4 sont moins sensibles aux événements de pluie et présentent une amplitude globale de 0.54 m (Figure 4.9). Les niveaux de nappe du puits PO-4, situé sur le mont Rigaud, ont varié de manière importante (6.47 m) au cours de la période d'enregistrement (Figure 4.9).

Les niveaux augmentent entre septembre 2013 et le début de l'été 2014, tandis qu'ils diminuent lors des mois d'été. La grande fluctuation des niveaux de nappe lors des événements de pluie laisse croire que l'aquifère fracturé est en condition de nappe libre. En effet, ce puits est foré dans le roc igné sous un mince couvert de till discontinu (zone d'affleurement rocheux à proximité). Le puits PO-5 est situé sur la

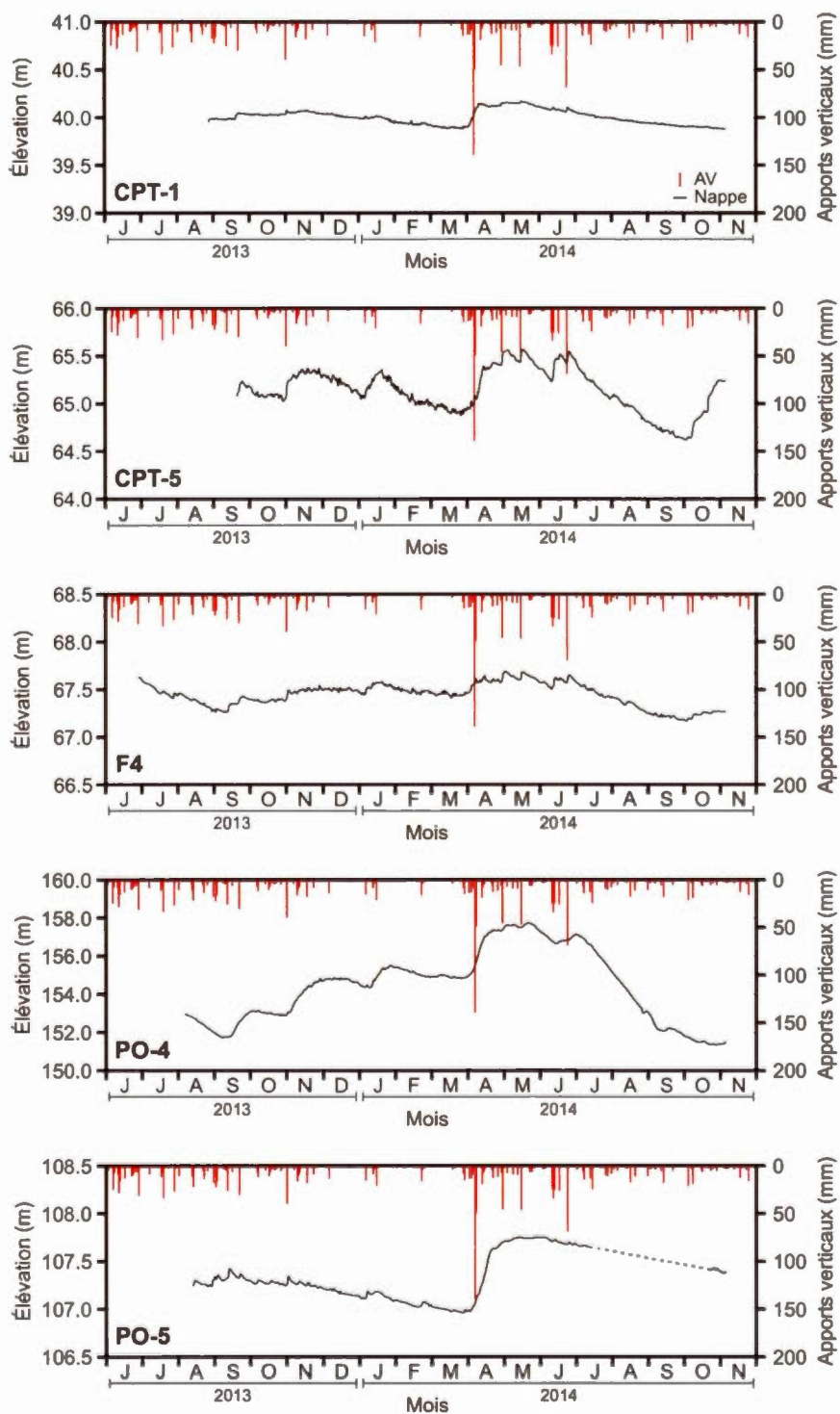


Figure 4.9 : Niveaux piézométriques enregistrés aux cinq forages instrumentés
 Attention, l'échelle du graphique de PO-4 est différente des autres.

butte de Sainte-Marthe, près de la limite du bassin versant. Ce puits est foré dans le roc igné sous 4.57 m de sable fin à grossier et 5.18 m de till glaciaire (Foratek, 1979). Contrairement au puits PO-4, la charge hydraulique au PO-5 diminue toute l'année, à l'exception de la période de fonte printanière où une amplitude maximale de 0.84 m a été enregistrée. Entre septembre 2013 et mars 2014, la charge au PO-4 augmente, alors que celle au PO-5 diminue. Les événements de pluie sont légèrement ressentis sur le niveau de nappe du PO-5, sans toutefois augmenter ou maintenir à long terme le niveau de la nappe. Ainsi, la capacité d'emmagasinement du roc igné de la butte de Sainte-Marthe (PO-5) doit être inférieure à celle du roc igné sur le mont Rigaud (PO-4).

4.2 Modèle hydrogéologique conceptuel

La limite du modèle conceptuel 3D ne concorde pas avec la limite du bassin versant de la rivière à la Raquette. Tel que décrit à la section 3.7, le secteur modélisé a plutôt été défini en fonction des écoulements souterrains de la rivière. Afin de simplifier le traitement de données, les nombreux termes lithologiques compilés dans la banque de données ont été regroupés sous cinq unités hydrostratigraphiques : roc indifférencié, till, argile, sable et gravier fluvioglacière et sable littoral (Figure 4.10).

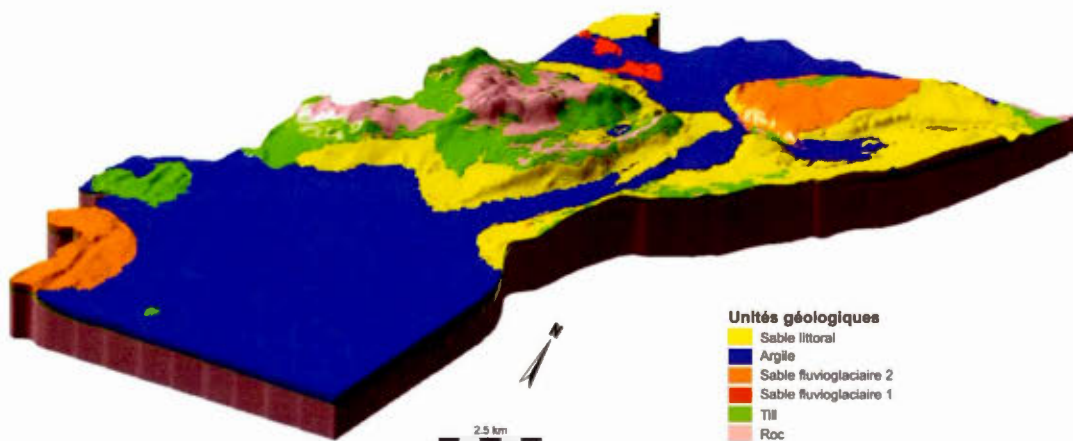


Figure 4.10 : Modèle hydrostratigraphique conceptuel de la zone d'étude
(exagération verticale x7)

La majorité du bassin de la rivière à la Raquette présente un aquifère fracturé captif sous les dépôts argileux de la mer de Champlain. Ceux-ci couvrent près de la moitié du bassin à l'étude et constituent l'aquitard régional. Il est probable que très peu de recharge ait lieu dans la plaine agricole en raison du caractère argileux des dépôts et de l'important réseau de drainage de surface (fossés) et souterrain (drains agricoles). En bordure du mont Rigaud le till est suffisamment épais (13 m) pour rendre captif l'aquifère rocheux. Le sommet du mont Rigaud est partiellement couvert d'un till discontinu, constituant un contexte favorable à la recharge de l'aquifère fracturé. Les sédiments fluvioglaciaires de Sainte-Justine-de-Newton, de Hudson et ceux de l'esker de Rigaud présentent un contexte de nappe libre. En raison des dépôts argileux qui se sont déposés sur les flancs des sédiments, l'esker est en condition semi-captive à captive sur son pourtour. Les sables littoraux sont généralement de faible épaisseur et forment des aquifères à nappe libre parfois perchés sur les dépôts argileux.

Afin de bien présenter les contextes stratigraphiques du bassin de la rivière à la Raquette, cinq coupes topo-géologiques ont été développées (voir Figure 4.11 pour la localisation). Les coupes topo-géologiques sont caractérisées par une exagération verticale x12.5 et la légende associée à ces coupes est présentée à la Figure 4.12.

En amont, le bassin est caractérisé par une zone agricole située sur un important dépôt d'argile (jusqu'à 45 m), lequel recouvre un aquifère sableux dans une dépression rocheuse (Figure 4.13). Dans la plaine, le niveau piézométrique est près de la surface du sol et des zones artésiennes sont présentes à certains endroits. Il n'y a pas d'interaction entre la rivière et l'aquifère fracturé sous-jacent.

La coupe BB' illustre le contexte stratigraphique dans la vallée de Sainte-Marthe (Figure 4.14). Le sommet du mont Rigaud est dépourvu de till, ce qui favorise la recharge de l'aquifère régional. Bien que la rivière coule directement sur l'argile à cet endroit, l'augmentation des débits d'étiage (voir section 4.1.2) propose une

connexion hydraulique entre la rivière et l'aquifère. Il est possible que l'argile soit fissurée pour permettre l'apport d'eau souterraine, mais le manque d'information stratigraphique à proximité de la rivière ne permet pas de confirmer cette hypothèse.

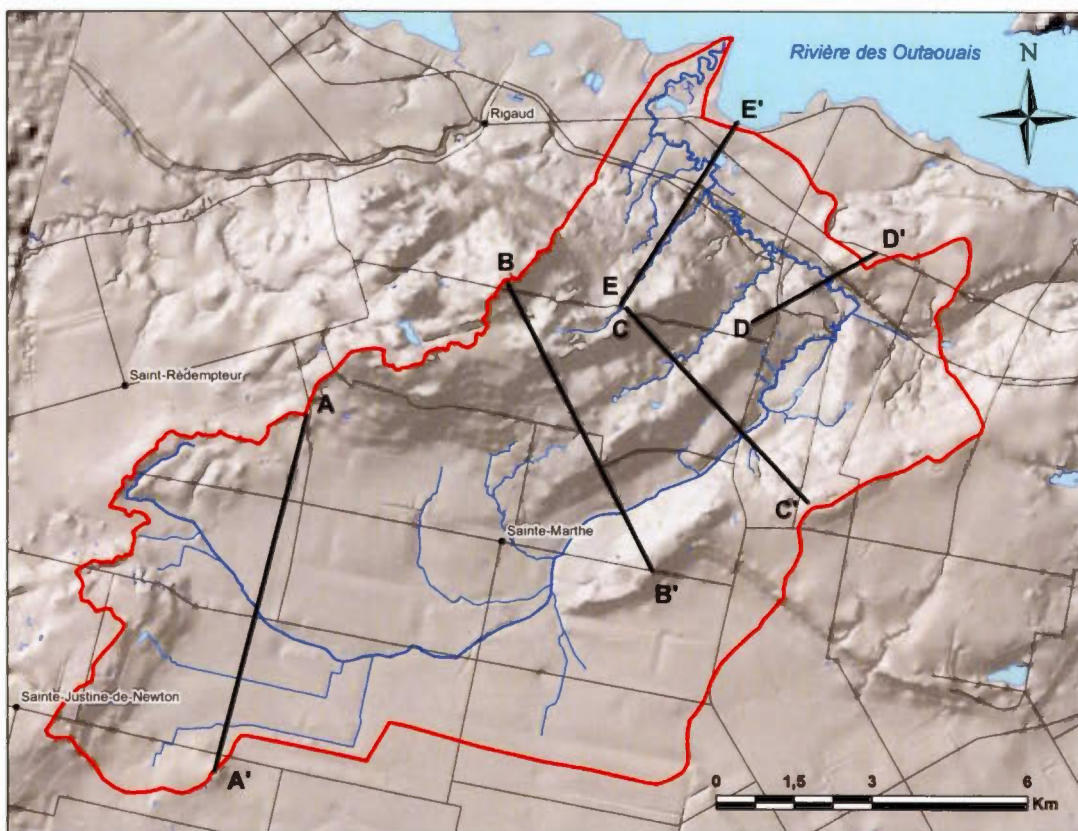


Figure 4.11 : Localisation des coupes topo-géologiques

LÉGENDE

-  Niveau piézométrique
-  Écoulement
-  Sable
-  Argile
-  Sable et gravier
-  Till
-  Roche sédimentaire
-  Roche ignée

Figure 4.12 : Légende pour les coupes topo-géologiques

Dans sa portion centrale, la rivière s'écoule directement sur le grès ce qui est favorable à l'interaction nappe-rivière (Figure 4.15). Tout comme sur la coupe BB', la recharge prend place aux zones d'affleurement du mont Rigaud. Les dépôts sableux et la faible épaisseur de till sur la butte de Sainte-Marthe favorisent la recharge de l'aquifère fracturé. La coupe DD' illustre la séquence stratigraphique de la butte de Hudson (Figure 4.16). Les dépôts meubles de la butte de Hudson ont une épaisseur variant entre 30 à 90 m. Selon les nombreux forages sur ce secteur, cet important dépôt granulaire est très hétérogène spatialement. Ces dépôts sont principalement sablo-graveleux, mais des horizons silto-argileux sont aussi présents à différentes profondeurs et sous différentes épaisseurs (jusqu'à 40 m). Peu de forages fiables atteignent l'unité de till, mais cette unité a été interprétée comme étant continue et variant de 2 à 10 m d'épaisseur par Technorem (2005). La rivière s'écoule dans les alluvions sableuses et le roc semble être à faible profondeur sous la rivière, puisqu'il affleure au fond de la rivière à proximité de la coupe. De nombreux forages notent la présence de sable et gravier sous les dépôts d'argile dans le secteur de Hudson. L'aquifère au roc est majoritairement captif sous le till et l'argile. En bordure de la rivière, la piézométrie de l'aquifère fracturé n'est pas connue. La piézométrie mesurée de part et d'autre de la rivière semble être plus basse que le niveau de la rivière. Toutefois, la rivière pourrait être alimentée par l'aquifère granulaire de la butte de Hudson. Sur la coupe stratigraphique EE', la rivière à la Raquette s'écoule à proximité d'une sablière, directement sur les dépôts sablo-graveleux d'un possible esker semi-enfoui (Figure 4.17). À cet endroit, la rivière longe l'excavation de la sablière sur près de 200 m. Selon l'information topographique *LiDAR* (GéoMont, 2011), le niveau de la nappe dans la sablière est 3.9 m plus bas que le niveau d'eau en rivière. Cette différence de charge indique que ce segment de rivière est en perte hydraulique. Par ailleurs, la recharge de l'aquifère fracturé a lieu sur le dessus du mont Rigaud dépourvu de till, alors que le flanc NE couvert d'un épais dépôt quaternaire (40-80 m) en raison d'une dépression locale du

socle rocheux. Les charges hydrauliques du mont Rigaud diminuent rapidement, jusqu'à atteindre un niveau piézométrique de 26-35 m, vis-à-vis de l'épais dépôt quaternaire. Cette perte de charge concorde avec la présence de l'épais dépôt quaternaire. Ceci indiquerait une conductivité hydraulique nettement plus faible dans le roc comparativement au dépôt quaternaire. Sur cette coupe, l'écoulement régional de l'eau souterraine se dirige vers la baie de Choisy (rivière des Outaouais).

