

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

QUANTIFICATION DE LA RECHARGE ET DE L'ÉMERGENCE DE L'EAU
SOUTERRAINE DANS SEPT BASSINS VERSANTS DE LA RÉGION DE VAUDREUIL-
SOULANGES

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

WILLIAM TANGUAY

AOÛT 2024

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.12-2023). 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 voudrais tout d'abord remercier ma directrice de recherche Marie Larocque qui m'a guidé, conseillé et m'a forcé à me dépasser tout au long de ce projet. Elle avait toujours du temps à m'accorder malgré son horaire très chargé, et pour cela, j'en suis très reconnaissant.

Je tiens aussi à remercier tous les agents de recherche qui m'ont aidé tout au long de mon parcours. Je tiens particulièrement à remercier Sylvain sans qui j'aurais eu beaucoup de difficulté à démarrer mon projet et à Jonathan sans qui j'aurais eu beaucoup de difficulté à terminer mon projet.

J'aimerais aussi remercier tous mes collègues pour leur aide, leurs conseils et leurs encouragements. Un merci particulier à tous ceux que j'ai harcelés tout le long de mon projet pour m'accompagner sur le terrain aux pires moments de l'année pour prendre des mesures de débits sous la pluie.

Finalement, merci à mes amis et à ma famille qui m'ont soutenu tout le long de ce périple par leurs encouragements et par l'intérêt qu'ils portent à mes travaux.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
LISTE DES FIGURES	v
LISTE DES TABLEAUX	x
RÉSUMÉ.....	xii
CHAPITRE 1 Introduction.....	13
1.1 Problématique générale	13
1.2 État des connaissances	14
1.2.1 L'eau souterraine en tant que ressource renouvelable	14
1.2.2 Méthodes d'estimation de la recharge et de l'émergence de l'eau souterraine.....	15
1.2.3 Travaux réalisés dans le Sud du Québec.....	18
1.2.4 Facteurs pouvant influencer la recharge	20
1.3 Objectifs.....	22
CHAPITRE 2 Description de la zone d'étude	23
2.1 Localisation et topographie.....	23
2.2 Géologie.....	24
2.3 Hydrographie	27
2.4 Conditions météorologiques	34
CHAPITRE 3 Méthodologie	39
3.1 Méthodologie de terrain.....	39
3.1.1 Installation des stations débitmétriques	39
3.1.2 Mesures de débits	41
3.1.3 Détermination des courbes de tarage	43
3.2 Calcul des bassins versants aux stations sélectionnées.....	44
3.3 Débits hivernaux	46
3.4 Estimation de la recharge à partir des chroniques disponibles	47
3.4.1 Fluctuation des niveaux de nappe	47
3.4.2 Estimation des débits de base des cours d'eau	49
3.5 Calcul de la recharge avec le modèle Hydrobudget	50
3.6 Émergence	56
CHAPITRE 4 Résultats.....	60
4.1 Débits en rivière.....	60

4.1.1	Courbes de tarage.....	60
4.1.2	Chroniques de débits.....	61
4.2	Débits de base.....	64
4.3	Estimation de la recharge par fluctuation des niveaux de nappe.....	67
4.4	Hydrobudget.....	69
4.4.1	Calibration et analyse de sensibilité.....	69
4.4.2	Résultats pour la rivière Raquette.....	71
4.4.3	Résultats sur les bassins versants étudiés.....	73
4.4.4	Recharge.....	77
4.5	Émergence de l'eau souterraine dans les cours d'eau.....	81
4.5.1	Débits d'étiage le long des cours d'eau.....	81
4.5.2	Activités ²²² Rn et conductivités électriques.....	81
4.5.3	Bilan de masse ²²² Rn.....	84
CHAPITRE 5 DISCUSSION.....		93
5.1	Recharge.....	93
5.1.1	Fluctuation des niveaux de nappe.....	93
5.1.2	Recharge simulée avec HydroBudget.....	94
5.1.3	Comparaison des approches.....	99
5.2	Émergence de l'eau souterraine dans les cours d'eau.....	100
5.2.1	Débits de base à l'exutoire.....	100
5.2.2	Apports d'eau souterraine le long des cours d'eau.....	102
5.2.3	Comparaison des approches.....	104
5.3	Portée et limite des résultats.....	106
CHAPITRE 6 CONCLUSION.....		108
ANNEXE A Courbes de tarage.....		111
ANNEXE B Chroniques de débit.....		118
ANNEXE C Débits de base.....		126
ANNEXE D Activités ²²² Rn et conductivités électriques (CE) mesurées dans les cours d'eau..		134
ANNEXE E Cartes géologiques et échantillonnage ²²² Rn.....		137
ANNEXE F Taux de dégazage du ²²² Rn selon la littérature.....		139
BIBLIOGRAPHIE.....		140

LISTE DES FIGURES

Figure 1 Topographie de la zone d'étude. Carte réalisée à partir des données de Ressources naturelle Canada, (2011)	24
Figure 2 Géologie du roc sur toute la zone d'étude. Carte réalisée à partir des données de la CGO (2011) et du MRNF (2021b)ec.....	25
Figure 3 Dépôts quaternaires sur la zone d'étude. Carte réalisée à partir des données de la CGO (2000) et du MRNF (MRNF, 2021a)	26
Figure 4 Bassins versants et stations de mesures dans la zone d'étude	28
Figure 5 Cellules de la grille météo utilisées (MELCCFP, 2022) et stations météo disponibles sur la zone d'étude (ECCC, 2024).....	34
Figure 6 Variations statistiques des précipitations moyennes mensuelles sur la zone d'étude de 1990 à 2023	35
Figure 7 Variation statistique des températures moyennes mensuelles dans la zone d'étude de 1990 à 2023	36
Figure 8 Variations statistiques de l'évapotranspiration potentielle (ETP) mensuelle moyenne sur la zone d'étude de 1990 à 2023	37
Figure 9 Précipitations mensuelles, température mensuelle moyenne et ETP mensuelle pour la période de 2021 à 2023	38
Figure 10 Instrumentation des stations de mesure de niveaux d'eau.....	39
Figure 11 Dispositif contenant la sonde pour la station de niveau d'eau à la station Rigaud Sud .	40
Figure 12 Caméra de chasse installée à la station Delisle.....	41
Figure 13 Mesures des débits avec a) le vélocimètre électromagnétique <i>Hach FH950</i> et b) le profileur acoustique <i>StreamPro ADCP</i>	42
Figure 14 Bassins versants correspondant aux stations hydrométriques	46
Figure 15 Image de la rivière Rouge montrant la première journée a) de présence de glace (12-01-2023) et b) de dégel complet (24-03-2023).....	47
Figure 16 Méthode de variation des niveaux de nappe adapté de Delin <i>et al.</i> (2007)	48
Figure 17 Enchaînement des processus dans HB et paramètres à calibrer (en rouge) (Dubois <i>et al.</i> , 2021a).....	51
Figure 18 Données d'entrée nécessaire pour HydroBudget adapté de Dubois <i>et al.</i> (2021a).....	54

Figure 19 RCN calculés	55
Figure 20 Carte des points échantillonnés pour l'activité en ^{222}Rn	58
Figure 21 Exemple de courbe de tarage pour la rivière Delisle	61
Figure 22 Débit moyen en m^3/s et en mm/an en fonction de l'aire du bassin versant. Régression linéaire sur les débits	64
Figure 23 Recharge totale annuelle calculée à l'aide de la méthode des fluctuations de niveau de nappe (S_y moyen) et précipitations totales par année hydrologique	68
Figure 24 Résultats de l'analyse de sensibilité globale de Morris (1991) pour les paramètres de HydroBudget pour a) le KGE_{qtot} et b) le $\text{KGE}_{\text{qbase}}$	71
Figure 25 Valeurs observées et simulées avec HydroBudget pour le bassin versant de la rivière Raquette a) pour le débit total et b) pour le débit de base	72
Figure 26 Évapotranspiration potentielle (ETP) et évapotranspiration réelle (ETR) simulée avec HydroBudget sur le bassin versant de la rivière Raquette	73
Figure 27 Débit total observé versus simulés pour a) Rouge, c) Delisle, e) Quinchien, et g) Viviry et débit de base observé vs débit de base simulé pour b) Rouge, d) Delisle, f) Quinchien et h) Viviry	75
Figure 28 Évapotranspirations potentielles calculées avec la formule de Oudin et al. (2005) et évapotranspirations réelles simulées par HydroBudget pour les bassins versants a) Rouge, b) Delisle, c) Quinchien et d) Viviry	77
Figure 29 Recharge potentielle modélisée sur toute la zone d'étude.....	78
Figure 30 Recharge réelle avec les facteurs de percolation de : a) 25%, b) 50%, c) 75% et d) 100%	80
Figure 31 Activité ^{222}Rn et conductivité électrique mesurées dans l'eau souterraine au Québec (Larocque <i>et al.</i> , 2015a) et en Ontario	83
Figure 32 Résultat du bilan de masse ^{222}Rn Pour la rivière Beaudette a) apports en eau souterraine, b) conductivité électrique, c) activité ^{222}Rn et d) débit total dans la rivière. Les barres d'erreur représentent les incertitudes liées aux instruments de mesure et à la méthode analytique (^{222}Rn).....	86
Figure 33 Modélisation radin14 dans la rivière Delisle de : a) les apports en eau souterraine, b) la conductivité électrique, c) l'activité en ^{222}Rn et d) le débit dans la rivière. Les barres d'erreur représentent les incertitudes liées aux instruments de mesure et à la méthode analytique (^{222}Rn).....	87
Figure 34 Modélisation radin14 dans la rivière Quinchien de : a) les apports en eau souterraine, b) la conductivité électrique, c) l'activité en ^{222}Rn et d) le débit dans la rivière. Les barres d'erreur	

représentent les incertitudes liées aux instruments de mesure et à la méthode analytique (^{222}Rn).....	88
Figure 35 Modélisation radin14 dans la rivière Rigaud de : a) les apports en eau souterraine, b) la conductivité électrique, c) l'activité en ^{222}Rn et d) le débit dans la rivière. Les barres d'erreur représentent les incertitudes liées aux instruments de mesure et à la méthode analytique (^{222}Rn).....	89
Figure 36 Modélisation radin14 dans la rivière Rouge de : a) les apports en eau souterraine, b) la conductivité électrique, c) l'activité en ^{222}Rn et d) le débit dans la rivière. Les barres d'erreur représentent les incertitudes liées aux instruments de mesure et à la méthode analytique (^{222}Rn).....	90
Figure 37 Modélisation radin14 dans la rivière Viviry de : a) les apports en eau souterraine, b) la conductivité électrique, c) l'activité en ^{222}Rn et d) le débit dans la rivière. Les barres d'erreur représentent les incertitudes liées aux instruments de mesure et à la méthode analytique (^{222}Rn).....	91
Figure 38 Comparaison des zones de recharge préférentielles (>200 mm/an) identifiées lors du PACES Vaudreuil-Soulanges (Larocque <i>et al.</i> , 2015b) versus la recharge calculée avec le masque de 50%.....	98
Figure 39 Niveau du fleuve Saint-Laurent à la station 02OA033 de 2020 à 2024 et dates des jaugeages associés dans la rivière Quinchien (points rouges).....	101
Figure 40 Courbe de tarage de la rivière Delisle. L'enveloppe rose représente l'incertitude paramétrique, l'enveloppe rouge représente l'incertitude totale et les lignes pointillées représentent la hauteur des contrôles et leur enveloppe d'incertitude. Les barres d'erreurs représentent l'erreur l'incertitude sur la mesure de hauteur d'eau et sur la mesure de débit.	111
Figure 41 Courbe de tarage de la rivière Quinchien. L'enveloppe rose représente l'incertitude paramétrique, l'enveloppe rouge représente l'incertitude totale et les lignes pointillées représentent la hauteur des contrôles et leur enveloppe d'incertitude. Les barres d'erreurs représentent l'erreur l'incertitude sur la mesure de hauteur d'eau et sur la mesure de débit. Les jaugeages encadrés n'ont pas été considérés.	112
Figure 42 Courbe de tarage de la rivière Raquette à la station 1. L'enveloppe rose représente l'incertitude paramétrique, l'enveloppe rouge représente l'incertitude totale et les lignes pointillées représentent la hauteur des contrôles et leur enveloppe d'incertitude. Les barres d'erreurs représentent l'erreur l'incertitude sur la mesure de hauteur d'eau et sur la mesure de débit.	113
Figure 43 Courbe de tarage de la rivière Raquette à la station 4. L'enveloppe rose représente l'incertitude paramétrique, l'enveloppe rouge représente l'incertitude totale et les lignes pointillées représentent la hauteur des contrôles et leur enveloppe d'incertitude. Les barres d'erreurs représentent l'erreur l'incertitude sur la mesure de hauteur d'eau et sur la mesure de débit.	114

Figure 44 Courbe de tarage de la rivière Rigaud Sud. L'enveloppe rose représente l'incertitude paramétrique, l'enveloppe rouge représente l'incertitude totale et les lignes pointillées représentent la hauteur des contrôles et leur enveloppe d'incertitude. Les barres d'erreurs représentent l'erreur l'incertitude sur la mesure de hauteur d'eau et sur la mesure de débit.	115
Figure 45 Courbe de tarage de la rivière Rouge. L'enveloppe rose représente l'incertitude paramétrique, l'enveloppe rouge représente l'incertitude totale et les lignes pointillées représentent la hauteur des contrôles et leur enveloppe d'incertitude. Les barres d'erreurs représentent l'erreur l'incertitude sur la mesure de hauteur d'eau et sur la mesure de débit.	116
Figure 46 Courbe de tarage de la rivière Viviry. L'enveloppe rose représente l'incertitude paramétrique, l'enveloppe rouge représente l'incertitude totale et les lignes pointillées représentent la hauteur des contrôles et leur enveloppe d'incertitude. Les barres d'erreurs représentent l'erreur l'incertitude sur la mesure de hauteur d'eau et sur la mesure de débit.	117
Figure 47 Chronique de débit de la rivière Beaudette durant la période de l'étude (2021-2023)	118
Figure 48 Chronique de débit de la rivière Delisle durant la période de l'étude (2021-2023).....	119
Figure 49 Chronique de débit de la rivière Quinchien durant la période de l'étude (2021-2023) avec incertitudes	120
Figure 50 Chronique de débit de la rivière Raquette durant la période de l'étude (2021-2023) avec incertitudes	121
Figure 51 Chronique de débit de la rivière Rigaud Nord durant la période de l'étude (2021-2023)	122
Figure 52 Chronique de débit de la rivière Rigaud Sud durant la période de l'étude (2021-2023) avec incertitudes	123
Figure 53 Chronique de débit de la rivière Rouge durant la période de l'étude (2021-2023) avec incertitudes	124
Figure 54 Chronique de débit de la rivière Viviry durant la période de l'étude (2021-2023) avec incertitudes	125
Figure 55 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Beaudette	126
Figure 56 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Delisle.....	127
Figure 57 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Quinchien	128
Figure 58 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Raquette.....	129
Figure 59 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Rigaud Nord	130

Figure 60 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Rigaud Sud	131
Figure 61 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Rouge.....	132
Figure 62 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Viviry.....	133
Figure 63 Points d'échantillonnage du ^{222}Rn et dépôts de surface	137
Figure 64 Points d'échantillonnage du ^{222}Rn et géologie du roc	138

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 Résumé des caractéristiques des bassins versants de la zone d'étude	29
Tableau 2 Stations hydrométriques déjà présentes sur la zone d'étude	31
Tableau 3 Stations piézométriques disponibles	33
Tableau 4 Aire des bassins versants calculée aux stations sélectionnées	45
Tableau 5 Coefficients d'emmagasinement (S_y) aux piézomètres utilisés pour la méthode des fluctuations de niveau de nappe	49
Tableau 6 Bornes maximales des paramètres à calibrer dans HydroBudget	52
Tableau 7 Débit (m^3/s) maximum, minimum et moyen enregistré sur les années hydrologiques pour chaque rivière instrumentée, en excluant les débits hivernaux	63
Tableau 8 Débits de base calculés avec le filtre de Eckhardt (2005)	65
Tableau 9 Débit annuel total (mm/an) et débit de base (mm/an) pour chaque rivière instrumentée	66
Tableau 10 Moyenne annuelle de recharge calculée avec la méthode des fluctuations de niveau de nappe	67
Tableau 11 Paramètres calibrés dans HydroBudget	69
Tableau 12 KGE des différents bassins versants de la zone d'étude	74
Tableau 13 Recharge (mm) dans les bassins versants situés au Québec en fonction des facteurs de percolation dans les zones de nappe semi-captive	79
Tableau 14 Activité en ^{222}Rn et conductivité électrique des puits échantillonnés en Ontario	82
Tableau 15 Valeurs minimums, maximums et moyennes d'activité ^{222}Rn , de CE et de débits mesurées dans le tronçon principal de la rivière	83
Tableau 16 Paramètres utilisés pour calculer le bilan de masse du ^{222}Rn dans les rivières	85
Tableau 17 Émergence totale annuelle par bassin versant	92
Tableau 18 Recharge calculée par fluctuation de niveau de nappe et recharge moyenne calculée par HydroBudget sur un rayon de 500 m autour des piézomètres	99
Tableau 19 Débit de base (mm/an) calculée à la station et émergence calculée avec le bilan de masse du ^{222}Rn	105

Tableau 20 Données récoltées lors de l'échantillonnage de la rivière Beaudette.....	134
Tableau 21 Données récoltées lors de l'échantillonnage de la rivière Delisle	134
Tableau 22 Données récoltées lors de l'échantillonnage de la rivière Quinchien	135
Tableau 23 Données récoltées lors de l'échantillonnage de la rivière Rigaud	135
Tableau 24 Données récoltées lors de l'échantillonnage de la rivière Rouge	136
Tableau 25 Données récoltées lors de l'échantillonnage de la rivière Viviry	136
Tableau 26 Taux de dégazage du ^{222}Rn vers l'atmosphère rapportés dans la littérature (modifié de Dubois, 2023).....	139

RÉSUMÉ

Les ressources en eau souterraine du territoire de la MRC de Vaudreuil-Soulanges subissent de nombreuses pressions anthropiques et sont exposées aux changements climatiques. Il est donc important de mieux comprendre leur taux de renouvellement. Les objectifs du projet sont 1) d'identifier les zones de recharge et d'émergence de l'eau souterraine et 2) de calculer la recharge et l'émergence de l'eau souterraine dans les principaux bassins versants de la zone d'étude. Les sept bassins versants de la région ont été équipés de stations limnimétriques aux exutoires depuis 2021. La recharge a été calculée avec la méthode des fluctuations de niveaux de nappe dans six piézomètres à nappe libre. Les débits de base ont été calculés par séparation des hydrogrammes à l'aide de filtres passe-bas. Des échantillons d'eau ont été récoltés pour l'analyse du ^{222}Rn et un bilan de masse a permis de quantifier l'émergence de l'eau souterraine. Le modèle HydroBudget a été utilisé pour calculer la recharge spatialisée. Sur la zone d'étude, la recharge moyenne modélisée est faible (28 mm/an) et varie d'un bassin versant à l'autre (27 à 108 mm/an) en fonction des conditions rencontrées. Dans les zones sableuses, la recharge peut atteindre plus de 300 mm/an. Les débits de base par bassin versant représentent une recharge de 50 à 287 mm/an. La méthode des fluctuations des niveaux de nappe a permis de quantifier que la recharge dans les zones perméables varie entre 117 et 257 mm/an. L'activité en ^{222}Rn dans toutes les rivières est faible (moyenne 0,261 Bq/L), ce qui témoigne d'interactions généralement limitées entre la nappe et la rivière en raison de la présence de dépôts imperméables dans plusieurs secteurs. Toutefois, là où le sable est présent, l'activité ^{222}Rn en rivière est plus élevée (moyenne 1,7 Bq/L) identifiant ainsi des zones d'apport d'eau souterraine. La recharge et l'émergence sont faibles, mais concentrées dans certaines zones. Il serait pertinent de porter une attention particulière à la protection de ces zones de recharge préférentielle afin de conserver une eau souterraine de qualité et en quantité suffisante.

Mots clés : *Recharge, émergence, eau souterraine, débit de base, fluctuation de niveau de nappe, Vaudreuil-Soulanges*

CHAPITRE 1

Introduction

1.1 Problématique générale

L'eau souterraine constitue près de 99% de toutes les ressources en eau douce liquide de la planète et correspond au quart de toute l'eau douce utilisée par les êtres humains (UNESCO, 2022). Au Canada, ce sont près de neuf millions de personnes, soit 30% de la population, qui dépendent de l'eau souterraine pour leurs besoins quotidiens et les deux tiers des usagers vivent dans des régions rurales (ECCC, 2013). Il est donc évident que l'eau souterraine est une ressource très importante à l'échelle mondiale et du Canada et qu'il est très important de protéger l'eau souterraine d'un point de vue de sa quantité, mais aussi de sa qualité. L'utilisation des données du satellite GRACE a permis de démontrer que 21 des 37 aquifères principaux sur la planète ont un niveau qui diminue à travers les années (Richey *et al.*, 2015). Un des défis importants de la gestion de l'eau souterraine provient du fait que l'écoulement souterrain est très lent et que le temps de résidence de l'eau souterraine peut être très élevé, allant de quelques semaines à plusieurs milliers d'années (Freeze et Cherry, 1979). Cela fait en sorte qu'un système peut prendre quelques générations à se rétablir même si des mesures sont adoptées pour conserver l'eau dans ce système. Au niveau de la contamination de l'eau souterraine, cela veut aussi dire que les aquifères stockent les contaminants et l'activité biogéochimique dans les aquifères peut mener à la transformation et à la création de nouveaux contaminants (Lall *et al.*, 2020). Le traitement et la décontamination des aquifères sont des processus difficiles et très coûteux.

L'eau souterraine est aussi une ressource cruciale pour plusieurs municipalités du Québec puisqu'elle permet d'alimenter près de 90% du territoire habité et près de 25% de la population (MELCCFP, 2024a). La Municipalité régionale de comté (MRC) de Vaudreuil-Soulanges ne fait pas exception. Sur son territoire, c'est plus de 54% de la population qui consomme de l'eau souterraine (Larocque *et al.*, 2015b). Les ressources en eau souterraine du territoire de la MRC de Vaudreuil-Soulanges subissent de nombreuses pressions anthropiques liées au développement agricole et urbain ainsi que des pressions liées aux changements climatiques. La planification pour une densification de la population proposée par la Communauté métropolitaine de Montréal pourrait mener à une augmentation de la population dans les prochaines années (Jantak, 2023) ce

qui entraînerait une demande plus élevée pour l’approvisionnement en eau. La région a fait l’objet d’un projet d’acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES) qui a permis d’acquérir les données de base sur les aquifères (Larocque *et al.*, 2015b). Cependant, ces connaissances ne sont pas suffisantes pour appuyer la gestion de l’eau, car peu de données débitmétriques étaient disponibles au moment du PACES, les techniques d’évaluation de la recharge et de l’émergence ont progressé et le développement de la région a évolué depuis 2015. Il est donc nécessaire d’approfondir les connaissances existantes sur l’hydrologie et l’hydrogéologie de la région et notamment de mieux comprendre le taux de renouvellement de l’eau souterraine afin de soutenir la gestion durable des ressources en eau.

La recharge est décrite comme étant la quantité d’eau qui atteint la nappe par percolation à travers la zone non saturée (Doble et Crosbie, 2017), et correspond généralement au taux de renouvellement de l’eau souterraine. La recharge est très importante pour le maintien du niveau de la nappe et est cruciale pour les débits d’étiage des rivières connectées aux aquifères. Il est aussi important d’identifier les zones de recharge préférentielles des nappes libres, car celles-ci sont particulièrement vulnérables à la contamination. L’émergence représente quant à elle l’eau qui quitte naturellement l’aquifère pour atteindre la surface à plus grande échelle alors que la résurgence représente l’eau qui quitte l’aquifère pour rejoindre la surface mais à une échelle plus locale. Il est donc important de les prendre en considération lorsqu’on souhaite connaître la dynamique de variation du niveau de nappe. Les principaux défis dans l’évaluation de la recharge et de l’émergence de l’eau souterraine proviennent du fait que ce sont des processus peu visibles et difficiles à mesurer directement, contrairement à d’autres processus comme le débit dans les rivières ou les précipitations. Des méthodes indirectes sont généralement utilisées pour les estimer.

1.2 État des connaissances

1.2.1 L’eau souterraine en tant que ressource renouvelable

L’un des problèmes les plus importants à l’échelle de la planète est le manque d’eau potable (UNESCO, 2022). Avec l’augmentation de la population et les progrès techniques, scientifiques et économiques dans plusieurs pays, le stress sur cette ressource ne fait qu’augmenter (UNESCO, 2022). Dans plusieurs régions du monde, les populations sont dépendantes de l’eau souterraine pour leur survie. Il est donc important de conserver et de protéger cette ressource. Le terme de

ressource renouvelable est encore assez mal défini lorsqu'il s'agit de l'eau souterraine. Une ressource renouvelable peut être définie comme « Une ressource naturelle qui est remplacée à une vitesse au moins aussi élevée qu'elle est utilisée, qui a la possibilité de se renouveler et peut être récoltée indéfiniment sous les bonnes conditions et qui peut être convertie en ressource non renouvelable si sujette à une surexploitation » (Park et Allaby, 2017). Il existe deux approches pour déterminer si l'eau d'un aquifère est renouvelable ou non : 1) l'approche par flux et 2) l'approche par stockage (Gleeson *et al.*, 2020). L'approche par flux considère que la partie renouvelable de l'eau souterraine correspond à la recharge annuelle (Döll et Fiedler, 2008; Wada *et al.*, 2010). L'approche par stockage considère que l'eau dans l'aquifère est renouvelable si le volume d'eau dans l'aquifère divisé par le taux de recharge est en dessous d'un certain seuil (Bierkens et Wada, 2019). Ces deux approches sont problématiques, car elles ne prennent pas en compte le captage de l'eau souterraine (Cuthbert *et al.*, 2023) qui diminue l'émergence de l'eau souterraine. Cuthbert *et al.* (2023) proposent donc une nouvelle définition de l'utilisation renouvelable de l'eau souterraine, qui permet de tenir compte de tous les usages de l'eau (populations, industries, agriculture et écosystèmes) pour assurer la résilience de la ressource à une échelle de temps humaine. L'usage renouvelable de l'eau souterraine dépend ainsi du temps nécessaire pour que le système atteigne un nouvel équilibre dynamique (Cuthbert *et al.*, 2023). La recharge est donc un facteur clé pour identifier la quantité maximale d'eau qui peut être pompée tout en s'assurant que la ressource reste renouvelable.

1.2.2 Méthodes d'estimation de la recharge et de l'émergence de l'eau souterraine

La recharge et l'émergence de l'eau souterraine peuvent être difficiles à quantifier, car elles ne peuvent pas être mesurées directement (Döll et Fiedler, 2008). Ces flux sont souvent estimés à l'aide d'une combinaison d'approches complémentaires (Simmers, 1997; Scanlon *et al.*, 2002). Le choix de l'approche la plus appropriée varie, entre autres, en fonction de la géomorphologie, de la géologie, de l'hydrographie et de l'accès aux données. L'échelle spatiale et temporelle visée est aussi très importante dans le choix de la méthode (Scanlon *et al.*, 2002; Healy, 2010). Dans tous les cas, il est généralement recommandé d'utiliser plusieurs approches afin de réduire les incertitudes (De Vries et Simmers, 2002; Scanlon *et al.*, 2002; Wu *et al.*, 2016).

Certaines méthodes spatialisées permettent d'estimer la recharge localement et ainsi de cibler des zones de recharge préférentielle. Par exemple, les lysimètres mesurent directement l'écoulement de l'eau à travers le sol (Healy, 2010). L'installation et l'entretien de ces instruments sont souvent coûteux et il faut faire attention à ne pas créer de chemins d'écoulement préférentiels. Par contre, la méthode des lysimètres a comme avantage de permettre aussi de calculer l'évapotranspiration dans le sol (Xu et Chen, 2005). Cette méthode a été utilisée dans quelques études (Xu et Chen, 2005; Kohfahl *et al.*, 2019; Zhang *et al.*, 2020).

La méthode de fluctuation de niveau de nappe (*Water Table Fluctuation*) permet d'estimer la recharge autour d'un piézomètre. Cette méthode permet d'estimer la recharge à quelques mètres ou centaines de mètres autour du point étudié (Delin *et al.*, 2007). Elle ne nécessite que la chronique du niveau de la nappe et le coefficient d'emmagasinement (S_y). La méthode est basée sur l'hypothèse que toute augmentation du niveau de nappe est due à la recharge et pour cette raison, elle est seulement valable pour les piézomètres en nappe libre. Elle ne représente pas la recharge à l'échelle du bassin versant (Lee *et al.*, 2005), elle est fortement dépendante du S_y qui est souvent estimé à partir de la littérature et ne permet pas de distinguer l'effet des variations causées par l'écoulement latéral. Finalement, plusieurs études ont démontré une différence significative dans les valeurs de recharge en fonction de la fréquence de mesure du niveau de la nappe (Morgan et Stolt, 2004; Crosbie *et al.*, 2005; Delin *et al.*, 2007). Malgré ces incertitudes, cette méthode est couramment utilisée en raison de sa simplicité et de sa facilité d'utilisation (Healy et Cook, 2002; Chemingui *et al.*, 2015; Labrecque *et al.*, 2020).

D'autres méthodes permettent d'estimer la recharge à l'échelle d'un bassin versant. Par exemple, sur une année hydrologique et à l'exutoire d'un bassin versant, le débit de base d'un cours d'eau peut être considéré égal à la somme des débits apportés par l'émergence de l'eau souterraine dans le cours d'eau (Healy, 2010), à la condition que le bassin versant hydrologique soit le même que le bassin versant hydrogéologique. Le débit de base peut être estimé par la séparation de l'hydrogramme avec des filtres récursifs comme ceux de Eckhardt (2005, 2008), de Lyne et Hollick (1979) et de Chapman (1999). Le débit au 90^e percentile (Q90) est également utilisé pour représenter les débits d'étiage qui sont associés à l'émergence de l'eau souterraine en rivière.

Les traceurs chimiques et isotopiques sont une méthode répandue autant pour l'estimation de la recharge que pour la quantification de l'émergence de l'eau souterraine. En général, les traceurs sont plutôt représentatifs de l'échelle locale, mais le nombre d'échantillons peut facilement être ajusté pour avoir des informations à l'échelle souhaitée, allant d'un seul ruisseau à un bassin versant ou même toute une zone d'étude. Des traceurs naturels comme le chlore (Wu *et al.*, 2016) ou des traceurs isotopiques comme le tritium (^3H) (Vogel *et al.*, 1974; Malov, 2021) peuvent être utilisés pour estimer la recharge. Les isotopes stables de l'eau sont un des traceurs naturels les plus utilisés pour estimer la recharge (Healy, 2010; Farid *et al.*, 2014; Yeh *et al.*, 2014; Chesnaux et Stumpp, 2018; Mattei *et al.*, 2020; Li *et al.*, 2022). Pour l'estimation de l'émergence de l'eau souterraine, un des traceurs fréquemment utilisés est l'isotope radioactif ^{222}Rn , souvent en combinaison avec la conductivité électrique (Cook *et al.*, 2003; Schmidt *et al.*, 2010; Gilfedder *et al.*, 2015; Strydom *et al.*, 2021). D'autres traceurs peuvent aussi être utilisés, comme les CFC (Cook *et al.*, 2003) le SF_6 (Jensen *et al.*, 2022) et le $\delta^{13}\text{C}$ (Meredith et Kuzara, 2012; Lefebvre *et al.*, 2015). La température de l'eau peut aussi être utilisée comme traceur à la fois de la recharge et de l'émergence (Healy, 2010; Yao *et al.*, 2015; Banks *et al.*, 2022).

Les modèles permettant de calculer la recharge peuvent être regroupés en quatre catégories (Healy, 2010): 1) les modèles par bilan hydrique de surface, 2) les modèles d'écoulement dans la zone non saturée, 3) les modèles hydrologiques et 4) les modèles d'écoulement souterrains. Les modèles sont l'une des méthodes les plus flexibles, car ils sont choisis en fonction de l'échelle spatiale et temporelle visée. Les modèles peuvent être utilisés pour évaluer l'infiltration à l'échelle d'un puits (Bruneau *et al.*, 2022), d'un champ agricole (Chahinian *et al.*, 2005) ou pour calculer la recharge à l'échelle d'un territoire de plusieurs dizaines de milliers de kilomètres (Dubois *et al.*, 2021b).

Les modèles de bilan hydrique de surface comme HydroBudget (Dubois *et al.*, 2021a) et HELP (Schroeder *et al.*, 1994) visent à reproduire les débits des rivières par bassin versant en fonction des données météorologiques. Ces modèles sont généralement construits comme une série de réservoirs qui se déversent les uns dans les autres en fonction des variables météorologiques. Cette approche a été utilisée dans plusieurs études (Sun et Cornish, 2005; Dubois *et al.*, 2021b). Les modèles de bilan hydrique de la zone non saturée comme VSMB (Mohammed *et al.*, 2013) et HYDRUS (Šimůnek *et al.*, 2016) représentent l'écoulement vertical en 1D à travers une colonne de sol. Ces modèles nécessitent généralement des données de précipitation et d'évapotranspiration

(Healy, 2010). Cette approche a été utilisée dans plusieurs études (Gogolev, 2002; Noorduijn *et al.*, 2018). Par ailleurs, un modèle hydrologique comme SWAT (Arnold *et al.*, 1998) peut aussi être utilisé pour estimer la recharge. Ces modèles, applicables à l'échelle des bassins versants, ont été utilisés dans différentes études (Sun et Cornish, 2005; Dekongmen *et al.*, 2022). Finalement, les modèles d'écoulement souterrains comme MODFLOW (Harbaugh, 2005) servent à représenter les charges hydrauliques et les flux d'eau souterraine. La recharge est une donnée d'entrée dans ces modèles et fait généralement l'objet d'une calibration (Healy, 2010), ce qui procure des informations de sources différentes sur la recharge. Cette approche a été utilisée dans différentes études (Sanford, 2002; Dripps *et al.*, 2006). Les modèles couplés comme SWAT-MODFLOW permettent d'estimer à la fois la recharge de l'eau souterraine et son émergence dans les cours d'eau en permettant une meilleure modélisation des échanges entre l'eau souterraine et l'eau de surface (Mosase *et al.*, 2019; Yifru *et al.*, 2020).

1.2.3 Travaux réalisés dans le Sud du Québec

Plusieurs projets d'acquisition de connaissance des eaux souterraines (PACES) ont été réalisés à l'échelle du Québec et l'un d'entre eux a été réalisé dans la région de Vaudreuil-Soulanges (Larocque *et al.*, 2015b). Lors de ce projet, la recharge avait été estimée de manière globale sur un des bassins versants de la région (rivière Raquette) avec le modèle hydrologique MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2007) et de manière spatialisée avec le modèle de bilan hydrique de surface HydroBilan (ce modèle développé à l'UQAM a mené au développement du modèle HydroBudget par la suite). Le modèle HydroBilan a été utilisé pour calculer l'infiltration sur des cellules de 250 m x 250 m sur la zone d'étude. L'infiltration dans les zones d'aquifère libre a été considérée comme de la recharge, dans les zones de nappe captive, la recharge a été fixée à zéro et dans les zones de nappes semi-captives, la recharge a été fixée à 43% de l'infiltration. De cette manière, la recharge spatialisée estimée varie entre 0 et 440 mm/an avec une moyenne de 48 mm/an pour toute la zone d'étude. La recharge calculée avec le modèle MOHYSE est de 98 mm/an pour le bassin versant de la rivière Raquette. Ces valeurs représentent respectivement 5 et 9% des précipitations annuelles sur la zone modélisée. Le traitement à posteriori des résultats de HydroBilan ont permis de déterminer que les zones où l'aquifère est en nappe libre (9% de la zone d'étude) contribuent à 62% de la recharge et que les zones où l'aquifère est semi-captif (15% de la zone d'étude) contribuent à 38% de la recharge. L'entièreté de la recharge se fait donc sur seulement 24% du

territoire (Larocque *et al.*, 2015b). L'estimation de l'émergence de l'eau souterraine dans la rivière Raquette a été faite à l'aide du ^{222}Rn par Moreira (2016). Cette étude a montré que cette rivière reçoit $11\,730\text{ m}^3/\text{j}$ d'eau souterraine lors de l'étiage. Cela équivaut à 32 mm/an à l'échelle du bassin versant. Aucune autre rivière n'a été étudiée dans ce projet.

Bruneau *et al.* (2022) ont utilisé le modèle HYDRUS ainsi que la méthode des fluctuations de niveau de nappe afin de déterminer la recharge à trois sites de la région de Vaudreuil-Soulanges de 2016 à 2018. Ils ont obtenu une recharge moyenne de 517 mm/an pour les trois sites, avec une recharge principalement durant la période de fonte de la neige, où la recharge atteint de 38 à 45% des précipitations. Mattei *et al.* (2020) ont aussi étudié la recharge sur le bassin versant de la rivière Raquette. Ils ont utilisé le modèle d'écoulement 1D METIS (Goblet, 2010) combiné avec la composition isotopique de l'eau porale pour estimer que la recharge potentielle à l'échelle du bassin versant a varié de 15 à 401 mm/an en 2017 et 2018.

Dans Larocque *et al.* (2015), le modèle avait été calé sur le bassin versant de la rivière Raquette à l'aide des résultats du modèle MOHYSE et de la séparation d'hydrogramme avec le filtre d'Eckhardt (2005) pour la période 2013-2014 (Larocque *et al.*, 2015b). Il est donc pertinent de refaire cette modélisation de la recharge avec un modèle mis à jour et avec une chronique de débits sur la rivière Raquette assez longue pour permettre une période de calibration et de validation avec le modèle. D'autres techniques d'estimation de la recharge à différentes échelles peuvent aussi être utilisées. L'émergence de l'eau souterraine en rivière avait seulement été estimée pour le bassin de la rivière Raquette (Moreira, 2016). Il est donc nécessaire de la calculer pour les autres bassins versants de la région pour avoir une vue complète de l'hydrologie et de l'hydrogéologie de la région.

Par ailleurs, plusieurs études ont permis d'estimer la recharge dans d'autres régions du sud du Québec avec différentes méthodes, par exemple des modèles de bilan hydrique de surface HydroBudget (Dubois *et al.*, 2021b) et HELP (Schroeder *et al.*, 1994), des modèles numériques d'écoulement comme CATHY (Camporese *et al.*, 2010) et MODFLOW (Harbaugh, 2005), la séparation d'hydrogrammes pour estimer les débits de base et la méthode de fluctuation de niveau de nappe (Nastev *et al.*, 2008; Croteau *et al.*, 2010; Larocque et Pharand, 2010; Carrier *et al.*, 2013; Guay *et al.*, 2013; Larocque *et al.*, 2013; Benoit *et al.*, 2014; Levison *et al.*, 2014; Chemingui *et*

al., 2015; Larocque *et al.*, 2015a; Huet *et al.*, 2016; Levison *et al.*, 2016; Gagné *et al.*, 2018; Charron *et al.*, 2019; Charron *et al.*, 2020; Dubois *et al.*, 2021b; Chabot-Grégoire, 2022). À travers toutes ces études, la recharge la plus faible calculée pour un bassin versant du sud du Québec est de 27 mm/an dans l'aquifère au roc de la rivière Chaudière (Benoit *et al.*, 2014) à l'aide du modèle HELP. À l'opposé, Chemingui *et al.* (2015) ont obtenu des valeurs de 260 mm/an avec la méthode des fluctuations de niveaux de nappe avec courbe de récession (Healy et Cook, 2002) et la séparation d'hydrogramme avec le filtre de Furey et Gupta (2001) dans le bassin versant de la rivière des Anglais.

1.2.4 Facteurs pouvant influencer la recharge

À long terme, le climat est un facteur exerçant une influence très importante sur la recharge, à plus court terme, c'est la météo qui intervient. Les précipitations sont la première étape dans la chaîne de processus menant à la recharge (Yeh *et al.*, 2009; Healy, 2010; Khan *et al.*, 2021). Lorsque la nappe est peu profonde et que le matériel du sol a une bonne conductivité hydraulique, l'eau qui s'infiltre peut rejoindre la nappe relativement rapidement, avec un faible décalage temporel. Cela fait en sorte que des événements individuels de recharge peuvent être attribués à des événements de précipitations correspondants. Lorsque la nappe est plus profonde et/ou que le matériel géologique a une conductivité hydraulique faible, le décalage entre les précipitations et la recharge est plus long, ce qui ne permet pas nécessairement d'associer les événements de recharge à des événements de précipitations et la recharge doit être évaluée à une échelle plus longue, annuellement par exemple (Wu *et al.*, 1996). L'intensité des précipitations et leur répartition dans le temps influencent également la recharge (Healy, 2010; Thomas *et al.*, 2016). Une augmentation de l'intensité des précipitations peut faire augmenter la recharge (Owor *et al.*, 2009; Barron *et al.*, 2012) mais le phénomène inverse a aussi été observé (Wang *et al.*, 2015). L'effet de l'intensité des précipitations sur la recharge dépend donc fortement de l'environnement, en particulier du type de sol et des conditions antécédentes d'humidité du sol (Döll et Flörke, 2005; McCallum *et al.*, 2010). Par exemple, dans des sols secs et perméables, l'eau pourra s'infiltrer rapidement dans le sol, ce qui laisse moins de temps pour l'évaporation. À l'inverse, dans un sol moins perméable et déjà humide, des précipitations plus intenses peuvent mener à une saturation rapide du sol et le reste des précipitations deviendra plutôt du ruissellement (Döll et Flörke, 2005).

Des températures plus élevées induisent une augmentation de l'évaporation de l'eau du sol, une augmentation du prélèvement par les plantes (Garcia et Tague, 2015) et donc une évapotranspiration plus élevée (Monteith, 1981). Les conditions hivernales, la quantité de précipitations sous forme de neige et la fonte de la neige peuvent aussi être des facteurs importants qui influencent la recharge (Earman *et al.*, 2006) dans les climats froids et humides comme le Québec. Grinevskiy *et al.* (2021) et Dubois *et al.* (2022) ont observé qu'une augmentation de la température de l'air en période hivernale peut mener à une augmentation de la recharge dans les endroits où la fonte de la neige contribue à une proportion importante de la recharge. Des températures hivernales plus élevées causent une fonte de la neige plus importante et donc une quantité d'eau plus importante disponible pour la recharge. Des températures plus élevées l'hiver peuvent aussi mener à une augmentation de la fréquence d'événements de recharge hivernale (Dubois *et al.*, 2022). Ceci est particulièrement important dans un contexte de changements climatiques où la température moyenne devrait augmenter, les hivers seront plus courts et il y aura moins de neige (IPCC, 2022).

La pente du sol peut également influencer la recharge. Plus la pente est élevée, plus le ruissellement est important et moins il y a d'eau disponible pour s'infiltrer et éventuellement rejoindre la zone saturée et vice-versa (Deshmukh *et al.*, 2013). Le type de sol et l'occupation du territoire ont aussi un impact important sur la recharge. Pour que la recharge puisse avoir lieu, le sol doit être suffisamment perméable pour que l'infiltration puisse avoir lieu et que l'eau puisse ensuite percoler jusqu'à la zone saturée. Par exemple, un sol argileux ne permettra que très peu d'infiltration alors qu'un sol plus sableux permettra une infiltration beaucoup plus importante. Ensuite, même si un sol est originellement perméable, certains types d'utilisation du territoire, comme par exemple, les opérations agroforestières peuvent compacter le sol et réduire sa perméabilité (Scalenghe et Marsan, 2009). Dans les centres urbains, la construction de routes, de bâtiments et de stationnements imperméabilisent les sols, ce qui favorise le ruissellement et réduit l'infiltration dans le sol (Rania Bou *et al.*, 2003). À l'opposé, certaines études (Lerner, 2002; Wakode *et al.*, 2018) ont démontré que les zones urbaines contribuent parfois à la recharge à travers les fuites des systèmes d'égouts. Cependant, la recharge provenant de ces fuites est souvent contaminée (Carlson *et al.*, 2011; Wakode *et al.*, 2014). La végétation influence aussi la recharge puisqu'elle augmente l'évapotranspiration, ce qui réduit la quantité d'eau disponible pour la recharge.

