

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ESTIMATION DE LA DÉCHARGE DES EAUX SOUTERRAINES
DANS DEUX RIVIÈRES DU QUÉBEC PAR LE TRAÇAGE DU ^{222}RN ET
DE L'ARGON

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

FLORIANE MOREIRA

FÉVRIER 2016

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.07-2011). 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

Je tiens à remercier mon directeur de maîtrise, Daniele Pinti, pour son encadrement, ses conseils et sa patience tout au long de ma maîtrise, mais aussi pour avoir cru en moi. Je voudrais également remercier ma co-directrice Marie Larocque pour son implication dans mon projet et ses conseils avisés.

Merci mes collègues et camarades de bureau Olivier, Marion, Félix et Marc-André pour leur soutien incessant et leur bonne humeur.

Merci également à toute l'équipe de recherche PACES : Guillaume, Diogo, Marie-Hélène, Sylvain et Marie-Audray pour leur aide que ce soit sur le terrain ou au bureau.

Merci à Luc, Steven et Pauline pour leur aide sur le terrain, et à Arisai pour son aide au laboratoire.

Merci au Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques pour le financement de ma maîtrise.

Je voudrais remercier tout particulièrement mon conjoint Mathieu, qui a fait preuve d'une grande patience et d'un soutien sans faille, ce qui m'a permis d'achever ce projet

TABLES DES MATIÈRES

TABLES DES MATIÈRES	i
LISTE DES FIGURES.....	iii
LISTE DES TABLEAUX.....	v
LISTE DES ANNEXES.....	vi
RÉSUMÉ	vii
1. INTRODUCTION.....	9
1.1. Problématique générale.....	9
1.2. État des connaissances	10
1.3. Objectifs du mémoire.....	16
2. CONTEXTE DES SITES D'ÉTUDE	18
2.1. Vaudreuil-Soulanges	19
2.1.1. Bassins versants, occupation du territoire et topographie	19
2.1.2. Contexte géologique.....	20
2.1.3. Contexte hydrogéologique	22
2.2. Nicolet – bas Saint-François	23
2.2.1. Bassins versants, occupation du territoire et topographie	23
2.2.2. Contexte géologique.....	24
2.2.3. Contexte hydrogéologique	26
3. MATÉRIAUX ET MÉTHODES	28
3.1. ²²² Rn	28
3.1.1. Échantillonnage.....	29

3.1.2.	Analyses	32
3.2.	Modèle <i>Radon 14</i>	35
3.3.	Débit des rivières.....	37
3.4.	Injection d'argon en laboratoire	40
3.4.1.	Principe de l'injection et protocoles expérimentaux	40
3.4.2.	Échantillonnage et analyse de l'argon.....	42
4.	RADON DANS LES EAUX SOUTERRAINES ET LES RIVIÈRES.....	45
4.1.	Activités du radon et conductivité électrique dans les eaux souterraines.....	45
4.2.	Activités ²²² Rn, débits et conductivité électrique dans les rivières	48
4.3.	Discussion	52
4.3.1.	Relation entre l'activité du ²²² Rn et la géologie	52
4.3.2.	Comparaison des bassins versants.....	54
4.3.3.	²²² Rn, débit et conductivité électrique dans les rivières	56
4.4.	Synthèse	61
5.	MODÉLISATION.....	62
5.1.	Injection d'argon	62
5.1.1.	Résultats	62
5.1.2.	Discussion	66
5.2.	Modélisation de la décharge des eaux souterraines.....	69
5.2.1.	Choix du taux de dégazage.....	69
5.2.2.	Modélisation de la décharge d'eau souterraine	72
5.2.3.	Discussion	83
5.3.	Synthèse	87
6.	CONCLUSION	88
	BIBLIOGRAPHIE	91
	ANNEXES 1 : CARTES.....	98
	ANNEXES 2 : DONNÉES MÉSURÉS	112
	ANNEXES 3 : AUTRES	119

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : carte de localisation des deux bassins versants étudiés	18
Figure 2 : Localisation des puits et des stations d'échantillonnage — région Vaudreuil-Soulanges	30
Figure 3 : Localisation des puits et stations d'échantillonnage — Région Nicolet-bas-Saint-François	31
Figure 4 : Compteur par scintillation liquide Hidex -300 (photo de S. Gagné)	32
Figure 5 : Coupe transversale pour une mesure de débit d'une rivière (Champoux et Toutant, 1988)	38
Figure 6: Schéma du système du test n°1.....	41
Figure 7: Schéma des systèmes des tests n°2, n°3 et n°4	42
Figure 8: Échantillonnage de l'argon	43
Figure 9: a) la ligne d'extraction, b) la ligne de purification et du spectromètre de masse, c) schéma de la ligne de purification.....	44
Figure 10: Distribution spatiale des activités ^{222}Rn (Bq/L) dans les eaux souterraines - Vaudreuil- Soulanges	46
Figure 11: Distribution spatiale des activités ^{222}Rn (Bq/L) dans les eaux souterraines - Région de Nicolet-bas-Saint-François.....	48
Figure 12: Distribution spatiale de l'activité ^{222}Rn (mBq/L) dans la rivière à la Raquette – Région Vaudreuil-Soulanges	49
Figure 13: Distribution spatiale de l'activité ^{222}Rn (mBq/L) dans la rivière Nicolet – Région Nicolet- bas-Saint-François.....	51
Figure 14: Histogrammes de fréquences des activités ^{222}Rn dans les eaux souterraines – Région Vaudreuil-Soulanges	52
Figure 15: Histogramme des fréquences de l'activité du ^{222}Rn dans les eaux souterraines - Région Nicolet-bas-Saint-François.....	54
Figure 16: Évolution du débit et de l'activité ^{222}Rn dans la rivière à la Raquette – Région Vaudreuil- Soulanges (les courbes enveloppes reflètent les valeurs minimales et maximales mesurées lors des trois campagnes d'échantillonnage à l'étiage en 2014).....	57
Figure 17: Évolution de la conductivité électrique dans la rivière à la Raquette	58

Figure 18: Évolution du débit et de l'activité ^{222}Rn de la rivière Nicolet – Région Nicolet-bas-Saint-François	59
Figure 19: Évolution de la conductivité électrique dans la rivière Nicolet	60
Figure 20: Évolution du ratio R en fonction a) de la pression appliquée au tuyau et b) du débit d'eau entrant (test n°3).....	65
Figure 21: Évolution du ratio R en fonction du débit d'eau entrant (test n°4).....	66
Figure 22: Modélisation préliminaire pour l'injection d'argon	67
Figure 23: Modélisation préliminaire pour l'injection d'argon avec les résultats obtenus en laboratoire	68
Figure 24: Résultats de la modélisation pour la rivière à la Raquette a) débit déchargé dans la rivière, b) débit de la rivière, c) ^{222}Rn et d) conductivité électrique mesurés (symboles) et simulés (ligne continue). Les barres d'erreur représentent la variation temporelle des mesures.	74
Figure 25: Analyse de sensibilité du ^{222}Rn simulé par une variation de $\pm 30\%$ de a) du taux de dégazage, b) du taux d'évaporation, c) de la largeur, d) de la profondeur, e) de l'activité dans les eaux souterraines, f) de l'apport d'eaux souterraines dans la rivière - rivière à la Raquette.....	77
Figure 26: Résultats de la modélisation pour la rivière Nicolet a) apport d'eau souterraine à la rivière, b) débit de la rivière, c) ^{222}Rn et d) conductivité électrique mesurés (symboles) et simulés (lignes continues).	80
Figure 27: Analyse de sensibilité du ^{222}Rn simulé par une variation de $\pm 30\%$ de a) du taux de dégazage, b) du taux d'évaporation, c) de la largeur, d) de la profondeur, e) de l'activité dans les eaux souterraines, f) de l'apport d'eaux souterraines dans la rivière - rivière Nicolet.....	83

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Mesures réalisées dans les eaux souterraines - Région Vaudreuil-Soulanges.....	46
Tableau 2: Mesures réalisées dans les eaux souterraines - Région Nicolet-bas-Saint-François	47
Tableau 3: Mesures réalisées dans la rivière à la Raquette – Région Vaudreuil-Soulanges	50
Tableau 4: Mesures réalisées dans la rivière Nicolet – Région Nicolet-bas-Saint-François.....	51
Tableau 5: synthèse des résultats des tests de l'injection en laboratoire.....	63
Tableau 6: Taux de dégazage du radon vers l'atmosphère rapportés dans la littérature	71
Tableau 7: Paramètres utilisés pour la modélisation de la région de Vaudreuil-Soulanges.....	72
Tableau 8: Coefficient de sensibilité est calculé à partir de la moyenne de l'activité du radon simulé et de activités variés de $\pm 30\%$ reporté sur les paramètres calibrés et varié à $\pm 30\%$ - rivière à la Raquette;	76
Tableau 9: Paramètres de modélisation pour la région de Nicolet-bas-Saint-François.....	79
Tableau 10: Coefficient de sensibilité est calculé à partir de la moyenne de l'activité du radon simulé et de activités variés de $\pm 30\%$ reporté sur les paramètres calibrés et varié à $\pm 30\%$ - rivière Nicolet; $Sr = [(Rn30\% - Rnsim) / Rnsim] / [(k30\% - kcal) / kca$	83

LISTE DES ANNEXES

Figure A1. 1: Bassins versants constituant la zone Vaudreuil-Soulanges (Larocque et al., 2015a)	98
Figure A1. 2: Occupation du territoire de la zone Vaudreuil-Soulanges (Larocque et al., 2015a) ...	99
Figure A1. 3: Élévations de la zone Vaudreuil-Soulanges (Larocque et al., 2015a).....	100
Figure A1. 4: Géologie du roc de la zone Vaudreuil-Soulanges (Larocque et al., 2015a).....	101
Figure A1. 5: Dépôts quaternaires de la zone Vaudreuil-Soulanges (Larocque et al., 2015a).....	102
Figure A1. 6: Piézométrie de la zone Vaudreuil-Soulanges (Larocque et al., 2015a)	103
Figure A1. 7: Indices de confinement des nappes de la zone Vaudreuil-Soulanges (d'après Larocque et al., 2015a)	104
Figure A1. 8: Bassins versants de la zone Nicolet- bas-Saint-François (Larocque et al., 2015b)...	105
Figure A1. 9: Occupation du territoire de la zone Nicolet-bas-Saint-François (Larocque et al., 2015b)	106
Figure A1. 10: Élévations de la zone Nicolet- bas-Saint-François (Larocque et al., 2015b)	107
Figure A1. 11: Géologie du roc de la zone Nicolet- bas-Saint-François (Larocque et al., 2015b)	10808
Figure A1. 12: Dépôts quaternaires de la zone Nicolet-bas-Saint-François (Larocque et al., 2015b)	109
Figure A1. 13: Piézométrie de la zone Nicolet- bas-Saint-François (Larocque et al., 2015b).....	110
Figure A1. 14: Indices de confinement de la zone Nicolet- bas-Saint-François (Larocque et al., 2015b)	111
Figure A2. 1: Synthèse de données récoltées dans la région de Vaudreuil-Soulanges	112
Figure A2. 2: Synthèse des mesures prises dans la rivière à la Raquette	113
Figure A2. 3: Synthèse des données récoltées dans la région Nicolet-bas-Saint-François	114
Figure A2. 4: Synthèse des mesures prises dans la rivière Nicolet	118
Figure A3. 1: Article de Pinti et Al. (2014)	1189

RÉSUMÉ

Il est estimé que 20% de la population québécoise s'alimente à partir ses eaux souterraines. Avec la pression anthropique qui augmente rapidement et les changements climatiques, la protection de ses eaux souterraines devient un enjeu sociétal majeur. Afin d'assurer une protection adéquate, il est nécessaire de comprendre l'ensemble du cycle hydrologique dans la région la plus peuplée de la province du Québec. Ce projet de maîtrise vise à comprendre et quantifier l'émergence des eaux souterraines dans les rivières. Le traceur privilégié dans cette recherche est l'isotope de masse 222 du radon (^{222}Rn). Le radon est un élément naturel qui provient de la chaîne de décroissance radioactive de l' ^{238}U contenu dans les roches et les sols. Il est mis en solution dans les eaux souterraines par recul alpha (α), par l'érosion et la dissolution de la roche. Il décroît très rapidement en son élément fils, le ^{218}Po en seulement 3,82 jours. Dans les eaux souterraines, le radon peut atteindre des activités de plusieurs dizaines de Becquerels par litre (Bq/L) mais dans les rivières, son activité tend vers zéro car il dégaze rapidement dans l'atmosphère. Sa présence dans les rivières est donc le résultat d'un apport continu qui peut être estimé avec un modèle basé sur un bilan de masse.

L'objectif de cette recherche était de quantifier la décharge d'eaux souterraines dans deux rivières québécoises. Pour atteindre cet objectif, le radon, couplé à la conductivité électrique de l'eau et au débit des rivières, est utilisé comme traceur des eaux souterraines faisant émergence dans les cours d'eau. Le radon et la conductivité électrique ont été mesurés dans les eaux souterraines et superficielles de deux bassins versant du sud du Québec : celui de la rivière à la Raquette (35 échantillons - région de Vaudreuil-Soulanges – 854 km²) et celui d'un affluent de la rivière Nicolet (96 échantillons - région du Centre-du-Québec – 4585 km²). Des mesures de débit ont également été réalisées à intervalles réguliers le long des deux rivières. Pour comprendre la dynamique du radon dans les rivières, une modélisation a été réalisée en combinant les données (radon, débit) des eaux souterraines et des rivières. Pour réduire les incertitudes sur le modèle, un essai de quantification du taux de dégazage du radon a été développé au laboratoire avec un traçage à l'argon.

Dans le bassin de la rivière à la Raquette, le socle précambrien a le plus fort potentiel de production de radon (3,3 à 381,5 Bq/L), tandis que les grès du Potsdam et la dolomie du Beekmantown produisent moins de radon (4,9 à 7,2 Bq/L). Dans le bassin versant de la rivière Nicolet, les aquifères méta-sédimentaires de la zone appalachiennes (0,3 à

520 Bq/L) sont les plus riches en ^{222}Rn à comparer aux aquifères du domaine sédimentaire des Basses-Terres du Saint Laurent (0,6 à 117,0 Bq/L).

Dans le modèle de bilan de masse, les taux de dégazage ont été calés à 1,9 m/j pour la rivière à la Raquette et à 1,8 m/j pour la rivière Nicolet. La décharge totale en eau souterraine est simulée pour chacune des rivières à 11 730 m³/j et 22 300 m³/j. Les erreurs quadratiques, calculées à partir de l'ensemble des mesures de radon dans les rivières, sont respectivement de 28 et 25 mBq/L. La limite de détection analytique du radon, estimée à 25 mBq/L \pm 3% est très similaire à l'erreur calculée pour les deux rivières. Les modèles permettent de reproduire relativement bien la distribution du radon dans la rivière, bien que les taux de dégazage soient évalués par la littérature. Les tests réalisés en laboratoire avec le traçage à l'argon ont permis de déterminer que les quantités d'argon injectées dans l'eau ne sont pas suffisantes pour dépasser la quantité atmosphérique de manière importante afin de tracer l'argon dans la rivière. La fenêtre de calibration du taux de dégazage doit être déterminée d'une autre manière.

L'utilisation du radon comme traceur des interactions eaux souterraines – eaux de surface a permis de quantifier les flux d'eau souterraine faisant émergence dans les cours d'eau et de définir spatialement les points d'émergence. Ces informations sont précieuses pour comprendre le cycle hydrologique global. L'utilisation du radon comme traceur présente de nombreux avantages, incluant la facilité d'échantillonnage et d'analyse, et le faible coût associé. Le développement d'un autre traceur gazeux permettrait de renforcer cet outil afin de rendre la modélisation la plus robuste possible.

MOTS-CLÉS : cycle hydrogéologique, radon, eaux souterraines, rivières, traçage, argon.

1. INTRODUCTION

1.1. Problématique générale

Avec 130 000 cours d'eau, 45 000 rivières et environ 1 000 000 de lacs, sans compter les ressources en eaux souterraines, le Québec possède presque 2 % de l'eau douce de la planète (MDDELCC, 2015). Il est estimé que 80 % de la population québécoise s'approvisionne en eau via les eaux de surface, en particulier dans le fleuve Saint-Laurent, et 20 % trouvent son eau potable dans les aquifères (MDDELCC, 2015). Les stress climatiques et la pollution menacent de plus en plus les eaux de surface et la demande en eaux souterraines pourrait augmenter dans les prochaines décennies. À cela s'ajoute la graduelle industrialisation de la campagne québécoise (pression anthropique) qui peut contribuer significativement à la dégradation de la qualité des eaux souterraines. Le meilleur moyen de se préparer pour pouvoir s'adapter à ces changements est de connaître l'état initial des systèmes hydrologiques, mais aussi la réponse des aquifères aux différentes variations naturelles.

Au Québec, la fonte printanière du couvert neigeux recharge en grande partie les eaux souterraines au moment où les rivières subissent d'importantes crues. Comme les niveaux de nappes restent relativement hauts tout au long de l'année, et que le climat du Québec méridional est tempéré, les eaux souterraines alimentent généralement les rivières (Carson

et Sutton, 1971; Ford et Naiman, 1988). Avec de plus en plus de pressions anthropiques et climatiques, les volumes d'eau disponibles dans les différents réservoirs tendent à changer, et par conséquent, les volumes échangés entre les réservoirs également. Ce projet vise à mieux comprendre les échanges entre les réservoirs souterrains et de surface. Cette compréhension pourrait servir de base afin d'identifier les réponses de l'hydrosystème à des stress ponctuels ou prolongés.

1.2. État des connaissances

Dans les bilans hydrologiques, les quantités échangées entre les réservoirs de surface (lacs, bassins de retenue, rivières) et les eaux souterraines sont souvent inconnues ou quantifiées de façon indirecte et donc souvent imprécise. Au cours des 20 dernières années, de nombreuses méthodes basées sur des traceurs chimiques ont été utilisées (Ford et Naiman, 1988; Genereux et Hemond, 1990; Clark et al., 1994, Cook et al., 2006). Le choix d'un traceur naturel (c.-à-d. non injecté par l'homme) dépend surtout du contexte géologique sur lequel se porte l'étude. Pour qu'un traceur naturel soit efficace, il faut 1) comprendre sa distribution au sein du milieu à tracer ; 2) identifier tous les processus pouvant intervenir sur la concentration du traceur ou même sa composition isotopique.

Les ions majeurs dissous dans l'eau souterraine sont les traceurs les plus communs, en particulier l'ion chlorure (Cl^-) puisqu'il interagit peu avec son environnement. Par exemple, les chlorures (via la mesure de la conductivité électrique) peuvent être utilisés pour tracer les échanges entre l'eau de mer et les aquifères côtiers (Cook et al., 2003; Meredith et al., 2009).

D'autres méthodes de traçage des échanges nappe-rivière utilisent les isotopes stables, tels que les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène ($^{18,16}\text{O}$ et $^2,1\text{H}$; Stellato et al., 2008; Meredith et al., 2009), du carbone ($^{13,12}\text{C}$; Lefebvre et al., 2014), et les isotopes radiogéniques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; Harrington et al., 2014). Avec la méthode isotopique, il est important de comprendre les différents pôles isotopiques et les processus cinétiques et chimiques de fractionnement pouvant se produire. Dans le cas des isotopes de l'eau ($\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$), la signature isotopique des eaux de pluie est connue et différente de celle des eaux souterraines qui ont subi un fractionnement au cours du cycle hydrologique (Morris et al., 2005; Meredith et al., 2009). Les réservoirs superficiels comme les grands lacs et les fleuves auront donc une signature différente de celles des eaux souterraines qui se déchargent. L'estimation de la composition isotopique des eaux souterraines et des eaux superficielles permet d'identifier un fractionnement qui se produirait au cours du cycle hydrologique (Morris et al., 2005; Meredith et al., 2009). Pour les isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$), les processus entrant en jeu sont plus nombreux. Dans de nombreux contextes carbonatés, l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ se fait par réaction avec son environnement. La précipitation/dissolution du carbone inorganique va entraîner un fractionnement entre les isotopes ^{12}C et ^{13}C . Un fractionnement va aussi se produire lorsque l'eau s'évapore et concentre le carbone; lorsqu'il y a une volatilisation par dégazage du carbone, et lorsqu'il y aura une incorporation de celui-ci de l'air vers l'eau (Lefebvre et al., 2014). Une récente étude (Harrington et al., 2014) utilise le rapport des isotopes du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) contenu dans les roches carbonatées (Banner, 1995) comme traceur. En effet, la dissolution des carbonates entraîne une production de strontium qui est par la suite déchargé dans les rivières (Harrington et al., 2014).

Les gaz rares sont des traceurs naturels inertes chimiquement et donc conservatifs dans l'eau souterraine (He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn). Leur utilisation se base sur la présence naturelle de ces gaz dans les réservoirs souterrains pour identifier les différents vecteurs d'échanges

(Gardner et al., 2011; Harrington et al., 2014). Une des méthodes consiste à tracer la fraction terrigène de l'isotope ^4He . Cette fraction est produite dans les roches de la croûte terrestre et est transportée jusqu'à la surface dans les eaux souterraines (Torgesen and Clark, 1985; Gardner et al., 2011). La fraction terrigène vient alors se mélanger avec la fraction atmosphérique qui est contenue dans les eaux des rivières. Récemment, Gardner et al. (2011) ont mesuré la concentration en ^4He dans les rivières pour identifier les excès par rapport à la concentration atmosphérique attendue (qui elle, dépend de sa solubilité donc de la température et de la salinité du cours d'eau). Ces excès permettraient d'identifier les zones où la fraction terrigène est déchargée par l'eau souterraine, mais les variations sont extrêmement petites et difficiles à modéliser. Les autres gaz rares, le néon (Ne) et l'argon (Ar) ont une origine exclusivement atmosphérique dans les eaux récentes. Leur occurrence naturelle sert donc de standard par rapport à la fraction terrigène de l'hélium. Le traçage de l'hélium terrigène rend un portrait des échanges régionaux d'un bassin versant, du fait de l'échelle spatiale (manteau externe) et de la vitesse de production de la fraction terrigène (3000 t par année; Morrison et Pine, 1995).

Le radon (^{222}Rn) est un autre traceur naturel fréquemment utilisé pour tracer les décharges d'eaux souterraines dans les eaux de surface (Cook et al., 2006; Stellato et al., 2008; Dugan et al., 2012). Sur les trois isotopes connus (les deux autres sont le ^{220}Rn et le ^{219}Rn), le ^{222}Rn est issu de la désintégration du ^{226}Ra , lui-même issu de la chaîne de décroissance de l' ^{238}U (Ball et al., 1991). Le ^{222}Rn est un gaz rare ayant une demi-vie de 3,8235 jours. Il se désintègre en ^{218}Po , puis en ^{214}Po . La plupart des roches ignées, métamorphiques et certains sols dérivés de l'altération de ces roches, contiennent naturellement des traces d' ^{238}U (Cecil et Green, 2000). La désintégration de celui-ci va entraîner la formation du ^{226}Ra (radium) et donc du ^{222}Rn . Les roches ignées et métamorphiques sont donc plus propices à contenir du ^{222}Rn , de par leur teneur en U non négligeable (Tanner, 1980). Le transfert de celui-ci dans les eaux souterraines peut se faire selon trois processus

(Torgersen, 1980) : le recul- α direct, la diffusion rapide et l'érosion. Le phénomène de recul α est relié à la désintégration radioactive et à la production des particules α . Ces dernières sont émises avec une certaine énergie et l'élément père (ici le radon) sera poussé dans le sens opposé. Si le radon réside proche de la surface du grain, il sera éjecté directement dans la phase aqueuse au contact du grain. La diffusion rapide est secondaire par rapport au recul direct, et se fait par l'échappement des éléments fils par les plans de faiblesse de l'encaissant. Les processus d'érosion et de dissolution libèrent le radon dans les eaux souterraines. Les aquifères fracturés vont donc être des milieux favorables à l'enrichissement du ^{222}Rn . Au Québec, le socle précambrien et les roches métamorphiques contiennent suffisamment d' ^{238}U pour produire des quantités de ^{222}Rn mesurables dans de nombreux aquifères (Drolet et al., 2013). Une fois en solution dans l'eau, de par son caractère gazeux, il va tendre à s'échapper au moment de l'émergence de l'eau souterraine vers la surface, puis des eaux de surface vers l'atmosphère. Le ^{222}Rn possède une occurrence naturelle dans de nombreux aquifères et son activité est contrastée entre les eaux souterraines et de surface. Comme les autres gaz rares, le ^{222}Rn est inerte, ce qui réduit le champ d'investigation des processus pouvant affecter son activité. La manière courante de modéliser sa dynamique est d'utiliser un bilan de masse (Ellins et al., 1990; Cable et al., 1996; Corbett et al., 1997; Cook et al., 2006).

Comme le ^{222}Rn est produit uniquement dans les eaux souterraines, il est considéré à l'équilibre séculaire avec l'élément père, le ^{226}Ra , après un séjour d'au moins 25 jours dans l'aquifère (Andrews et al., 1985; Pinti et al., 2014). Son taux de production peut donc être considéré comme constant. Une fois, dans la rivière, le ^{222}Rn continue de décroître par radioactivité, mais la majeure partie est perdue dans l'atmosphère par dégazage. Le taux de dégazage représente la vitesse à laquelle un gaz se transfère de la phase liquide vers l'air. Il est directement fonction de la diffusivité de l'élément visé. De nombreuses études ont cherché à quantifier la relation entre la diffusivité et le taux de dégazage (Broeker et Peng,

1974; Kawashiro et al., 1975; Benson et Krause, 1976; Généreux, et al. 1992). La diffusivité des gaz est régie par une équation de thermo-dépendance qui est aussi fonction de l'épaisseur de l'interface (Broeker et Peng, 1974; Genereux et Hemond, 1992). Si la diffusivité des gaz est un facteur déterminant, il y a d'autres conditions qui affectent le taux de dégazage. Selon Clark et al. (1994), Raymond et Cole, (2001) et Kawabata et al. (2003), la vitesse du vent affecterait le taux de dégazage d'un gaz. En effet, comme le taux de dégazage est un processus de diffusion, il est fonction du gradient de concentration de part et d'autre de l'interface (Fick, 1855). L'action du vent au-dessus de l'interface eau-air aurait pour effet de diluer la concentration dans l'air, et donc d'augmenter le gradient de concentration entre l'eau et l'air. Plus le gradient est important, plus le flux entre les deux milieux (eau et air) sera grand, augmentant ainsi la diffusion du gaz vers l'atmosphère. Pour estimer le dégazage dans une rivière donnée, il est possible de coupler deux traceurs gazeux. En se basant sur les équations de diffusion, certains auteurs (Broeker et Peng, 1974; Kawashiro et al., 1975; Benson et Krause, 1976; Genereux et Hemond, 1992; Kawabata et al., 2003) utilisent les propriétés de diffusion de chaque traceur, afin de prédire son comportement de dégazage dans les rivières.

Il existe aussi des études traitants de l'impact de la turbulence sur le dégazage (Cook et al., 2006; Zappa et al., 2003; 2007; Raymond et al., 2012), un processus qui intègre la profondeur, la géométrie de la rivière et la rugosité du lit de la rivière. Plus la profondeur de la rivière est faible, plus la rugosité du lit est significative sur l'interface de transfert de l'eau vers l'air (Raymond et al., 2012). Plus la pente est grande, plus la vitesse d'écoulement est importante. Pour des gradients de pente élevés (supérieur à 10 %), la littérature situe la gamme de dégazage autour de 10 m/j, tandis que pour des pentes faibles (inférieur à 1 %), le taux de dégazage est d'environ 1 m/j (Cook et al., 2003 ; 2006 ; 2012; Raymond et Cole, 2001).

Le SF₆ est un traceur efficace du taux de dégazage des rivières (Wanninkhof et al., 1993; Clark et al., 1994; Sanford et al., 1996; Cook et al., 2006; Ho et al., 2006), du fait de sa concentration naturelle très faible. Comme il est également inerte et très dense, ses interactions avec l'environnement sont limitées et les seuls processus pouvant réduire sa concentration en rivière sont la dilution et le dégazage. Les techniques d'injection sont optimisées afin de privilégier le processus de diffusion du gaz dans l'eau, plutôt que son dégazage. Il existe deux manières d'injecter le traceur. La première consiste à injecter instantanément une certaine quantité de traceur, puis à regarder l'évolution du panache (Wanninkhof et al., 1993; Clark et al., 1994). En effet, le SF₆ est injecté instantanément via une roche perméable, qui est ensuite suspendue dans l'eau, à l'aide d'une bouée. Tout le gaz diffusé va se propager dans la rivière, pendant un certain temps. La perte par dégazage au fil de la rivière réduit la quantité de traceur dans l'eau et il est possible d'en déduire le dégazage. L'autre méthode consiste à injecter le gaz de manière continue dans l'eau. Une fois la saturation en traceur atteinte, la concentration au point d'injection est constante et seule la diminution des concentrations par dégazage vers l'aval est mesurée.

L'utilisation du SF₆ comme traceur est bien établie. Cependant, le SF₆ est un gaz dispendieux et son analyse demande l'utilisation d'instruments spécifiques peu répandues. Le SF₆ est également un gaz à fort potentiel d'effet de serre, et fait partie des gaz contrôlés de la convention collective internationale de Kyoto en 1997 (Naidu, 2008). Il est intéressant de constater que peu d'autres gaz ont été testés pour remplacer le SF₆ dans le traçage en rivière. Un gaz rare comme l'argon, inerte, stable, non nocif pour l'environnement et peu coûteux car relativement abondant dans l'atmosphère (0.9 % en volume) pourrait être une alternative intéressante.

1.3. Objectifs du mémoire

Le but de ce projet de maîtrise est de quantifier les échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface sur deux bassins versants du Québec méridional. Les objectifs spécifiques sont 1) de comprendre la distribution spatiale du radon dans les eaux souterraines de deux contextes géologiques contrastés, 2) d'évaluer le potentiel du ^{222}Rn comme traceur afin de pouvoir modéliser les volumes échangés entre les eaux souterraines et les rivières, et 3) de tester l'argon comme nouveau traceur couplé au ^{222}Rn , afin de contraindre le dégazage du radon en rivière.

Dans ce mémoire, les contextes géologiques et hydrogéologiques des deux bassins versants sont d'abord présentés au Chapitre 2. Ensuite, les méthodes utilisées sont décrites de manière détaillée dans le Chapitre 3. Les résultats d'activités du radon dans l'eau souterraine et dans les rivières sont présentés au Chapitre 4. Le Chapitre 5 présente les essais d'injection de radon en laboratoire pour quantifier le dégazage et les travaux de modélisation du bilan de masse du radon. La conclusion du mémoire se trouve au Chapitre 6

Ce projet de maîtrise a été réalisé dans le cadre de deux projets financés par le *Programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines* (PACES) du ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MDDELCC) dans deux régions du Québec méridional, soit le secteur de Vaudreuil-Soulanges dans la région de la Montérégie (Larocque et al., 2015a) et la portion des bassins des rivières Nicolet et Saint-François qui sont incluses dans la région du Centre-du-Québec (Larocque et al., 2015b). Des affiches ont été présentées à l'occasion des congrès étudiants du GEOTOP (hiver 2014 et hiver 2015), ainsi qu'à l'occasion du congrès

de l'AGU (American Geophysical Union), au printemps 2015. Une affiche et une présentation orale ont été présentées aux congrès de l'ACFAS (*Association francophone pour le savoir*) qui se sont tenus à Montréal (affiche) en mai 2014 et à Rimouski (présentation) en mai 2015.

2. CONTEXTE DES SITES D'ÉTUDE

Ce projet de recherche a visé deux bassins versants différents appartenant à la région géographique des Basses-Terres du Saint-Laurent. Le premier se trouve dans le secteur de Vaudreuil-Soulanges en Montérégie, à l'ouest de Montréal et proche de la frontière ontarienne. Le bassin versant visé est celui de la rivière à la Raquette (Figure 1). La deuxième zone d'étude est dans la région Centre-du-Québec, à mi-chemin entre Montréal et Québec, sur la rive sud du fleuve Saint-Laurent. Le bassin versant visé est une portion en amont de la rivière Nicolet (Figure 1). La mise en parallèle de ces deux bassins permet de comparer leurs contextes topographiques, géologiques et hydrogéologiques.

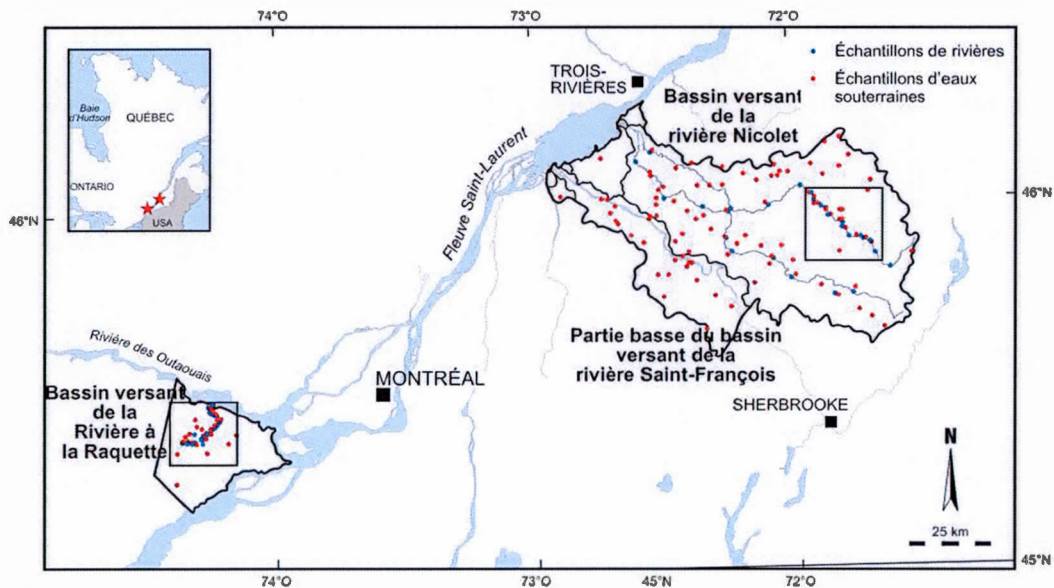


Figure 1 : Carte de localisation des deux régions étudiées

2.1. Vaudreuil-Soulanges

2.1.1. Bassins versants, occupation du territoire et topographie

Le territoire de Vaudreuil-Soulanges (854 km²) se situe dans la municipalité régionale de comté (MRC) de Vaudreuil-Soulanges (146 067 hab.), en Montérégie à l'ouest de Montréal. Il comporte une vingtaine de bassins versants (Figure A1. 1). La partie nord de la zone fait partie du grand bassin versant de la Rivière des Outaouais, tandis que la partie sud rejoint le fleuve Saint-Laurent et le lac Saint-François (Larocque et al., 2015a). Le bassin versant étudié est celui de la rivière à la Raquette (134 km²) qui s'écoule sur 50 km. Elle prend sa source au sud du bassin, près de la municipalité de Sainte-Marthe, pour se jeter dans la rivière des Outaouais, au nord, proche de la ville de Rigaud. La partie amont du bassin est une large plaine agricole (77 % du territoire; Figure A1. 2). Les principales cultures sont le maïs (41 %) et le soya (29 %). La rivière s'écoule par la suite, dans un milieu boisé, entre le mont Rigaud et la butte de Saint-Lazare. L'aval du bassin est occupé par des terres agricoles et quelques infrastructures urbaines (13 %) (Larocque et al., 2015a).