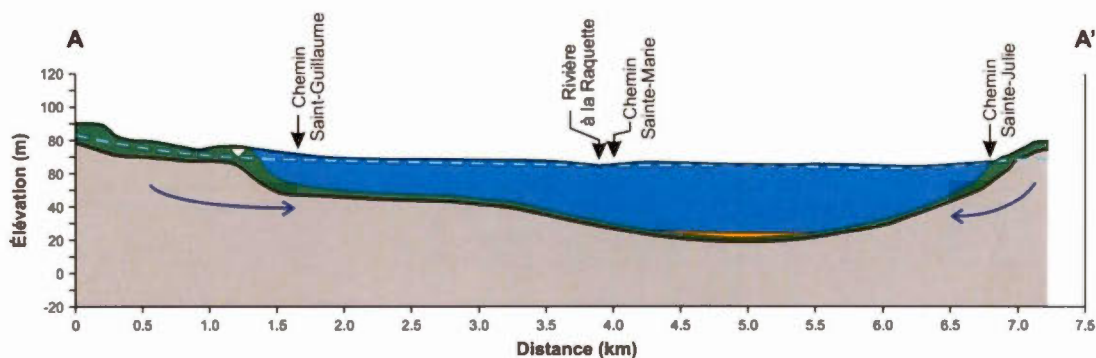


Figure 4.13 : Coupe topo-géologique AA'

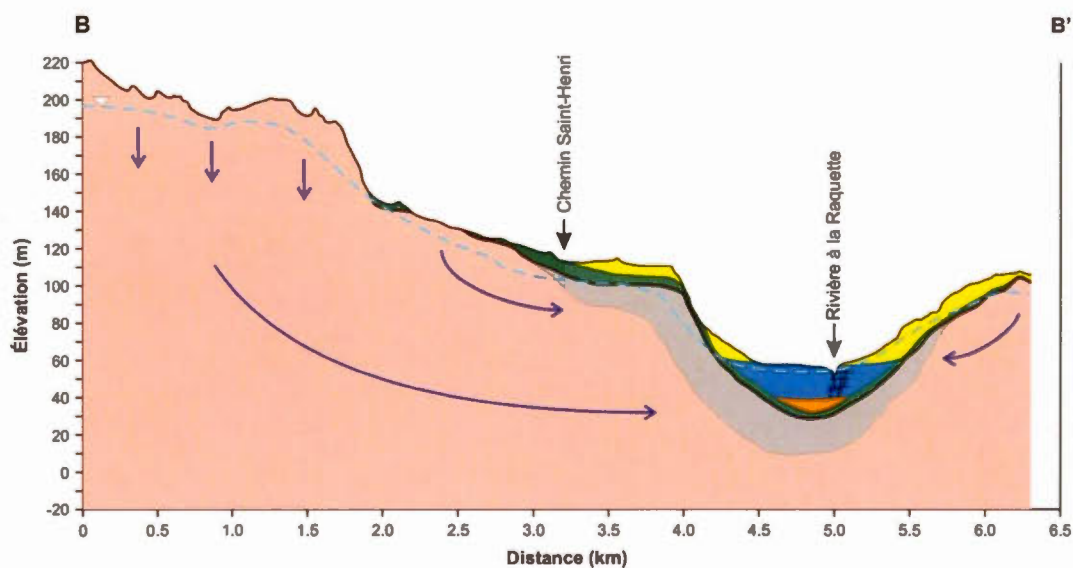


Figure 4.14 : Coupe topo-géologique BB'

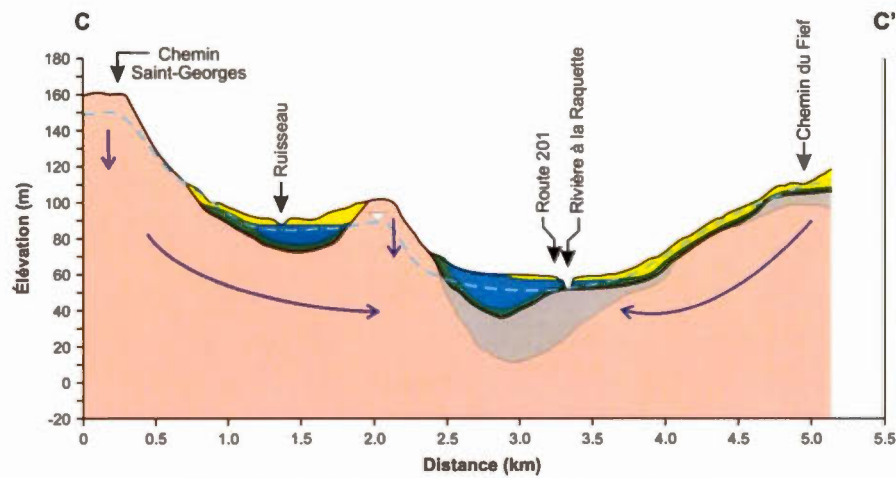


Figure 4.15 : Coupe topo-géologique CC'

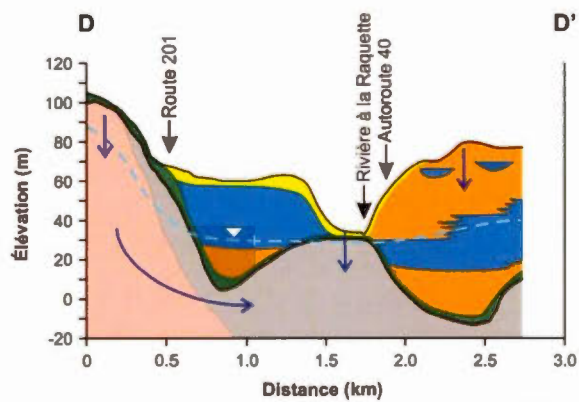


Figure 4.16 : Coupe topo-géologique DD'

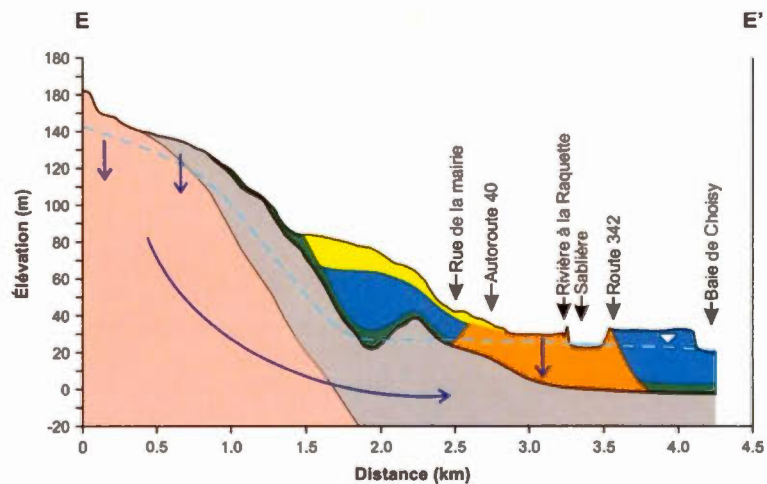


Figure 4.17 : Coupe topo-géologique EE'

4.3 Synthèse

Pour la période hors-gel (1^{er} avril au 31 octobre), les débits totaux à la station 1 ont été de 380 mm en 2013 et de 557 mm en 2014. Le débit de base pour 2013 est évalué à 167 mm (44%) avec la méthode d'Eckhardt et à 109 mm (29%) avec l'analyse de fréquence mensuelle (Q_{90}). Ces valeurs sont plutôt de 207 mm (37%) et 120 mm (22%) pour 2014. La contribution de la décharge aquifère dans la rivière à la Raquette semble supérieure aux autres bassins versants du Québec méridional. L'information fournie par les stations hydrométriques en période d'étiage a permis de cibler le principal apport d'eau souterraine entre les stations 2 et 3. Cet apport d'eau souterraine a aussi été constaté à l'aide des mesures amont-aval du débit en rivière. En effet, la plus importante contribution d'eau souterraine a été constatée dans la vallée de Sainte-Marthe, où ce segment de rivière est marqué par une augmentation du débit selon un flux d'eau souterraine de $0.022 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$.

Par ailleurs, le niveau d'eau dans le puits PO-4, situé sur le mont Rigaud, est marqué par une grande fluctuation (6.5 m). Les puits CPT-5 et F4 sont tous deux situés en plaine agricole et forés sous l'argile, mais la nappe au CPT-5 est plus sensible aux événements de pluie probablement en raison de la recharge qui a lieu dans les buttes de till à proximité de celui-ci.

Finalement, un modèle hydrogéologique conceptuel ainsi que cinq coupes topogéologiques ont été présentés. Le mont Rigaud constitue la principale zone de recharge, suivi des reliefs ensablés de Hudson, Sainte-Marthe et de Sainte-Justine-de-Newton. La majorité du bassin est confiné par un couvert d'argile ce qui engendre une réponse rapide de l'hydrogramme lors des événements de crue.

Les résultats illustrés dans ce chapitre ont apporté des précisions sur les écoulements de surface, les écoulements souterrains, de même que sur les interactions entre ces deux réservoirs. Ces connaissances sont à la base du modèle couplé présenté dans le chapitre suivant.

CHAPITRE V

SIMULATION DES ÉCOULEMENTS

Dans ce chapitre, les résultats du calage sont analysés en comparant les charges et les débits simulés avec les valeurs mesurées. Le système hydrodynamique modélisé est ensuite présenté et discuté, notamment en mettant en lumière les écoulements de surface et souterrains, ainsi que les échanges entre ces deux domaines.

5.1 Calage du modèle

5.1.1 Paramètres calés

5.1.1.1 Paramètres liés à l'écoulement souterrain

Pour chaque unité géologique, la valeur de conductivité hydraulique verticale a été fixée arbitrairement à un dixième de la valeur horizontale (i.e. anisotropie verticale de 10).

À l'exception du roc igné, toutes les valeurs calées de conductivité hydraulique sont incluses dans les gammes de valeurs définies par les travaux de terrain et les rapports de consultants (Tableau 5.1). En fait, la gamme de valeurs de conductivité

hydraulique pour le roc igné du secteur de Vaudreuil-Soulanges est plus élevée que les valeurs issues de la littérature. Selon Domenico et Schwartz (1990), un roc cristallin non fracturé a une conductivité hydraulique pouvant varier entre 3.0×10^{-14} et 2.0×10^{-10} m/s, alors qu'un roc cristallin fracturé a plutôt des valeurs variant entre 8.0×10^{-9} et 3.0×10^{-4} m/s. À l'échelle du secteur modélisé, la valeur calibrée du roc igné est donc représentative d'un roc cristallin moyennement fracturé. La conductivité hydraulique calée pour le roc sédimentaire est nettement plus élevée que celle du roc igné, indiquant que le roc sédimentaire constitue l'aquifère principal du bassin versant de la rivière à la Raquette.

L'unité de sable modélisé représente grossièrement les classes granulométriques variant des sables fins aux sables et graviers. La conductivité hydraulique calée de l'unité de sable est plutôt faible (1.0×10^{-6} m/s), ce qui correspond aux valeurs associées à des sables silteux ou fins (Fetter, 1994).

Les coefficients d'emmagasinement utilisés pour les unités sont tous inférieurs à $1.0 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, ce qui correspond à des valeurs représentatives des aquifères captifs. Bien qu'il y ait des aquifères à nappe libre sur le bassin modélisé, les valeurs d'emmagasinement obtenues suite à la calibration représentent des moyennes à l'échelle du bassin puisque les unités géologiques ont été simplifiées au maximum.

5.1.1.2 Paramètres liés aux écoulements de surface

Les coefficients de Manning associés au ruissellement ont été distribués spatialement selon les unités géologiques de la couche numérique de surface (Tableau 5.2). Les unités de sable, till et roc ont été associées aux zones boisées et une valeur de $1.7 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ a été utilisée, suivant les valeurs de littérature (e.g. McCuen, 2004). Le coefficient de Manning associé aux zones argileuses a été calé de manière à faire correspondre les débits maximum lors des épisodes de crue. Cette valeur devait être élevée afin d'évacuer rapidement l'eau des terrains argileux et ainsi imiter le rôle des drains et des fossés agricoles qui n'ont pas été modélisés dans la plaine argileuse. La

Tableau 5.1 : Paramètres hydrauliques calés

Paramètres de calibration	Valeurs calibrées		Intervalles de calibration	
	K_h	K_v	Horizontal (K_h) ^a	Vertical (K_v)
Conductivités hydrauliques (m/s)				
Sable indifférencié	3.0×10^{-5}	3.0×10^{-6}	$7.0 \times 10^{-6} - 7.4 \times 10^{-3}$	$K_v = 0.1 * K_h$
Till glaciaire	1.0×10^{-6}	1.0×10^{-7}	$3.5 \times 10^{-7} - 1.1 \times 10^{-4}$	$K_v = 0.1 * K_h$
Argile	5.0×10^{-8}	5.0×10^{-9}	$1.6 \times 10^{-10} - 9.7 \times 10^{-8}$	$K_v = 0.1 * K_h$
Roche Ignée	1.6×10^{-7}	1.6×10^{-8}	$1.0 \times 10^{-6} - 8.3 \times 10^{-5}$	$K_v = 0.1 * K_h$
Roche sédimentaire	1.4×10^{-4}	1.4×10^{-5}	$1.1 \times 10^{-7} - 1.2 \times 10^{-4}$	$K_v = 0.1 * K_h$
Paramètres d'emmagasinement	S_y	S_s	Porosité de drainage (S_y) ^b	Coef. d'emmagasinement spécifique (S_s)(1/m) ^c
Sable indifférencié	0.25	3.0×10^{-4}	0.10 - 0.35	$1.0 \times 10^{-5} - 1.0 \times 10^{-4}$
Till glaciaire	0.15	1.0×10^{-4}	0.06 - 0.16	$1.0 \times 10^{-5} - 1.0 \times 10^{-3}$
Argile	0.025	1.0×10^{-4}	0.00 - 0.05	$1.0 \times 10^{-4} - 1.0 \times 10^{-2}$
Roche Ignée	0.01	1.0×10^{-5}	0.01 - 0.05	$1.0 \times 10^{-7} - 1.0 \times 10^{-5}$
Roche sédimentaire	0.05	1.0×10^{-6}	0.18 - 0.30	$1.0 \times 10^{-7} - 1.0 \times 10^{-5}$

^a Selon les valeurs de terrain et de rapports de consultants présentées à la section 4.1.1.

^b Selon Johnson (1967) et Todd (1980)

^c Selon Rutqvist *et al.* (1998) et de Domenico et Mifflin (1965)

valeur de $15.0 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ a été utilisée pour les terrains argileux est réaliste, puisqu'elle est comprise entre la valeur de rugosité des zones boisées et celle des écoulements en rivière ($20.0 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$).

Les seuls drains modélisés représentent les petits cours d'eau et les rivières Viviry et Choisy. La constante de drainage (*Drain Time Constant*, DTC) affecte les pics de crue de l'hydrogramme en contrôlant la rapidité avec laquelle les drains évacuent l'eau (Sahoo *et al.*, 2006). DHI (2007) propose des valeurs de DTC entre 1.0×10^{-7} et $1.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, bien que certains auteurs utilisent des valeurs aussi basses que $2.0 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$ (Al-Khudhairy *et al.*, 1999) et aussi hautes que $4.9 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (Zhou *et al.*, 2013). Sur le bassin versant de la rivière à la Raquette, la valeur calée de constante de drainage est de $5.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (équivalent à 11.6 jours). Il est intéressant de noter qu'un changement de valeur de DTC a plus d'effet sur les débits de crue de la station 1 que sur les autres stations, notamment en raison du plus grand nombre de petits cours d'eau qui se déversent dans la rivière à la Raquette entre les stations 1 et 2, qu'en amont de la station 2.