1.3 Objectifs

L'objectif général de ce projet est de quantifier la recharge et l'émergence de l'eau souterraine sur le territoire de la MRC de Vaudreuil-Soulanges. Les objectifs spécifiques sont 1) d'identifier les zones de recharge et d'émergence de l'eau souterraine et 2) de calculer la recharge et l'émergence de l'eau souterraine dans les principaux bassins versants de la zone d'étude.

Les hypothèses sont 1) en raison de l'abondance de dépôts peu perméables sur la zone d'étude, la recharge et l'émergence ne seront probablement pas distribuées également sur le territoire et seront restreintes à certaines zones et 2) pour les mêmes raisons, la recharge et l'émergence moyennes seront probablement faibles à l'échelle de la zone d'étude.

Le chapitre 2 présente les caractéristiques physiographiques, géologiques, hydrographiques et météorologiques de la zone d'étude. Le chapitre 3 présente la méthodologie utilisée lors de cette étude. Le chapitre 4 présente les résultats et le chapitre 5 constitue la discussion. Finalement, le chapitre 6 présente la conclusion de ce travail.

Ce projet de maîtrise a été réalisé dans le cadre d'un financement CRSNG-Alliance en collaboration avec la MRC de Vaudreuil-Soulanges, le ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs, et l'organisme de bassin versant COBAVER-VS.

CHAPITRE 2

Description de la zone d'étude

Ce chapitre apporte des informations sur la localisation de la zone d'étude, sa géologie et sa topographie, les bassins versants étudiés, les conditions météorologiques ainsi que les instruments et les stations de mesure déjà en place.

2.1 Localisation et topographie

La zone d'étude couvre une superficie de 1651 km², incluant la MRC de Vaudreuil-Soulanges, dans la région administrative de la Montérégie au sud-ouest de Montréal, à la frontière avec l'Ontario, et quelques municipalités du côté ontarien de la frontière (comtés unis de Prescott et Russell, de Stormont, Dundas et Glengarry). L'altitude au-dessus du niveau moyen de la mer sur toute la zone varie de 20 m sur les berges du Saint-Laurent jusqu'à 227 m au sommet du mont Rigaud (Figure 1) et augmente graduellement lorsqu'on se dirige vers l'ouest. Les pentes varient de 0% dans les plaines agricoles à 28% sur les flancs du mont Rigaud. La zone d'étude est en général assez plane, surtout dans la partie au Québec. La partie en Ontario présente un peu plus de relief. La pente moyenne sur toute la zone est de 1,6%.

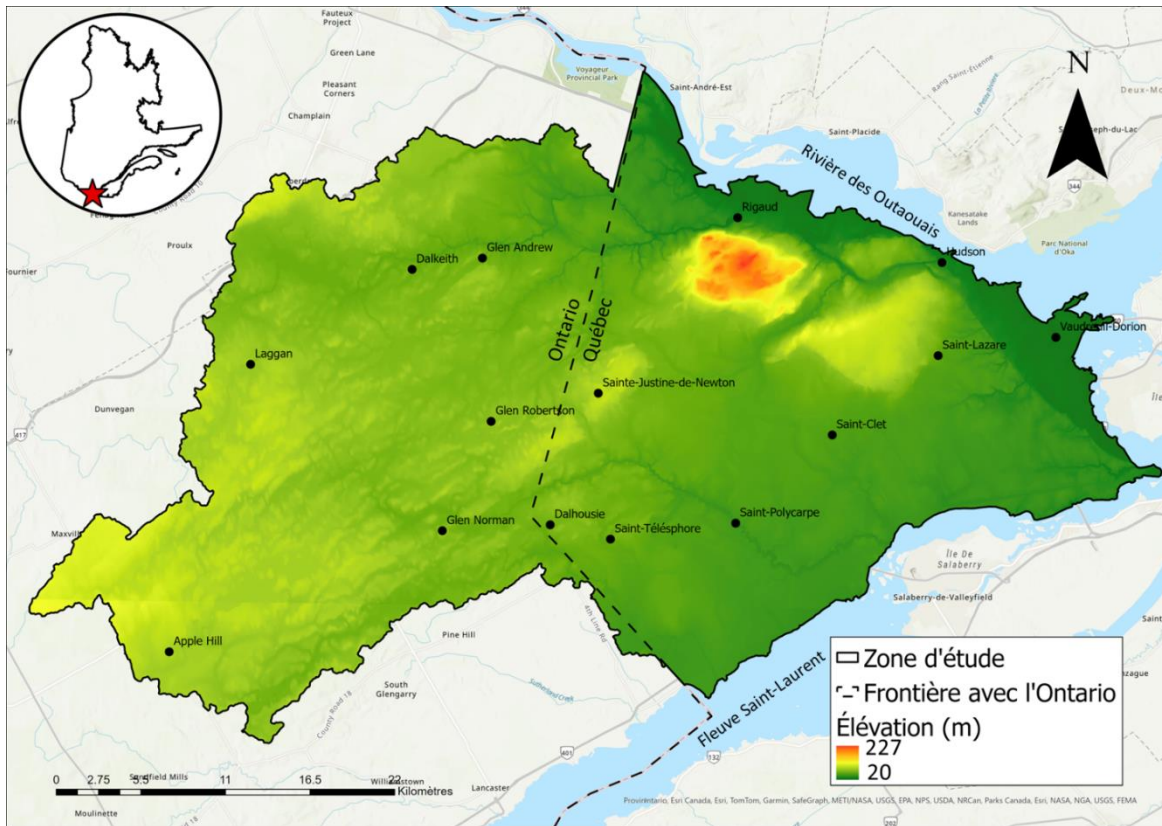


Figure 1 Topographie de la zone d'étude. Carte réalisée à partir des données de Ressources naturelle Canada, (2011)

2.2 Géologie

Les données de géologie (Figure 2) et de dépôts de surface (Figure 3) pour le Québec proviennent de SIGÉOM (MRNF, 2021a, 2021b) et les données pour la partie en Ontario proviennent de la Commission géologique de l'Ontario (CGO, 2000, 2011). Comme il s'agit de deux bases de données différentes, le nom et la classification des unités sont légèrement différents entre les deux provinces, ce qui crée une discordance entre les unités, surtout pour la géologie du roc.

Les roches de la région font partie de la séquence des Basses-Terres du Saint-Laurent. Il s'agit de roches sédimentaires d'âge paléozoïque, plus précisément Cambrien et Ordovicien (Globensky, 1987). Les unités sédimentaires présentes dans la zone d'étude font partie des groupes de Potsdam et de Beekmantown. Le groupe de Chazy est aussi présent, mais aucun affleurement n'est visible à la surface de la zone d'étude selon Globensky (1982). Selon cet auteur, les roches du groupe de

Potsdam appartiennent à la formation de Covey Hill ou à la formation de Cairnside. La formation de Covey Hill représente la base du groupe de Potsdam et est composée de grès quartzofeldspathique. Les roches de la formation de Cairnside sont composées de grès quartziques. Les roches du groupe de Beekmantown comprennent la formation de Theresa, formée d'une interstratification de grès et de dolomie, et la formation de Beauharnois composée de couches de dolomie. Cette formation contient aussi des séparations argileuses qui forment des lits de shale (Globensky, 1982). Les roches précambriennes percent le relief au mont Rigaud et à la colline à l'est de la municipalité de Sainte-Marthe. Ces roches sont majoritairement de la syénite et du granite (Globensky, 1982).

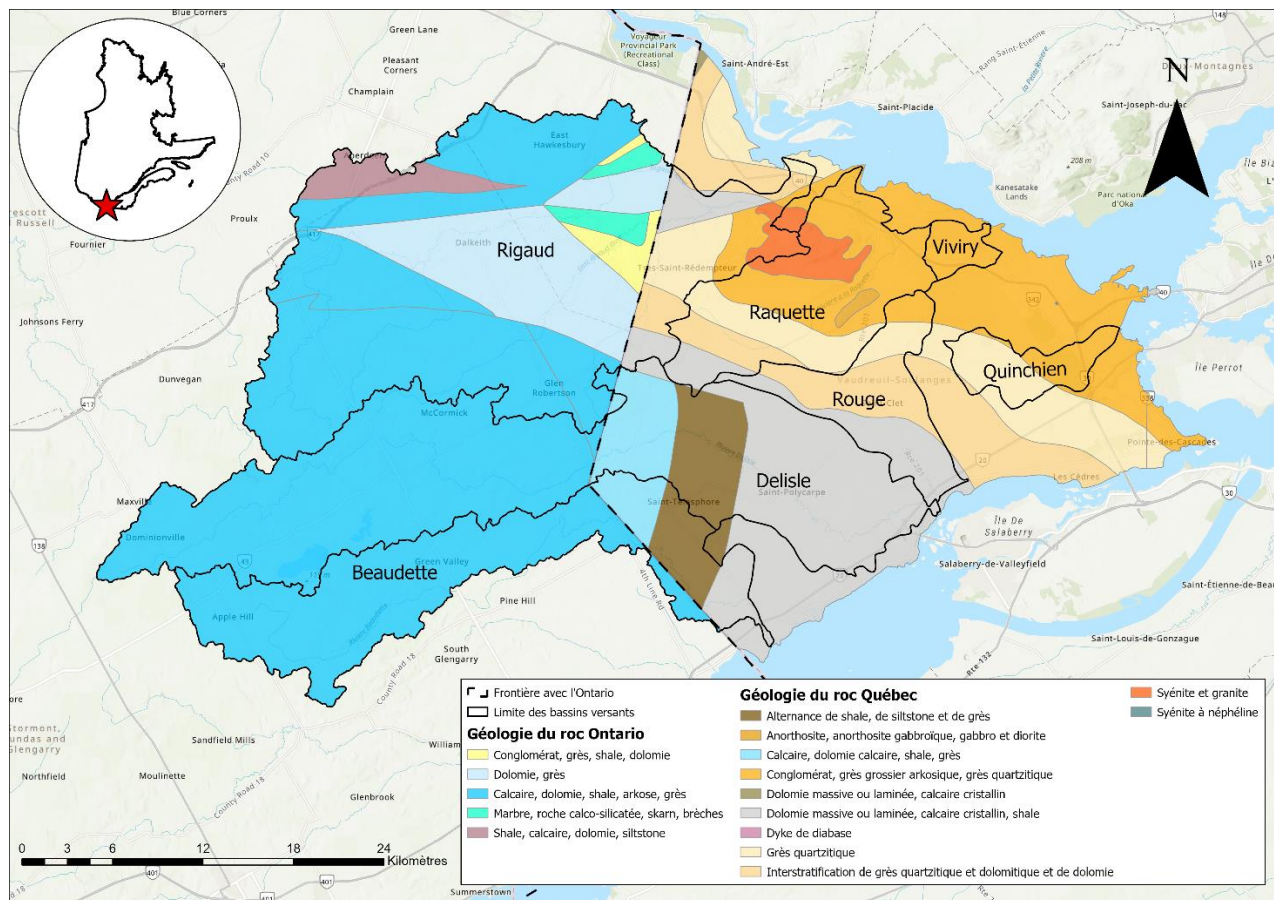


Figure 2 Géologie du roc sur toute la zone d'étude. Carte réalisée à partir des données de la CGO (2011) et du MRNF (2021b)ec

La plupart de la zone d'étude (64%) est recouverte d'une couche de sédiments glaciomarins composés d'argiles massives ou grossièrement laminées provenant de la mer de Champlain (Roy et Godbout, 2014) pouvant atteindre une épaisseur de 30 m (Globensky, 1982). Les principaux reliefs, soit le mont Rigaud ainsi que les plus petits sommets à l'ouest de la zone d'étude, près des municipalités de Sainte-Justine-de-Newton, sont recouverts d'une couche de till d'épaisseur variable en fonction de l'endroit. L'esker de Saint-Télesphore, composé de dépôts sableux, est situé au sud de la zone d'étude et une zone de dépôts littoraux, pré-littoraux, deltaïques et prodeltaïques est située sur les petits sommets situés au centre de la zone d'étude dans les municipalités de Hudson et Saint-Lazare. Ces dépôts sont composés de sables et de graviers (Roy et Godbout, 2014).

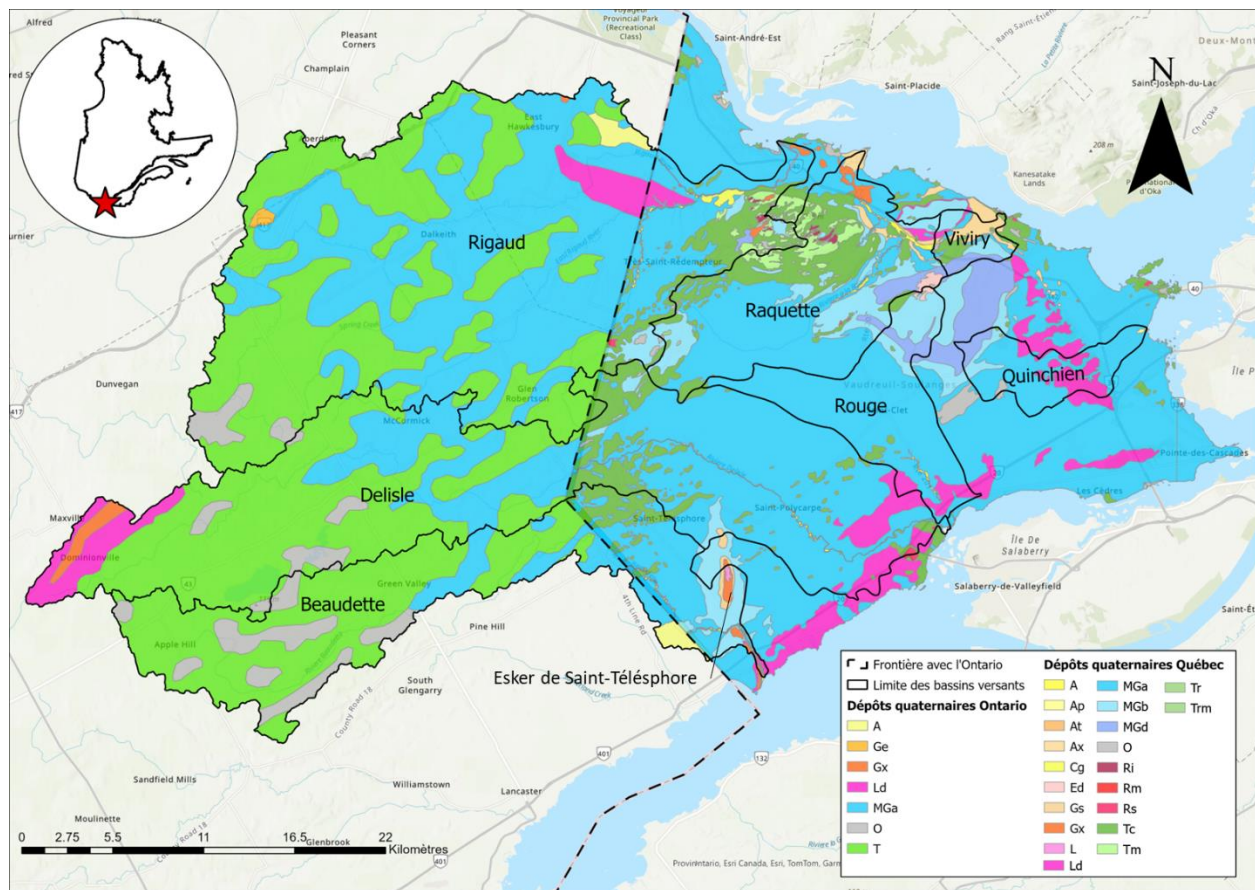


Figure 3 Dépôts quaternaires sur la zone d'étude. Carte réalisée à partir des données de la CGO (2000) et du MRNF (MRNF, 2021a)

2.3 Hydrographie

La zone d'étude est entourée par le lac des Deux Montagnes et la rivière des Outaouais au nord et par le fleuve Saint-Laurent au sud. Les rivières Rigaud, Raquette et Viviry s'écoulent du centre de la zone d'étude vers la rivière des Outaouais et la rivière Quinchien se termine dans le lac des Deux Montagnes. Les rivières Rouge, Delisle et Beaudette s'écoulent vers le fleuve Saint-Laurent. Les sept principaux bassins versants (Beaudette, Delisle, Quinchien, Raquette, Rigaud, Rouge et Viviry) ont été étudiés dans ce projet (Figure 4), suivant les recommandations de la MRC et du COBAVER-VS.

Quatre des sept bassins versants se situent entièrement au Québec (Tableau 1). Il s'agit des bassins versants, Raquette, Rouge, Viviry et Quinchien. Les bassins versants Rigaud, Delisle et Beaudette prennent leurs sources en Ontario, mais leur exutoire se situe au Québec. Les bassins versants varient beaucoup en superficie, allant de 10 km² (Viviry) à 538 km² (Rigaud). L'élévation minimale est de 23 m, dans les bassins versants Raquette et Rigaud près de l'exutoire et l'élévation maximale se trouve sur le mont Rigaud, dans le bassin versant Rigaud. La rivière Viviry est la rivière la moins large (2,45 m) et la moins profonde (0,188 m) en moyenne, alors que la rivière Rigaud est la plus profonde (0,8 m) et la rivière Delisle est la plus large (14 m) en moyenne. La rivière Viviry est aussi la moins longue (5 km) et la rivière Delisle est la plus longue (84 km). À l'exception du bassin versant de la rivière Viviry où 47% du territoire est occupé par une zone résidentielle, le territoire est majoritairement dédié à l'agriculture, avec jusqu'à 85% de territoire agricole dans le bassin versant de la rivière Delisle.

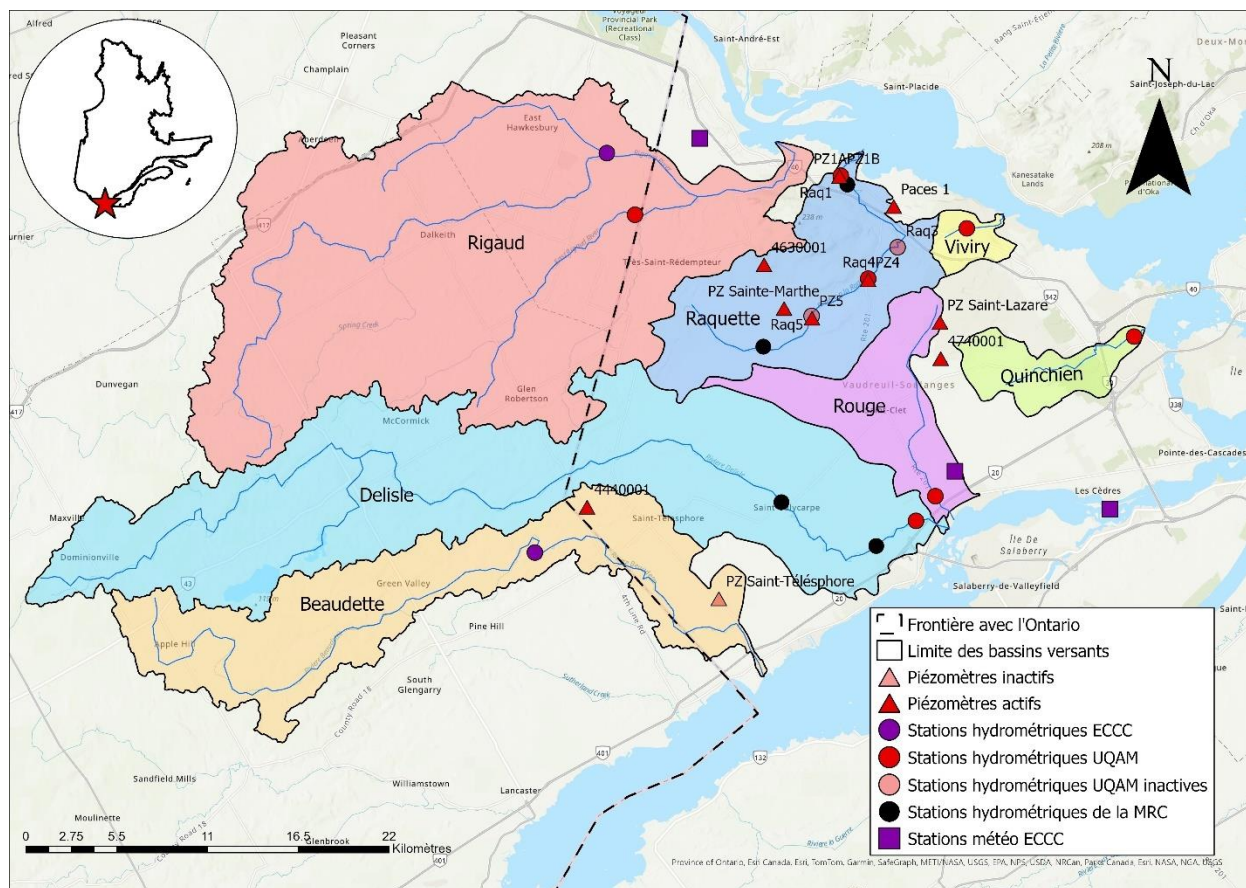


Figure 4 Bassins versants et stations de mesures dans la zone d'étude

La zone d'étude comporte des stations hydrométriques en opération depuis plusieurs années. Quatre stations équipées de sondes ultrasons ont été installées par l'UQAM sur le bassin versant de la rivière Raquette. La station 1 située à l'exutoire a été installée en 2013 et les autres stations ont été installées plus en amont en 2015. Une station 2 était prévue mais n'a jamais été installée. La station 3 a été retirée en 2020. La station 5 a été retirée durant l'été 2022 puis a été réinstallée en août 2023. Les stations raq1, raq4 et raq5 sont donc encore actives aujourd'hui, mais les données de la station raq5 n'ont pas été récupérées depuis qu'elle a été réinstallée. Aux stations raq1, raq3 et raq4, il y a quelques mois de données manquantes (Tableau 2). Ces stations mesurent le niveau d'eau toutes les 15 minutes. La MRC de Vaudreuil-Soulanges a fait installer cinq stations de mesure des niveaux d'eau par sondes ultrasons en mars 2021 dans le but de mieux prévenir les inondations, une station sur la rivière Rouge, deux sur la rivière Delisle et deux sur la rivière Raquette. Ces stations mesurent le niveau d'eau à toutes les 15 minutes. Il y a quelques mois de

données manquantes à certaines stations (Tableau 2). Ces stations n'ont cependant pas été utilisées dans ce projet, car des courbes de tarages ne sont pas disponibles à ces stations qui devaient être retirées tôt dans le projet.

Tableau 1 Résumé des caractéristiques des bassins versants de la zone d'étude

Bassin versant	Superficie du bassin versant (km²)	Longueur de la rivière principale (km)	Élévation par rapport au niveau moyen de la mer (m)	Occupation du territoire (COBAVER-VS, 2024)
Beaudette	54 au Québec 201 au total	65	45 - 82	17% couvert forestier 5% milieux humides 9% milieux urbains 69% agriculture
Delisle	161 au Québec 390 au total	84	49 - 104	10% couvert forestier 2% milieux humides 3% milieux urbains 85% activités agricoles
Quinchien	38 au Québec	14	25 - 50	36% zone boisée 26% secteur urbanisé 33% activités agricoles 5% milieux humides
Raquette	132 au Québec	50	23 - 200	43% zone boisée 3% secteur urbanisé 54% activités agricoles
Rigaud	74 au Québec 538 au total	74	23 - 215	33% zone boisée 8% secteur urbanisé 59% activités agricoles
Rouge	74 au Québec	17	46 - 75	15% zone boisée 5% secteur urbanisé 80% activités agricoles
Viviry	10 au Québec	5	24 - 105	18% zone boisée 47% zone résidentielle 15% terres agricoles 20% terrain de golf

Quatre stations hydrométriques de niveaux d'eau et de débits opérées par Environnement et Changement climatique Canada (ECCC) sont disponibles en Ontario, une sur la rivière Rigaud, deux sur la rivière Delisle et une sur la rivière Beaudette. Les stations sur la rivière Delisle ne seront pas utilisées lors de ce projet. Ces stations procurent des données de niveaux d'eau et de débits avec un pas de temps journalier. Ces stations ont des données manquantes allant de quelques jours à la fois à plusieurs années (Tableau 2).

Tableau 2 Stations hydrométriques déjà présentes sur la zone d'étude

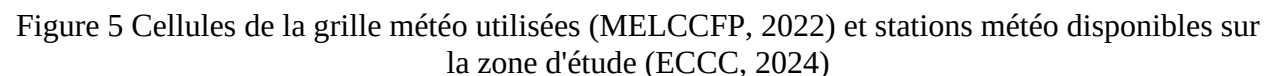
Nom de station	Code station	Années disponibles	Données Manquantes
Rivière Beaudette près de Glen Levis	02MC026	1983 à 2021 (débit) 2002 à 2021 (niveau)	Niveau : 24 j entre 2005 et 2012
Rivière Rigaud près de St. Eugene	02LB032	2003 à 2021 (niveau et débit)	Niveau : 491 j de 2003 à 02-2017 Débit : 1172 j de 2003 à 2009
Rivière Delisle près d'Alexandria	02MC028	1985 à 2021 (debit) 2006 à 2021 (niveau)	Niveau : 196 j de 04-2008 à 02-2018 Débit : 2831 j de 04-1998 à 01-2006 et 149 j de 2008-04 à 2008-09
Rivière Delisle près de Glen Norman	02MC036	2003 à 2021 (niveau et debit)	Niveau : 124 j entre 07-2013 et 04-2017 Débit : 33 j entre 07-2003 et 08-2003
15179 La Rouge	15179	2021-03 à 2023-11 (niveau)	14 j en 01-2023
7136 Delisle	7136	2021-03 à 2024 (niveau)	25 j en 08-2023 à 09-2023
10330 Delisle	10330	2021-03 à 2023-11 (niveau)	
11565 Raquette	11565	2021-03 à 2024 (niveau)	45 j de 01-2022 à 03-2022 et 60 j de 02-2023 à 03-2023
15666 Raquette	15666	2021-03 à 2024 (niveau)	60 j de 02-2023 à 03-2023
Raquette 1	Raq1	2013 à 2024 (niveau)	12 j de 05-2014 à 06-2014
Raquette 3	Raq3	2015 à 2020 (niveau)	61 j de 01-2016 à 03-2016
Raquette 4	Raq4	2015 à 2024 (niveau)	90 j de 12-2015 à 03-2016 et 67 j de 09-2021 à 11-2021
Raquette 5	Raq5	2015 à 2021 et 2023 à 2024 (niveau)	

Le Réseau de suivi des eaux souterraines (RSESQ) (MELCCFP, 2024b) possède trois stations piézométriques dans la zone d'étude. Les données pour ces piézomètres sont disponibles à un pas de temps journalier. Neuf piézomètres équipés de sondes *Solinst Levelogger* modèle 3001 ont aussi été installés par l'UQAM sur la zone d'étude (Tableau 3). Les sondes aux piézomètres PZ1A, PZ1B, PZ3, PZ4, PZ5 et PZ Saint-Lazare mesuraient le niveau d'eau toutes les 15 minutes jusqu'au 11 mai 2017 et depuis mesurent le niveau toutes les heures. PZ Sainte-Marthe, PZ Saint-Télésphore et PZ PACES mesurent également le niveau d'eau à toutes les heures. Les logs de forages pour tous les puits sont disponibles sur le site du RSESQ (2024) ou dans les annexes du rapport PACES (Larocque *et al.*, 2015b), sauf celui du piézomètre 4630001 pour lequel le log, n'était pas disponible. Parmi tous ces piézomètres, six (4630001, 4740001, PZ1A, PZ1B, PZ Saint-Lazare et PZ Saint-Télésphore) sont situés en nappe libre, les autres se situent en nappe captive. Les forages pour les trois piézomètres gérés par le RSESQ atteignent le roc à 11 m pour le piézomètre 4440001 et 46 m pour le piézomètre 4740001 alors que les autres restent dans les matériaux granulaires. La profondeur où le roc est atteint est inconnue au piézomètre 4630001. Dans plusieurs piézomètres, il y a des données manquantes pour des périodes de quelques semaines à plusieurs années. Les matériaux retrouvés dans ces forages sont surtout du sable, de l'argile, du silt, du till et un peu de roc dans les forages qui atteignent le roc.

Tableau 3 Stations piézométriques disponibles

Station	Années de données disponibles	Confinement	Type d'aquifère	Type de matériaux	Bassin versant	Organisation responsable
4630001	2013 à 2022 (05-2015 à 05-2016 données manquantes)	Libre	Roc	Roc	Raquette	RSESQ
4740001	2013 à 2022 (2015 à 2018, données manquantes)	Libre	Roc	Sable, till et roc	Quinchien	RSESQ
4440001	2013 à 2022	Captif	Roc	Argile, till et roc	Beaudette	RSESQ
PZ1A	2015 à 2023 (11-2016 à 05-2017 données manquantes)	Libre	Granulaire	Sable	Raquette	UQAM
PZ1B	2015 à 2023 (11-2016 à 05-2017 données manquantes)	Libre	Granulaire	Sable	Raquette	UQAM
PZ3	2015 à 2023 (11-2016 à 05-2017 données manquantes)	Captif	Granulaire	Sable et silt	Raquette	UQAM
PZ4	2015 à 2023 (11-2016 à 05-2017 données manquantes)	Captif	Granulaire	Sable	Raquette	UQAM
PZ5	2015 à 2023 (11-2016 à 05-2017 données manquantes)	Captif	Granulaire	Sable et argile	Raquette	UQAM
PZ PACES	2014 à 2023 (Données après 01-2021 ne sont plus utilisables)	Captif	Granulaire	Argile et sable	Raquette	UQAM
PZ Saint-Lazare	2015 à 2023	Libre	Granulaire	Sable	Rouge	UQAM
PZ Sainte-Marthe	2013 à 2023	Captif	Granulaire	Argile et till argileux	Raquette	UQAM
PZ Saint-Télesphore	2013 à 2020	Libre	Granulaire	Sable et silt	Beaudette	UQAM

Il existe trois stations météorologiques opérées par Environnement et Changement climatique Canada (ECCC, 2024) sur la zone d'étude, une à Rigaud, une à Les Cèdres et une à Coteau-du-Lac (Figure 5). Pour ces stations, des données de températures maximales, minimales ainsi que des données de précipitations sont disponibles au pas de temps journalier. Dans ce projet, les données météorologiques interpolées sur grille, produites par le ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs (MELCCFP, 2022), ont été utilisées. Ce jeu de données est obtenu par interpolation entre les stations disponibles sur le territoire québécois sur une grille de 10 km x 10 km de 1961 à 2022 (Figure 5). L'avantage de ces données repose sur le fait qu'elles sont disponibles sous forme de grille, ce qui rend leur utilisation plus facile, notamment pour la modélisation.



Les données interpolées sur grille montrent que les précipitations moyennes annuelles varient entre 830 mm/an en 2001 et 1300 mm/an en 2006 avec une moyenne de 1046 mm/an sur la période 1990 - 2023. La variabilité interannuelle des précipitations est similaire pour tous les mois (Figure 6).

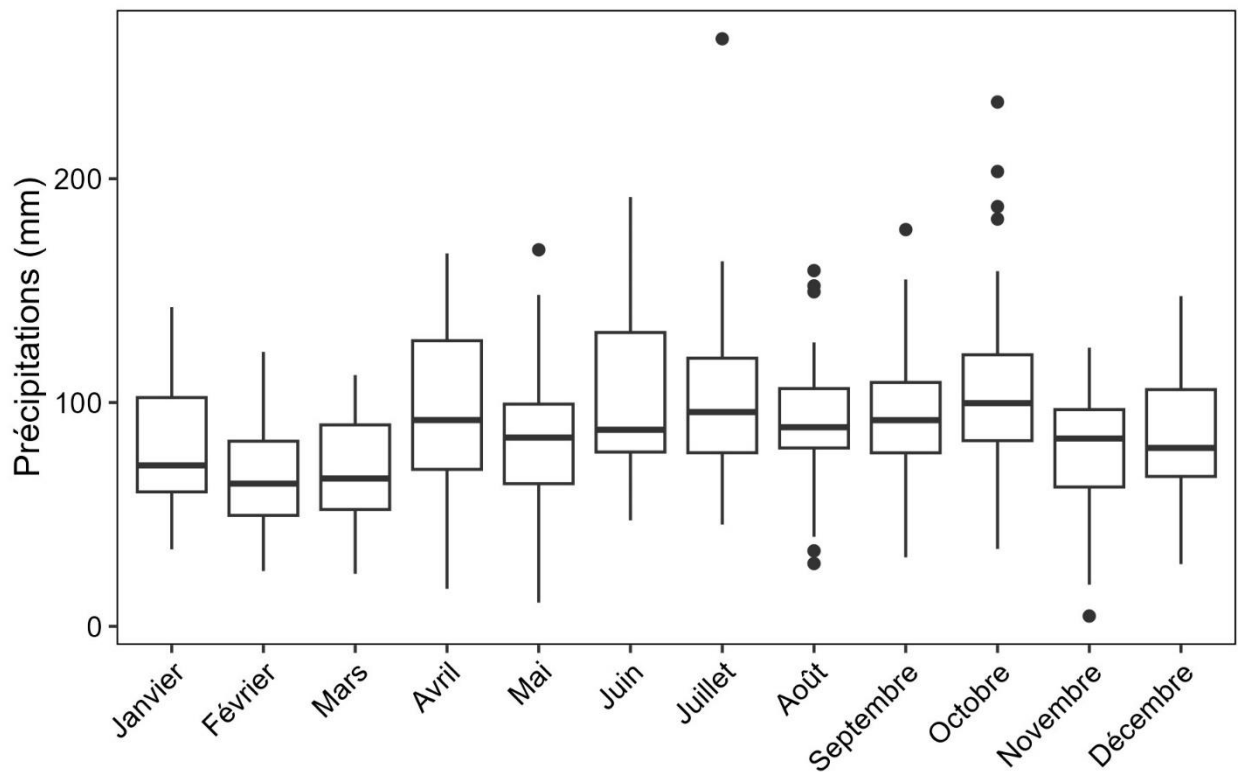


Figure 6 Variations statistiques des précipitations moyennes mensuelles sur la zone d'étude de 1990 à 2023

La température moyenne annuelle la plus haute est de 8 °C en 2010 et la plus froide enregistrée est de 5 °C en 1992. La moyenne des températures annuelles pour toutes les années couvertes est de 6,7 °C. À travers les années, le mois le plus chaud est en moyenne le mois de juillet et le mois le plus froid est janvier (Figure 7). Les températures varient plus lors des mois d'hiver que lors des autres mois de l'année.

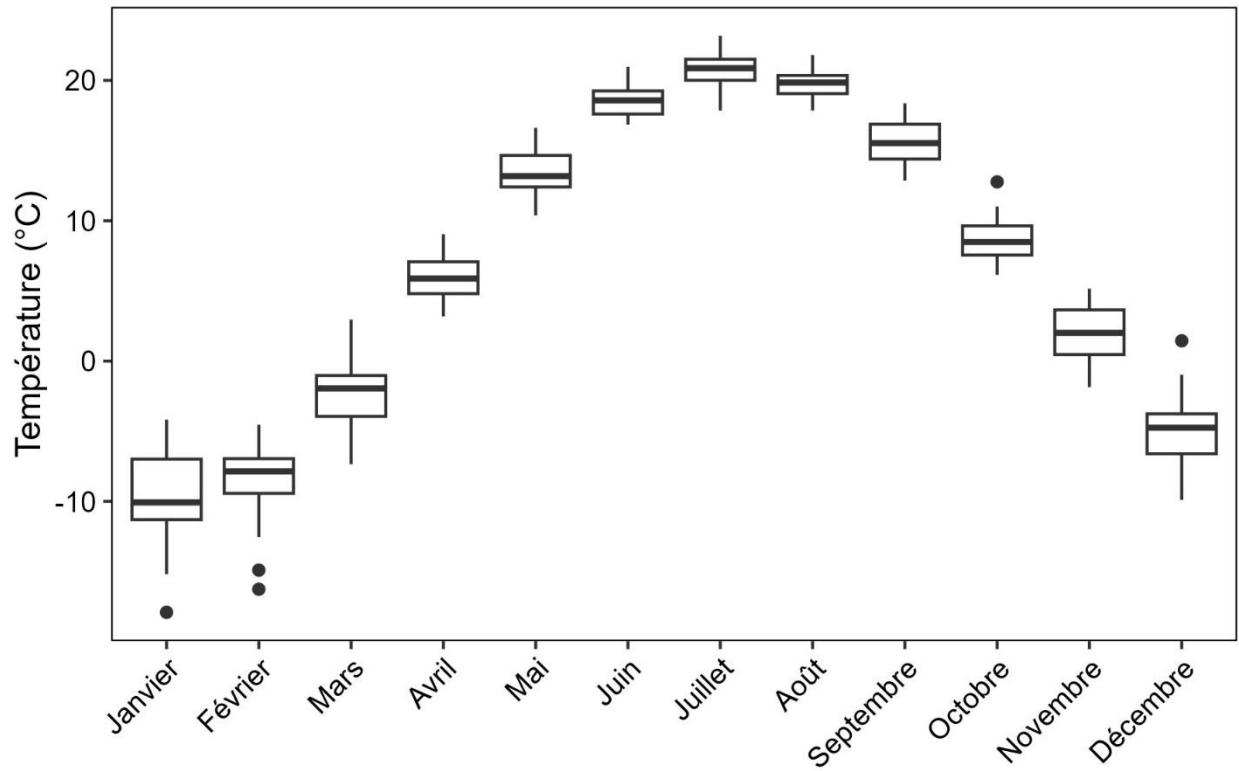


Figure 7 Variation statistique des températures moyennes mensuelles dans la zone d'étude de 1990 à 2023

L'évapotranspiration potentielle (ETP) calculée avec la méthode de Oudin *et al.* (2005) varie entre 587 mm et 688 mm annuellement (Figure 8). L'ETP la plus faible calculée est en 1992 et la plus élevée est en 2012. L'ETP moyenne est de 649 mm/an pour la zone d'étude. Comme pour la température, l'ETP est plus élevée lors des mois chauds et presque nulle lors des mois froids d'hiver.

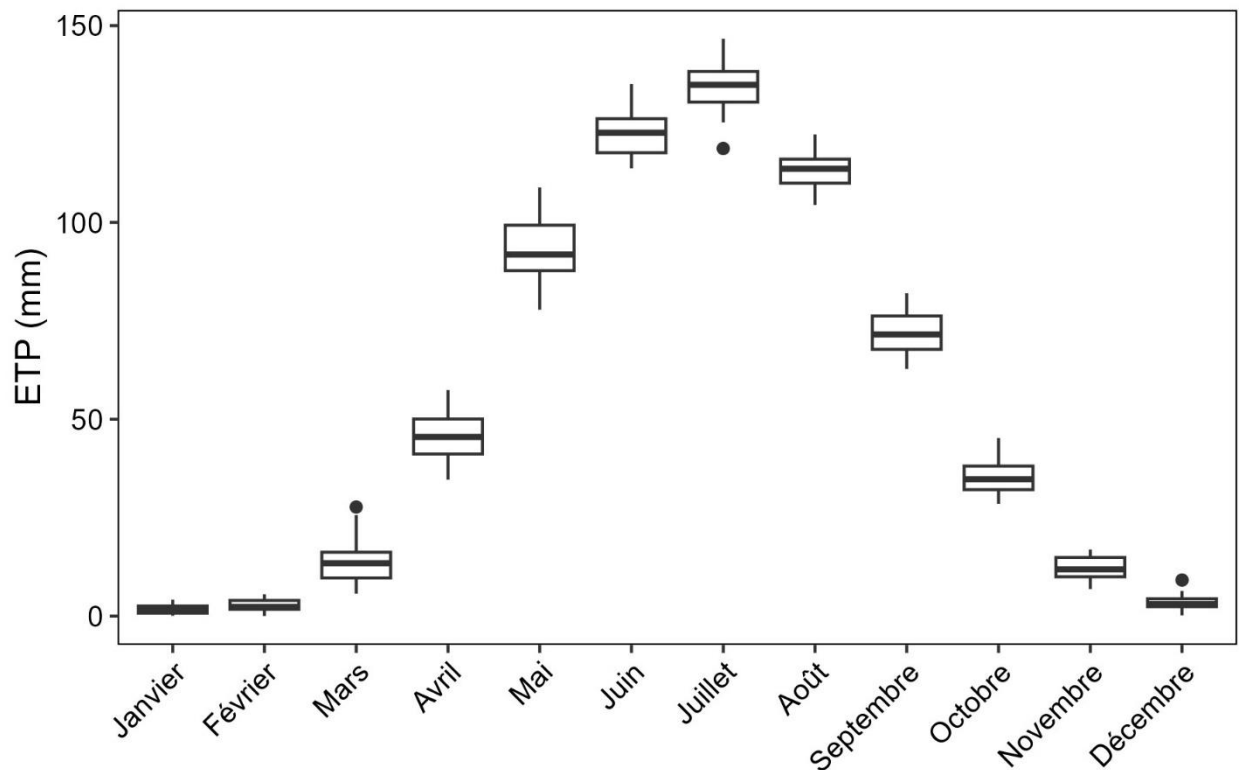


Figure 8 Variations statistiques de l'évapotranspiration potentielle (ETP) mensuelle moyenne sur la zone d'étude de 1990 à 2023

Durant la période du projet, c'est-à-dire les années hydrologiques 2021 à 2023 (Figure 9), les précipitations mensuelles maximales ont été de 263 mm en juillet 2023 et les précipitations minimales ont été de 11 mm en mai 2021 avec des précipitations mensuelles moyennes de 92 mm/mois. La température mensuelle la plus haute était de 21,8 °C en juillet 2023 et la température mensuelle la plus basse était de - 14,5 °C en janvier 2022. La température moyenne mensuelle était de 7,8 °C. L'ETP mensuelle calculée avec la méthode de Oudin (2005) est la plus élevée en juillet 2023 (140 mm/mois) et janvier 2022 a été le mois avec le moins d'ETP (0 mm/mois). L'ETP moyenne durant cette période était de 59 mm/mois.