La topographie s'élève au maximum à 221 m au-dessus du niveau de la mer, avec le mont Rigaud, dans la partie nord de la zone (Figure A1. 3). Les buttes de Saint-Lazare et de Hudson s'élèvent jusqu'à 121 m au-dessus du niveau marin. Le reste de la zone est relativement plat. La rivière à la Raquette prend sa source à 50 m d'altitude, et s'écoule jusqu'à la rivière des Outaouais, à 21 m au-dessus du niveau marin.

2.1.2. Contexte géologique

Deux provinces géologiques se distinguent dans cette région, une province sédimentaire (Province des Basses-Terres du Saint-Laurent) et une province magmatique intrusive (Province du Grenville). La majorité du bassin versant de la Rivière à la Raquette est composé de la base de la série sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent (Figure A1. 4), la partie nord étant recouverte par le Groupe de Potsdam. Les formations du Groupe de Potsdam présentes dans cette région sont celles de Covey Hill et de Cairnside. La partie sud est recouverte par le Groupe successif de la séquence, soit le Groupe du Beekmantown (Figure A1. 4).

Le Groupe de Potsdam est une série détritique gréseuse, daté du Cambrien moyen et supérieur (Globensky, 1987). La Formation de Covey Hill est un grès oxydé arkosique à grains grossiers, et parfois conglomératique. Les assemblages minéralogiques et granulométriques traduisent un environnement fluvial post-orogénique. D'après Grenier et al. (2014), la Formation de Covey Hill est un dépôt provenant de l'érosion du craton Laurentien, déposé dans un système de méandres fluviaux. La formation supérieure est celle de Cairnside. Il s'agit aussi d'un grès, mais plus fin et de composition quartzitique. Le changement de composition et de granulométrie montre un passage d'un milieu continental à marin peu profond. De plus, la présence de fossiles et de rides de plage confirme le changement de milieu. Le Groupe de Potsdam est donc une unité traduisant une transgression marine à la fin du Cambrien. Le retrait de la mer jusqu'à un milieu lagunaire a permis la mise en place des dolomies du Groupe de Beekmantown (Globensky, 1987). La Formation présente dans le sud du bassin est la Formation de Thérèse. Il s'agit d'une dolomie gréseuse composée d'une interstratification de grès quartzitique, de grès dolomitique et de dolomie marine. L'abondance de la dolomie marine augmente en

remontant dans la séquence. La Formation de Thérèse est datée à l'Ordovicien inférieur (Globensky, 1987). Dans la partie nord du bassin, le mont Rigaud est un granite gneissique appartenant à la Province du Grenville qui recoupe le Groupe du Potsdam (Figure A1. 4). D'après Malka et al. (2000), cette intrusion précambrienne est datée entre 577 et 554 Ma, et fait partie de la deuxième phase magmatique du rift entre le fleuve Saint-Laurent et la rivière des Outaouais. Elle est composée de trois unités distinctes (Malka et al., 2000). Le premier anneau intrusif (externe) est une syénite à hornblendes et feldspaths. Le second anneau intrusif est une syénite à hornblendes. Et le cœur de l'intrusion (3^e phase) est granitique.

Durant les épisodes de glaciation/déglaciation du Quaternaire, de nombreux dépôts meubles ont recouvert les roches sédimentaires des Basses-Terres du Saint-Laurent. Dans le cas du bassin de la Rivière à la Raquette, c'est la dernière avancée glaciaire de l'inlandsis laurentien (Roy et Godbout, 2014). Dans la partie du Mont Rigaud, le till de Gentilly affleure de matière discontinue, dans les hauts topographiques. Lors de la déglaciation, la région a été envahie par les eaux de l'Atlantique Nord, qui mélangées avec les eaux de fontes de glaciers ont créé une mer saumâtre épicontinentale appelée la Mer de Champlain (de 13 000 à 10 000 ans BP ; Occhietti et Parent, 1985). La Mer de Champlain a recouvert le bassin de la rivière à la Raquette, laissant une épaisse couche d'argiles dans les topographies basses et planes. À la fin de la déglaciation, le rebond isostatique de la croûte a engendré le retrait de la Mer de Champlain et la mise en place de dépôts fluvioglaciaires (sables grossiers à fin) (Figure A1. 5).

2.1.3. Contexte hydrogéologique

De nombreuses données hydrogéologiques compilées récemment (Larocque et al., 2015a) fournissent un portrait régional du confinement des nappes, de la piézométrie, ainsi que de la recharge et de la conductivités hydraulique.

Le Mont Rigaud, les buttes de Saint-Lazare et d'Hudson, et la crête de Sainte-Justine-de-Newton représentent les niveaux piézométriques les plus élevés, de 200 à 50 m au-dessus du niveau de la mer (Figure A1. 6) et la topographie contrôle les directions des écoulements souterrains. Dans la partie nord du mont Rigaud et des buttes de Saint-Lazare d'Hudson, les écoulements se dirigent vers le nord, jusqu'au fleuve Saint-Laurent. À l'est, le drainage se fait vers le lac des Deux Montagnes. La majorité de la plaine agricole, au sud du mont Rigaud et des buttes de Saint-Lazare et d'Hudson, s'écoule vers le sud sud-est, selon un gradient hydraulique faible, de 10^{-3} m/m. Le maximum du gradient hydraulique est atteint sur le flanc du mont Rigaud à $4 \cdot 10^{-2}$ m/m (Larocque et al., 2015a).

Les indices de confinement ont obtenues à partir de l'interprétation des dépôts. Les zones libres sont constituées par des affleurements de roc, de till mince ou de dépôt meubles. Les zones semi-captives sont principalement composés de couverture de till continu ou épais de 3 m. Les zones captives sont constitués par des affleurements de sédiments fins, ou lorsqu'ils sont épais de plus de 3 m. La plaine argileuse est occupée par des aquifères captifs dans le roc, surplombés de plus de 5 m de dépôts argileux (Figure A1. 7; Larocque et al., 2015a). Les aquifères libres sont situés dans les dépôts fluvioglaciaires (sables grossiers) et dans les zones où le till est mince, comme le mont Rigaud, où le roc est peu profond. Des zones semi-captives sont présentes où les dépôts de till sont d'environ 3 m d'épaisseur. La recharge moyenne de la zone étudiée est simulée par

Larocque et al. (2015a), à l'aide un bilan hydrique spatialisé, réalisé sur 20 ans. La recharge moyenne obtenue est comprise entre 0 et 440 mm/an, avec une moyenne de 48 mm/an. Les valeurs maximales sont observées là où les dépôts sont très perméables. Tandis que l'épais couvert d'argile dans la plaine agricole explique les valeurs nulles de recharge.

2.2. Nicolet – bas Saint-François

2.2.1. Bassins versants, occupation du territoire et topographie

La deuxième région étudiée est celle du Centre-du-Québec dans laquelle se trouvent le bassin versant de la rivière Nicolet et la partie basse du bassin versant de la rivière Saint-François (4585 km²). Cette zone se situe à mi-chemin entre Montréal et Québec, sur la rive sud fleuve Saint-Laurent. La population de la zone étudiée est de 192 087 habitants. La zone du projet touche trois bassins versants (Figure A1. 8). Celui situé plus au sud est le bassin versant de l'amont de la rivière Saint-François (906 km²). La partie nord est occupée par le bassin versant de la rivière Nicolet (3408 km²). Dans la partie la plus en aval de la zone, les bassins versants se jettent directement dans le fleuve Saint-Laurent (271 km²). La rivière étudiée dans cette recherche se situe sur le bassin de la rivière Nicolet.

La rivière Nicolet prend sa source dans le piémont des Appalaches. Elle s'écoule sur 137 km vers le nord-ouest, jusqu'au fleuve Saint-Laurent, en passant par les villes de Victoriaville – Arthabaska (45 232 hab.), Sainte-Perpétue (959 hab.) et Nicolet (7827 hab.). D'après la compilation de données faites durant le projet PACES (Larocque et al., 2015b), la majorité du territoire est occupée par l'agriculture (48 %) et les milieux forestiers (45 %).

Il y a aussi 4 % occupés par des milieux humides et 2 % par des milieux urbains. Les cultures principales sont le foin, le maïs et le soya (Figure A1. 9).

La variation de la topographie est plus importante dans le bassin versant de la rivière à la Nicolet, comparativement au bassin de la rivière à la Raquette. En effet, l'altitude la plus élevée est de 559 m, au niveau de Saint-Fortuna, proche de la source de la rivière Nicolet. Sur 25 km, l'altitude passe à 140 m, à Warwick. Sur les 60 km qui restent jusqu'au fleuve Saint-Laurent, la topographie descend jusqu'à 10 m au-dessus du niveau de la mer (Figure A1. 10).

2.2.2. Contexte géologique

Le bassin versant est à cheval sur deux provinces géologiques : le domaine des Appalaches au sud-est, et la Province des Basses-Terres-du-Saint-Laurent au nord-ouest (Figure A1. 11). Les roches situées dans la Province appalachienne sont majoritairement des roches métasédimentaires et sédimentaires, avec quelques roches ignées. Elles sont associées à l'orogène Taconienne, soit la première phase orogénique des Appalaches. Dans la zone des nappes internes, les Groupes tels qu'Oak Hill (schistes, quartzites, phyllades, dolomie), Sutton-Bennett (schistes) et Saint Daniel (bloc et ardoise). Ces affleurements de roches se situent entre 559 et 150 m au-dessus du niveau de la mer. La zone de nappe externe représente les unités les plus distales à la zone de collision. Les roches y présentent un degré métamorphique faible. Les Groupes de Bulstrode et Sillery sont respectivement des unités d'ardoises carbonatées, et un mélange d'ardoises, de grès et de calcaires d'après la cartographie du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN, 2014). Ces

unités sont localisées dans la zone plane du piémont appalachien (entre 150 et 120 m au-dessus du niveau de la mer).

La limite entre la Province des Appalaches et les unités sédimentaires des Basses-Terres-du-Saint-Laurent correspond à la Faille de Logan. Cette faille s'ajoute au complexe structural du synclinal de Chambly-Fortierville. Les roches sédimentaires présentes dans la zone d'étude font partie du haut de la séquence des Basses-Terres-du-Saint-Laurent. Il s'agit des Groupes de Sainte-Rosalie, Lorraine et Queenston. Durant l'Ordovicien moyen, l'orogène Taconienne est à son paroxysme, et une grande quantité de flyschs est déposée dans le bassin sédimentaire, créant des dépôts d'argile. Ce sont ces dépôts qui vont être à l'origine des Groupes de Sainte-Rosalie, Lorraine et Queenston. Les différences entre ces Groupes vont être dues aux variations d'oxydoréduction reliées aux conditions de profondeur et d'oxygénation des eaux lors des différentes phases de fermeture du bassin (Globensky, 1987).

La répartition des dépôts quaternaires est relativement complexe dans le bassin versant de la rivière Nicolet (Figure A1. 12; Lamothe et St-Jacques, 2014). Les épisodes glaciaires n'ont laissés affleurer que le till du dernier avancement glaciaire. Il apparaît dans la zone appalachienne de manière ininterrompue. Il coïncide avec la topographie qui va contrôler si le till est mince ou continu. Ce till est observable dans le piémont des Appalaches et dans les plaines des Basses-Terres-du-Saint-Laurent. Il apparaît en dépôts isolés entre des dépôts glacio-marins. Ceux-ci proviennent de la dernière déglaciation, lors de la création de la mer de Champlain. Les argiles et silts déposés sont épais et continus, avec quelques sédiments fluviatiles plus grossiers. Le retrait de la marge glaciaire va permettre la mise en place de systèmes fluvioglaciaires, et lacustres, qui vont couvrir occasionnellement, les régions avals du bassin (Lamothe et St-Jacques, 2014).

2.2.3. Contexte hydrogéologique

La compilation de tous les travaux du projet PACES a permis de comprendre le contexte hydrogéologique régional du bassin versant de Nicolet-bas-Saint-François. Larocque et al (2015b) ont produit une carte piézométrique (Figure A1. 13), ainsi qu'une carte de confinement (Figure A1. 14). La carte piézométrique montre un écoulement du sud-est vers le nord-ouest, donc des Appalaches jusqu'à la vallée du Saint-Laurent. Le gradient hydraulique des Appalaches est élevé (10^{-2} m/m) et faible dans la plaine du Saint-Laurent (10^{-3} m/m). Dans les Appalaches, le drainage est majoritairement contrôlé par la topographie et l'influence des rivières n'est pas négligeable. En aval, la topographie étant plane, les isopièzes s'alignent parallèlement au fleuve Saint-Laurent.

La zone appalachienne possède principalement des aquifères à nappe libre. Ces interprétations sont basées sur une interprétation 3D des sédiments quaternaires. L'indice de confinement est lié à l'unité la plus épaisse. Les zones libres sont constituées par des affleurements de roc, de till mince ou de dépôt meubles. Les zones semi-captives sont principalement composés de couverture de till continu ou épais de 3 m. Les zones captives sont constitués par des affleurements de sédiments fins, ou lorsqu'ils sont épais de plus de 3 m. Dans le cas des Appalaches, la couverture de till est mince, voir absente. Le secteur où l'aquifère est captif s'étend sur 30 km, de l'amont du bassin de la rivière Nicolet jusqu'aux villes de Victoriaville et de Wickham. Plus en aval, se trouve une zone intermédiaire où l'aquifère est semi-captif. Dans le secteur situé en aval de la ville de Sainte-Perpétue l'aquifère est presque uniquement captif, de par la présence uniforme des argiles de la mer de Champlain. A l'amont du bassin, où les aquifères sont libres et semi-captifs, se trouve la principale zone de recharge. La recharge moyenne sur toute la zone étudiée par Larocque et al. (2015b) a été calculée en utilisant un bilan hydrique journalier, étalé sur 21 ans, donnant

ainsi une recharge mensuelle, puis une recharge annuelle. Elle est considérée comme nulle dans les zones captives et, maximale à 518 mm/an dans la zone libre. La moyenne régionale est de 152 mm/an.

3. MATÉRIAUX ET MÉTHODES

3.1. ^{222}Rn

Il existe plusieurs manières d'analyser le ^{222}Rn : la spectrométrie gamma (Lucas, 1964); la scintillation solide (Lucas, 1957); la scintillation liquide (e.g. Lefebvre et al., 2013) et le comptage alpha *in situ* (Dulaiova et Burnett, 2004). Dans le cadre de cette étude, l'analyse par scintillation liquide a été retenue car elle est peu dispendieuse et peut être faite au laboratoire de l'Université du Québec à Montréal. Cette méthode est avantageuse, car l'échantillonnage associé à ce type d'analyse demande du matériel léger et compact, adapté aux terrains d'étude. Le protocole d'analyse en laboratoire est présenté dans Lefebvre et al., (2013). Il existe deux protocoles d'analyse pour la méthode par scintillation liquide, la méthode directe et la méthode par extraction. D'autres études (Cook et al., 2003 ; Cook et al., 2006 ; Lefebvre et al., 2013) ont permis de mettre en évidence une différence significative (de 3 ordres de grandeur) entre les activités du radon dans les eaux de surface et les eaux souterraines. La méthode d'extraction présente des marges d'erreur plus faibles lorsque la gamme d'activités est hétérogène. La méthode d'extraction a donc été sélectionnée pour l'analyse du ^{222}Rn des deux zones d'étude, car une grande variation dans les activités du radon est attendu (Pinti et al., 2014).

3.1.1. Échantillonnage

Des bouteilles en verre de 250 ml ont été utilisées. Pour les eaux souterraines, les échantillons ont été collectés dans des puits privés. Ils ont été purgés l'équivalent de trois fois le volume du puits, afin de s'assurer que l'eau échantillonnée n'a pas stagné dans la tuyauterie. Avant d'échantillonner le ^{222}Rn , les paramètres physico-chimiques, tels que le pH, la température et la conductivité électrique sont mesurés à l'aide de sondes et d'un multimètre. Par la suite, les bouteilles de verre sont remplies, sans créer de turbulence, après avoir été rincées trois fois. Pour l'échantillonnage des eaux de surface, les bouteilles ont été directement immergées dans l'eau, rincées, et remplies en évitant le dégazage dans la bouteille. Pour éviter l'équilibration du ^{222}Rn avec l'air, les bouteilles exemptes d'air ont été scellées.

Le ^{222}Rn est un élément radioactif et son activité diminue rapidement dans le temps, les échantillons doivent être analysés rapidement, afin d'avoir le signal maximal. La limite de détection du compteur à scintillation liquide est de 25 mBq/L. Pour les eaux souterraines, les échantillons sont suffisamment enrichis, de 1 à 4 ordres de grandeurs supérieurs à la limite de détection, permettant ainsi d'attendre plusieurs jours pour l'extraction. Mais pour les eaux de surface, qui sont généralement très appauvries (au maximum, un ordre de grandeur seulement au-dessus de la limite de détection), atteindre l'équivalent d'une demi-vie du ^{222}Rn (3,82 jours) réduit significativement la précision du résultat. L'incertitude sur des échantillons de surface augmente lorsque le délai d'analyse augmente. Pour cette raison, les échantillons d'eaux souterraines ont été traités dans la semaine suivant leur prélèvement. Pour les rivières, l'échantillonnage a été planifié de sorte que les échantillons soient analysés le jour même, pour la rivière à la Raquette, et le lendemain pour la rivière Nicolet.

Les eaux souterraines du bassin versant de la rivière à la Raquette ont été échantillonnées, dans 35 puits, dont 32 sont situés dans des aquifères fracturés et trois dans des aquifères granulaires (Figure 2).

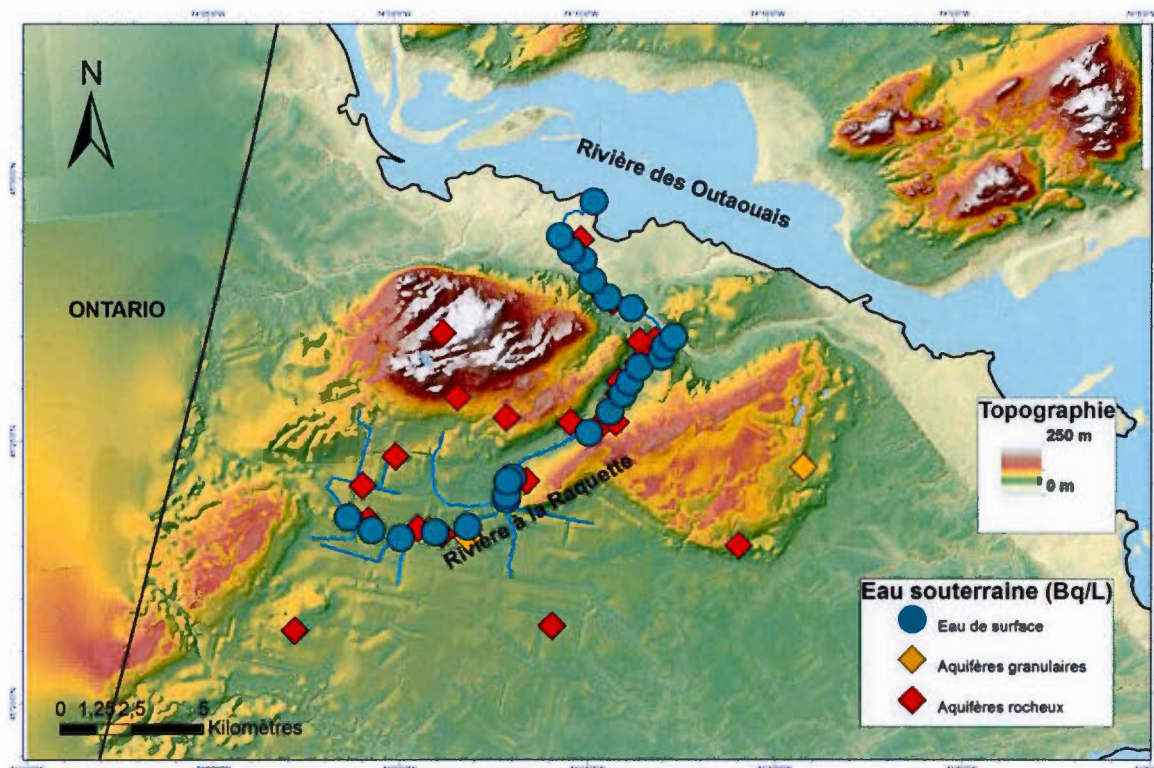


Figure 2 : Localisation des puits et des stations d'échantillonnage — région Vaudreuil-Soulanges

L'aquifère rocheux est contenu dans trois unités différentes : le grès de Postdam, la dolomie de Beekmantown et le socle Précambrien. Les puits au roc atteignent entre 27 et 96 m de profondeur (moyenne 55 m), tandis que les puits dans les dépôts meubles sont de 1,5 à 46 m de profond. Les échantillons ont été récoltés à l'occasion de deux campagnes d'échantillonnage qui ont eu lieu durant les mois de juin, juillet et août 2013 et 2014. La

rivière à la Raquette a été échantillonnée à 26 endroits tout le long de la rivière, à trois reprises pendant les périodes d'étiage, c'est à dire le 12 août, le 25 août et le 3 octobre 2014. Sur les 26 stations, 23 sont réparties le long de la rivière et trois stations sont situées dans les principaux tributaires de la rivière à la Raquette.

L'eau souterraine de la région de Nicolet-bas-Saint-François a été échantillonnée dans 115 puits, durant les mois de juin, juillet, août 2013 et juillet 2014 (Figure 3) répartis sur l'ensemble de la zone d'étude, avec un accent sur l'amont de la rivière Nicolet. La majorité des puits (94) intercepte l'aquifère rocheux, tandis que les 16 autres puits interceptent les dépôts meubles. Cinq des puits échantillonnés ont été identifiés comme des résurgences.

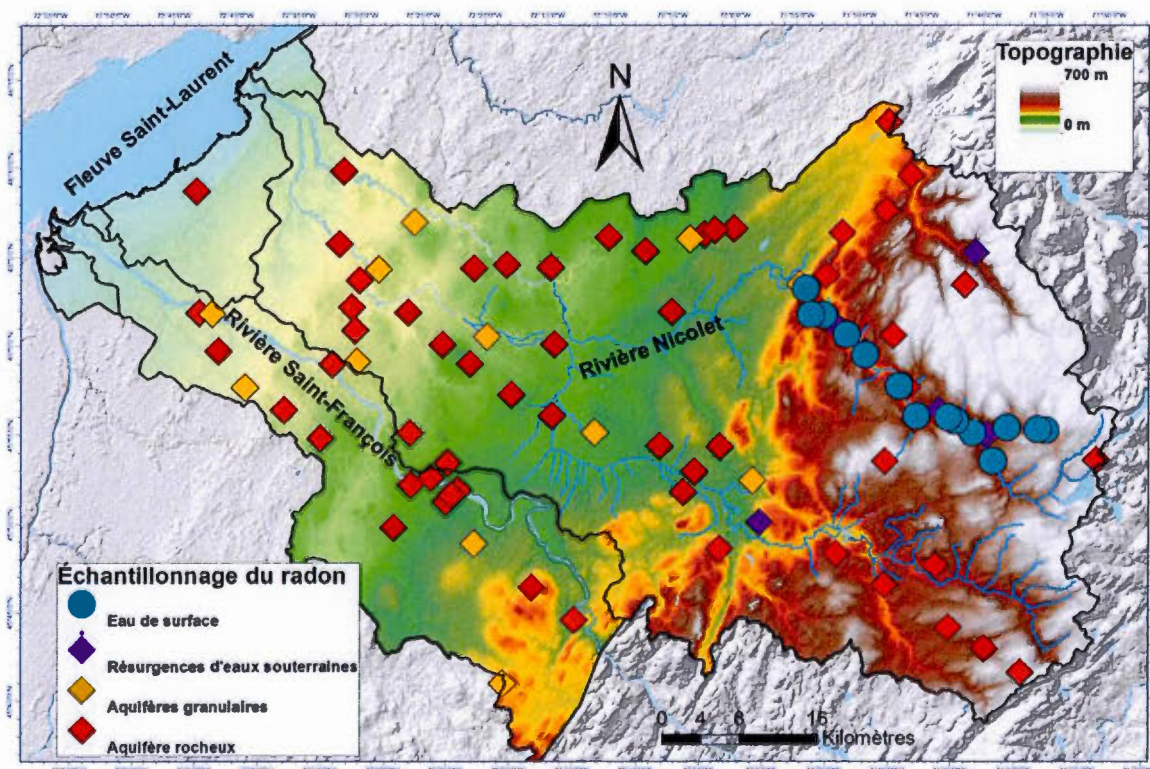


Figure 3 : Localisation des puits et stations d'échantillonnage — Région Nicolet-bas-Saint-François

La rivière Nicolet a été échantillonnée à 15 endroits, dans les 50 premiers kilomètres à partir de sa source dans les Appalaches. Parmi ces échantillons, récoltés le 4 août 2015, 13 représentent la rivière Nicolet, tandis que deux échantillons représentent les tributaires principales de la rivière : la rivière des Vases (à 8,6 km) et la rivière des Pins (à 15,0 km).

3.1.2. Analyses

L'analyse des échantillons d'eau a été réalisée sur un compteur à scintillation liquide HX-300, manufacturé par HIDEX® (Figure 4), au département des sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'Université du Québec à Montréal.

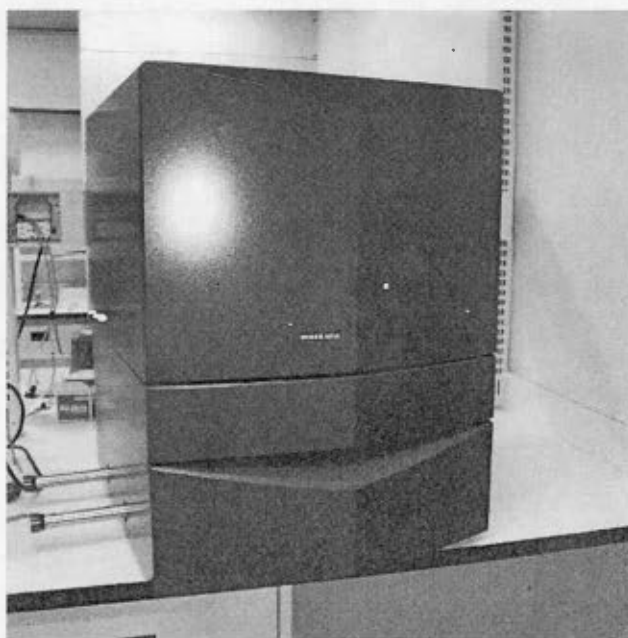


Figure 4 : Compteur par scintillation liquide Hidex -300 (photo S. Gagné)

La méthode par scintillation liquide consiste à ajouter un liquide scintillant à l'échantillon d'eau. Le radon étant plus miscible dans le scintillant que dans l'eau, il va se coller aux particules du scintillant après agitation. C'est le scintillant chargé de radon qui va être analysé par le compteur, après avoir été extrait de l'échantillon d'eau.

Le comptage par scintillation liquide est basé sur la désintégration α du ^{222}Rn . En effet, celui-ci se désintègre en ^{218}Po en émettant un atome d' ^4He (soit une particule α). Celui-ci va exciter les électrons du scintillant. En retournant à leur état stable, les électrons du scintillant vont libérer des photons. L'échantillon est placé dans une chambre possédant trois capteurs permettant de détecter les photons émis. Malgré l'optimisation de la capture des photons par la géométrie triangulaire de la chambre, les capteurs ne détectent pas tous les photons provenant de la désintégration du ^{222}Rn . Les désintégrations des fils du ^{222}Rn , le ^{218}Po , puis le ^{214}Po émettent également des particules α qui vont à leur tour produire des photons qui vont être captés par la chambre de captage. L'origine de ces photons ne peut pas être distinguée, mais une correction est possible via un facteur R qui prend en compte le nombre de photons associés à chaque élément. Ce facteur R a été calibré à 1,9 par Lefebvre et al. (2013).

Pour limiter la perte des photons, il est nécessaire que les échantillons placés dans la chambre de comptage soient des échantillons de scintillant. C'est pour cette raison qu'une série de manipulations doit être réalisée pour passer d'une bouteille d'eau de 250 ml à un contenant de scintillant de 8 ml Lefebvre et al. (2013). Tout d'abord, les échantillons doivent être pesés lorsqu'ils sont pleins, une pesée vide ayant été faite avant l'échantillonnage. Il faut par la suite, extraire 35 ml d'eau avec une seringue et peser de nouveau l'échantillon. Un volume de 25 ml de scintillant est ensuite ajouté dans la bouteille. Les échantillons sont mélangés par un agitateur mécanique pendant 5 min de

manière à ce que l'activité du radon s'homogénéise dans les deux phases. Comme le scintillant et l'eau ne sont pas miscibles, une séparation va se faire, créant un surnageant de scintillant. Cette opération peut prendre quelques minutes ou plus d'une heure. Une fois, la séparation complétée, 8 ml de surnageant de scintillant est extrait à l'aide d'une pipette automatique, et placée dans des fioles adaptées au compteur. Le comptage de chaque échantillon dure 3 h 20 min Le compteur comptabilise les émissions de photons et les converti en coups par minute (cpm). Les activités mesurées sont converties en activités réelles (en Bq/L) à l'aide de l'équation 1.

$$A^{222}\text{Rn}_{\text{réelle}} = \frac{A^{222}\text{Rn}_{\text{brute}}}{R.V_{\text{eau}}.E.R_{\text{scint}}.e^{-\lambda\Delta t}} \quad (1)$$

$A^{222}\text{Rn}_{\text{réelle}}$: activité réelle du ^{222}Rn (Bq/L)

$A^{222}\text{Rn}_{\text{brute}}$: activité mesurée du ^{222}Rn (cpm)

R : rendement du compteur; R = 1.9

E : efficacité du scintillant;

V_{eau} : volume d'eau (L)

R_{scint} : rendement du scintillant; $R_{\text{scint}}=0,75$

Δt : temps entre l'analyse et l'échantillonnage

λ : constante de désintégration du ^{222}Rn

Afin de contrôler les mesures, des échantillons blancs sont également analysés et placés à l'analyse à tous les six échantillons. Ceci permet de s'assurer que les échantillons n'ont pas été contaminés durant les manipulations d'extraction. L'erreur analytique est de $\pm 25 \text{ mBq/L} \pm 3\%$ (Lefebvre et al., 2013).

3.2. Modèle *Radin 14*

Le modèle utilisé dans le cadre de cette maîtrise est repris de Cook et al. (2006). Il s'agit d'un modèle unidimensionnel en différences finies, basé sur le bilan de masse du ^{222}Rn dans un système hydrologique. L'équation 2 présente le fondement numérique du modèle. La variation de l'activité en ^{222}Rn tout au long de la rivière $Q \cdot \frac{\partial c}{\partial x}$, est fonction de cinq processus : l'activité apportée par la décharge d'eaux souterraines, la perte par décroissance radioactive, la perte par dégazage, la perte par pompage anthropique et la production venant de la zone hyporhéique.

$$Q \frac{\partial c}{\partial x} = I c_i - \lambda k w c - \lambda d w c - c L + F \quad (2)$$

Q = débit (m^3/j)

$\frac{\partial c}{\partial x}$ = variation de l'activité du ^{222}Rn en fonction de la distance sur la rivière (mBq/L/m)

I = apports d'eau souterraine ($\text{m}^3/\text{m/j}$)

c_i = activité du ^{222}Rn dans les eaux souterraines (mBq/L)

c = activité du ^{222}Rn dans la rivière à la distance x (mBq/L)

k = vitesse de transfert du gaz à travers l'interface eau-air (m/j)

λ = constant de désintégration du ^{222}Rn ($/\text{j}$); $\lambda=0,181 /\text{j}$

d = profondeur de la rivière (m)

w = largeur de la rivière (m)

L = taux de perte d'eau par pompage anthropique ($\text{m}^3/\text{m/j}$)

F = flux de ^{222}Rn à travers la zone hyporhéique ($\text{m}^3/\text{m/j}$)

Dans le cas de cette étude, aucun pompage n'a été observé dans les rivières étudiées. La zone hyporhéique est une zone tampon entre la rivière et les eaux souterraines, où les échanges peuvent avoir lieu dans les deux sens. Cook et al. (2006) démontre qu'une

production y est possible. Mais une quantification de celle-ci demande une connaissance approfondie de sa géométrie et de sa taille. Par souci de simplification, la production de radon dans les zones hyporhéiques des rivières n'a pas été prise en compte ici (cf. discussion à la fin du mémoire).