Tableau 5.2 : Paramètres calibrés liés aux écoulements de surface

Paramètres	Catégorie	Valeurs calibrées	Intervalles ^{a,b,c}
Coefficient d'échange (1/s)	Riv. Raquette	7×10^{-7}	$3.9 \times 10^{-7} - 1.4 \times 10^{-3}$
	Tributaires	7×10^{-7}	
Constante de drainage (1/s)	-	5×10^{-6}	$2.0 \times 10^{-8} - 4.9 \times 10^{-4}$
Ruissellement Coefficient de Manning ($\text{m}^{1/3}/\text{s}$)	Forêt (sable, till, roc)	1.7	1.7 - 83.3
	Zone agricole (argile)	15	

a : Doppler *et al.*, 2007; Spanoudaki *et al.*, 2009; Irvine *et al.*, 2012; Teloglou et Bansal, 2012

b : Al-Khudhairy *et al.*, 1999; DHI, 2007; Zhou *et al.*, 2013

c : McCuen, 2004

Le coefficient d'échange nappe-rivière contrôle les volumes d'eau échangés entre l'aquifère et la rivière. Selon Doppler *et al.* (2007), ce paramètre est variable spatialement et temporellement en fonction des processus d'érosion et de sédimentation, de la température de l'eau et du niveau d'eau en rivière. La valeur calée de $7.0 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ caractérise uniformément la dynamique aquifère-rivière de tous les cours d'eau modélisés dans Mike 11.

5.1.1.3 Paramètres liés à la recharge

Les fractions d'infiltration ont été distribuées spatialement en fonction de la géologie de la couche numérique superficielle. Les valeurs ont été calées de manière à ajuster les charges hydrauliques des différentes unités géologiques. Les fractions d'infiltration calées pour le sable, le till, l'argile et le roc indifférencié sont respectivement 0.70, 0.42, 0.05 et 0.60 (Tableau 5.3). Ces valeurs sont comparables aux fractions d'infiltration simulées (modèle HELP) sur 39 ans pour le bassin de la rivière Chateauguay par Croteau *et al.* (2010). Toutefois, la fraction d'infiltration des affleurements rocheux sur le mont Rigaud est plus faible que celle obtenue par Croteau *et al.* (2010). Cette différence peut être expliquée par le contraste lithologique des affleurements entre les deux régions : un roc sédimentaire gréseux perméable sur le bassin de la Châteauguay, et un roc igné moyennement fracturé à Rigaud.

Tableau 5.3 : Fractions d'infiltration calibrées en fonction des unités géologiques de surface

Paramètre	Catégories	Valeurs calées	Valeurs obtenues par Croteau <i>et al.</i> (2010)
Fraction d'infiltration	Sable	0.70	0.44 - 0.66
	Till	0.42	0.33 - 0.51
	Argile	0.05	0.03 - 0.07
	Roc indifférencié	0.60	0.66 - 0.89

5.1.2 Charges mesurées et simulées

Le calage des charges hydrauliques est illustré à la Figure 5.1 par un scattergramme des charges hydrauliques mesurées et moyennes simulées de 2012 à 2014. Les points dits permanents correspondent aux charges mesurées dans les puits résidentiels, alors que les points dits transitoires correspondent aux charges moyennes enregistrées aux cinq puits instrumentés. Les 154 charges simulées sont relativement bien alignées sur la droite 1:1. Les plus grandes erreurs sont localisées sur la butte de Hudson (-29.54 m) et sur les flancs est (-26.70 m) et nord du mont Rigaud (-19.10 m). De plus, les nombreuses charges hydrauliques simulées dans la plaine au nord du mont Rigaud sont surestimées d'environ 12 m (entre 20 à 30 m d'élévation sur le scattergramme). L'erreur moyenne sur les charges simulées est de -1.24 m, la RMSE est de 8.77 m et la MAE est de 6.85 m. Le critère de RMSE normalisé (NRMSE) par l'amplitude des charges observées (158.52 m) équivaut à 5.5%, ce qui correspond à un bon calage puisque cette valeur est en deçà de 10% (Gallardo *et al.*, 2005; Lutz *et al.*, 2007).

À cet endroit, les niveaux d'eau élevés sont affectés par les conditions limites latérales définies en bordure de la rivière des Outaouais. En effet, en assignant une condition limite imperméable aux six couches numériques profondes, les charges sont surestimées, alors que pour une condition limite de charge variable pour toutes les couches numériques, les charges diminuent à un niveau plus réaliste. Ce comportement des charges en fonction du type de condition limite a notamment été remarqué par Sulis *et al.* (2011). Une condition limite imperméable en profondeur a toutefois été choisie pour le modèle puisqu'il n'y a aucune évidence permettant de dire qu'il y a des échanges entre l'aquifère et la rivière des Outaouais à plus de 25 m de profondeur.

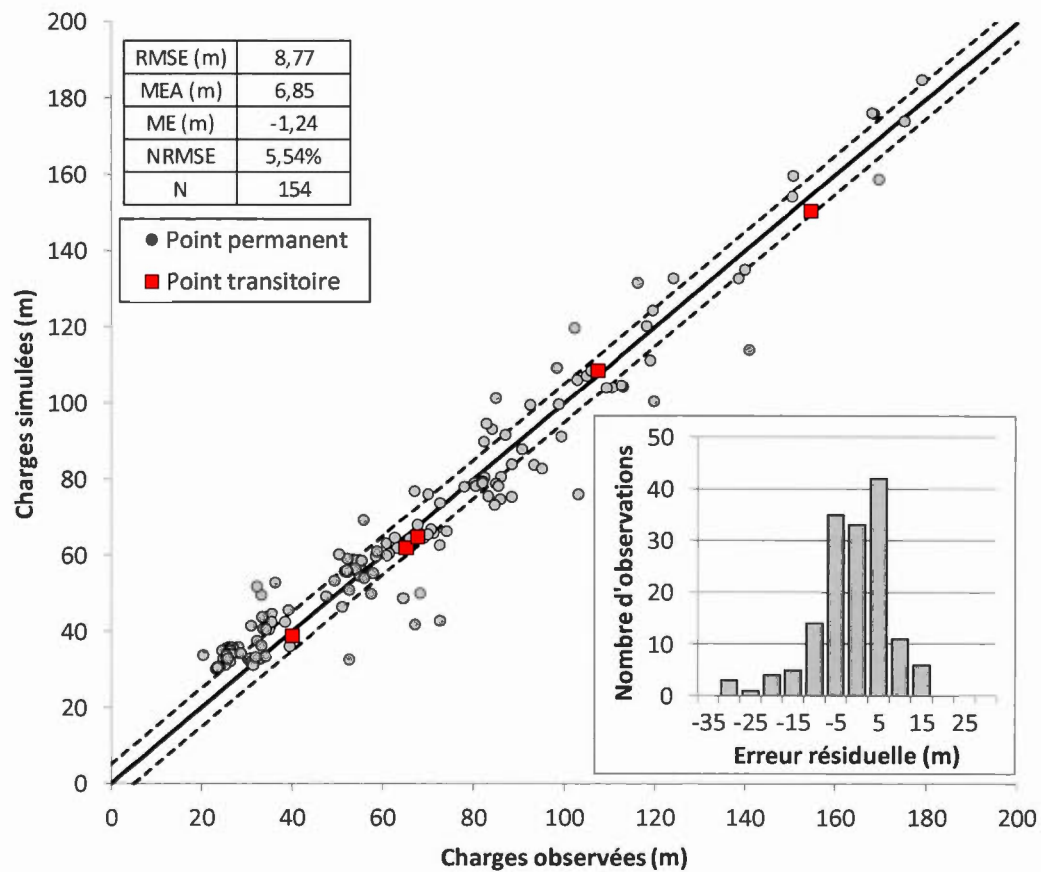


Figure 5.1 : Scattergramme des charges moyennes mesurées et simulées

Les lignes pointillées représentent ± 5 m d'écart. L'histogramme interne illustre la répartition des erreurs.

Sur le scattergramme, les charges situées au-dessus de 75 m d'élévation sont calculées dans l'unité de roc igné. Ces charges sont plutôt dispersées autour de la droite de calibration idéale. Ce patron de dispersion centré sur la droite indique que les propriétés hydrauliques attribuées uniformément au sein d'une unité hydrostratigraphique ne permettent pas de représenter l'hétérogénéité spatiale des paramètres hydrauliques. Les paramètres hydrauliques calés pour chaque unité représentent donc des valeurs moyennes sur le secteur d'étude.

La Figure 5.2 présente les charges «normalisées» dans les cinq puits d'observation, i.e. la variation de charge simulée autour de la moyenne simulée sur deux ans. La

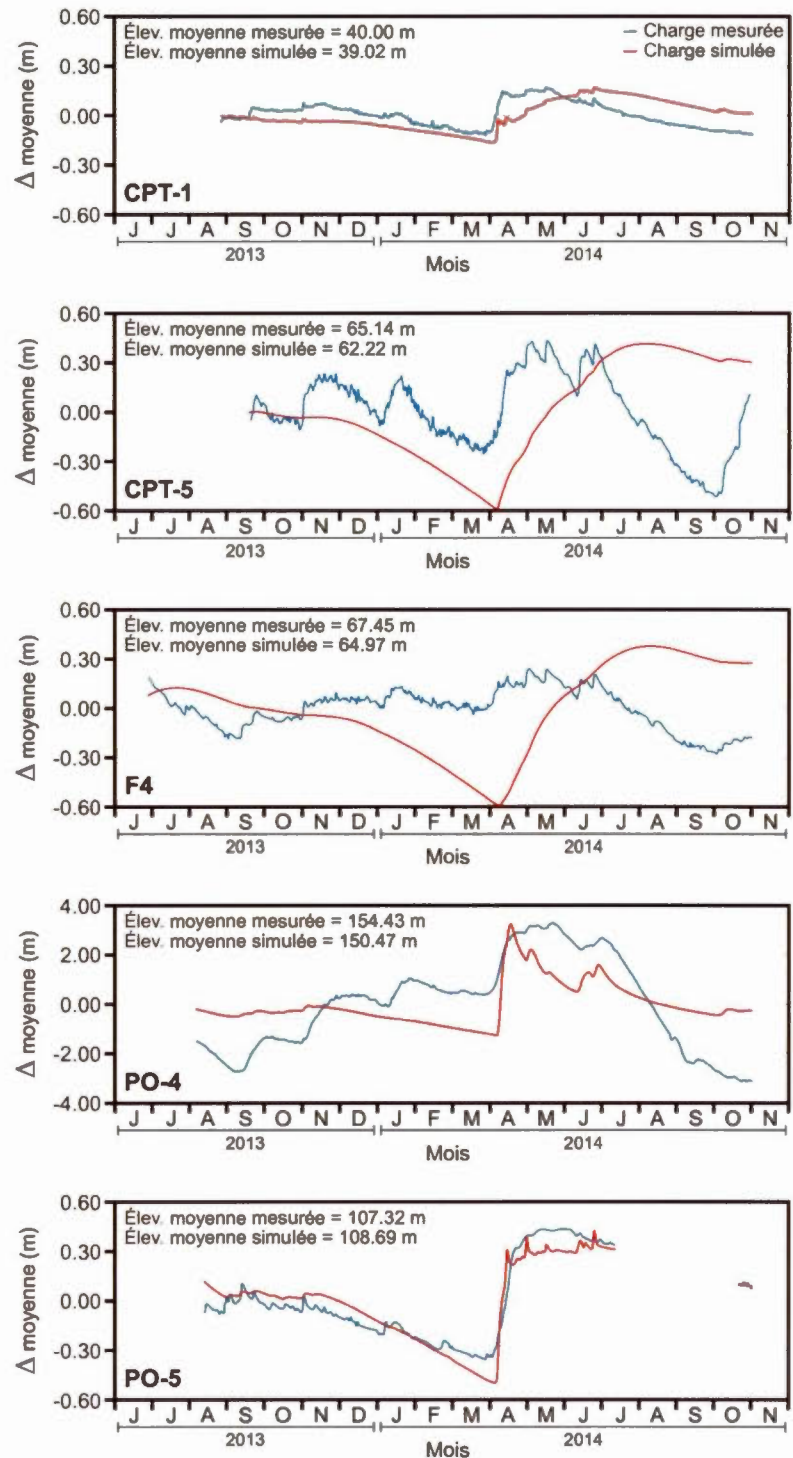


Figure 5.2 : Variations de charge simulée autour de la moyenne aux cinq puits
 Attention, l'échelle en PO-4 est différente des autres.

diminution des apports verticaux lors de la période hivernale (voir section 3.7) est nettement ressentie pour toutes les charges en transitoire simulées. Les charges hivernales simulées au CPT-1 et au PO-5 concordent bien avec les valeurs mesurées. Au CPT-1, la charge simulée a une amplitude et un comportement comparable aux données observées, bien que la fonte printanière de l'année 2014 n'ait pas fait monter le niveau de nappe simulé aussi haut que ce qui a été mesuré. Dans la plaine argileuse au sud du mont Rigaud, les charges simulées aux CPT-5 et au F4 sont plus basses que les charges mesurées, soit 2.9 m et 2.5 m respectivement. Bien que l'amplitude simulée à ces puits soit satisfaisant, le comportement des charges simulées diffère nettement des fluctuations saisonnières mesurées. Les charges simulées à ces puits diminuent rapidement lors des mois d'hiver, ce qui indique que le système aquifère de ce secteur libère trop d'eau. La distribution spatiale des coefficients d'emménagement est peut-être en cause ici, mais l'absence de données plus précises pour ce paramètre ne justifiait pas de raffiner le calage.

La nappe simulée au PO-4 est située à 4.0 m sous le niveau moyen mesuré et l'amplitude simulée est grande (4.4 m), bien qu'inférieure à celle mesurée (6.5 m). L'amplitude maximale simulée à ce puits a lieu lors de la fonte printanière. La nappe simulée au PO-5 est légèrement au-dessus du niveau de nappe mesuré (1.4 m), mais le comportement de la nappe simulée représente bien les fluctuations d'eau mesurées. Bien que les puits PO-4 et PO-5 soient tous les deux positionnés dans le roc igné, la charge simulée au puits PO-4 sur le mont Rigaud varie beaucoup plus en amplitude que celle au puits PO-5, situé sur la butte de Sainte-Marthe. La grande fluctuation simulée au PO-4 peut être expliquée par une condition de nappe libre, alors que l'unité de roc au PO-5 est surmontée de sable et de till.