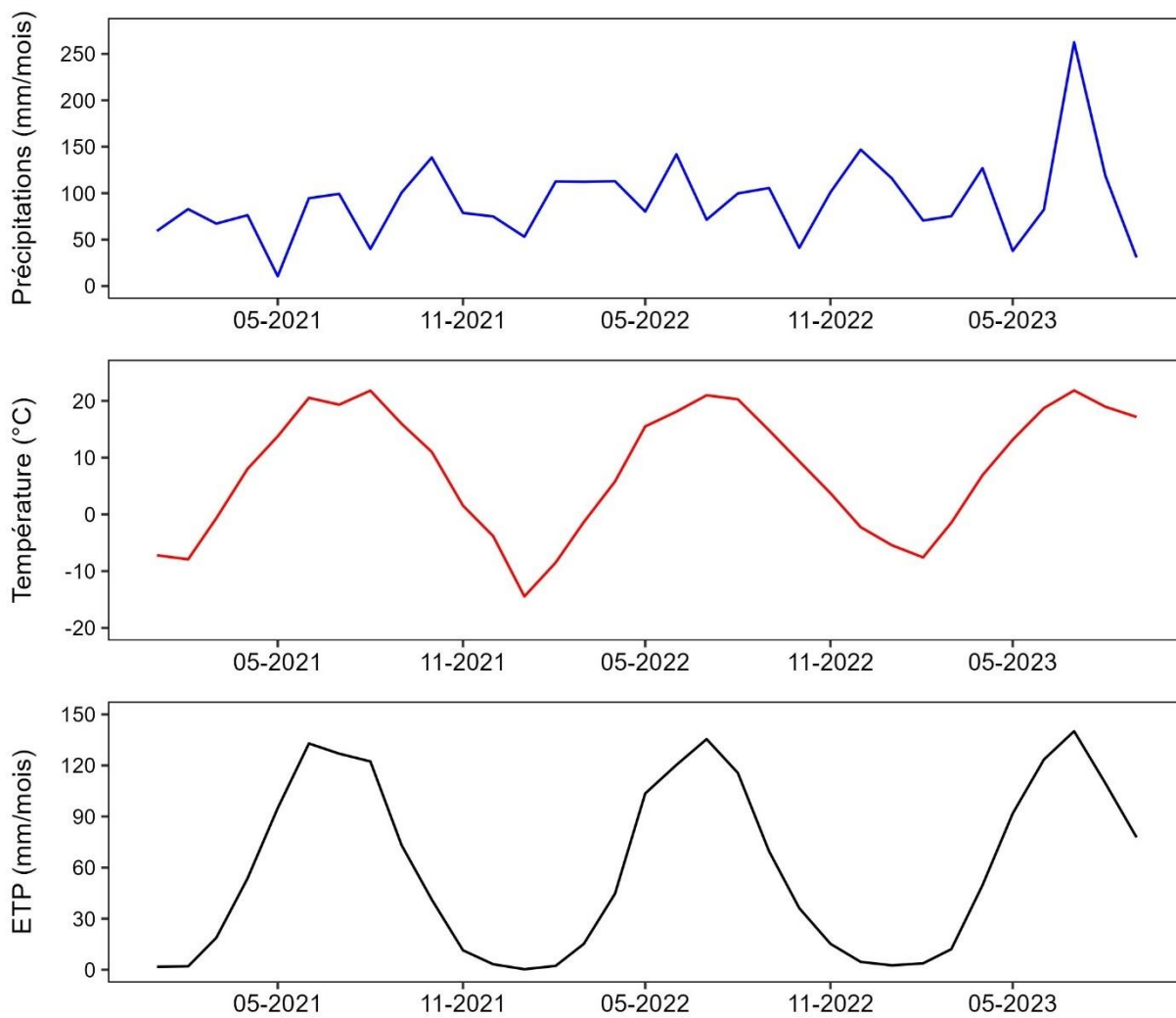


Figure 9 Précipitations mensuelles, température mensuelle moyenne et ETP mensuelle pour la période de 2021 à 2023

CHAPITRE 3

Méthodologie

Ce chapitre présente les méthodes utilisées dans ce projet pour calculer la recharge et l'émergence de l'eau souterraine. Il décrit aussi les installations ainsi que les campagnes de mesures sur le terrain.

3.1 Méthodologie de terrain

3.1.1 Installation des stations débitométriques

Des stations débitométriques ont été installées le plus proche possible de l'exutoire des sept bassins versants étudiés (Figure 4). Pour toutes les rivières sauf la rivière Rigaud, les stations de mesure installées sont constituées de sondes à ultrason *Toughsonic 30* de la marque *Senex* connectées à un enregistreur de données *Hoboware U30* (Figure 10), le tout protégé par un boîtier en aluminium. La pile de la station est rechargée par un panneau solaire pour lui permettre d'être autosuffisante à longueur d'année.



Figure 10 Instrumentation des stations de mesure de niveaux d'eau

Les sondes sont positionnées de manière que la première surface rencontrée par l'onde ultrason soit la surface de l'eau, ce qui fournit la distance entre la sonde et l'eau, laquelle est inversement proportionnelle au niveau d'eau dans la rivière. Chaque station est programmée pour prendre des mesures toutes les heures. Le dispositif de chaque station a été installé sur les rambardes de ponts, ce qui facilite l'accès à la station à tout moment de l'année. L'altitude de chaque sonde a été mesurée à l'aide d'un GPS différentiel *SX Blue Platinum*. En raison de l'absence de pont placé stratégiquement sur la branche sud de la rivière Rigaud, une sonde à pression *Solinst Levelogger* modèle 3001 a été déposée au fond de la rivière où elle est maintenue en place à l'aide d'un tube de PVC perforé fixé à une pièce d'acier (Figure 11). Cette sonde mesure directement la hauteur d'eau dans le cours d'eau à un pas de temps horaire. Le baromètre utilisé pour compenser les niveaux d'eau pour la pression atmosphérique est situé près de la station Raq4 à 15 km de la station Rigaud Sud. L'altitude de cette sonde a aussi été mesurée à l'aide du même GPS. À toutes les stations, des caméras de chasse ont été installées en septembre 2022 et prennent des photos toutes les huit heures (Figure 12). Ces photos permettent d'évaluer les périodes où la rivière est couverte de glace et pendant lesquelles la sonde sonique ne fournit pas une information fiable de niveau d'eau. Pour la sonde à pression, les niveaux d'eau sont aussi moins fiables lorsque la rivière est gelée, car la couche de glace peut faire augmenter la pression mesurée par la sonde, ce qui peut mener à une mesure de niveau incorrecte.



Figure 11 Dispositif contenant la sonde pour la station de niveau d'eau à la station Rigaud Sud



Figure 12 Caméra de chasse installée à la station Delisle

3.1.2 Mesures de débits

Au cours du projet, les débits ont été mesurés à plusieurs reprises à différentes périodes de l'année aux exutoires des bassins versants, dans le but de construire les courbes de tarage à chacune de ces stations. Au total, 160 mesures ont été prises à travers toutes les rivières afin de déterminer les courbes de tarage. Les débits ont été mesurés en périodes d'étiage estival et lors de périodes de débits élevés au printemps et à plusieurs moments entre les deux. Les mesures ont été faites soit avec un vélocimètre électromagnétique *Hach FH950* (Figure 13a), lorsque les niveaux d'eau étaient bas, soit avec un profileur Doppler *StreamPro ADCP* (Figure 13b), lorsque les niveaux d'eau étaient plus élevés.



Figure 13 Mesures des débits avec a) le vélocimètre électromagnétique *Hach FH950* et b) le profileur acoustique *StreamPro ADCP*

Avec le vélocimètre *Hach FH950*, la vitesse du courant est mesurée à plusieurs profondeurs le long de la colonne d'eau, puis cette procédure est répétée à plusieurs endroits le long d'une section perpendiculaire à la rivière. Le débit total dans la section est ensuite calculé à l'aide de la méthode des sections de cours d'eau. Pour des questions de sécurité, cet instrument est seulement utilisable lorsque le niveau d'eau est bas et que la vitesse de l'eau est faible. Le profileur acoustique *StreamPro ADCP* est utilisé lorsque le niveau d'eau est trop élevé pour qu'une personne puisse traverser le cours d'eau de manière sécuritaire. L'instrument est placé sur un flotteur qui est dirigé depuis la rive, il peut donc être utilisé lorsque le niveau d'eau de la rivière est très élevé. Le profileur sépare la colonne d'eau en plusieurs cellules, puis utilise l'effet Doppler pour calculer la vitesse de l'eau dans chacune des cellules. Il additionne ensuite le débit dans chacune des cellules pour obtenir le débit total dans cette section de rivière. Pour s'assurer que les mesures sont représentatives, les traverses sont répétées jusqu'à ce qu'au moins trois mesures de débit se retrouvent à <5% de la moyenne. L'incertitude attribuée aux mesures de débits avec cette méthode est donc de 5%. Pour

la méthode du vélocimètre, le fabricant indique une incertitude de 2% sur la mesure de profondeur ainsi que sur la mesure de la vitesse du courant. Pour prendre en compte l'erreur humaine ainsi que pour avoir la même incertitude sur toutes les mesures, peu importe la méthode utilisée, l'incertitude sur les débits mesurés avec le vélocimètre a aussi été fixée à 5%. Des mesures de débits le long du cours d'eau ont aussi été prises en étiage au cours de l'été 2021 pour les rivières Quinchien, Viviry et Rouge, puis à nouveau au cours de l'été 2022 pour toutes les rivières sauf la rivière Raquette et Viviry. Les tributaires les plus importants ont aussi été mesurés lors de ces campagnes de mesure qui ont été faites en vue d'appuyer l'échantillonnage d'eau pour déterminer l'activité en ^{222}Rn dans les rivières (section 3.6). Puisque les niveaux étaient bas, la plupart des mesures ont été prises avec le vélocimètre *Hach FH950*, mais certaines mesures de débits ont dû être prises avec le *StreamPro ADCP*, notamment dans la rivière Rigaud, Delisle et Beaudette. De 6 à 15 stations par rivière ont fait l'objet de mesures de débits durant la campagne d'échantillonnage du ^{222}Rn (Section 3.6), selon la longueur de la rivière et de l'accessibilité des sites, pour un total de 55 mesures.

Ensuite, le profil transversal de chaque rivière à l'endroit de la station hydrométrique a été mesuré en juin 2023 à l'aide d'un GPS *GNSS-RTK*, dans le but de préciser la construction des courbes de tarage. Une mesure d'altitude a été prise à tous les mètres dans la section de cours d'eau sous la station hydrométrique, en s'assurant d'inclure plusieurs mètres de berge de chaque côté du cours d'eau.

3.1.3 Détermination des courbes de tarage

Les données de niveaux d'eau aux stations ont été transformées en débits à l'aide de courbes de tarage qui mettent en relation le niveau d'eau et le débit d'une rivière à un point donné. Ces courbes nécessitent plusieurs mesures de débits dans toute la gamme représentative des écoulements aux stations. Il faut ensuite établir l'équation de la courbe la plus représentative pour chaque station.

Le logiciel *BaRatin* (Le Coz *et al.*, 2014) a été utilisé pour construire les courbes de tarage. *BaRatin* permet de prendre en compte plusieurs paramètres hydrauliques et géométriques de la rivière pour une meilleure représentation de la réalité. Il utilise une approche bayésienne avec la méthode Monte-Carlo, ce qui permet la prise en compte des incertitudes. *BaRatin* permet de prendre en compte des contrôles hydrauliques correspondants à différents niveaux d'eau. La construction

d'une courbe de tarage avec *BaRatin* débute par les configurations hydrauliques qui représentent les paramètres géométriques et hydrauliques de la section de rivière, c'est-à-dire la largeur de la section, la pente du cours d'eau ainsi que le coefficient de Strickler, qui quantifie de nombreux éléments tels que la rugosité et la sinuosité (Strickler, 1981). Les contrôles hydrauliques permettent de créer une courbe de tarage préliminaire qui est ensuite restreinte à l'aide des jaugeages pour obtenir la courbe finale. Les contrôles représentent des endroits où la relation entre le niveau et le débit change. Cela se traduit par un changement dans l'équation de la courbe de tarage. Les paramètres généraux des contrôles sont la hauteur d'activation de ce contrôle, la hauteur et la largeur du contrôle à cette hauteur, la pente du chenal ainsi que le coefficient de Strickler ou Manning. Selon le type de contrôle choisi (chenal, déversoir ou orifice), différents paramètres sont nécessaires. Une valeur d'incertitude est aussi associée à chacun des paramètres. *BaRatin* génère ensuite une courbe de tarage avec une enveloppe d'incertitude à 95% (Le Coz *et al.*, 2014). Les jaugeages récoltés sont ensuite ajoutés à cette courbe de tarage préliminaire pour obtenir la courbe de tarage finale. La courbe de tarage finale présente deux enveloppes d'incertitudes : celle liée à l'incertitude paramétrique en rose et celle liée à l'incertitude totale en rouge (Annexe A). L'incertitude paramétrique représente celle héritée des données liées aux contrôles hydrauliques. L'incertitude totale inclut l'incertitude paramétrique à laquelle s'ajoute la dispersion des jaugeages au-delà de l'incertitude des paramètres (Le Coz *et al.*, 2014).

À la station Beaudette, la relation entre le débit et le niveau d'eau n'était pas représentable avec une courbe de tarage. Le niveau et le débit à cette station étaient probablement influencés par le niveau du fleuve Saint-Laurent, ce qui peut causer un refoulement à la station. Aucune courbe de tarage n'a été construite pour cette station.

3.2 Calcul des bassins versants aux stations sélectionnées

Les données collectées ont rapidement démontré que la rivière Beaudette est trop influencée par le fleuve Saint-Laurent à son exutoire, faisant en sorte qu'il était impossible de construire une courbe de tarage pour cette rivière. La station utilisée pour lors de ce projet est donc celle située plus en amont près de Glen Levis (station d'Environnement et changements climatiques Canada) pour ce bassin versant.

Pour toutes les autres rivières étudiées, les nouvelles stations limnimétriques ont été installées le plus près possible des exutoires des bassins versants, mais souvent pas exactement à l'exutoire du bassin versant. La superficie du bassin versant correspondant aux stations a été calculée avec l'extension QSWAT+ du logiciel SWAT+ (Arnold *et al.*, 1998) dans le logiciel QGIS (Figure 14). Les bassins en Ontario ont été calculés avec le modèle numérique de terrain canadien (RNC, 2011) à une résolution de 30 m. Cette résolution n'était pas assez précise pour identifier les bassins versants de la rivière Viviry, Quinchien et Raquette. Le LiDAR du Québec (MRNF, 2016) a donc été utilisé pour les bassins versants situés au Québec en intégrant les données sur une grille de 20 m x 20 m pour réduire le temps de calcul.

Comme les stations hydrométriques se trouvent toutes légèrement en amont de l'exutoire, l'aire drainée à ces stations est inférieure à celle des bassins versants (Tableau 4). Pour ce qui est de la rivière Quinchien, le recalcul s'est fait à une échelle plus fine qu'auparavant et donc il a gagné en superficie, surtout dans la partie amont. Seul le bassin versant Delisle à la station hydrométrique est maintenant à la fois en Ontario et au Québec. De plus, le bassin versant de la rivière Rigaud est divisé en deux, le bassin versant de la rivière Rigaud Nord, à la station Rigaud Nord près de Saint-Eugène et la partie de la rivière Rigaud Sud à la station Rigaud Sud.

Tableau 4 Aire des bassins versants calculée aux stations sélectionnées

Bassin versant	Aire calculée (km²)
Rigaud Nord	309
Rigaud Sud	84
Raquette	111
Viviry	8
Rouge	71
Quinchien	42
Delisle	378
Beaudette	137

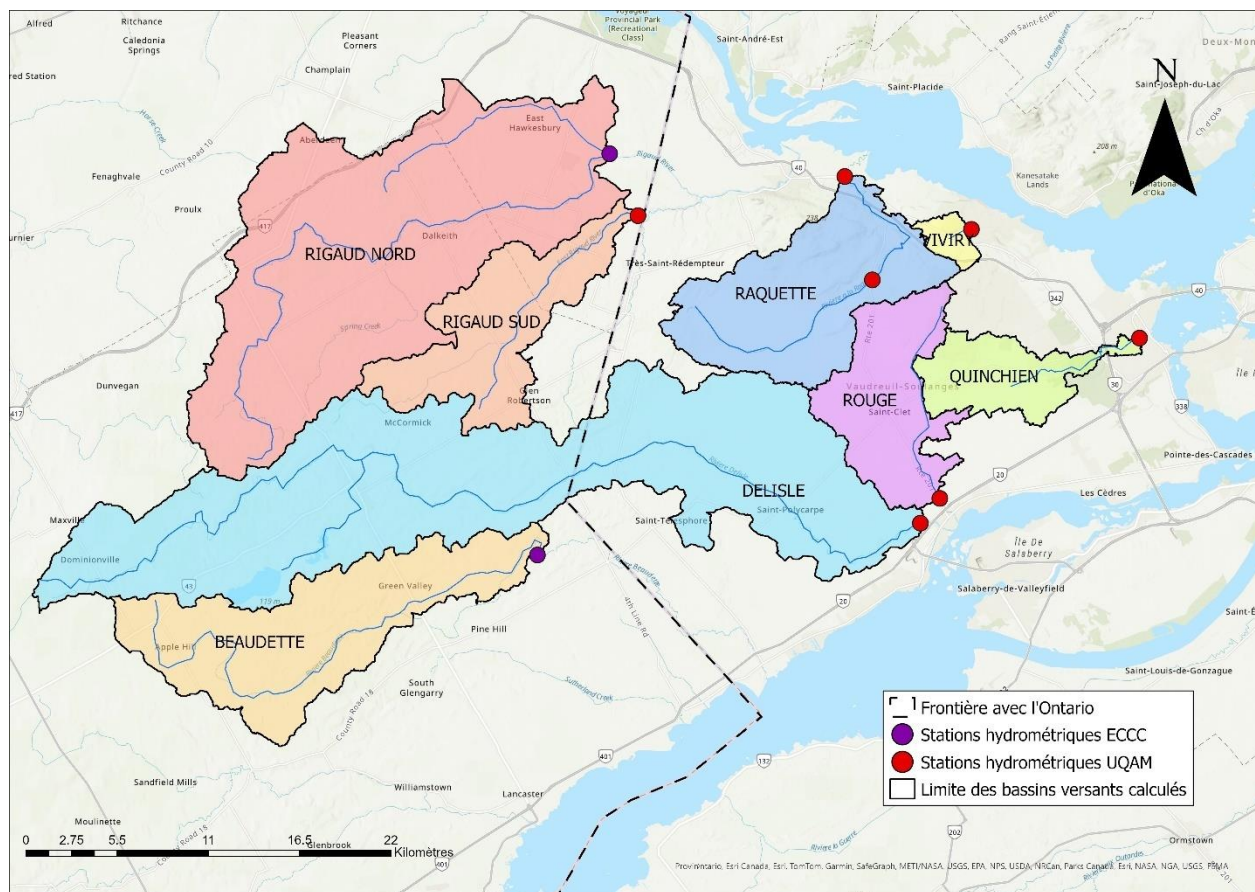


Figure 14 Bassins versants correspondant aux stations hydrométriques

3.3 Débits hivernaux

Les données des caméras de chasse ont permis d'identifier à partir de quel moment la rivière est gelée et à partir de quel moment elle dégèle (Figure 15), ce qui permet d'éliminer les données hivernales des stations équipées de sondes à ultrason et de sondes à pression (Rigaud Sud, Raquette, Viviry, Rouge, Quinchien et Delisle) qui ne peuvent pas être utilisées pour estimer le niveau d'eau. Il est à noter que pour les stations gérées par ECCC, c'est-à-dire la station Rigaud Nord et Beaudette, les débits sont compensés pour la période sous glace et donc peuvent être utilisés. Pour les années où les photos ne sont pas disponibles, les images du satellite Sentinel-2 (Copernicus, 2024) ont été utilisées pour déterminer la période de gel. L'ensemble de ces données montre que la plupart des rivières sont couvertes de glace à partir de la fin du mois de décembre ou du début

du mois de janvier jusqu'à la fin du mois de mars. Toutes les données des mois de janvier, février et mars ont donc été retirées pour toutes les rivières sauf Rigaud Nord et Beaudette.



Figure 15 Image de la rivière Rouge montrant la première journée a) de présence de glace (12-01-2023) et b) de dégel complet (24-03-2023)

3.4 Estimation de la recharge à partir des chroniques disponibles

3.4.1 Fluctuation des niveaux de nappe

La méthode de fluctuation des niveaux de nappe nécessite une chronique de niveaux piézométriques journaliers ainsi que des données de coefficient d'emmagasinement.

$$\omega = S_y * \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad \text{Éq. (1)}$$

ω = recharge (mm/j)

S_y = coefficient d'emmagasinement

Δh = variation du niveau de la nappe résultant d'un événement pluvieux donné (mm)

Δt = pas de temps choisi (j)

Comme la méthode n'est utilisable qu'en nappe libre, les données de six piézomètres seulement peuvent être utilisées (4630001, 4740001, PZ1A, PZ1B, PZ Saint-Lazare et PZ Saint-Télesphore). Pour utiliser la méthode, il faut d'abord calculer la courbe de récession qui suit chaque événement pluvieux. Celle-ci est calculée en sélectionnant des périodes où les niveaux ne font que descendre et en calculant le taux de récession durant ces périodes (Figure 16). Une courbe linéaire ou

exponentielle moyenne peut ensuite être calculée et appliquée à chaque point de la chronique de niveau d'eau pour obtenir le niveau si la recharge était nulle. Les courbes de récession ont été calculées avec le logiciel *GWHAT* (Gosselin, 2016).

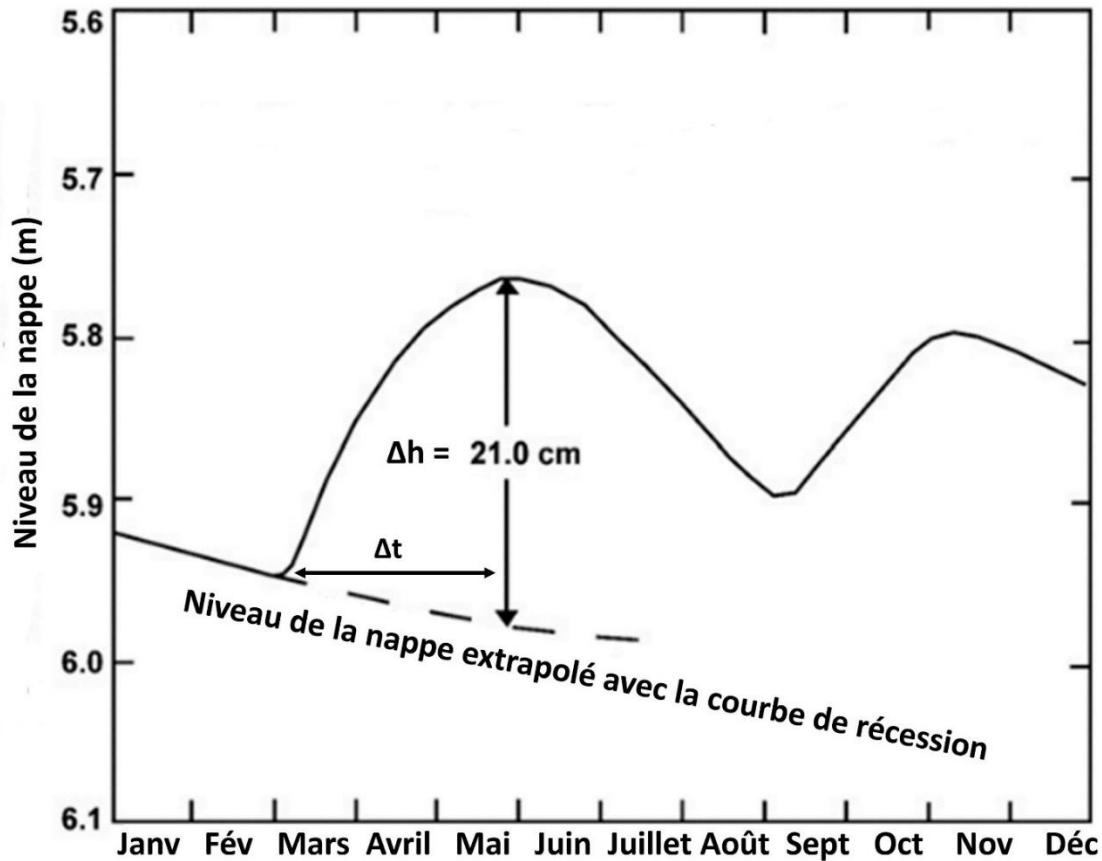


Figure 16 Méthode de variation des niveaux de nappe adapté de Delin *et al.* (2007)

Dans les études utilisant cette méthode, le paramètre S_y est souvent considéré comme constant (Delin *et al.*, 2007; Chemingui *et al.*, 2015) pour faciliter le calcul. Puisque ce paramètre varie en fonction du type de matériaux et de la profondeur du forage (Childs, 1960), il faudrait idéalement le connaître sur toute la profondeur du forage. Dans ce projet, les logs de forage étaient disponibles pour tous les puits utilisés, à l'exception du puits 4630001. Pour refléter l'hétérogénéité verticale des matériaux géologiques rencontrés dans les logs de forage qui variaient de l'argile au sable et

gravier, une valeur moyenne de S_y pondérée en fonction de l'épaisseur des matériaux géologiques a été utilisée.

Le maximum et le minimum du niveau de nappe ont été identifiés pour connaître dans quels types de sol le niveau de nappe fluctue. Ensuite, la proportion de l'épaisseur de chaque type de matériau est notée et multipliée par la valeur de coefficient d'emménagement tirée de Healy et Cook (2002) et de Worthington (2022). Les S_y maximums, minimums et moyens pondérés (Tableau 5) ont été retenus pour calculer une plage de valeurs de recharge possibles. Pour le puits 463001 (log de forage non disponible), les dépôts de till ont une épaisseur d'environ 1 m (Larocque *et al.*, 2015b). Puisque le puits est creusé dans le flanc du mont Rigaud, l'aquifère est donc considéré comme étant dans les roches de syénites et de granite du mont Rigaud (Globensky, 1982) et un S_y correspondant au granite a été utilisé.

Tableau 5 Coefficients d'emménagement (S_y) aux piézomètres utilisés pour la méthode des fluctuations de niveau de nappe

Puits	S_y moyen	S_y minimum	S_y maximum
PZ1A et PZ1B	0,22	0,14	0,30
PZ Saint-Lazare	0,24	0,13	0,30
PZ Saint-Télesphore	0,16	0,08	0,23
4740001	0,15	0,10	0,26
4630001	0,01	0,006	0,03

Une moyenne mobile de 20 jours a été appliquée sur les chroniques de niveaux de nappe afin d'éliminer le bruit qui pourrait mener à une surestimation systématique de la recharge (Labrecque *et al.*, 2020). Cette valeur a été choisie après avoir essayé plusieurs valeurs entre 5 et 30 jours. Les valeurs en dessous de 20 jours avaient tendance à ne pas bien filtrer le bruit et menaient à une surestimation de la recharge.

3.4.2 Estimation des débits de base des cours d'eau

Dans ce projet, les débits de base ont été calculés à l'aide de deux méthodes, celles de Ekhardt (2005) et de Lyne et Hollick (1979). Ces deux méthodes sont couramment utilisées pour estimer

les débits de base (Xie *et al.*, 2020). Pour la méthode de Eckhardt (2005), les données de BFI_{max} sont tirées d'une carte développée par krigeage pour l'ensemble du Québec (Poirier, 2012). Les paramètres pour le filtre de Lyne et Hollick (1979) ont été calibrés avec 30 passages du filtre, selon la méthodologie présentée par Ladson *et al.* (2013). Comme pour les débits totaux, les débits de base en hiver ont été retirés en raison de l'absence de données de débits en période de couvert de glace.

3.5 Calcul de la recharge avec le modèle Hydrobudget

Le modèle HydroBudget (HB; Figure 17) est un modèle de recharge spatialisé basé sur un bilan hydrique de surface (Dubois *et al.*, 2021a). HB est un modèle simple qui utilise seulement huit paramètres et qui peut être mis en œuvre rapidement. Il est particulièrement adapté aux climats froids et humides. Seule une description sommaire de HB est faite dans cette section, une description détaillée du modèle est disponible dans Dubois *et al.* (2021a).

HB calcule le ruissellement, l'évapotranspiration réelle (ETR) et potentielle (ETP), ainsi que la recharge potentielle à un pas de temps mensuel sur chaque cellule de calcul. La recharge potentielle correspond à l'eau qui peut atteindre la zone saturée si 1) le matériel géologique superficiel permet la percolation, 2) il n'y a pas de perte ou de stockage additionnel dans la zone non saturée avant d'atteindre la nappe et 3) l'évapotranspiration ne touche pas la nappe (Doble et Crosbie, 2017). La recharge réelle est la fraction de la recharge potentielle qui atteint réellement la nappe. Les données requises dans HB sont les précipitations et les températures journalières, ainsi que des données spatialement distribuées de pédologie, d'utilisation du territoire et de pentes. HB nécessite également des débits totaux et de base pour permettre la calibration et la validation du modèle.

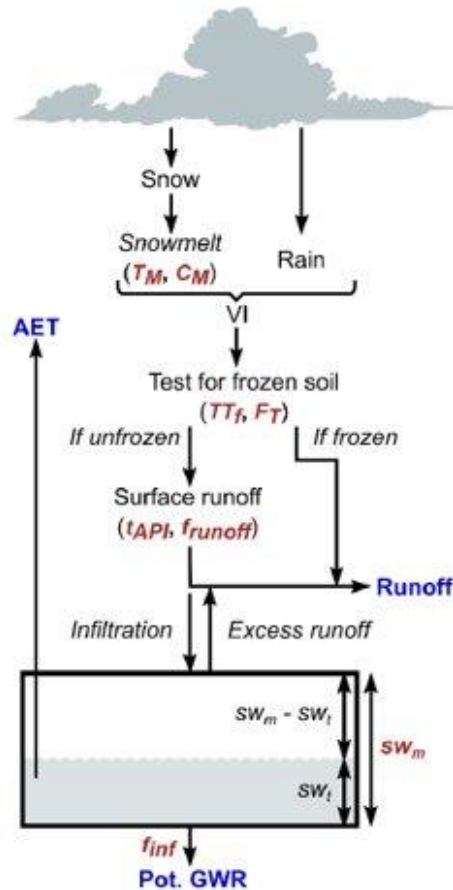


Figure 17 Enchaînement des processus dans HB et paramètres à calibrer (en rouge) (Dubois *et al.*, 2021a)

Le modèle sépare les précipitations en pluie et en neige en fonction de la température de l'air. La neige s'accumule jusqu'à la fonte, et elle s'ajoute alors aux précipitations pour constituer les apports verticaux (AV). Lorsque le sol est considéré comme gelé, tous les apports verticaux ruissellent. Si le sol n'est pas gelé, les apports verticaux migrent par ruissellement, infiltration, et évapotranspiration dans le sol. Lorsqu'il y a du ruissellement, celui-ci est calculé en utilisant la méthode des *runoff curve numbers* (RCN) (USDA-NRCS, 2004, 2007)) selon trois stades pour le sol : sec, normal et mouillé en fonction des conditions du sol (Ponce et Hawkins, 1996; Hawkins *et al.*, 2019). L'état d'humidité du sol influence la proportion de ruissellement. Lorsque l'eau disponible pour l'infiltration est quantifiée, cette valeur est comparée à l'espace disponible dans le sol et lorsque le sol est saturé, l'eau en excès ruisselle. L'évapotranspiration potentielle (ETP) est

calculée avec la formule de Oudin *et al.* (2005) et l'évapotranspiration réelle (ETR) correspond à la valeur minimale entre l'ETP et l'eau disponible dans le sol. Finalement, l'eau restante s'infiltre dans le sol sous forme de recharge potentielle selon un facteur d'infiltration. HB calcule la recharge potentielle sur un pas de temps journalier et intègre l'information sur un pas de temps mensuel.

Les huit paramètres du modèle HB (Tableau 6) sont calibrés pour reproduire les débits totaux et les débits de base. Le débit de base est calculé avec le filtre de Lyne et Hollick (Lyne et Hollick, 1979) selon la procédure recommandée par Ladson *et al.* (2013). Les chroniques sont séparées en deux périodes, soit la période de calibration (deux premiers tiers de la chronique) et la période de validation (dernier tiers). La performance du modèle est quantifiée avec le coefficient de Kling-Gupta (KGE) (Gupta *et al.*, 2009) (Eq.2). Un KGE est calculé pour le débit total (KGE_{qtot}) et pour le débit de base (KGE_{qbase}) pour la période de calibration et pour la période de validation. Quatre KGE sont donc calculés pour chaque station et une moyenne pondérée pour chaque période est calculée selon le poids attribué au KGE_{qtot} et KGE_{qbase} . Dans le cadre de cette étude, le poids attribué est de 0,6 pour le KGE_{qbase} et de 0,4 pour le KGE_{qtot} , tel qu'établi par Dubois *et al.* (2021b), afin de prioriser les combinaisons qui reproduisent le mieux les débits de base puisque le but est de simuler la recharge. La calibration est réalisée automatiquement à l'aide de l'algorithme caRamel dans R (Monteil *et al.*, 2020).

Tableau 6 Bornes maximales des paramètres à calibrer dans HydroBudget

Paramètre	Valeurs
Température de fonte – T_M (°C)	-2 à 2 (Massmann, 2019)
Coefficient de fonte – C_M (mm/°C/j)	2 à 12 (Massmann, 2019)
Seuil de température de gel du sol – TT_F (°C)	-20 à 0 (Henry, 2007)
Seuil de temps pour le gel du sol – F_T (j)	5 à 30 (Henry, 2007)
Index de précipitations antérieures – t_{API} (j)	1 à 5 (Lal <i>et al.</i> , 2019)
Facteur de ruissellement – f_{ruiss} (-)	→1 (Neitsch <i>et al.</i> , 2002)
Contenu en eau maximum du sol – sw_m (mm)	50 à 900 (Croteau <i>et al.</i> , 2010)
Facteur d'infiltration – f_{inf} (j^{-1})	< 0,1 à 1 (Croteau <i>et al.</i> , 2010)

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + \left(\frac{\sigma_{sim}}{\sigma_{obs}} - 1\right)^2 + \left(\frac{\mu_{sim}}{\mu_{obs}} - 1\right)^2} \quad \text{Eq. (2)}$$

r = corrélation linéaire entre les données observées et simulées

σ_{sim} = écart-type des données simulées (mm/j)

σ_{obs} = écart-type des données observées (mm/j)

μ_{sim} = moyenne des données simulées (mm/j)

μ_{obs} = moyenne des données observées (mm/j)

Même si la partie de la zone d'étude en Ontario est pertinente pour les autres analyses, le modèle HydroBudget n'a été appliqué que sur la partie de la zone d'étude qui se situe au Québec. Le financement pour le projet de la MRC de Vaudreuil-Soulanges ne couvre que cette partie. De plus, grâce au PACES (Larocque *et al.*, 2015b), beaucoup de données sont disponibles pour cette région, ce qui rend la modélisation plus facile.

Seul le bassin de la rivière Raquette a été utilisé pour la calibration, car c'est la seule station située dans la zone d'étude au Québec pour laquelle la chronique de débits est suffisamment longue pour être divisée en une période de calibration et une période de simulation. En effet, il est recommandé d'avoir une période de calibration d'au moins 5 ans pour bien représenter les conditions hydrologiques à travers les années (Sleziak *et al.*, 2020; Zin et Lu, 2022). Les chroniques des autres stations situées au Québec (installées en 2021 ou 2022) n'étaient pas suffisamment longues. Les paramètres calibrés sur le bassin versant de la rivière Raquette ont ensuite été utilisés sur la partie québécoise de la zone d'étude. Une résolution spatiale de 100 m x 100 m a été utilisée dans ce projet. Les débits totaux et les débits utilisés pour estimer la qualité de la recharge simulée proviennent des stations de mesures installées lors du projet. Les températures et les précipitations sont celles interpolées sur la grille présentée plus haut dans la section 2.4.

Les données nécessaires pour calculer les RCN sont l'occupation du sol, la pédologie du sol et les pentes (Figure 18). La carte des RCN doit être tracée à la même résolution que la grille utilisée dans HB. Les données de pédologie sont divisées en quatre cotes d'infiltration, selon leur perméabilité, allant de D à A, D étant la capacité d'infiltration la plus faible et A étant la plus élevée. Pour le Québec, le lien entre cette classification et la carte pédologique a été fait par Gagné

et al. (2013). La carte pédologique utilisée lors de ce projet provient de l’Institut de recherche et de développement en agroenvironnement (IRDA, 2008).

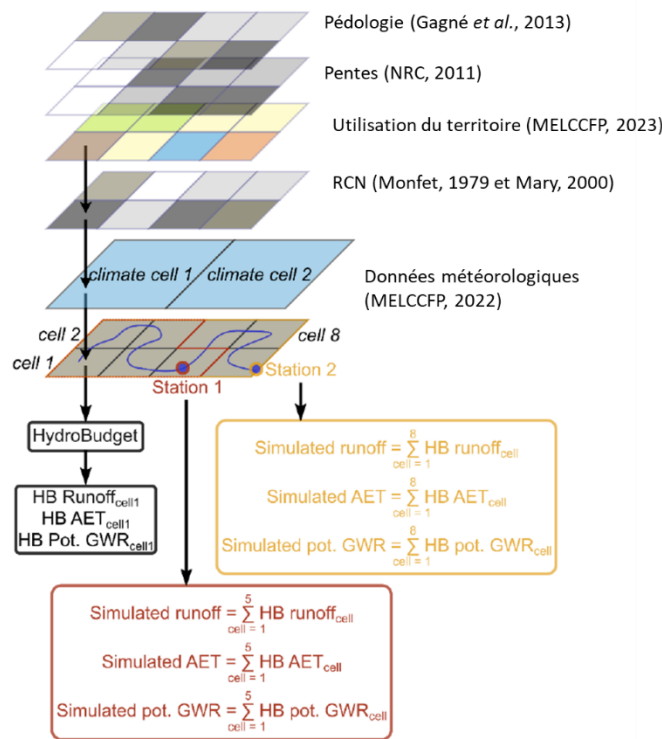


Figure 18 Données d’entrée nécessaire pour HydroBudget adapté de Dubois *et al.* (2021a)

Les données d’occupation du territoire proviennent du MELCCFP (2023). Les données sont décrites et subdivisées en plusieurs catégories pour ce jeu de données. Les types d’occupation de sol ont ensuite été regroupés par catégories selon les catégories définies par Monfet (1979) et Mary (2000). Les pentes sont tirées du modèle numérique de terrain canadien (RNC, 2011). Les données LIDAR du Québec n’ont pas été utilisées, car la résolution de ces données était trop fine pour HB. Le MNT canadien plus grossier (résolution de 20 m x 20 m) a été privilégié. Premièrement, les données d’élévation ont été transformées de cellules de 20 m x 20 m vers des cellules de 100 m x 100 m à l’aide d’ArcGIS Pro et de l’outil *resample*. Ensuite, les pentes ont été calculées en utilisant l’outil *slopes* du logiciel. Cette méthode réduit l’effet des cellules aux pentes très fortes lors de la moyenne effectuée par l’outil *resample*, menant à des valeurs plus représentatives de la réalité. Les pentes ont ensuite été séparées en trois catégories selon la classification des RCN de Monfet (1979), i.e. < 3%, 3% à 8% et > 8%.

Finalement, une valeur de RCN est associée à chaque cellule en fonction de la pente, de l'occupation du territoire et de la cote d'infiltration selon les valeurs établies par Monfet (1979) et Mary (2000). Ces valeurs ont été calculées pour chaque cellule en utilisant l'outil *Raster Calculator* d'ArcGIS Pro (Figure 19). Pour les RCNs, plus la valeur est haute, moins cette cellule est perméable. Par exemple, une cellule avec un RCN de 100 signifie qu'aucune infiltration n'est possible et donc que tous les apports verticaux seront dirigés vers du ruissellement ou l'évapotranspiration.

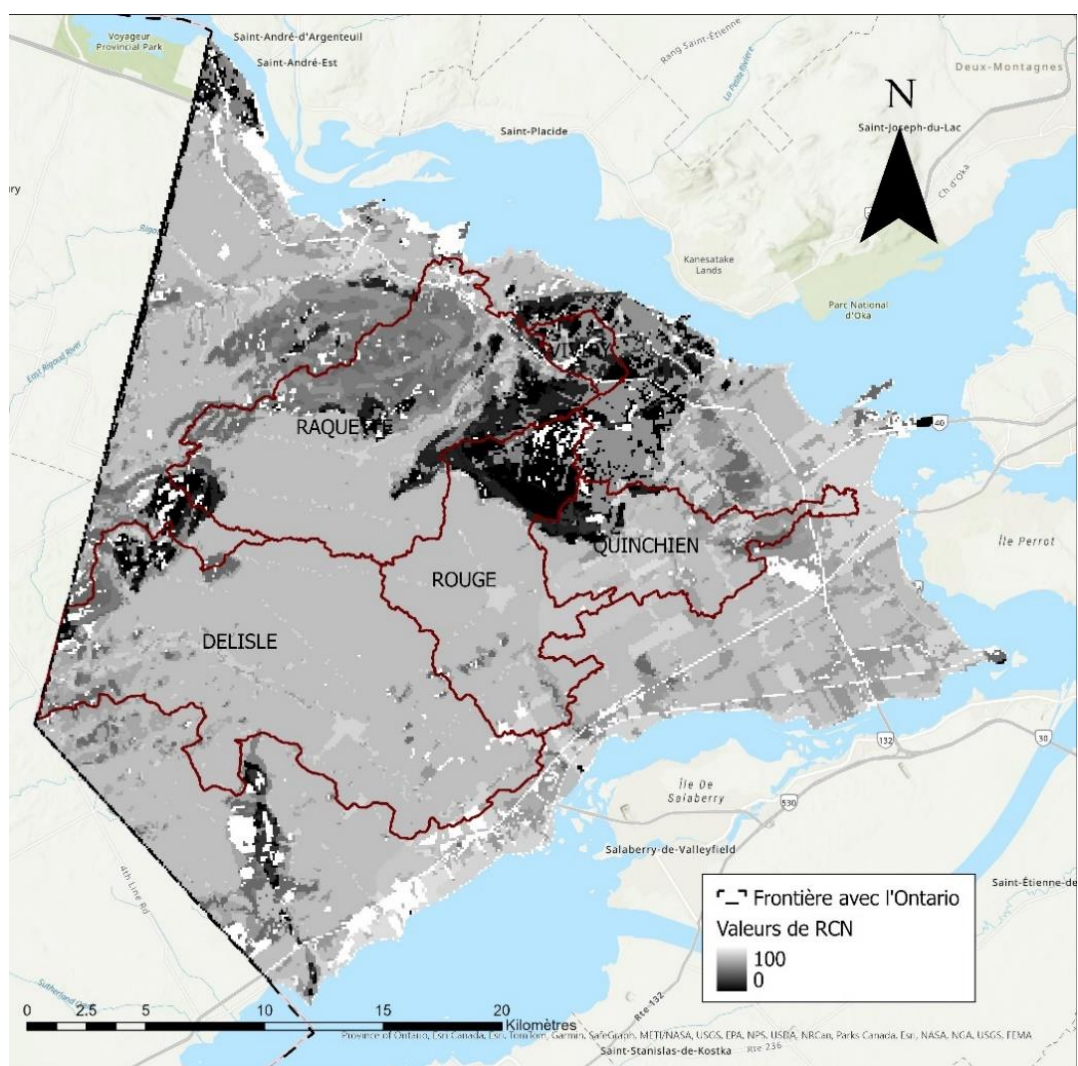


Figure 19 RCN calculés

Une analyse de sensibilité des résultats de HB a été réalisée avec la méthode de Morris (Morris, 1991). Cette méthode permet de tester l'impact sur le KGE de chaque paramètre un à la fois et permet d'évaluer la non-linéarité entre la variation d'un paramètre et son impact sur le KGE ou les interactions de ce paramètre avec les autres paramètres (Saltelli et Annoni, 2010). Les deux variables quantifiées par la méthode sont μ^* et σ où μ^* représente l'impact du paramètre sur le KGE et σ représente la non-linéarité de l'influence de ce paramètre ou à quel point il interagit avec les autres paramètres. En d'autres mots, σ indique si le paramètre influence directement le résultat ou s'il interagit avec d'autres paramètres avant d'influencer le résultat. L'analyse de sensibilité a été réalisée à l'aide du package *sensitivity* en langage R (Iooss et Lemaître, 2015).