Les activités du ^{222}Rn dans les eaux souterraines et dans les rivières ont été mesurées, comme présentées dans la section 3.1. Les mesures de débit, expliquées dans la section suivante, ont été effectuées à chaque station de mesure, où le ^{222}Rn a été échantillonné. La profondeur et la largeur ont été relevées en même temps que les mesures de débit. Une fois les données récoltées et jointes au modèle, un calage de celui-ci a été nécessaire. Le calage a été réalisé à la suite de la variation manuelle du taux de dégazage. Le taux de dégazage est le seul paramètre à devoir être calé. Ce paramètre a été ajusté manuellement jusqu'à la minimisation de l'erreur quadratique moyenne entre les données mesurées et simulés (RMSE ; équation 3).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(x_{mesuré} - x_{simulé})^2}{n}} \quad (3)$$

RMSE : erreur quadratique moyenne
 $x_{mesuré}$: valeur mesuré
 $x_{simulé}$: valeur simulé
 n : nombre de valeur

Une fois les modèles calés, une analyse de sensibilité a été réalisé sur chaque modèle. Pour cela, chaque paramètre du modèle a été modifié de +30 % par rapport à sa valeur initiale, et

de -30 % par rapport à sa valeur initiale. Les paramètres visés sont : le taux de dégazage k ; le taux d'évaporation E ; la largeur w ; la profondeur d ; l'activité en ^{222}Rn dans les eaux souterraines c_i ; la décharge d'eau souterraine à la rivière I . Le but de cette analyse est de comprendre l'influence de chaque paramètre sur le modèle. À partir de cette analyse, des coefficients de sensibilité Sr (équation 4) ont été calculé pour chaque variation de chaque paramètre. Ils permettent de chiffrer l'importance de chaque paramètre sur le modèle.

$$Sr = \frac{\frac{(Rn_{30\%} - Rn_{sim})}{Rn_{sim}}}{\frac{(X_{30\%} - X_{cal})}{X_{cal}}} \quad (4)$$

Sr : coefficient de sensibilité du paramètre X

$Rn_{30\%}$: Activité du ^{222}Rn en rivière modifié de 30% (mBq/L)

Rn_{sim} : Activité du ^{222}Rn en rivière simulé initialement (mBq/L)

$X_{30\%}$: Paramètre X modifié de 30 %

X_{cal} : Paramètre X calibré initialement

3.3. Débit des rivières

Trois instruments différents ont été utilisés pour mesurer les vitesses de l'eau afin de calculer le débit des rivières, un micro-moulinet, un vélocimètre électromagnétique portatif, et un vélocimètre doppler intégrateur. Chacune de ces méthodes permet de produire une coupe transversale de la rivière, avec une ou deux vitesses d'écoulement par section (Figure 5).

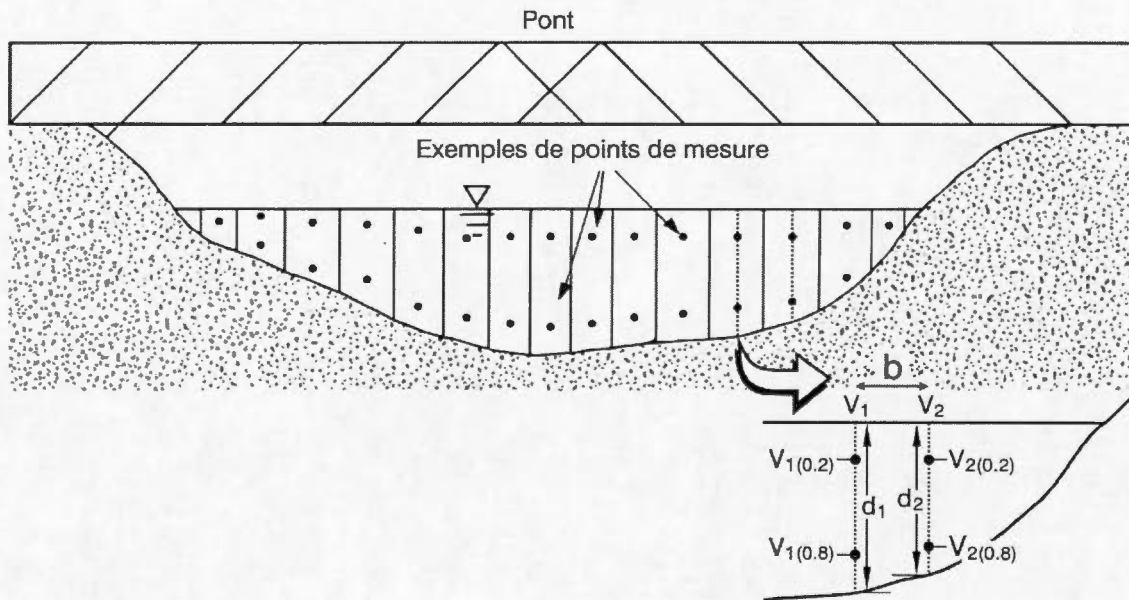


Figure 5 : Coupe transversale pour une mesure de débit d'une rivière (Champoux et Toutant, 1988)

Le micromoulinet est constitué d'une hélice portée au bout d'une tige graduée. Le micromoulinet est relié par un câble à un moniteur qui convertit le nombre de rotations de l'hélice en vitesse d'écoulement. Le vélocimètre électromagnétique est composé d'un capteur accroché à une tige graduée, et relié à un moniteur. Les vitesses d'écoulement sont calculées à partir de la vitesse des particules en suspension dans l'eau et la profondeur de chaque section est déterminée grâce à une tige graduée. Le micromoulinet et le vélocimètre électromagnétique ont une précision de $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$. Le dernier instrument est un vélocimètre intégrateur à effet Doppler. L'émetteur/récepteur est monté sur un flotteur de plastique. Il émet des ondes dans différentes directions, ce qui permet de calculer un champ de vitesses par section étudiée. La profondeur moyenne et la largeur de la coupe sont déterminées automatiquement. L'appareil intègre toutes les vitesses mesurées et donne une mesure de débit. L'incertitude analytique est de $0,01 \text{ m}^3/\text{s}$, mais la fiabilité peut être biaisée par la prise de mesure. En effet, le vélocimètre possède plusieurs capteurs qui lui permettent de

compenser les déplacements du flotteur. Seulement, si le flotteur se déplace trop vite, si la coupe n'est pas droite, ou si le flotteur est trop ballotté, les mesures de vitesse seront faussées, et parfois même non effectuées. Pour atténuer cette incertitude, chaque coupe transversale est mesurée au moins trois fois. Les données récoltées avec le micromoulinet et le vélocimètre électromagnétique sont traitées pour obtenir un débit moyen. Les équations 5 et 6 sont utilisées pour chaque coupe transversale de la rivière. Pour le vélocimètre Doppler intégrateur, le logiciel associé donne directement la mesure de débit. Seulement du fait des incertitudes présentées précédemment, les mesures effectuées avec cet instrument sont moyennées.

$$Q_{(i-(i+1))} = b \frac{v_i + v_{i+1}}{2} * \frac{d_i + d_{i+1}}{2} \quad (5)$$

$$Q = \sum Q_{(i-(i+1))} \quad (6)$$

Q : débit moyen d'une coupe transversale (m³/s)

Q_{i-(i+1)} : débit entre les sections i et i+1 (m³/s)

b : distance entre deux sections (m)

v_i : vitesse moyenne à la section i (m/s)

v_{i+1} : vitesse moyenne à la section i+1 (m/s)

d_i : profondeur de la section i (m)

d_{i+1} : profondeur de la section i+1 (m)

3.4. Injection d'argon en laboratoire

3.4.1. Principe de l'injection et protocoles expérimentaux

Le but de l'injection d'argon en laboratoire était d'étudier la possibilité d'utiliser ce traceur inerte pour évaluer le taux de dégazage k du radon en rivière. Avant d'utiliser l'argon comme traceur en rivière, la méthode d'injection doit être étudiée en laboratoire afin de déterminer sa validité. Le matériel et le protocole sont basés sur d'autres travaux utilisant le SF₆ (Sanford et al., 1996; Cook et al., 2006). Ainsi, le système d'injection est constitué d'une membrane (tube en silicone poreux) permettant la diffusion du traceur gazeux, relié à une bouteille pressurisée avec un tuyau de cuivre (Figure 7). La membrane retenue pour les tests est en silicone, commercialisé par VWR International™ (Exacanal tube : diamètre interne 4 mm, diamètre externe 8 mm, épaisseur 2 mm). Selon les travaux antérieurs, la silicone possède une porosité suffisante pour des gaz comme le SF₆, ou les gaz rares lourds (xénon). Le tuyau de cuivre sert de connexion étanche entre la bouteille et la membrane, car sa porosité est quasi nulle, et est donc imperméable à la diffusion des gaz. Les raccords choisis pour maintenir les différents composants sont des connecteurs Swagelock®.

L'expérimentation de l'injection a été faite en plusieurs tests. Chaque test représente un protocole spécifique, constitué de plusieurs essais qui représentent la variation d'un ou plusieurs paramètres. Quatre tests ont été réalisés. Le test n°1 représente deux essais, faits selon la Figure 6. Dans le premier essai, la pression d'argon dans la membrane a été variée de 1 à 18 psi, afin de voir la réaction de la membrane à la pression. Le deuxième essai a consisté à réaliser une injection continue à 10 psi pour 24 h dans la cuve. Ensuite une prise d'échantillon est faite avec un tube en cuivre (section 3.4.2). Le but de cet essai était de s'assurer de la fiabilité de la méthode d'échantillonnage.

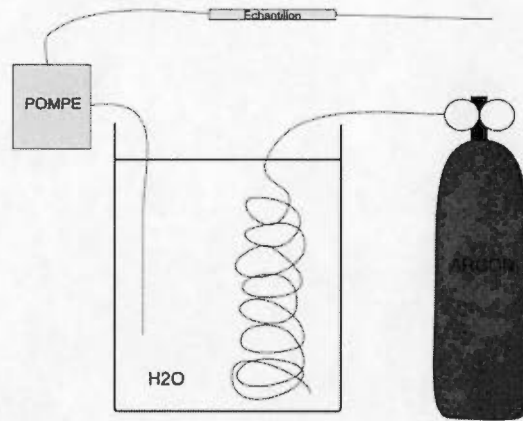


Figure 6: Schéma du système du test n°1

Le test n°2 cherche à représenter la réalité de la rivière. En effet, le système est placé en surverse, où de l'eau circule en continu dans la cuve. La membrane est immergée dans la cuve et connectée à la bouteille via un tuyau de cuivre (Figure 7). L'injection a été démarrée le 7 avril 2015 à 13h30. La pression dans la membrane est maintenue à 8 psi durant 20 h. Le débit entrant dans la cuve était de $50 \text{ cm}^3/\text{s}$. L'échantillon a été prélevé le 8 avril 2015 à 10h30.

Le test n°3 est très similaire au test n°2 (Figure 7), à la différence que le pompage pour l'échantillonnage est démarré avant le début de l'injection, afin de s'assurer qu'il ne crée pas de fractionnement. Le test n°3 comprend six essais, chacun correspondant à un couple de pression-débit entrant différent. La pression varie entre 2,5 et 18 psi, tandis que le débit varie entre 37 et $84 \text{ cm}^3/\text{s}$.

Le test n°4 visait à approfondir le test n°3, en ne faisant varier que le débit, et laisser la pression entrante fixe. Le test n°4 comprend lui aussi six essais à des débits différents.

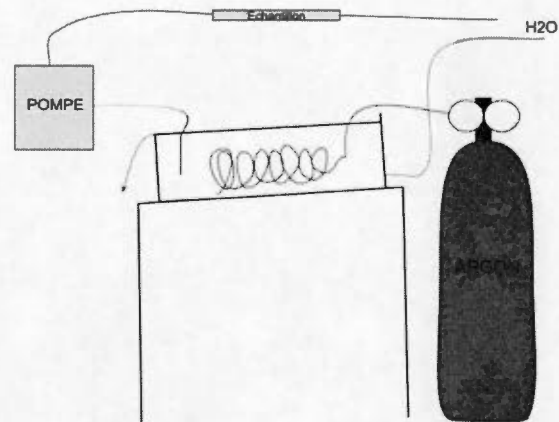


Figure 7: Schéma des systèmes des tests n°2, n°3 et n°4

3.4.2. Échantillonnage et analyse de l'argon

Les analyses ont été réalisées dans le laboratoire GRAM de l'Université du Québec à Montréal. L'analyse donne toutes les concentrations des isotopes majeurs des gaz rares. Les échantillons sont récoltés dans les tuyaux de cuivre de 40 cm de longueur (Figure 8) et 13 cm³ de volume utile. Afin de piéger l'eau dans le tuyau, des mâchoires d'acier sont placées à chaque extrémité, en ne laissant que 2 à 3 cm de libre de chaque côté. Ces mâchoires sont serrées jusqu'à écraser complètement le cuivre, et maintenues fermées jusqu'à l'analyse. Pour les eaux souterraines ou les eaux de surface, l'eau doit être échantillonnée par pompage. L'eau doit circuler en continu, en veillant à ce que chaque bulle d'air soit expulsée du système. Puis les mâchoires sont serrées à l'aide d'une perceuse-visseuse. Si les échantillons sont bien scellés lors de l'échantillonnage, ils peuvent être conservés pendant plusieurs mois.

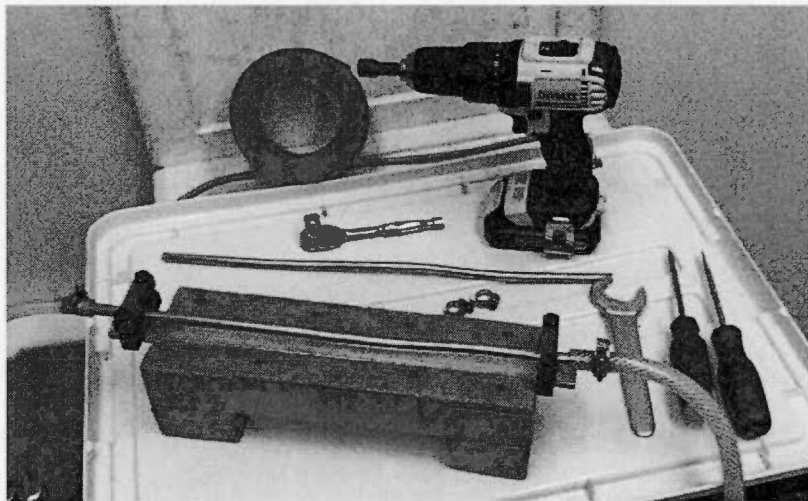


Figure 8: Échantillonnage de l'argon

Au laboratoire, les échantillons sont purifiés. Afin de séparer les gaz et la phase liquide, les échantillons sont placés dans une colonne sous vide, où l'eau des échantillons est récoltée et agitée (Figure 9a). Les gaz exsolvés sont récupérés dans un porteur d'échantillon. Celui-ci est ensuite placé sur la ligne de purification, sous vide. Elle est constituée d'une suite de trois pièges. Le premier piège (G1, Figure 9b) est composé d'oxyde de titane chauffé à 600°C. Les deux autres pièges (G2 et G3, Figure 9b) sont constitués d'un alliage de vanadium, de zirconium et de fer, chauffés à 200°C. Ils permettent l'absorption de H₂, H₂O, C, CO, CO₂, N₂ et des hydrocarbures. Une fois les échantillons purifiés, ils sont transportés jusqu'à un spectromètre de masse (Figure 9b). Pour s'assurer que la ligne de purification soit propre et que les échantillons ne peuvent pas être contaminés, un blanc est analysé avant chaque échantillon. S'il se trouve au-dessus de la limite de détection, la ligne doit être nettoyée en la chauffant durant une nuit. À chaque début de semaine, le spectromètre est calibré avec un standard d'⁴⁰Ar pur enrichi six fois.

Comme tout spectromètre de masse, les collecteurs sont calibrés de manière à capter dans leurs fenêtres une certaine masse isotopique. En effet, l'accélérateur placé après la source produit un champ magnétique, accélérant ainsi les particules. La forme courbée de l'accélérateur va permettre la séparation des différentes particules. En effet, la courbure formée par chaque isotope va dépendre de son poids. Les collecteurs sont placés de sorte que chacun capte toutes les particules de mêmes masses. Ceux-là seront traduits en concentrations isotopiques en centimètre cube de gaz par centimètre cube d'eau (ccSTP/cm³).

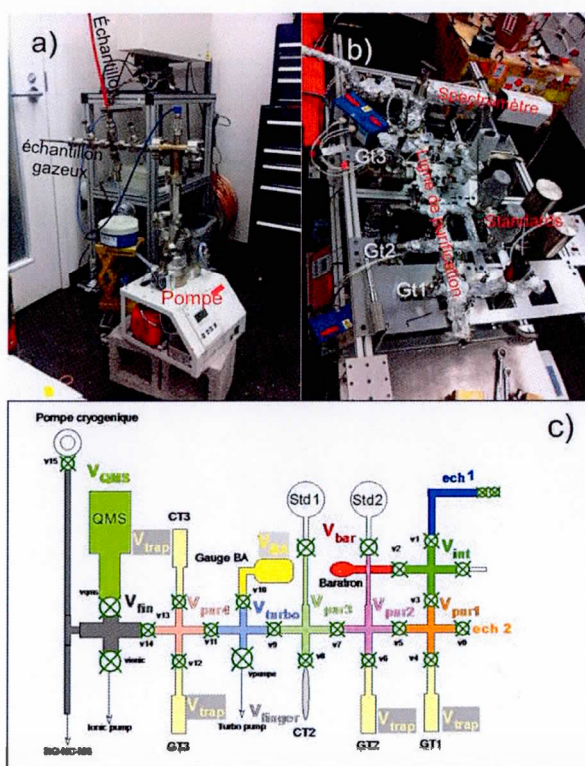


Figure 9: a) la ligne d'extraction, b) la ligne de purification et du spectromètre de masse, c) schéma de la ligne de purification

4. RADON DANS LES EAUX SOUTERRAINES ET LES RIVIÈRES

Dans ce chapitre, les résultats des activités en radon et des conductivités électriques dans les eaux souterraines sont présentés d'abord pour les deux rivières étudiées. Par la suite, les données récoltées dans la rivière à la Raquette et la rivière Nicolet sont présentés, i.e. l'activité en radon et la conductivité électrique de l'eau, le débit, la largeur et la profondeur des rivières. Ce chapitre se termine avec une discussion en trois temps : la relation entre l'activité du radon dans l'eau souterraine et la géologie, la comparaison des eaux souterraines des deux bassins versant, et une discussion sur tous les résultats obtenus dans les eaux de surface.

4.1. Activités du radon et conductivité électrique dans les eaux souterraines

Les activités en ^{222}Rn mesurées dans l'eau souterraine du bassin de la rivière à la Raquette sont comprises entre 3,3 et 381,5 Bq/L, avec une moyenne de 38,4 Bq/L (Tableau 1; Figure A2.1). Les activités en radon les plus fortes se trouvent sur le Mont Rigaud et la butte de Hudson, ainsi qu'à l'embouchure de la rivière à la Raquette ($> 70,0$ Bq/L; Figure 10). Les activités mesurées dans la plaine agricole sont en moyenne autour de 10,0 Bq/L (maximum à 49,0 Bq/L). Aucune variation de l'activité en radon dans l'eau souterraine le long d'une ligne d'écoulement n'a été mise en évidence. La conductivité électrique varie entre 147 et 1777 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (moyenne de 580 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Tableau 1: Mesures réalisées dans les eaux souterraines - Région Vaudreuil-Soulanges

		Minimum	Maximum	Moyenne
^{222}Rn (Bq/L)	tous	3,3	381,5	35,8
	roc	3,3	381,5	38,6
	granulaire	4,9	7,2	6,2
Conductivité électrique ($\mu\text{S/cm}$)	tous	147	1777	580
	roc	147	1777	580
	granulaire	280	588	397

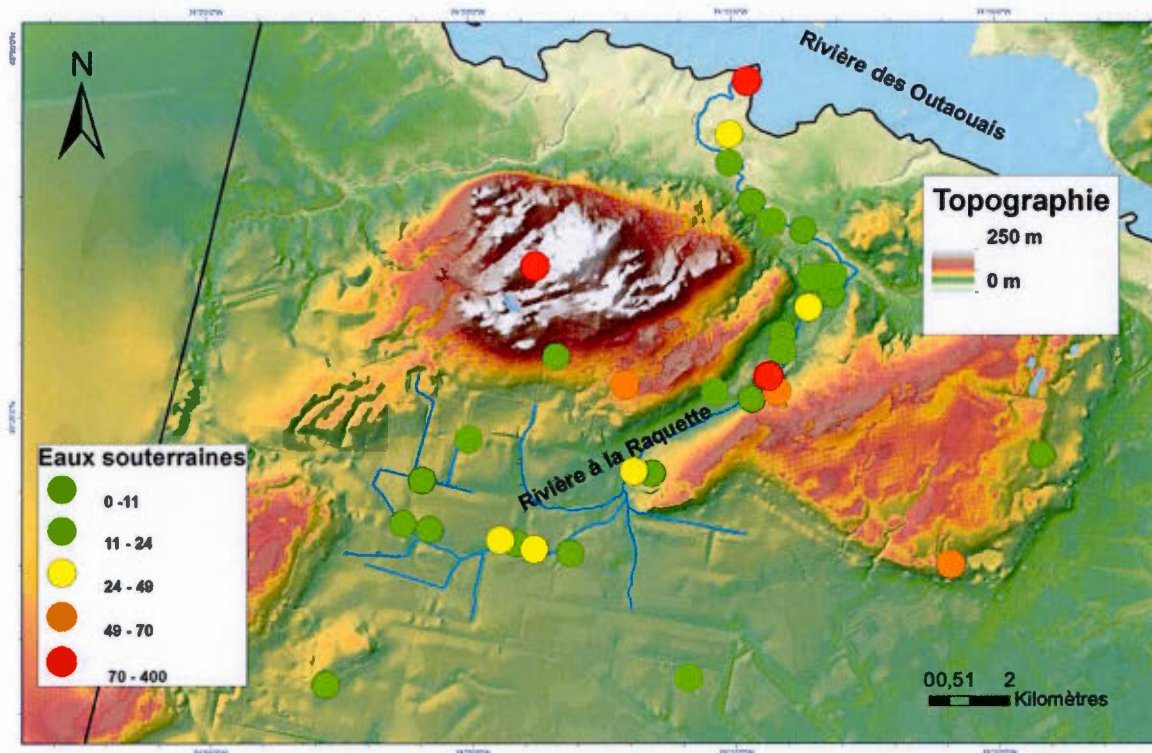


Figure 10: Distribution spatiale des activités ^{222}Rn (Bq/L) dans les eaux souterraines - Région de Vaudreuil-Soulanges

Les activités en ^{222}Rn mesurées dans l'eau souterraine de la région de Nicolet-bas-Saint-François sont comprises entre 0,3 et 520,0 Bq/L, avec une moyenne de 38,4 Bq/L (Tableau 2; Figure A2. 3). Une variation amont-aval le long de l'écoulement souterrain est visible, avec des activités majoritairement supérieures à 50,0 Bq/L à l'amont et des activités à l'aval autour de 10,0 Bq/L (Figure 11).

Tableau 2: Mesures réalisées dans les eaux souterraines - Région Nicolet-bas-Saint-François

		Minimum	Maximum	Moyenne
^{222}Rn (Bq/L)	tous	0,3	520,2	38,4
	roc	0,3	520,2	41,4
	granulaire	0,7	116,9	23,1
	résurgence	4,9	168,1	73,5
Conductivité électrique ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	tous	51	31500	878
	roc	51	31500	998
	granulaire	52	705	328
	résurgence	135	717	420

La conductivité électrique dans les eaux souterraines présente une gamme très large. Au minimum, la conductivité électrique s'approche de celle des eaux surface (51 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Au maximum, elle a été mesurée dans un puits captif situé en aval, dans la zone argileuse 31 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La conductivité électrique moyenne dans les eaux souterraines est de 878 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les activités en radon dans les résurgences sont comprises entre 4,9 et 168,1 Bq/L, tandis que la conductivité électrique varie entre 135 et 717 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

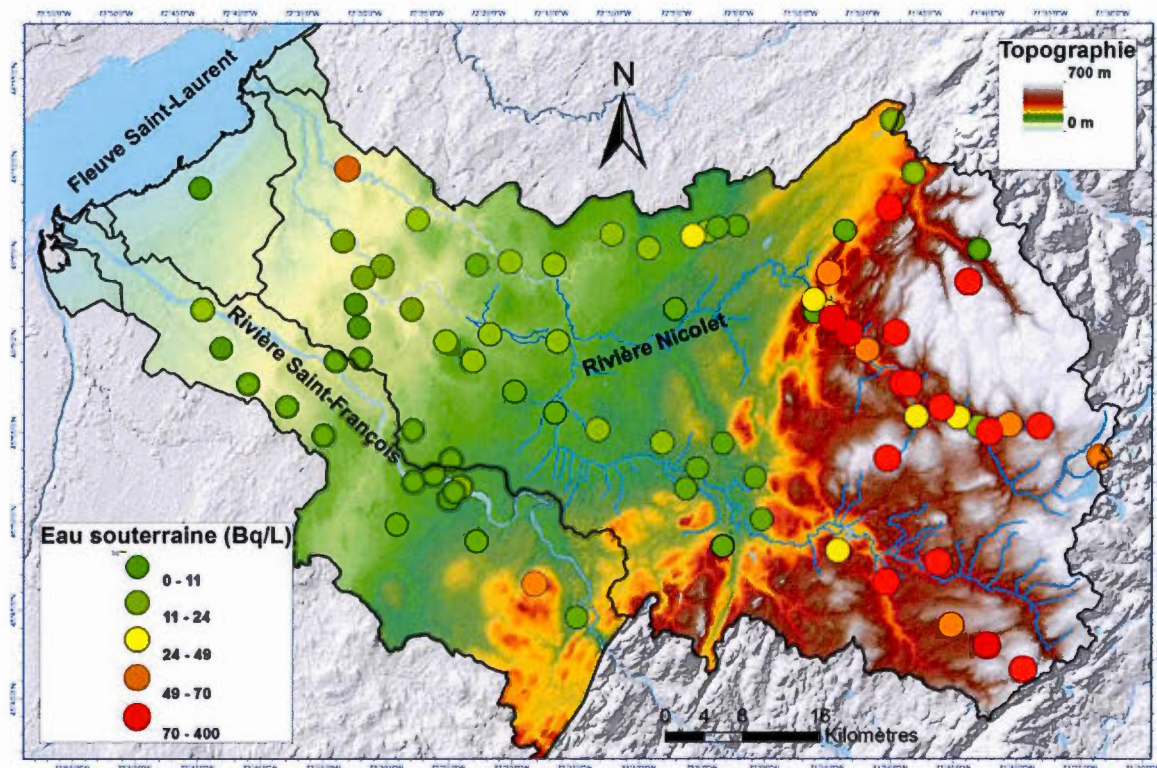


Figure 11: Distribution spatiale des activités ^{222}Rn (Bq/L) dans les eaux souterraines - Région de Nicolet-bas-Saint-François

4.2. Activités ^{222}Rn , débits et conductivité électrique dans les rivières

Les activités en ^{222}Rn mesurées dans la rivière à la Raquette (tributaires compris ; Figure A2. 2) sont comprises entre 91 et 3954 mBq/L, avec une moyenne de 616 mBq/L. Ces activités sont 1000 fois inférieures à celles dans les eaux souterraines (à noter que les unités sont ici en mBq/L tandis qu'elles étaient en Bq/L pour les eaux souterraines). L'amont et l'aval de la rivière présente des activités entre 100 et 500 mBq/L, tandis que le milieu de la rivière, entre le mont Rigaud et la butte de Hudson, montre des activités

supérieures à 1000 mBq/L (Figure 12). Les activités en ^{222}Rn mesurées dans les trois tributaires sont respectivement de 480, 550 et 206 mBq/L.

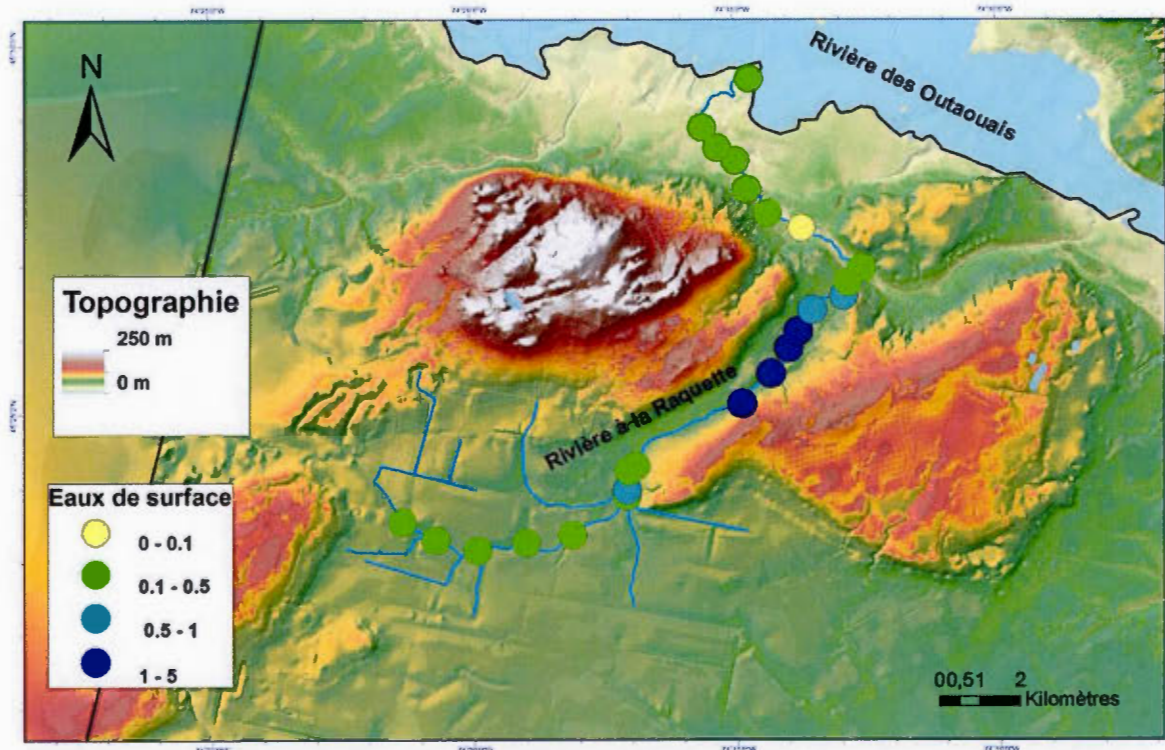


Figure 12: Distribution spatiale de l'activité ^{222}Rn (mBq/L) dans la rivière à la Raquette – Région Vaudreuil-Soulanges

Le débit de la rivière passe graduellement de $0,009 \text{ m}^3/\text{s}$ à $0,200 \text{ m}^3/\text{s}$, de l'amont vers l'aval. À chaque mesure de débit, la profondeur moyenne ainsi que la largeur de la rivière ont été mesurées. En amont la rivière a une largeur de 85 cm avec une profondeur de 4 cm. À l'aval, elle atteint une largeur maximale de 12,2 m et une profondeur de 43 cm (Tableau 3). La conductivité électrique a également été mesurée dans la rivière. Les résultats (Figure

17) montrent une très faible variation, entre 367 et 488 $\mu\text{S}/\text{cm}$, avec une moyenne de 460 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les débits mesurés des trois tributaires sont respectivement 0,007, 0,002 et 0,003 m^3/s . Tandis que les conductivités électriques mesurées sont respectivement de 556, 587 et 425 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Tableau 3: Mesures réalisées dans la rivière à la Raquette – Région Vaudreuil-Soulanges

	Minimum	Maximum	Moyenne
Débit (m^3/s)	0,009	0,200	0,090
Largeur de la rivière (m)	0,9	12,2	5,2
Profondeur de la rivière (m)	0,04	0,43	0,18
^{222}Rn (mBq/L)	91	3954	616
Conductivité électrique ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	368	488	452

Les activités en ^{222}Rn , dans la rivière Nicolet, sont comprises entre 22 et 1091 mBq/L (moyenne à 439 mBq/L) (

Tableau 4; Figure 13; Figure A2.4). Les activités les plus fortes se retrouvent (supérieures à 1000 mBq/L) dans la partie amont et, dans une moindre mesure, à l'aval de la zone d'étude. La conductivité électrique, mesurée à chaque station varie entre 75 et 167 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (moyenne 115 $\mu\text{S}/\text{cm}$; Figure 19). Les débits augmentent progressivement d'amont en aval, de 0,010 à 1,810 m^3/s (Figure 13). Le premier tributaire, la rivière des Vases, présente une activité en radon de 300 mBq/L, un débit de 0,600 m^3/s et une conductivité électrique de 103 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Le deuxième tributaire, la rivière des Pins, possède une activité en ^{222}Rn de 200 mBq/L, un débit de 0,4 m^3/s et une conductivité électrique de 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Tableau 4: Mesures réalisées dans la rivière Nicolet – Région Nicolet-bas-Saint-François

	Minimum	Maximum	Moyenne
Débit (m ³ /s)	0,010	1,810	0,820
Largeur (m)	2,8	29,6	16,3
Profondeur (m)	0,08	0,67	0,30
²²² Rn (mBq/L)	22	1091	439
Conductivité électrique (µS/cm)	75	167	115

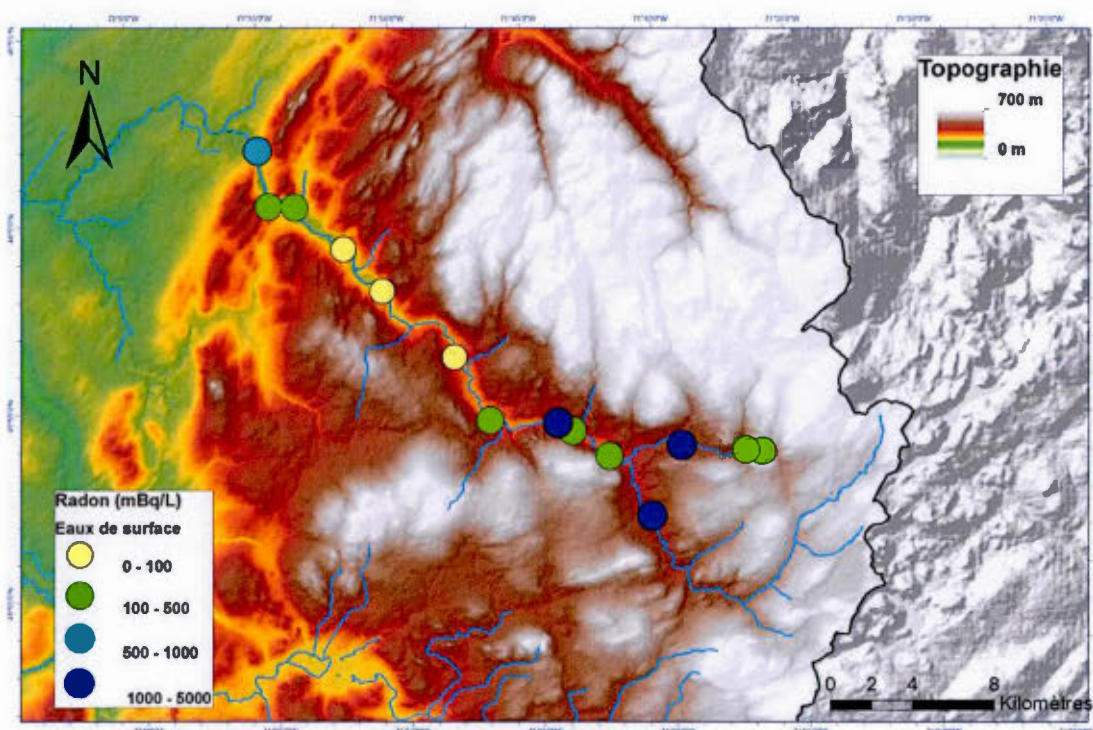


Figure 13: Distribution spatiale de l'activité ²²²Rn (mBq/L) dans la rivière Nicolet – Région Nicolet-bas-Saint-François

4.3. Discussion

4.3.1. Relation entre l'activité du ^{222}Rn et la géologie

Les résultats montrent une relation entre les activités en ^{222}Rn dans les eaux souterraines et les lithologies des aquifères encaissantes. Dans la région de Vaudreuil-Soulanges, les activités les plus fortes (400 Bq/L) sont observées dans l'eau circulant dans les fractures du granite grenvillien (intrusion du Mont Rigaud) (Figure 14). Pour la dolomie du Beekmantown, 100% des activités en radon sont comprises entre 0 et 60 Bq/L. Pour le grès du Postdam, 94% des activités sont comprises entre 0 et 100 Bq/L, et 6% sont comprises entre 140 et 160 Bq/L.