5.1.3 Débits mesurés et simulés

Les hydrogrammes simulés aux trois stations hydrométriques sont présentés à la Figure 5.3. Les valeurs de NSE aux stations 1, 2 et 3 sont de 0.72, 0.75 et 0.62,

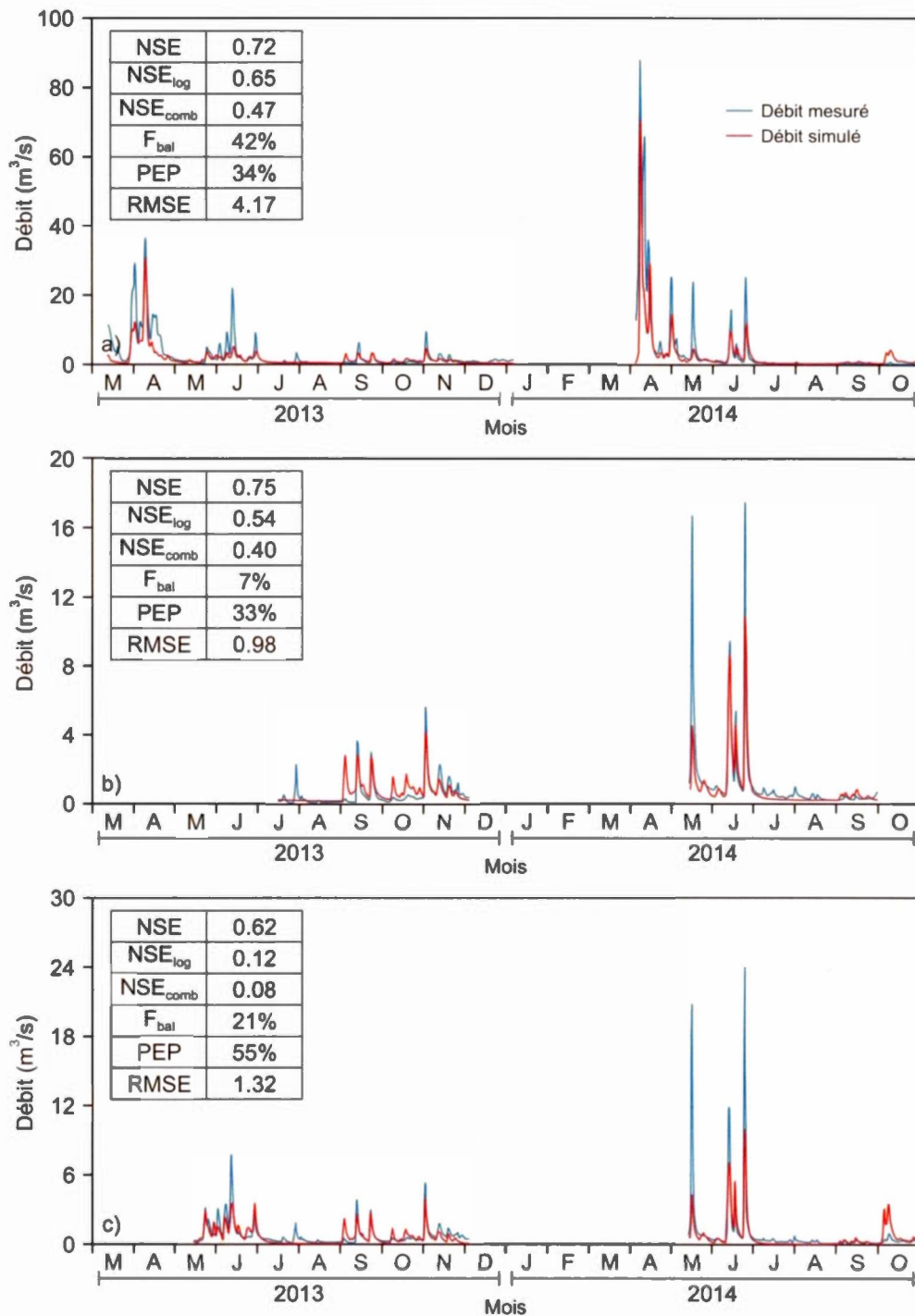


Figure 5.3 : Hydrogrammes des débits simulés aux trois stations hydrométriques
a) station 1, b) station 2 et c) station 3. Le critère RMSE est en m^3/s . Données journalières présentées. Attention, les échelles verticales sont différentes sur les trois figures.

respectivement. Ainsi, le modèle simule très bien les débits aux stations 1 et 2, alors que la qualité de la simulation est acceptable pour la station 3.

Pour évaluer la qualité d'ajustement des débits d'étiage, le critère NSE_{log} a été calculé aux trois stations. Les valeurs de NSE_{log} aux stations 1, 2 et 3 sont respectivement de 0.65, 0.53 et 0.12. Les débits d'étiages simulés aux stations 1 et 2 sont donc considérés bons, alors que ceux simulés à la station 3 représentent pauvrement les conditions mesurés. Les débits minimum simulés aux stations 1, 2 et 3 sont respectivement de 0.34, 0.21 et de 0.04 m³/s. Bien que le débit simulé à la station 2 soit légèrement surestimée, ces valeurs correspondent aux valeurs de débits minimum observés (voir section 4.1.2.1).

Le débit moyen journalier simulé à la station 1 est de 34 % (F_{bal}) inférieur au débit moyen journalier observé. Les valeurs de F_{bal} diminuent à 7% et 21% pour les débits simulés aux stations 2 et 3. En fait, la valeur de F_{bal} est plus élevée à la station 1, puisque les débits des crues printanières de 2013 et 2014 ont seulement été enregistrés par cette station et le modèle sous-estime nettement les débits pour ces périodes.

Le critère PEP permet d'évaluer la qualité de la simulation des débits de crue. Les valeurs de PEP pour les stations 1, 2 et 3 s'élèvent à 42%, 33% et 55%. Tel que discuté au chapitre IV, les débits de crue observés en 2014 à la station 3 sont nettement surestimés. Les valeurs de PEP aux deux autres stations montrent que le modèle sous-estime de 33 à 42% les débits de crue.

Pour les mois d'été sans apports verticaux ($AV \leq ET$), le modèle ne simule pas les petites fluctuations de débit, tel que celles mesurées à la fin juillet 2013. Par ailleurs, le modèle surestime grandement le débit observé au début de septembre 2013, puisque les conditions climatiques changent au sein de ce mois (sec à pluvieux), mais la fraction d'évapotranspiration est considérée constante au cours du mois.

Ces erreurs de débits simulés en rivière sont attribuables à la formulation simplifiée du processus d'évapotranspiration. En effet, puisque l'évapotranspiration n'a pas été représentée explicitement, la quantité d'eau disponible dans le modèle a été réduite mensuellement par une fraction d'évapotranspiration (cf. Équation 3, section 3.7). Ainsi, les événements de pluie intenses ont été atténués uniformément, ce qui cause une sous-estimation du ruissellement de surface et du débit en rivière pendant et suivant les événements. Ce problème a été noté par Jones *et al.* (2008) qui ont réduit les quantités d'eau précipitées par une fraction d'évapotranspiration invariable. En réalité pendant les événements de pluie, le taux d'évapotranspiration est de un ou plusieurs ordres de grandeur inférieurs au taux de précipitation (Camporese *et al.*, 2010). Par ailleurs, la variabilité spatiale des processus d'interception et d'évapotranspiration sont mal représentés dans le modèle du bassin de la rivière à la Raquette. Les fractions mensuelles d'évapotranspiration ont été appliquées à la chronique d'apports verticaux et celle-ci a été distribuée uniformément à l'échelle du bassin et non en fonction du couvert végétal.

La sous-estimation des débits lors des événements de crue peut aussi être expliquée par la simplification algébrique du processus d'infiltration. Selon Furman (2008), l'utilisation d'une fraction d'infiltration constante est moins précise que la simulation explicite de l'infiltration en zone non saturée qui produit un retard entre l'infiltration et la recharge et prend en compte la teneur en eau du sol pour gérer la fraction d'eau de ruissellement et d'eau d'infiltration. La solution simple utilisée ici transfère instantanément un pourcentage de l'eau de pluie nette vers le milieu saturé en tant que recharge, indifféremment de la teneur en eau du sol. Lors d'événements de pluie intenses, cette simplification diminue grandement la quantité d'eau ruisselée, causant la sous-estimation des débits de crue.

5.2 Hydrodynamique du bassin versant de la rivière à la Raquette

Un des principaux avantages d'un modèle de flux entièrement couplé comme celui développé dans ce projet est d'offrir une vue d'ensemble de l'hydrodynamique du bassin versant étudié, au-delà des points de mesure. Dans cette section, l'hydrodynamique du bassin versant de la rivière à la Raquette est présentée en faisant référence en trois zones définies par les bassins de drainage aux trois stations hydrométriques.

5.2.1 Écoulements superficiels

Pour la période hors-gel qui s'étale du 1^{er} avril 2013 au le 31 octobre 2013, le débit total simulé à la station 1 est de 256 mm, alors que la valeur observée s'élève à 380 mm (Tableau 5.4). Pour la même période en 2014, ces valeurs s'élèvent à 385 mm et 557 mm, respectivement. Ces écarts pourraient être en partie expliqués par l'exclusion d'une petite portion du bassin de drainage de par la position de la limite du modèle (cf. Figure 3.2) : le bassin versant réel à la station 1 couvre une superficie de 133 km², alors que le bassin simulé couvre 118 km². De plus, les écarts de débit pourraient être expliqués par la sous-estimation des pics de crue associée à la représentation simplifiée des processus d'évapotranspiration et d'infiltration, par l'incertitude sur les courbes de tarage, de même que par la sous-estimation des débits de base simulés (cf. section 5.2.3).

Tableau 5.4 : Débits totaux et débits de bases mesurés et simulés pour la période hors-gel

Période hors-gel (1er avril au 31 octobre)	2013		2014	
	Valeurs mesurées (mm)	Valeurs simulées (mm)	Valeurs mesurées (mm)	Valeurs simulées (mm)
Débit total	380	256	557	385
Débit de base (filtre d'Eckhardt)	167	44	207	49
Débit de base (90 ^e percentile)	109		120	

Pour la période hors-gel, les débits totaux simulés aux tributaires 1, 2 et 3 sont de 13, 26 et 9 mm en 2013, et sont de 21, 43 et 16 mm pour 2014. Les débits minimum simulés aux tributaires 1, 2 et 3 sont de 0.0017, 0.0012 et 0.0001 m³/s, alors que les débits maximum sont de 6.46, 13.69 et 4.48 m³/s. Les débits mesurés aux tributaires lors des journées d'étiage du 12 et du 25 août 2014 ont été comparés aux débits simulés par le modèle Mike SHE (Figure 5.4). Les débits simulés au tributaire 1 sont sous-estimés, probablement en raison de la limite du modèle qui a été placée à proximité de ce tributaire, réduisant ainsi l'aire drainée par ce cours d'eau. Les débits simulés au tributaire 2 sont comparables aux débits mesurés. Les débits simulés au tributaire 3 sont nettement inférieurs aux débits mesurés. Ce tributaire est alimenté par deux ruisseaux sur le flanc sud du mont Rigaud. Or, un de ces ruisseaux n'a pas été numérisé, ce qui pourrait expliquer la différence notable entre les valeurs simulées et mesurées. Il est aussi à noter que ce tributaire traverse le village de Sainte-Marthe, ce qui pourrait affecter les conditions d'écoulement lors des périodes d'étiage ou de pluie (e.g. rejets des eaux pluviales).

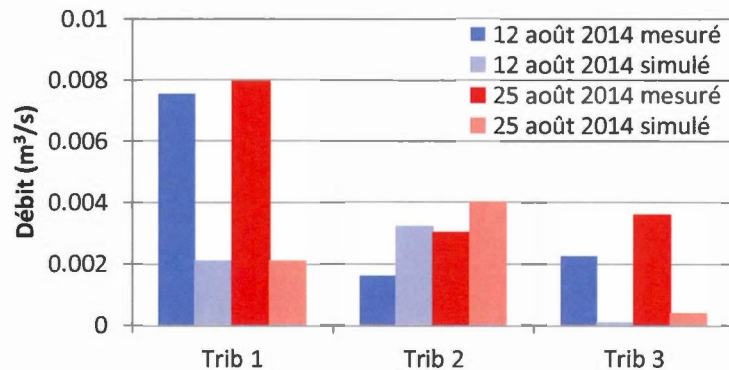


Figure 5.4 : Débits simulés et mesurés aux trois tributaires pour deux journées du mois d'août 2014

Puisque les drains agricoles n'ont pas été modélisés, un ruissellement accéléré (faible rugosité) a été proposé afin d'imiter le rôle des drains et ainsi évacuer rapidement l'eau des terres agricoles. Toutefois, l'eau de ruissellement s'écoule en fonction de la topographie et n'est donc pas routé vers les cours d'eau comme le ferait une parcelle

de drainage agricole ou un fossé agricole. Cela pourrait causer une sous-estimation des débits simulés aux cours d'eau, notamment dans la plaine en amont du bassin où la topographie du secteur diminue grossièrement vers le sud.

Dans le modèle, les ruisseaux sont représentés par des cellules drainantes (Figure 3.3, section 3.7). Ces drains réagissent bien aux données climatiques, puisque le débit attribuable aux ruisseaux est maximal lors de la fonte printanière et il est plus faible pour les mois ayant peu d'apports verticaux (Figure 5.5). Les cellules drainantes sont actives, et ce, même pour les mois sans apports verticaux, indiquant que la nappe est généralement au-dessus des niveaux des drains. Le débit attribuable aux ruisseaux est plus élevé dans la zone aval, puisque la majorité des ruisseaux est localisée sur le flanc nord du mont Rigaud.

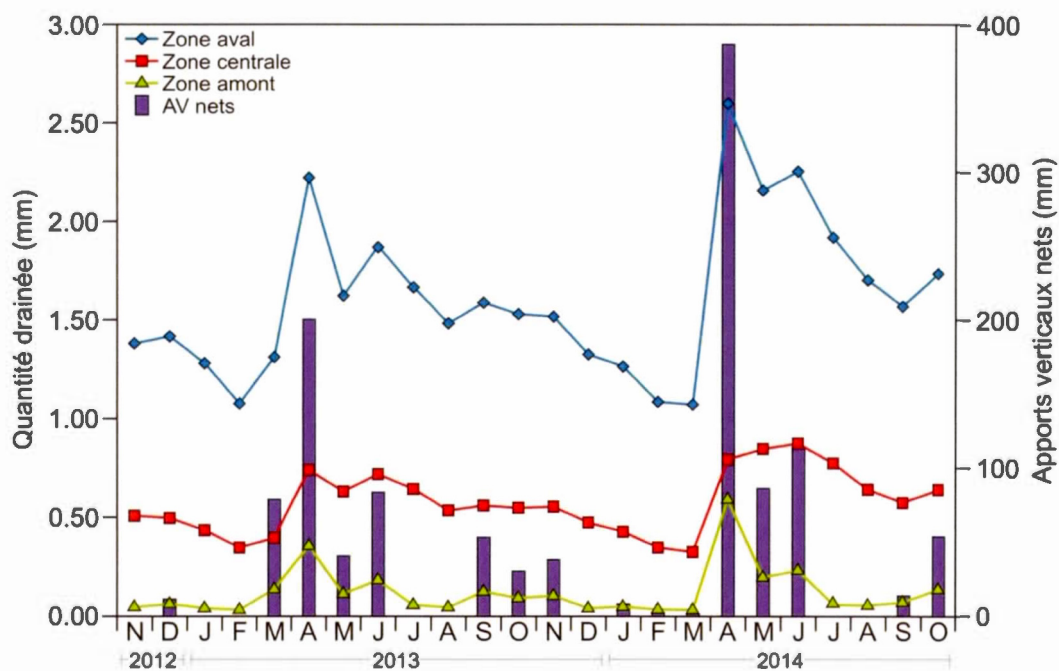


Figure 5.5 : Débit attribuable aux ruisseaux des zones amont, centrale et aval du bassin de la rivière à la Raquette

5.2.2 Écoulements souterrains

La Figure 5.6 présente la carte piézométrique de l'aquifère fracturé issue de la modélisation. Tout comme la carte piézométrique produite par l'interpolation des mesures de niveaux d'eau, les charges modélisées définissent deux patrons d'écoulement distincts : la partie sud est caractérisée par un sens d'écoulement dirigé vers le SE selon un gradient d'environ 0.002 m/m, alors que la partie nord est caractérisée par des écoulements vers la rivière des Outaouais. Au centre du secteur modélisé, les reliefs du mont Rigaud et de la butte de Sainte-Marthe délimitent la ligne de partage entre ces deux patrons d'écoulement souterrain. Les écoulements souterrains convergent dans la vallée entre ces reliefs, ce qui résulte en une décharge aquifère dans la rivière à la Raquette (voir la section suivante). La zone de transition