3.6 Émergence

L'émergence de l'eau souterraine est évaluée à l'aide de l'isotope 222 du radon (^{222}Rn), un traceur naturel de l'eau. Le ^{222}Rn est produit par la désintégration en chaîne de l'uranium-238, qui est présent dans les roches et les sols (Cecil et Green, 2000). Comme le ^{222}Rn est produit dans les roches, on en retrouve naturellement surtout dans l'eau souterraine. Lorsque l'eau souterraine émerge dans l'eau de surface, la concentration en ^{222}Rn dans celle-ci diminue rapidement en raison du dégazage et de sa demi-vie très courte (3,8 j). Une grande activité de ^{222}Rn dans l'eau de surface signifie donc nécessairement un apport en eau souterraine à proximité (Cook *et al.*, 2003).

Des échantillons ont été prélevés à divers endroits le long de chacune des rivières, à l'exception de la rivière Raquette qui a fait l'objet d'un échantillonnage ^{222}Rn exhaustif par Moreira (2016). Deux campagnes d'échantillonnage ont été réalisées au cours des étés 2021 et 2022 (Figure 20), alors que l'eau souterraine représente une plus grande proportion du débit en rivière. Les principaux affluents ont aussi été échantillonnés. L'échantillonnage des rivières Rigaud, Delisle, Beaudette et Rouge a été fait sur deux jours en raison du grand nombre d'échantillons. La largeur de chaque section de cours d'eau a été mesurée avec un ruban à mesurer et la profondeur moyenne a été calculée à l'aide des profondeurs données par le vélocimètre (voir section 3.1.2 pour description des mesures de débits). La conductivité électrique a été mesurée à chaque site échantillonné avec un multimètre *WTW 3430 MultiLine 2FD47F*. L'incertitude sur cet instrument est en moyenne de 10 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Lefebvre *et al.*, 2015). Quatre puits de particuliers ont été échantillonnés afin d'estimer l'activité ^{222}Rn et la conductivité électrique de l'eau souterraine. Deux de ces puits se trouvent dans

le bassin versant de la rivière Rigaud (LAG et GLA) et les deux autres (APH et GRV) se situent dans le bassin versant de la rivière Beaudette, tous sont situés dans la portion ontarienne de la zone d'étude (Figure 20). Seuls ces quatre puits ont été échantillonnés lors de ce projet, les autres ayant déjà été échantillonnés lors du PACES (Larocque *et al.*, 2015b). Les échantillons d'eau de surface ont été collectés à l'aide de bouteilles en verre de 250 mL directement dans la rivière en ayant au préalable rincé la bouteille trois fois avec l'eau de la rivière, en s'assurant qu'il ne reste plus aucune bulle d'air dans la bouteille. Les échantillons ont ensuite été conservés au frais jusqu'à l'analyse au laboratoire de l'UQAM le lendemain de l'échantillonnage. L'activité en ^{222}Rn a ensuite été analysée par scintillation liquide avec un compteur *HIDEX-300*. Pour les échantillons où l'activité ^{222}Rn attendue est haute, comme dans l'eau souterraine, la méthode d'analyse directe a été utilisée. Cette méthode consiste à mélanger 4,5 mL de scintillant Maxilight avec 3 mL de l'échantillon d'eau dans un vial de 8 mL. Après avoir secoué à la main pendant au moins 10 secondes, le vial peut ensuite être inséré dans le compteur. Pour les échantillons où l'activité ^{222}Rn attendue est plus basse, la méthode par extraction a été utilisée. Cette méthode consiste à retirer 35 mL d'eau de la bouteille puis d'y ajouter 25 mL de scintillant. La solution est ensuite mélangée à l'aide d'un agitateur mécanique pendant cinq minutes, puis laissée à reposer jusqu'à ce que l'eau et le scintillant soient bien séparés. Finalement, 8 mL de scintillant peut ensuite être pipeté et déposé dans un vial qui est inséré dans le compteur. En méthode d'analyse directe, l'erreur dans la valeur de l'activité ^{222}Rn est de 8% et en méthode d'analyse par extraction l'erreur est de 4% (Lefebvre *et al.*, 2013).

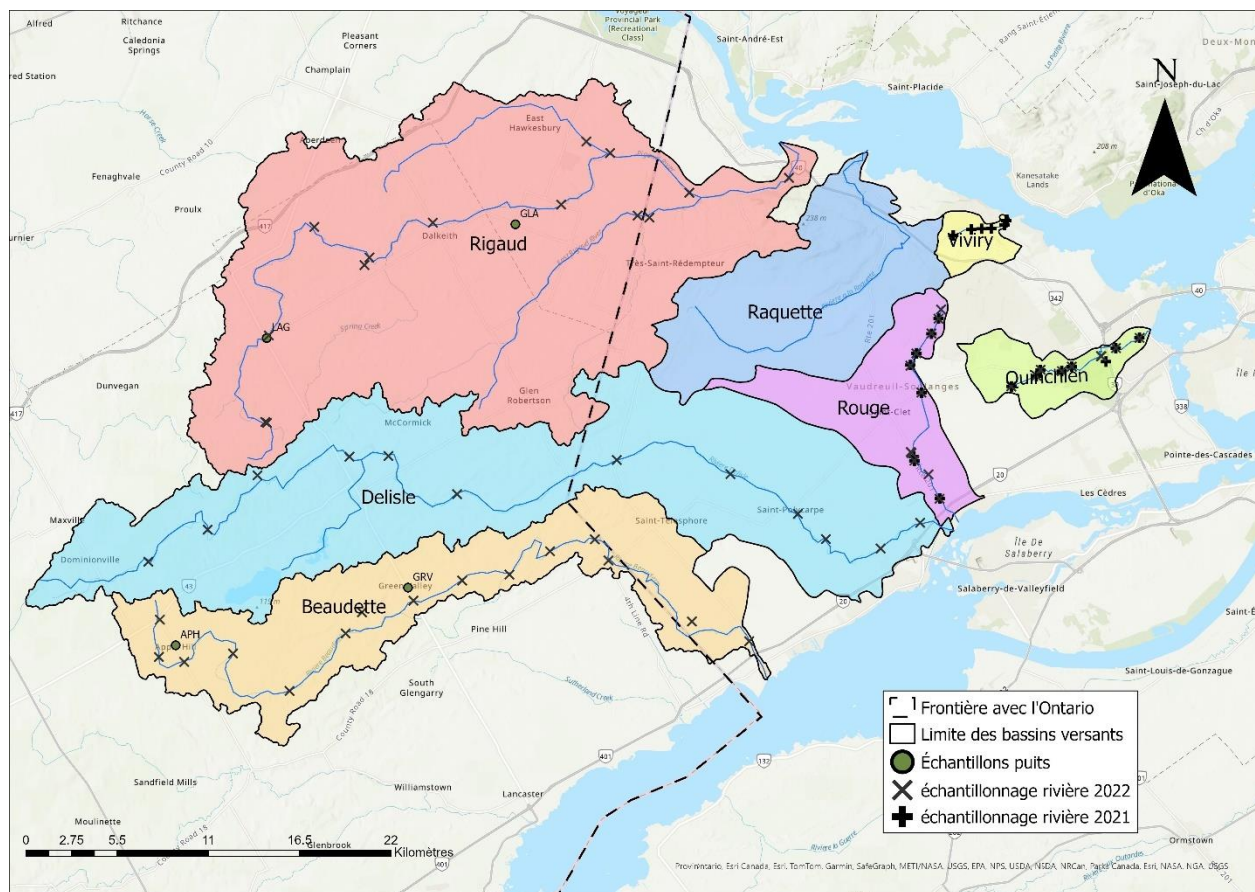


Figure 20 Carte des points échantillonnés pour l'activité en ^{222}Rn

La feuille de calcul *Radin14* de Cook et al. (2006) a été utilisée pour calculer l'apport en eau souterraine dans la rivière à l'aide du bilan de masse du ^{222}Rn :

$$Q \frac{\partial c}{\partial x} = I(c_i - c) + ewc - kwc - \lambda dwc - cL + F \quad \text{Eq. (3)}$$

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 l'eau souterraine (mBq/L)

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

k = taux de transfert du ^{222}Rn de l'eau à l'air (m/j)

λ = constante de désintégration du ^{222}Rn ($1/\text{j}$)

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 ($\text{m}^3/\text{m/j}$)

e = évaporation (mm/j)

Le taux d'évaporation a été calculé à l'aide de la formule d'Oudin (Oudin *et al.*, 2005). Le terme L (pompage) a été retiré de l'équation, car même s'il est possible qu'il y ait des pompages dans la rivière, ces données sont inconnues. L'apport de la zone hyporhéique a aussi été ignoré, la production en ^{222}Rn des sédiments étant également inconnue.

$$Q \frac{\partial c}{\partial x} = I(c_i - c) + ewc - kwc - \lambda dwc \quad \text{Eq (4)}$$

CHAPITRE 4

Résultats

Dans ce chapitre, les courbes de tarage ainsi que les chroniques de débit qui en découlent sont présentées pour chaque rivière. Les débits de bases calculés à l'aide des filtres d'Eckhardt (2005) et de Lyne et Hollick (1979) sont présentés dans ce chapitre. Ensuite, la recharge calculée avec la méthode des fluctuations de niveaux de nappes et avec le modèle par bilan hydrique spatialisé HydroBudget est présentée. Finalement, l'émergence de l'eau souterraine calculée par bilan de masse dans toutes les rivières est présentée à la fin de ce chapitre.

4.1 Débits en rivière

4.1.1 Courbes de tarage

Comme les données de débits sont disponibles pour les rivières Rigaud Nord et Beaudette (stations opérées par Environnement Canada), des courbes de tarages n'étaient pas nécessaires pour ces rivières. Des mesures de débits ont été faites pour construire les courbes de tarages des rivières Rigaud Sud, Raquette (stations 1 et 4), Viviry, Quinchien, Rouge et Delisle (voir par exemple la Figure 21 pour la rivière Delisle, les autres courbes de tarage sont présentées à l'Annexe A)). Le nombre de mesures de débits pour chaque courbe de tarage varie de 13 pour la rivière Rigaud Sud à 38 pour la rivière Raquette à la station 1.

Pour toutes les stations, l'incertitude absolue et relative augmente lorsque le niveau d'eau et le débit augmentent. Pour les stations Raquette 1 et 4 ainsi que la station Rigaud Sud, il manque de données pour les débits élevés. Par exemple, à la station Rigaud Sud, les débits enregistrés vont jusqu'à près de $26 \text{ m}^3/\text{s}$ mais le jaugeage le plus élevé mesuré est à $11,2 \text{ m}^3/\text{s}$. À la station Raquette 4, des débits allant jusqu'à $38 \text{ m}^3/\text{s}$ ont été enregistrés, mais le jaugeage le plus haut est à $10,6 \text{ m}^3/\text{s}$. À la station 1 de la rivière Raquette, des débits de plus de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ ont été enregistrés, mais les jaugeages ne dépassent pas $20 \text{ m}^3/\text{s}$. Toutefois, ceci ne semble pas avoir d'impact sur l'enveloppe d'incertitude pour les stations de la rivière Raquette. L'enveloppe d'incertitude pour la rivière Rigaud Sud est particulièrement large dans la gamme de débits pour lesquels il n'y a pas de jaugeages et les jaugeages à haut niveau sont dispersés. La courbe de tarage de la station Raquette 1 présente plusieurs points de contrôle, mais ne présente pas de bris de pente important,

contrairement aux rivières Delisle et Rouge où la relation hauteur-débit change subitement à certaines hauteurs de contrôles.

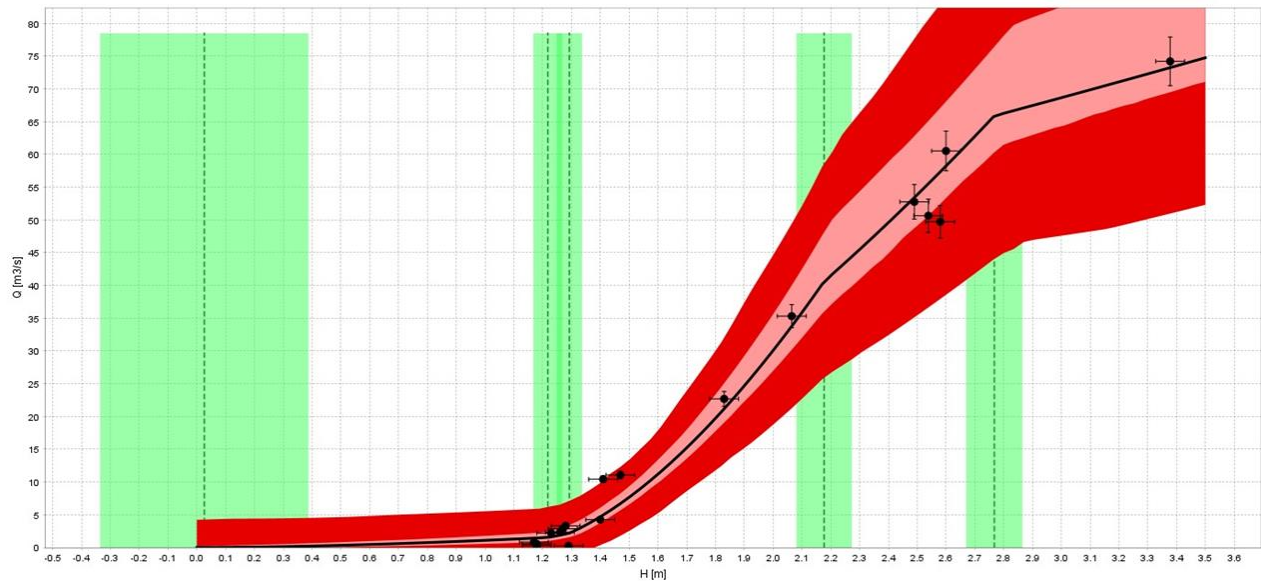


Figure 21 Exemple de courbe de tarage pour la rivière Delisle

4.1.2 Chroniques de débits

Les chroniques de débits sont présentées à l'Annexe B. Comme mentionné dans la méthodologie, les données durant les mois de janvier, février et mars ont été retirées, car les mesures des sondes à ultrason ne sont pas valides lorsque les rivières sont gelées. Pour la rivière Rigaud Sud où les niveaux d'eau sont mesurés avec une sonde de pression installée au fond du cours d'eau, les niveaux hivernaux peuvent représenter des écoulements sous pression et ne pas correspondre à ceux prédits à surface libre par la courbe de tarage. Pour cette raison, les données hivernales ont également été retirées pour cette rivière. L'incertitude de la courbe de tarage est plus élevée pour les débits les plus importants ce qui se traduit par une incertitude plus grande sur la chronique de débits lorsque ceux-ci sont élevés. L'incertitude peut varier d'environ 0,1 m³/s pour les débits les plus bas dans la rivière Viviry, jusqu'à près de 30 m³/s pour les pics de débits de la rivière Delisle, ce qui peut atteindre près de 50% pour ces pics de débit. Comme les erreurs sur les débits mesurés sont de 5% comme mentionné dans la section 3.1.2, ces incertitudes de 50% sont donc

certainement significatives. Les incertitudes sont assez élevées même pour les débits plus bas pour les rivières Viviry et Delisle. Pour ces deux rivières, malgré le fait que les incertitudes sur les jaugeages sont relativement faibles, ceux-ci sont assez épars, ce qui augmente l'incertitude de la courbe de tarage. Plus de jaugeages seraient donc nécessaires pour restreindre la courbe d'incertitude.

Pour toutes les rivières, la période de crue se déroule surtout entre le début du mois d'avril et le début du mois de mai. Les débits diminuent ensuite jusqu'à atteindre la période d'étiage de juillet à octobre environ durant laquelle les débits sont les plus bas et varient très peu. Durant l'étiage, de petits pics de débit causés par les précipitations estivales sont observés. La rivière Viviry se comporte un peu différemment des autres durant l'été et ne présente pas d'étiage important, quelle que soit la période de l'année. Au cours de l'été très humide de 2023, en particulier au mois de juillet, des pics de débits importants ont été observés dans toutes les rivières.

Les bassins versants de la zone d'étude varient beaucoup en superficie, ce qui influence directement les débits mesurés. Les débits moyens annuels varient de 5,26 m³/s dans la rivière Rigaud Nord à 0,16 m³/s dans la rivière Viviry (Tableau 7). Le débit maximum enregistré varie de 177 m³/s dans la rivière Rigaud Nord à 1 m³/s dans la rivière Viviry. Le débit minimum enregistré varie de moins de 0,01 m³/s dans les rivières Beaudette et Rigaud Nord à 0,41 m³/s dans la rivière Delisle. Malgré le fait que la rivière Rigaud Nord présente le débit maximum le plus élevé, le débit moyen le plus élevé est observé sur la rivière Delisle. En général, le débit moyen augmente avec la taille du bassin versant, à l'exception du bassin versant Quinchien. La relation entre le débit moyen et l'aire du bassin versant (Figure 22) est plutôt bonne en m³/s ($r^2 = 0,92$), et en mm/an la courbe est assez plane, ce qui vient supporter le fait que la relation entre le débit en m³/s et l'aire du bassin versant est une fonction linéaire. Cependant, le r^2 de la relation en mm/an est faible (0,02). La rivière Quinchien fait cependant exception pour une raison qui n'a pas pu être identifiée.

Tableau 7 Débit (m³/s) maximum, minimum et moyen enregistré sur les années hydrologiques pour chaque rivière instrumentée, en excluant les débits hivernaux

	Débit journalier maximum (m³/s)	Débit journalier moyen minimum (m³/s)	Débit moyen journalier (m³/s)	Débit moyen (mm/an)	Aire du bassin versant (km²)
Beaudette*	42,70	< 0,01	1,88	435	137
Delisle	73,53	0,41	4,78	282	378
Quinchien	15,98	0,18	1,59	867	42
Raquette	50,26	0,11	1,91	360	111
Rigaud Nord*	177,00	< 0,01	5,26	530	309
Rigaud Sud	17,95	0,03	0,98	318	84
Rouge	22,03	0,20	1,06	343	71
Viviry	1,00	0,02	0,16	290	8

*Les données de débits de la station Beaudette et Rigaud Nord proviennent d'Environnement et changements climatiques Canada

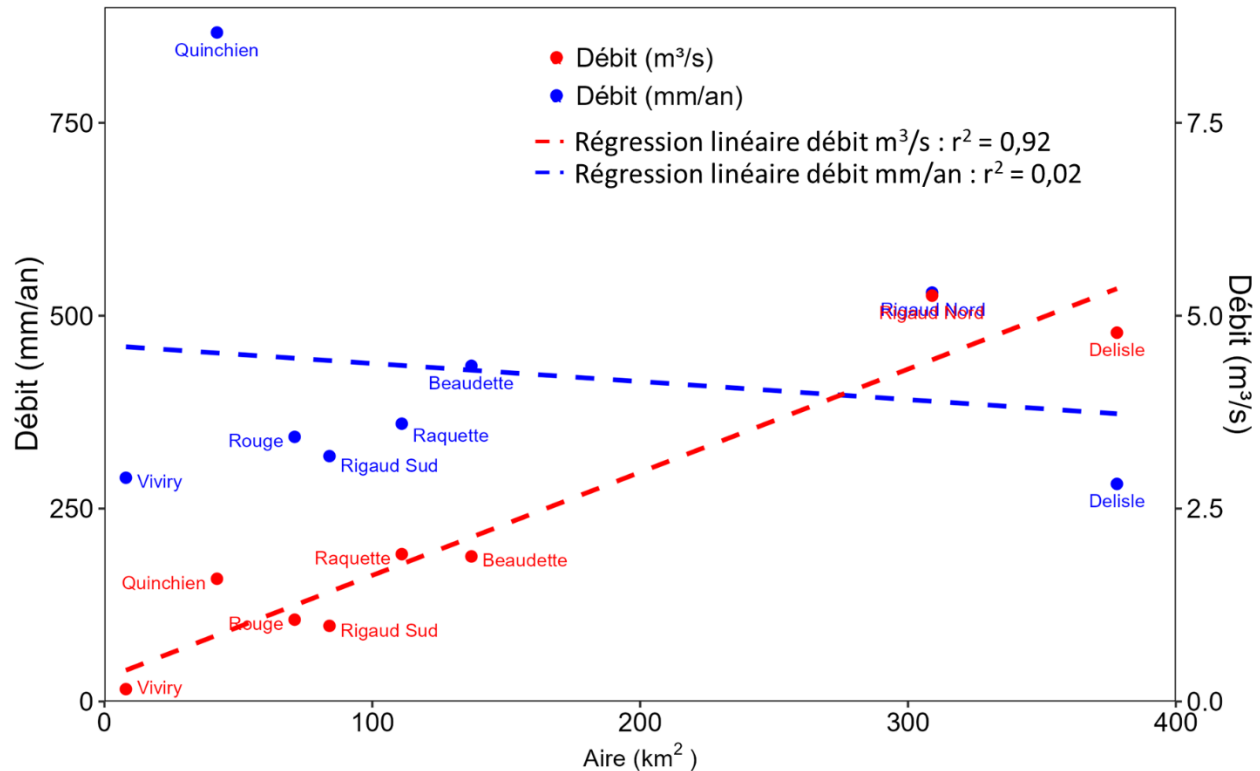


Figure 22 Débit moyen en m^3/s et en mm/an en fonction de l'aire du bassin versant. Régression linéaire sur les débits

4.2 Débits de base

Les chroniques de débit de base sont présentées à l'Annexe C. Pour toutes les rivières sauf Rigaud Nord et Beaudette, les débits ont été retirés pour les mois de janvier, février et mars, comme la rivière est considérée gelée. Pour ces deux rivières, les débits sont compensés par ECCC durant la période où les rivières sont gelées.

Les débits de base varient légèrement entre les méthodes Eckhardt (2005) et Lyne et Hollick (1979) (Tableau 8). Pour les deux méthodes, c'est la rivière Rigaud Nord qui a le débit de base journalier maximum le plus élevé avec $10,79 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le filtre Eckhardt (2005) et $8,08 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le filtre Lyne et Hollick (1979). Les rivières Beaudette et Rigaud Nord ont un débit de base journalier minimum $< 0,01 \text{ m}^3/\text{s}$ avec les deux filtres. La rivière Delisle est la rivière avec le débit de base moyen le plus élevé à $1,77 \text{ m}^3/\text{s}$ et $1,63 \text{ m}^3/\text{s}$ avec les filtres Eckhardt (2005) et Lyne et Hollick

(1979), respectivement. C'est la rivière Viviry qui a le plus faible débit de base moyen avec 0,07 m³/s et 0,08 m³/s pour les filtres Eckhardt (2005) et Lyne et Hollick (1979), respectivement.

Tableau 8 Débits de base calculés avec le filtre de Eckhardt (2005)

	Débit de base journalier maximum (m³/s)	Débit de base journalier minimum (m³/s)	Débit de base moyen (m³/s)
Filtre Eckhardt (2005)			
Beaudette*	4,05	< 0,01	0,56
Delisle	8,75	0,31	1,77
Quinchien	3,05	0,12	0,53
Raquette	3,50	0,10	0,69
Rigaud Nord*	10,79	< 0,01	1,47
Rigaud Sud	1,78	0,02	0,23
Rouge	1,87	0,11	0,33
Viviry	0,23	0,02	0,07
Filtre Lyne et Hollick (1979)			
Beaudette*	3,21	< 0,01	0,46
Delisle	5,60	0,41	1,63
Quinchien	2,78	0,18	0,52
Raquette	3,12	0,11	0,55
Rigaud Nord*	8,08	< 0,01	1,06
Rigaud Sud	0,93	0,03	0,16
Rouge	1,20	0,20	0,31
Viviry	0,22	0,02	0,08

*Ces stations comprennent les débits hivernaux compensés par Environnement et Changements Climatiques Canada

En calculant le débit annuel (Tableau 9) en millimètres, les débits totaux varient entre 282 mm/an dans la rivière Delisle à 867 mm/an dans la rivière Quinchien. Les débits totaux et les débits de base sont très élevés pour la rivière Quinchien, presque le double de la deuxième rivière la plus haute. Pour le débit de base, la rivière Viviry est la rivière dans laquelle le débit de base représente

la plus grande proportion du débit total annuellement : 53% selon le filtre Eckhardt (2005) et 45% selon le filtre Lyne et Hollick (1979). À l’opposé, dans la rivière Rigaud Sud, annuellement, le débit de base ne représente que 22% selon le filtre Eckhardt (2005) et 16% selon le filtre Lyne et Hollick du débit total. C’est aussi cette rivière qui a le plus petit débit de base en mm/an, soit de 50 à 71 mm/an. À l’opposé, la rivière qui a le plus haut débit de base est la rivière Quinchien avec 280 à 287 mm/an. Comme le débit de base peut être utilisé pour estimer la recharge, cela signifie que la recharge varie de 50 à 287 mm/an dans les bassins versants Rigaud Sud et Quinchien, respectivement. Ces valeurs de recharges sont valides sur le long terme (Schilling *et al.*, 2021) et à l’échelle du bassin versant.

Tableau 9 Débit annuel total (mm/an) et débit de base (mm/an) pour chaque rivière instrumentée

	Débit total	Débit de base Eckhardt (2005)	Débit de base Lyne et Hollick (1979)
Beaudette **	435	130 (30%) *	106 (24%)
Delisle	282	105 (37%)	96 (34%)
Quinchien	867	287 (33%)	280 (32%)
Raquette	360	136 (38%)	109 (30%)
Rigaud Nord **	530	147 (28%)	104 (20%)
Rigaud Sud	318	71 (22%)	50 (16%)
Rouge	343	107 (31%)	100 (29%)
Viviry	290	155 (53%)	129 (45%)

*Les pourcentages entre parenthèses représentent la proportion du débit total représentée par le débit de base

** Ces rivières contiennent les débits hivernaux compensés par ECCC

En général, les débits de base avec Eckhardt (2005) suivent de plus près les débits totaux que ceux de la méthode Lyne et Hollick (1979) durant les périodes de forts débits (Annexe C). Cependant, le filtre Eckhart (2005) semble sous-estimer les débits de base durant la période d’été,age,

particulièrement aux stations Rouge et Delisle. Pour la plupart des rivières, les résultats moyens annuels sont similaires pour les deux méthodes (Tableau 9). Les débits de base varient fortement pendant l'année. Pour les rivières Beaudette, Raquette et Rigaud Nord, le filtre Eckhardt (2005) produit des résultats de débit de base plus hauts que le filtre Lyne et Hollick (1979).

4.3 Estimation de la recharge par fluctuation des niveaux de nappe

Seules les années hydrologiques complètes ont été utilisées pour calculer la recharge. Dans plusieurs puits, des années ont dû être retirées, car il y avait trop de données manquantes durant l'année hydrologique (Voir tableau 3 à la section 2.3). Pour chaque station, la recharge a été calculée avec les valeurs de coefficient d'emménagement (S_y) maximum, minimum et moyenne (Tableau 10) afin d'obtenir une gamme de valeurs de recharge possibles. La recharge calculée (Figure 23) avec le S_y moyen varie de 117 à 395 mm/an dans les piézomètres 4630001 et PZ1A respectivement. La recharge maximum possible calculée, soit la recharge calculée avec S_y maximum, varie entre 209 mm/an dans le piézomètre PZ Saint-Télésphore et 539 mm/an dans le piézomètre PZ1A. La recharge minimum possible calculée varie entre 70 mm/an dans le piézomètre 4630001 et 251 mm/an dans le piézomètre PZ1A. La recharge maximum possible calculée varie de 209 à 539 mm/an dans les piézomètres PZ Saint-Télésphore et PZ1A respectivement. La recharge calculée avec le S_y moyen est la valeur considérée la plus représentative, car elle utilise le S_y moyen qui est la moyenne pondérée pour toute la lithologie de l'aquifère à l'endroit du piézomètre.

Tableau 10 Moyenne annuelle de recharge calculée avec la méthode des fluctuations de niveau de nappe

	Recharge S_y moy.	Recharge S_y min.	Recharge S_y max.
	(mm/an)	(mm/an)	(mm/an)
4630001	117	70	389
4740001	257	171	496
PZ1A	395	251	539
PZ1B	382	243	520
PZ Saint-Télésphore	208	104	209
PZ Saint-Lazare	221	118	282

Les valeurs de recharge calculées pour le PZ1A et PZ1B sont constamment bien plus hautes que celles des autres piézomètres, mais surtout depuis 2020. Ces piézomètres se situent à quelques mètres l'un de l'autre, mais démontrent des résultats de recharge légèrement différents, en particulier pour l'année hydrologique 2018, ce qui souligne la nature très locale de la méthode. En 2021, les recharges sont basses partout, mais particulièrement pour le piézomètre PZ Saint-Lazare où elle atteint 85 mm/an. Le piézomètre 4630001 présente les valeurs de recharge les plus constantes à travers les années, mais aussi les valeurs les plus faibles. Il s'agit du piézomètre qui attient le roc fracturé et où le coefficient d'emmagasinement (S_y) est le plus faible, à seulement 0,01.

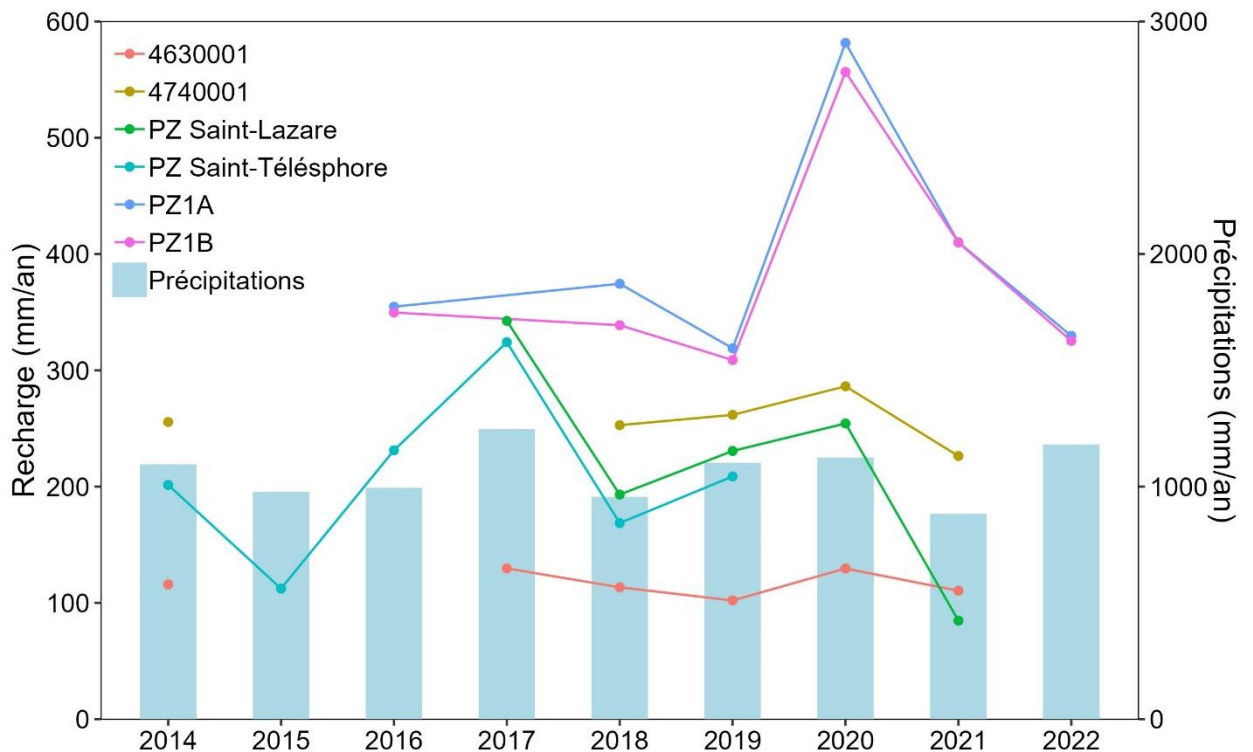


Figure 23 Recharge totale annuelle calculée à l'aide de la méthode des fluctuations de niveau de nappe (S_y moyen) et précipitations totales par année hydrologique

4.4 Hydrobudget

4.4.1 Calibration et analyse de sensibilité

L'algorithme *caRamel* a été utilisé pour effectuer 4000 itérations sur le bassin versant de la rivière Raquette afin de calculer l'ensemble de paramètres qui mènent au meilleur KGE pondéré en période de validation. Les 25 meilleurs ensembles de paramètres calibrés sur la rivière Raquette pour HydroBudget produisent des KGE pondérés de 0,74 pour la période de calibration et entre 0,55 et 0,59 en période de validation. En calibration, le $KGE_{q_{tot}}$ varie de 0,87 à 0,88 et le $KGE_{q_{base}}$ varie de 0,65 à 0,66. En période de validation, le $KGE_{q_{tot}}$ varie de 0,58 à 0,64 et le $KGE_{q_{base}}$ varie de 0,52 à 0,59. Dans les 25 meilleurs jeux de paramètres, le paramètre TT_F est égal à une des bornes utilisées pour restreindre les paramètres à cinq reprises et le paramètre sw_m est égal aux bornes à deux reprises, ce qui indique que les bornes sont contraignantes pour ces simulations. Cependant, ces bornes sont basées sur la littérature et donc n'ont pas été modifiées en l'absence d'autres informations. L'ensemble de paramètres utilisé pour faire la simulation sur la zone d'étude est composé de la moyenne des 25 meilleurs ensembles de paramètres (Tableau 11), ce qui fait en sorte qu'aucun paramètre n'est contraint par une borne. Avec la moyenne des 25 paramètres, les KGE sont légèrement plus faibles pour la Raquette. C'est cet ensemble moyen qui sera ensuite utilisé pour lancer la simulation sur l'ensemble de la zone d'étude.

Tableau 11 Paramètres calibrés dans HydroBudget

	Meilleur ensemble de paramètres	Moyenne des 25 meilleurs ensembles de paramètres
T_M (°C)	1,09	1,02
C_M (mm/°C/j)	7,64	7,57
TT_F (°C)	-19,90	-17,54
F_T (j)	17,54	11,41
t_{API} (j)	2,90	2,83
f_{ruiss} (-)	0,61	0,62
sw_m (mm)	863,37	858,61
F_{inf} (j ⁻¹)	0,12	0,13
KGE pondéré calibration	0,74	0,71

L'analyse de sensibilité de Morris a été effectuée sur le KGE_{qtot} et le KGE_{qbase} (Figure 24). Les deux paramètres qui ont le plus d'influence sur le KGE_{qtot} sont la température de fonte (T_M) suivie par le coefficient de fonte (C_M). Ces deux paramètres sont aussi les plus hauts sur l'axe σ , ce qui signifie qu'ils influencent tous deux le KGE_{qtot} de façon non linéaire ou interagissent le plus avec les autres paramètres pour avoir leur effet important sur le KGE_{qtot} . Ensuite, le facteur de ruissellement (f_{ruiss}) est le 3^e facteur le plus important, mais il est assez loin des deux premiers. Le contenu en eau maximum du sol (sw_m) a aussi moins d'impact sur le KGE_{qtot} . Le facteur d'infiltration (f_{inf}), le seuil de température de gel du sol (TT_F), l'index de précipitations antérieures (t_{API}) et le seuil de temps pour le gel du sol (F_T) ont une importance de plus en plus faible dans le calcul du KGE_{qtot} .

Le paramètre qui a le plus d'influence sur le KGE_{qbase} est le facteur de ruissellement (f_{ruiss}). Celui-ci est aussi très haut sur l'axe σ , ce qui veut dire qu'il affecte le KGE_{qbase} de façon non linéaire ou qu'il interagit beaucoup avec les autres paramètres. Le facteur d'infiltration (f_{inf}) et le coefficient de fonte de la neige (C_M) sont très près l'un de l'autre. Ils ont donc un effet plus faible que le premier sur le KGE_{qbase} . Le seuil de température de gel du sol (TT_F) a un effet un peu moins important. Finalement, l'index de précipitations antérieures (t_{API}), le contenu en eau maximum du sol (sw_m), la température de fonte de la neige (T_M) et le seuil de temps pour le gel du sol (F_T) suivent en ordre décroissant d'impact sur le KGE_{qbase} . Le μ^* est plus faible pour l'analyse du KGE_{qtot} que pour le KGE_{qbase} . Ceci pourrait indiquer que globalement, les paramètres influencent moins le KGE_{qtot} que le KGE_{qbase} et donc que le débit de base serait plus sensible aux variations des paramètres que le débit total.

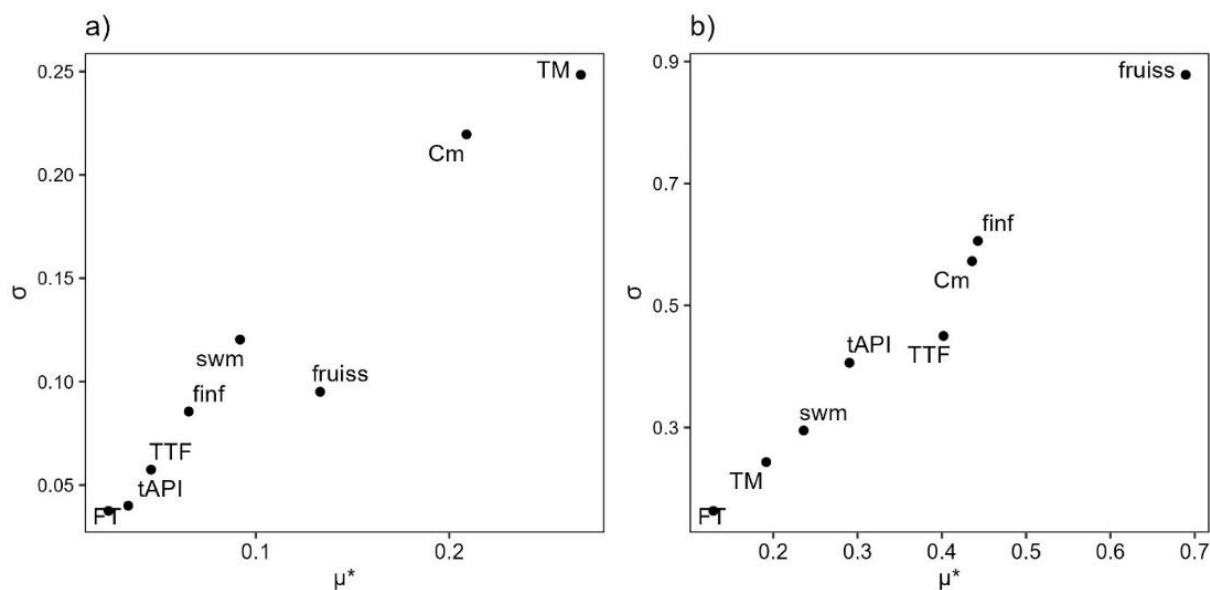


Figure 24 Résultats de l'analyse de sensibilité globale de Morris (1991) pour les paramètres de HydroBudget pour a) le KGE_{qtot} et b) le KGE_{qbase}

4.4.2 Résultats pour la rivière Raquette

Le débit simulé est en moyenne plus haut que le débit observé annuellement (Figure 25). Les pics de débit totaux sont souvent largement surestimés, tout particulièrement en 2016 et vers la fin de l'année 2019. À l'inverse, le débit de base simulé est de 97 mm/an et le débit de base observé ou calculé à l'aide du filtre de Lyne et Hollick (1979) est de 109 mm/an. L'amplitude des variations du débit de base est inférieure à celle des débits totaux. Annuellement, le débit de base représente en moyenne 33% du débit total pour les débits observés, alors que pour la simulation, le débit de base ne représente que 24% du débit total en moyenne annuellement.

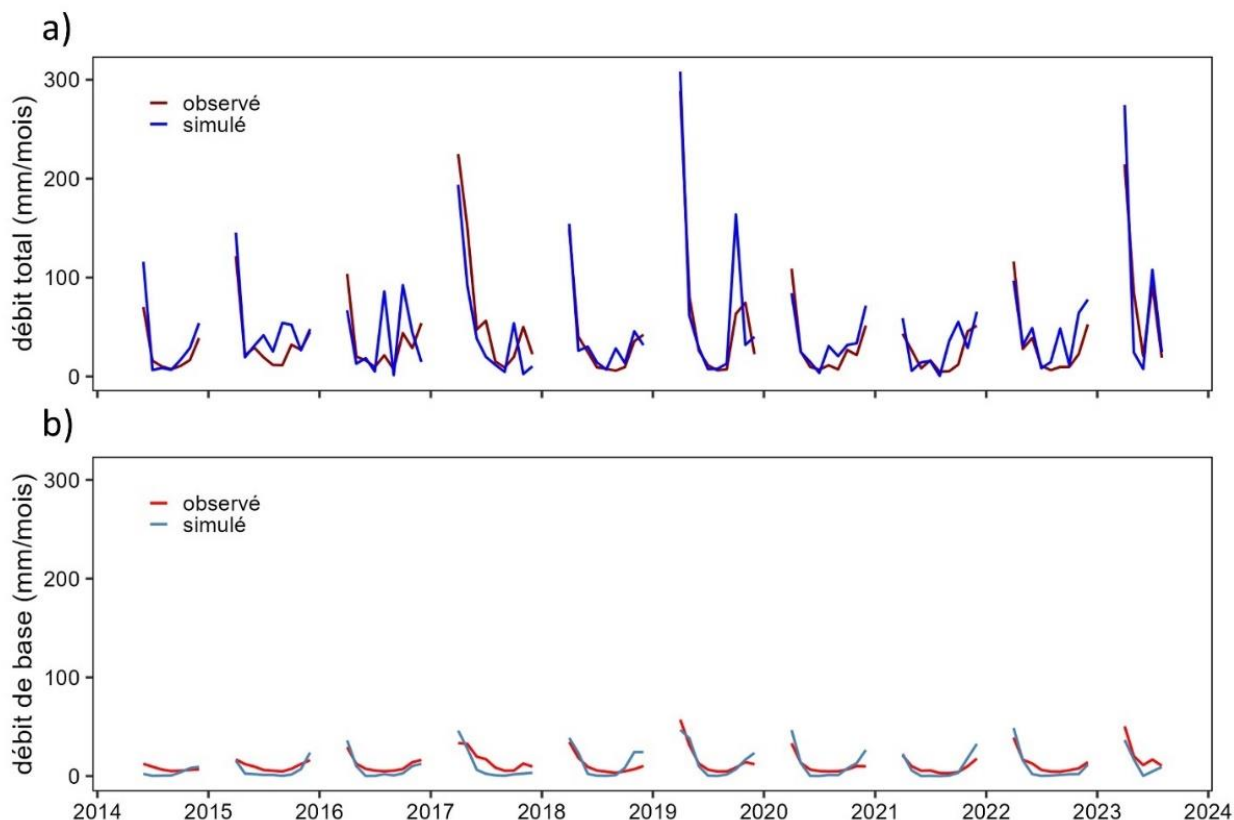


Figure 25 Valeurs observées et simulées avec HydroBudget pour le bassin versant de la rivière Raquette a) pour le débit total et b) pour le débit de base

Sur le bassin de la Raquette, l'ETP annuelle moyenne calculée avec la méthode de Oudin et al. (2005) est de 649 mm/an pour les années hydrologiques complètes seulement, soit de 2014 à 2023 (Figure 26). L'ETR annuelle moyenne simulée par HB pour la même période est de 509 mm/an. L'ETR simulé est égal ou presque à l'ETP durant la moitié de l'année, c'est-à-dire des mois de novembre à avril, sauf durant les mois de mai au mois d'octobre, dépendamment des années. L'ETR simulée représente de 67% en 2021 à 86% en 2017 et 2023 de l'ETP. En moyenne, l'ETR représente 78% de l'ETP à travers les années à l'étude.