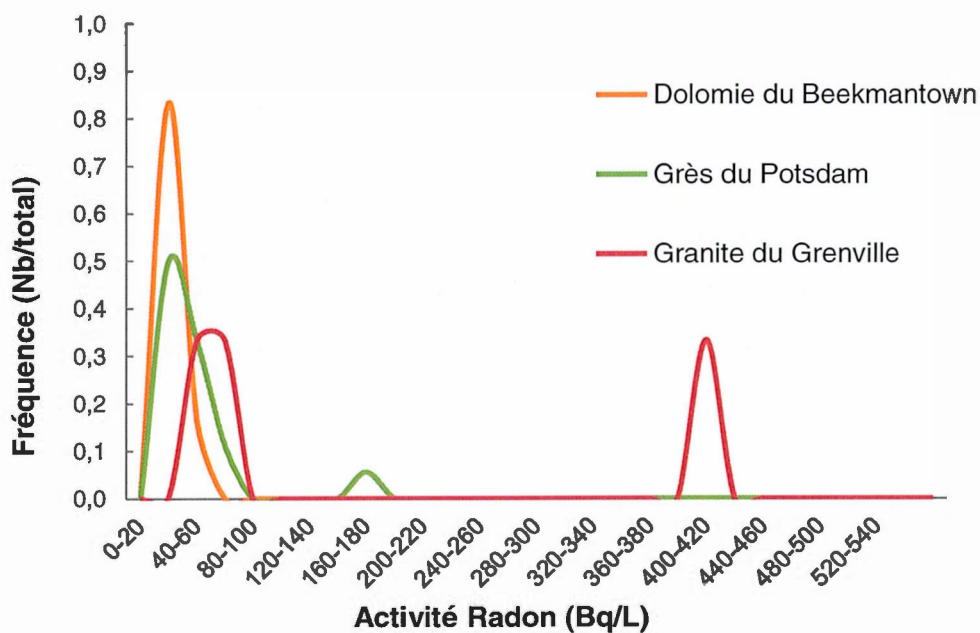


Figure 14: Histogrammes de fréquences des activités ^{222}Rn dans les eaux souterraines – Région Vaudreuil-Soulanges

Ces résultats découlent du potentiel uranifère de ces roches. En effet, les roches ignées-métamorphiques, ici le granite de Mont Rigaud, possèdent plus d'uranium tandis que le grès et la dolomie en contiennent moins (Malka et al., 2000). Cependant, dans le cas des aquifères granitiques, l'absence de fréquence d'activité entre 100 et 400 Bq/L provient très certainement d'un biais d'information, dû au manque de puits présents dans ces aquifères. En effet, la campagne d'échantillonnage a permis d'analyser seulement trois puits dans l'aquifère granitique. Il est possible que les fréquences d'activités aient été différentes si cette formation géologique avait été représentée par plus d'échantillons.

Les lithologies présentes dans la région de Nicolet-bas-Saint-François sont regroupées en deux groupes : les roches appalachiennes et les roches des Basses-Terres du Saint-Laurent. Au total, 92% des activités mesurées dans les roches sédimentaires des Basses-Terres du Saint-Laurent sont entre 0 et 40 Bq/L (Figure 15), et 8% des activités se trouve entre 40 et 80 Bq/L. Les roches appalachiennes ont une gamme de fréquence beaucoup plus étendue des activités du ^{222}Rn , allant de 0 à 500 Bq/L, avec 50% des activités dans la gamme 0 - 80 Bq/L, 10% entre 80 et 200 Bq/L, 1% des activités entre 300 et 320 Bq/L et 1% des activités de 540 à 560 Bq/L.

Pour les deux bassins versants étudiés, une corrélation est visible entre les activités en radon dans l'eau souterraine et la géologie de l'aquifère encaissant. Un fort potentiel uranifère des roches permet d'atteindre des activités en radon dans l'eau souterraine plus élevée (de l'ordre de la centaine et plus). Ces observations ont aussi été mises en évidence dans une grande partie des Basses-Terres du Saint-Laurent (Pinti et al., 2015 ; Figure A3. 1). Cette étude montre que les aquifères du piedmont appalachien enregistre des activités plus élevées que celles des Basses-Terres du Saint-Laurent. Les auteurs présentent également une relation linéaire entre l'activité du ^{222}Rn dans l'eau souterraine et la teneur

en U dans la roche, selon un coefficient d'émanation et la porosité de la dite-roche. Ceci a permis d'identifier le potentiel en radon pour chaque unité. Les unités avec les plus fort potentiel sont le grès du Potsdam pour la région de Vaudreuil-Soulanges, et les unités métasédimentaires de la Province des Appalaches.

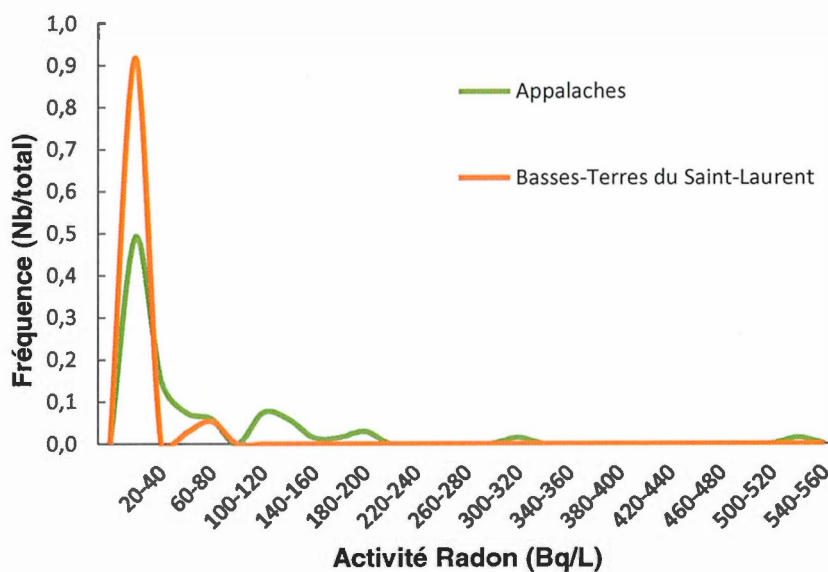


Figure 15: Histogramme des fréquences de l'activité du ^{222}Rn dans les eaux souterraines - Région Nicolet-bas-Saint-François

4.3.2. Comparaison des bassins versants

Les unités géologiques présentes dans les deux bassins versants sont différentes, pourtant le même schéma est observable. En effet, les unités ignées-métamorphiques des Appalaches et du Mont Rigaud présentent toutes les deux le plus fort potentiel de production en radon. La gamme d'activités est dans les deux cas, de 0 à 500 Bq/L. tandis que les activités des

unités sédimentaires des Basses-Terres du Saint-Laurent sont entre 0 et 10 Bq/L pour la zone Nicolet et entre 0 et 50 Bq/L pour la zone Raquette.

Les résultats observés dans les deux régions sont en accord avec les activités mesurés dans l'étude de Pinti et al. (2014). Ces auteurs ont montrés que dans la région des Basses-Terres du Saint-Laurent (entre Montréal et Québec) le piedmont appalachien présente les plus fortes activités en radon (de 50 à 310 Bq/L). L'intrusion Montérégienne (Mont Saint-Hilaire) présente également une auréole d'activité proche de 200 Bq/L. Ces zones de fortes activités sont semblables à celles observées dans le cadre de cette étude. En ce qui concerne les unités sédimentaires, Pinti et al. (2014) rapportent des activités en radon comprises entre 0 et 30 Bq/L, avec quelques zones plus concentrées.

En combinant les résultats de la présente étude et ceux d'autres travaux (Dyck et al., 1980; Pinti et al., 2014), il devient possible de faire des extrapolations des activités en radon dans les eaux souterraines, en se basant sur le géologie des aquifères. Ces observations peuvent permettre une prospection plus large à un moindre coût, afin d'identifier des zones de forte production pouvant s'accumuler dans les sous-sols des bâtiments, entraînant ainsi des dangers pour la santé. D'un point de vue hydrogéologique, pouvoir identifier les zones de production du radon permet de justifier ou non l'utilisation de celui-ci comme traceur. En effet, si l'on considère une zone contenant uniquement des unités sédimentaires, ou d'épais dépôts meubles, il est possible que l'activité du radon contenu dans les eaux souterraines ne suffise pas pour tracer l'apport d'eau souterraine aux rivières. Dans la présente étude les roches sédimentaires produisent en moyenne 10 Bq/L, et les activités dans les rivières sont de l'ordre du mBq/L, ce qui rend possible le traçage des apports d'eau souterraine par le radon.

Dans les deux bassins versants, les aquifères au roc montrent des activités en radon les plus élevées (38,6 Bq/L pour Vaudreuil-Soulanges ; 41,4 Bq/L pour Nicolet), comparativement aux aquifères granulaires qui sont plus faibles (6,2 Bq/L pour Vaudreuil-Soulanges ; 23,1 Bq/L pour Nicolet). La même relation est observée avec la conductivité électrique : les aquifères granulaires des deux bassins versants présentent des conductivités électriques du même ordre de grandeur (397 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pour la région de Vaudreuil-Soulanges et 328 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pour la région de Nicolet). Bien la conductivité électrique des aquifères au roc soit différente pour les deux bassins versants, elle est quand même plus élevée que celle des aquifères granulaires (580 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pour la région de Vaudreuil-Soulanges et 998 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pour la région de Nicolet).

4.3.3. ^{222}Rn , débit et conductivité électrique dans les rivières

Les premiers kilomètres de la rivière à la Raquette à partir de l'amont montrent peu de variation de l'activité ^{222}Rn et du débit (Figure 16). Cela peut s'expliquer par le fait que la rivière coule sur des dépôts d'argile. Entre 6,5 et 7,1 km, trois tributaires se jettent dans la rivière à la Raquette, ce qui se traduit par une augmentation du débit de la rivière (de 0,02 et de 0,03 m^3/s), et par une légère augmentation de l'activité du ^{222}Rn (enrichissement par les tributaires de 195 à 348 mBq/L).

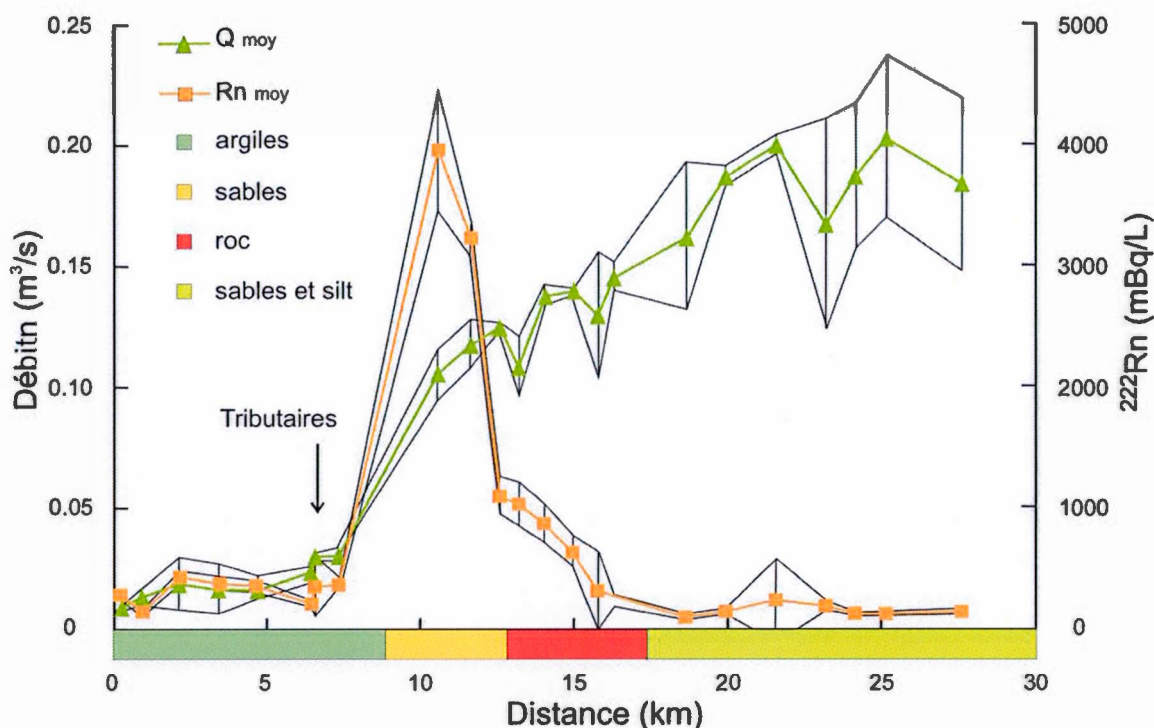


Figure 16: Évolution du débit et de l'activité ^{222}Rn dans la rivière à la Raquette – Région Vaudreuil-Soulanges (les courbes enveloppes reflètent les valeurs minimales et maximales mesurées lors des trois campagnes d'échantillonnage à l'étiage en 2014)

À 10 km, une augmentation importante de l'activité radon et du débit de la rivière est visible (de 358 à 3950 mBq/L ; de 0,03 à 0,11 m^3/s). Cette augmentation coïncide avec le changement de lithologie du fond de la rivière qui devient sableux. Ces résultats indiquent qu'il y a dans ce secteur une décharge d'eau souterraine dans la rivière. La marge d'erreur sur les deux variables provient de la gamme de valeurs mesurées lors de plusieurs échantillonnages. En effet, trois séries temporelles ont été récoltées sur la rivière à la Raquette. Le débit moyen (vert) et l'activité moyenne du radon (orange) correspondent aux moyennes des séries temporelles, et les courbes noires continues représentent les variations

maximum entre ces mêmes séries. La gamme de variation du radon est de 4,9 à 490 mBq/L avec une variation moyenne de 109 mBq/L. Tandis que le débit varie entre 0,001 et 0,04 m³/s, avec une variation moyenne de $\pm 0,01$ m³/s. La conductivité électrique se semble pas être affectée par les tributaires. En effet, la conductivité électrique est stable (autour de 450 μ S/cm ;Figure 17) tout au long de la rivière.

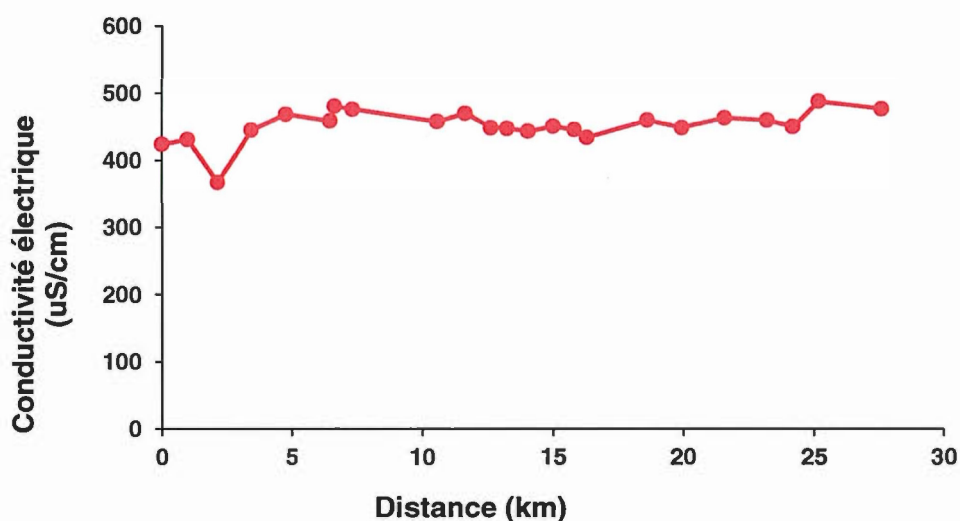


Figure 17: Évolution de la conductivité électrique dans la rivière à la Raquette

Une première augmentation de l'activité du ²²²Rn est visible à 4,1 km de l'amont de la rivière Nicolet (Figure 18). Le débit n'augmente toutefois presque pas dans cette section (de 0,06 m³/s) qui correspond à l'apparition du roc dans le fond de la rivière. La première augmentation de la conductivité électrique est concordante avec celle du radon (Figure 18). La connexion avec le roc semble donc provoquer une décharge d'eau chargée en radon.

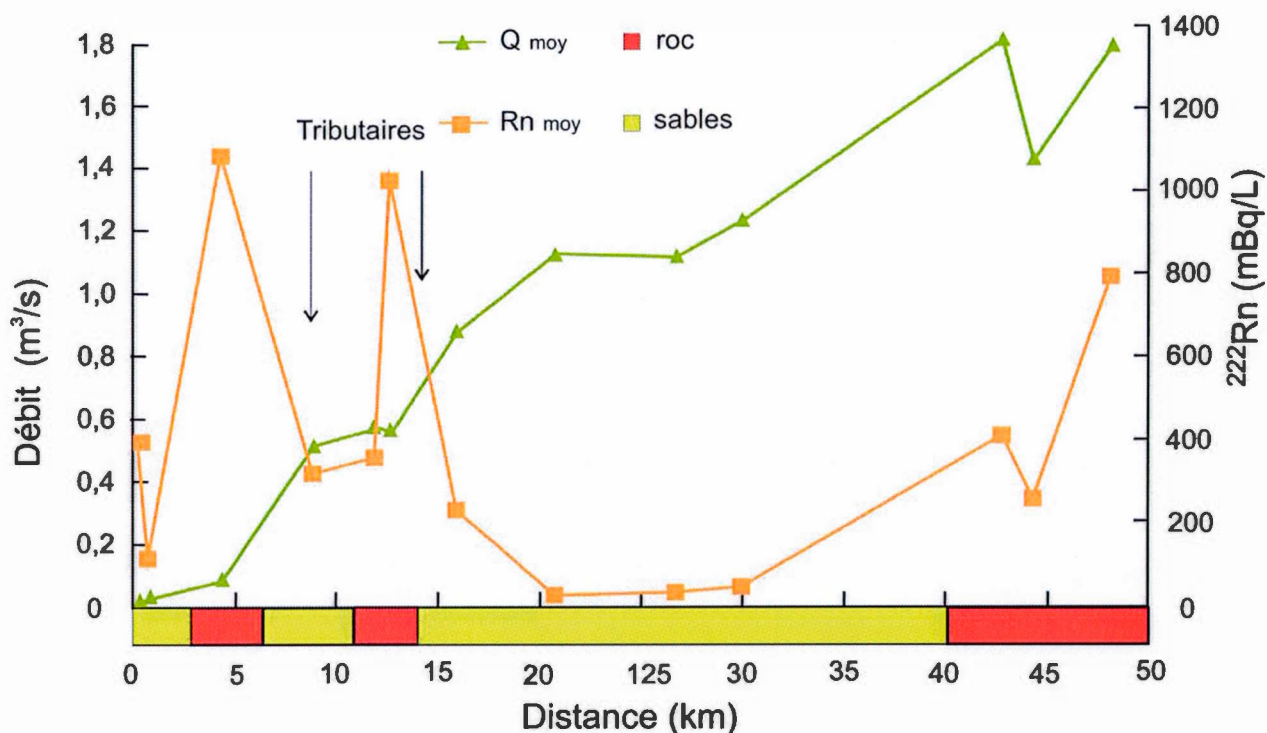


Figure 18: Évolution du débit et de l'activité ^{222}Rn de la rivière Nicolet – Région Nicolet-bas-Saint-François

Le premier tributaire, à 8,6 km est responsable d'une augmentation du débit de $0,4 \text{ m}^3/\text{s}$, alors que l'activité du ^{222}Rn diminue de 767 mBq/L et la conductivité électrique de $40 \mu\text{S/cm}$ (Figure 19). Cela s'explique par les faibles activités en radon et la faible conductivité électrique mesurées dans le tributaire, qui entraîne une dilution du signal dans la rivière. À 12,4 km, une deuxième augmentation du radon est visible (de 355 à 1024 mBq/L), encore une fois en l'absence d'une augmentation du débit. Cette augmentation de l'activité en radon concorde cette fois avec la transition entre la présence

de dépôts de silt-sableux dans le lit de la rivière et l'apparition du roc dans le fond de la rivière. L'arrivée du deuxième tributaire entraîne une augmentation du débit de $1 \text{ m}^3/\text{s}$ alors que l'activité en ^{222}Rn diminue de 200 mBq/L , à nouveau par dilution. Après 40 km , le roc affleure à nouveau dans le fond de la rivière, au même endroit que l'activité radon atteint 790 mBq/L , la conductivité électrique augmente jusqu'à $167 \text{ }\mu\text{S/cm}$ et le débit augmente à $1,79 \text{ m}^3/\text{s}$, sa valeur maximale sur tout le tronçon étudié.

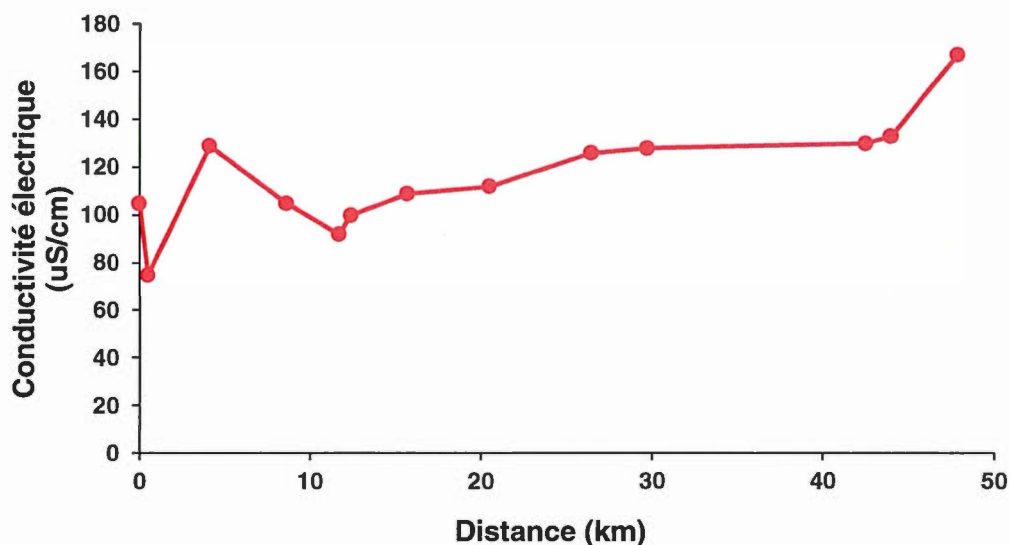


Figure 19: Évolution de la conductivité électrique dans la rivière Nicolet

4.4 Synthèse

Ce chapitre compile toutes les données récoltées dans les eaux souterraines et les eaux de surface pour les deux zones d'études. Dans les eaux souterraines, les activités en ^{222}Rn sont comprises dans une gamme allant de 0,3 à 520,2 Bq/L. La gamme pour la conductivité électrique de l'eau est de 51 à 31 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Dans les eaux de surface, la gamme des activités en ^{222}Rn est de 22 à 3454 mBq/L. La gamme des conductivités électriques est de 75 à 488 $\mu\text{S}/\text{cm}$, tandis que le débit des rivières est compris entre 0,002 et 1,180 m^3/s . Ces résultats ont permis de mettre en lumière une relation entre la géologie et l'activité dans l'eau souterraine, en se basant sur le potentiel uranifère des roches. Cette relation est confirmée par l'étude de Pinti et al. (2014) dans une grande majorité des Basses-Terres du Saint-Laurent. Les résultats dans les rivières ont mis en évidence le lien entre l'activité du radon dans l'eau de surface et la lithologie du fond de rivière, et donc la connexion avec les aquifères sous-jacents.

5. MODÉLISATION

Ce chapitre se divise en deux parties. La première traite de la quantification du taux de dégazage en vue de la modélisation. Les résultats des tests d'injection d'argon ainsi que la discussion associée y sont présentés. Dans la deuxième partie, les résultats de la modélisation sont présentés, de même qu'une discussion sur la fiabilité des modèles, une comparaison entre les décharges estimées pour les deux modèles, et une série de recommandations pour améliorer les modèles.

5.1. Injection d'argon

5.1.1. Résultats

L'expérimentation en laboratoire a pour but de déterminer s'il est possible d'injecter dans l'eau plus d'argon que la quantité naturellement présente dans la rivière, afin de créer une anomalie. La quantité d'argon naturellement présente dans l'eau provient de l'équilibre qui se fait avec l'atmosphère, l'ASW (de l'anglais « *Atmospheric Saturated Water* »).

Le test n°1 a montré que la méthode d'échantillonnage fonctionne. En effet, les quantités d'³⁶Ar et d'⁴⁰Ar sont du même ordre de grandeur que l'ASW (Tableau 5). Cela prouve que

l'échantillonnage par pompage n'entraîne pas de fractionnement. Il est à noter que les rapports présentés sont des normalisations par rapport à l'argon dissous à l'équilibre avec l'atmosphère (ASW), à une température de 20°C. Dans l'optique du traçage en rivière, ce test démontre qu'une injection dans une cuve statique ne produit pas d'anomalie d'argon.

Tableau 5: synthèse des résultats des tests de l'injection en laboratoire

n° test	n° essai	Temps d'injection (h)	Pression dans la membrane (psi)	Débit entrant (cm ³ /s)	$R(^{40}\text{Ar}_{\text{ech}} / ^{40}\text{Ar}_{\text{ASW}})$	$R(^{36}\text{Ar}_{\text{ech}} / ^{36}\text{Ar}_{\text{ASW}})$
Test 1	Essai 1	ponctuel	de 1 à 18	0		
	Essai 2	24	10	0	0.64	0.92
Test 2	Essai 1	24	8	50	1.48	1.75
Test 3	Essai 1	20	10	53	1,58	1.88
	Essai 2	20	14	69	0,85	1.02
	Essai 3	20	18	84	0,88	1.15
	Essai 4	4	18	77	1.82	2.31
	Essai 5	20	5	42	5.44	5.60
	Essai 6	20	2.5	37	3.75	3.74
Test 4	Essai 1	20	2.5	52	4.06	4.04
	Essai 2	20	2.5	47	2.79	2.78
	Essai 3	20	2.5	70	3.10	3.11
	Essai 4	20	2.5	84	1.62	1.62
	Essai 5	20	2.5	20	1.72	1.80
	Essai 6	20	2.5	11	4.93	5.28

Étant donné qu'aucune anomalie n'a été détectée dans une cuve statique (test n°1), le test n°2 a été réalisé en surverse. Afin de recréer au mieux les conditions en rivière, la membrane diffusive est immergée dans une cuve légèrement inclinée, où l'eau rentre par le fond de la cuve et s'écoule de l'autre côté jusqu'à déborder naturellement. Cette configuration crée une circulation à travers la membrane, entraînant ainsi un enrichissement de 1,48 pour l'⁴⁰Ar et 1,75 pour l'³⁶Ar. Bien qu'aucune anomalie ne soit visible (Tableau 5), la concentration d'argon n'est pas encore suffisante pour envisager un traçage en rivière.

Dans le but d'éviter un éventuel fractionnement, pour le test n°3 le pompage a été démarré dès le début de l'injection, de manière à ce que l'échantillon prélevé soit totalement à l'équilibre avec l'eau de la cuve. Ce test comporte six essais. Les essais représentent des couples de pression/débit qui augmentent simultanément. Les résultats montrent une relation inverse entre la pression et le rapport Éch/ASW (Figure 20a), jusqu'à un plateau observable pour des pressions au-delà de 10 psi. Il est possible que ceci soit causé par une pression trop forte dans la membrane qui engendre la formation de bulles d'argon au contact de la membrane et qui se dégazent rapidement vers l'atmosphère. Lorsque la pression est plus faible, le processus de diffusion dans l'eau est plus efficace et une plus grande quantité d'argon peut se dissoudre à l'équilibre dans l'eau. Au cours de l'expérience, des bulles sont effectivement apparues plus rapidement autour de la membrane lorsque la pression était élevée. Une relation similaire est visible avec les débits (Figure 20b). Comme le débit et la pression ont été modifiés simultanément, il est toutefois difficile de savoir si cette relation est véritablement due à la variation du débit ou si elle résulte d'une variation de la pression.

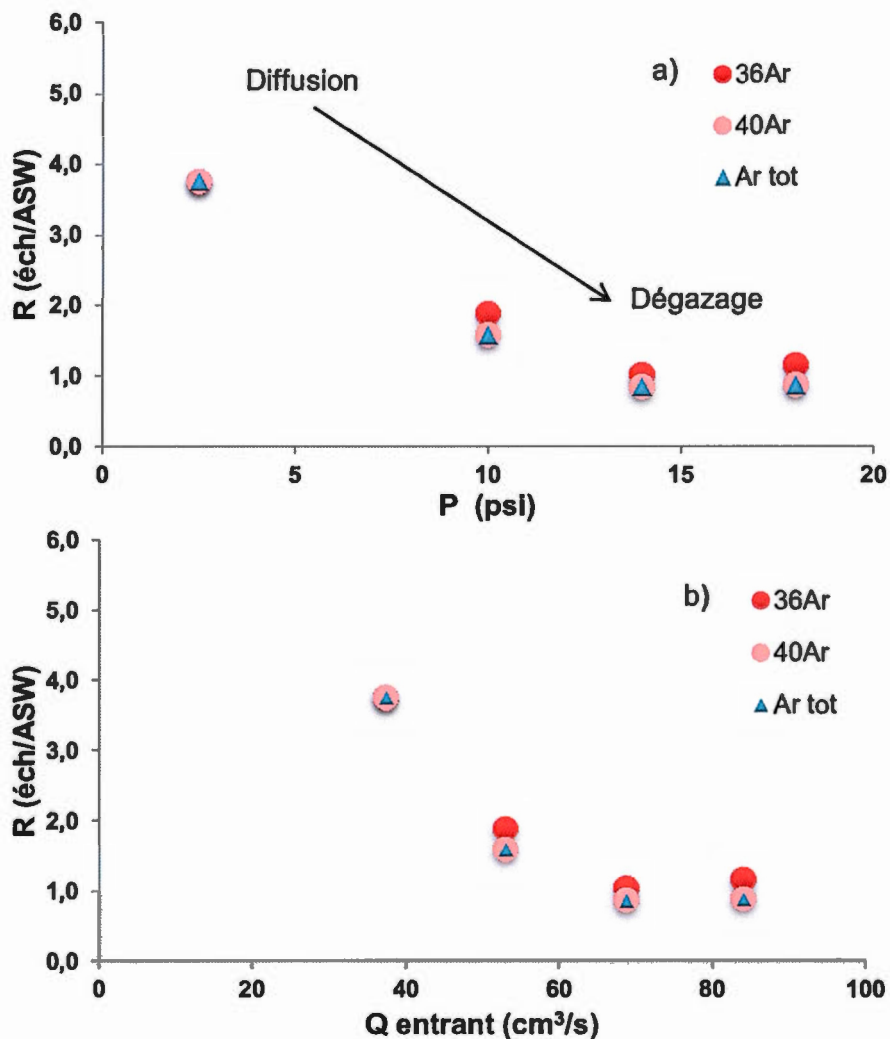


Figure 20: Évolution du ratio R en fonction a) de la pression appliquée au tuyau et b) du débit d'eau entrant (test n°3)

Le test n°4 a été réalisé pour déterminer l'influence du débit sur la diffusion de l'argon. Six essais ont été menés, tous avec une pression dans la membrane de 2,5 psi (choix fait par rapport au test n°3), mais en faisant varier le débit entre 11 et 84 cm^3/s (Figure 21). Les

premiers résultats en ^{40}Ar et en ^{36}Ar (essais # 4.1, 4.3 et 4.4) tendent vers une relation linéaire inverse entre le débit et le rapport d'argon. Cependant les essais # 4.2 ; 4.5 et 4.6 viennent contredire cette relation. La combinaison des tests n°3 et n°4 prouvent que seule la pression dans la membrane est un facteur déterminant dans l'anomalie d'argon.