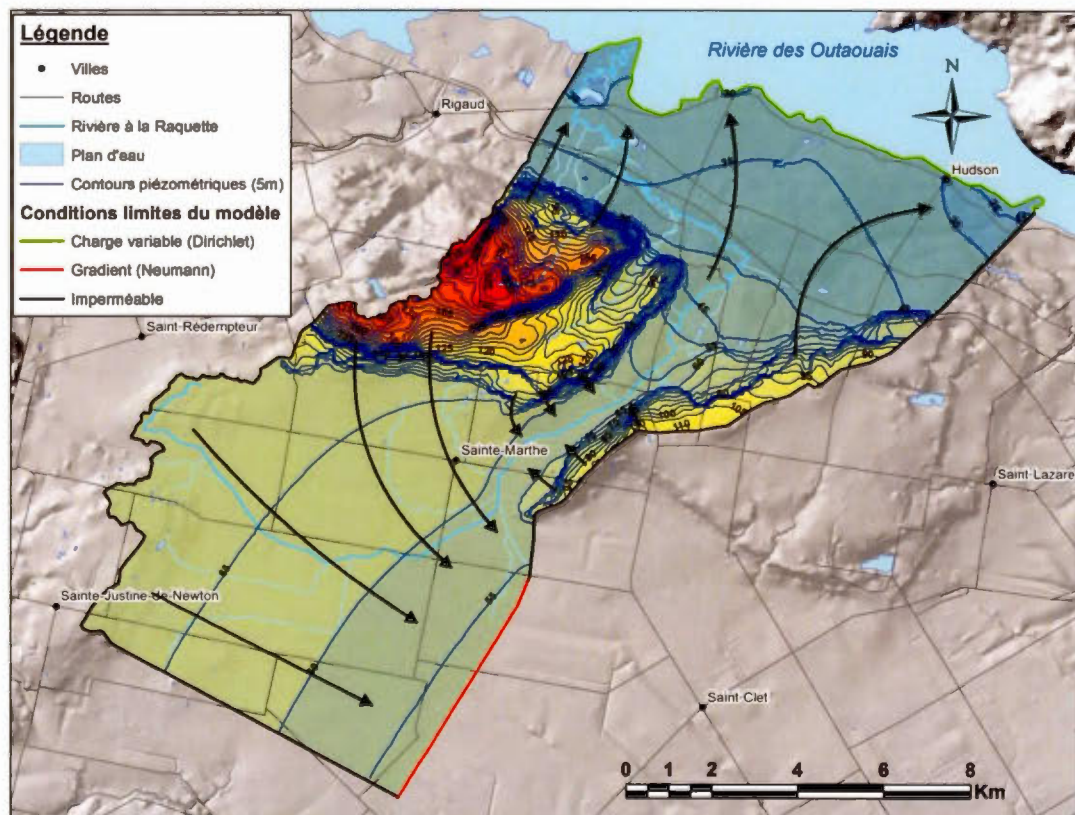


Figure 5.6 : Carte piézométrique simulée de l'aquifère fracturé

entre les écoulements convergents et ceux dirigés vers le SE semble être située à la jonction entre le tributaire 1 et la rivière à la Raquette, ce qui concorde avec l'augmentation des flux d'eau souterraine en rivière (cf. Figure 5.8, section suivante).

La majeure différence entre les deux cartes piézométriques se situe au niveau de Hudson. À cet endroit, le modèle ne parvient pas à maintenir les charges élevées, puisque la conductivité hydraulique du roc sédimentaire est élevée. Ainsi, les charges simulées définissent un écoulement vers le NE plutôt qu'un patron d'écoulement radial, tel qu'obtenu par l'interpolation des niveaux d'eau. De plus, même si la conductivité du roc sédimentaire est élevée, le modèle surestime grandement les charges dans la plaine au nord du mont Rigaud (+ 11 m) et dans la vallée de Sainte-Marthe (+ 7 m). À ces endroits, la piézométrie simulée est au-dessus de la surface du sol, alors que de tels conditions n'ont pas été observées en réalité. Dans la plaine au sud du mont Rigaud, les charges sont bien simulées par rapports aux niveaux d'eau interpolés (± 2.5 m). Tel que discuté à la section 5.1.3, les charges hydrauliques sont difficilement ajustables en raison de l'uniformité des propriétés hydrauliques au sein des unités hydrostratigraphiques.

5.2.3 Échanges nappe-rivière

Les principaux apports d'eau souterraine simulés dans la rivière à la Raquette sont localisés dans la vallée de Sainte-Marthe, au pied de la butte sableuse de Hudson et au niveau de la sablière (Figure 5.7). Il est à noter que cette figure n'illustre que les flux en provenance de la première couche numérique. Dans la partie amont du bassin, la décharge aquifère est très faible, soit inférieure à $0.0001 \text{ m}^3/\text{s}$ par cellule numérique ($100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$). Dans la vallée de Sainte-Marthe, l'intensité des flux est très élevée sur une distance de 5.0 km, où le flux moyen par cellule est de $0.0008 \text{ m}^3/\text{s}$, alors que le flux maximal atteint est de $0.0019 \text{ m}^3/\text{s}$ par cellule. Au pied de la butte sableuse de Hudson, le flux moyen par cellule est de $0.0003 \text{ m}^3/\text{s}$ sur une distance de 1.2 km. Près de la sablière, le modèle ne parvient pas à simuler la rivière en perte (tel que proposé

par les débits amont-aval en étiage, Figure 5.8), puisque les charges hydrauliques sont surestimés dans la plaine au nord du mont Rigaud (section précédente). Ainsi, la rivière est en gain hydraulique selon un flux moyen par cellule de $0.0006 \text{ m}^3/\text{s}$ sur 1.8 km.

Ces trois principaux apports d'eau souterraine ressortent sur le graphique de l'évolution des débits simulés en période d'étiage (Figure 5.8). En période d'étiage, la rivière à la Raquette est pratiquement asséchée sur les deux kilomètres en amont du bassin. Dans la plaine agricole, les débits simulés sont comparables aux valeurs mesurées sur le terrain. Dans la vallée de Sainte-Marthe (entre 12.5 et 17.5 km), l'augmentation du débit est grandement surestimée; les flux simulés sont deux fois

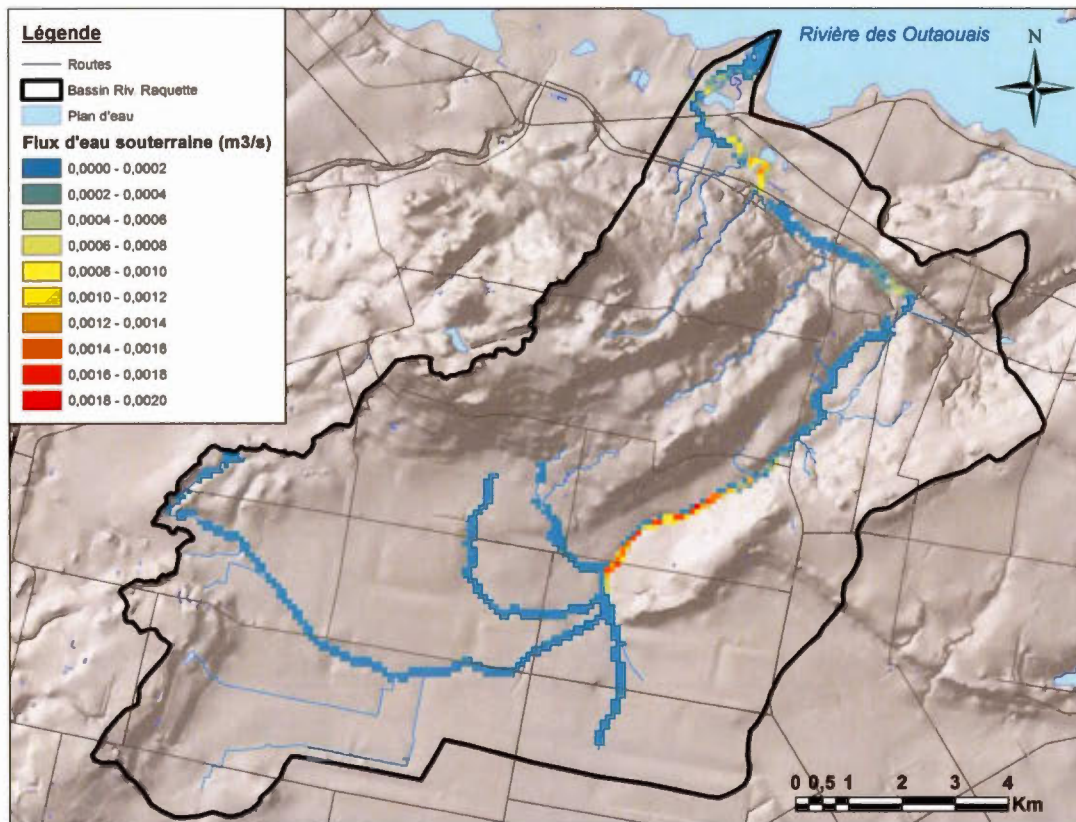


Figure 5.7 : Localisation des flux échangés entre l'aquifère et la rivière lors de la modélisation (journée du 25 août 2014)

plus grands ($0.0432 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$) que ceux mesurés ($0.0221 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$). Cette surestimation semble associée à la conductivité hydraulique élevée de l'unité sableuse en contact avec la rivière. Tel que mentionné précédemment, une seule conductivité hydraulique caractérise l'ensemble des sables du bassin à l'étude. L'augmentation du débit simulé entre 17.5 et 27.5 km est comparable à celui mesuré.

À 27.5 km, le débit augmente considérablement puisque les charges hydrauliques du secteur sont surestimées et la rivière modélisée s'écoule sur l'unité de sable, ce qui constitue des conditions favorables à la décharge aquifère. À l'exutoire, le débit simulé est environ le double de celui mesuré.

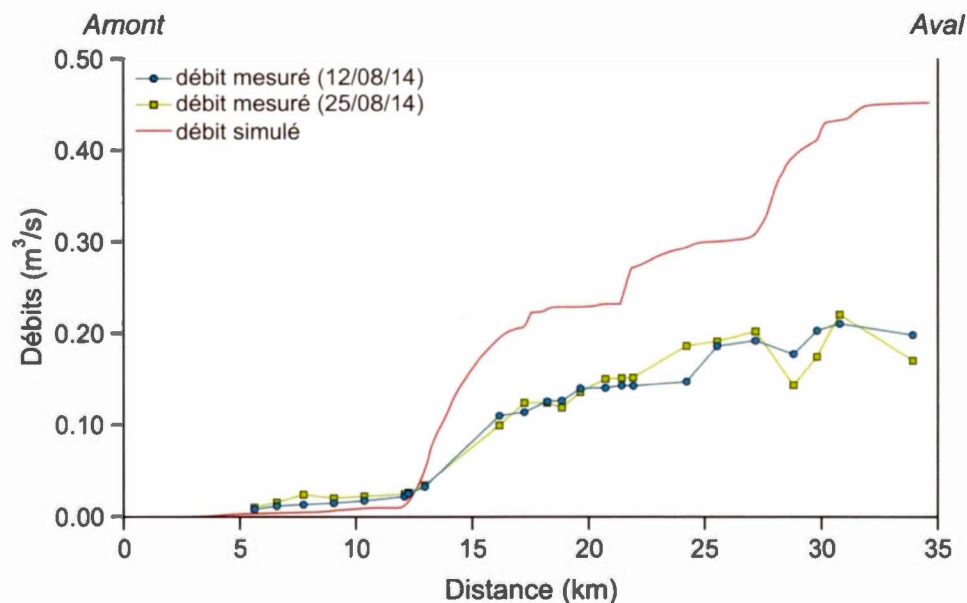


Figure 5.8 : Débits d'étiage amont-aval simulés pour la journée du 25 août 2014

La Figure 5.9 présente la fluctuation des débits de base simulés dans les trois zones au cours des deux années hydrologiques. Dans la plaine argileuse en amont, le débit de base est stable au fil des mois et équivaut à $0.02 \text{ m}^3/\text{s}$. Dans la partie centrale caractérisée par la vallée de Sainte-Marthe, l'apport d'eau souterraine varie légèrement de 0.09 à $0.11 \text{ m}^3/\text{s}$. De la même manière, les débits de base de la partie

avale varie légèrement de 0.05 à 0.07 m³/s. Les débits de base simulés dans les zones aval et centrale diminuent entre les mois de juillet et mars, particulièrement lors des mois sans apports verticaux. Les débits de base augmentent de mars à juillet en présentant un retard par rapport aux apports verticaux. Ce comportement indique que les flux d'eau souterraine vers la rivière à la Raquette dépendent de l'emmagasinement dans le milieu saturé. Il y a peu de variation d'emmagasinement dans l'unité argileuse en raison de la constance des apports d'eau souterraine dans la partie amont.

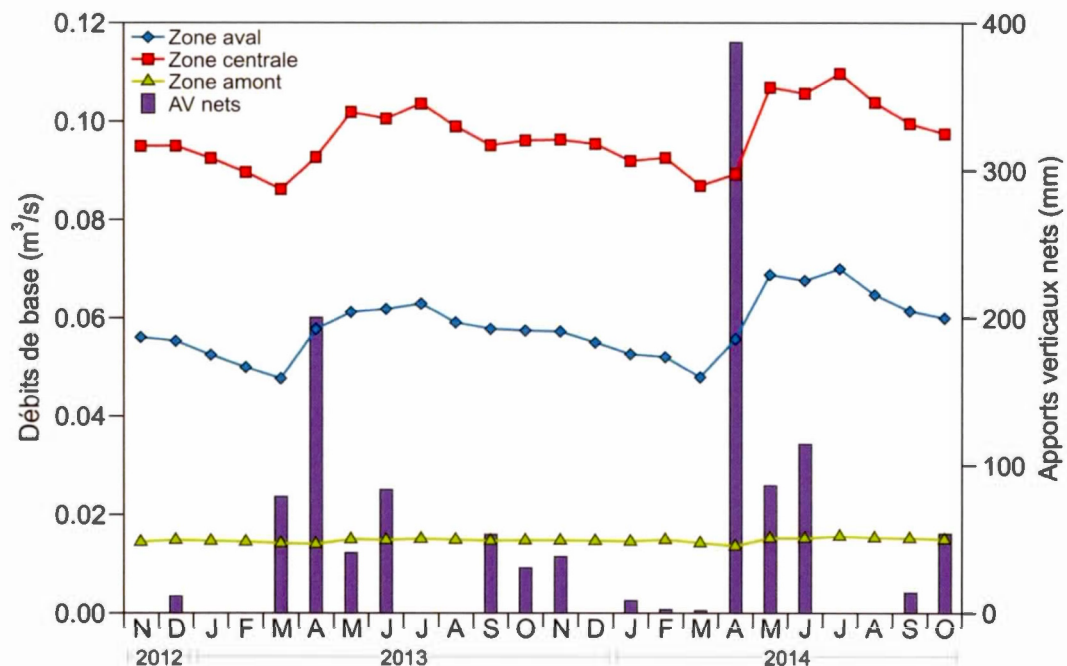


Figure 5.9 : Débits de base simulés dans les parties amont, centrale et aval du bassin versant de la rivière à la Raquette

Les débits de base simulés sont nettement inférieurs aux valeurs mensuelles calculées par le filtre d'Eckhardt et par l'analyse de fréquence (entre 0.05 et 6.39 m³/s). Lors des événements de pluie ou de fonte, les débits de base simulés restent très faibles et ils deviennent donc négligeables par rapports aux débits attribuables au processus de ruissellement. Pour l'année hydrologique de novembre 2013 à octobre 2014, les

débits de base simulés correspondent à 15% du débit total simulé. Les valeurs faibles et constantes des débits de bases simulés pourraient être causées par le coefficient d'échange (*leakage coefficient*) qui contrôle les flux échangés entre l'aquifère et la rivière. Dans le modèle du bassin de la rivière à la Raquette, l'approche classique qui consiste à garder constant le coefficient d'échange a été utilisée. Or, le coefficient d'échange est dynamique temporellement en fonction des processus d'érosion et de sédimentation, de la température de l'eau et du niveau d'eau en rivière (Blaschke *et al.*, 2003; Doppler *et al.*, 2007).