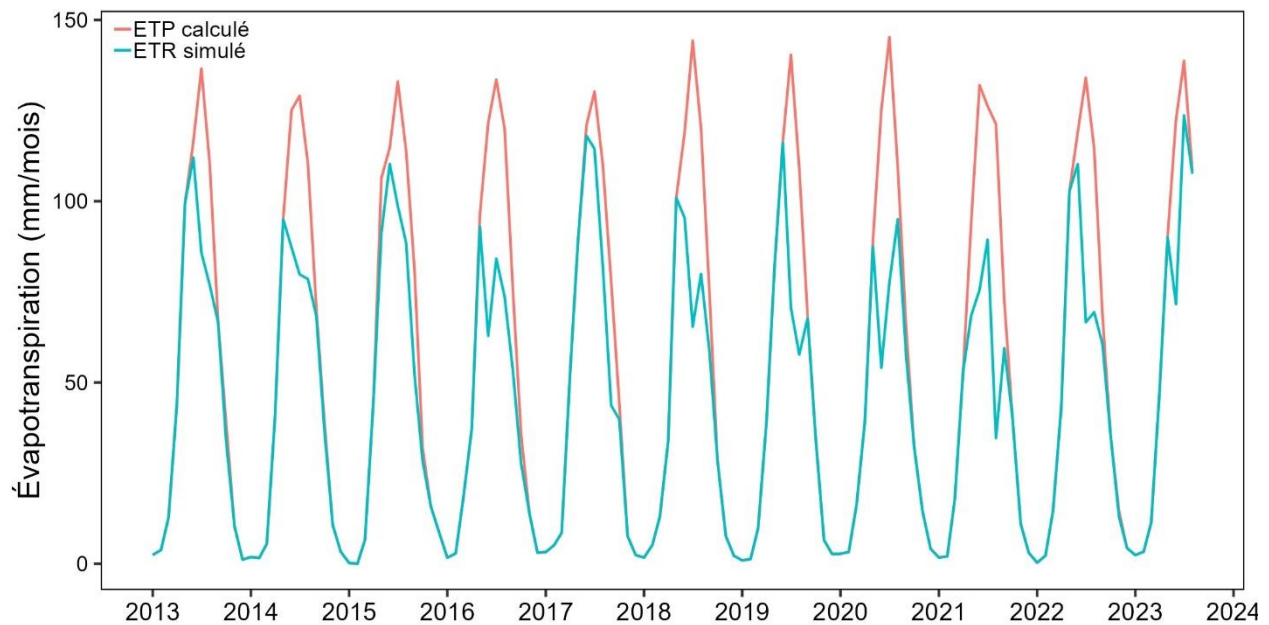


Figure 26 Évapotranspiration potentielle (ETP) et évapotranspiration réelle (ETR) simulée avec HydroBudget sur le bassin versant de la rivière Raquette

4.4.3 Résultats sur les bassins versants étudiés

Les paramètres moyens des 25 meilleures calibrations pour la Raquette ont été utilisés pour simuler les débits totaux et les débits de base sur les autres rivières. Les KGE pondérés pour les bassins versants dont la station est au Québec, c'est-à-dire, Delisle, Quinchien, Rouge, Viviry sont de 0,27, < 0,01, 0,09 et 0,65 (Tableau 12). Les KGE de la rivière Quinchien et de la rivière Rouge sont particulièrement bas et reflètent le fait que les paramètres calés sur le bassin versant Raquette ne sont pas adaptés pour bien simuler l'hydrologie de ces bassins versants.

Tableau 12 KGE des différents bassins versants de la zone d'étude

	KGE_{qtot}	KGE_{qbase}	KGE pondéré
Delisle	0,26	0,28	0,27
Quinchien	0,03	-0,02	< 0,01
Raquette	0,71	0,69	0,70
Rouge	0,62	-0,26	0,09
Viviry	0,63	0,66	0,65

Le KGE_{qbase} et le KGE_{qtot} sont similaires et plutôt élevés pour le bassin versant Viviry. Les paramètres sélectionnés semblent donc appropriés pour simuler le débit total et le débit de base dans ce bassin versant. Dans le bassin versant Rouge, le KGE_{qtot} est élevé, mais le KGE_{qbase} est faible, ce qui indique que les paramètres calibrés pour la Raquette permettent au modèle de bien représenter les débits totaux, mais pas les débits de base dans le bassin versant Rouge. Les KGEs pour le bassin versant Quinchien sont bas, ce qui veut dire que les débits n'y sont pas bien simulés. Finalement, le bassin versant Delisle présente des KGEs similaires et plutôt faibles. Le modèle performe donc de façon similaire pour les débits de base et les débits totaux dans ce bassin versant et la performance du modèle n'est pas très grande.

Il est important de souligner que pour la rivière Delisle, le débit total est le débit enregistré à l'endroit de la station, ce qui représente le débit total s'écoulant dans la rivière qui draine l'ensemble du bassin versant, y compris la partie en Ontario. En revanche, la simulation HB a été effectuée seulement sur la partie du bassin versant se situant au Québec. Comme les calculs sont présentés en mm/j, le débit total et le débit de base sont divisés par l'aire du bassin versant pour les débits simulés et pour les débits observés. Les résultats sont donc proportionnels aux surfaces du bassin versant complet et du sous bassin versant au Québec, mais ne sont pas nécessairement représentatifs de la dynamique de l'entièreté du bassin versant.

Les débits des bassins versants Rouge et Delisle ont des dynamiques très semblables, c'est-à-dire un débit total simulé plus élevé que le débit total observé durant l'année 2022 et un pic surestimé durant le mois de juillet 2023 (Figure 27). Dans le bassin Quinchien, le débit total simulé est plus

bas que le débit total observé durant le début de l'année 2022, puis correspond mieux au débit observé le reste de l'année. Le débit est aussi largement sous-estimé lors des mois d'avril et mai 2023 sur ce bassin. Pour le bassin versant Viviry, le débit est bien simulé, sauf pour le mois d'avril 2023 où le débit simulé est trop élevé.

Le débit de base semble être sous-estimé dans tous les bassins versants en 2022. Au printemps 2023 particulièrement, le débit de base est sous-estimé sur les bassins versants Quinchien et Viviry.

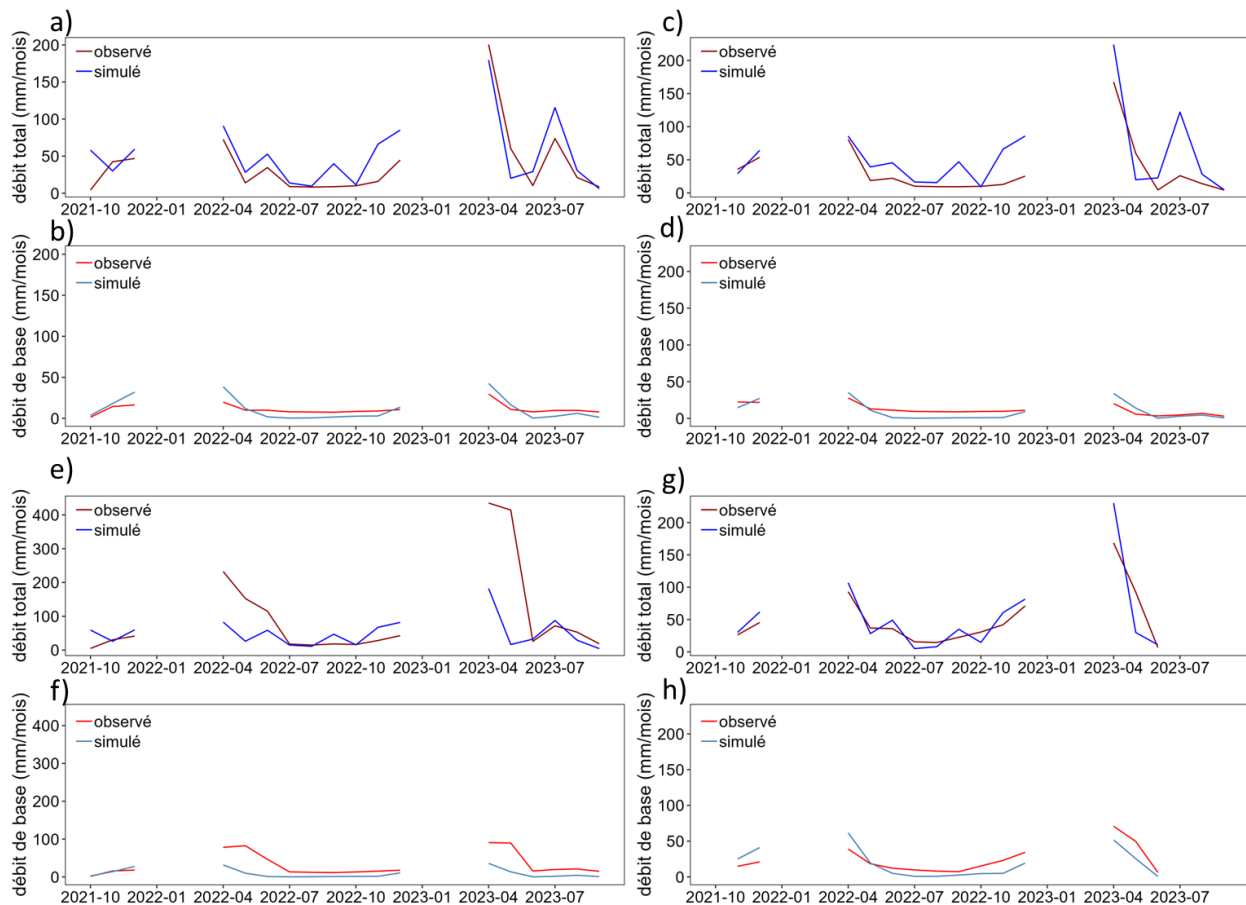


Figure 27 Débit total observé versus simulés pour a) Rouge, c) Delisle, e) Quinchien, et g) Viviry et débit de base observé vs débit de base simulé pour b) Rouge, d) Delisle, f) Quinchien et h) Viviry

L'ETP moyenne calculée avec la méthode de Oudin et al. (2005) est très semblable pour tous les bassins versants (Figure 28) car la formule ne tient compte que de la température de l'air et de la latitude du bassin versant et ces paramètres varient très peu d'un bassin à l'autre. Les ETR simulées sont également très similaires pour les quatre bassins versants. L'ETR simulé moyen est 490, 491, 498, 544 mm/an pour les bassins versants Delisle, Quinchien, Rouge et Viviry, respectivement. Pour les quatre bassins versants, comme pour la Raquette, la variation des ETR dans le temps suit l'ETP pendant la moitié de l'année, à l'exception de la période entre mai et octobre (selon les années) où la demande évaporative ne peut être satisfaite et l'ETR est moins élevée que l'ETP. Dans le bassin versant Delisle, l'ETR simulée représente de 65% en 2016 à 82% en 2017 et 2023 de l'ETP avec une moyenne de 74% pour les années hydrologiques complètes. Dans le bassin versant Quinchien, l'ETR simulée représente de 65% en 2021 à 85% en 2023 avec une moyenne de 75% pour les années hydrologiques complètes. Dans le bassin versant Rouge, l'ETR simulée représente 65% en 2021 à 85% en 2017 et 2023 avec une moyenne de 76% pour les années hydrologiques complètes. Dans le bassin versant Viviry, l'ETR simulée représente 72% en 2021 à 89% en 2015 et 2017 de l'ETP avec une moyenne de 83% pour les années hydrologiques complètes.

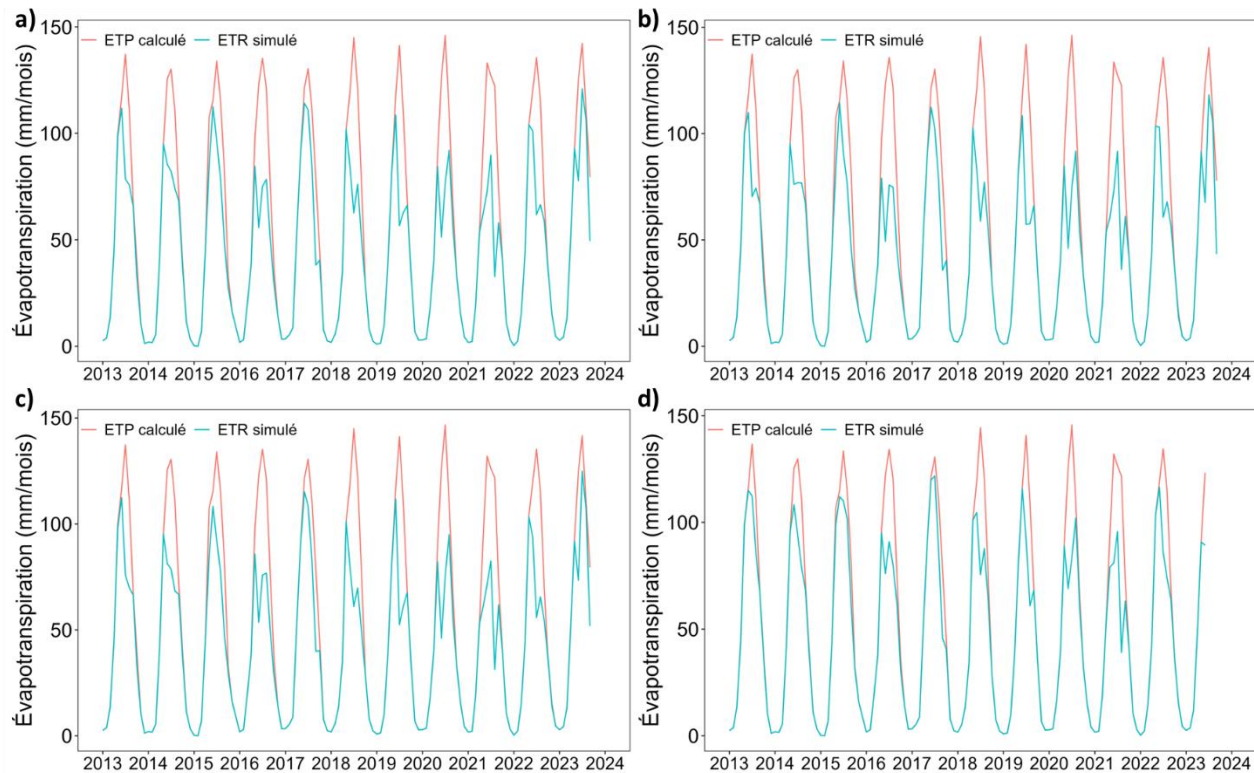


Figure 28 Évapotranspirations potentielles calculées avec la formule de Oudin et al. (2005) et évapotranspirations réelles simulées par HydroBudget pour les bassins versants a) Rouge, b) Delisle, c) Quinchien et d) Viviry

4.4.4 Recharge

La recharge potentielle a été calculée avec HydroBudget sur toute la zone d'étude située au Québec en utilisant les paramètres moyens découlant des 25 meilleures calibrations. La recharge potentielle varie de 0 à 331 mm/an sur la zone d'étude (Figure 29). Les valeurs nulles correspondent aux milieux humides et aux étendues d'eau pour lesquels la méthode des RCN considère qu'il n'y a aucune infiltration (Monfet *et al.*, 1979). La recharge potentielle moyenne sur la zone d'étude est de 116 mm/an (Tableau 13). Les recharges moyennes ne sont pas présentées pour le bassin versant Delisle, car ce bassin versant ne se situe pas entièrement au Québec. La recharge potentielle moyenne annuelle est de 192 mm/an pour le bassin versant Viviry, 137 mm/an pour le bassin Rouge, 121 mm/an pour le bassin Quinchien et 140 mm/an pour le bassin versant Raquette. Ces valeurs peuvent paraître élevées considérant la zone couverte par des dépôts d'argile relativement épais. Comme décrit précédemment, la recharge potentielle représente le maximum potentiel de

recharge qui peut atteindre la nappe, ce qui n'est pas nécessairement la même chose que le volume d'eau qui va percoler et atteindre la zone saturée, notamment lorsque la nappe est captive ou semi-captive.

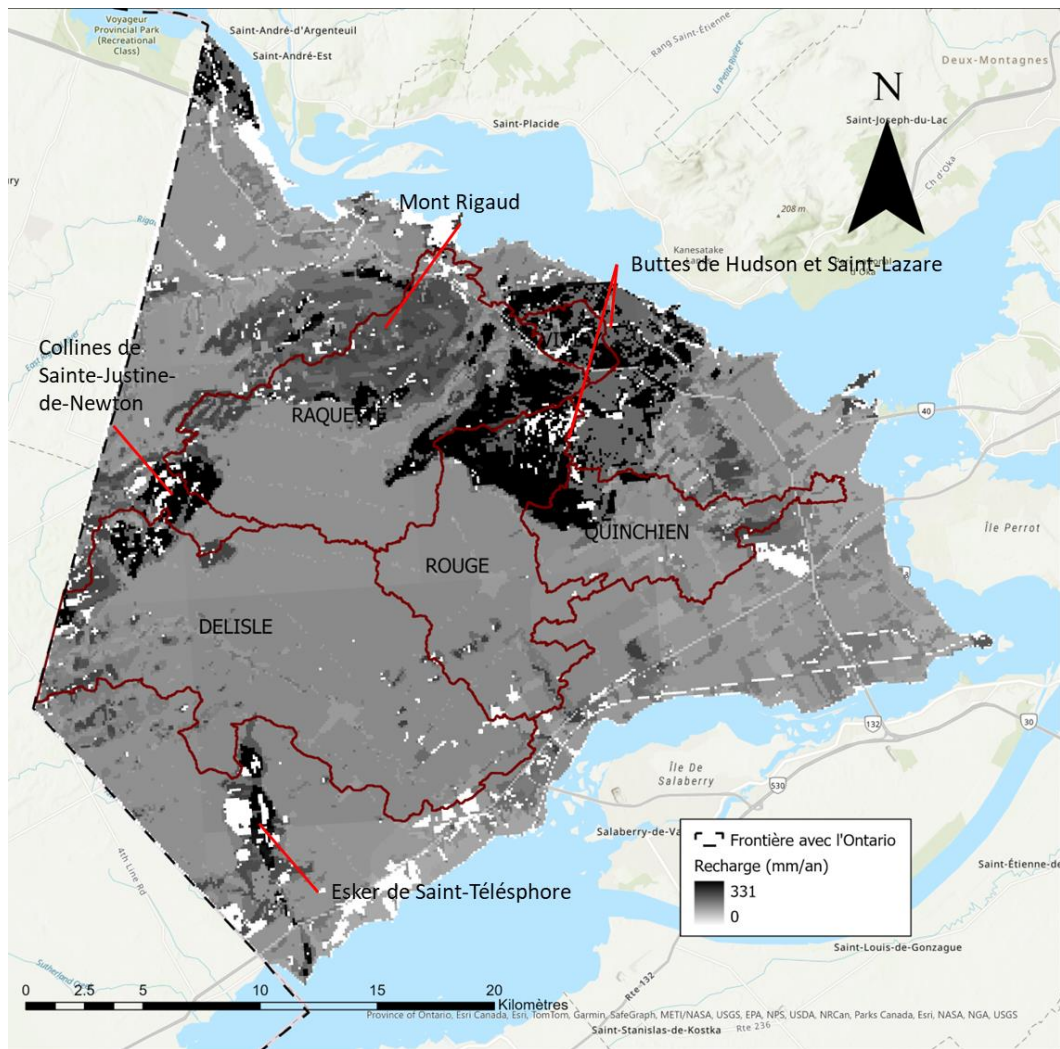


Figure 29 Recharge potentielle modélisée sur toute la zone d'étude

Pour quantifier la recharge qui atteint réellement la nappe, un post-traitement a été appliqué à la recharge potentielle sur toute la zone d'étude. Ce masque se base sur les conditions de confinement de l'aquifère déterminées dans Larocque *et al.* (2015) qui se divisent en trois catégories : 1) nappes libres, 2) nappes semi-captives et 3) nappes captives. La recharge réelle en nappe libre est égale à la recharge potentielle, alors que la recharge réelle est nulle en nappe captive. En nappe semi-

captive, différents facteurs de percolation (25, 50, 75 et 100%) ont été utilisés pour représenter la proportion de recharge potentielle qui peut percoler jusqu'à la nappe et donc être considérée comme recharge réelle (i.e plus le facteur est faible, moins il y a de recharge qui atteint la nappe). Conceptuellement, l'eau qui ne s'infiltre pas dans la nappe semi-captive est considérée comme atteignant la rivière via l'écoulement hypodermique (ruissellement retardé).

En appliquant les facteurs de percolation (Figure 30), la recharge moyenne réelle sur toute la zone d'étude varie entre 22 et 39 mm/an, dépendamment du facteur (Tableau 13). La recharge annuelle par bassin varie de 106 à 111 mm/an pour la rivière Viviry, de 48 à 56 mm/an pour la rivière Rouge, 27 mm/an pour la rivière Quinchien et de 31 à 75 mm/an pour la rivière Raquette. Le choix du facteur n'a pas d'effet sur la valeur de recharge dans le bassin versant Quinchien et a peu d'effet dans les bassins versants des rivières Viviry et Rouge car il y a peu de zones où la nappe est semi-captive dans ces bassins versants, tandis qu'il n'y a aucune zone où la nappe est semi-captive dans le bassin versant de la rivière Quinchien. En revanche, le facteur fait beaucoup varier la recharge dans le bassin versant de la rivière Raquette en raison de l'importante superficie de nappe semi-captive. Le facteur met aussi en évidence quatre zones principales où la recharge est élevée, 1) le mont Rigaud, 2) les buttes de Hudson et Saint-Lazare, 3) l'esker de Saint-Télesphore et 4) les collines près de Sainte-Justine-de-Newton.

Tableau 13 Recharge (mm) dans les bassins versants situés au Québec en fonction des facteurs de percolation dans les zones de nappe semi-captive

	Facteur 25%	Facteur 50%	Facteur 75%	Facteur 100%	Aucun facteur (recharge potentielle)
Viviry	106	108	109	111	192
Rouge	48	51	54	56	137
Quinchien	27	27	27	27	121
Raquette	31	46	61	75	140
Moyenne pour la zone d'étude	22	28	34	39	116

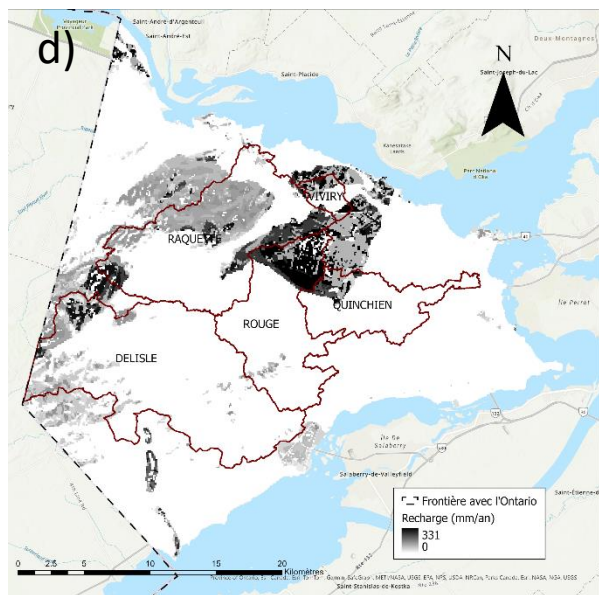
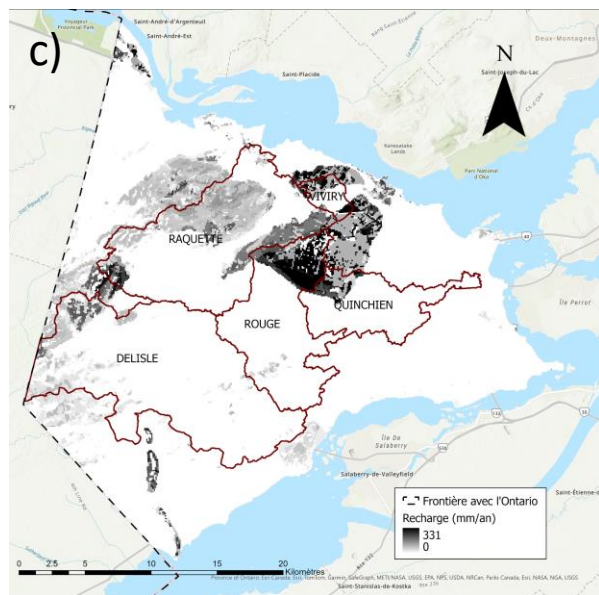
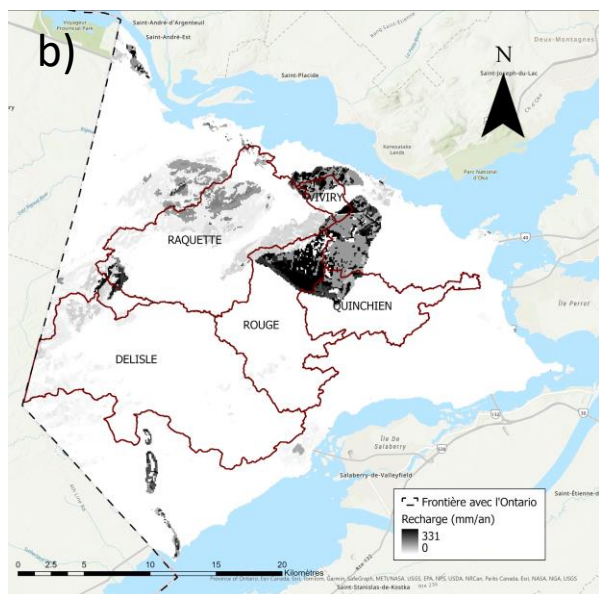
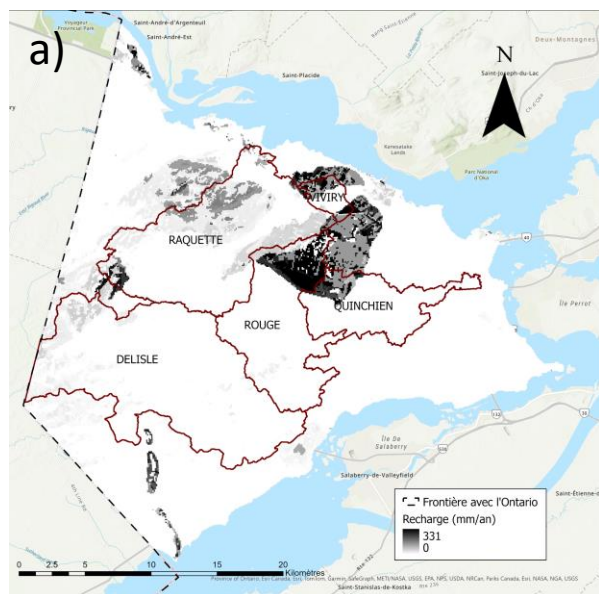


Figure 30 Recharge réelle avec les facteurs de percolation de : a) 25%, b) 50%, c) 75% et d) 100%

4.5 Émergence de l'eau souterraine dans les cours d'eau

4.5.1 Débits d'étiage le long des cours d'eau

Les mesures de débits d'étiage réalisées au moment de l'échantillonnage ^{222}Rn sont présentées à l'Annexe D. Dans la rivière Rouge, le débit en amont est de $0,001 \text{ m}^3/\text{s}$ et le débit à l'exutoire est de $0,087 \text{ m}^3/\text{s}$. Les deux affluents contribuent au total $0,006 \text{ m}^3/\text{s}$. Dans le tronçon principal de la rivière Rigaud, le débit varie de $0,001 \text{ m}^3/\text{s}$ en amont à $1,072 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'exutoire. Les affluents, incluant la branche sud de la rivière, apportent $0,082 \text{ m}^3/\text{s}$ au cours d'eau. Dans la rivière Quinchien, le débit varie de $0,001 \text{ m}^3/\text{s}$ en amont à $0,079 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'exutoire et les deux affluents apportent un total de $0,045 \text{ m}^3/\text{s}$. Dans la rivière Delisle, le débit varie de $0,002 \text{ m}^3/\text{s}$ en amont à $0,289 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'exutoire et l'affluent apporte un débit négligeable à la rivière. Dans la rivière Beaudette, le débit varie de $0,001 \text{ m}^3/\text{s}$ en amont à $0,121 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'exutoire et les affluents contribuent un débit total de $0,02 \text{ m}^3/\text{s}$. Dans la rivière Viviry, le débit varie de $0,014 \text{ m}^3/\text{s}$ en amont à $0,042 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'exutoire et il n'y a pas d'affluent. Les débits n'ont pas été mesurés dans la rivière Raquette, car cette analyse avait été faite par Moreira (2016). Dans la plupart des rivières, le débit augmente d'amont en aval (Figures 31 à 36 d) avec quelques exceptions en aval des rivières Rouge et Rigaud où il y a une forte augmentation suivie d'une diminution brusque. Dans la rivière Viviry, le débit augmente généralement de l'amont vers l'aval, mais varie beaucoup plus que dans les autres rivières.

4.5.2 Activités ^{222}Rn et conductivités électriques

Les activités ^{222}Rn dans l'eau souterraine mesurées dans ce projet pour les forages en Ontario varient de 4050 mBq/L à $11\,580 \text{ mBq/L}$ et la conductivité électrique (CE) varie de $1840 \mu\text{S/cm}$ à $720 \mu\text{S/cm}$ avec une activité moyenne de 7024 mBq/L et une CE moyenne de $1114 \mu\text{S/cm}$ (Tableau 14). Les activités ^{222}Rn dans l'eau souterraine pour la partie de la zone d'étude située au Québec proviennent du PACES (Larocque *et al.*, 2015b). Dans la partie au Québec, la moyenne pour l'aquifère granulaire est de 6157 mBq/L et $436 \mu\text{S/cm}$ alors que pour l'aquifère au roc la moyenne est de $39\,000 \text{ mBq/L}$ et de $594 \mu\text{S/cm}$. Au Québec, le roc est divisé en trois lithologies, Beekmantown, Postdam et Précambrien (Figure 31). Les valeurs moyennes d'activité en Ontario se rapprochent plus des valeurs de l'aquifère granulaire que de l'aquifère au roc. Cependant, pour la CE, les valeurs moyennes en Ontario sont presque deux fois plus élevées que celles du Québec. Les logs de forage pour les puits échantillonnés ne sont pas disponibles, mais en analysant des

rapports de forages des puits aux alentours (MEO, 2024), il est possible de poser des hypothèses sur la nature de la lithologie des puits. Le puits APH atteindrait l'aquifère de calcaire de 15 à 18 m sous la surface. Les dépôts recouvrant le roc dans ce puit seraient surtout du sable avec des roches. Cela concorde assez bien avec la carte géologique (Annexe E). Au puits GRV, l'aquifère au roc serait atteint entre 20 et 27 mètres sous la surface. Le roc serait du calcaire et les dépôts dans ce puit sembleraient être du gravier et du sol de type alios. Le type de roc concorde, mais les dépôts de surface ne sont pas assez détaillés pour permettre de les comparer à la carte géologique. Le puits LAG atteindrait l'aquifère au roc à une distance variant entre 7,6 m et 21 m sous la surface. L'aquifère se situerait dans le calcaire et les dépôts de surface dans ce puits seraient majoritairement du sol de type alios avec du gravier. Comme pour GRV, le type de roc concorde avec la carte géologique, mais les dépôts de surface sont difficiles à catégoriser. Le puits GLA atteindrait l'aquifère au roc entre 14 et 18 m sous la surface. Le type de roc n'est pas précisé, mais devrait être de la dolomie ou du grès selon la carte géologique. Les dépôts de surface dans ce puit sont caractérisés comme du sable, du gravier, de l'argile et du sol de type alios. Cela concorde aussi avec la carte géologique.

Tableau 14 Activité en ^{222}Rn et conductivité électrique des puits échantillonnés en Ontario

Puits	^{222}Rn (mBq/L)	CE ($\mu\text{S/cm}$)
APH (Beaudette)	8342	1040
GRV (Beaudette)	4050	854
LAG (Rigaud)	4122	1840
GLA (Rigaud)	11 580	720

Dans toutes les rivières, l'activité en ^{222}Rn est relativement faible. Les valeurs moyennes par rivière varient de 133 mBq/L (rivière Viviry) à 708 mBq/L (rivière Rouge) (Tableau 15). La valeur la plus faible est 19 mBq/L (rivière Viviry) et la plus haute est 2594 mBq/L (rivière Rouge). La CE moyenne varie entre 424 $\mu\text{S/cm}$ (rivière Rouge) et 958 $\mu\text{S/cm}$ (rivière Quinchien). La CE la plus basse est de 318 $\mu\text{S/cm}$ (rivière Rouge) et la valeur la plus haute est de 1177 $\mu\text{S/cm}$ (rivière Quinchien).

Tableau 15 Valeurs minimums, maximums et moyennes d'activité ^{222}Rn , de CE et de débits mesurées dans le tronçon principal de la rivière

	^{222}Rn (mBq/L)	CE ($\mu\text{S/cm}$)	Débit (m^3/s)
Beaudette	67 - 834 (240)*	460 - 992 (589)	0,001 - 0,121 (0,049)
Delisle	65 - 385 (211)	475 - 857 (592)	0,002 - 0,340 (0,084)
Quinchien	189 - 609 (298)	748 - 1177 (958)	0,001 - 0,079 (0,041)
Rigaud	68 - 363 (193)	369 - 778 (532)	0,009 - 1,072 (0,226)
Rouge	45 - 2594 (708)	318 - 555 (424)	0,001 - 0,122 (0,043)
Viviry	19 - 366 (133)	621 - 780 (719)	0,014 - 0,046 (0,033)
Raquette**	91 - 3954 (616)	368 - 488 (452)	0,009 - 0,200 (0,090)

* La valeur entre parenthèses représente la moyenne.

**Les données de la rivière Raquette proviennent de Moreira (2016).

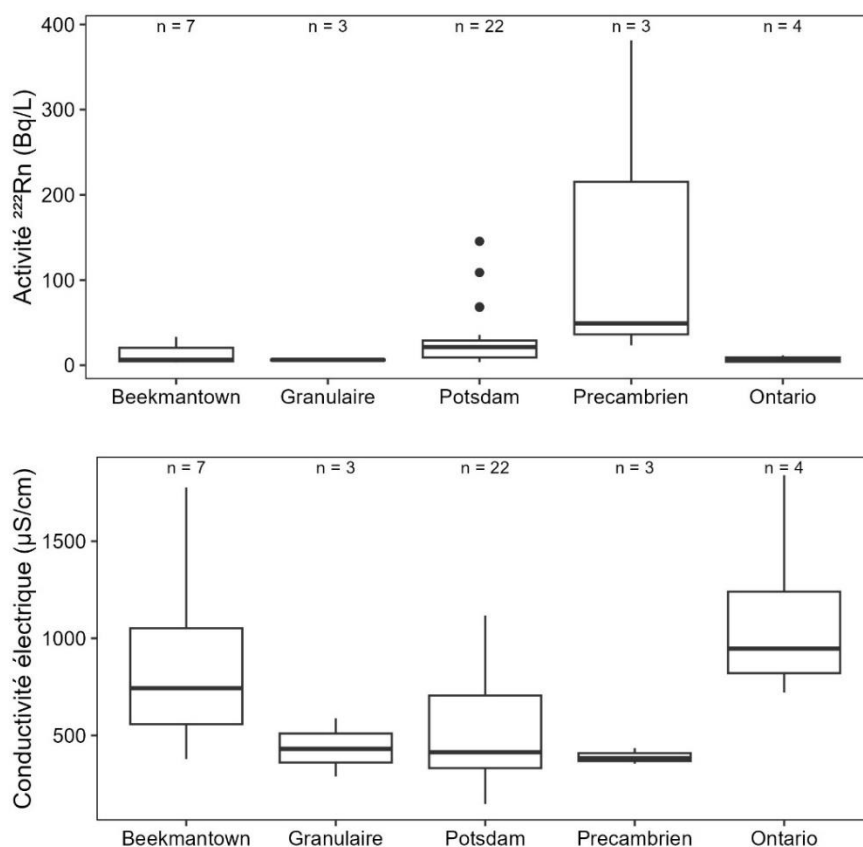


Figure 31 Activité ^{222}Rn et conductivité électrique mesurées dans l'eau souterraine au Québec (Larocque *et al.*, 2015a) et en Ontario

4.5.3 Bilan de masse ^{222}Rn

La feuille de calcul par bilan de masse radon nécessite plusieurs informations pour permettre d'appliquer l'équation 4 présentée à la section 3.6 (Tableau 16). Les données de débits, d'activités ^{222}Rn et de CE en amont proviennent de l'échantillonnage du point le plus en amont échantillonné dans chaque rivière.

L'activité en ^{222}Rn et la CE de l'eau souterraine varient dans la zone d'étude en fonction de la lithologie de l'aquifère et de la localisation de l'eau souterraine. Comme des données d'eau souterraine n'étaient pas disponibles tout le long de chaque rivière, des plages d'activité ^{222}Rn et de CE pour l'eau souterraine ont été utilisées pour la calibration. Le taux de transfert du ^{222}Rn de l'eau à l'air, la quantité d'eau souterraine entrant dans la rivière, ainsi que les valeurs d'activité en ^{222}Rn et la CE de l'eau souterraine ont été modifiées à l'intérieur de leurs plages respectives par essai-erreur de manière à reproduire l'évolution spatiale de l'activité ^{222}Rn et du débit d'amont en aval dans la rivière. La plage de valeurs d'activité ^{222}Rn et de CE de l'eau souterraine est basée sur les valeurs mesurées dans les différents puits présentés dans la section précédente. La plage de valeurs du taux de dégazage est basée sur la littérature (Annexe F) qui prend majoritairement en compte la pente, la profondeur moyenne du cours d'eau ainsi que le débit de la rivière. Viviry est la rivière qui est en moyenne la moins large (2,45 m) et Delisle est la rivière la plus large en moyenne (14,07 m). Viviry est aussi la rivière la moins profonde en moyenne (0,118 m), mais la rivière la plus profonde est Rigaud (0,791 m). Les rivières Beaudette, Delisle et Rigaud ont une pente moyenne similaire (0,092, 0,089 et 0,095%), tandis que les rivières Quinchien, Rouge et Viviry ont une pente plus élevée d'un ordre de grandeur (0,229, 0,380 et 0,483%). Ces trois rivières sont aussi beaucoup plus courtes que les autres. Les valeurs de k calibrées sont très basses pour les rivières Beaudette, Delisle, Quinchien et Rigaud (< 1) mais demeurent alignées avec la littérature (Annexe F). Ces rivières sont les plus larges, les plus profondes et leur gradient de pente sont plus faibles, un faible taux de dégazage semble réaliste. Les rivières Viviry et Rouge ont un taux de dégazage plus élevé (> 1). Ces deux rivières sont moins larges, moins profondes et leur pente est plus élevée, ce qui peut contribuer à un taux de dégazage élevé.

Tableau 16 Paramètres utilisés pour calculer le bilan de masse du ^{222}Rn dans les rivières

	Beaudette	Delisle	Quinchien	Rigaud	Rouge	Viviry
Taux d'évaporation (mm/j)	4	4	4	4	4	4
Taux de dégazage (m/j)	0,3	0,3	0,5	0,3	2	6
Largeur moyenne (m)	8,13	14,07	4,77	13,51	4,11	2,45
Profondeur moyenne (m)	0,479	0,524	0,347	0,791	0,210	0,118
Débit amont (m^3/s)	0,005	0,002	0,001	0,009	0,001	0,010
Gradient de pente moyen (%)	0,092%	0,089%	0,229%	0,095%	0,379%	0,483%
Conductivité électrique amont ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	568	723	748	388	477	662
Conductivité électrique de l'eau souterraine ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	431 à 534	431 à 1000	800 à 1100	350	350	580 à 1000
Activité ^{222}Rn amont (mBq/L)	310	282	207	165	1335	366
Activité ^{222}Rn de l'eau souterraine (mBq/L)	6196 – 10 000	4050 – 10 000	7150	7000 – 7851	5000 – 7150	5000 – 5500

Beaudette

L'émergence totale simulée dans cette rivière est de $19\,326\text{ m}^3/\text{j}$, ce qui équivaut à $0,224\text{ m}^3/\text{s}$ et 35 mm/an sur l'ensemble du bassin versant (Figure 32). Il y a quatre zones principales de résurgence dans la rivière, chacune caractérisée par un pic d'activité ^{222}Rn . La première est située aux alentours de 20 km et apporte de $0,1\text{ m}^3/\text{j/m}$ à $0,57\text{ m}^3/\text{j/m}$ d'eau souterraine à la surface. La deuxième se situe entre 25 et $32,5\text{ km}$ et apporte jusqu'à $0,3\text{ m}^3/\text{j/m}$ d'eau souterraine. La troisième est moins importante et se situe entre 40 et 50 km et contribue à jusqu'à $0,15\text{ m}^3/\text{j/m}$ en eau souterraine. Finalement, la dernière zone de résurgence commence à partir de 55 km et continue jusqu'à l'exutoire du bassin versant et contribue jusqu'à $0,5\text{ m}^3/\text{j/m}$. L'activité ^{222}Rn est bien reproduite, mais la CE n'est pas très bien représentée par la simulation, surtout pour les points 2 à 4. Ensuite, il y a peu de variations dans les données simulées et observées. Le débit est bien simulé pour les trois premiers points, mais ne représente pas bien les données de débits plus élevés.

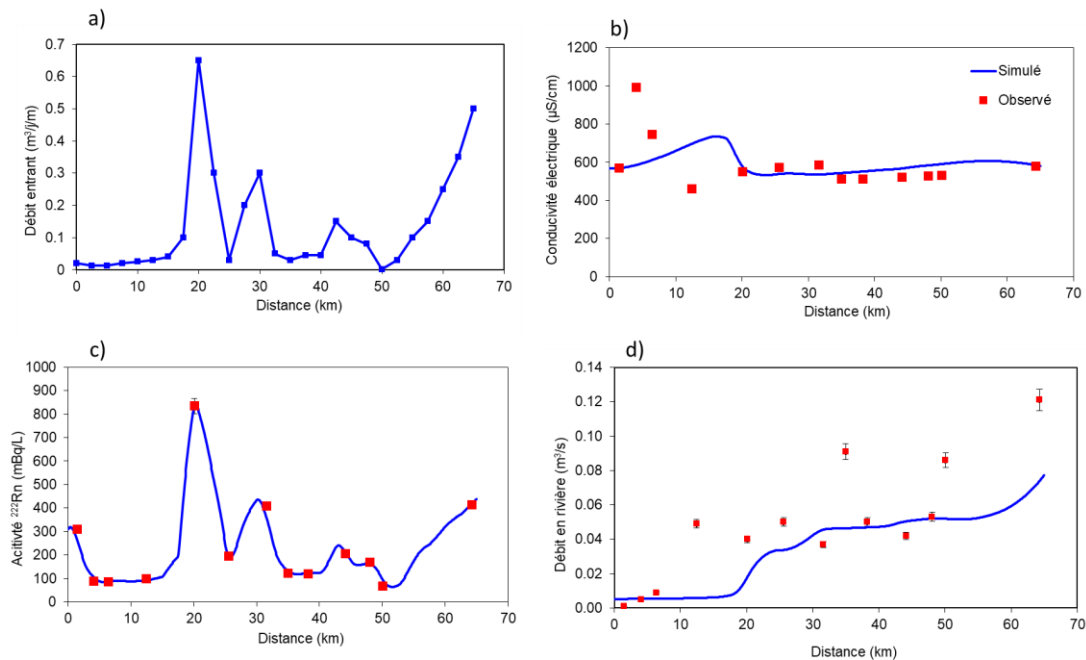


Figure 32 Résultat du bilan de masse ^{222}Rn Pour la rivière Beaudette a) apports en eau souterraine, b) conductivité électrique, c) activité ^{222}Rn et d) débit total dans la rivière. Les barres d'erreur représentent les incertitudes liées aux instruments de mesure et à la méthode analytique (^{222}Rn).