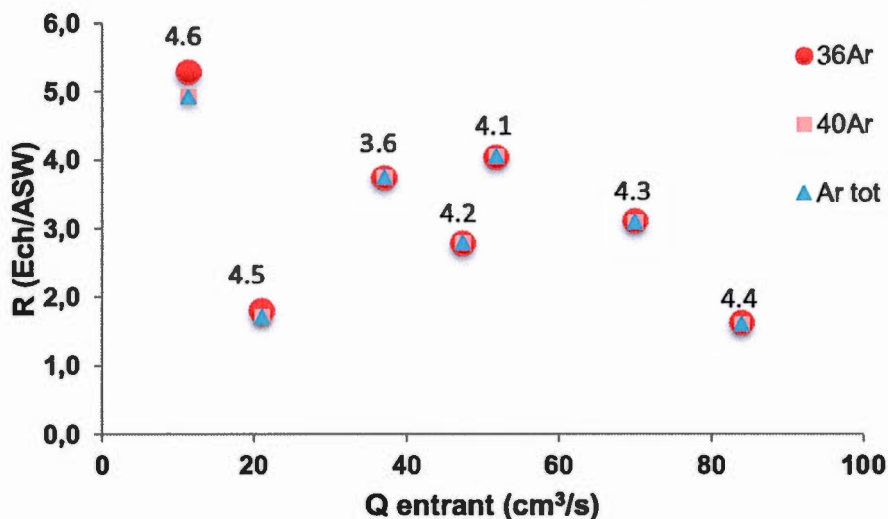


Figure 21: Évolution du ration R en fonction du débit d'eau entrant (essais du test n°4)

5.1.2. Discussion

Pour déterminer si le traçage à l'argon est une méthode efficace, il est d'abord important de comprendre comment le traçage s'insèrera dans la modélisation. Afin de simplifier l'injection, le traçage se fera sur 1 km. En utilisant le modèle *Radin 14*, et en simulant une injection sur 1 km, il est possible de déterminer la quantité minimale d'argon à injecter dans le but de réaliser un traçage sur 1 km (Figure 22). Pour cela, il faut ajuster la concentration en argon au site d'injection, de manière à simuler une concentration correspondant à l'ASW

à 20°C à 1 km (i.e. 0,0038 ccSTP/g). Pour cette simulation, l'apport d'eau souterraine est posé à zéro comme la simulation n'est conduite que sur 1 km. Le taux d'évaporation E est établi à 1 mm/j (Wanninkhof et al., 1990), tandis que le taux de dégazage est de 1,9 m/j. Ces valeurs sont choisies à partir de la littérature existante (Tableau 6), et basées sur la morphologie de la rivière (largeur, profondeur, débits initial et final).

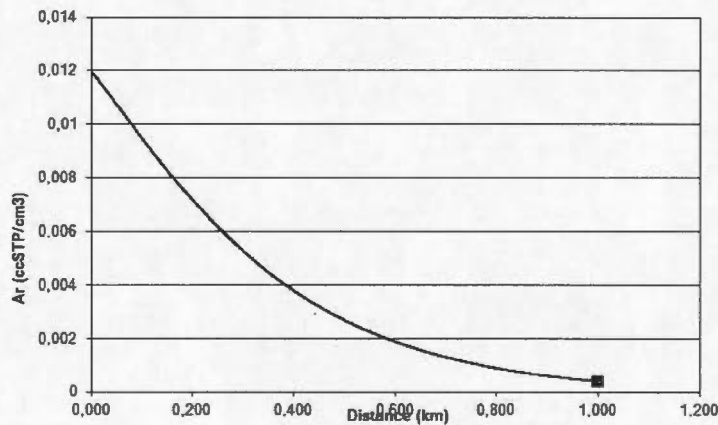


Figure 22: Modélisation préliminaire pour l'injection d'argon

Cette modélisation préliminaire a permis de déterminer que la quantité minimale d'argon à injecter est de 10^{-2} ccSTP/g. Les résultats ont montré que le facteur dominant la diffusion d'argon semble être la pression dans la membrane. Les résultats du test n°3 montrent au maximum un rapport $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de 3,75. Pour que le traçage soit réalisable et modélisable, il faut un rapport de 31,45 (10^{-2} ccSPT/g par rapport à l'ASW à 20°C). L'ensemble des différents résultats montre que le traçage à l'argon n'est pas réalisable sur 1 km. En effectuant une autre modélisation préliminaire et en fixant la quantité initiale maximale obtenue lors des tests (test n°3, essai 3.6 : $[^{40}\text{Ar}] = 1,20 \cdot 10^{-3}$ ccSTP/g), le traçage serait

visible dans la rivière seulement sur une distance de 400 m (Figure 23). Étant donné ce résultat, réaliser un traçage en rivière et transférer le taux de dégazage calculé à la rivière complète induirait beaucoup d'incertitude, en raison notamment de l'hétérogénéité de la morphologie de la rivière. Il est donc nécessaire de déterminer le taux de dégazage d'une autre manière.

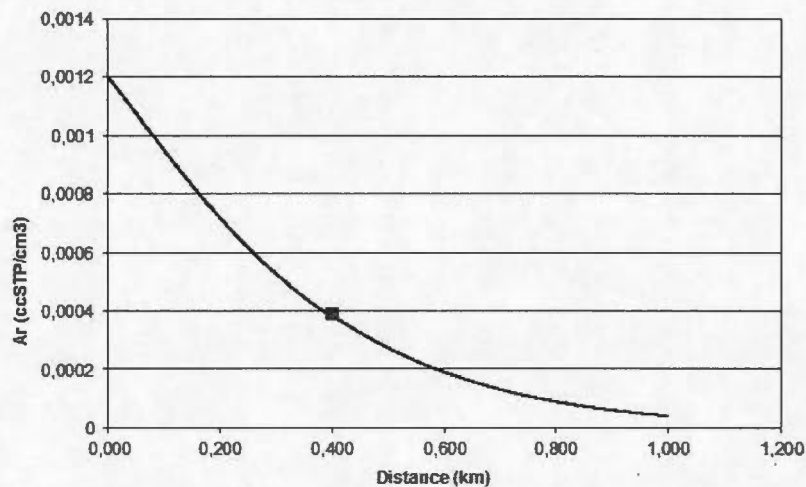


Figure 23: Modélisation préliminaire pour l'injection d'argon avec les résultats obtenus en laboratoire

La recherche sur l'utilisation de l'argon comme second traceur doit néanmoins être poursuivie. Quelques pistes d'amélioration peuvent être explorées. En effet, lorsque la pression est au plus faible, l'argon diffusé est légèrement inférieur à la quantité nécessaire pour un traçage. Cependant le système a été réalisé avec 22 m de membrane. Il est envisageable que si la longueur de la membrane est doublée, la quantité diffusé serait suffisamment conséquente pour un éventuel traçage en rivière. Cette méthode peu couteuse et facile à réaliser pourrait être mise en œuvre sur plusieurs rivières ou même à plusieurs

endroits sur la même rivière, et ainsi rendre la modélisation de la décharge d'eau souterraine en rivière plus robuste.

5.2. Modélisation de la décharge des eaux souterraines

5.2.1. Choix du taux de dégazage

Une revue de la littérature est nécessaire pour déterminer une gamme dans laquelle le taux de dégazage (k) sera calé. Dans ce but, les valeurs de k de plusieurs environnements ont été recensées (Tableau 6). Ces taux de dégazage varient entre 0,15 m/j pour des zones humides et lacs, jusqu'à 5,4 m/j pour des rivières de taille importante (débit initial de 0,03 m³/j et gradient de pente de 0,045%). Il existe plusieurs techniques pour estimer le taux de dégazage du radon vers l'atmosphère. Certains ont pu mettre en évidence une relation positive entre la vitesse du vent et le taux de dégazage (Clark et al., 1994; Raymond et Cole, 2001 ; Tobias et al., 2009). Le vent a pour effet de perturber la surface de l'eau, augmentant ainsi l'épaisseur de la couche de diffusion. Tobias et al. (2010) présente un facteur de 0,0018 entre la vitesse du vent et le taux de dégazage. Raymond et Cole (2001) présente un recensement de plusieurs études, donnant une relation exponentielle positive entre la vitesse du vent et le taux de dégazage.

Si l'on considère les petites rivières, le vent semble avoir un effet négligeable sur le taux de dégazage (Cook et al., 2003; 2006). Et, k serait plus influencé par le gradient de pente de la rivière et le débit que par le vent. D'après Cook et al. (2003), en théorie, un gradient de pente inférieur à 1% engendrerait un k proche de 1 m/j, tandis qu'un gradient de pente de l'ordre de 10% et plus donnerait une valeur de k supérieure à 10 m/j. Le gradient de pente aurait une influence sur l'écoulement de la rivière et, en présence d'écoulement turbulent,

la couche de diffusion serait plus épaisse et diffuserait le gaz plus rapidement. D'après plusieurs études sur le terrain (Rogers, 1958 ; Wanninkhof et al., 1990 ; Gleeson, 2015), des gradients de l'ordre de 0,02 à 0,05 entraîneraient des taux de dégazage au-delà de 5 m/j. Le débit et la morphologie de la rivière ont les mêmes effets sur le taux de dégazage selon Zappa et al. (2003; 2007; 2012). En effet, à débit égal une rivière moins profonde sera plus turbulente qu'une rivière profonde, et le taux de dégazage sera plus important.

Les deux rivières à l'étude dans ce projet sont considérées comme peu influencées par le vent. La rivière à la Raquette, bien qu'elle coule en partie dans une plaine agricole, est souvent bordée d'arbres (pente de 0,001). L'amont de la rivière Nicolet coule dans les Appalaches, une zone fortement boisée et de topographie marquée par le relief des Appalaches (pente de 0,01). De plus, les débits amont des deux rivières sont faibles, les largeurs et les profondeurs sont faibles ($Q_0^{\text{Raquette}} = 0.002 \text{ m}^3/\text{s}$; $Q_0^{\text{Nicolet}} = 0.01 \text{ m}^3/\text{s}$; $L_{\text{moy}}^{\text{Raquette}} = 4 \text{ m}$; $L_{\text{moy}}^{\text{Nicolet}} = 16 \text{ m}$; $P_{\text{moy}}^{\text{Raquette}} = 20 \text{ cm}$; $P_{\text{moy}}^{\text{Nicolet}} = 30 \text{ cm}$;). En termes de largeurs/profondeurs/débit/gradient, les deux rivières sont comprises dans la gamme des valeurs rapportées dans la littérature. La rivière Cockburn (Australie), la rivière Sugar Creek (Indiana, É.-U.) et la rivière Bécancour (Canada) pourraient représenter la limite supérieure avec des largeurs allant de 5 à 30 m, et avec des débits moyens plus grands (Tableau 6). La rivière Hallue (France) est une petite rivière avec une largeur de quelques centimètres à 5 m et un débit du même ordre de grandeur que les rivières étudiées ici. En termes de gradient de pente, la rivière à la Raquette est proche de la Bécancour (0,001%) tandis que la rivière Nicolet s'approche de la Hallue, de la rivière West Fork et de la Sagehen creek.

En se basant sur des travaux réalisés sur des rivières similaires (Cook et al., 2006; Ferlatte, 2011; Lefebvre, 2011, Gleeson, 2015), le taux de dégazage de la rivières à la Raquette

devrait être compris entre 1,3 et 2,3 m/j, tandis que la rivière Nicolet aurait une borne supérieure plus élevée (donc de 1,3 à 5 m/j), en raison de son gradient de pente plus élevé.

Tableau 6: Taux de dégazage du radon vers l'atmosphère rapportés dans la littérature

k (mJ)	Q initial (m³/s)	Profondeur moyenne (m)	Gradient de pente (%)	Rivière	Source
0,16				Bassin versant de la rivière Tay, Ontario, Canada	Gleeson et al., 2009
0,4 - 1,8				Baie San Francisco, CA, É.-U.	Hartman et Hammond, 1984
1	10,00	1,50	0,0003	Daly River, Australie	Cook et al., 2003
1,3	7,30		0,0014	Rivière Bécancour, Québec	Ferlatte, 2011
1,5	0,02	0,15	0,0010	Suger Creek, Indiana, É.-U.	Tobias et al., 2009
1,6	0,009	12,00	0,0030	Cockburn River, Australie	Cook et al., 2006
2,1 - 4,1			0,0001	Pee Dee River, Caroline du sud, É.-U.	Elsinger et Moore, 1983
2,3	0,05		0,0170	Rivière Hallue, France	Lefebvre, 2011
5,0	0,02	0,10	0,0430	West Fork river, Tennessee, É.-U.	Wanninkhof et al., 1990
5,4	0,03	0,13	0,0460	Sagehen Creek, Californie, É.-U.	Gleeson, 2015
24,0	0,08		0,0170	Weber River	Rogers, 1958

5.2.2. Modélisation de la décharge d'eau souterraine

5.2.2.1. Région de Vaudreuil-Soulanges

La construction du modèle de la rivière à la Raquette a été basée sur les données de largeur et de profondeur de la rivière, de même que sur les activités en radon mesurées dans l'eau souterraine et les débits des tributaires (Tableau 7).

Tableau 7: Paramètres utilisés pour la modélisation de la région de Vaudreuil-Soulanges

Symbole	Description	Valeurs	Unités
E	Taux d'évaporation	0,001	m/j
K	Taux de dégazage	1,9	m/j
W	Largeur	1 – 10	M
D	Profondeur	0,1- 0,2	M
c_i	Activité en radon dans les eaux souterraines	3280 à 145 000	mBq/L
Q₀	Débit initial	0,008	m ³ /s
CE₀	Conductivité initiale	421	μS/cm
C₀	activité en radon en amont de la rivière	288	mBq/L
Q₁	Débit du tributaire 1	0,0075	m ³ /s
C₁	Activité en radon du tributaire 1	368	mBq/L
EC₁	Conductivité électrique du tributaire 1	530	μS/cm
Q₂	Débit du tributaire 2	0,0016	m ³ /s
C₂	Activité en radon du tributaire 2	527	mBq/L
EC₂	Conductivité électrique du tributaire 2	527	μS/cm
Q₃	Débit du tributaire 3	0,0023	m ³ /s
C₃	Activité en radon du tributaire 3	233	mBq/L
EC₃	Conductivité électrique du tributaire 3	428	μS/cm

Le modèle est discrétisé en pas de 43 m de longueur, sur une distance de 30 km. Les valeurs de largeur et profondeur de la rivière ont été interpolées entre les stations de mesure, afin de couvrir toutes les cellules de calcul. L'échantillonnage des eaux souterraines a été fait de manière à ce que chaque échantillon de la rivière soit associé avec un échantillon dans l'aquifère le plus proche de la rivière. Donc les 21 échantillons d'eaux souterraines ont été intégrés au modèle en suivant leur distance le long de la ligne d'écoulement de la rivière. Ces activités mesurées sont comprises entre 3280 et 145 00 mBq/L, avec une moyenne de 22 000 mBq/L. Le débit initial de la rivière est mesuré à 0,008 m³/s et atteint 0,2 m³/s à l'exutoire La conductivité électrique mesurée (Figure 17) dans la rivière a également été reportée dans le modèle. Le taux d'évaporation est très faible, il a été fixé à 1 mm/j (Wanninkhof et al.).

Le modèle a été calé en modifiant manuellement les apports d'eau souterraine et le taux de dégazage dans l'intervalle identifié à la section précédente, de manière à reproduire les débits de la rivière et les activités du ²²²Rn dans la rivière (Figure 24). Le taux de dégazage k optimal correspond à 1,9 m/j. Le modèle reproduit les valeurs mesurées de manière assez fiable pour cette région.

Les huit premiers kilomètres de la rivière à la Raquette sont simulés par une faible décharge d'eau souterraine de 0,2 à 0,3 m³/j/m. Une deuxième décharge importante, simulé à 2,5 m³/j/m à partir de 8 km, est responsable de l'augmentation du débit de 0,02 à 0,1 m³/s, et de celle du radon de 366 à 4018 mBq/L. Après 12 km, la décharge diminue jusqu'à 0,3 m³/j/m, entraînant une diminution exponentielle de radon et une stagnation du débit. Une dernière décharge de 1,5 m³/j/m à 20 km entraîne une augmentation graduelle du débit de 0,14 à 0,18 m³/s, tandis que le radon reste proche de 100 mBq/L.

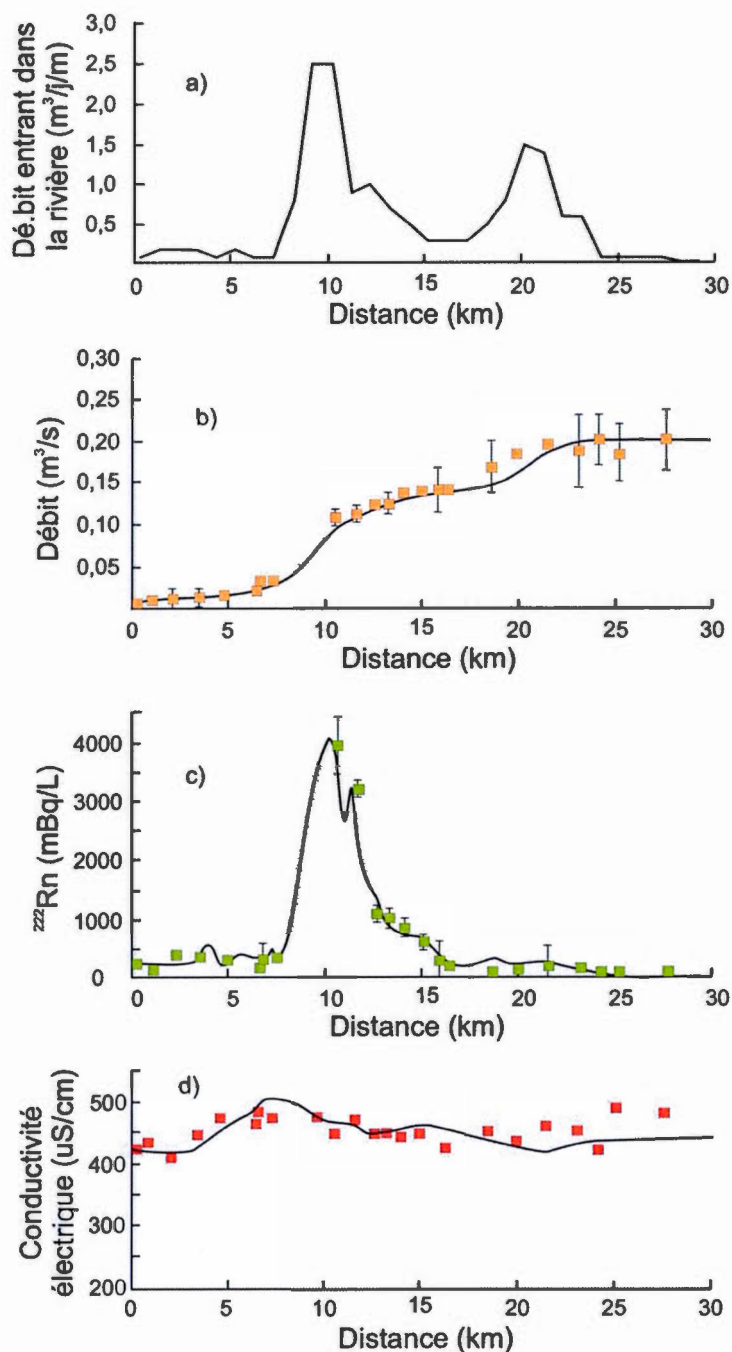


Figure 24: Résultats de la modélisation pour la rivière à la Raquette a) débit déchargé dans la rivière, b) débit de la rivière, c) ^{222}Rn et d) conductivité électrique mesurés (symboles) et simulés (ligne continue). Les barres d'erreur représentent la variation temporelle des mesures.

La quantité totale d'eau déchargée dans la rivière simulée est de 11 730 m³/j. Bien qu'elle ne présente que peu de variations, la conductivité électrique est plutôt bien représentée par la simulation. Cependant, l'effet de la décharge sur elle semble moins prononcé que pour les autres variables. La deuxième décharge de 2,5 m³/j/m n'entraîne une augmentation que de 450 µS/cm. Les décharges suivantes ne semblent pas affecter la conductivité électrique car celle-ci se stabilise autour de 450 µS/cm.

Les erreurs quadratiques moyennes des débits et des activités du radon sont calculées pour le modèle de la rivière à la Raquette. L'erreur quadratique entre les débits mesurés et simulé est de 0,004 m³/s. Et l'erreur quadratique moyenne entre les activités du radon mesurées et simulées est de 29 mBq/L.

Une analyse de sensibilité a été faite pour le modèle de la rivière à la Raquette. Les paramètres k , E , w , d , c_i , I ont été modifiés entre +30% et -30%, en se basant sur les valeurs calées (Figure 25). Le modèle montre peu de sensibilité au taux d'évaporation (E) et à la profondeur de la rivière (d). Une erreur sur ces paramètres a donc peu d'impact sur les résultats de la simulation. Bien que sensible à la largeur de la rivière, celle-ci a été mesurée à chaque station, 25 fois sur la rivière et donc fiable. Son influence est grande (coefficients de sensibilité S_r de 0,7 et 1,3 ; Tableau 8), mais contraignable car une prise de mesure précise est possible. L'influence de l'activité du radon dans les eaux souterraines sur les activités en rivière est grande, une surestimation de 30% de ce paramètre entraîne une surestimation de 27% du radon en rivière (Figure 25 ; Tableau 8). L'eau souterraine déchargée dans la rivière est celle en lien direct avec celle-ci (Cook et al., 2006). Afin de limiter les surestimations liées à ce paramètre, il faut donc que les échantillons récoltés soient le plus représentatifs possible de l'eau qui se décharge dans la rivière. Pour ce faire, l'échantillonnage doit se faire à de faibles profondeurs. Ainsi, il y a plus de chance que

l'activité du radon mesurée dans les eaux souterraines, soit celle qui se transmet à la rivière. Pour éviter des biais dans les résultats, l'échantillonnage devrait aussi se faire de manière régulière et systématique tout le long de la rivière. Or dans le cadre de cette maîtrise, les puits échantillonnés appartiennent pour la plupart à des particuliers et sont forés dans le roc. Le nombre de puits proches de la rivière était donc restreint. Même si les activités en radon dans les eaux souterraines sont mesurables, elles peuvent être différentes de celle déchargée dans la rivière, ce qui engendre une incertitude non négligeable dans le modèle. Sans surprise, l'activité en rivière est très sensible à l'apport d'eaux souterraines (I) dans la rivière (Sr moyen 0,95). Lorsque la décharge est surestimée, le radon en rivière est également surestimé. Le taux de dégazage n'ayant pas pu être mesuré, il nécessite donc une calibration précise. Lorsque le taux de dégazage est surestimé de 30%, la quantité de radon dans la rivière est sous-estimée de 21%, mais une sous-estimation de k de 30% entraîne une surestimation du radon dans la rivière de 39% (Figure 25).

Tableau 8: Coefficient de sensibilité est calculé à partir de la moyenne de l'activité du radon simulé et de activités variés de $\pm 30\%$ reporté sur les paramètres calibrés et varié à $\pm 30\%$ - rivière à la Raquette;

Paramètre	%	Sr
k	30%	-0,73
	-30%	-1,29
E	30%	0,00
	-30%	0,00
w	30%	-0,74
	-30%	-1,31
d	30%	-0,01
	-30%	-0,01
ci	30%	-0,89
	-30%	0,89
I	30%	0,94
	-30%	0,96

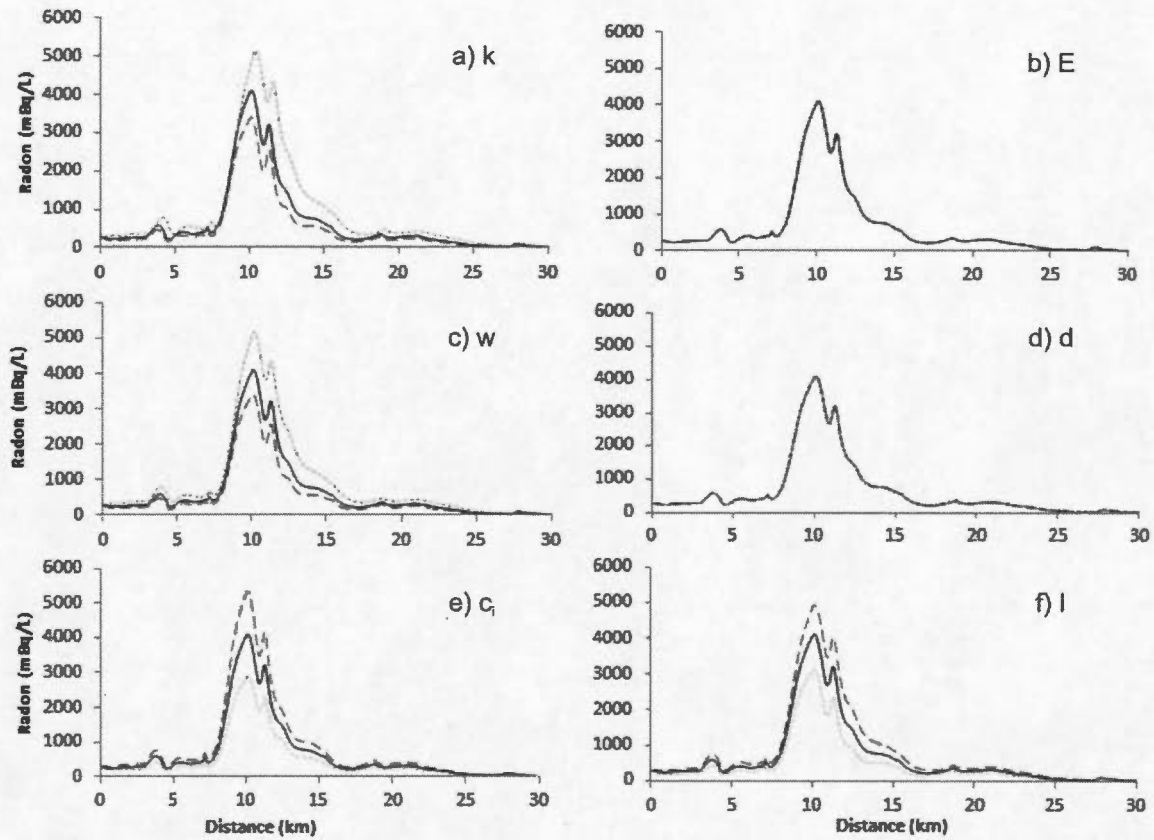


Figure 25: Analyse de sensibilité du ^{222}Rn simulé par une variation de $\pm 30\%$ de a) du taux de dégazage, b) du taux d'évaporation, c) de la largeur, d) de la profondeur, e) de l'activité dans les eaux souterraines, f) de l'apport d'eaux souterraines dans la rivière - rivière à la Raquette

5.2.2.2. Région de Nicolet-Saint-François

Dans le cas de la rivière Nicolet, les mêmes mesures ont été prises, mais sur 13 stations de mesures, accompagnées de 14 puits échantillonnés pour les eaux souterraines. Le modèle est divisé en cellules de 50 m de longueur sur 50 km. Les valeurs de largeur et de profondeur mesurées à chaque station ont servi à interpoler les valeurs sur toute la rivière. Dans la construction du modèle, les activités dans les eaux souterraines ont été moyennées pour chaque lithologie. Ainsi, de 0 à 20 km, les schistes de Sutton-Bennett présentent une activité moyenne de 50 000 mBq/L, de 20 à 40 km, les formations de West-Sutton et de Gilman (schistes, phyllade et ardoises; Groupe de Oak Hill) montrent des activités moyennes autour de 40 000 mBq/L, et de 40 à 48 km, les formations sédimentaires de Dunham et de Sweetsburg (conglomérats, grès, dolomie et quartzite; Groupe Oak Hill) présentent des activités autour de 15 000 mBq/L. La largeur de la rivière varie 0 à 20 m vers l'aval. Tandis que la profondeur varie entre 10 cm et 65 cm. Le débit initial est mesuré à 0,014 m³/s et s'élève à 1,6 m³/s en aval. Deux tributaires ont été échantillonnés à leur embouchure. L'ensemble des paramètres est présenté dans le Tableau 9. Comme pour la rivière à la Raquette, le taux d'évaporation est fixé à 1 mm/j (Wanninkhof et al., 1990).

Lors de la modélisation, l'ajustement de la décharge pour reproduire les débits mesurés a mis en lumière deux sections de rivière distinctes. En effet, le calage des débits sur les premiers 25 km est aisé. Le calage du radon en rivière de cette partie est possible avec un taux de dégazage de 1,8 m/j. Cette valeur est en accord avec la revue de la littérature présentée dans la section 5.2.1. Avec cette valeur de k, le débit d'eau souterraine déchargée dans la rivière est de 22 300 m³/j.

Tableau 9: Paramètres de modélisation pour la région de Nicolet-bas-Saint-François

Symbole	Description	Valeurs	Unités
E	Taux d'évaporation	0,001	m/j
k	Taux de dégazage	1,8	m/j
w	Largeur	3 – 20	M
d	Profondeur	0,1- 0,65	M
c_i	Activité en radon dans les eaux souterraines	15000 - 500000	mBq/L
Q₀	Débit initial	0,014	m ³ /s
C₀	Activité en radon en amont de la rivière	395	mBq/L
EC₀	Conductivité électrique initiale	105	μS/cm
Q₁	Débit du tributaire 1	0,6	m ³ /s
C₁	Activité en radon du tributaire 1	300	mBq/L
EC₁	Conductivité électrique du tributaire 1	103	μS/cm
Q₂	Débit du tributaire 2	0,4	m ³ /s
C₂	Activité en radon du tributaire 2	200	mBq/L
EC₂	Conductivité électrique du tributaire 2	100	μS/cm

La première décharge est simulée à 4 km (Figure 26). Cette faible décharge (0,33 m³/j/m) est responsable de l'augmentation de l'activité du radon à 1200 mBq/L, tandis que le débit et la conductivité électrique ne sont pas affectés. Entre 9 et 13 km, une deuxième décharge de 2,8 m³/j permet de simuler le deuxième pic de radon dans la rivière, en laissant une faible augmentation du débit. La conductivité électrique, est toujours stable à 400 μS/cm. Jusqu'à 25 km, le signal du radon diminue en suivant une courbe exponentielle. Cela coïncide avec une zone sans décharge, où le radon décroît par radioactivité. Dans cette première partie, la simulation du débit et du radon est possible avec un taux de dégazage en accord avec la littérature ($k = 1.8$ m/j).

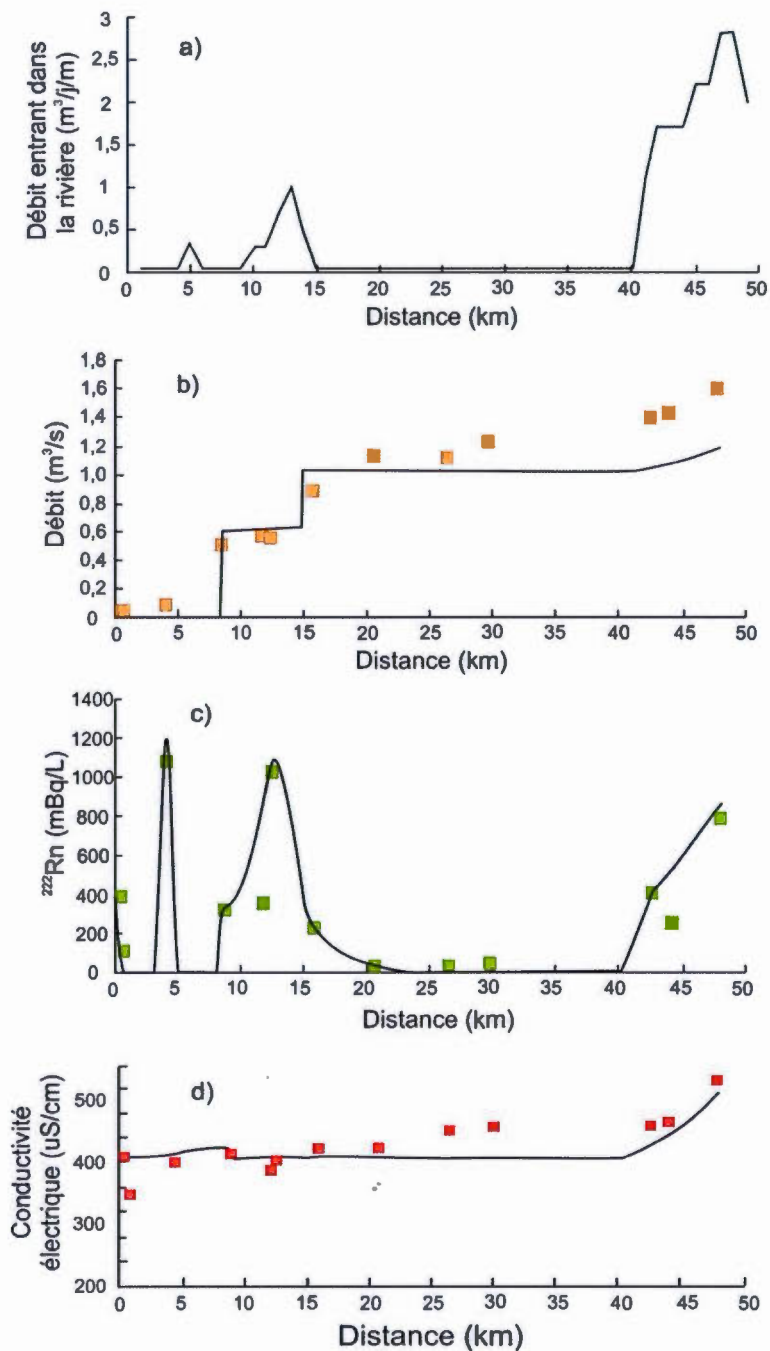


Figure 26: Résultats de la modélisation pour la rivière Nicolet a) apport d'eau souterraine à la rivière, b) débit de la rivière, c) ^{222}Rn et d) conductivité électrique mesurés (symboles) et simulés (lignes continues).

Dans la deuxième partie, la simulation du débit nécessite un apport d'eau souterraine considérable (10 fois supérieur à celui présenté dans la Figure 26). Avec cet apport, le taux de dégazage doit être trois fois supérieur pour pouvoir simuler le radon en rivière. Aucun indice ne permet de déduire que le taux de dégazage aurait pu augmenter de la sorte. Une valeur de k aussi élevée représente une rivière avec un écoulement turbulent (un gradient de pente de 10% ; Cook et al., 2003; 2006). Donc dans la deuxième partie, la simulation du débit est moins fiable. Entre 25 et 40 km, aucune décharge d'eaux souterraines ne vient nourrir la rivière, permettant donc la simulation de l'activité nulle du radon et la faible augmentation du débit. À partir de 40 km, une décharge de $18 \text{ m}^3/\text{j}$ permet de simuler l'activité du radon en rivière et la conductivité électrique. Cependant, la simulation du débit est sous-estimée de $0.4 \text{ m}^3/\text{s}$. Cet apport est concordant avec l'apparition du roc dans le lit de la rivière.