5.3 Synthèse

Les résultats de calage ont démontré que le modèle simule bien les charges hydrauliques aux 154 puits d'observation (RMSE de 8.77 m, MEA de 6.85 m et ME de -1.24 m). Toutefois, les charges hydrauliques sont grandement surestimées dans la plaine au nord du mont Rigaud, ce qui cause une surestimation des débits de base à proximité de la sablière. Bien que les amplitudes des charges simulées en transitoire soient comparables à celles mesurées, seulement deux des cinq charges reproduisent convenablement le comportement réel des nappes. La difficulté associée au calage des charges hydrauliques est attribuable aux propriétés hydrauliques uniformément distribuées au sein des unités hydrostratigraphiques.

Le modèle simule bien les débits aux trois stations hydrométriques (NSE de 0.62 à 0.75). Les pics de crue simulés sont sous-estimés d'environ 33 à 42% (PEP), alors que les débits moyens simulés sont de 7 à 34 % inférieurs à ceux observés (F_{bal}). La sous-estimation des débits est attribuable aux erreurs dans la courbe de tarage, ainsi qu'à la simplification algébrique utilisée pour représenter les processus d'évapotranspiration et d'infiltration.

En période d'étiage, les flux d'eau souterraine sont surestimés dans la vallée de Sainte-Marthe et près de la sablière, alors le débit simulé à l'exutoire est près de deux fois supérieures à celui mesuré. Les débits de base simulés varient peu et ils sont

nettement inférieurs aux débits de bases calculés mensuellement par les méthodes d'Eckhardt et de l'analyse de fréquence. La faible variation des débits de base simulés pourrait être expliquée par le coefficient d'échange qui a été distribué uniformément, alors que ce paramètre varie probablement dans l'espace.

CHAPITRE VI

CONCLUSION

Situé à proximité de Montréal, le bassin de la rivière à la Raquette est entièrement compris sur le territoire de Vaudreuil-Soulanges, ce dernier se caractérise d'ailleurs depuis les dernières années par une augmentation de la population. La ressource en eau souterraine de ce secteur est sous pression, puisque la majorité de la population utilise l'eau souterraine comme source d'approvisionnement en eau. Puisque l'eau souterraine contribue aux débits en rivière dans la rivière à la Raquette, une diminution des niveaux de nappes risque de réduire les apports d'eau souterraine en rivière.

L'objectif général de ce projet de recherche était de comprendre et simuler les écoulements souterrains et superficiels sur le bassin versant de la rivière à la Raquette. Les objectifs spécifiques visaient 1) à caractériser l'hydrologie du bassin versant de la rivière à la Raquette en mettant l'emphase sur les interactions entre l'eau de surface et l'eau souterraine, 2) à développer un modèle hydrostratigraphique 3D du bassin d'étude et 3) à développer un modèle hydrologique couplé, permettant de simuler les interactions entre l'eau de surface et l'eau souterraine.

En plus d'utiliser des approches classiques pour décrire les écoulements souterrains et de surface, ce travail utilise une approche par modélisation couplée à l'échelle du bassin versant, soit la première application du modèle numérique Mike SHE au Québec. Ainsi, ce mémoire contribuera à une meilleure compréhension des eaux souterraines et donc à une amélioration de la gestion intégrée de l'eau dans la région densément peuplée de Vaudreuil-Soulanges, où les pressions sur les ressources en eaux souterraines sont importantes.

Le bassin de la rivière à la Raquette a été instrumenté de trois stations hydrométriques et de cinq sondes à niveau d'eau souterraine. Pour la période hors-gel, soit du 1^{er} avril au 31 octobre, le débit total enregistré en aval du bassin est de 380 mm en 2013 et de 557 mm en 2014. Au cours de cette période, les débits de base calculés selon la méthode d'Eckhardt sont de 167 mm (44%) et de 207 mm (37%) pour 2013 et 2014. Les débits de base calculés avec la méthode du 90^e percentile sont plutôt de 109 mm (29%) et 120 mm (22%). En se basant sur les valeurs issues du filtre d'Eckhardt, la portion du débit total attribuable aux apports d'eau souterraine est supérieure à ce qui a été mesuré sur divers bassins versants du Québec méridional. En période d'étiage, les débits mesurés en rivière varient entre 0.008 et 0.220 m³/s. Les mesures longitudinales de débit en période d'étiage ont permis de localiser le principal apport d'eau souterraine dans la vallée de Sainte-Marthe. À cet endroit, le segment de rivière reçoit un flux d'eau souterraine de 0.022 m³/s/km.

Les travaux antérieurs et les travaux de terrain exercés dans le cadre de ce travail ont permis de produire une carte piézométrique de l'aquifère rocheux et un modèle hydrogéologique conceptuel du bassin versant. En raison de la grande conductivité hydraulique du grès du Potsdam, cette unité rocheuse correspond à l'aquifère régional. Ce dernier est généralement confiné par l'imposant couvert argileux (jusqu'à 45 m d'épaisseur). Le secteur amont du bassin est caractérisé par une plaine argileuse sous laquelle un dépôt granulaire comble une dépression rocheuse. Le secteur central est marqué par l'encaissement de la rivière dans les dépôts silto-

argileux entre les reliefs topographiques du mont Rigaud et de la butte de Sainte-Marthe. À la jonction avec la route 201, ainsi qu'à proximité de Hudson, la rivière s'écoule directement sur le grès du Potsdam. En aval, la rivière s'écoule en partie sur les dépôts fluvioglaciaires sablo-graveleux.

Un modèle couplé Mike SHE du bassin a été développé à l'aide des informations amassées pour les deux premiers objectifs. Ce modèle a été simulé en transitoire sur une période de deux années hydrologiques, soit de novembre 2012 à octobre 2014. Les processus représentés dans le modèle hydrologique sont l'écoulement en zone saturée, l'écoulement en rivière et le ruissellement. Les processus d'évapotranspiration et d'infiltration ont été simplifiés à l'aide d'une solution algébrique, ce qui semble causer une sous-estimation de 33 à 42% des débits de crue. Selon la qualité de l'ajustement des charges hydrauliques simulées (RMSE de 8.77 m) et des débits simulés (NSE de 0.62 à 0.75), le modèle Mike SHE reproduit raisonnablement l'hydrodynamique de surface et souterrain du bassin de la rivière à la Raquette. Les flux modélisés entre l'aquifère et la rivière varient faiblement au cours de la période de simulation. Dans la partie amont du bassin, les apports d'eau souterraine sont faibles et constants ($0.02 \text{ m}^3/\text{s}$). Dans la partie centrale, le débit de base varie entre 0.09 et $0.11 \text{ m}^3/\text{s}$, alors que la partie aval est caractérisée par un débit de base variant entre 0.05 et $0.07 \text{ m}^3/\text{s}$. Les reliefs rapprochés du mont Rigaud et la butte de Sainte-Marthe font converger les écoulements souterrains vers la rivière, ce qui résulte en une augmentation du débit de base à cet endroit. Les zones susceptibles de modifier la quantité et la qualité de l'eau en rivière sont donc situés entre ces deux reliefs. La butte de Sainte-Marthe est notamment caractérisée par des dépôts sableux en surface, soit un milieu favorable à la migration des contaminants.

Lors de travaux subséquents, il serait intéressant de préciser le contexte stratigraphique dans la vallée de Sainte-Marthe et d'instrumenter ce secteur de piézomètres afin de mieux décrire les interactions aquifère-rivières. Il serait également possible de perfectionner le modèle numérique Mike SHE du bassin de la

rivière à la Raquette en y incluant la représentation explicite des processus d'évapotranspiration et d'infiltration.

Puisque l'eau souterraine contribue au débit en rivière dans la plupart des contextes physiographiques et climatiques, la modélisation couplée pourrait être utilisée dans divers contextes, au Québec comme ailleurs, afin de jauger l'impact des scénarios futurs (e.g. nouveaux ouvrages de captage, changements de zonage du territoire, changements climatiques) sur les interactions aquifère-rivières.

RÉFÉRENCES

- Al-Khudhairy, D. H. A., Thompson, J. R., Gavin, H., et Hamm, N. A. S. (1999). Hydrological modelling of a drained grazing marsh under agricultural land use and the simulation of restoration management scenarios. *Hydrological Sciences Journal*, 44(6), 943-971
- Ancil, F., Rousselle, J., et Lauzon, N. (2012). *Hydrologie: Cheminement de l'eau*. 2e Edition. Collection Cours. Montréal, Canada: Presses Internationales Polytechnique. 418 p.
- Andersen, J., Refsgaard, J. C., et Jensen, K. H. (2001). Distributed hydrological modelling of the Senegal River basin; model construction and validation. *Journal of Hydrology*, 247(3-4), 200-214
- Anderson, M. P. (2005). Heat as a Ground Water Tracer. *Ground Water*, 43(6), 951-968
- Anderson, T., Matthews Jr, J., Mott, R., et Richard, S. (1990). The Sangamonian Pointe-Fortune site, Ontario-Quebec border. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(3), 271-287
- Aquaveo. (2014). Groundwater Modeling System (GMS). Page consultée: http://gmsdocs.aquaveo.com/GMS_User_Manual_v9.1.pdf. Provo, Utah , United States. 697 p.
- Banks, W. S. L., Paylor, R. L., et Hughes, W. B. (1996). Using Thermal-Infrared Imagery to Delineate Ground-Water Discharged. *Ground Water*, 34(3), 434-443
- Bellemare, Y. (2000). *Inventaire des carrières de pierre, région du sud-ouest du Québec (SNRC 031F, 031G, 031K et 031H/13)*. MB 2000-01. Ministère des ressources naturelles du Québec. Charlesbourg, Québec, Canada. 150 p.
- Beven, K. J. (1996). Chapter 13A: A discussion of distributed hydrological modelling, dans *Distributed Hydrological Modelling*, Michael B. Abbott & Jens Christian Refsgaard (éd.), Springer, Amsterdam, Netherlands. pp. 255-278
- Blaschke, A. P., Steiner, K.-H., Schmalfluss, R., Gutknecht, D., et Sengschmitt, D. (2003). Clogging Processes in Hyporheic Interstices of an Impounded River, the Danube at Vienna, Austria. *International Review of Hydrobiology*, 88(3-4), 397-413

- Bloomfield, J. P., Allen, D. J., et Griffiths, K. J. (2009). Examining geological controls on baseflow index (BFI) using regression analysis: An illustration from the Thames Basin, UK. *Journal of Hydrology*, 373(1–2), 164-176
- Bostock, H. S. (1972). Subdivisions physiographiques du Canada, dans *Géologie des ressources minérales du Canada*, Commission géologique du Canada, Ottawa, Canada. pp. 12 - 34
- Bourgault, M., Larocque, M., et Roy, M. (2014). Simulation of aquifer-peatland-river interactions under climate change. *Hydrology Research*, 45(3), 425-440
- Brodie, R., et Hostetler, S. (2005). *A review of techniques for analysing baseflow from stream hydrographs*. Paper presented at the Proceedings of the NZHS-IAH-NZSSS 2005 conference, Auckland, New-Zealand, 13 p.
- Brodie, R., Hostetler, S., et Slatter, E. (2007). *Q-Lag: A new hydrographic approach to understanding stream-aquifer connectivity*. no. 2601. 72 p.
- Brodie, R., Hostetler, S., et Slatter, E. (2008). Comparison of daily percentiles of streamflow and rainfall to investigate stream-aquifer connectivity. *Journal of Hydrology*, 349(1–2), 56-67
- Brunke, M., et Gonser, T. (1997). The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater biology*, 37(1), 1-33
- Camporese, M., Paniconi, C., Putti, M., et Orlandini, S. (2010). Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data. *Water Resources Research*, 46(2), 22
- Carter, R. W., et Anderson, I. E. (1963). Accuracy of current meter measurements. *J. Hydraulics Division, Proc. ASCE*, 4(1), 105-115
- Chapman, T. G. (1991). Comment on “Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses” by R. J. Nathan and T. A. McMahon. *Water Resources Research*, 27(7), 1783-1784
- Charron, J. E. (1978). *Étude hydrochimique de l'écoulement souterrain dans l'interfluve de la rivière des Outaouais et du fleuve Saint-Laurent* Environnement Canada. Ottawa, Canada. 28 p.
- Chen, X., et Shu, L. (2002). Stream-Aquifer Interactions: Evaluation of Depletion Volume and Residual Effects from Ground Water Pumping. *Groundwater*, 40(3), 284-290
- Conant, B. (2004). Delineating and Quantifying Ground Water Discharge Zones Using Streambed Temperatures. *Ground Water*, 42(2), 243-257

- Constantz, J., et Thomas, C. L. (1996). The Use of Streambed Temperature Profiles to Estimate the Depth, Duration, and Rate of Percolation Beneath Arroyos. *Water Resources Research*, 32(12), 3597-3602
- Constantz, J., Thomas, C. L., et Zellweger, G. (1994). Influence of diurnal variations in stream temperature on streamflow loss and groundwater recharge. *Water Resources Research*, 30(12), 3253-3264
- Consulteaux. (1994). *Recherche en eau souterraine : Aménagement des puits PE1, PE2 et PE3*. no. 584. Saint-Lazare, Canada: Groupe Consulteaux Inc. 89 p.
- Consulteaux. (2004). *Étude hydrogéologique: Puits Sainte-Marie, Saint-Clet (Québec)*. no. 1005-03-16-06. Saint-Clet, Canada: Groupe Consulteaux Inc. 15 p.
- Cook, A. (2012). *Development of an Integrated Surface and Subsurface Model of Everglades National Park*. (Msc), Florida International University, Miami, Florida, United States. 84 p.
- Cook, P. G., Favreau, G., Dighton, J. C., et Tickell, S. (2003). Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers. *Journal of Hydrology*, 277(1-2), 74-88
- Cooper, H. H., et Jacob, C. E. (1946). A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 27(4), 526-534
- Coplen, T., Herczeg, A., et Barnes, C. (2000). Isotope Engineering - Using Stable Isotopes of the Water Molecule to Solve Practical Problems, dans *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*, PG Cook & AL Herczeg (éd.), Springer US, New York, USA. pp. 79-110
- Corbeil, P. (1984). *Géologie du Quaternaire de la région de Rigaud/Rivière-Beaudette (Québec) : Quelques applications à l'environnement*. Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada. 103 p.
- Croteau, A., Nastev, M., et Lefebvre, R. (2010). Groundwater Recharge Assessment in the Chateauguay River Watershed. *Canadian Water Resources Journal*, 35(4), 451-468
- Darcy, H. (1856). *Les fontaines publiques de la Ville de Dijon. Exposition et application à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau*. Paris, France. 647 p.
- Desbarats, A. J., Logan, C. E., Hinton, M. J., et Sharpe, D. R. (2002). On the kriging of water table elevations using collateral information from a digital elevation model. *Journal of Hydrology*, 255(1-4), 25-38