Delisle

L'émergence totale calculée dans cette rivière est de $8299 \text{ m}^3/\text{j}$, ce qui équivaut $0,096 \text{ m}^3/\text{s}$ et à 8 mm/an sur l'ensemble du bassin versant (Figure 33). Il y a deux zones principales d'émergence sur cette rivière, la première est la plus longue et se situe à partir de 25 km , se termine à 70 km et contribue jusqu'à $0,38 \text{ m}^3/\text{j/m}$ d'eau souterraine. La deuxième se situe autour de 80 km et contribue jusqu'à $0,25 \text{ m}^3/\text{j/m}$ d'eau souterraine. Les variations de ^{222}Rn sont bien simulées et l'allure générale de la variation de CE est assez bien reproduite, sauf pour le dernier point. Les débits sont généralement bien simulés, sauf pour les deux derniers points, qui sont largement sous-estimés. Cela peut être dû à des apports non échantillonnés ou au réseau de drainage agricole qui est plus dense à cet endroit.

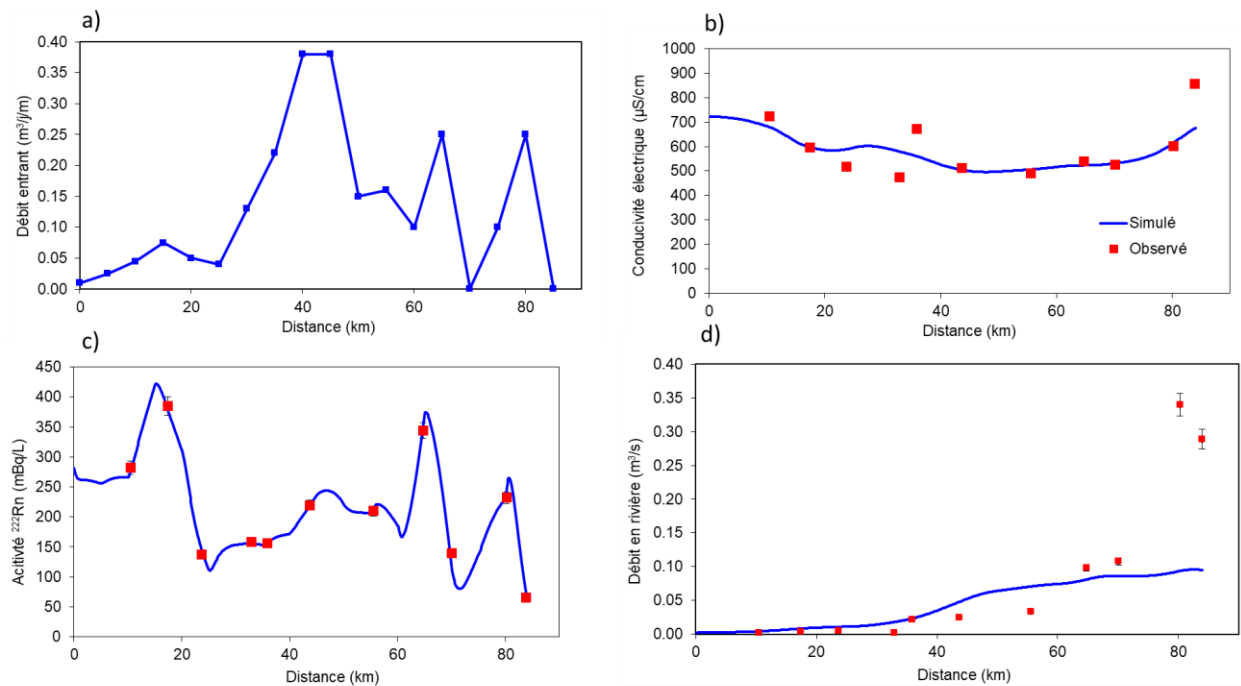


Figure 33 Modélisation radin14 dans la rivière Delisle de : a) les apports en eau souterraine, b) la conductivité électrique, c) l'activité en ^{222}Rn et d) le débit dans la rivière. Les barres d'erreur représentent les incertitudes liées aux instruments de mesure et à la méthode analytique (^{222}Rn).

Quinchien

L'émergence totale calculée pour cette rivière est de $1366 \text{ m}^3/\text{j}$, soit $0,016 \text{ m}^3/\text{s}$ et 13 mm/an sur l'ensemble du bassin versant (Figure 34). Il y a deux zones principales d'apport en eau souterraine. La première débute à l'amont de la rivière et se termine autour de 7 km et contribue jusqu'à $0,17 \text{ m}^3/\text{j/m}$ d'eau souterraine. La deuxième se situe autour de 10 km et contribue jusqu'à $0,27 \text{ m}^3/\text{j/m}$ d'eau souterraine. L'activité ^{222}Rn est bien simulée et la conductivité électrique est bien reproduite, sauf pour le dernier point. Le débit est légèrement surestimé, sauf pour le dernier point qui est sous-estimé. Un affluent à $2,8 \text{ km}$ contribue à la majorité du débit.

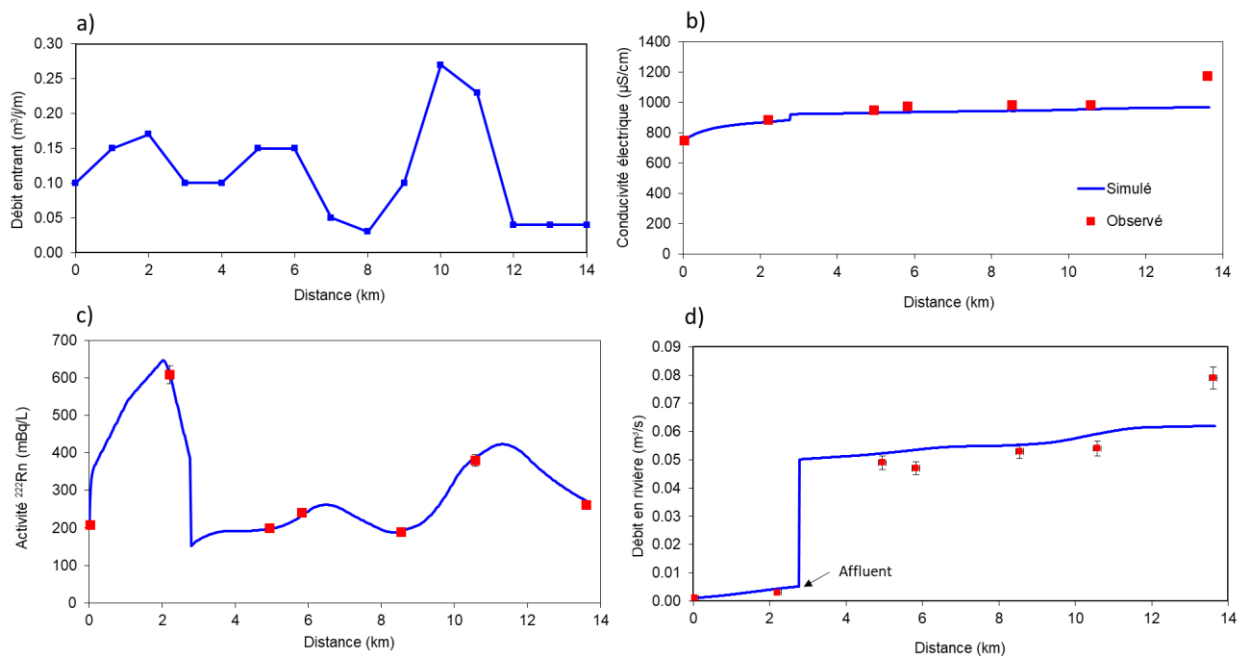


Figure 34 Modélisation radin14 dans la rivière Quinchien de : a) les apports en eau souterraine, b) la conductivité électrique, c) l'activité en ^{222}Rn et d) le débit dans la rivière. Les barres d'erreur représentent les incertitudes liées aux instruments de mesure et à la méthode analytique (^{222}Rn).

Rigaud

L'émergence totale calculée est de 28 738 m³/j, ce qui équivaut à 0,333 m³/s et 20 mm/an à l'échelle du bassin versant total (Figure 35). Il y a un apport qui augmente graduellement depuis l'amont de la rivière qui contribue de 0,05 m³/j/m à 0,18 m³/j/m. Ensuite, il y a deux autres zones d'apport en eau souterraine. La première débute vers 40 km et se termine vers 65 km. L'apport dans cette zone varie de 0,16 à 0,35 m³/j/m. Finalement, à partir de 65 km jusqu'à l'exutoire du bassin versant, il y a un apport grandissant en eau souterraine qui passe de 0,2 m³/j/m à 0,7 m³/j/m. L'activité ²²²Rn est bien simulée tandis que la CE est surestimée pour les deux premiers points puis suit bien les données observées, à l'exception d'un point particulièrement élevé à 32 km qui n'a pas pu être reproduit. Le débit en rivière est bien simulé sauf pour deux points situés vers la fin l'aval de la rivière. Ce dernier est probablement dû à des apports non échantillonnés car même une augmentation de l'apport en eau souterraine dans la partie la plus en aval de la rivière ne suffit pas à justifier cette augmentation subite. L'augmentation pourrait aussi provenir du réseau de canalisation de la ville comme la rivière s'écoule au milieu de la ville de Rigaud à partir d'environ 70 km.

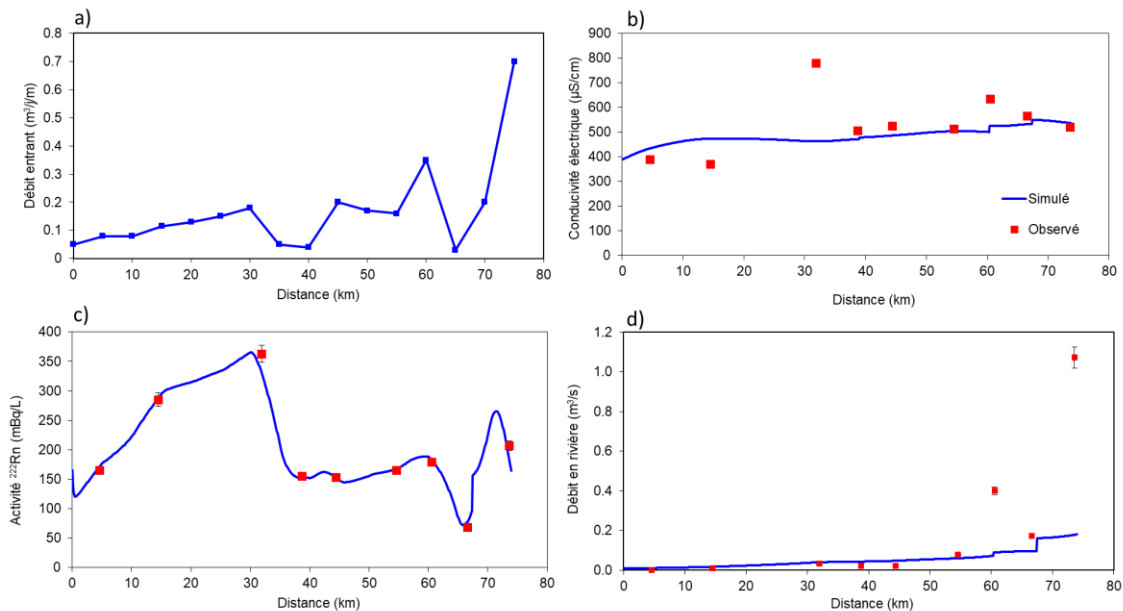


Figure 35 Modélisation radin14 dans la rivière Rigaud de : a) les apports en eau souterraine, b) la conductivité électrique, c) l'activité en ²²²Rn et d) le débit dans la rivière. Les barres d'erreur représentent les incertitudes liées aux instruments de mesure et à la méthode analytique (²²²Rn).

Rouge

L'émergence totale calculée pour ce bassin versant est de 6856 m³/j, ce qui équivaut à 0,079 m³/s et 34 mm/an sur l'ensemble du bassin versant (Figure 36). Il y a deux zones d'apport en eau souterraine dans cette rivière. La première commence à l'amont de la rivière et s'étend jusqu'à 3 km et contribue de 0,4 à 2,7 m³/j/m d'eau souterraine. La deuxième se situe de 9 km jusqu'à 15 km et contribue de 0,3 à 0,9 m³/j/m. L'activité ²²²Rn est bien simulée tandis que la CE suit relativement bien les variations des valeurs mesurées. Le débit simulé surestime légèrement les mesures en amont de la rivière et ne réussit pas à reproduire le point de débit le plus élevé autour de 13 km.

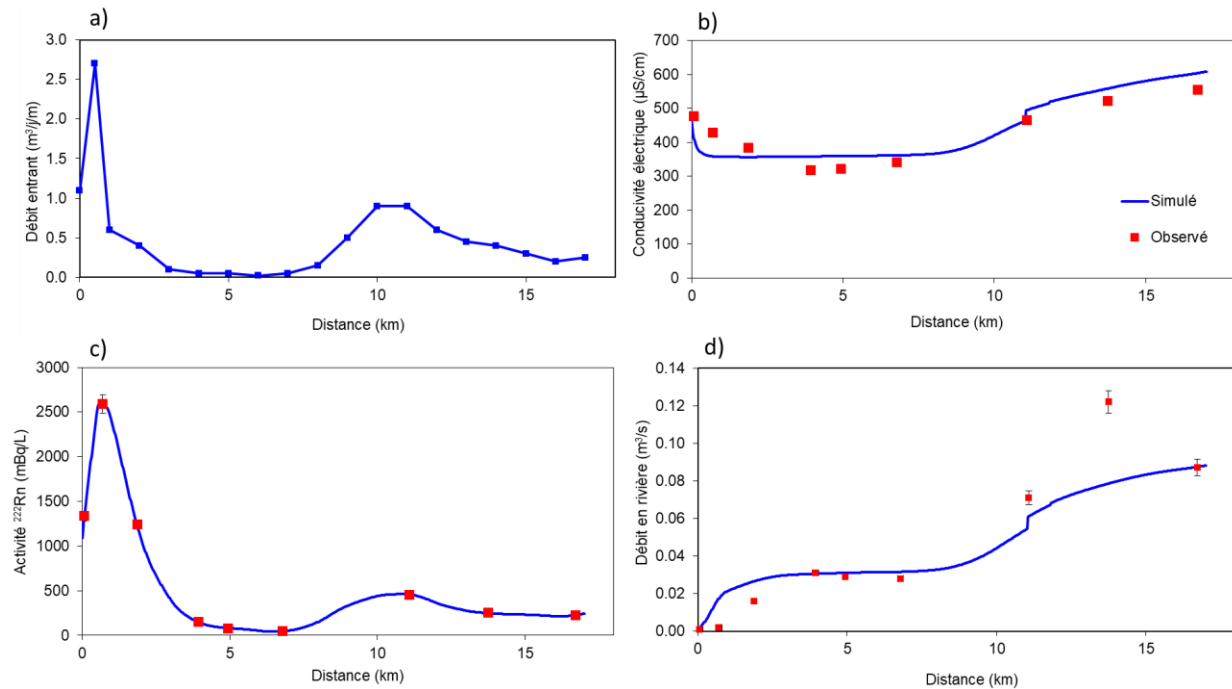


Figure 36 Modélisation radin14 dans la rivière Rouge de : a) les apports en eau souterraine, b) la conductivité électrique, c) l'activité en ²²²Rn et d) le débit dans la rivière. Les barres d'erreur représentent les incertitudes liées aux instruments de mesure et à la méthode analytique (²²²Rn).

Viviry

Pour ce bassin versant, l'apport en eau souterraine est de $1578 \text{ m}^3/\text{j}$, ce qui correspond à $0,018 \text{ m}^3/\text{s}$ et 58 mm/an sur tout le bassin versant (Figure 36). Il n'y a pas de zone d'apport d'eau souterraine très localisée pour cette rivière, mais plutôt un apport ininterrompu qui débute autour de $0,7 \text{ m}^3/\text{m}$ et qui diminue jusqu'à $0,06 \text{ m}^3/\text{m}$ à l'aval. L'activité ^{222}Rn est bien simulée tandis que la CE simulée reproduit la tendance générale des valeurs observées, mais pas exactement les variations. Les débits simulés reproduisent l'augmentation générale entre le 1^{er} et le 2^e point, mais les variations de débits observées ne sont pas reproduites.

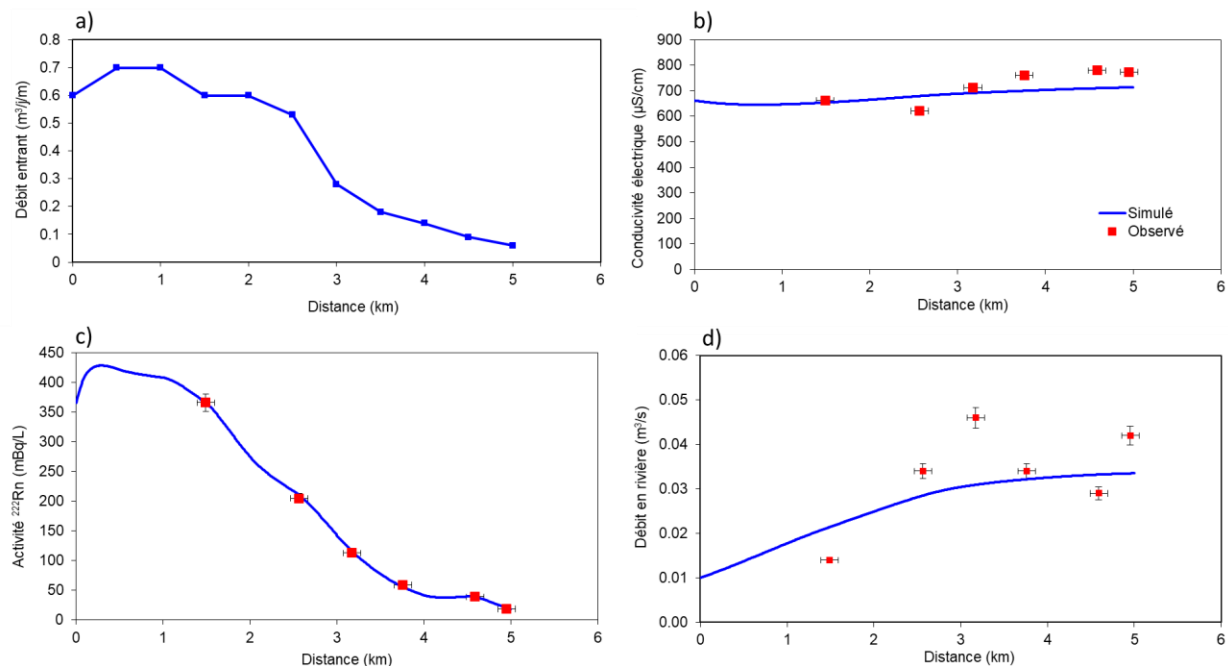


Figure 37 Modélisation radin14 dans la rivière Viviry de : a) les apports en eau souterraine, b) la conductivité électrique, c) l'activité en ^{222}Rn et d) le débit dans la rivière. Les barres d'erreur représentent les incertitudes liées aux instruments de mesure et à la méthode analytique (^{222}Rn).

Le bassin versant ayant la contribution en eau souterraine la plus élevée par rapport à sa taille est celui de la rivière Viviry (58 mm/an), suivi de la rivière Beaudette (35 mm/an), de la rivière Rouge (34 mm/an), de la rivière Raquette (32 mm/an), de la rivière Rigaud (19 mm/an), de la rivière Quinchien (13 mm/an) et de la rivière Delisle (8 mm/an) (Tableau 17). Ces volumes annuels correspondent aux conditions d'été estival, i.e. le moment de l'année où les niveaux d'eau de surface et de nappe sont les plus bas. Lorsque le niveau de nappe est plus haut au printemps, à l'automne et lors des crues, l'apport en eau souterraine est sans doute plus élevé. Les valeurs présentées ici représentent donc la borne inférieure de l'émergence d'eau souterraine dans les bassins versants.

Tableau 17 Émergence totale annuelle par bassin versant

	Émergence (mm/an)	Émergence (m ³ /s)
Beaudette	35	0,224
Delisle	8	0,096
Quinchien	13	0,016
Raquette*	32	0,136
Rigaud	19	0,333
Rouge	34	0,079
Viviry	58	0,018

*Les données pour le bassin versant Raquette proviennent de (Moreira, 2016)

CHAPITRE 5

DISCUSSION

Dans ce chapitre, les incertitudes et limitations des différentes méthodes d'estimation de la recharge seront présentées et discutées. Ensuite les résultats des différentes méthodes d'estimation de la recharge seront comparés. Plus tard dans le chapitre, les incertitudes et limitations liées aux chroniques de débits et aux différentes méthodes d'estimation de l'émergence seront présentées et discutées. Les résultats de ces différentes méthodes seront aussi comparés. Finalement, la fin de ce chapitre portera sur la portée et la limite des résultats de cette étude.

5.1 Recharge

5.1.1 Fluctuation des niveaux de nappe

La méthode des fluctuations de niveau de nappe a permis de calculer la recharge qui atteint la nappe à six endroits dans la zone d'étude. Les données pour les piézomètres PZ1A et PZ1B sont cependant anormalement élevées, avec des valeurs de 490 mm/an, deux stations situées à quelques dizaines de mètres de la rivière Raquette. Il semble probable qu'à certains moments de l'année, le niveau de la rivière soit plus haut que le niveau de la nappe et qu'il y ait un apport d'eau latéral de la rivière vers la nappe, ce qui viendrait fausser l'évaluation de la recharge. La méthode des fluctuations de niveau de nappe est basée sur l'hypothèse que toute augmentation du niveau de la nappe est due à la recharge et ne permet pas de distinguer l'infiltration des apports latéraux en provenance de la rivière. Les données de niveaux disponibles dans la rivière Raquette ne sont pas suffisamment nombreuses et à une échelle assez précise pour vérifier cette hypothèse. Les apports latéraux pourraient aussi provenir de l'irrigation, comme les piézomètres se situent entre la rivière et un champ, à une dizaine de mètres la lisière du champ.

L'absence de mesures du paramètre S_y et son estimation à partir de la littérature selon le type de matériau géologique est une source d'incertitude dans le calcul de la recharge par fluctuation de niveau de nappe. Dans un effort pour pallier en partie cette incertitude, un S_y pondéré selon l'épaisseur des différentes formations géologiques a été utilisé pour chaque forage, avec les valeurs minimales et maximales comme bornes plausibles pour le calcul de la recharge. Le S_y peut toutefois varier pour un même matériau géologique en fonction de la profondeur de la nappe, des conditions

d'humidité antérieures et du temps entre les mesures (Childs, 1960; Dos Santos Júnior et Youngs, 1969; Duke, 1972), ce qui n'a pas pu être quantifié dans ce travail.

La recharge la plus élevée calculée a été obtenue pour le PZ Saint-Télesphore, malgré le fait que celui-ci ne soit pas le puits avec le S_y le plus élevé. Les piézomètres PZ Saint-Lazare et 4740001 sont à moins de 2 km l'un de l'autre et se trouvent tous deux dans la butte de Saint-Lazare, mais le 4740001 présente une recharge systématiquement plus élevée. Ceci s'explique par le fait que, malgré leur proximité, les deux piézomètres ont des stratigraphies différentes, ce qui mène à des S_y différents (0,24 et 0,15 respectivement). Le piézomètre 4740001 est beaucoup plus profond (52,4 m) et intercepte plus d'unités géologiques différentes que le piézomètre PZ Saint-Lazare (9 m), notamment du till, du silt et du sable plus graveleux. À l'endroit du piézomètre 4740001, le niveau de nappe évolue dans une unité avec un S_y plus faible, mais les variations du niveau d'eau sont assez importantes et la recharge est plus élevée. Cela illustre bien le fait que la méthode des fluctuations des niveaux de nappe n'est valide que localement autour du puits (Delin *et al.*, 2007). La recharge à 4630001 (117 mm/an) est incertaine en raison de l'absence d'information sur la stratigraphie rencontrée lors du forage, ce qui rend plus difficile l'estimation du S_y . Il semble toutefois raisonnable que ce site ait la recharge la plus basse, car il s'agit d'un puits dans les roches plutoniques fracturées du mont Rigaud. La recharge calculée (117 mm/an) est relativement faible par rapport à celle estimée aux autres sites, mais assez élevée par rapport à la moyenne de la zone d'étude (22 à 39 mm/an).

5.1.2 Recharge simulée avec HydroBudget

Il y a huit paramètres à calibrer dans le modèle HydroBudget pour simuler le débit dans les rivières et le débit de base. Pour la simulation des débits totaux, les paramètres les plus sensibles sont la température de fonte (T_M), le coefficient de fonte (C_M) et le facteur de ruissellement (f_{ruiss}). Il est logique que ces deux premiers paramètres aient un fort impact sur le débit total de la rivière, car ils sont responsables de la fonte de la neige. Lorsque la neige fond, elle se transforme en une grande quantité en eau qui peut ensuite ruisseler vers la rivière et contribuer à causer le pic de crue printanier. L'importance de ces paramètres dans la simulation des débits démontre que la fonte de la neige est une composante importante du débit dans les rivières de la zone d'étude. Le facteur de ruissellement détermine la proportion des apports verticaux qui vont devenir du ruissellement et

donc rejoindre la rivière. Il est donc logique qu'il soit important dans la détermination du débit total. Pour la simulation des débits de base, le paramètre le plus sensible, loin devant, est le facteur de ruissellement (f_{ruiss}). Ce paramètre détermine la répartition des apports verticaux entre le ruissellement et l'infiltration. La proportion qui ruisselle est directement dirigée vers la rivière sans atteindre la nappe. Ce paramètre permet directement d'éliminer une proportion des apports verticaux, il est donc logique qu'il exerce une forte influence sur la recharge. Les autres paramètres influençant la recharge sont le facteur d'infiltration (f_{inf}), le coefficient de fonte (C_M) et la température de gel du sol (TT_F). f_{inf} et TT_F influencent tous deux directement l'infiltration en régulant la proportion d'eau qui peut s'infiltrer et en établissant les périodes de l'année où l'infiltration peut se produire. L'impact important de C_M est un peu plus surprenant, mais pourrait venir souligner l'importance de la fonte de la neige pour la recharge annuelle. Malgré le fait qu'une bonne partie de l'eau provenant de la fonte de la neige va ruisseler, elle peut aussi s'infiltrer et contribuer à la recharge (Earman *et al.*, 2006; Chesnaux et Stumpp, 2018). Dubois *et al.* (2021b) ont identifié des sensibilités similaires avec HydroBudget sur huit bassins versants du sud du Québec. Étant donné l'importance de ces paramètres, il est pertinent de leur accorder une attention particulière lors de la calibration en s'assurant d'avoir des bornes bien choisies, potentiellement supportées par des mesures de terrain.

Hydrobudget ayant été calibré sur la Raquette, ce n'est pas surprenant que le KGE pondéré pour cette rivière soit bon (0,70). Lorsque les paramètres calibrés sont utilisés pour la Viviry, le KGE pondéré est encore bon (0,65), ce qui indique que les paramètres de la Raquette représentent bien la dynamique de la rivière Viviry. Les deux bassins versants se ressemblent morphologiquement et géologiquement, les deux rivières s'écoulent entre des reliefs composés de dépôts plus perméables de part et d'autre du cours d'eau. Les paramètres de la Raquette représentent beaucoup moins bien les conditions des rivières Delisle (0,27), Quinchien (< 0,01) et Rouge (0,09), mais il est difficile de savoir pourquoi exactement. Ces bassins versants sont plus différents d'un point de vue géomorphologique et d'occupation du territoire, ce qui pourrait expliquer pourquoi les paramètres du bassin versant Raquette ne les représentent pas bien.

Les résultats sur le bassin versant Delisle sont intéressants, mais ne sont pas représentatifs du bassin versant complet. Il n'y a qu'une partie du bassin versant qui est au Québec et la simulation HydroBudget n'a été effectuée que sur cette zone. Cependant, la station de mesure des débits se

situe près de l'exutoire du bassin versant au Québec, et elle mesure le débit total drainé par la rivière, la partie en Ontario comprise. Il y a donc une discordance entre le débit simulé et le débit observé. Cependant, comme les calculs sont faits en mm/mois, le débit est divisé par l'aire de la zone simulée et de la zone complète, ce qui rend ces deux débits proportionnels et rend la comparaison possible. Les résultats sont proportionnels et donc cohérents, mais ne sont pas représentatifs de tout le bassin versant, comme la modélisation a été faite sur seulement une partie du bassin versant, mais en prenant en compte les débits de tout le bassin versant. Il est donc intéressant de regarder les résultats pour ce bassin versant à titre de comparaison avec les autres bassins étudiés, mais les résultats pour ce bassin comportent beaucoup d'incertitudes.

Le post-traitement est nécessaire dans une région comme celle de la zone d'étude en raison de l'épaisse couche de dépôts imperméables. Le post-traitement appliqué aux résultats du modèle HydroBudget avec différents facteurs pour estimer la recharge réelle à partir de la recharge potentielle vient conceptuellement rediriger une partie de l'eau infiltrée vers le ruissellement hypodermique (et donc vers la rivière) plutôt que vers la nappe. Comme la plaine argileuse est surtout occupée par l'agriculture, les sols sont drainés et une partie du ruissellement hypodermique est conceptuellement redirigé vers les drains, ce qui contribue à un écoulement de subsurface rapide. Les débits de base sont plus élevés que la recharge calculée avec le modèle, car ils incluent probablement une partie de l'écoulement hypodermique (Larocque *et al.*, 2015b). Rediriger une partie de la recharge potentielle semble donc être une alternative réaliste qui rapprocherait les valeurs de recharge de celles du débit de base. Aucun changement n'a été apporté au modèle, les flux ont simplement été modifiés en post-traitement. Le modèle HydroBudget utilise la méthode des RCNs (USDA-NRCS, 2004; 2007) adaptée au Québec (Monfet *et al.*, 1979) pour représenter le ruissellement. Cependant, ce classement ne permet pas de définir un coefficient de ruissellement qui redirigerait la totalité des apports verticaux vers le ruissellement et donc ne générerait aucune infiltration. Dans un contexte comme celui de la zone d'étude, avec de grandes surfaces imperméables, il serait donc peut-être plus pertinent d'utiliser un modèle qui représente les couches géologiques comme HELP (Schroeder *et al.*, 1994). Ce modèle a notamment été appliqué avec succès dans plusieurs études au Québec (Croteau *et al.*, 2010; Carrier *et al.*, 2013; Guay *et al.*, 2013; Benoit *et al.*, 2014).

Une fois le facteur appliqué aux zones de nappe captive, les zones où la recharge est importante deviennent évidentes. Les zones principales sont les buttes de Saint-Lazare et Hudson, le mont Rigaud, les collines près de Sainte-Justine-de-Newton à l'ouest ainsi que l'esker de Saint-Télésphore au sud. Ces zones correspondent bien avec les zones de recharge préférentielles identifiées lors du PACES réalisé dans la zone d'étude (Larocque *et al.*, 2015b) (Figure 38). Les zones du PACES correspondent aux cellules où la recharge calculée lors du PACES est supérieure à 200 mm/an. Dans Larocque *et al.* (2015), la proportion de l'infiltration qui atteint la nappe semi-captive a été établie à 43% (calculée avec le modèle MOHYSE de Fortin et Turcotte, 2007) et la recharge réelle moyenne pour la zone d'étude était de 48 mm/an. Dans l'étude présente, la recharge annuelle moyenne calculée sur la zone d'étude varie de 22 à 39 mm/an, dépendamment du facteur utilisé. La valeur de recharge calculée avec le facteur de 50% est de 28 mm/an, mais la répartition de la recharge est très similaire. Il est possible que la différence provienne du fait que dans le PACES, le modèle avait été calibré sur la rivière Raquette avec seulement les années 2013-2014 et la recharge a été calculée pour les années 1989 à 2009, des années plus humides que la période étudiée ici. Dans l'étude de Bruneau *et al.* (2022), la recharge calculée avec la méthode des fluctuations de niveau de nappe avait été appliquée à des sites très près des piézomètres PZ Saint-Lazare et PZ Saint-Télésphore. Les résultats obtenus étaient d'environ 500 mm/an en moyenne pour le site de Saint-Lazare et d'environ 540 mm/an en moyenne pour le site de St-Télésphore pour les années 2016 à 2018. Ces résultats sont beaucoup plus élevés que ceux calculés lors de cette étude. Cela s'explique par le fait que le S_y calculé pour ces sites lors de l'étude de Bruneau *et al.* (2022) était de 0,33 et 0,34 respectivement soit plus élevées que celles utilisées dans l'étude présente (0,24 et 0,16). La modélisation avec HYDRUS 1D a mené à des recharges annuelles moyennes de 517 mm/an, ce qui est aussi bien plus élevé que les valeurs calculées avec HydroBudget aux mêmes sites. Ensuite, l'étude menée par Mattei *et al.* (2020) visait aussi à calculer la recharge potentielle sur le bassin versant de la rivière Raquette à l'aide du modèle METIS (Goblet, 2010). Cette étude fait ressortir des zones de recharge potentielle plus élevée qui sont très similaires à celles identifiées à l'aide d'HydroBudget. La recharge potentielle estimée par Mattei *et al.* (2020) est de 163 mm/an en 2017 et 115 mm/an en 2018. Ces valeurs sont assez similaires à celles calculées par HydroBudget (140 mm/an) malgré le fait que les périodes à l'étude ne se chevauchent pas.

Dans la région de la MRC de Bécancour dans le sud du Québec, la recharge réelle moyenne a été estimée à 159 mm/an à l'aide d'un modèle de bilan hydrique spatialisé (Larocque *et al.*, 2013). Sur le bassin versant de la Nicolet et du bas Saint-François, la recharge réelle moyenne a été estimée à 153 mm/an avec le même modèle (Larocque *et al.*, 2015a). En Montérégie Est, une autre région du Sud du Québec, la recharge réelle moyenne estimée à l'aide du modèle HELP était de 98 mm/an (Carrier *et al.*, 2013). La recharge est donc particulièrement faible dans la zone d'étude, même en comparaison avec les autres zones du sud du Québec environnantes. Ceci s'explique par la grande proportion de la zone d'étude qui est couverte par des dépôts argileux. Une particularité de la région est que les zones préférentielles de recharge sont très localisées. Il est d'autant plus important de les protéger, pour assurer le renouvellement de la nappe.

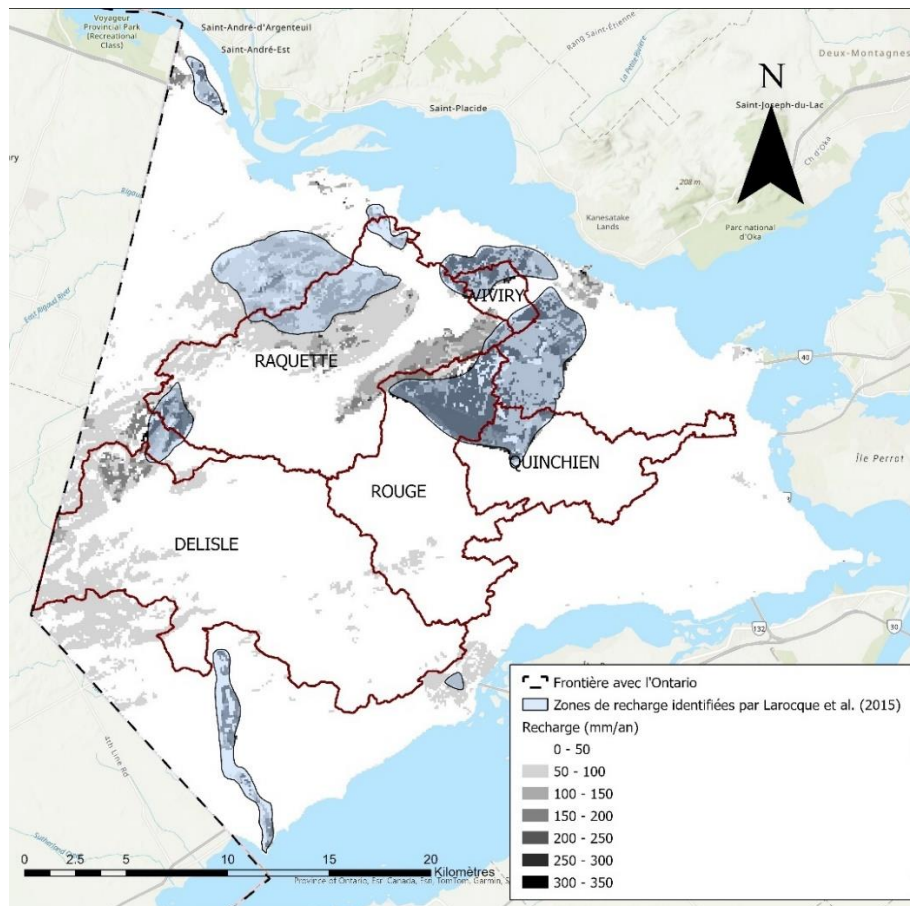


Figure 38 Comparaison des zones de recharge préférentielles (>200 mm/an) identifiées lors du PACES Vaudreuil-Soulanges (Larocque *et al.*, 2015b) versus la recharge calculée avec le masque de 50%

5.1.3 Comparaison des approches

La recharge spatialisée avec HydroBudget a permis de mettre en évidence des zones où la recharge est la plus importante qui sont désignées comme zones de recharge préférentielle. Tous les piézomètres utilisés pour la méthode des fluctuations de niveau de nappe se situent dans ces zones de recharge préférentielle. La recharge modélisée aux alentours des piézomètres est semblable à la recharge calculée par la méthode des fluctuations des niveaux de nappe pour la plupart des piézomètres, sauf PZ1A et PZ1B (Tableau 18). Les piézomètres PZ1A et PZ1B ont enregistré une recharge de 395 et 382 mm/an respectivement, tandis que la recharge modélisée dans le secteur est de seulement 138 mm/an. Cela appuie la théorie d'un apport autre que l'infiltration dans ces puits, ce qui mènerait à une surestimation de la recharge dans ces piézomètres avec la méthode des fluctuations des niveaux de nappe. La méthode de fluctuation de niveau de nappe ne serait donc pas valide pour ces piézomètres.

Tableau 18 Recharge calculée par fluctuation de niveau de nappe et recharge moyenne calculée par HydroBudget sur un rayon de 500 m autour des piézomètres

	Recharge calculée par fluctuation des niveaux de nappe (mm/an)	Recharge calculée par HydroBudget (mm/an)
4630001	117	120
4740001	257	222
PZ1A	395	138
PZ1B	382	138
PZ Saint-Télesphore	208	197
PZ Saint-Lazare	221	223

La modélisation avec HydroBudget permet d'estimer la recharge spatialisée à l'échelle d'un bassin versant ou d'une région, mais nécessite beaucoup de données comme les températures, les précipitations, l'occupation du sol et les pentes, et ce, sur une longue période pour permettre une calibration. La méthode des fluctuations de niveaux de nappe ne nécessite que très peu de données et peut être appliquée à l'échelle de temps désirée. À l'opposé d'HydroBudget la méthode des fluctuations de niveau de nappe ne procure des informations que sur la recharge autour d'un piézomètre en particulier et est seulement applicable dans les piézomètres où la nappe est libre.

5.2 Émergence de l'eau souterraine dans les cours d'eau

5.2.1 Débits de base à l'exutoire

Les courbes de tarage présentent des incertitudes assez larges, surtout pour les rivières Rigaud, Delisle, Quinchien et Rouge, et notamment pour les débits les plus élevés. Ceci provient du fait qu'il est difficile d'obtenir des données de jaugeages pour les niveaux d'eau élevés, qui se produisent surtout au moment de la fonte de la neige. Les débits de pointe sont particulièrement difficiles à mesurer parce qu'ils ne durent parfois que quelques heures. Les incertitudes sont plus hautes sur les débits élevés lors des mesures en raison de la turbulence qui accompagne souvent les débits élevés dans les rivières de la zone d'étude. De plus, comme les incertitudes sur les débits sont exprimées en pourcentages, les valeurs des incertitudes sont naturellement plus grandes pour les hauts débits. Finalement, comme les contrôles définis dans BaRatin (Le Coz *et al.*, 2014) sont basés sur des observations topographiques de la géométrie de la rivière, et qu'il est difficile d'avoir une très grande précision sur ces mesures, les incertitudes sur la hauteur des contrôles viennent contribuer à l'incertitude de la courbe de tarage. Pour réduire les incertitudes de toutes les courbes de tarage, il sera nécessaire de poursuivre la mesure des débits encore pendant quelques années pour augmenter le nombre de jaugeages, particulièrement en période de crue.

Deux jaugeages sont curieux dans la rivière Quinchien (Annexe A, Figure 41). Ils se distinguent de la tendance générale qui dicte que les débits augmentent quand le niveau d'eau augmente. Ces deux jaugeages ont été effectués à des niveaux d'eau élevés, mais les débits sont très faibles. Ces anomalies mesurées au moment de la crue printanière 2023 ont probablement été causées par le niveau élevé du fleuve Saint-Laurent près de l'embouchure de la rivière alors qu'il y avait des inondations dans la municipalité de Vaudreuil-Dorion (Pilon, 2023). Des niveaux très élevés ont été enregistrés dans le fleuve Saint-Laurent à ce moment-là (Figure 39). Il y a probablement eu un refoulement du fleuve vers le cours d'eau, ce qui aurait considérablement ralenti le débit sortant de la rivière Quinchien. Ce phénomène n'a pas été observé dans les autres rivières. La courbe de tarage pour la rivière Quinchien n'est probablement valide que lorsque le fleuve Saint-Laurent est en condition normale. Cela a un impact important sur les débits calculés. En effet, le printemps 2023 représente un énorme pic de crue à la rivière Quinchien (Annexe A, Figure 49) mais la courbe de tarage n'est probablement pas valide à ce moment et les débits réels étaient probablement plus bas, comme en témoignent les deux jaugeages effectués durant cette période. Cela mènerait à une

surestimation des débits pour l'année hydrologique 2023 (1106 mm/an) et potentiellement aussi pendant la période de crue 2022. Cela pourrait aussi expliquer les débits annuels très hauts enregistrés à la rivière Quinchien (Tableau 9). Cela mènerait aussi à une surestimation du débit de base, comme il est directement lié aux débits totaux. Il serait donc pertinent de continuer à aller prendre des mesures de débits à cette station pour mieux comprendre à partir de quel moment la courbe de tarage doit être modifiée et mieux comprendre la relation entre les débits dans la rivière Quinchien et le niveau du fleuve Saint-Laurent.

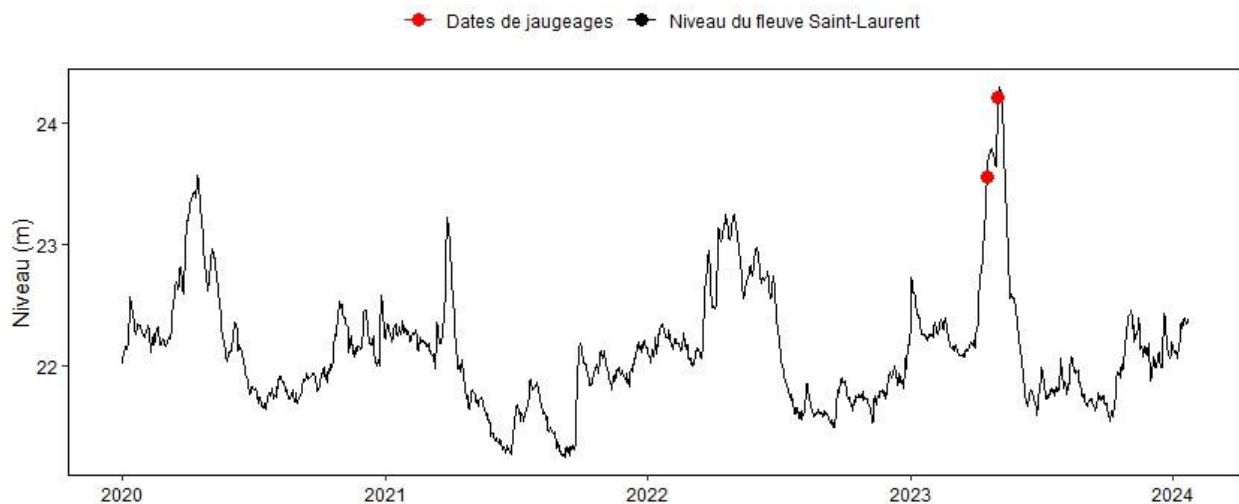


Figure 39 Niveau du fleuve Saint-Laurent à la station 02OA033 de 2020 à 2024 et dates des jaugeages associés dans la rivière Quinchien (points rouges)

Les débits journaliers moyens en m^3/s supportent l'idée que le débit augmente avec l'aire du bassin versant (Figure 22). La relation linéaire est claire et supportée par un excellent r^2 (0,92). En mm/an si les débits étaient exactement proportionnels à l'aire du bassin versant, tous les bassins versants se situeraient sur une ligne parfaite avec une pente de 0. La courbe de tendance linéaire de cette distribution a une pente assez proche de 0 (-0,23) ce qui appuie l'hypothèse que le débit est proportionnel à l'aire drainée dans les bassins versants de la zone d'étude. Cependant, le r^2 de cette distribution est très faible (0,02). Les bassins versants Quinchien et Rigaud Nord se situent au-dessus des deux tendances, le bassin versant Quinchien en particulier. Cela pourrait signifier que le bassin versant calculé pour ces deux rivières a été sous-estimé.