Les erreurs quadratiques moyennes des débits et des activités du radon sont calculées pour le modèle de la rivière à la Raquette. L'erreur quadratique entre les débits mesurés et simulé est de $0,025 \text{ m}^3/\text{s}$. Et l'erreur quadratique moyenne entre les activités du radon mesurées et simulées est de 25 mBq/L .

Une analyse de sensibilité a été réalisée sur le modèle de la rivière Nicolet. Chaque paramètre (k , E , w , d , c_i , I) a été modifié de +30% et -30%, et les effets sur l'activité du radon dans la rivière sont présentés dans la Figure 27. Comme pour le modèle de la rivière à la Raquette, la Figure 27b et Figure 25d, montrent que les activités du ^{222}Rn en rivière sont très peu sensibles au taux d'évaporation et à la profondeur de la rivière. Cela est confirmé avec les coefficients de sensibilité S_r proches de zéro (Tableau 10). Cependant, les activités en ^{222}Rn en rivière sont également sensibles au taux de dégazage k et à la largeur w (Figure 27 a et c). Une sous-estimation de k et w de 30% provoquent une

surestimation de l'activité du radon. Les coefficients de sensibilité moyens sont respectivement de -1,02 et -1,16, i.e. qu'une modification de l'un ou l'autre des deux paramètres entraîne la même modification de l'activité radon. Le taux de décharge des eaux souterraines (I) a un effet important sur les activités radon dans la rivière, comme pour la rivière à la Raquette.

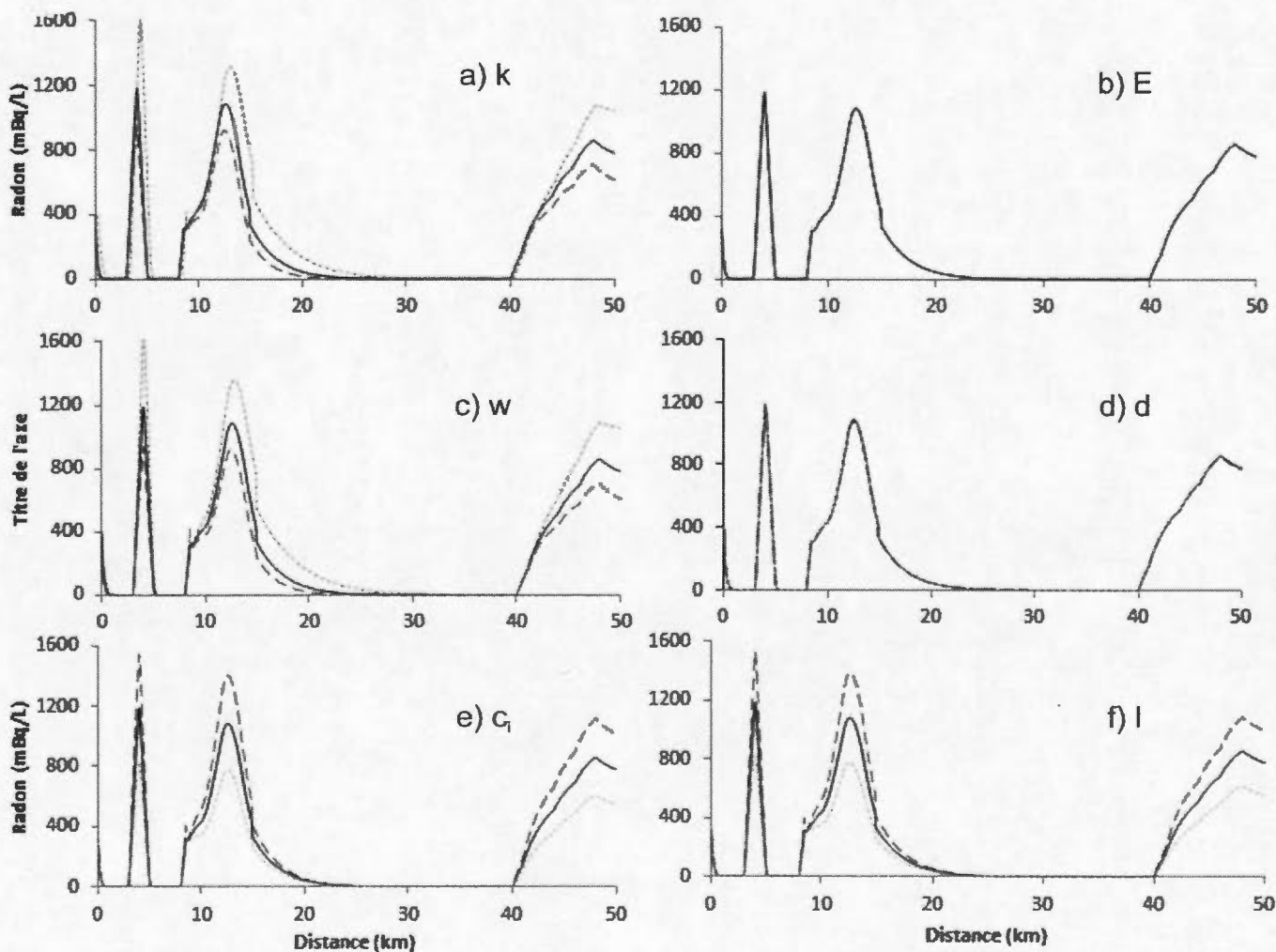


Figure 27: Analyse de sensibilité du ^{222}Rn simulé par une variation de $\pm 30\%$ de a) du taux de dégazage, b) du taux d'évaporation, c) de la largeur, d) de la profondeur, e) de l'activité dans les eaux souterraines, f) de l'apport d'eaux souterraines dans la rivière - rivière Nicolet

Tableau 10: Coefficient de sensibilité est calculé à partir de la moyenne de l'activité du radon simulé et de activités variés de $\pm 30\%$ reporté sur les paramètres calibrés et varié à $\pm 30\%$ - rivière Nicolet; $Sr = [(Rn30\% - Rnsim) / Rnsim] / [(k30\% - kcal) / kcal]$

Paramètres	%	Sr
k	30%	-0,63
	-30%	-1,02
E	30%	0,00
	-30%	0,00
w	30%	-0,64
	-30%	-1,16
d	30%	-0,03
	-30%	-0,03
ci	30%	-0,93
	-30%	0,93
I	30%	0,89
	-30%	0,91

5.2.3. Discussion

Les taux de dégazage pour les modèles sont du même ordre de grandeur pour les deux rivières, soit un k de 1,9 m/j pour la rivière à la Raquette et un k de 1,8 m/j pour la rivière Nicolet. Cette mince différence n'est pas significative considérant les incertitudes liées à la modélisation et à la mesure des paramètres.

L'erreur quadratique moyenne entre les débits mesurés et simulés est de $0,006 \text{ m}^3/\text{s}$ et l'erreur quadratique moyenne entre les activités du radon mesurées et simulées est de 29 mBq/L , du modèle Raquette. Les erreurs quadratiques moyennes du modèle Nicolet – Saint François du débit est de $0,025 \text{ m}^3/\text{s}$. et de 25 mBq/L pour les activités du radon. Selon Lefebvre et al. (2013), la limite de détection du radon par la méthode d'extraction par scintillation est comprise entre 20 et 30 mBq/L , avec une erreur de $\pm 3\%$. Les erreurs quadratiques moyennes du radon sont sous la limite de détection, ce qui renforce la simulation du radon, pour les deux modèles. Dans le cas de la simulation du débit, l'incertitude instrumentale est de $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$, les deux erreurs quadratiques sont donc sous l'incertitude de mesure. L'erreur quadratique sur les débits du modèle de la rivière à la Raquette est inférieure d'un ordre de à celle du modèle Nicolet. On en conclut donc que le modèle de la rivière à la Raquette est plus robuste que celui de la rivière Nicolet. Cette différence provient de la différence du nombre de mesures. En effet, l'échantillonnage sur la rivière à la Raquette est relativement régulier, alors que l'échantillonnage de la rivière Nicolet est sporadique et présente des vides d'échantillonnage de plusieurs kilomètres. Améliorer et augmenter la quantité des données pour la rivière Nicolet permettra sans nul doute d'augmenter la robustesse du modèle.

La décharge totale d'eau souterraine dans la rivière à la Raquette a été simulée à $0,14 \text{ m}^3/\text{s}$ tandis que celle du modèle de la rivière Nicolet est de $0,25 \text{ m}^3/\text{s}$. Cette différence peut être expliquée par plusieurs variables. Premièrement, la portion modélisée de la rivière Nicolet est de 50 km celle de la rivière à la Raquette n'est que de 30 km . Deuxièmement, la rivière Nicolet coule préférentiellement dans du sable (till) et sur le roc tandis que la rivière à la Raquette s'écoule sur le premier tiers, sur de l'argile, puis dans le sable et sur le roc, et sur le dernier tiers, sur une alternance de sables et de silt. Il est donc logique que la rivière Nicolet reçoive plus d'eau souterraine puisqu'elle est en contact avec l'aquifère plus longtemps que la rivière à la Raquette. Néanmoins, il est possible que la décharge de la

rivière Nicolet soit sous-estimée du fait que la simulation n'atteigne pas le débit final mesuré sur le terrain.

Bien que les modélisations présentées dans cette étude se comparent à d'autres études, il est toujours possible de les améliorer. En effet, un échantillonnage des rivières avec un pas d'espace plus régulier et serré permettrait un calage du modèle plus efficace. L'installation de piézomètres à proximité des rivières et à de faibles profondeurs permettrait de définir plus précisément la quantité de radon qui est transmise aux rivières. De plus, dans cette étude, la production de la zone hyporhéique a été considérée comme nulle. Cette zone est le lieu d'échanges bilatéraux entre l'eau souterraine et la rivière, possibles par la présence de sédiments poreux ou d'alluvions grossiers. Dans le but de renforcer le modèle, une étude sur cette zone pourrait engendrer de nouvelles informations sur la production locale de radon. En effet, l'ajout d'une production de ^{222}Rn via la zone hyporhéique, aurait tendance à diminuer l'apport d'eau souterraine à la rivière (Cook et al., 2006). Dans le cas de cette étude, les apports d'eau souterraine semblent plutôt sous-estimés. De plus, dans le cas de la rivière à la Raquette, qui coule majoritairement sur un substrat imperméable (argiles de la Mer de Champlain), il est possible que la zone hyporhéique est restreinte ou inexistante. Dans le cas de l'amont de la rivière Nicolet, l'encaissement de la rivière dans le piedmont appalachien empêche la formation de grandes plaines alluviales, laissant supposer que la zone hyporhéique est également limitée. Une caractérisation spatiale continue et minutieuse de cette zone pourrait cependant éviter des erreurs dans la modélisation des échanges nappes-rivières.

En reprenant les études présentées dans la section 5.2.1 (Choix du taux de dégazage), il est possible de comparer les résultats présentés dans celle-ci avec les décharges modélisées dans cette étude. Premièrement, dans Cook et al. (2006), la décharge d'eau souterraine dans la rivière Cockburn (Australie) est de $18\,500\text{ m}^3/\text{j}$, soit un débit de base de $0,21\text{ m}^3/\text{s}$

(modélisation sur 32.8 km de rivière). Cette valeur est très proche de celle obtenue avec le modèle de la rivière Nicolet ($0,25 \text{ m}^3/\text{s}$). Cette similarité peut être expliquée par la ressemblance entre les contextes géologiques, et les taux de dégazage. En effet, un écart de seulement $0,2 \text{ m/j}$ est retrouvé entre les deux taux de dégazage. De plus, s'il l'on compare les contextes géologiques, les deux rivières coulent dans un environnement métasédimentaires, surplombé d'alluvions grossiers. En considérant la rivière Hallue en France (Lefebvre, 2011), la décharge modélisation dans cette étude est plus faible que dans celles présentés ici ($0,9 \text{ m}^3/\text{s}$ pour la Hallue ; $0,14 \text{ m}^3/\text{s}$ pour la Raquette ; $0,25 \text{ m}^3/\text{s}$ pour la Nicolet). Cette observation reflète la même relation négative, mise en évidence entre la rivière Cockburn et la rivière Nicolet, entre le taux de dégazage et la décharge d'eau souterraine ($k = 2,3$ pour la rivière Hallue). Le contexte géologique de la rivière Hallue explique aussi cette différence. En effet, l'ensemble de la rivière Hallue coule sur une unité sédimentaire carbonaté épaisse (craie), mais surplombée par une couche d'alluvions Quaternaire fins (silt), laissant peu de place à la remontés d'eau souterraine en surface. Une troisième étude faite en Calirfornie (Rivière Sagahen Creek, États-Unis, Gleeson et al. 2015), présente une décharge d'eau souterraine encore plus faible ($0,04 \text{ m}^3/\text{s}$) pour un taux de dégazage de $5,4 \text{ m/j}$. cette étude confirme une relation négative entre le taux de dégazage et la décharge (plus k est grand, plus la décharge sera faible). Bien que le contexte géologique soit composé d'unités volcaniques (andésites et basaltes), surmonté d'alluvion quaternaire relativement grossier, il est possible d'imaginer le gradient de pente intervient de manière considérable ici. En effet, celle-ci est d'un ordre de grandeur supérieur à celui de la rivière Nicolet et de deux ordre de grandeur supérieur pour la rivière à la Raquette.

À partir des comparaisons faites avec d'autres études dans le monde, il pourrait être possible d'extrapoler les déchargés modélisation ici à d'autres rivières ailleurs au Québec ou au Canada. En effet, la décharge estimée pour la rivière Nicolet peut être extrapolée pour des rivières situées dans le même contexte morphologiques (longueur, taux de

dégazage) géographique (gradient de pente) et géologique. Ainsi, pour d'autres rivières du piedmont appalachien, la décharge d'eau souterraine pourrait être supposée de l'ordre de $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$. Dans le cas de la rivière à la Raquette, l'extrapolation est plus laborieuse. En effet, si l'on considère que la rivière coule dans une plaine argileuse épaisse, avec des zones de recharges locales et spécifiques et un gradient de pente très faible, le modèle se transpose difficilement à d'autres contextes de rivières.

5.3. Synthèse

Ce chapitre présente tous les travaux liés à la modélisation des deux régions concernées. Les résultats des tests à l'argon en laboratoire n'ont pas permis de quantifier le taux de dégazage. Une revue de littérature a néanmoins permis de calibrer les taux de dégazage dans une fenêtre restreinte, donnant lieu à un modèle pour chaque région. Les erreurs quadratiques du modèle de la rivière à la Raquette ($0,006 \text{ m}^3/\text{s}$ et 29 mBq/L) indiquent qu'il est un peu plus robuste que celui de la rivière Nicolet (erreurs quadratiques de $0,025 \text{ m}^3/\text{s}$ et de 25 mBq/L , comparativement aux limites analytique $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$ et 30 mBq/L). La suite de la discussion présente la différence de décharges d'eau souterraine dans les rivières simulées et la relation avec la différence de contexte entre les deux rivières (dépôts d'argiles versus till). Une série de recommandations est présentée à la fin de ce chapitre, afin d'améliorer de futures modélisations.

6. CONCLUSION

Ce projet de recherche a été mené afin de comprendre et de quantifier la décharge d'eau souterraine, dans deux rivières du sud du Québec à l'aide du ^{222}Rn . L'étude a été scindée en deux sous-objectifs : 1) comprendre la répartition spatiale du ^{222}Rn dans les eaux souterraines et identifier les zones de production de celui-ci, 2) quantifier la décharge de radon, et donc des eaux souterraines dans la rivière.

La distribution spatiale du radon dans les eaux souterraines a été caractérisée régionalement, à l'aide d'analyses de 150 puits. Les observations ont permis de mettre en lumière un lien étroit entre l'activité en radon dans l'eau et la lithologie de l'aquifère. En effet, les lithologies ignées métamorphiques produisent jusqu'à un ordre de grandeur de plus de radon que les unités sédimentaires non métamorphisées. Dans le bassin de la rivière à la Raquette, l'intrusion précambrienne produit jusqu'à 500 Bq/L tandis que les unités sédimentaires du Postdam et du Beekmantown produisent en moyenne 10 Bq/L. Dans le bassin versant de la rivière Nicolet, la même différence est observée entre les roches de la zone appalachienne et les unités sédimentaires des Basses-Terres du Saint Laurent.

La quantification de la décharge d'eaux souterraines dans les rivières a été possible par la collecte d'échantillons d'eau dans les rivières pour l'analyse du ^{222}Rn , ainsi que par la prise de mesure de débits. Ces données ont été utilisées pour simuler la dynamique du ^{222}Rn dans l'eau de la rivière. Comme le modèle est très sensible au taux de dégazage, une nouvelle

méthode basée sur le traçage de l'argon a été testée en laboratoire, pour resserrer la fenêtre de calibration de ce paramètre. Plusieurs tests ont été réalisés en laboratoire afin de vérifier les conditions d'injection possible et de comprendre quels paramètres influencent la diffusion de l'argon. Ces tests ont permis d'identifier la pression dans la membrane de diffusion comme principal facteur contrôlant le radon dans l'eau. Le débit d'eau circulant dans la cuve ne semble pas avoir d'impact sur la quantité d'argon diffusée dans l'eau. Il semble que de trop fortes pressions dans la membrane entraînent le dégazage de l'argon plus que sa diffusion. Cette dernière est nécessaire pour le traçage, car l'argon doit être dissout dans l'eau (diffusion), et non passer dans l'atmosphère directement (dégazage). Le traçage n'est donc réalisable qu'à des faibles pressions internes. Cependant, malgré les essais, aucune pression ne permet une diffusion suffisamment importante pour avoir un signal d'argon clair ; c'est-à-dire supérieur la concentration naturelle (ASW). Par conséquent, lors d'un éventuel traçage en rivière, l'argon injecté ne pourra être différencié de l'argon naturellement présent dans l'eau.

Le taux de dégazage n'ayant pas pu être mesuré sur le terrain, il a été calé dans les modèles pour les deux rivières. Le taux de dégazage calé pour la rivière à la Raquette est de 1,9 m/j. La simulation des mesures de débit et de radon a été possible avec un apport d'eau souterraine dans la rivière de 0,14 m³/s. Le taux de dégazage calé pour la rivière Nicolet est de 1,8 m/j. L'apport d'eau souterraine à la rivière est de 0,25 m³/s

La caractérisation spatiale du radon dans l'eau souterraine a permis de montrer que les lithologies ignées métamorphiques sont de meilleurs candidats pour la production de radon mais que les unités sédimentaires produisent un à deux ordres de grandeur de plus que l'activité en ²²²Rn mesurables en rivière. Par conséquent, même dans des environnements où les activités en radon dans l'eau souterraine sont de l'ordre de 10 Bq/L, un traçage de

des apports d'eau souterraine par le ^{222}Rn serait quand même possible. Le traçage du radon pour simuler la décharge d'eaux souterraines dans les rivières est une approche utile et versatile. La prise d'échantillons et le protocole d'analyse étant simples, cette méthode est transposable sur de nombreuses rivières.

Afin d'améliorer la modélisation des échanges eau souterraine – eau de surface, quelques recommandations sont possibles. Premièrement, par l'amélioration de la prise de mesure sur le terrain, et par l'installation de piézomètres à proximité de la rivière. Deuxièmement, l'amélioration du traçage à l'argon pourrait être possible en modifiant le système d'injection afin d'augmenter la diffusion. La recherche dans cette voie doit être poursuivie, car cette méthode peu coûteuse et facile à réaliser pourrait être mise en œuvre sur plusieurs rivières ou même à plusieurs endroits sur la même rivière, et ainsi rendre la modélisation de la décharge d'eau souterraine en rivière plus robuste.

De manière générale, le développement de la méthode du traçage par le ^{222}Rn , présente de nombreux avantages. Dans la mesure où elles permettent de quantifier précisément la distribution spatiale de la décharge d'eau souterraine dans les rivières, l'intérêt serait de combiner ces valeurs avec d'autres modèles hydrogéologiques. Il serait donc possible d'établir des portraits régionaux d'écoulement souterrain et de surface, mais aussi pour pouvoir mieux comprendre et estimer les échanges eau de surface – eau souterraine à une échelle locale. Cela pourrait permettre de suivre l'arrivée d'une pollution souterraine à la rivière, ou de protéger du développement certaines zones clés pour les débits d'étiage des cours d'eau. Que ce soit à une échelle locale ou régionale, une meilleure compréhension de l'hydrosystème dans son ensemble peut aider à la protection de la ressource.

BIBLIOGRAPHIE

- Andrews, J.N., Goldbrunner, J. E., Darling, W. G., Hooker, P. J., Wilson, G. B., Youngman, M. J., Eichinger, L., Rauert, W., et Stichler, W., (1985). A radiochemical, hydrochemical and dissolved gas study of groundwaters in the Molasse basin of Upper Austria. *Earth and Planetary Science Letters*, 73 : 317-332.
- Andrews, J. N., Drimmie, J. R., Loosli, H. H., & Hendry, M. J. (1991). Dissolved gases in the Milk River aquifer, Alberta, Canada. *Applied Geochemistry*, vol. 6, 13 pages.
- Ball, T. K., Cameron, T. G., Colman, T. B., & Roberts, P. D. (1991). Behaviour of radon in the geological environment: a review. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, vol. 24, 14 pages.
- Banner, J. L. (1995). Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. *Sedimentology*, vol. 42, 20 pages.
- Benson, B. B., & Krause, D. J. (1976). The concentration and isotopic fractionation of oxygen dissolved in freshwater and seawater in equilibrium with the atmosphere'. *Limnol. Oceanogr.*, vol. 23(3), 13 pages.
- Berthot, L. (2013). Comportement du radon-222 dans les eaux souterraines des eskers et les eaux de tourbières de la région d'Amos, en Abitibi-Temiscamingue. (Mémoire de maîtrise), Université du Québec à Montréal, 87 pages.
- Blanchette, D., Lefebvre, R., Nastev, M., & Cloutier, V. (2010). Groundwater Quality, Geochemical Processes and Groundwater Evolution in the Chateauguay River Watershed, Québec, Canada. *Canadian Water Resources Journal*, 35(4), 503-526. doi: 10.4296/cwrj3504503
- Bouvier, L. (2013). Exhumation et érosion mésozoïque des roches grenvilliennes bordant le rift St-Laurent, région de Québec et de Charlevoix - Mise en évidence par datation (U-Th-Sm)/He sur apatite. (mémoire de maîtrise), Université du Québec à Montréal, 206 pages.
- Broecker, W. S., & Peng, T. H. (1974). Gas exchange rates between air and sea. *Tellus A*, 26(1-2), 15 pages.
- Burnett, W. C., Peterson, R. N., Santos, I. R., & Hicks, R. W. (2010). Use of automated radon measurements for rapid assessment of groundwater flow into Florida streams. *Journal of Hydrology*, 380(3-4), 298-304.

- Cable, P. H., Burnett, W. C., Chanton, J. P., & Wheatherly, G. L. (1996). Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using radon-222. *Earth and Planetary Science Letters*, 144, 14 pages.
- Carson, M. A., & Sutton, E. A. (1971). The Hydrologic Response of The Eaton River Basin, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(102), 14 pages.
- Cecil, L. D., & Green, J. R. (2000). Radon-222. In *Environmental tracers in subsurface hydrology*. Springer US, 175-194.
- Champoux, A., Toutant C. (1988). *Éléments d'hydrologie*. Université de Sherbrooke, Département de géographie, Bulletin de recherche, vol 101. 262 pages.
- Clark, J. F., R., W., Schlosser, P., & Simpson, H. J. (1994). Gas exchange rate in the Hudson river using a dual tracer technique. *Tellus*, 46 B, 12 pages.
- Cook, P. G., Favreau, G., Dighton, J. C., & 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.
- Cook, P. G., Lamontagne, S., Berhane, D., & Clark, J. F. (2006). Quantifying groundwater discharge to Cockburn River, southeastern Australia, using dissolved gas tracers ^{222}Rn and SF_6 . *Water Resources Research*, 42(10), 12 pages.
- Cook, P. G., Wood, C., White, T., Simmons, C. T., Fass, T., & Brunner, P. (2008). Groundwater inflow to a shallow, poorly-mixed wetland estimated from a mass balance of radon. *Journal of Hydrology*, 354(1-4), 213-226.
- Cook, P. G. (2012). Estimating groundwater discharge to rivers from river chemistry surveys. *Hydrological Processes*, 27(25), 3694-3707.
- Corbett, R. C., Burnett, W. C., Cable, P. H., & Clark, S. B. (1997). Radon tracing of groundwater input into Par Pond Savannah River Site. *Journal of Hydrology*, 203, 19 pages.
- Cothorn, C. R. (1987). Estimating the health risks of radon in drinking water *Journal. American Water Works Association* 79(4), 153-158.
- Darling, W. G., Morris, B., Stuart, M. E., & Goody, D. C. (2005). Groundwater age indicators from public supplies tapping the Chalk aquifer of southern England. *Water and Environment Journal*, 19(1), 30-40.

- Drolet, J. P., Martel, R., Poulin, P., Dessau, J. C., Lavoie, D., Parent, M., & Levesque, B. (2013). An approach to define potential radon emission level maps using indoor radon concentration measurements and radiogeochemical data positive proportion relationships. *Journal Environmental Radioactive*, 124, 57-67.
- Dugan, H. A., Gleeson, T., Lamoureux, S. F., & Novakowski, K. (2011). Tracing groundwater discharge in a High Arctic lake using radon-222. *Environmental Earth Sciences*, 66(5), 1385-1392.
- Dulaiova, H., Peterson, W., Burnett, W. C., Lane-Smith D. (2004). A multi-detector continuous monitor for assessment of ^{222}Rn in the coastal ocean. *Journal of radioanalytical and nuclear chemistry*, vol 236 (2). 361-365.
- Dyck, W. (1980). Uranium, radon, helium and other trace elements and gases in well waters of parts of the St. Lawrence Lowlands,(Ottawa region) Canada. *Journal of Geochemical Exploration*, 13(1), 27-39.
- Ellins, K. K., Roman-Mas, A., & Lee, R. (1990). Using ^{222}Rn to examine groundwater/surface discharge interaction in the Rio Grande de Manati, Puerto Rico. *Journal of Hydrology*, 115(1), 319-341.
- Elsinger, R. J., & Moore, W. S. (1983). Gas exchange in the Pee Dee River based on ^{222}Rn evasion. *Geophysical Research Letters*, 10(6), 443-446.
- Ferlatte, M. (2011). Quantification des flux d'eau souterraine dans la rivière Bécancour à partir des concentrations en ^{222}Rn , à l'aide du modèle Radin 14. (Rapport de méthode analytique), Université du Québec à Montréal. Montréal, Canada. 24 pages.
- Fick, A. (1855). V. On liquid diffusion. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 10(63), 30-39.
- Ford, T. I., & Naiman, R. J. (1988). Groundwater-Surface Water Relationships in Boreal Forest Watersheds: Dissolved Organic Carbon and Inorganic Nutrient dynamics. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 46, 9 pages.
- Gagné, S. (2010). Apport de l'eau souterraine aux cours d'eau et estimation de la recharge sur le Mont Covey Hill (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada. 114 pages.
- Gardner, W. P., Harrington, G. A., Solomon, D. K., & Cook, P. G. (2011). Using terrigenic ^4He to identify and quantify regional groundwater discharge to streams. *Water Resources Research*, 47(6).

Genereux, D. P., & Hemond, H. F. (1990). Naturally Occurring Radon 222 as a Tracer for Streamflow Generation: Steady State Methodology and Field Example. *Water resources research*, 26(12), 3065-3075.

Genereux, D. P., & Hemond, H. F. (1992). Determination of gas exchange rate constant for a small stream on Walker Branch watershed, Tennessee. *Water Resources Research*, 28(9), 10 pages.

Gleeson, T., Novakowski, K., Cook, P. G., & Kyser, T. K. (2009). Constraining groundwater discharge in a large watershed: Integrated isotopic, hydraulic, and thermal data from the Canadian shield. *Water Resources Research*, 45(8), doi: 10.1029/2008wr007622

Gleeson, T. (2015). Using dissolved gases to determine groundwater discharge to a mountain stream at multiple scales. *Water Resources Research*. Soumis.

Globensky, Y. (1987). Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, Canada. MM 85-02. 71 pages.

Grenier, J-F. Caractérisation pétrographique et pétrophysique du groupe de Potsdam dans le forage A203, Basses-Terres du Saint-Laurent, Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada. 162 pages.

Hajo, Z. E. E. B., & Shannou, F. WHO handbook on indoor radon: a public health perspective. OMS. 2009.

Harrington, G. A., Gardner, W. P., & Munday, T. J. (2014). Tracking groundwater discharge to a large river using tracers and geophysics. *Ground Water*, 52(6), 837-852.

Hartman, B., & Hammond, D. E. (1984). Gas exchange rates across the sediment-water and air-water interfaces in south San Francisco Bay. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 89(C3), 3593-3603.

Ho, D. T., Schlosser, P., Houghton, R. W., & Caplow, T. (2006). Comparison of SF6 and Fluorescein as Tracers for Measuring Transport Processes in a Large Tidal River. *Journal of Environmental Engineering*, 132(12), 6 pages.

Kawabata, H., Narita, H., Harada, K., Tsunogai, S., & Kusugabe, N. (2003). Air-Sea Gas Transfer Velocity in Stormy Winter Estimated from Radon Deficiency. *Journal of Oceanography*, 59, 11 pages.

Kawashiro, T., Campos Carles, A., & Perry, S. F. (1975). Diffusivity of Various Inert Gases in Rat Skeletal Muscle. *Pflügers Archiv*, 359(3), 12 pages.

- Lamothe, M., & St-Jacques, G. (2014). Géologie du Quaternaire des bassins versant des rivières Nicolet et Saint-François, Québec. Université du Québec à Montréal, 34 pages.
- Larocque, M., Meyzonnat, G., Ouellet, M. A., Graveline, M. H., Gagné, S., Barnetche, D. et Dorner, S. (2015a). 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. 201 pages.
- Larocque, M., Gagné, S., Barnetche, D., Meyzonnat, G., Graveline, M.-H., & Ouellet, M.-A. (2015b). Projet de connaissance des eaux souterraines de la zone Nicolet et de la partie basse de la zone Saint-François – Rapport final. Rapport déposé au Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques. 258 pages.
- Lefebvre, K. (2011). Développement de la méthode de mesure de ^{222}Rn dans les eaux – application sur le site de l'Hallue. Université du Québec à Montréal. 68 pages.
- Lefebvre, K., Barbecot, F., Ghaleb, B., Larocque, M., & Gagne, S. (2013). Full range determination of ^{222}Rn at the watershed scale by liquid scintillation counting. *Applied Radiation Isotopes*, 75, 71-76.
- Lefebvre, K., Barbecot, F., Larocque, M., & Gillon, M. (2014). Combining isotopic tracers (^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}$) for improved modelling of groundwater discharge to small rivers. *Hydrological Processes*. Vol 29(12). 2814-2822.
- Lubin, J. H., Boice, J. D., Edling, C., Hornung, R. W., Howe, G. R., Kunz, E., ... & Pierce, D. A. (1995). Lung cancer in radon-exposed miners and estimation of risk from indoor exposure. *Journal of the National Cancer Institute*, 87(11), 817-827.
- Lubin, J. H., & Boice, J. D. (1997). Lung cancer risk from residential radon: meta-analysis of eight epidemiologic studies. *Journal of the National Cancer Institute*, 89(1), 49-57.
- Lucas, H. F. (1964). A fast accurate survey technique for both radon-222 and radium-226, the natural radiation environment. Adam J.A.S and Lowder W.R., the University of Chicago Press, Chicago, État-Unis. 315-329
- Lucas, H. F. (1957). Improved low-level alpha-scintillation counter for radon. Review of scientific instruments. 28(9). 680-683
- Malka, E., Stevenson, R. K., David, J. (2000). Sm-Nd Geochemistry and U-Pb Geochronology of the Mont Rigaud Stock, Quebec, Canada: A Late Magmatic Event Associated with the Formation of the Iapetus Rift. *Journal of Geology*, 108, 15 pages.

Meredith, K. T., Hollins, S. E., Hughes, C. E., Cendón, D. I., Hankin, S., & Stone, D. J. M. (2009). Temporal variation in stable isotopes (^{18}O and ^2H) and major ion concentrations within the Darling River between Bourke and Wilcannia due to variable flows, saline groundwater influx and evaporation. *Journal of Hydrology*, 378(3-4), 313-324.

Ministère de l'énergie, des ressources naturelles (2014). Système d'information géominière du Québec. Récupéré de http://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr?l=f

Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (2015). L'eau au Québec : une ressource à protéger. Récupéré de : <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/eau/inter.htm>

Morrison, P., & Pine, J. (1955). Radiogenic origin of the helium isotopes in rock. *Annals of New York Academy of sciences*, 62, 22 pages.

Naidu M. S. (2008), Gas Insulated Substation, New Delhi, I.K. International, Bangalor, Inde. 1-19

Occhietti, S., Parent, M., Shilts, W. W., Dionne, J. C., Govare, E., & Harmand, D. (2001). Late Wisconsinan glacial dynamics, deglaciation, and marine invasion in southern Québec. , 243-270

Pinti, D. L., Retailleau, S., Barnetche, D., Moreira, F., Moritz, A. M., Larocque, M., Gélinas, Y., Lefebvre, R., Hélie, J-F., Valadez, A. (2014). ^{222}Rn activity in groundwater of the St. Lawrence Lowlands, Quebec, eastern Canada: relation with local geology and health hazard. *Journal Environmental Radioactive*, 136, 206-217.

Raymond, P. A., & Cole, J. J. (2001). Gas exchange in rivers and estuaries: choosing a gaz transfer velocity. *Estuaries*, 24(2), 12 pages.

Raymond, P. A., Zappa, C. J., Butman, D., Bott, T. L., Potter, J., Mulholland, P., Newbold, D. (2012). Scaling the gas transfer velocity and hydraulic geometry in streams and small rivers. *Limnology & Oceanography: Fluids & Environments*, 2(0), 41-53.

Rogers, A. S. (1958). Physical behavior and geologic control of in mountain stream. *Geological survey bulletin*, 1052, 37 pages.

Roy, M., & Godbout, P.-M. (2014). Cartographie des formations superficielles de la région de Vaudreuil-Soulanges, sud-ouest du Québec. Université du Québec à Montréal, 25 pages.

Sanford, W. E., Shropshire, R. G., & Solomon, D. K. (1996). Dissolved gas tracers in groundwater: Simplified injection, sampling, and analysis. *Water Resources Research*, 32(6), 1635-1642.