- DHI. (2007). *Mike SHE user manual, Volume 1: User guide*. Hørsholm, Danemark. 396 p.
- Domenico, P., et Mifflin, M. (1965). Water from low-permeability sediments and land subsidence. *Water Resources Research*, 1(4), 563-576
- Domenico, P. A., et Schwartz, F. W. (1990). *Physical and chemical hydrogeology*. New York, USA: John Wiley & Sons. 824 p.
- Doppler, T., Franssen, H.-J. H., Kaiser, H.-P., Kuhlman, U., et Stauffer, F. (2007). Field evidence of a dynamic leakage coefficient for modelling river-aquifer interactions. *Journal of Hydrology*, 347(1-2), 177-187
- Eckhardt, K. (2005). How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, 19(2), 507-515
- Envir-Eau. (2007). *Conformité à l'article 25 du Règlement sur le captage des eaux souterraines, Puits Joly, Municipalité de Rigaud (Québec)*. no. HB6592-00-00. Rigaud, Canada: Envir-Eau Inc. 11 p.
- Farvolden, R. N. (1963). Geologic controls on ground-water storage and base flow. *Journal of Hydrology*, 1(3), 219-249
- Fetter, C. W. (1994). *Applied hydrogeology*. Third Edition. New York, USA: Macmillan. 691 p.
- Feyen, L., Vázquez, R., Christiaens, K., Sels, O., et Feyen, J. (2000). Application of a distributed physically-based hydrological model to a medium size catchment. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4(1), 47-63
- Fleckenstein, J. H., Krause, S., Hannah, D. M., et Boano, F. (2010). Groundwater-surface water interactions: New methods and models to improve understanding of processes and dynamics. *Advances in Water Resources*, 33(11), 1291-1295
- Foratek. (1979). *Évaluation d'une nappe d'eau souterraine: Lot 245-3, paroisse St-Lazare, Comté Vaudreuil (Québec)*. no. 358. Dorval (Québec): Foratek International Inc. 22 p.
- Foratek. (1990). *Puits d'essai et expertises hydrogéologiques à Sainte-Justine-de-Newton*. no. 1149. Dorval, Québec, Canada: Foratek Inc. 40 p.
- Frana, A. S. (2012). *Applicability of MIKE SHE to simulate hydrology in heavily tile drained agricultural land and effects of drainage characteristics on hydrology*. (Master of Science), Iowa State University, Ames, Iowa, USA. Retrieved from <http://lib.dr.iastate.edu/etd/12859> no. 12859. 150 p.
- Fread, D. L. (1993). Flow Routing, dans *Handbook of Hydrology*, DR Maidment (éd), McGraw-Hill, New York, USA. pp. 10.11-10.36

- Freeze, R. A., et Cherry, J. (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall Inc. New Jersey, USA. 604 p.
- Freeze, R. A., et Harlan, R. (1969). Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology*, 9(3), 237-258
- Furman, A. (2008). Modeling coupled surface–subsurface flow processes: A review. *Vadose Zone Journal*, 7(2), 741-756
- Gadd, N. R. (1971). *Pleistocene geology of the central St. Lawrence lowland*. memoir 359. Geological Survey of Canada. Ottawa, Canada. 153 p.
- Gadd, N. R., Richard, S. H., et Grant, D. R. (1981). *Pre-last glacial organic remains in Ottawa Valley*. Current Research part C. Vol. 81-1C. Ottawa, Canada: Geological Survey of Canada. pp. 65-66
- Gallardo, A., Reyes-Borja, W., et Tase, N. (2005). Flow and patterns of nitrate pollution in groundwater: a case study of an agricultural area in Tsukuba City, Japan. *Environmental geology*, 48(7), 908-919
- GéoBase. (2012). Données numériques d'élévation du Canada (DNEC), 1/50 000. Données obtenues le 10 janvier 2013, de Gouvernement du Canada, <http://www.geobase.ca/geobase/fr/data/cded/index.html>
- GéoMont. (2011). *Acquisition des données LiDAR - Secteurs de la Vallée-du-Haut-Saint-Laurent et Châteauguay & Vallée-du-Richelieu*. Saint-Hyacinthe, Canada. 38 p.
- Globensky, Y. (1982). *Région de Vaudreuil*. RG-199. Ministère de l'énergie et des ressources. Québec, Canada. 59 p.
- Globensky, Y. (1987). *Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent*. MM 85-02. Ministère de l'énergie et des ressources. Québec, Canada. 63 p.
- Goldthwait, J. W. (1913). Marine Submergence At Montreal, Covey Hill and Rigaud Mountain, Quebec, dans *Summary Report (1913)*, Geological Survey of Canada, Ottawa, Canada. 211 p.
- Gonfiantini, R., Fröhlich, K., Araguas-Araguas, L., et Rozanski, K. (1998). Isotopes in groundwater hydrology, dans *Isotope tracers in catchment hydrology*, Kendall C & McDonnell JJ (éds), Elsevier, Amsterdam, Netherlands. pp. 203-246
- Green, I. R. A., et Stephenson, D. (1986). Criteria for comparison of single event models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(3), 395-411
- Greig, S. C. (1968). *The geology of the Rigaud Mountain, Quebec*. (Master of Science), McGill University, Montreal, Canada. 124 p.

- Gunduz, O., et Aral, M. M. (2005). River networks and groundwater flow: a simultaneous solution of a coupled system. *Journal of Hydrology*, 301(1-4), 216-234
- Güntner, A., Uhlenbrook, S., Seibert, J., et Leibundgut, C. (1999). Multi-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment. *Hydrological Processes*, 13(11), 1603-1620
- Gwyn, Q., et Girard, K. (1975). *Carte - Quaternary geology, Vaudreuil - Huntingdon area, southern Ontario*. Toronto, Canada: Ontario Division of Mines
- Hansen, E. A. (1975). Some Effects of Groundwater on Brown Trout Redds. *Transactions of the American Fisheries Society*, 104(1), 100-110
- Harmel, R., Cooper, R., Slade, R., Haney, R., et Arnold, J. (2006). Cumulative uncertainty in measured streamflow and water quality data for small watersheds. *Transactions-American Society of Agricultural Engineers*, 49(3), 689
- Harvey, J. W., et Bencala, K. E. (1993). The effect of streambed topography on surface-subsurface water exchange in mountain catchments. *Water Resources Research*, 29(1), 89-98
- Havnø, K., Madsen, M., Dørge, J., et Singh, V. (1995). MIKE 11 - a generalized river modelling package, dans *Computer models of watershed hydrology*, VP Singh (éd.), Water Resources Publication, Colorado, USA. pp. 733-782
- Hayashi, M., et Rosenberry, D. O. (2002). Effects of ground water exchange on the hydrology and ecology of surface water. *Groundwater*, 40(3), 309-316
- Hendricks, S. P., et White, D. S. (1991). Physicochemical Patterns within a Hyporheic Zone of a Northern Michigan River, with Comments on Surface Water Patterns. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 48(9), 1645-1654
- Henriksen, H. J., Troldborg, L., Nyegaard, P., Sonnenborg, T. O., Refsgaard, J. C., et Madsen, B. (2003). Methodology for construction, calibration and validation of a national hydrological model for Denmark. *Journal of Hydrology*, 280(1), 52-71
- Hewlett, J. D., et Hibbert, A. R. (1967). Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *Forest hydrology*, 275-290
- Hill, M. C., Lennon, G., Brown, G., Hebson, C., et Rheaume, S. (1992). *Geohydrology of, and simulation of ground-water flow in, the valley-fill deposits in the Ramapo River valley, New Jersey*. no. 90-4151. West Trenton, New Jersey, USA: United States Geological Survey. 92 p.

- Hobson, G. D., et Tremblay, J. J. L. (1962). *Région cartographiée de Vaudreuil (Québec): Partie I - Hydrogéologie de la moitié est et Partie II - Application de la méthode sismique pour déterminer la profondeur de la roche en place*. Études 61-20 et Carte 30-1961. Commission géologique du Canada. Ottawa, Canada. 18 p.
- Hofmann, H. J. (1972). *Excursion B-O3 : Stratigraphie de la région de Montréal*, Montréal, Canada. 34 p.
- Hvorslev, M. (1951). *Time lag and soil permeability in groundwater observations*. no. 36. Corps of Engineers, United States Army. Vicksburg, Mississippi, USA. 50 p.
- HYDAT. (2014). *Hydrometric Data (HYDAT), Station Sainte-Anne-de-Bellevue (02OA013)* Environnement Canada Retrieved from <http://www.wsc.ec.gc.ca/applications/H2O/index-eng.cfm>
- HydroQuébec. (2014). *Données 2013-2014 des niveaux d'eau de la rivière des Outaouais en aval de la centrale de Carillon* Données non-publiées, mais qui nous ont été transmises personnellement.
- Im, S., Kim, H., Kim, C., et Jang, C. (2009). Assessing the impacts of land use changes on watershed hydrology using MIKE SHE. *Environmental geology*, 57(1), 231-239
- Irvine, D. J., Brunner, P., Franssen, H.-J. H., et Simmons, C. T. (2012). Heterogeneous or homogeneous? Implications of simplifying heterogeneous streambeds in models of losing streams. *Journal of Hydrology*, 424–425, 16-23
- Jayatilaka, C. J., Storm, B., et Mudgway, L. B. (1998). Simulation of water flow on irrigation bay scale with MIKE-SHE. *Journal of Hydrology*, 208(1–2), 108-130
- Johnson, A. I. (1967). *Specific yield: compilation of specific yields for various materials*. Washington, USA: US Government Printing Office. 74 p.
- Jolly, I., et Rassam, D. (2009). *A review of modelling of groundwater-surface water interactions in arid/semi-arid floodplains*. 18th World IMACS Congress and MODSIM09 International Congress on Modelling and Simulation. Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand and International Association for Mathematics and Computers in Simulation. Cairns, Australia. pp. 3088-3094
- Jones, J. P., Sudicky, E. A., et McLaren, R. G. (2008). Application of a fully-integrated surface-subsurface flow model at the watershed-scale: A case study. *Water Resources Research*, 44(3)

- Kalbus, E., Reinstorf, F., et Schirmer, M. (2006). Measuring methods for groundwater-surface water interactions: a review. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10(6), 873-887
- Kampf, S. K., et Burges, S. J. (2007). A framework for classifying and comparing distributed hillslope and catchment hydrologic models. *Water Resources Research*, 43(5)
- Kelly, S. E., et Murdoch, L. C. (2003). Measuring the Hydraulic Conductivity of Shallow Submerged Sediments. *Ground Water*, 41(4), 431-439
- Kendall, C., et McDonnell, J. J. (1998). *Isotope tracers in catchment hydrology*. Kendal C and McDonnell JJ (eds). Amsterdam, Netherlands: Elsevier. 839 p.
- Kennedy, E. J. (1984). *Discharge ratings at gaging stations*. Washington, USA: US Government Printing Office. 59 p.
- Knox, J. C. (2001). Agricultural influence on landscape sensitivity in the Upper Mississippi River Valley. *Catena*, 42(2-4), 193-224
- Konikow, L. F., et Kendy, E. (2005). Groundwater depletion: A global problem. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 317-320
- Kottegoda, N., et Natale, L. (1994). Two-component log-normal distribution of irrigation-affected low flows. *Journal of Hydrology*, 158(1), 187-199
- Lajoie, P., et Stobbe, P. (1951). *Étude des sols des comtés de Soulanges et de Vaudreuil dans la province de Québec*, Ottawa. 73 p.
- Lambert, P. (1973). *Géomorphologie des environs d'Oka*. (Maitrise), Université de Montréal, Montréal, Canada.
- Larocque, M., Meyzonnat, G., Ouellet, M. A., Graveline, M. H., Gagné, S., Barnette, D., et Dorner, S. (2015). *Projet de connaissance des eaux souterraines de la zone de Vaudreuil-Soulanges : Rapport scientifique*. Rapport déposé au ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements Climatiques. Montréal, Canada: Université du Québec à Montréal. 189 p.
- Lavigne, M.-A., Nastev, M., et Lefebvre, R. (2010). Numerical Simulation of Groundwater Flow in the Chateauguay River Aquifers. *Canadian Water Resources Journal*, 35(4), 469-486
- Lee, D. R. (1977). A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnology and Oceanography*, 22(1), 140-147
- Leibundgut, C., Maloszewski, P., et Külls, C. (2009). Artificial Tracers, dans *Tracers in Hydrology*, John Wiley & Sons, Ltd, West Sussex, UK. pp. 57-122

- Leigh, D. S. (2008). Late Quaternary climates and river channels of the Atlantic Coastal Plain, Southeastern USA. *Geomorphology*, 101(1–2), 90-108
- Libelo, E. L., et MacIntyre, W. G. (1994). Effects Of Surface-Water Movement On Seepage-Meter Measurements Of Flow Through The Sediment-Water Interface. *Applied Hydrogeology*, 2(4), 49-54
- Lutz, A., Thomas, J. M., Pohll, G., et McKay, W. A. (2007). Groundwater resource sustainability in the Nabogo Basin of Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 49(3), 61-70
- MacClintock, P. (1965). *Pleistocene geology of the St. Lawrence lowland*. New York State Museum and Science Service, no. 394. Albany, USA: University of the State of New York. 152 p.
- McCallum, A. M., Andersen, M. S., Giambastiani, B. M. S., Kelly, B. F. J., et Ian Acworth, R. (2013). River–aquifer interactions in a semi-arid environment stressed by groundwater abstraction. *Hydrological Processes*, 27(7), 1072-1085
- McCuen, R. H. (2004). *Hydrologic analysis and design*. Third Edition. Upper Saddle River, New Jersey, USA: Prentice Hall. 888 p.
- McDonald, M. G., et Harbaugh, A. W. (1988). *A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model*, no. 83-875. U.S. Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations, Book 6, Chapter A1. Washington, USA. 528 p.
- MDDELCC. (2013). Système d'information hydrogéologique - SIH. Base de données provenant de: <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/> 12 novembre 2013
- MDDELCC. (2014a). *Climatologie*. Direction du suivi de l'état de l'environnement. Québec, Canada: Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques
- MDDELCC. (2014b). Programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines. Page consultée le 19 juin 2014, de <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/eau/souterraines/programmes/acquisition-connaissance.htm>
- MRN. (2003). *Ressources minérales de la grande région de Montréal*. no. DV 2001-09. Ministère des ressources naturelles du Québec. Québec, Canada. 65 p.
- Mujumdar, P. P. (2001). Flood wave propagation. *Resonance*, 6(5), 66-73
- Nash, J., et Sutcliffe, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282-290

- Nastev, M., Morin, R., Godin, R., et Rouleau, A. (2008). Developing conceptual hydrogeological model for Potsdam sandstones in southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 16(2), 373-388
- Nastev, M., Savard, M. M., Lapcevic, P., Lefebvre, R., et Martel, R. (2004). Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers, south-western Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 12(3), 257-269
- Owen, M. (1991). Groundwater Abstraction and River Flows. *Water and Environment Journal*, 5(6), 697-702
- Panday, S., et Huyakorn, P. S. (2004). A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Advances in Water Resources*, 27(4), 361-382
- Pelletier, M., Lalonde, J.-P., et Chouinard, N. (1985). *Géochimie des eaux souterraines dans la région de Montréal : Données brutes et carte de compilation*. no. DV 84-15. Ministère de l'énergie et des ressources. Québec, Canada. 437 p.
- Pelletier, P. M. (1988). Uncertainties in the single determination of river discharge: a literature review. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 15(5), 834-850
- Poirier, C. (2012). *Estimation préliminaire des débits de base à des sites de stations hydrométriques du Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ)*. 39 diapositives
- Power, G., Brown, R. S., et Imhof, J. G. (1999). Groundwater and fish—insights from northern North America. *Hydrological Processes*, 13(3), 401-422
- Price, K. (2011). Effects of watershed topography, soils, land use, and climate on baseflow hydrology in humid regions: A review. *Progress in Physical Geography*, 35(4), 465-492
- Prudic, D. E. (1989). Documentation of a computer program to simulate stream-aquifer relations using a modular, finite-difference, ground-water flow model. Available from Books and Open Files Report Section USGS Box 25425, Denver, CO 80225. *USGS Open-File Report 88-729*, 1989. 113 p, 16 fig, 2 tab, 6 ref, 3 append.
- Qu, Y., et Duffy, C. J. (2007). A semidiscrete finite volume formulation for multiprocess watershed simulation. *Water Resources Research*, 43(8)
- Québec-Pêche. (2011). Forum: cartes Navionics. Page consultée le 12 décembre 2014, de <http://www.quebecpeche.com/forums/index.php?/topic/107701-cartes-navionics/>