Dans les rivières Delisle, Rouge et Quinchien, le débit de base calculé avec le filtre d'Eckhardt (2005) est particulièrement bas durant la période d'étiage et ne représente pas les débits totaux, contrairement à ce qui est attendu durant l'étiage. Les méthodes utilisées pour calculer le débit de base, soit le filtre d'Eckhardt (2005) et de Lyne et Hollick (1979) sont des méthodes mathématiques qui ne prennent pas en compte la lithologie. Le paramètre de BFI_{max} dans la formule d'Eckhardt (2005) reflète le ratio à long terme du débit de base sur débit total qui est intrinsèquement lié à l'interaction entre l'eau de surface et l'eau souterraine. Cependant, il y a peu de littérature sur l'estimation de ce paramètre, ce qui rend ce paramètre difficile à quantifier et entraîne une incertitude supplémentaire au calcul du débit de base. La méthode de Lyne et Hollick (1979) est utilisée dans le modèle HydroBudget et le paramètre α est calibré selon plusieurs BFI possibles, ce qui diminue l'incertitude de cette méthode.

5.2.2 Apports d'eau souterraine le long des cours d'eau

En général, l'apport ponctuel en eau souterraine dans les rivières dans les zones identifiées avec l'échantillonnage ^{222}Rn est relativement faible, variant entre 0 et 2,7 $m^3/j/m$ (valeur maximale dans la rivière Rouge à 2,7 $m^3/j/m$). À titre comparatif Dubois (2023) a identifié des zones d'apport en eau souterraine allant de 0,05 $m^3/j/m$ à 17 $m^3/j/m$ dans des rivières de taille similaire situées dans les Laurentides. Cook et al. (2006) ont estimé un apport de 18 500 m^3/j , soit environ 0,56 $m^3/j/m$ dans une rivière de taille similaire à la rivière Delisle en Australie. Gleeson et al. (2018) ont estimé un apport allant de 0,3 à 0,4 $m^3/j/m$ dans une section d'une rivière comparable à la rivière Viviry en Californie aux États-Unis. Dans une rivière de taille comparable à la rivière Rigaud ou Delisle en Australie, Cartwright et Hofman (2016) ont estimé un apport moyen en eau souterraine de 1,26 $m^3/j/m$. Dans une rivière de largeur similaire à la rivière Beaudette mais plus profonde en Australie, Atkinson et al. (2015) ont estimé des apports en eau souterraine allant de 0 à 11 $m^3/j/m$. Dans la rivière Bécancour au Québec, des zones de résurgences allant de 4,4 à 15 $m^3/j/m$ ont été modélisées par bilan de masse (Larocque *et al.*, 2013). Dans la rivière Nicolet au Québec, Moreira (2016) a estimé un apport en eau souterraine allant de 0 à 2,8 $m^3/j/m$ par bilan de masse ^{222}Rn . Dans la zone d'étude, les apports en eau souterraine estimés le long des cours d'eau sont généralement plus faibles que dans ces autres études. Cela est probablement dû à la couche de dépôts peu perméables qui recouvrent une bonne partie de la région et qui réduisent les connexions entre les cours d'eau et l'eau souterraine.

Ces données sont toutefois empreintes d'incertitudes. Concernant l'échantillonnage ^{222}Rn , la résolution spatiale de l'échantillonnage a été limitée par le nombre d'échantillons qui peuvent être analysés en laboratoire dans un temps suffisamment court pour garder une précision d'analyse acceptable en raison du temps de demi-vie très court du ^{222}Rn . Pour cette raison, l'échantillonnage dans les rivières principales de chaque bassin versant a été priorisé au détriment des échantillons dans les affluents. La nécessité de prendre des mesures de débits à chaque site échantillonné apporte aussi des contraintes selon l'instrument utilisé par rapport à la largeur et à la profondeur de la rivière aux sites échantillonnés. La résolution spatiale d'échantillonnage résultante fait en sorte que certaines portions du cours d'eau ne sont pas bien représentées, en particulier dans les rivières Rigaud et Delisle. Ainsi, certaines zones d'émergences de l'eau souterraine peuvent ne pas avoir été identifiées. Pour la plupart des rivières, le bilan de masse ^{222}Rn permet de bien simuler l'évolution générale des débits, mais représente moins bien leurs variations. Ceci provient probablement du fait que, dans le calcul de Radin14, le débit ne peut qu'augmenter le long d'un tronçon. Dans la zone d'étude, les débits augmentent généralement de l'amont vers l'aval, mais sur les rivières Beaudette, Viviry, Rigaud et Rouge, les débits diminuent également parfois d'une station à l'autre, ce qui peut refléter une alimentation de la nappe par la rivière, la présence d'un pompage dans le cours d'eau ou une erreur de mesure du débit. Le nombre élevé d'échantillons sur chaque rivière a nécessité de faire l'échantillonnage sur plusieurs jours. Ceci apporte de l'incertitude supplémentaire, car le débit de la rivière peut varier légèrement d'un jour à l'autre, même lorsque l'échantillonnage est fait sans qu'il n'y ait de précipitation importante entre les journées d'échantillonnage.

La difficulté de reproduire les variations de conductivité électrique dans la plupart des rivières pourrait être expliquée par le fait que la conductivité électrique de l'eau souterraine était peu contrainte et que le bilan de masse n'a pas été calibré sur ce paramètre. La conductivité électrique en rivière est beaucoup plus influencée par la conductivité électrique en amont du point d'échantillonnage que par les apports souterrains ou des affluents, car la CE est un paramètre conservatif. Un manque de données sur la CE en amont dans le cours d'eau principal, dans l'eau souterraine et dans les affluents limite probablement la possibilité de modéliser ce paramètre par bilan de masse.

La géologie ainsi que la nature et l'épaisseur des dépôts de surface semblent être les facteurs les plus importants dans l'émergence de l'eau souterraine déterminée par le ^{222}Rn . En Ontario, la couverture de till discontinu est plus importante et il y a moins d'argile à la surface qu'au Québec. La présence de ces dépôts plus perméables peut expliquer les apports en eau souterraine dans la partie en Ontario des rivières Rigaud (0 à 65 km), Delisle (0 à 52 km) et Beaudette (0 à 51 km). Sur le territoire québécois, l'argile est beaucoup plus abondante et l'apport en eau souterraine est plus faible, à l'exception de quelques zones où l'argile est plus mince ou les dépôts sont différents et plus perméables, par exemple du till ou des dépôts alluviaux. Par exemple, la rivière Quinchien s'écoule partout sur l'argile et les apports en eau souterraine ne dépassent pas $0,27 \text{ m}^3/\text{j}/\text{m}$, ce qui mène à une émergence totale très basse ($13 \text{ mm}/\text{an}$). À l'opposé, la rivière Viviry s'écoule dans des dépôts d'alluvions composés de silt, de sable et de gravier, ce qui mène à un apport ininterrompu, mais qui diminue et à une émergence de $58 \text{ mm}/\text{an}$, la plus élevée enregistrée parmi les rivières de la zone d'étude. La rivière Rouge prend sa source dans la butte de Saint-Lazare, composée majoritairement de sable, ce qui explique les apports importants en eau souterraine en amont de cette rivière. La partie aval de la rivière Rigaud s'écoule sur le roc (Larocque *et al.*, 2015b), ce qui peut expliquer les apports en eau souterraine plus élevés dans ce secteur. Larocque *et al.* (2015b) ont aussi identifié des zones où la rivière Delisle s'écoule sur le roc à la frontière Québec-Ontario et près de l'exutoire, qui pourraient expliquer les apports identifiés dans cette rivière. La rivière Beaudette s'écoule dans la trace de l'esker de Saint-Télesphore en aval, ce qui peut expliquer l'apport important en eau souterraine observé en aval de cette rivière.

Finalement, les apports d'eau souterraine à l'étiage estimés dans ce projet ne sont représentatifs que de l'été au cours duquel l'échantillonnage a été fait (2022 et 2021 pour Viviry). Il serait intéressant d'effectuer des campagnes d'échantillonnage sur plusieurs années et avec une meilleure résolution d'échantillonnage pour quantifier comment l'apport en eau souterraine dans les rivières évolue au fil des années.

5.2.3 Comparaison des approches

Il est intéressant de noter la grande disparité entre les valeurs d'émergence calculées avec le bilan de masse ^{222}Rn (Tableau 19). L'émergence calculée avec l'échantillonnage du ^{222}Rn donne des valeurs d'émergence de 8 à 58 mm dans les rivières Delisle et Viviry, respectivement. Cela

correspond à 3% et 20% et des débits totaux des rivières Delisle et Viviry alors que le débit de base représente 37% ou 34% et 53% ou 45% du débit total dans ces mêmes rivières selon la méthode considérée.

Tableau 19 Débit de base (mm/an) calculée à la station et émergence calculée avec le bilan de masse du ^{222}Rn

	Débit de base Eckhardt (2005)	Débit de base Lyne et Hollick (1979)	Bilan de masse ^{222}Rn (mm/an)
Beaudette	130 (30%) *	106 (24%)	35 (8%)
Delisle	105 (37%)	96 (34%)	8 (3%)
Quinchien	287 (33%)	280 (32%)	13 (1%)
Raquette**	136 (38%)	109 (30%)	32 (9%)
Rigaud Nord	147 (28%)	104 (20%)	19***
Rigaud Sud	71 (22%)	50 (16%)	-
Rouge	107 (31%)	100 (29%)	34 (10%)
Viviry	155 (53%)	129 (45%)	58 (20%)

*Les pourcentages entre parenthèses représentent la proportion du débit total représentée par le débit de base.

**Les données pour le bassin versant Raquette proviennent de (Moreira, 2016).

***Cette valeur est valide pour l'ensemble du bassin versant de la rivière Rigaud et pas seulement la partie nord.

La méthode du débit de base ainsi que le bilan de masse du ^{222}Rn estiment l'apport d'eau souterraine à la rivière. Pour les bassins versants Beaudette, Rigaud ou Viviry, des échantillons ont été pris en aval de la station hydrométrique, tandis que pour les rivières Rouge, Quinchien, aucun échantillon n'a été pris en aval de la station hydrométrique. Cela fait en sorte que pour les rivières Beaudette, Rigaud et Viviry, l'aire prise en compte pour le bilan de masse du radon est plus grande que l'aire utilisée pour le débit de base comme celui-ci est calculé à la station hydrométrique seulement. De plus, les valeurs d'apports avec le ^{222}Rn ont été calculées durant l'étiage puis extrapolées à l'année complète. Ils correspondent donc au débit de base lorsque la rivière et la nappe sont à leur plus bas. Pendant l'année, notamment durant la crue au printemps, le niveau de nappe monte et la nappe peut apporter plus d'eau à la rivière. Le calcul du débit de base avec les

filtres de Eckhardt (2005) et Lyne et Hollick (1979) prend en compte cette augmentation. Il est donc normal que le débit de base soit plus élevé que l'émergence estimée à l'aide du ^{222}Rn . De plus, l'émergence calculée avec ce dernier peut être sous-estimée, car la résolution d'échantillonnage étant faible, il est possible d'avoir manqué certaines zones de résurgence localisées qui peuvent néanmoins apporter beaucoup d'eau souterraine. Ensuite, comme les données de pompage n'étaient pas disponibles à l'échelle requise, celui-ci a été ignoré dans le bilan de masse. Il est possible qu'en raison de la forte activité agricole, des pompages en rivière aient lieu dans les eaux de surface.

Il est également intéressant de comparer les débits de base à la recharge, comme il est souvent fait dans différentes études (Risser *et al.*, 2009; Chemingui *et al.*, 2015; Schilling *et al.*, 2021). La différence entre la recharge moyenne modélisée et le débit de base est assez élevée. Le débit de base a été calculé sur tous les bassins versants, tandis que la recharge n'a été calculée avec HydroBudget que sur les quatre bassins versants entièrement situés au Québec. Le débit de base dans le bassin versant Viviry est de 155 et 129 mm/an et la recharge varie de 106 mm à 111 mm/an. Ensuite, dans le bassin versant Raquette, le débit de base est de 136 et 109 mm/an alors que la recharge varie de 31 à 75 mm/an. Dans le bassin versant Rouge, le débit de base de la rivière est de 107 et 100 mm/an tandis que la recharge varie de 48 à 56 mm/an. Finalement, le débit de base de la rivière Quinchien est de 287 et 280 mm/an alors que la recharge à l'échelle du bassin versant n'est que de 27 mm/an. Les deux valeurs présentées pour le débit de base représentent les résultats calculés avec le filtre d'Eckhardt (2005) et de Lyne et Hollick (1979) respectivement. Une hypothèse pour expliquer cette différence est que les filtres de débits de base prennent souvent en compte une partie de l'écoulement hypodermique dans le résultat et celui-ci est associé à la recharge alors qu'en réalité, cette eau n'atteint probablement pas la nappe dans le cas de cette étude. Dans une région comme la zone d'étude, qui est fortement agricole, le drainage des champs favorise probablement l'écoulement hypodermique aux dépens de l'infiltration profonde et donc mène à une surestimation de la recharge par les filtres de débit de base.

5.3 Portée et limite des résultats

Comme plus de la moitié de l'eau consommée dans la région de Vaudreuil-Soulanges provient de l'eau souterraine (Larocque *et al.*, 2015b), il est important de bien comprendre cette ressource et

de connaître à quelle vitesse elle se renouvelle. La recharge sur la zone d'étude est assez faible (22 à 39 mm/an) en raison de l'épaisse couche de dépôts qui recouvre une grande partie de la région. Cette recharge correspond à 17 908 000 à 31 746 000 m³/an pour la section de la zone d'étude située au Québec. Ce chiffre est important à connaître pour les gestionnaires de l'eau, surtout dans le contexte du développement envisagé par les municipalités de la région ainsi que la densification demandée par la Communauté métropolitaine de Montréal. La recharge se produit principalement dans quelques zones où elle peut atteindre plus de 300 mm/an. Cela veut dire que ces zones sont particulièrement importantes à protéger, car la majorité de la recharge se produit dans celles-ci. Il faut donc s'assurer de protéger ces zones de recharge en évitant d'imperméabiliser ces zones lors de l'étalement urbain. Il est aussi très important de limiter le plus possible l'apport de polluants dans les zones de recharge préférentielle, car une contamination de la nappe pourrait entraîner des coûts importants pour la décontaminer et la rendre potable.

La plupart des résultats obtenus lors de cette étude sont limités par la durée des chroniques disponibles ou par les échantillonnages limités à un seul été. La plupart des chroniques de débit ne sont disponibles que depuis la fin de l'année 2021. Il serait donc pertinent de revisiter ces résultats lorsque plus d'années de données seront disponibles pour avoir une meilleure estimation de la recharge ou des débits de base, par exemple. Les changements climatiques futurs pourront aussi mener à des variations interannuelles importantes de la recharge (Dubois *et al.*, 2022), un autre argument pour continuer d'étudier la recharge dans cette région. La performance du modèle HydroBudget démontre clairement la nécessité de calibrer ce modèle sur tous les bassins versants pour avoir des données satisfaisantes. La sensibilité des paramètres du modèle HydroBudget a démontré que la recharge est fortement liée à la fonte de la neige, mais ce phénomène est encore peu étudié (Dubois *et al.*, 2021b). Une meilleure compréhension de ce phénomène ainsi que de la dynamique d'infiltration dans le sol en hiver serait nécessaire pour permettre de mieux estimer la recharge hivernale et printanière, ce qui amènerait aussi une estimation plus précise de la recharge annuelle.

CHAPITRE 6

CONCLUSION

L'objectif général de ce projet était de quantifier la recharge et l'émergence de l'eau souterraine sur le territoire de la MRC de Vaudreuil-Soulanges. Les objectifs spécifiques étaient 1) d'identifier les zones de recharge et d'émergence de l'eau souterraine, 2) de calculer la recharge et l'émergence de l'eau souterraine dans les principaux bassins versants de la zone d'étude.

Ce projet a permis d'instrumenter six rivières pour le suivi continu du niveau d'eau depuis la fin de l'année 2021. Des courbes de tarages ont aussi été construites pour chacune de ces stations pour permettre de calculer le débit en continu à ces stations. Le débit varie fortement en raison de la taille très variée des rivières. La rivière Viviry a le débit moyen le plus bas à $0,16 \text{ m}^3/\text{s}$ et la rivière Rigaud Nord a le débit moyen le plus haut à $5,26 \text{ m}^3/\text{s}$. Le débit de base a été calculé pour les rivières des bassins principaux et varie de 50 mm/an dans la rivière Rigaud Sud à 287 mm/an dans la rivière Quinchien. Annuellement, le débit de base représente de 16 à 53% du débit total dans les rivières. La recharge a été calculée dans plusieurs piézomètres dans la zone d'étude à l'aide de la méthode des fluctuations de niveaux de nappe. La recharge calculée varie de 117 à 257 mm/an, mais pourrait varier beaucoup plus dépendamment de l'estimation du paramètre de coefficient d'emménagement (S_y). La modélisation de la recharge spatialisée avec le modèle HydroBudget a permis de calculer la recharge sur toute la zone d'étude ainsi que la moyenne par bassin versant. La recharge moyenne sur la zone d'étude est de 22 à 39 mm/an, mais la recharge moyenne par bassin versant varie de 27 à 111 mm/an, ce qui témoigne bien de l'hétérogénéité de la distribution de la recharge dans cette région. La recharge spatialisée a permis de confirmer la présence de zones préférentielles de recharge associées à la présence de formations géologiques plus perméables. Le bilan de masse ^{222}Rn a permis de quantifier que la contribution de l'eau souterraine dans les rivières varie de 8 à 58 mm/an dans les rivières drainant les principaux bassins versants.

Il existe plusieurs incertitudes liées aux différentes méthodes utilisées, d'où l'importance d'utiliser plusieurs méthodes pour avoir un chevauchement des résultats et permettre une estimation plus juste de la recharge et de l'émergence de l'eau souterraine. La précision des courbes de tarage, les filtres utilisés pour estimer les débits de base ainsi que la nécessité d'estimer une recharge réelle à

partir de la recharge potentielle calculée par HydroBudget sont quelques-unes des sources d'incertitudes. L'utilisation de coefficients d'emmagasinement qui n'ont pas été mesurés pour calculer la recharge aux piézomètres, la distance entre les points échantillonnés pour le ^{222}Rn , ainsi qu'un nombre limité de données de ^{222}Rn et de conductivités électriques de l'eau souterraine sont d'autres sources d'incertitudes. Il est pertinent 1) de continuer à prendre des mesures de débits pour préciser les courbes de tarage particulièrement au moment de la crue, 2) de refaire une campagne d'échantillonnage du ^{222}Rn à résolution plus fine afin d'avoir une meilleure connaissance de l'émergence de l'eau souterraine dans les rivières et 3) de refaire une simulation de la recharge avec HydroBudget en calibrant sur plusieurs rivières lorsque des chroniques de débits de plusieurs années seront disponibles.

Toutes les méthodes utilisées dans cette étude peuvent facilement être utilisées dans d'autres régions du Québec ou du monde. La seule méthode qui est restreinte par la géologie est la méthode des fluctuations de niveau de nappe comme elle est applicable seulement pour les nappes libres. Cette méthode pourrait même être appliquée avec plus de succès ailleurs où plus de piézomètres en nappe libre sont disponibles. Le modèle HydroBudget a été développé pour les climats froids et humides, ce qui pourrait potentiellement restreindre son application dans d'autres régions du monde, mais il serait aussi intéressant de tester sa performance dans d'autres climats. Le bilan de masse du ^{222}Rn est facilement applicable à d'autres endroits à condition de posséder l'équipement nécessaire. Finalement, les débits de base sont faciles à calculer et c'est une méthode qui a été utilisée à de multiples reprises partout dans le monde. D'autres méthodes d'estimation de la recharge et de l'émergence pourraient être utilisées, mais il est clair que le couplage de plusieurs méthodes est nécessaire pour avoir une idée juste et complète de la recharge et de l'émergence de l'eau souterraine.

En résumé, cette étude a démontré l'impact important que les dépôts imperméables qui recouvrent la zone d'étude ont sur la recharge et l'émergence de l'eau souterraine. La recharge et l'émergence sont généralement faibles et concentrées dans les zones où les dépôts sont plus minces ou plus perméables. Les zones des buttes de Hudson et de Saint-Lazare, le mont Rigaud, l'esker de Saint-Télesphore et les collines de Sainte-Justine-de-Newton sont les endroits où la majorité de la recharge est concentrée. Il est donc très important de conserver et protéger ces zones, car elles

représentent la principale source de renouvellement de l'eau souterraine dans laquelle la plupart des habitants de la MRC de Vaudreuil-Soulanges puisent leurs ressources en eau.

ANNEXE A

Courbes de tarage

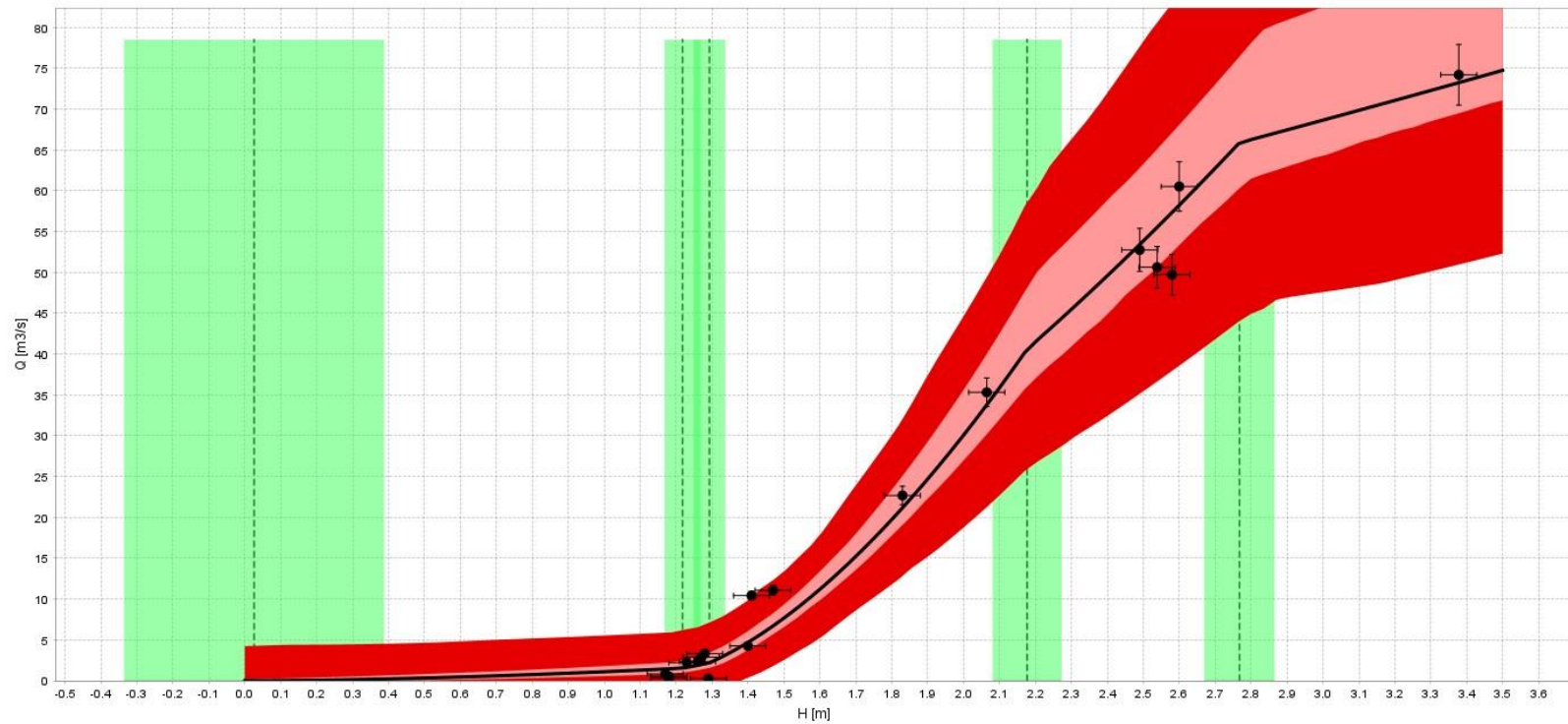


Figure 40 Courbe de tarage de la rivière Delisle. L'enveloppe rose représente l'incertitude paramétrique, l'enveloppe rouge représente l'incertitude totale et les lignes pointillées représentent la hauteur des contrôles et leur enveloppe d'incertitude. Les barres d'erreurs représentent l'erreur l'incertitude sur la mesure de hauteur d'eau et sur la mesure de débit.

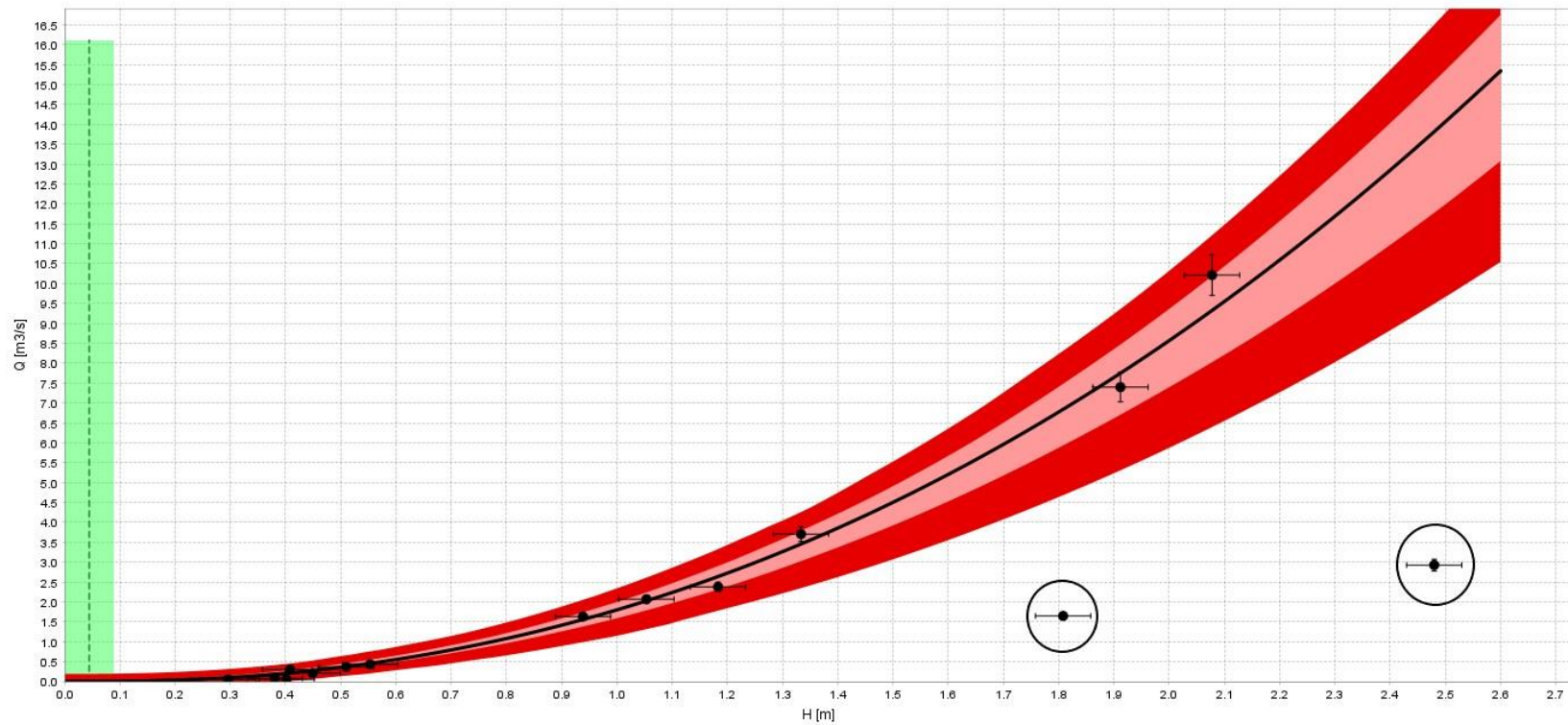


Figure 41 Courbe de tarage de la rivière Quinchien. L'enveloppe rose représente l'incertitude paramétrique, l'enveloppe rouge représente l'incertitude totale et les lignes pointillées représentent la hauteur des contrôles et leur enveloppe d'incertitude. Les barres d'erreurs représentent l'erreur l'incertitude sur la mesure de hauteur d'eau et sur la mesure de débit. Les jaugeages encerclés n'ont pas été considérés.

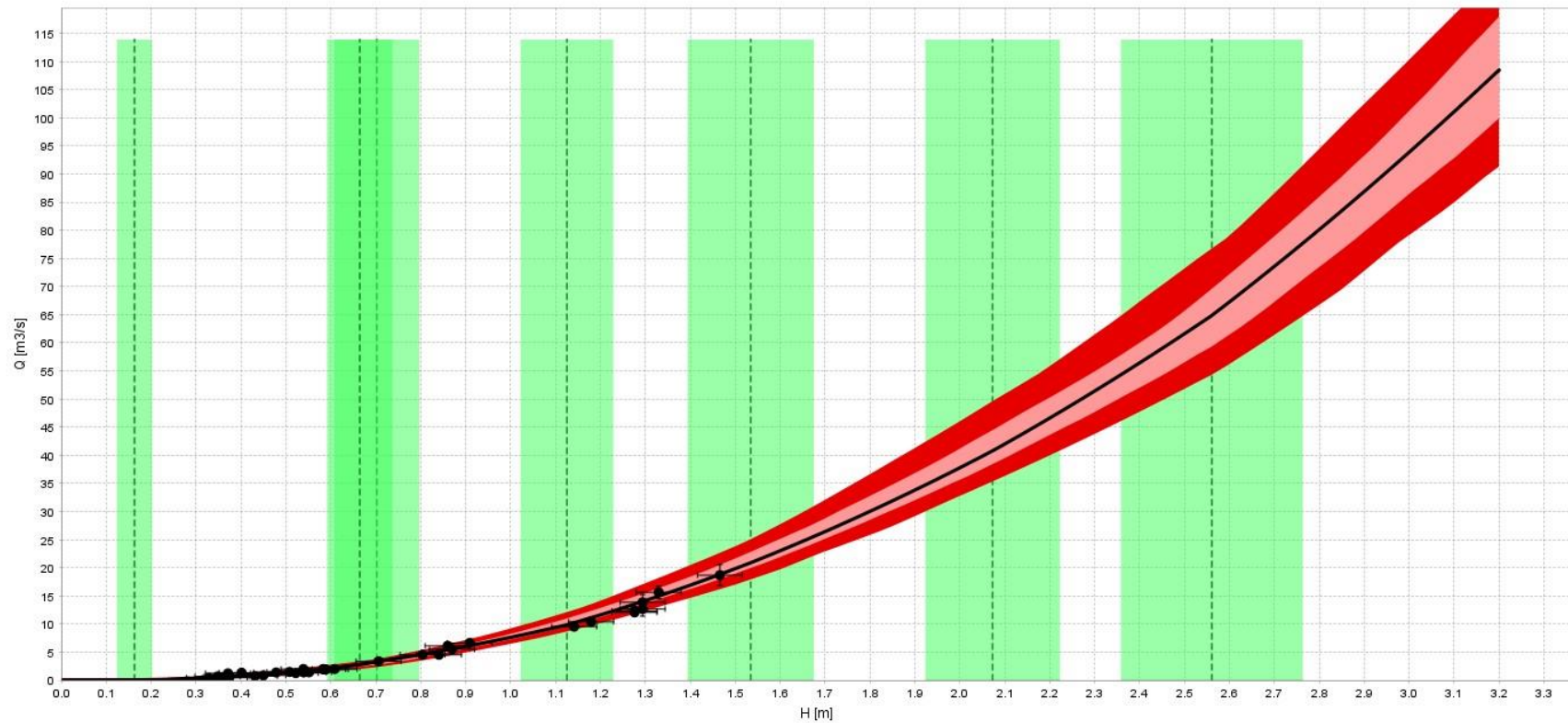


Figure 42 Courbe de tarage de la rivière Raquette à la station 1. L'enveloppe rose représente l'incertitude paramétrique, l'enveloppe rouge représente l'incertitude totale et les lignes pointillées représentent la hauteur des contrôles et leur enveloppe d'incertitude. Les barres d'erreurs représentent l'erreur l'incertitude sur la mesure de hauteur d'eau et sur la mesure de débit.

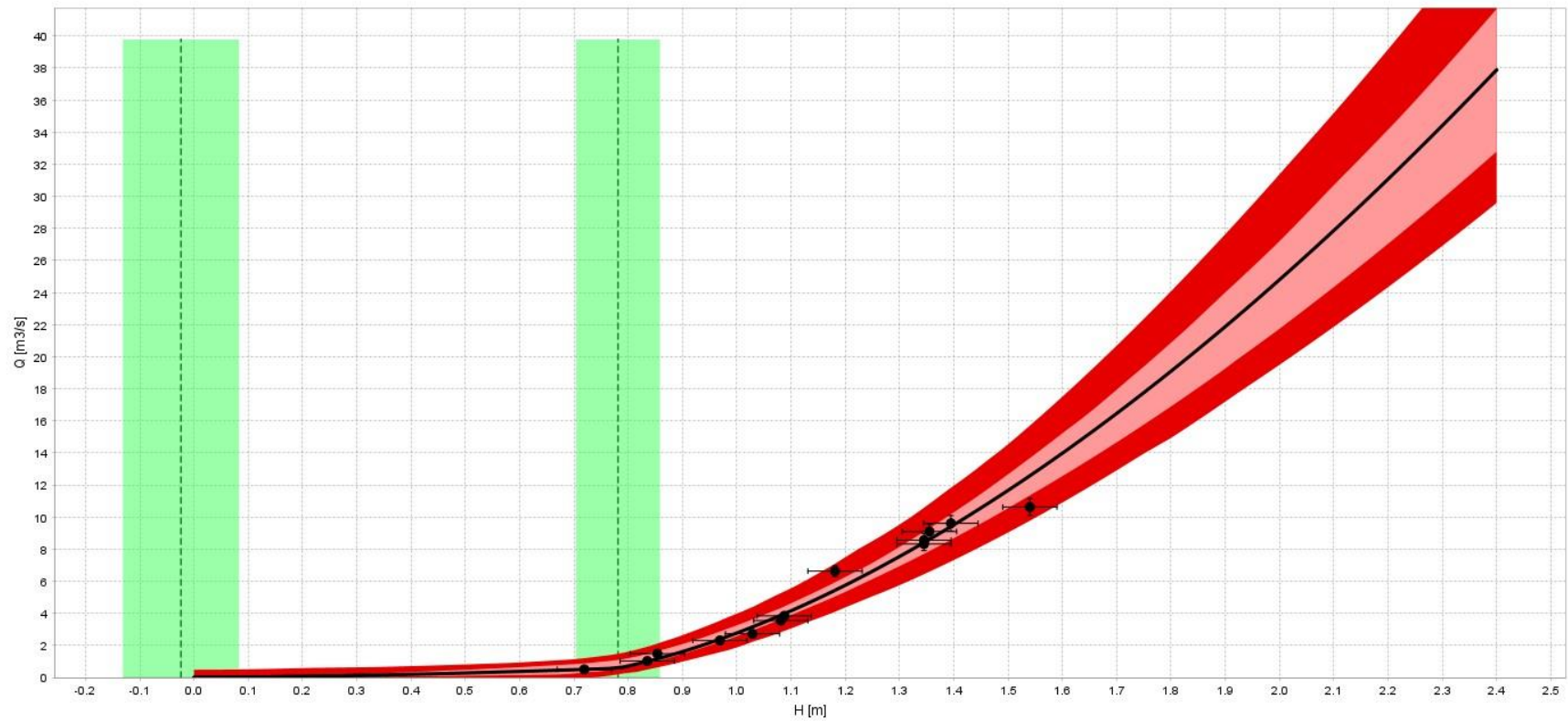


Figure 43 Courbe de tarage de la rivière Raquette à la station 4. L'enveloppe rose représente l'incertitude paramétrique, l'enveloppe rouge représente l'incertitude totale et les lignes pointillées représentent la hauteur des contrôles et leur enveloppe d'incertitude. Les barres d'erreurs représentent l'erreur l'incertitude sur la mesure de hauteur d'eau et sur la mesure de débit.

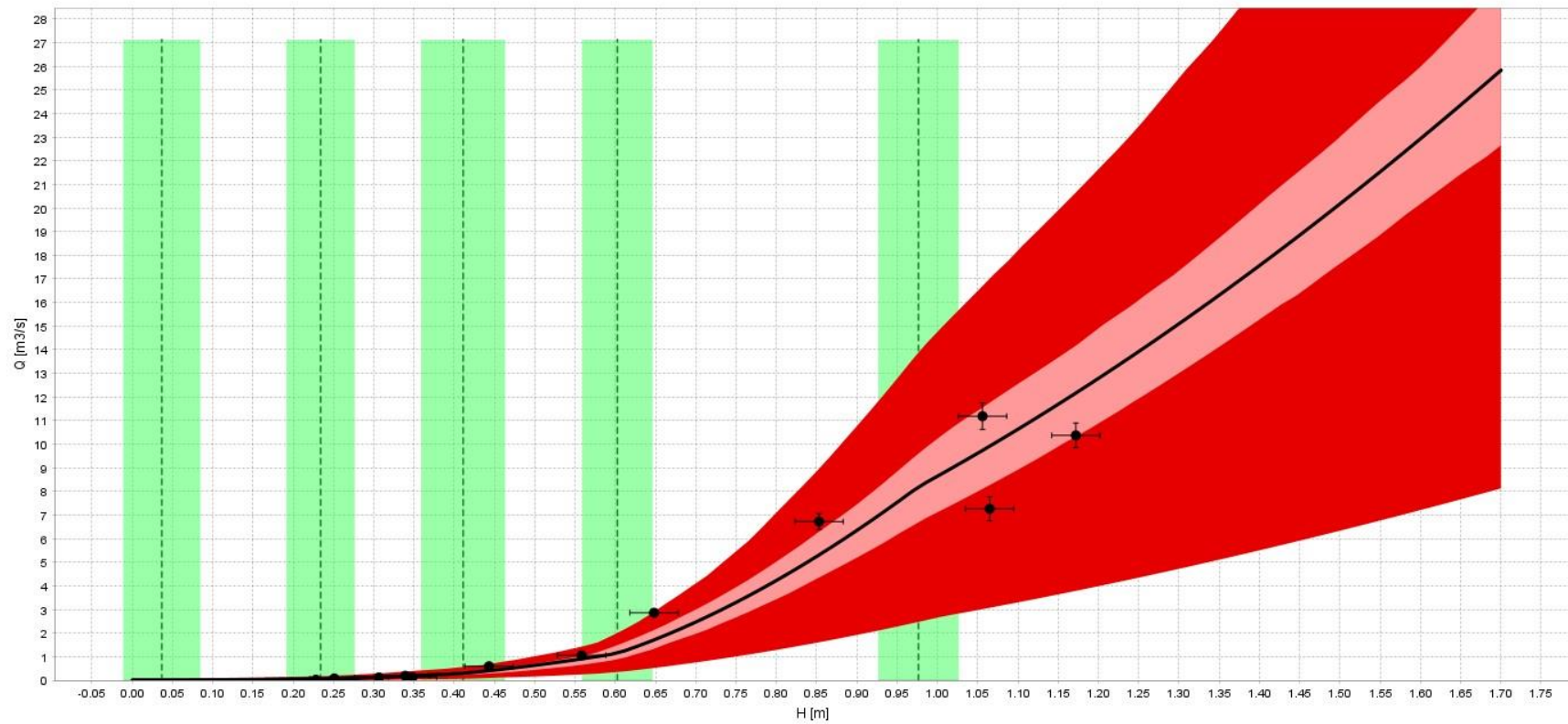


Figure 44 Courbe de tarage de la rivière Rigaud Sud. L'enveloppe rose représente l'incertitude paramétrique, l'enveloppe rouge représente l'incertitude totale et les lignes pointillées représentent la hauteur des contrôles et leur enveloppe d'incertitude. Les barres d'erreurs représentent l'erreur l'incertitude sur la mesure de hauteur d'eau et sur la mesure de débit.

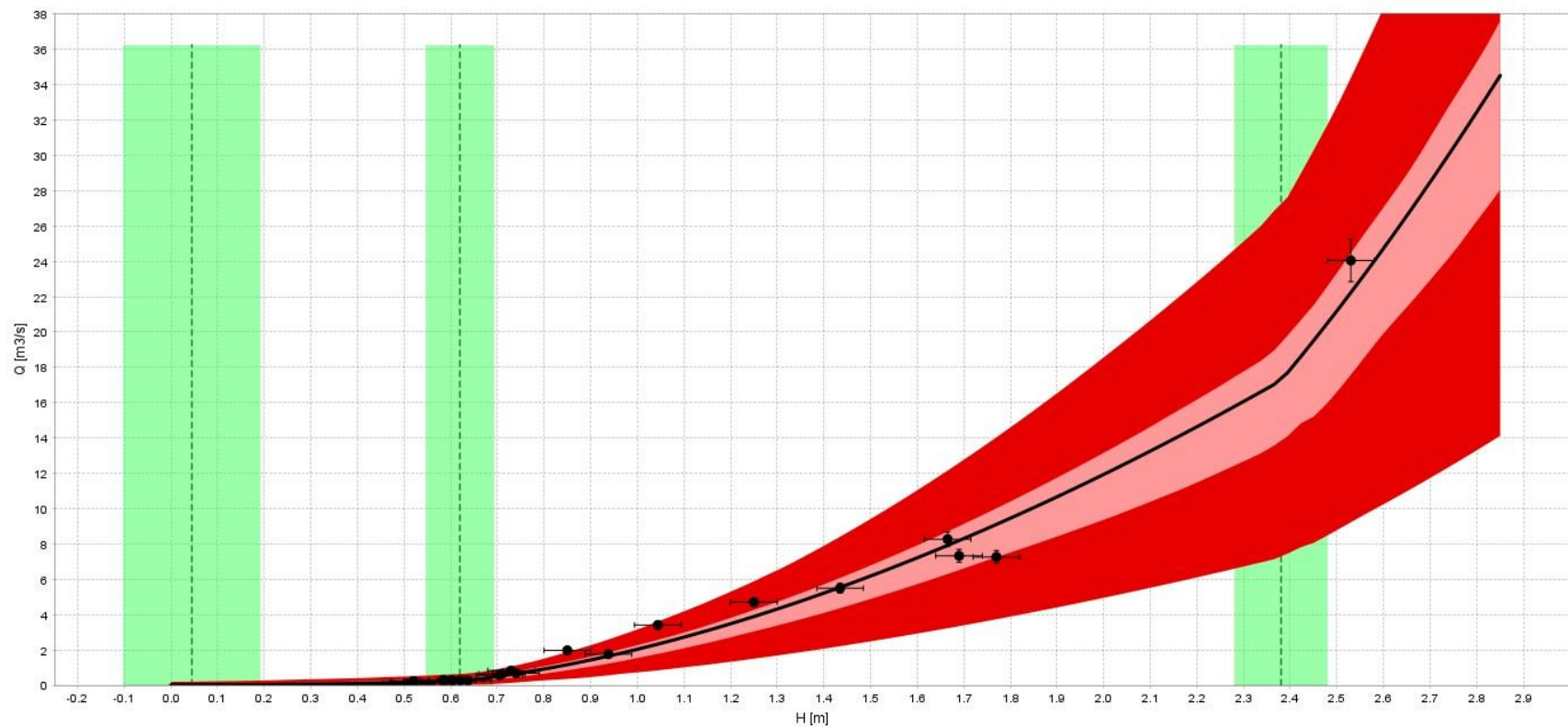


Figure 45 Courbe de tarage de la rivière Rouge. L'enveloppe rose représente l'incertitude paramétrique, l'enveloppe rouge représente l'incertitude totale et les lignes pointillées représentent la hauteur des contrôles et leur enveloppe d'incertitude. Les barres d'erreurs représentent l'erreur l'incertitude sur la mesure de hauteur d'eau et sur la mesure de débit.