- Santos, I. R., & Eyre, B. D. (2011). Radon tracing of groundwater discharge into an Australian estuary surrounded by coastal acid sulphate soils. *Journal of Hydrology*, 396(3-4), 246-257.
- Stellato, L., Petrella, E., Terrasi, F., Belloni, P., Belli, M., Sansone, U., & Celico, F. (2008). Some limitations in using ^{222}Rn to assess river-groundwater interactions: the case of Castel di Sangro alluvial plain (central Italy). *Hydrogeology Journal*, 16(4), 701-712.
- Tanner, A. B. (1980). Natural radiation environment III. U.S department of energy, Houston, Texas, *État-Unis*. 1, 23-28
- Tobias, C. R., Böhlke, J. K., Harvey, J. W., & Busenberg, E. (2009). A simple technique for continuous measurement of time-variable gas transfer in surface waters. *Limnology and Oceanography: Methods*, 7(2), 185-195.
- Torgersen, T. (1980). Controls on pore-fluid concentration of ^4He and ^{222}Rn and the calculation of $^4\text{He}/^{222}\text{Rn}$ ages. *Journal of Geochemical Exploration*. 13(1), 57-75.
- Torgersen, T., & Clarke, W. B. (1985). Helium accumulation in groundwater, I: An evaluation of sources and the continental flux of crustal ^4He in the Great Artesian Basin, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(5), 1211-1218.
- Wanninkhof, R., Mulholland, P. J., & Elwood, J. W. (1990). Gas exchange rates for a first-order stream determined with deliberate and natural tracers. *Water Resources Research*, 26(7), 1621-1630.
- Wanninkhof, R. (1992). Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal Geophysical Research*. 97, C5, 7373-7382
- Wanninkhof, R., Asher, W., Weppernig, R., Chen, H., Schlosser, P., Langdon, C., & Sambrotto, R. (1993). Gas transfer experiment on Georges Bank using two volatile deliberate tracers. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 98(C11), 20237-20248.
- Zappa, C. J., McGillis, W. R., Raymond, P. A., Edson, J. B., Hints, E. J., Zemmelen, H. J., Ho, D. T. (2007). Environmental turbulent mixing controls on air-water gas exchange in marine and aquatic systems. *Geophysical Research Letters*, 34(10). 6 pages.
- Zappa, C. J., Raymond, P. A., Terray, E. A., & McGillis, W. R. (2003). Variation in Surface Turbulence and the Gas Transfer Velocity over a Tidal Cycle in a Macro-tidal Estuary. *Estuaries*, 26(6), 15 pages.

ANNEXES 1 : CARTES

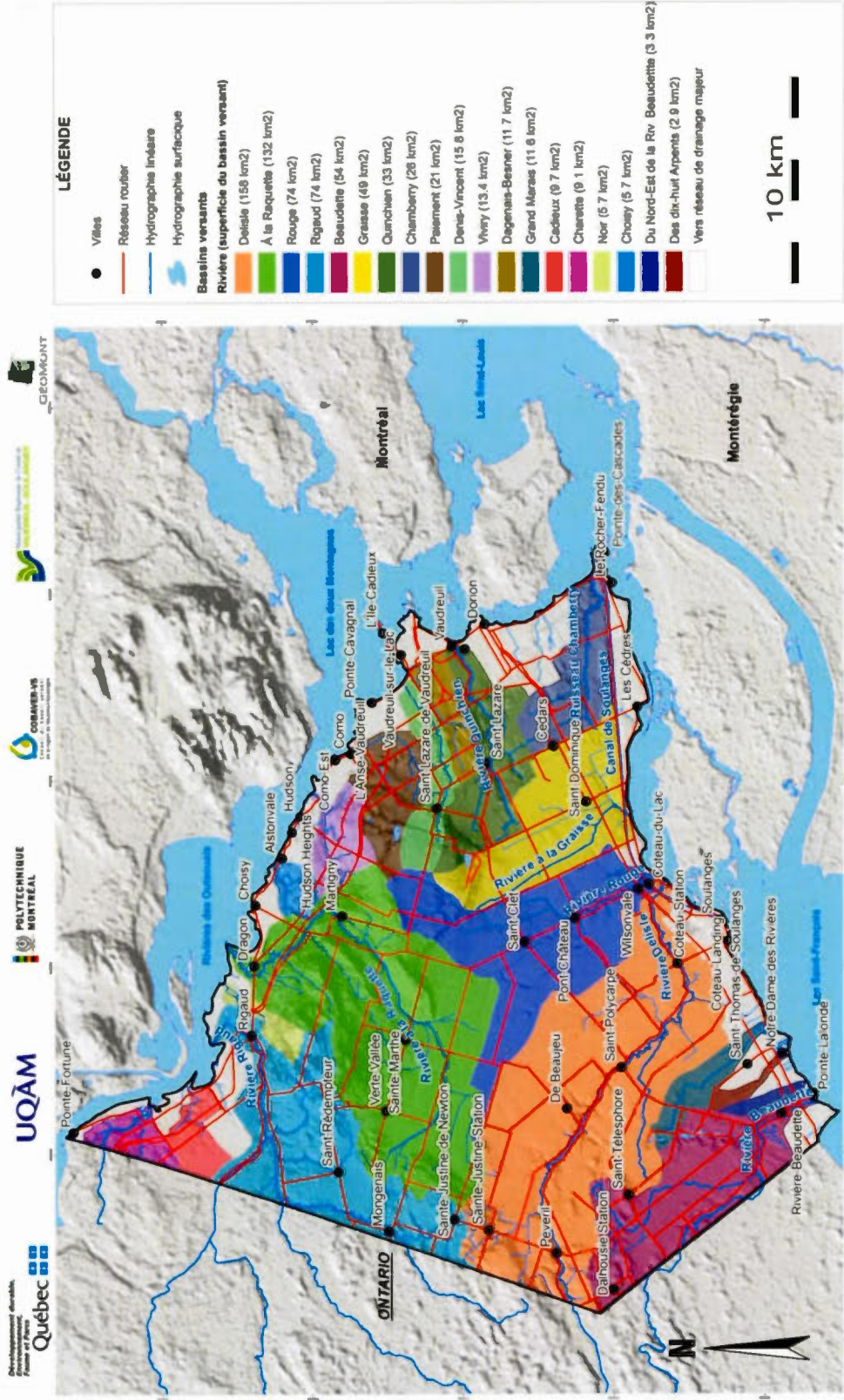


Figure A1.1 : Bassins versants constituant la zone Vaudreuil-Soulanges (Larocque et al., 2015a)

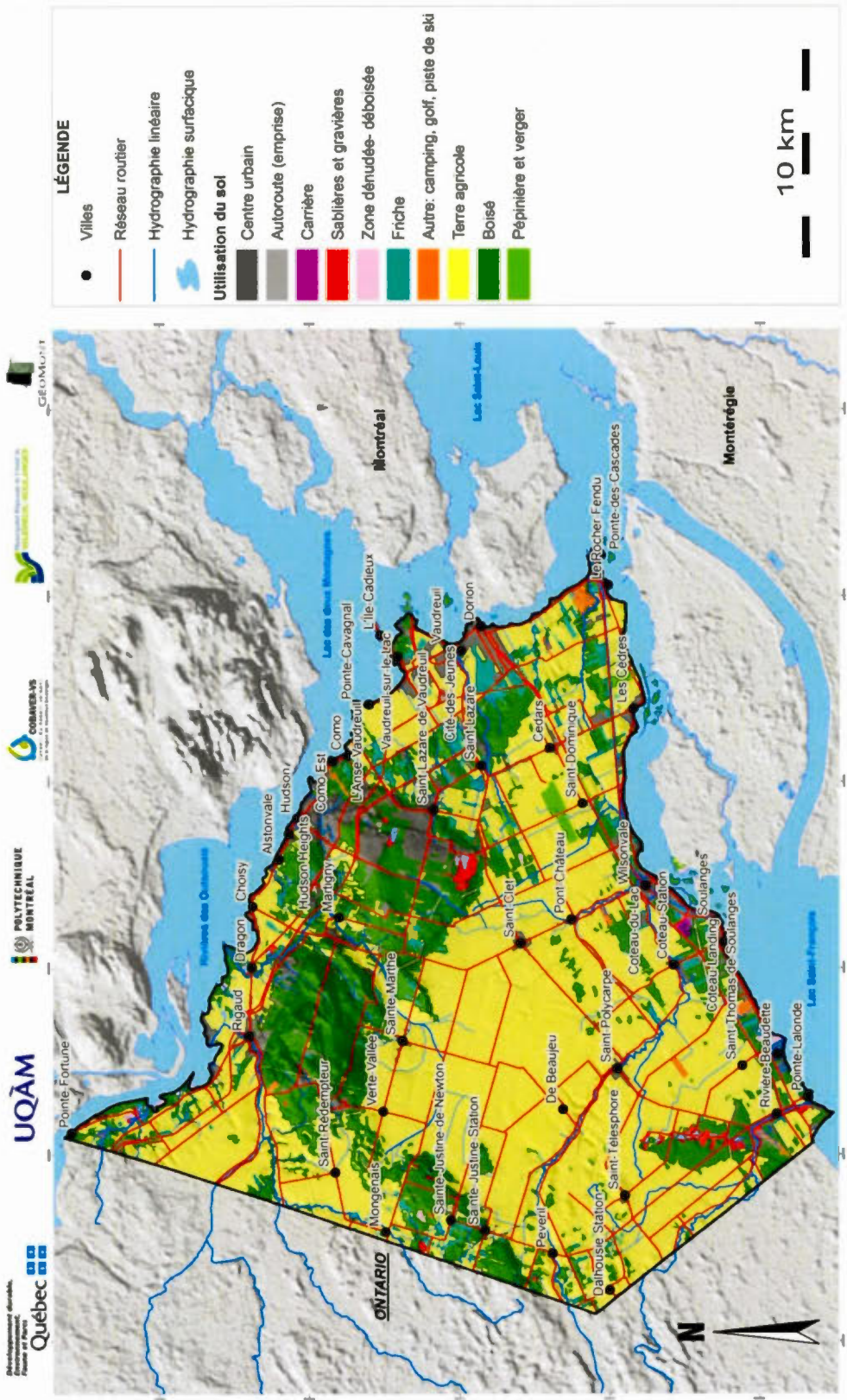


Figure A1. 2: Occupation du territoire de la zone Vaudreuil-Soulanges (Larocque et al., 2015a)

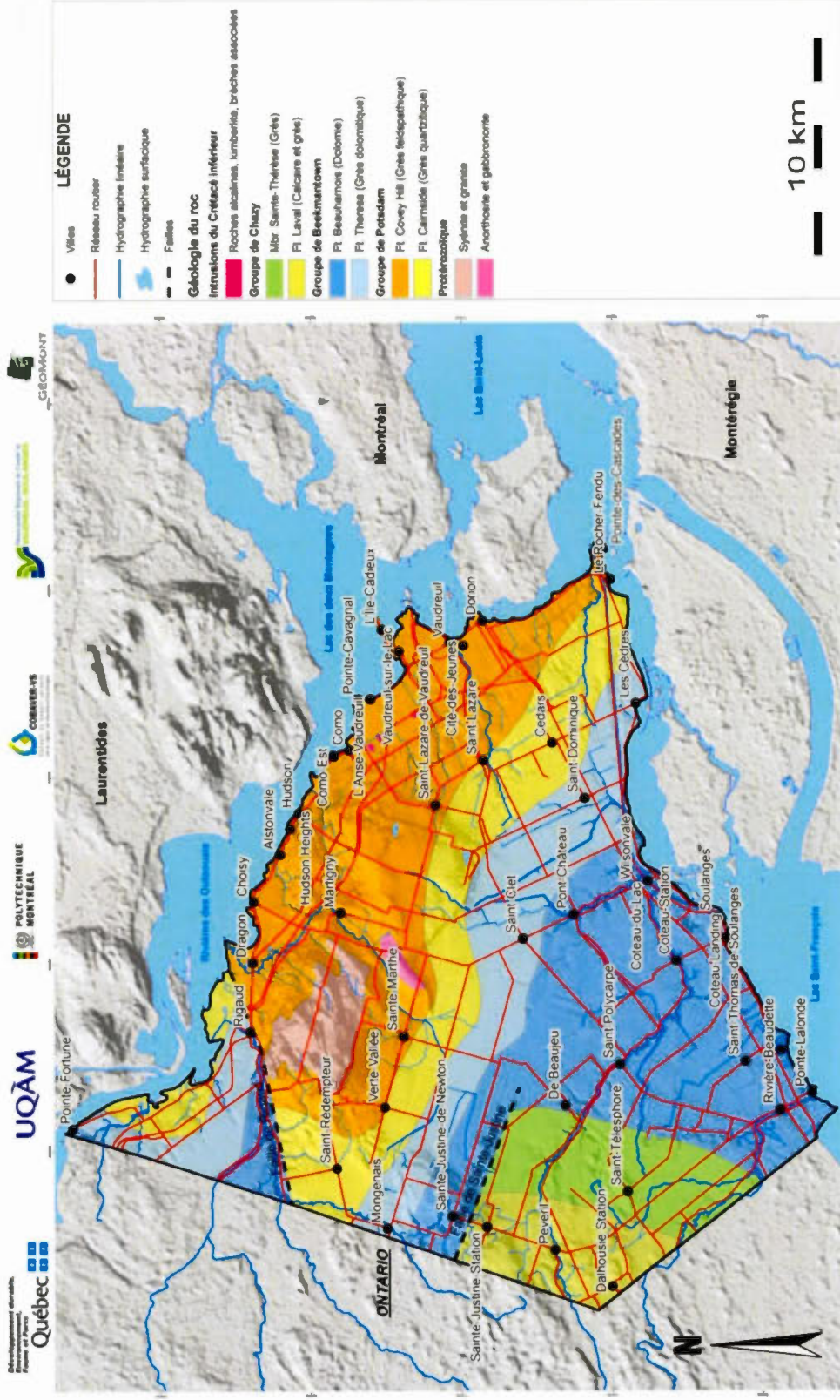


Figure A1. 4: Géologie du roc de la zone Vaudreuil-Soulanges (Larocque et al., 2015a)

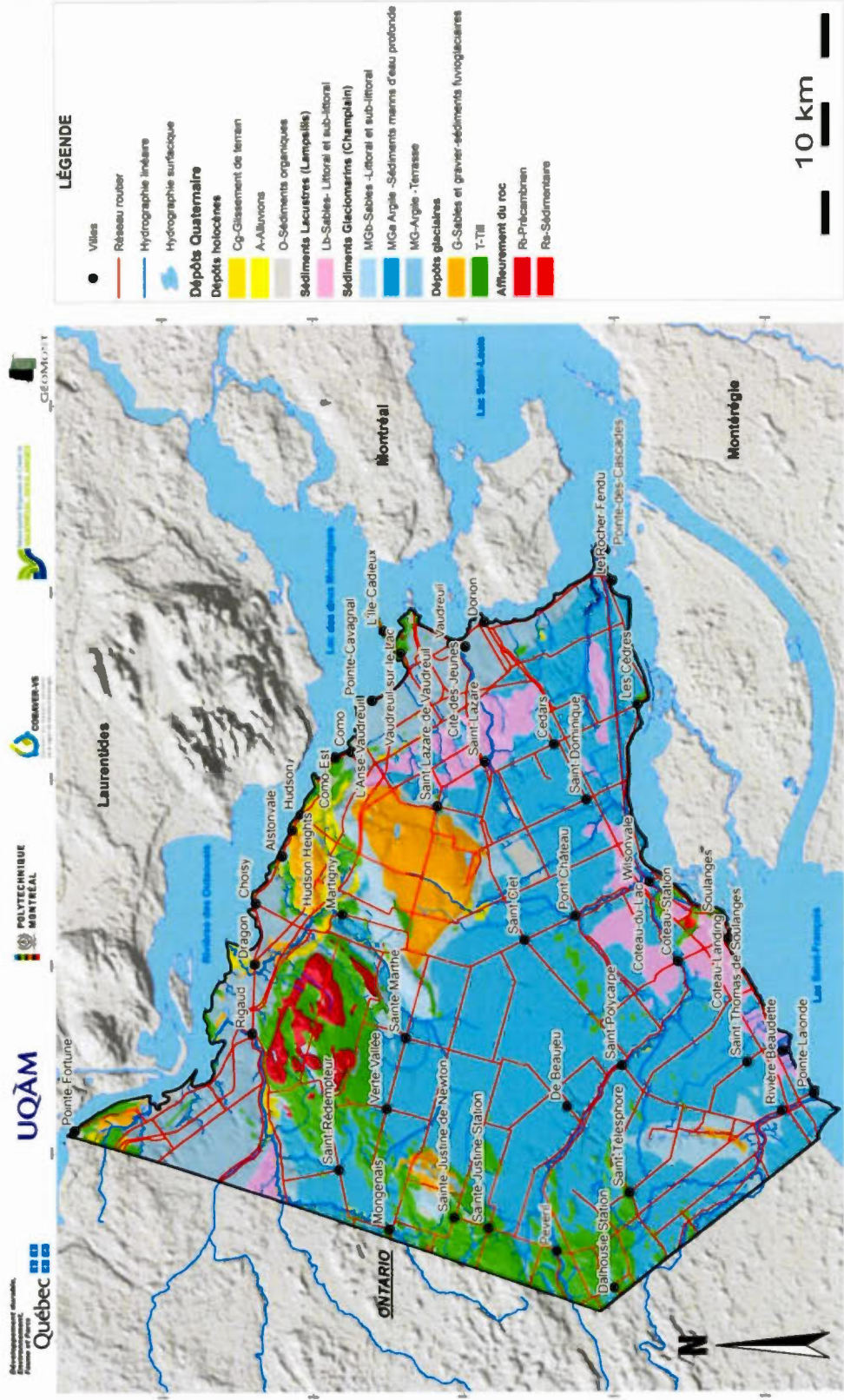


Figure A1. 5: Dépôts quaternaires de la zone Vaudreuil-Soulanges (Larocque et al., 2015a)

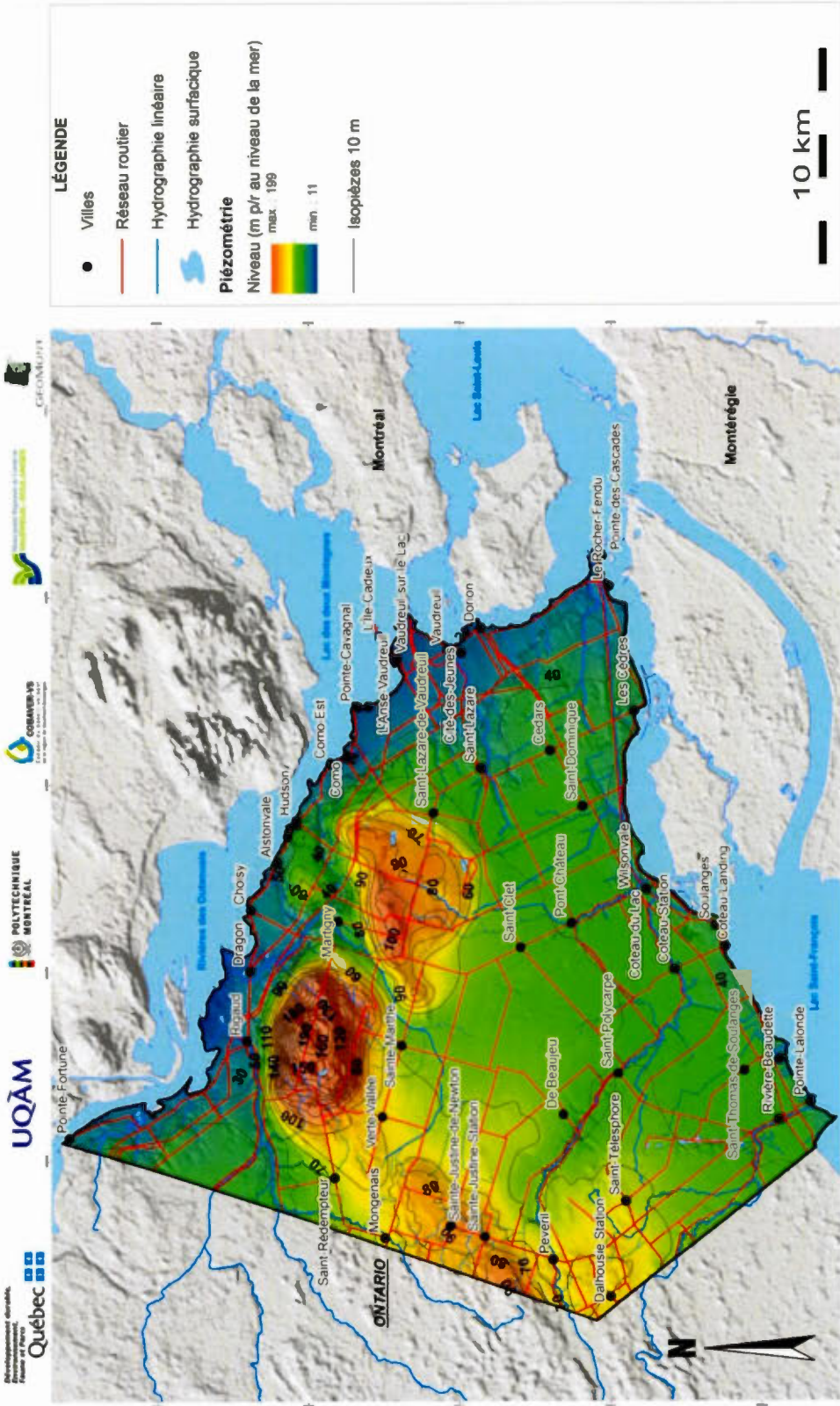


Figure A1. 6: Piézométrie de la zone Vaudreuil-Soulanges (Larocque et al., 2015a)

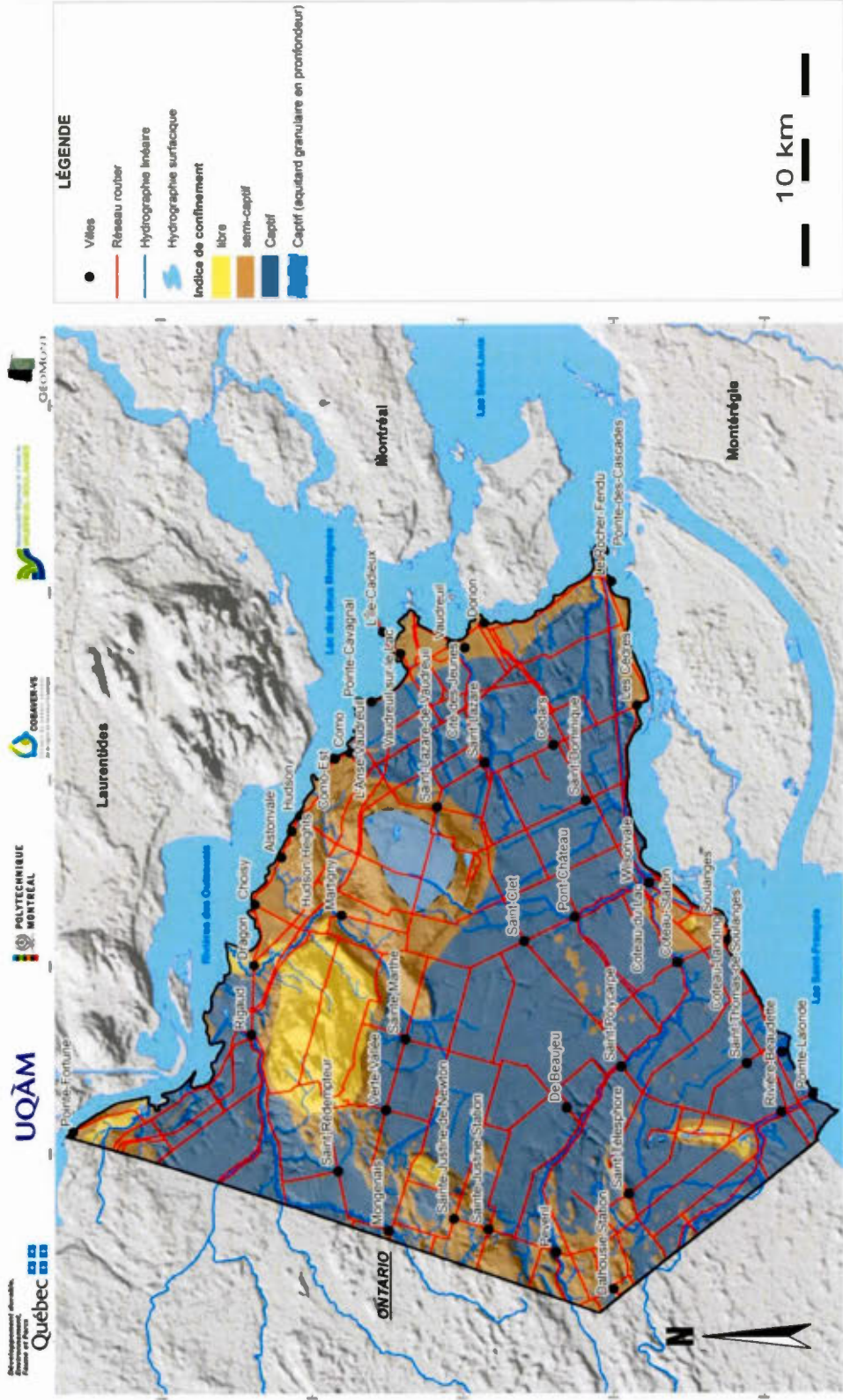


Figure A1. 7: Indices de confinement des nappes de la zone Vaudreuil-Soulanges (d'après Larocque et al., 2015a)

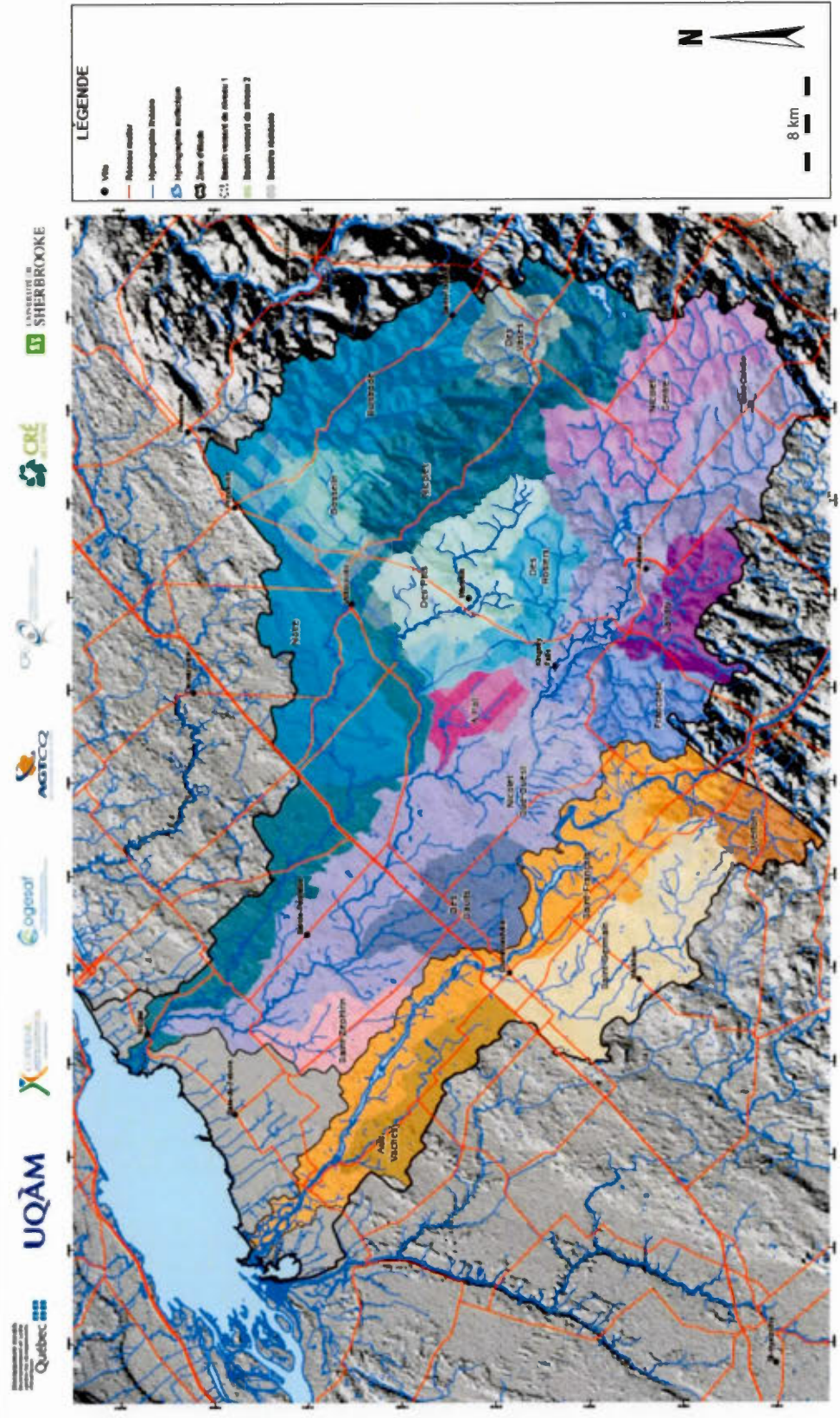


Figure A1. 8: Bassins versants de la zone Nicolet- bas-Saint-François (Larocque et al., 2015b)

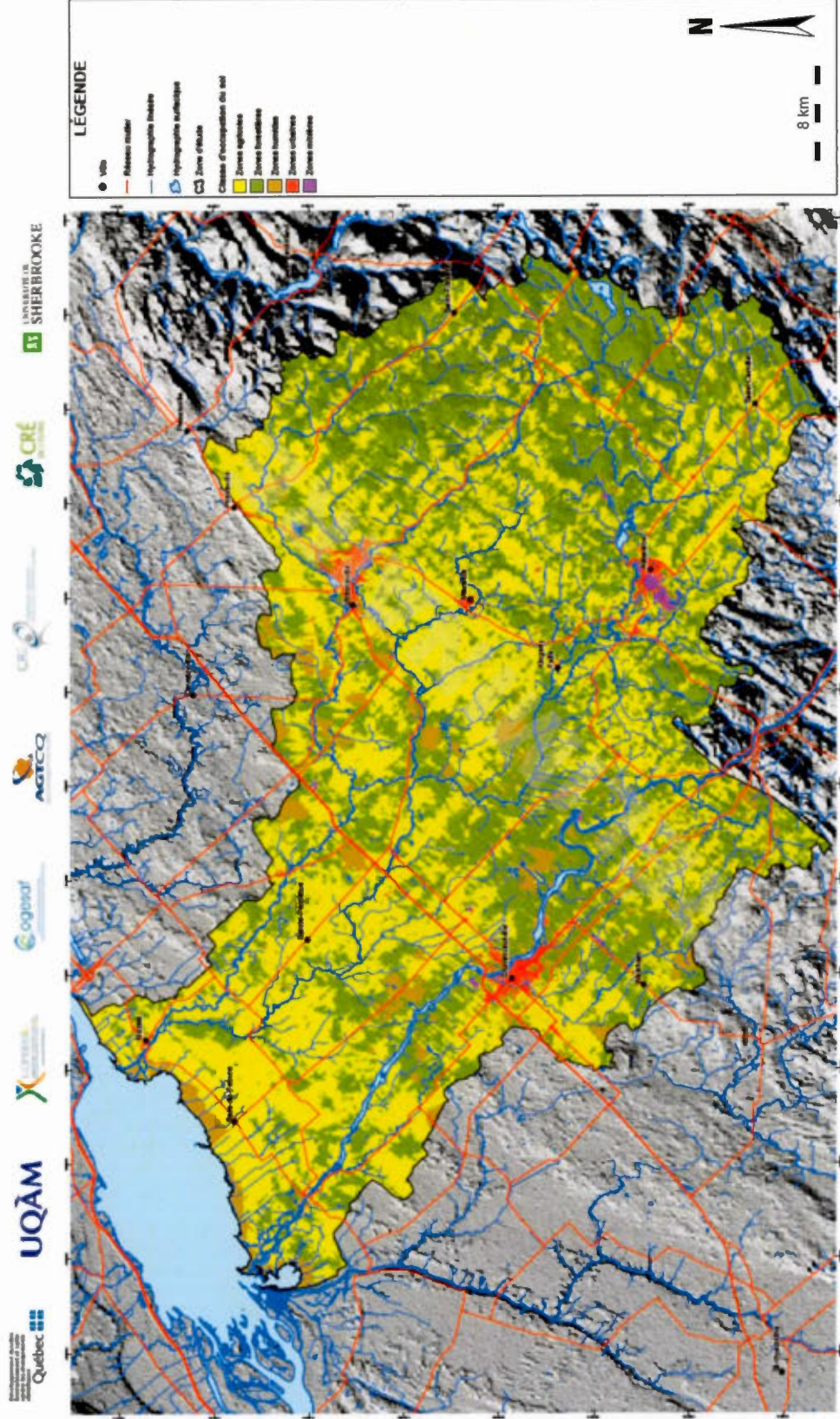


Figure A1. 9: Occupation du territoire de la zone Nicolet-bas-Saint-François (Larocque et al., 2015b)