- Refsgaard, J., et Storm, B. (1995). MIKE SHE, dans *Computer Models of Watershed Hydrology*, VP Singh (éd.), Water Resources Publication, Colorado, USA. pp. 809-846
- Refsgaard, J. C. (1997). Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 198(1-4), 69-97
- Refsgaard, J. C., Thorsen, M., Jensen, J. B., Kleeschulte, S., et Hansen, S. (1999). Large scale modelling of groundwater contamination from nitrate leaching. *Journal of Hydrology*, 221(3-4), 117-140
- Richard, S. H. (1978). *Age of Champlain Sea and "Lampsilis Lake" episode in the Ottawa-St Lawrence lowlands*. RG Blackadar, PJ Griffin, H Dumych, ERW Neale (éd.). Current Research part C. Vol. Études no. 78-1C. Ottawa, Canada: Geological Survey of Canada. pp. 23-28
- Richard, S. H. (1982). *Carte - Géologie de Surface, Vaudreuil, Québec-Ontario*. Carte 1488A. Commission Géologique du Canada.
- Ronan, A. D., Prudic, D. E., Thodal, C. E., et Constantz, J. (1998). Field study and simulation of diurnal temperature effects on infiltration and variably saturated flow beneath an ephemeral stream. *Water Resources Research*, 34(9), 2137-2153
- Rosenberry, D. O., LaBaugh, J. W., et Hunt, R. J. (2008). Use of Monitoring Wells, Portable Piezometers, and Seepage Meters to Quantify Flow Between Surface Water and Ground Water, dans *Field techniques for estimating water fluxes between surface water and ground water: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 4-D2*, USGS, Virginia, USA. 128 p.
- Ross, M. (2004). *Stratigraphie et architecture des formations quaternaires au nord-ouest de Montréal - Applications en hydrogéologie régionale*. (PhD.), Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada. 319 p.
- Roy, M., et Godbout, P.-M. (2014). *Cartographie des formations superficielles de la région de Vaudreuil-Soulanges, sud-ouest du Québec*. (Rapport présenté au Ministère des Ressources Naturelles du Québec), Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada. 25 p.
- Rozemeijer, J. C., et Broers, H. P. (2007). The groundwater contribution to surface water contamination in a region with intensive agricultural land use (Noord-Brabant, The Netherlands). *Environmental Pollution*, 148(3), 695-706
- Rushton, K. R., et Tomlinson, L. M. (1979). Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers. *Journal of Hydrology*, 40(1-2), 49-65
- Rutqvist, J., Noorishad, J., Tsang, C.-F., et Stephansson, O. (1998). Determination of fracture storativity in hard rocks using high-pressure injection testing. *Water Resources Research*, 34(10), 2551-2560

- Sahoo, G. B., Ray, C., et De Carlo, E. H. (2006). Calibration and validation of a physically distributed hydrological model, MIKE SHE, to predict streamflow at high frequency in a flashy mountainous Hawaii stream. *Journal of Hydrology*, 327(1–2), 94-109
- Sauer, V. B., et Meyer, R. (1992). *Determination of error in individual discharge measurements*. Open-file report no. 92-144. Norcross, Georgia, USA: US Department of the Interior, US Geological Survey. 21 p.
- Schilling, K. E., et Helmers, M. (2008). Effects of subsurface drainage tiles on streamflow in Iowa agricultural watersheds: Exploratory hydrograph analysis. *Hydrological Processes*, 22(23), 4497-4506
- Séguin, A. (1971). *Étude géomorphologique de la région de la terrasse des Sources (Saint-Lazare de Vaudreuil)*. (Mémoire de maîtrise), Université de Montréal, Montréal, Canada. 170 p.
- Silliman, S. E., et Booth, D. F. (1993). Analysis of time-series measurements of sediment temperature for identification of gaining vs. losing portions of Juday Creek, Indiana. *Journal of Hydrology*, 146, 131-148
- Silliman, S. E., Ramirez, J., et McCabe, R. L. (1995). Quantifying downflow through creek sediments using temperature time series: one-dimensional solution incorporating measured surface temperature. *Journal of Hydrology*, 167(1–4), 99-119
- Simard, G., et DesRosiers, R. (1979). *Qualité des eaux souterraines du Québec*. no. HG-13. Ministère des Richesses Naturelles. Québec, Canada. 160 p.
- Singh, R., Subramanian, K., et Refsgaard, J. (1999). Hydrological modelling of a small watershed using MIKE SHE for irrigation planning. *Agricultural Water Management*, 41(3), 149-166
- Smakhtin, V. U. (2001). Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology*, 240(3–4), 147-186
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 52-67
- Spanoudaki, K., Stamou, A. I., et Nanou-Giannarou, A. (2009). Development and verification of a 3-D integrated surface water–groundwater model. *Journal of Hydrology*, 375(3–4), 410-427
- Storey, R. G., Howard, K. W. F., et Williams, D. D. (2003). Factors controlling riffle-scale hyporheic exchange flows and their seasonal changes in a gaining stream: A three-dimensional groundwater flow model. *Water Resources Research*, 39(2), 1034

- Sulis, M., Paniconi, C., et Camporese, M. (2011). Impact of grid resolution on the integrated and distributed response of a coupled surface-subsurface hydrological model for the des Anglais catchment, Quebec. *Hydrological Processes*, 25(12), 1853-1865
- Sultana, Z., et Coulibaly, P. (2011). Distributed modelling of future changes in hydrological processes of Spencer Creek watershed. *Hydrological Processes*, 25(8), 1254-1270
- Technorem. (2002). *Investigation hydrogéologique complémentaire en vue de combler les besoins en eau de la municipalité de Sainte-Marthe, Québec*. no. PR02-33. Laval, Canada: Technorem Inc. 60 p.
- Technorem. (2005). *Élaboration d'un mode de gestion et d'exploitation du système aquifère de la ville de Hudson*. no. PR04-50. Laval, Canada: Technorem Inc. 463 p.
- Technorem. (2006). *Aménagement du puits de captage d'eau souterraine Bradbury dans le secteur de la rivière Viviry, ville d'Hudson*. no. PR05-78. Laval, Canada: Technorem Inc. 117 p.
- Technorem. (2010). *Aménagement et exploitation d'un nouvel ouvrage de captage d'eau souterraine dans le secteur Agathe, municipalité de Rigaud*. no. PR09-19. Laval, Canada: Technorem Inc. 115 p.
- Technorem. (2012). *Conformité au règlement sur la qualité de l'eau potable du système d'approvisionnement et des installations d'eau potable du secteur des vallées d'Hudson, ville d'Hudson, Québec*. no. PR11-38. Laval, Canada: Technorem Inc. 129 p.
- Teloglou, I. S., et Bansal, R. K. (2012). Transient solution for stream–unconfined aquifer interaction due to time varying stream head and in the presence of leakage. *Journal of Hydrology*, 428–429, 68-79
- Therrien, R., McLaren, R., Sudicky, E. A., et Panday, S. (2006). *HydroGeo-Sphere, a Three-Dimensional Numerical Model Describing Fully-Integrated Subsurface and Surface Flow and Solute Transport*. (PhD.), Université de Waterloo, Canada. 479 p.
- Thibodeaux, L. J., et Boyle, J. D. (1987). Bedform-generated convective transport in bottom sediment. *Nature*, 325(6102), 341-343
- Thompson, J. R., Sørensen, H. R., Gavin, H., et Refsgaard, A. (2004). Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England. *Journal of Hydrology*, 293(1–4), 151-179
- Todd, D. K. (1980). *Groundwater hydrology*. 2e Édition. New York, USA: Wiley. 535 p.

- Tóth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68(16), 4795-4812
- Tremblay, J. J. L. (1962). *An aquifer test, St. Lazare, Vaudreuil map-area, Quebec*. D. o. M. a. T. Surveys. no. 49. Ottawa, Canada: Geological Survey of Canada. 24 p.
- VanderKwaak, J. E. (1999). *Numerical simulation of flow and chemical transport in integrated surface–subsurface hydrologic system*. (PhD.), University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada. 218 p.
- Vansteenkiste, T., Tavakoli, M., Ntegeka, V., Willems, P., De Smedt, F., et Batelaan, O. (2013). Climate change impact on river flows and catchment hydrology: a comparison of two spatially distributed models. *Hydrological Processes*, 27(25), 3649-3662
- Vazquez, R. F., Feyen, L., Feyen, J., et Refsgaard, J. C. (2002). Effect of grid size on effective parameters and model performance of the MIKE-SHE code. *Hydrological Processes*, 16(2), 355-372
- Veillette, J. J., et Nixon, F. M. (1984). Sequence of Quaternary Sediments in the Bélanger Sand Pit, Pointe-Fortune, Québec-Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(1), 59
- Wang, D., et Cai, X. (2010). Comparative study of climate and human impacts on seasonal baseflow in urban and agricultural watersheds. *Geophysical Research Letters*, 37(6)
- Williams, J. H., Reynolds, R. J., Franzi, D. A., Romanowicz, E. A., et Paillet, F. L. (2010). Hydrogeology of the Potsdam Sandstone in northern New York. *Canadian Water Resources Journal*, 35(4), 399-416
- Wilson, A. E. (1946). *Geology of the Ottawa - St. Lawrence Lowland, Ontario and Quebec*. memoire 241. Commission géologique du Canada. Ottawa, Canada. 66 p.
- Winter, T. C. (1999). Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, 7(1), 28-45
- Winter, T. C., Harvey, J. W., Franke, O., et Alley, W. (1998). *Ground water and surface water: a single resource*. US Geological Survey circular 1139. Denver, Colorado, USA: USGS. 87 p.
- Woessner, W. W. (2000). Stream and Fluvial Plain Ground Water Interactions: Rescaling Hydrogeologic Thought. *Ground Water*, 38(3), 423-429
- Wu, Y., Wen, X., et Zhang, Y. (2004). Analysis of the exchange of groundwater and river water by using Radon-222 in the middle Heihe Basin of northwestern China. *Environmental geology*, 45(5), 647-653

- Yeh, G.-T., Huang, G., Cheng, H.-P., Zhang, F., Lin, H.-C., Edris, E., et Richards, D. (2006). A first-principle, physics-based watershed model: WASH123D, dans *Watershed Models*, VP Singh & DK Frevert (éds), CRC Press. pp. 211-243
- Zhang, Y. K., et Schilling, K. E. (2006). Increasing streamflow and baseflow in Mississippi River since the 1940s: Effect of land use change. *Journal of Hydrology*, 324(1-4), 412-422
- Zhou, X., Helmers, M., et Qi, Z. (2013). Modeling of Subsurface Tile Drainage using MIKE SHE. *Applied engineering in agriculture*, 29(6), 865-873

ANNEXE A TRAVAUX ANTÉRIEURS

Tableau A.1 : Inventaire des travaux antérieurs sur le secteur de Vaudreuil-Soulanges

Sujet	Travaux	Références
Géologie du roc	Géologie des Basses-Terres de l'Outaouais et du Saint-Laurent	Wilson (1946)
	Travaux de sismique pour topographie du roc en place	Hobson et Tremblay (1962)
	Géologie du mont Rigaud	Greig (1968)
	Excursion géologique de la région de Montréal	Hofmann (1972)
	Géologie de la région de Vaudreuil	Globensky (1982)
	Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent	Globensky (1987)
	Inventaire des carrières de pierre	Bellemare (2000)
	Ressources minérales de la région de Montréal	MRN (2003)
Géologie du Quaternaire	Niveau marin sur le mont Rigaud	Goldthwait (1913)
	Étude pédologique de Vaudreuil-Soulanges	Lajoie et Stobbe (1951)
	Géologie du Pleistocène des basses terres du Saint-Laurent	MacClintock (1965); Gadd (1971)
	Étude géomorphologique à Saint-Lazare	Séguin (1971)
	Géomorphologie des environs d'Oka	Lambert (1973)
	Géologie Quaternaire de Vaudreuil-Huntington	Gwyn et Girard (1975)
	Datation de la mer de Champlain et lac à Lampsilis, secteur d'Ottawa	Richard (1978)
	Sédiments Sangamonien à Pointe-Fortune	Gadd <i>et al.</i> (1981); Veillette et Nixon (1984); Anderson <i>et al.</i> (1990)
	Géologie Quaternaire de Rigaud à Rivière Beaudette et applications à l'environnement	Corbeil (1984)
	Cartographie de surface à Vaudreuil-Soulanges	Richard (1982); Roy et Godbout (2014)
Hydrogéologie	Étude des ressources en eaux souterraines	Hobson et Tremblay (1962); Tremblay (1962)
	Étude des ressources en eaux souterraines couvrant le Québec méridional	Simard et DesRosiers (1979)
	Études Hydrogéo-chimiques	Charron (1978); Pelletier <i>et al.</i> (1985)
	Études de consultants	e.g. Technorem (2010); Consultants (1994); Foratek (1990)

ANNEXE B PHOTOS



Photo 1 : Affleurement au fond de la rivière à la Raquette, près de la route 201
Vue vers le nord-est (Latitude : 45.425376°, Longitude : -74.237300°)

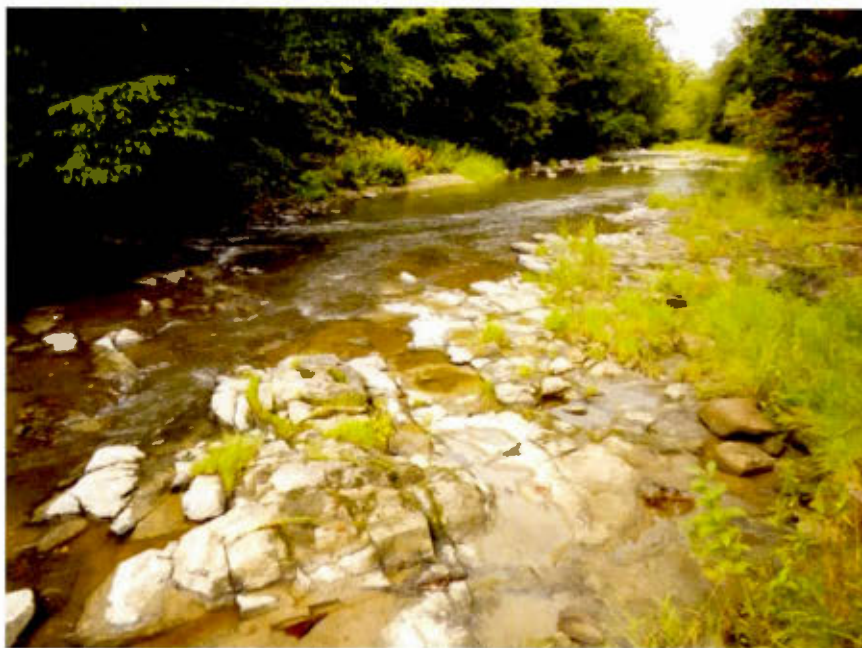


Photo 2 : Affleurement au fond de la rivière à la Raquette, près de l'autoroute 40
Vue vers le nord-ouest (Latitude : 45.448259°, Longitude : -74.209769°)