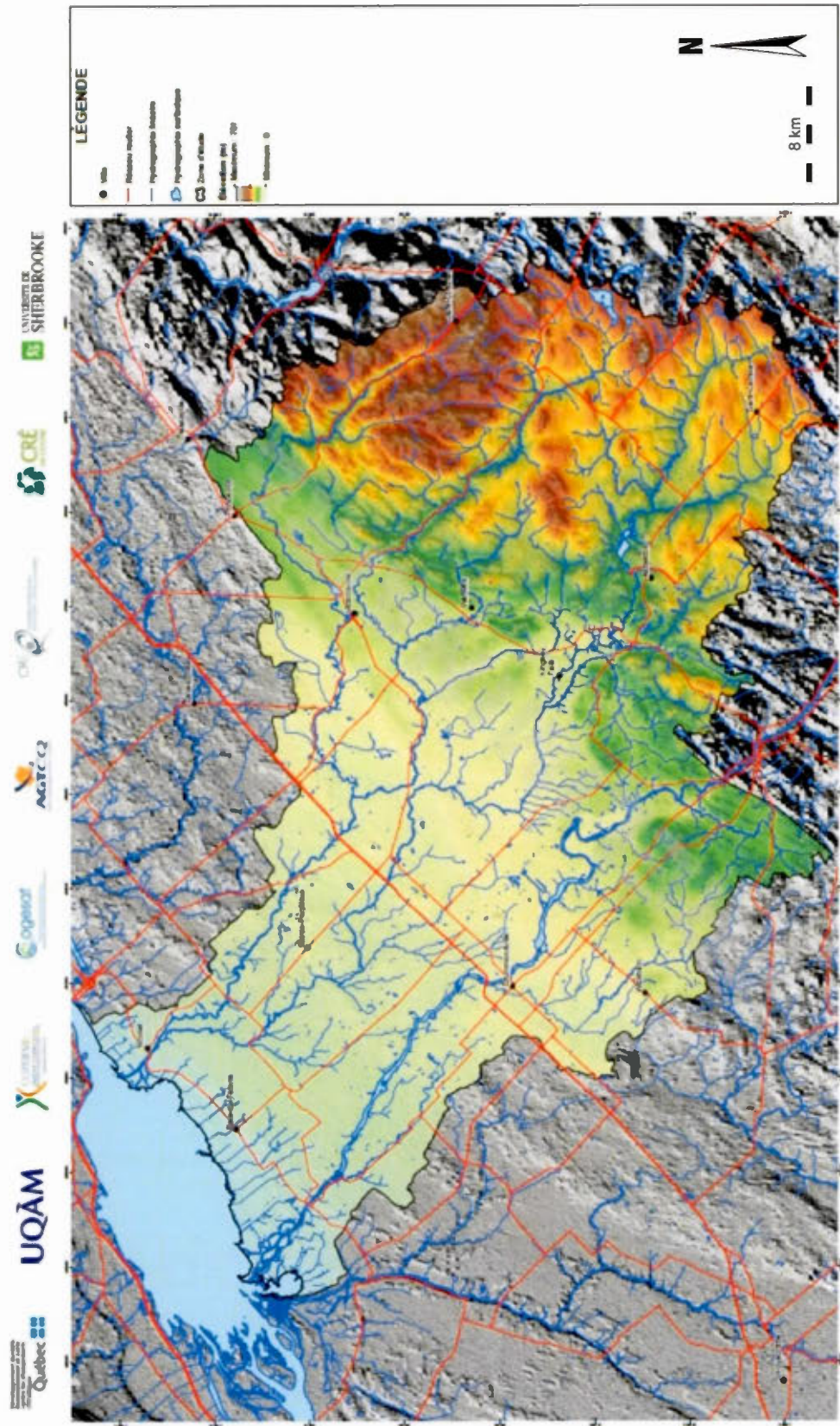


Figure A1. 10: Élévations de la zone Nicolet- bas-Saint-François (Larocque et al., 2015b)

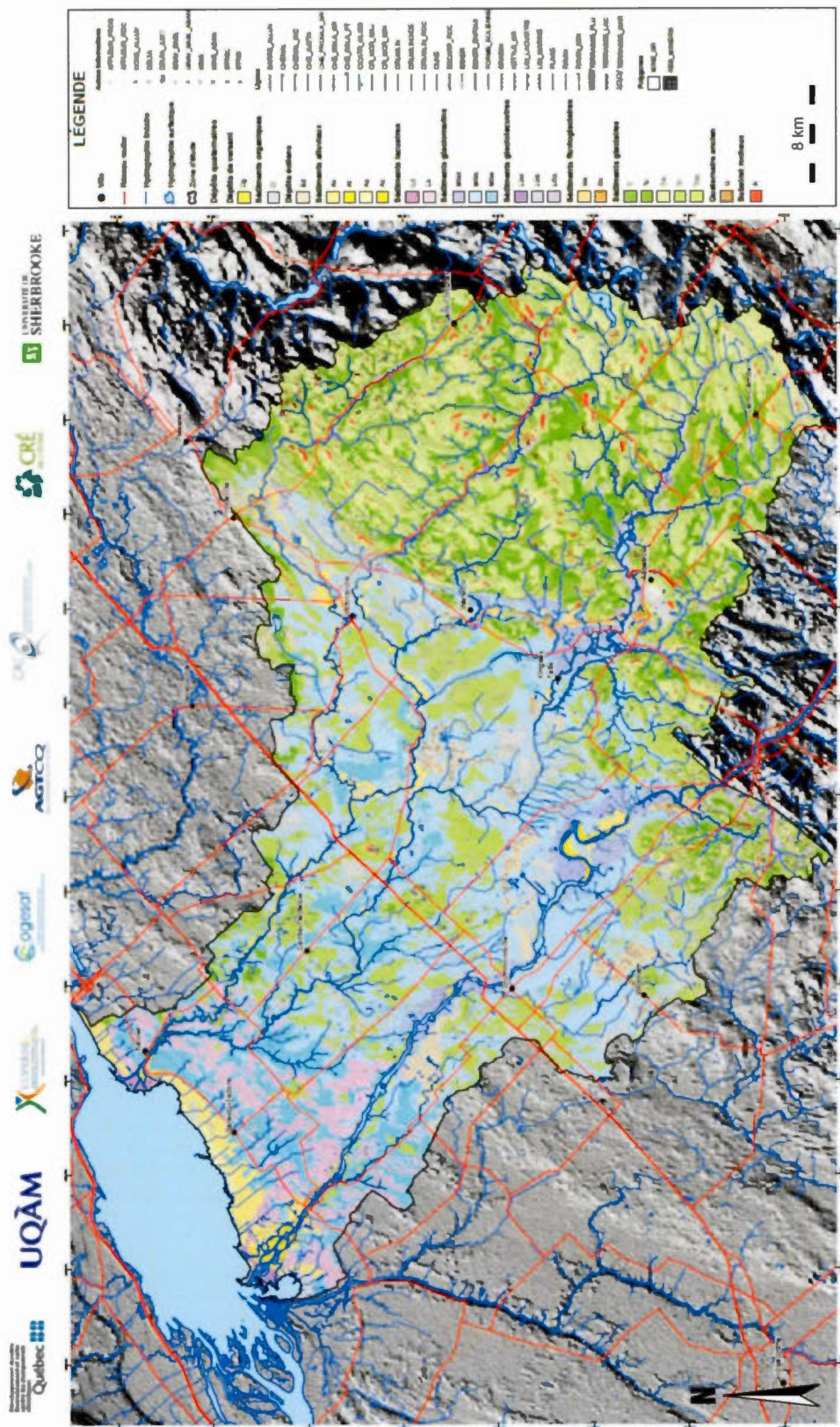


Figure A1. 12: Dépôts quaternaires de la zone Nicolet-bas-Saint-François (Larocque et al., 2015b)

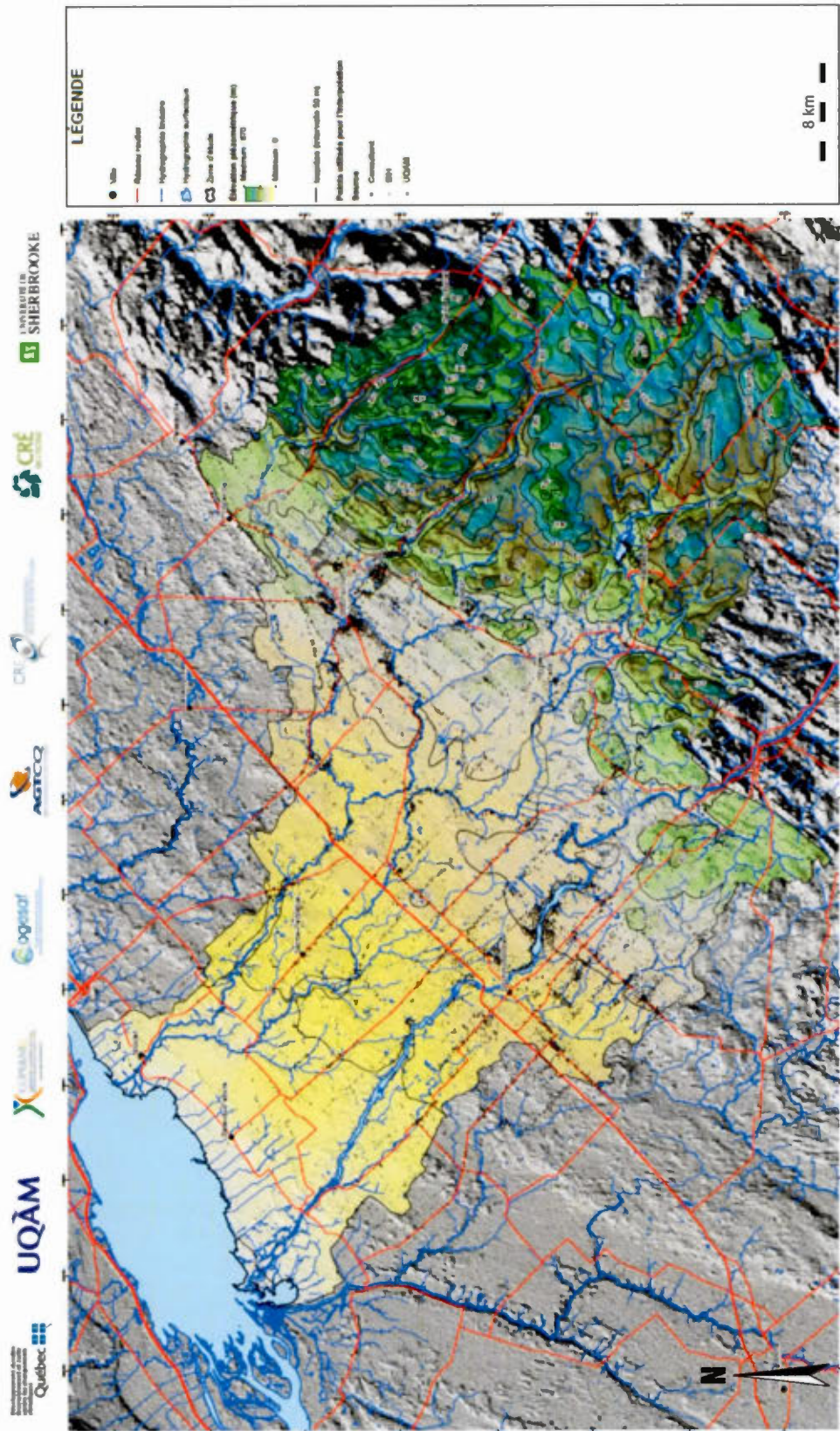


Figure A.1. 13: Piézométrie de la zone Nicolet- bas-Saint-François (Larocque et al., 2015b)

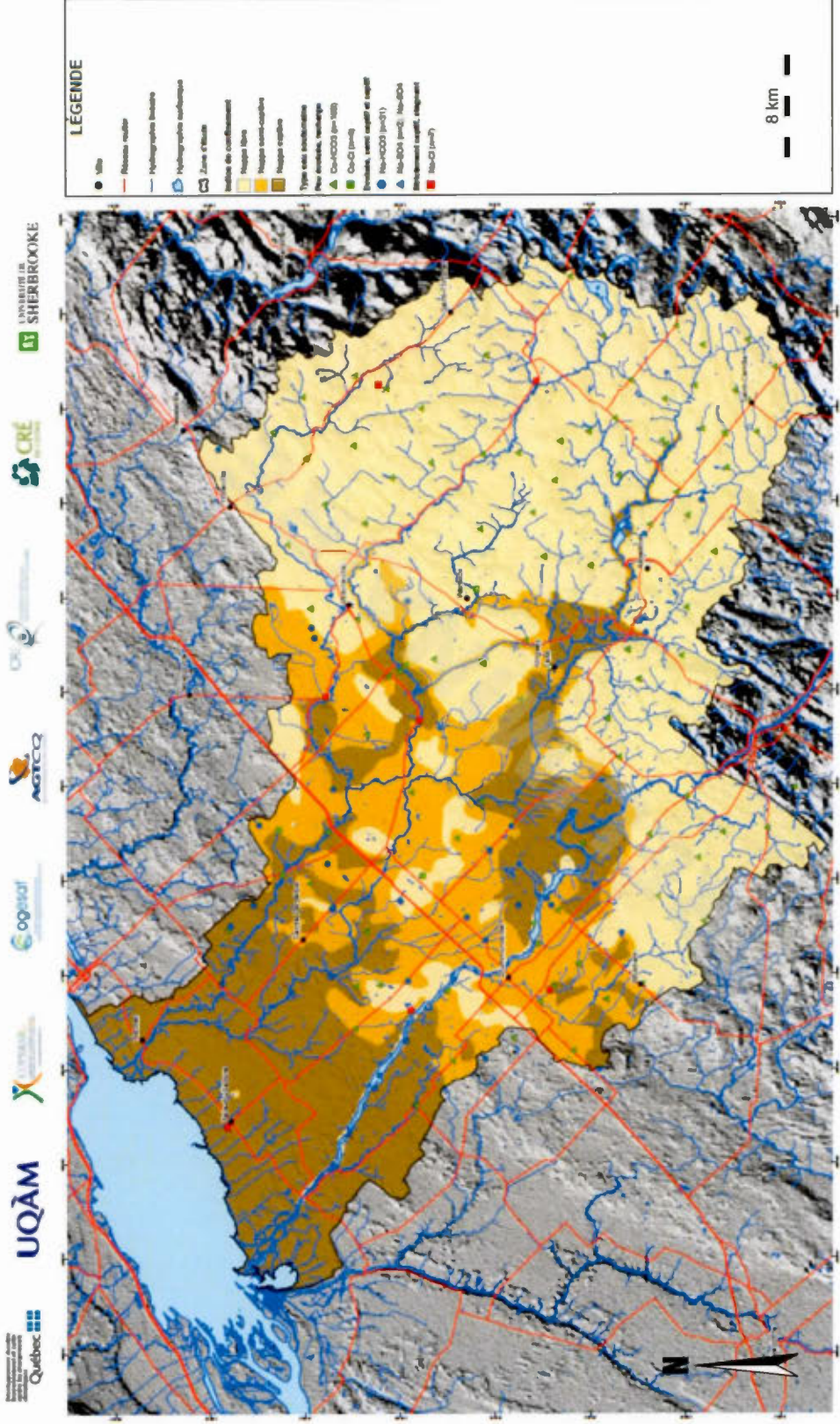


Figure A.1. 14: Indices de confinement de la zone Nicolet- bas-Saint-François (Larocque et al., 2015b)

ANNEXES 2 : DONNÉES MÉSURÉS.

Figure A2. 1: Synthèse des forages de la région de Vaudreuil-Soulanges

N échantillons	X	Y	Profondeur (m)	Type d'aquifère	Lithologie	²²² Rn (Bq/L)	Température (°C)	pH	Conductivité électrique (µS/cm)
VS06	-74,3022	45,3850	26,00	granulaire		4,93	14,5	8,0	588
VS03	-74,3194	45,3873	46,00	granulaire		6,39	9,2	8,2	431
VS117	-74,1526	45,4063	35,00	granulaire		7,15	9,80	7,5	289,00
VS02	-74,3468	45,3907	46,00	roc	Beekmantown	3,28	11,5	7,8	407
VS19	-74,2439	45,4640	50,00	roc	Potsdam	3,83	12,5	7,0	324
VS17	-74,2277	45,4574	64,00	roc	Potsdam	4,19	11,9	7,3	356
VS115	-74,3814	45,2720	27,00	roc	Beekmantown	4,29	10,50	7,2	1777,00
VS01	-74,3552	45,3921	75,00	roc	Beekmantown	5,08	10	7,7	378
VS111	-74,3802	45,3559	58,00	roc	Beekmantown	6,32	11,40	7,6	708,00
VS15	-74,2189	45,4429	50,00	roc	Potsdam	6,38	12,2	8,1	401
VS112	-74,2761	45,4029	41,79	roc	Potsdam	6,53	10,10	8,3	288,00
VS13	-74,2344	45,4341		roc	Potsdam	8,18	18,1	7,8	605
VS10	-74,2443	45,4194		roc	Potsdam	9,11	11,1	8,0	403
VS106	-74,3492	45,4018	32,90	roc	Potsdam	9,36	9,10	7,1	547,00
VS28	-74,3342	45,4109	42,70	roc	Potsdam	11,03	10,80	8,8	383,00
VS16	-74,2182	45,4471		roc	Potsdam	12,06	10,4	8,5	226
VS116	-74,2651	45,3567	62,00	roc	Beekmantown	16,02	10,10	8,3	1133,00
VS12	-74,2346	45,4302	30,00	roc	Potsdam	19,16	13,2	7,8	296
VS114	-74,2251	45,4468	54,90	roc	Potsdam	20,01	10,00	8,5	1117,00
VS20	-74,2510	45,4728	76,00	roc	Potsdam	22,65	11,7	9,0	692
VS09	-74,2562	45,4212	55,00	roc	Potsdam	23,19	12,1	7,8	424
VS29	-74,3063	45,4295	67,00	roc	Précambrien	23,50	13,70	8,2	354,00
VS18	-74,2373	45,4596		roc	Potsdam	23,55	11,8	7,7	380
VS05	-74,3085	47,3858	55,00	roc	Potsdam	25,16	11,5	8,0	736
VS04	-74,3137	45,3860	61,00	roc	Beekmantown	25,16	11,3	7,6	743
VS14	-74,2261	45,4400		roc	Potsdam	27,26	11,8	8,5	497
VS110	-74,2509	45,4793	49,00	roc	Potsdam	29,73	11,00	7,8	710,00
VS108	-74,3243	45,3881	96,00	roc	Beekmantown	33,34	10,20	7,3	971,00
VS07	-74,2819	45,4035		roc	Potsdam	35,60	10	8,1	741
VS104	-74,2845	45,4230	42,00	roc	Précambrien	49,13	9,70	8,1	383,00
VS113	-74,2364	45,4212	91,00	roc	Potsdam	68,10	10,00	8,1	1088,00
VS105	-74,1819	45,3818	52,40	roc	Potsdam	68,52	9,80	8,5	147,00
VS11	-74,2389	45,4246		roc	Potsdam	108,84	10,9	7,7	293
VS25	-74,2451	45,4912	69,50	roc	Potsdam	145,45	11,9	8,0	1050
VS102	-74,3128	45,4500	62,00	roc	Précambrien	381,51	9,30	7,2	434,00

Figure A2.3 : Synthèse des données récoltées dans les forages de la région Nicolet-bas-Saint-François

Nom de l'échantillon	X	Y	Profondeur (m)	Type d'aquifère	Lithologie	Domaine	pH	conductivité ($\mu\text{S/cm}$)	température ($^{\circ}\text{C}$)	Rn (Bq/L)
NSF167	-71,8876	45,9992	1,2	Résurgence			5,8	160	13	72,2
NSF166	-71,7469	45,9110	1,2	Résurgence			6,1	717	16,1	116,9
NSF218	-71,9913	45,8126	1,8	Résurgence			7,1	439	12,6	4,9
NSF167	-72,4357	46,1053	4,5	Granulaire			5,3	83	9,7	14,8
NSFPZ7S	-72,0700	46,0813	4,9	Granulaire	Appalaches		6,4	204	12	31,5
NSF12	-71,9120	46,0057	6	Granulaire	Oak Hill	Appalaches	7,2	418	11,9	6,5
NSF219	-71,9996	45,8522	6,1	Granulaire			6,2	236	8,8	3,8
NSF149	-72,2055	45,9023	17,0	Granulaire			7,3	422	10,6	12,3
NSF05	-71,7252	45,9015	17,0	Granulaire	Sutton-Bennett	Appalaches	6,0	72	12,6	26,2
NSF153	-72,3442	45,9958	22,5	Granulaire			7,1	569	9,3	11,1
NSF156	-72,4860	46,0628	22,5	Granulaire			7,6	422	10,7	12,2
NSF145	-72,6684	45,9557	45,0	Granulaire			7,8	637	11,2	3,5
NSF136	-72,3707	45,8020		Granulaire			7,5	705	10,2	4,4
NSF10	-71,8862	45,9992		Granulaire	Oak Hill	Appalaches	5,8	172	14,4	52,9
NSF04	-71,6987	45,8916		Granulaire	Sutton-Bennett	Appalaches	5,4	52	17,5	13,1
NSF001	-71,9250	46,0344		Granulaire		Appalaches	7,0	394	13,5	19,7
NSFPZ21	-72,5187	45,9769	2,4	Granulaire			6,8	198	9,9	0,7
NSF023	-72,3384	45,6700	4,9	Granulaire	Appalaches	Appalaches	7,7	302	8	26,0
NSF013	-72,7097	46,0257	13,7	Granulaire	Basses-Terres		7,5	363	8,6	6,2
NSF247	-71,6898	46,0582	0,9	Résurgence	Oak Hill	Appalaches	6,3	135	13,1	5,6
NSF165	-71,6850	45,8865	1,5	R.surgence	Sutton-Bennett	Appalaches	5,7	650	9,6	168,1
NSF241	-71,7719	46,1327	2,4	Roc	Oak Hill	Appalaches	6,3	321	12	14,0
NSF234	-71,7049	46,0285	3,1	Roc	Sutton-Bennett	Appalaches	5,9	74	10,1	198,7
NSF017	-72,5180	45,8182	3,5	Roc		Appalaches	7,4	827	10,8	49,8
NSFPZ6	-72,0106	46,0895	4,2	Roc	Olistostromes de la rivière...	Appalaches	7,3	664	10,5	6,7
NSFPZ3	-72,5196	46,0060	7,1	Roc	Ste-Rosalie	Basses-Terres	7,5	686	10,9	1,7
NSFPZ8	-71,7595	45,7662	8,1	Roc	St-Daniel	Appalaches	6,6	403	9,1	105,0
NSFPZ2	-72,5231	46,0277	9,1	Roc	Lorraine	Basses-Terres	7,9	326	9,8	5,2
NSF008	-72,2549	45,9866	9,8	Roc		Appalaches	7,6	777	10,22	5,9
NSF136	-72,2955	45,7594	10,0	Roc	Stanbridge	Appalaches	6,8	494	8,9	62,3
NSF144	-72,6176	45,9333	10,5	Roc	Ste-Rosalie	Basses-Terres	8,2	351	10,5	1,8
NSFPZ7P	-72,0367	46,0884	12,9	Roc	St-Daniel	Appalaches	8,1	280	9,7	8,4

Figure A2.3 : Synthèse des données récoltées dans les forages de la région Nicolet-bas-Saint-François (suite)

Nom de l'échantillon	X	Y	Profondeur (m)	Type d'aquifère	Lithologie	Domaine	pH	conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	température ($^{\circ}\text{C}$)	Rn (Bq/L)
NSF141	-72,5707	45,905	18,0	Roc	Bourret	Basses-Terres	7,9	2030	10,1	2,3
NSF06	-71,7489	45,9083	18,0	Roc	Sutton-Benett	Appalaches	7,2	313	9,6	520,2
NSF228	-72,1775	46,0856	18,3	Roc	Sillery	Appalaches	7,6	294	10,8	13,2
NSF139	-72,4052	45,8420	20,0	Roc	Bulstrode	Basses-Terres	7,9	186	10,2	5,2
NSF020	-72,3438	45,9833	21,3	Roc		Appalaches	7,5	476	8,4	5,5
NSF007	-72,4853	46,0637	21,3	Roc		Basses-Terres	8,2	532	9,12	8,7
NSF226	-72,5373	46,0877	21,4	Roc	Lorraine	Basses-Terres	7,9	418	10,2	15,2
NSF012	-72,0896	46,0031	21,9	Roc		Appalaches	8,6	322	9,09	4,9
NSF162	-72,2616	45,9199	22,5	Roc	Bulstrode	Basses-Terres	7,8	337	12	4,2
NSF07	-71,7805	45,9037	23,0	Roc	Sutton-Benett	Appalaches	7,2	377	12,4	37,1
NSF168	-72,3582	46,0608	23,4	Roc	Sillery	Appalaches	8,5	426	9,5	8,2
NSF014	-72,5434	46,0976	24,4	Roc		Basses-Terres	8,7	973	9,52	12,0
NSF019	-72,2521	45,8652	24,4	Roc		Appalaches	7,8	468	11,42	3,2
NSF216	-71,7461	45,7069	24,4	Roc	Magog	Appalaches	6,5	650	8,9	49,8
NSF217	-71,8912	45,7806	24,4	Roc	St-Daniel	Appalaches	7,7	319	10,2	35,6
NSF016	-72,4950	45,7585	25,0	Roc		Appalaches	7,7	549	9,35	7,2
NSF138	-72,4014	45,8786	25,5	Roc	Bulstrode	Basses-Terres	7,9	291	9,3	1,4
NSF024	-72,6777	46,0110	25,9	Roc		Basses-Terres	7,9	448	10,2	12,0
NSF002	-71,9240	46,1143	26,5	Roc		Appalaches	7,1	795	9,22	8,7
NSF223	-72,4477	46,0212	26,8	Roc	Sillery	Appalaches	7,6	644	10,7	14,7
NSF268	-72,4766	45,8200	30,0	Roc	Bulstrode	Basses-Terres	7,6	326	14,90	7,8
NSF270	-72,4246	45,8652	30,0	Roc	Bulstrode	Basses-Terres	7,5	302	12,80	3,3
NSF220	-72,0398	45,8855	30,0	Roc	Oak Hill	Appalaches	7,8	235	8,1	8,8
NSF229	-72,2563	46,0591	30,0	Roc	Sillery	Appalaches	8,7	314	10,8	13,7
NSF006	-72,4756	45,8198	30,5	Roc		Appalaches	8,4	534	9,44	14,9
NSF022	-72,0910	45,8410	36,6	roc		Appalaches	7,8	471	8,1	10,5
NSF231	-72,3143	46,0631	36,6	roc	Sillery	Appalaches	7,4	661	9,6	17,4
NSF177	-72,0910	45,8442	39,0	Roc	Stanbridge	Appalaches	7,7	457	8,3	10,4
NSF232	-72,8899	46,0421	40,0	roc	Queenstone	Basses-Terres	7,8	334	10,3	69,3
NSF222	-72,4039	45,9902	42,7	Roc	Sillery	Appalaches	8,6	602	10	12,6
NSF137	-72,4509	45,9079	44,1	Roc	Schistes de Drummond	Basses-Terres	8,1	527	10,4	6,7
NSF160	-72,3676	45,9714	45,0	Roc	Sillery	Appalaches	6,4	481	10,1	12,4

Figure A2.3 : Synthèse des données récoltées dans les forages de la région Nicolet-bas-Saint-François (suite)

Nom de l'échantillon	X	Y	Profondeur (m)	Type d'aquifère	Lithologie	Domaine	pH	conductivité ($\mu\text{S/cm}$)	température (°C)	Rn (Bq/L)
NSF245	-71,5414	45,8588	45,8	Roc	St-Daniel	Appalaches	7,3	204	10,5	60,9
NSF240	-71,7981	46,1835	45,8	Roc	Bulstrode	Basses-Terres	6,7	1002	10,8	14,7
NSF226	-72,0508	46,0848	45,8	Roc	Sillery	Appalaches	8	314	11,4	15,9
NSF227	-72,1296	46,0713	48,8	Roc	Sillery	Appalaches	8,5	1124	10,3	17,8
NSF140	-72,4520	45,8591	50,0	Roc	Bulstrode	Basses-Terres	7,4	254	16,9	0,3
NSF145	-72,7028	45,9904	50,0	Roc	Lorraine	Basses-Terres	6,7	535	10,4	3,2
NSF230	-72,3143	46,0630	50,0	Roc	Sillery	Appalaches	7,9	287	9,3	19,3
NSFR3-1	-71,6996	45,6866	51,9	Roc	Magog	Appalaches	7,1	250	11,5	136,9
NSFR3-2	-71,6996	45,6866	51,9	Roc	Magog	Appalaches	7,1	250	11,5	147,9
NSF11	-71,8949	46,0051	52,0	Roc	Oak Hill	Appalaches	7,5	670	12,6	48,6
NSF018	-72,6804	45,9658	54,9	roc		Basses-Terres	7,8	732	9,3	5,5
NSF271	-72,5514	45,9751	54,9	Roc	Ste-Rosalie	Basses-Terres	7,9	1187	12,0	2,7
NSF003	-72,5478	45,9733	54,9	Roc		Basses-Terres	7,9	1455	11,27	2,5
NSF006	-72,3870	45,8513	56,4	Roc		Appalaches	8,8	631	9,7	21,7
NSF269	-72,3895	45,8524	56,4	Roc		Basses-Terres	8,5	510	10,30	16,0
NSF151	-72,3144	45,9413	60,0	Roc	Bulstrode	Basses-Terres	8,3	292	8,3	8,2
NSF134	-72,2410	45,7269	60,0	Roc	Bulstrode	Basses-Terres	7,7	429	9,4	8,1
NSFR2	-72,0975	46,0132	60,1	Roc	Oak Hill	Appalaches	7,9	235	15	10,4
NSF242	-71,8060	46,1008	61,0	Roc	Oak Hill	Appalaches	6,6	194	7,2	181,9
NSF224	-72,5118	46,0529	61,0	Roc	Lorraine	Basses-Terres	7,9	1855	9,6	15,6
NSF011	-71,8084	45,9798	76,2	Roc		Appalaches	9,2	310	9,09	30,7
NSF016	-72,4241	45,9297	83,2	Roc		Appalaches	9,1	771	10,71	1,8
NSF009	-72,1845	45,9215	85,3	Roc		Appalaches	8,2	630	12	28,7
NSF181	-71,8036	45,9831	90,0	Roc	Oak Hill	Appalaches	8,1	269	21	73,4
NSF182	-71,7882	45,9343	90,0	Roc	Oak Hill	Appalaches	8,1	188	8,7	134,6
NSF08.2	-71,8431	45,9681	91,0	Roc	Oak Hill	Appalaches	6,9			
NSF010	-71,8073	46,1008	91,4	Roc	Oak Hill	Appalaches	7,7	383	7,64	55,7
NSF244	-71,8666	46,0813	91,5	Roc	Oak Hill	Appalaches	7,4	577	9,9	102,5
NSF216	-71,8290	45,7497	91,5	Roc	St-Daniel	Appalaches	9,8	314	9,8	310,3
NSF01	-71,6039	45,8891	98,0	Roc	Sutton-Bennett	Appalaches	7,6	247	11,4	28,5
NSF221	-72,0751	45,8631	106,8	Roc	Bulstrode	Basses-Terres	7,3	456	9,4	2,5
NSF148	-72,1201	45,8881	120,0	Roc	Bulstrode	Basses-Terres	6,8	800	12,2	14,9
NSF147	-72,7265	46,0267	225,0	Roc	Queenstone	Basses-Terres	8,2	1489	9,5	19,6

Figure A2.3 : Synthèse des données récoltées dans les forages de la région Nicolet-bas-Saint-François (suite)

Nom de l'échantillon	X	Y	Profondeur (m)	Type d'aquifère	Lithologie	Domaine	pH	conductivité ($\mu\text{S/cm}$)	température ($^{\circ}\text{C}$)	Rn (Bq/L)
NSFR6-2	-72,0455	45,7892		Roc	Bulstrode	Basses-Terres	7,7	399	10,2	5,9
NSFR6-3	-72,0455	45,7892		Roc	Bulstrode	Basses-Terres	7,7	399	10,2	6,8
NSFR1	-72,7253	46,1415		Roc	Lorraine	Basses-Terres	8,1	31500	8,7	7,9
NSFR6	-71,8210	45,8656		Roc	Oak Hill	Appalaches	7,6	376	9,6	123,8
NSFR4	-72,3985	45,8484		Roc	Bulstrode	Basses-Terres	8,1	455	8,06	0,7
NSFR8-1	-72,5282	46,1556		Roc	Lorraine	Basses-Terres	7,3	7500	9,4	60,8
NSFR8-2	-72,5282	46,1556		Roc	Lorraine	Basses-Terres	7,3	7500	9,4	57,9
NSF08.1	-71,7972	45,9353		Roc	Oak Hill	Appalaches	6,5	103	15,8	104,8
NSF09	-71,8651	45,9853		Roc	Oak Hill	Appalaches	7,5	320	11,4	123,3
NSF13	-71,9115	46,0174		Roc	Oak Hill	Appalaches	7,3	604	15,1	28,2
NSF02	-71,6179	45,8895		Roc	Oak Hill	Appalaches	5,6	51	14,9	111,1
NSF03	-71,6572	45,8926		Roc	Sutton-Benett	Appalaches				61,1
NSFPZ20	-72,5185	45,9768	11,3	roc	Bourret	Basses-Terres	8,0	321	8,2	1,3
NSF021	-72,0058	45,9551	21,3			Appalaches	7,5	578	9,9	5,3
NSF004	-72,4245	45,8651				Appalaches	8,0	460	10,88	5,9

Figure A2.4: Synthèse des données récoltées dans la rivière Nicolet et ses tributaires.

No Station	DONNÉES INVARIANTES				LUNDI 4 AOÛT 2014			
	Y	X	Distance (Km)	Débit (m ³ /s)	Largeur (m)	Profondeur (m)	²²² Rn (mBq/L)	Conductivité (µS/cm)
1	45,8882	-71,6088	0,00	0,014	2,8	0,08	394,6	105
2	45,8891	-71,6169	0,52	0,027	4,5	0,15	110,8	75
3	45,8922	-71,6574	4,10	0,093	9,0	0,12	1082,2	129
4	45,8887	-71,7033	8,61	0,514	13,4	0,48	315,7	105
5	45,9004	-71,7256	11,70	0,578	22,5	0,26	355,9	92
6	45,9041	-71,7346	12,40	0,568	16,5	0,67	1024,1	100
7	45,9065	-71,7771	15,70	0,882	23,7	0,26	230,7	109
8.1	45,9352	-71,7981	20,50	1,128	29,6	0,34	21,5	112
8.2	45,9658	-71,8422	26,44	1,122	18,4	0,29	30,4	126
9	45,9852	-71,8655	29,70	1,235	25,0	0,24	43,6	128
10	46,0045	-71,8956	42,50	1,81	0,0		405,5	130
11	46,0054	-71,9122	43,97	1,430	17,1	0,41	254,1	133
12	46,0301	-71,9179	47,80	1,79			790,9	167
Rivière des Vases	45,8613	-71,6778	8,59	0,36	12,6	0,30	1091,0	103
Rivière des pins	45,9029	-71,7714	15	0,4	3,8	0,25	200,0	100

ANNEXES 3 : AUTRES



Figure A3. 1: Article de Pinti et al. (2014)6