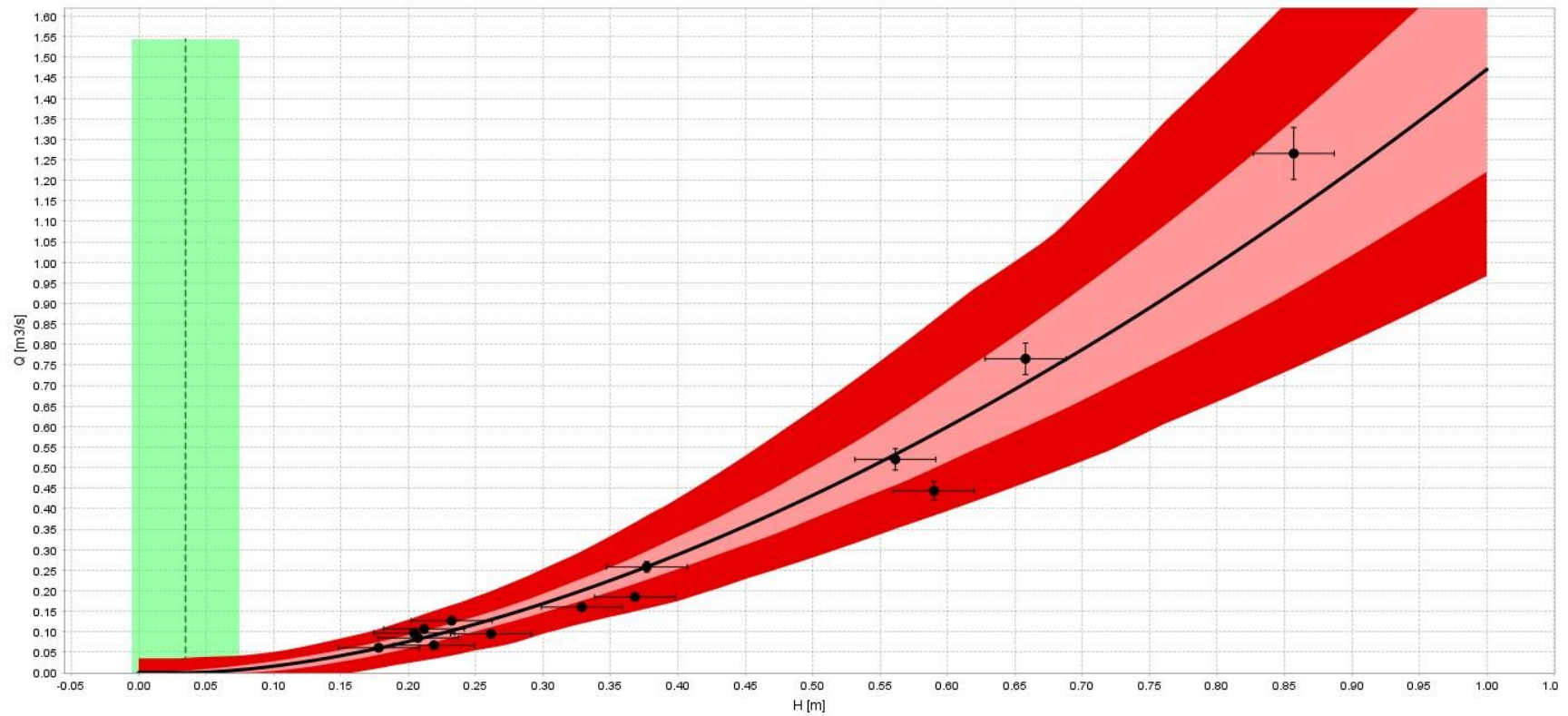


Figure 46 Courbe de tarage de la rivière Viviry. L'enveloppe rose représente l'incertitude paramétrique, l'enveloppe rouge représente l'incertitude totale et les lignes pointillées représentent la hauteur des contrôles et leur enveloppe d'incertitude. Les barres d'erreurs représentent l'erreur l'incertitude sur la mesure de hauteur d'eau et sur la mesure de débit.

ANNEXE B
Chroniques de débit

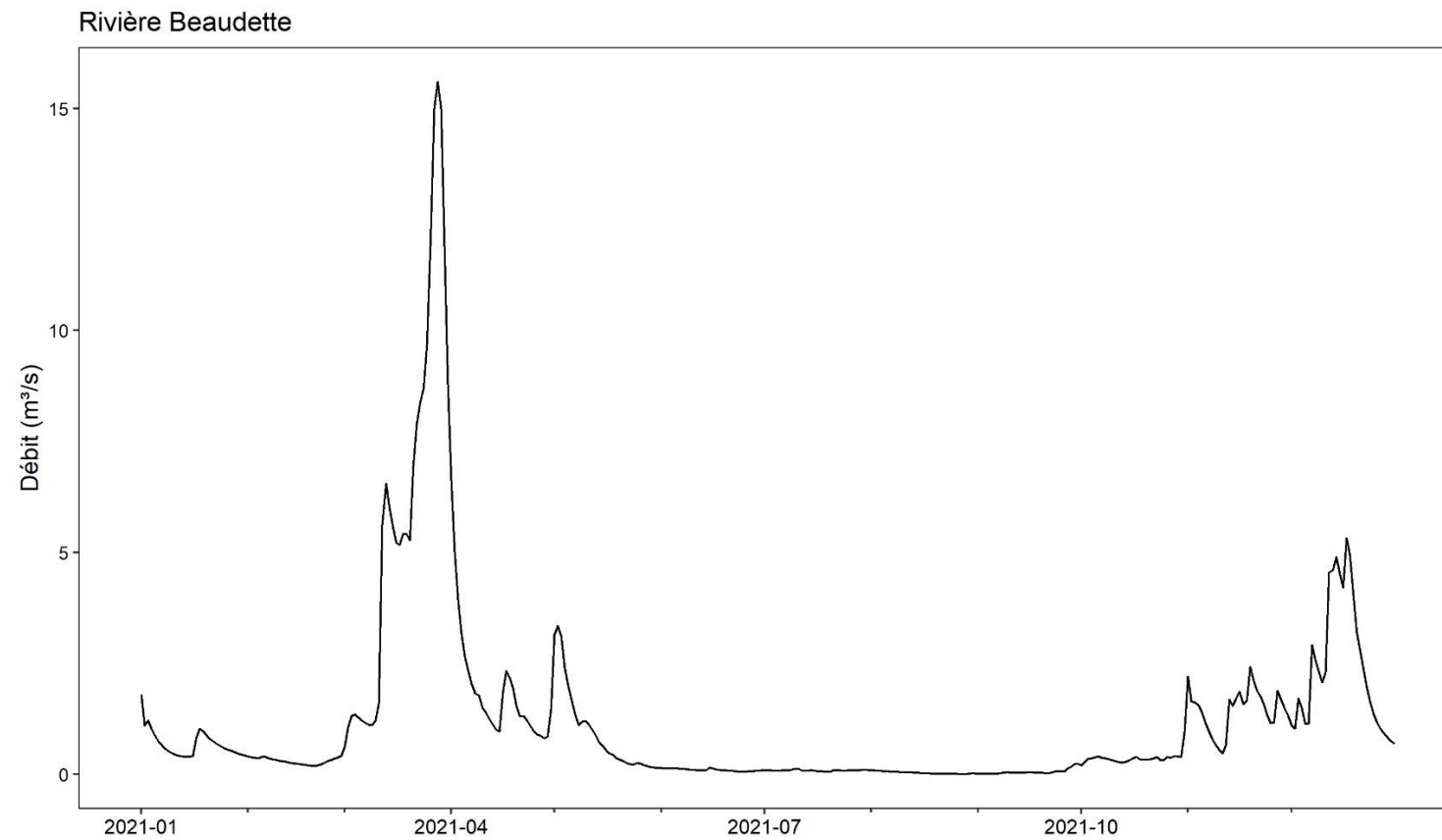


Figure 47 Chronique de débit de la rivière Beaudette durant la période de l'étude (2021-2023)

Rivière Delisle

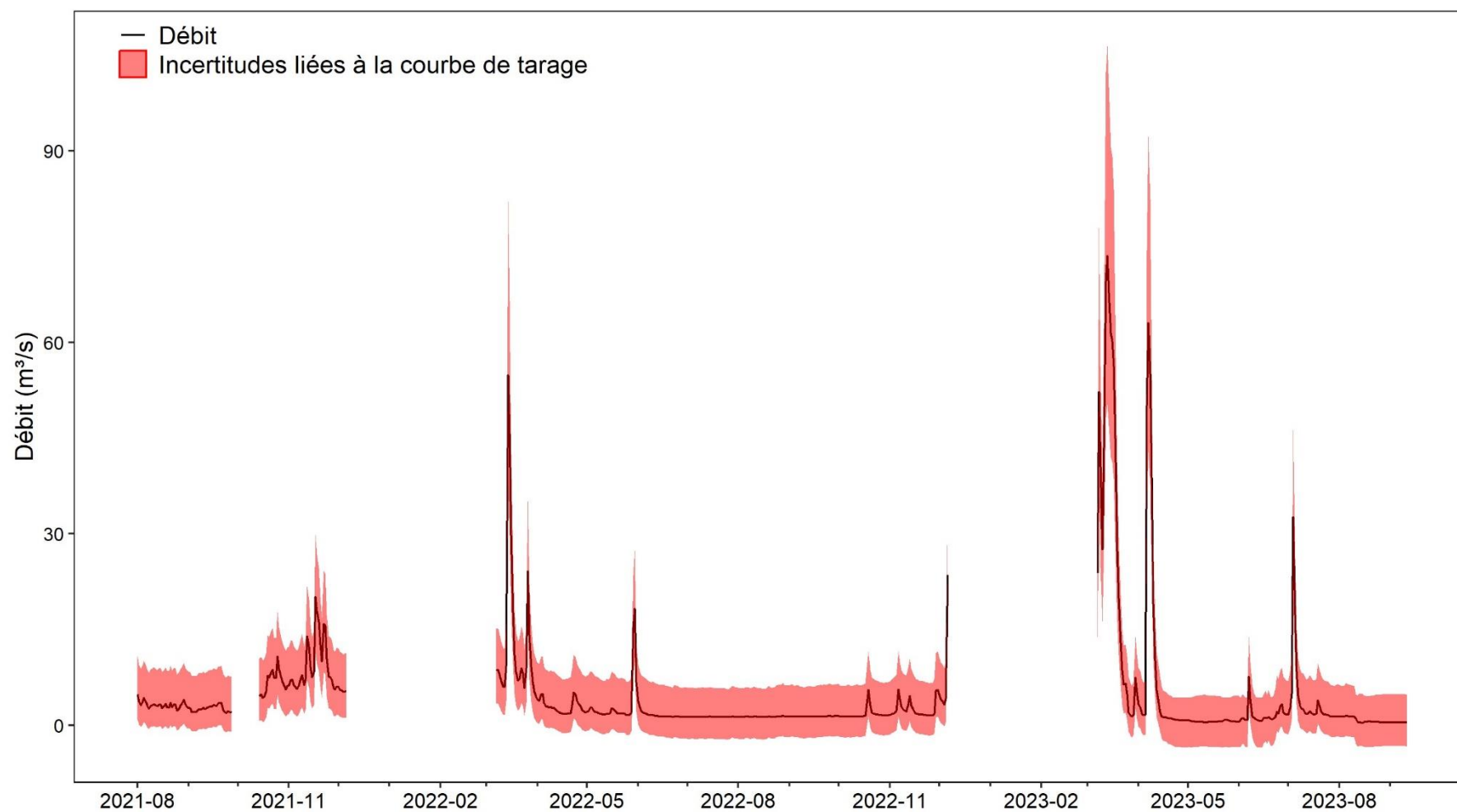


Figure 48 Chronique de débit de la rivière Delisle durant la période de l'étude (2021-2023)

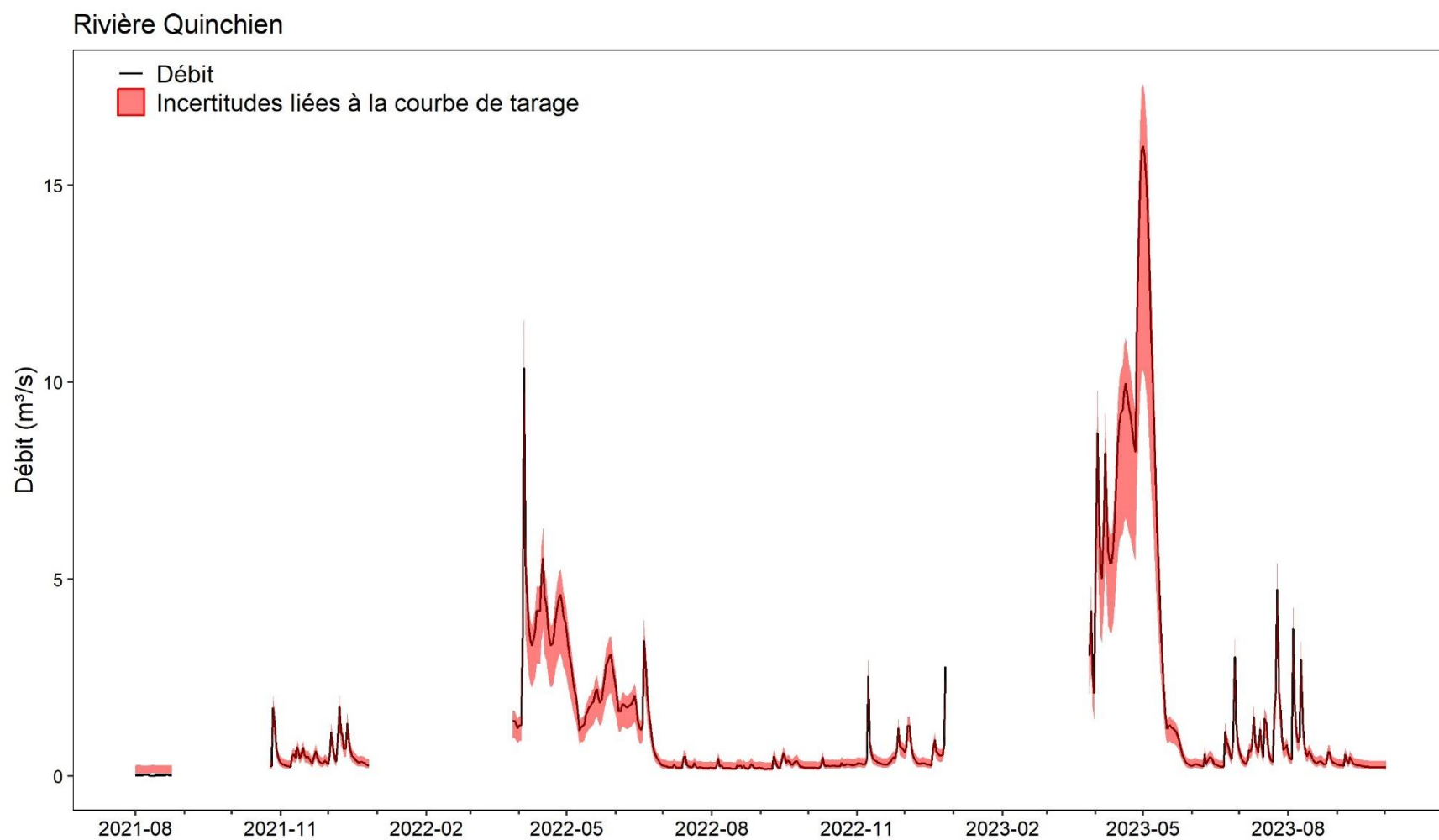


Figure 49 Chronique de débit de la rivière Quinchien durant la période de l'étude (2021-2023) avec incertitudes

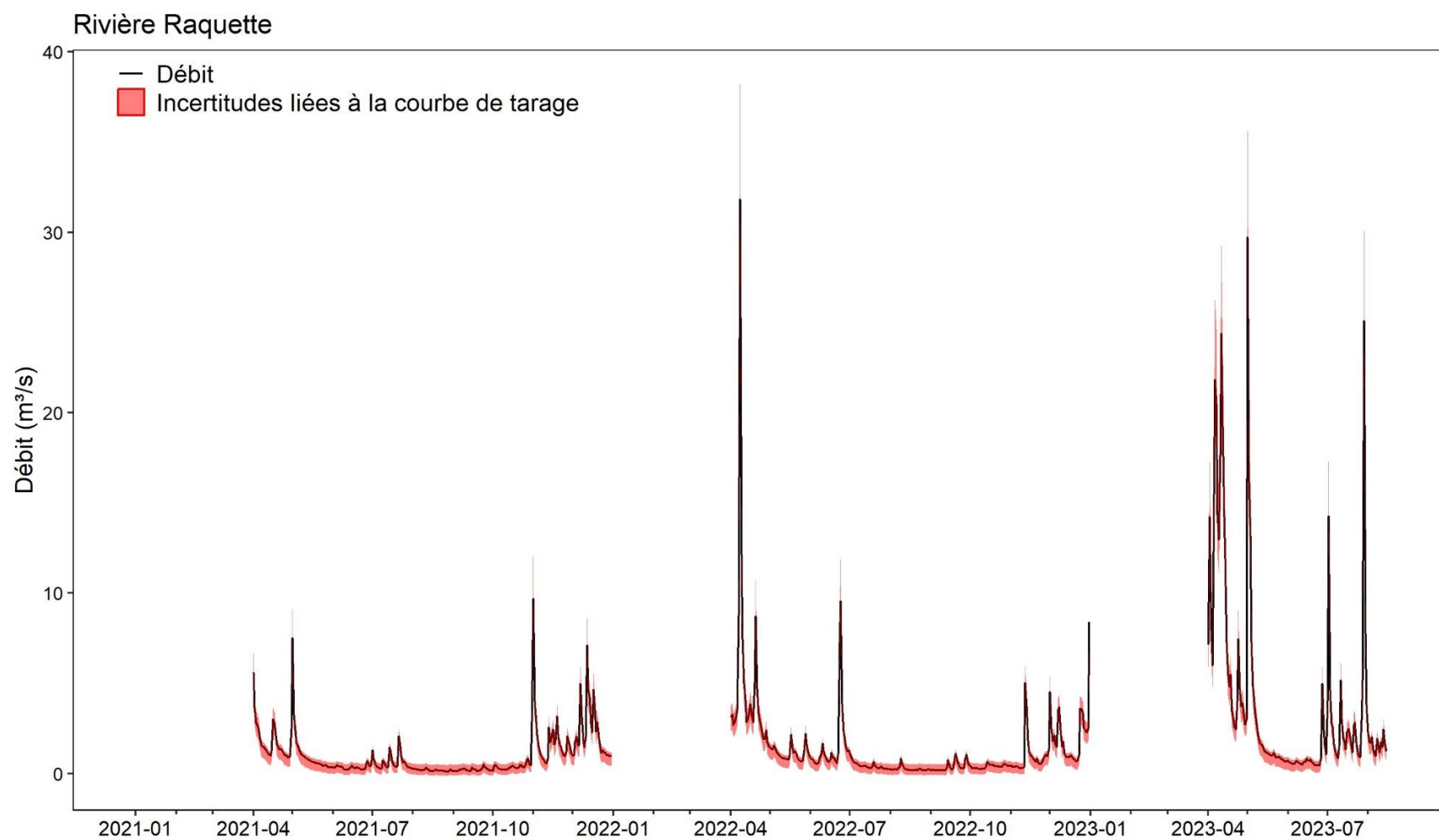


Figure 50 Chronique de débit de la rivière Raquette durant la période de l'étude (2021-2023) avec incertitudes

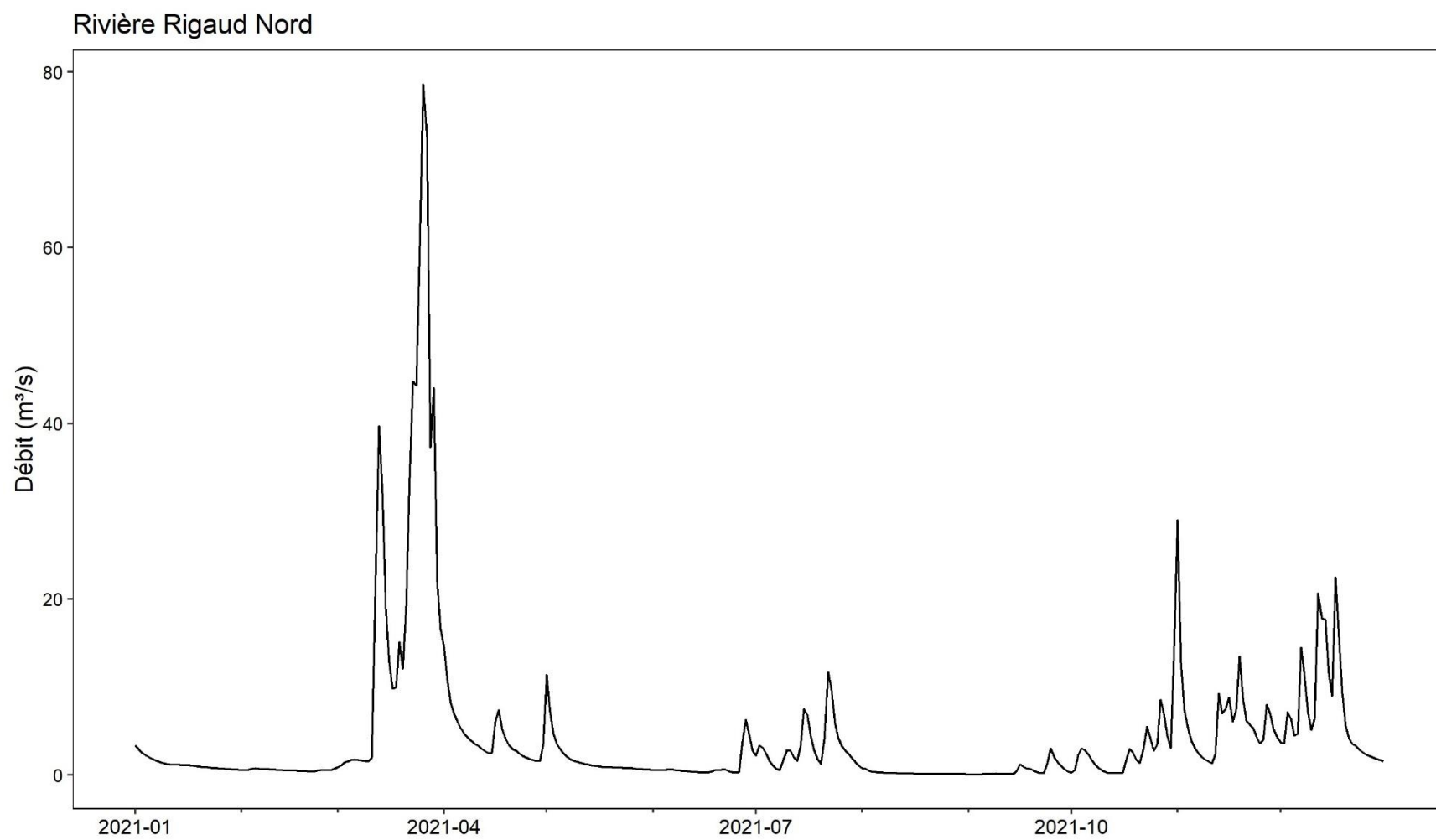


Figure 51 Chronique de débit de la rivière Rigaud Nord durant la période de l'étude (2021-2023)

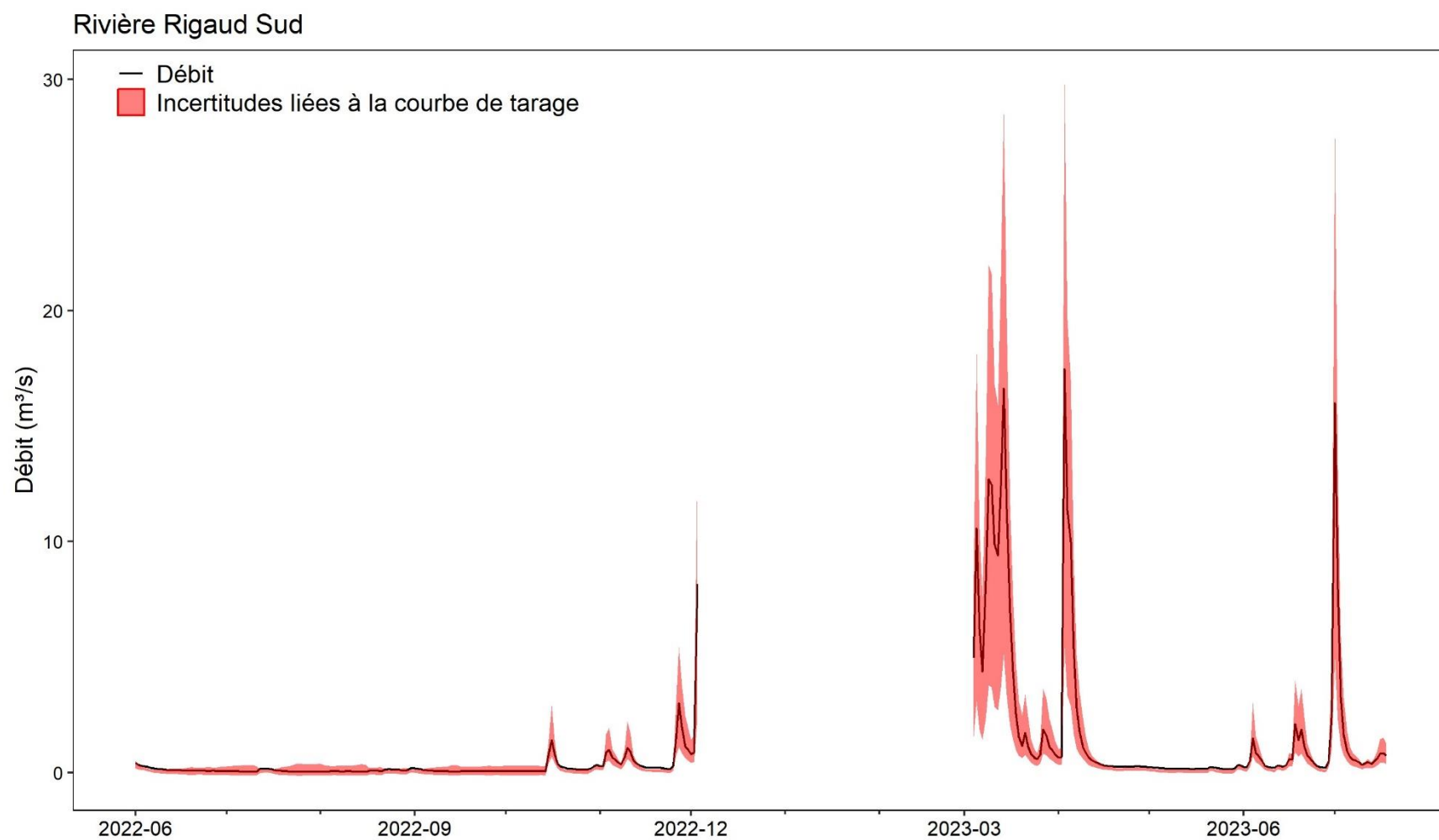


Figure 52 Chronique de débit de la rivière Rigaud Sud durant la période de l'étude (2021-2023) avec incertitudes

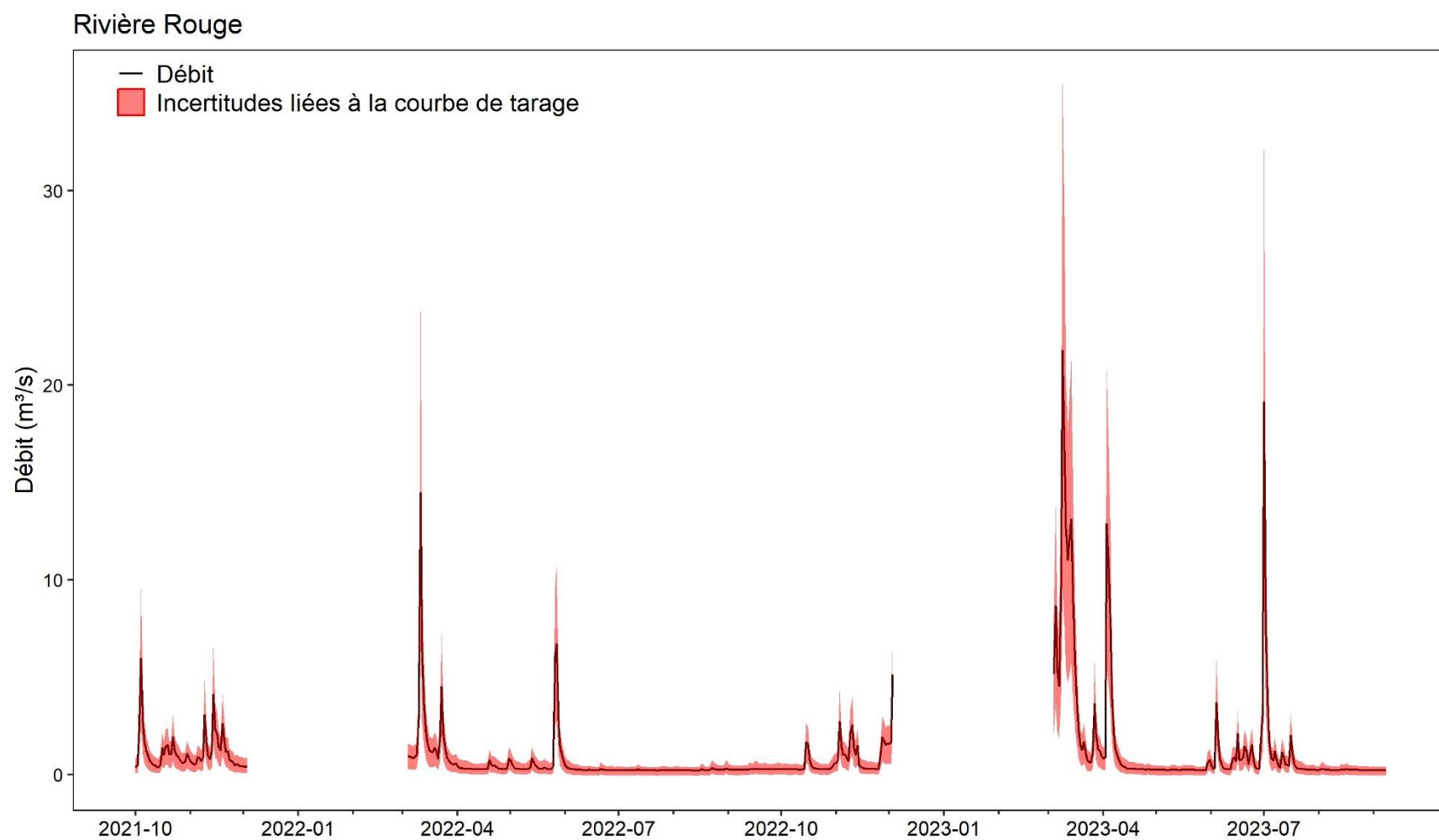


Figure 53 Chronique de débit de la rivière Rouge durant la période de l'étude (2021-2023) avec incertitudes

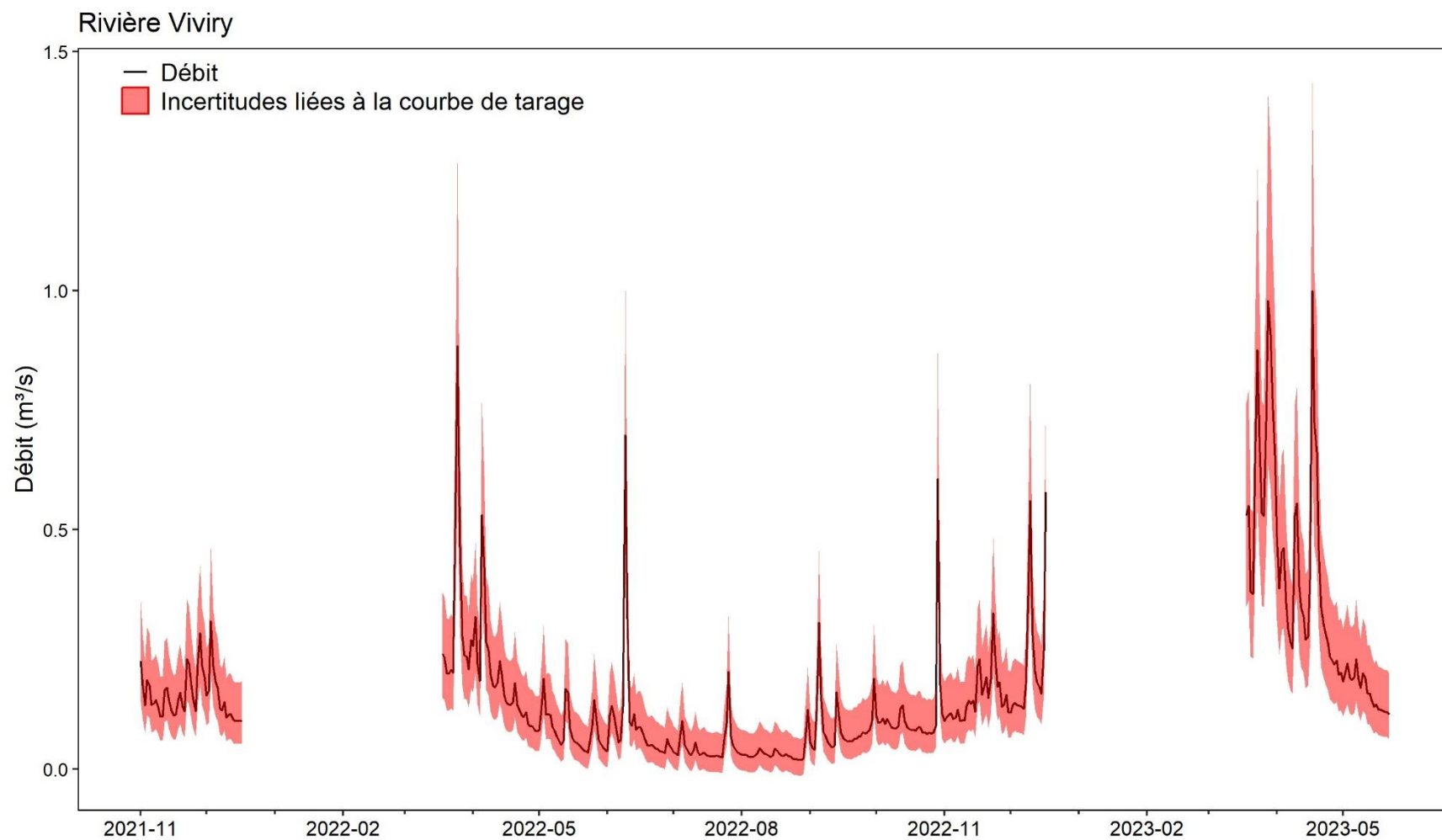


Figure 54 Chronique de débit de la rivière Viviry durant la période de l'étude (2021-2023) avec incertitudes

ANNEXE C
Débits de base

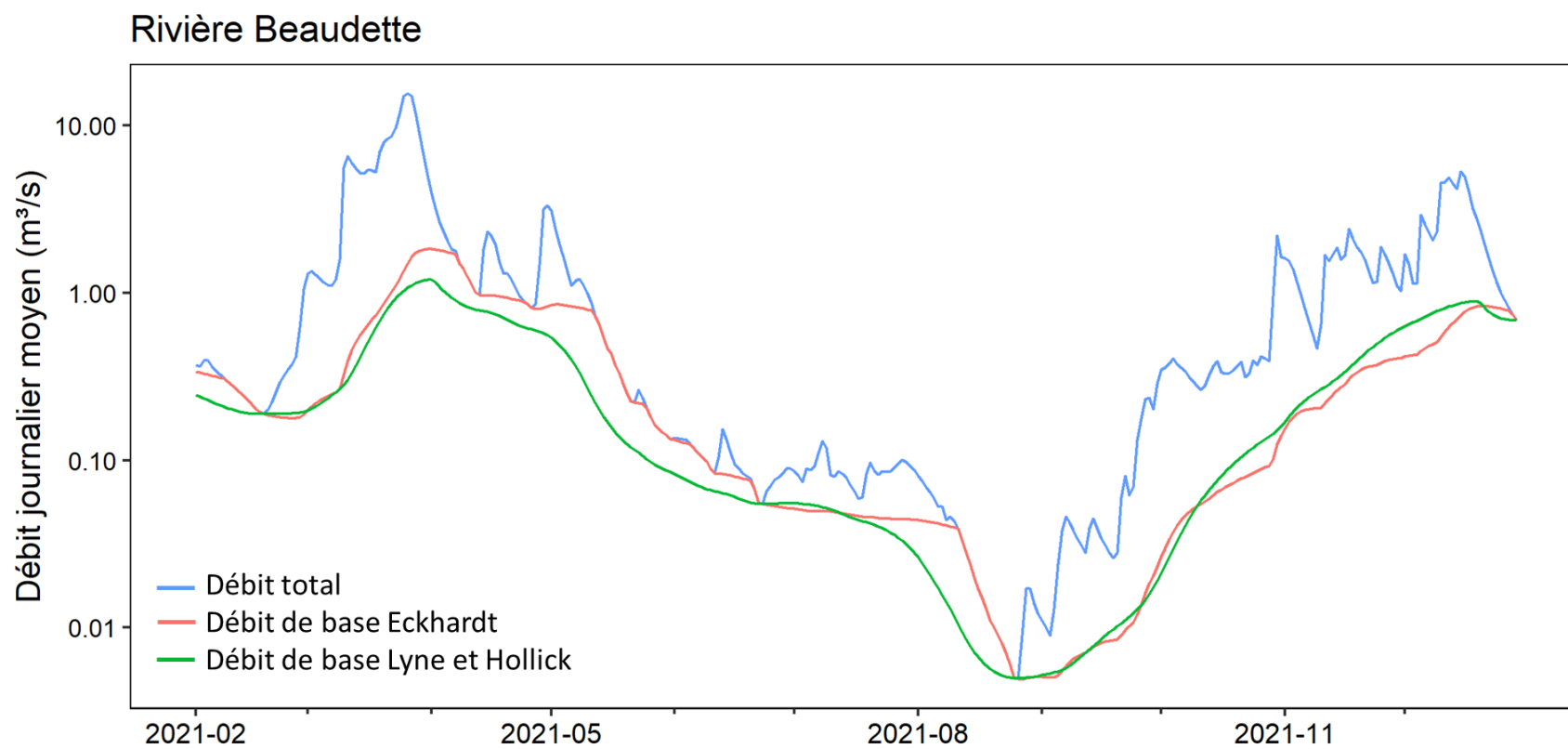


Figure 55 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Beaudette

Rivière Delisle

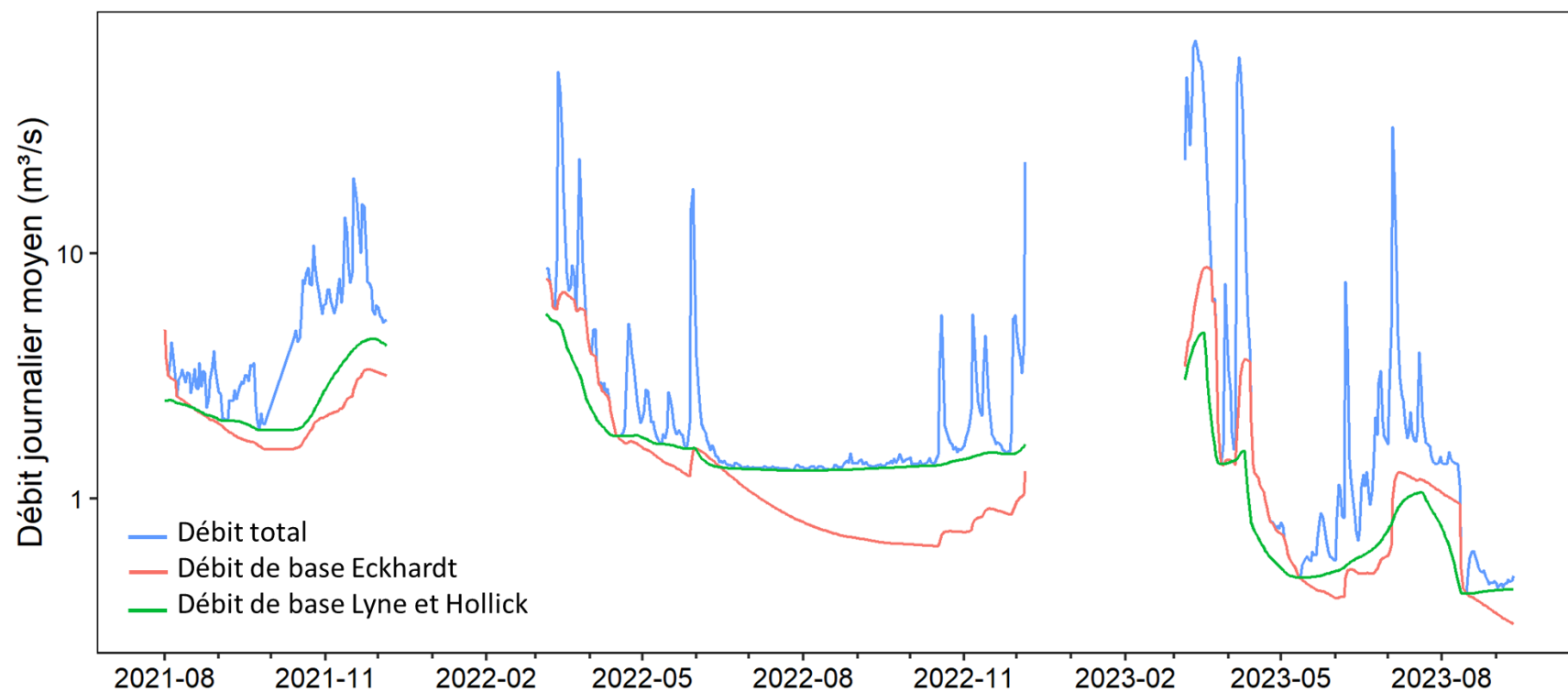


Figure 56 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Delisle

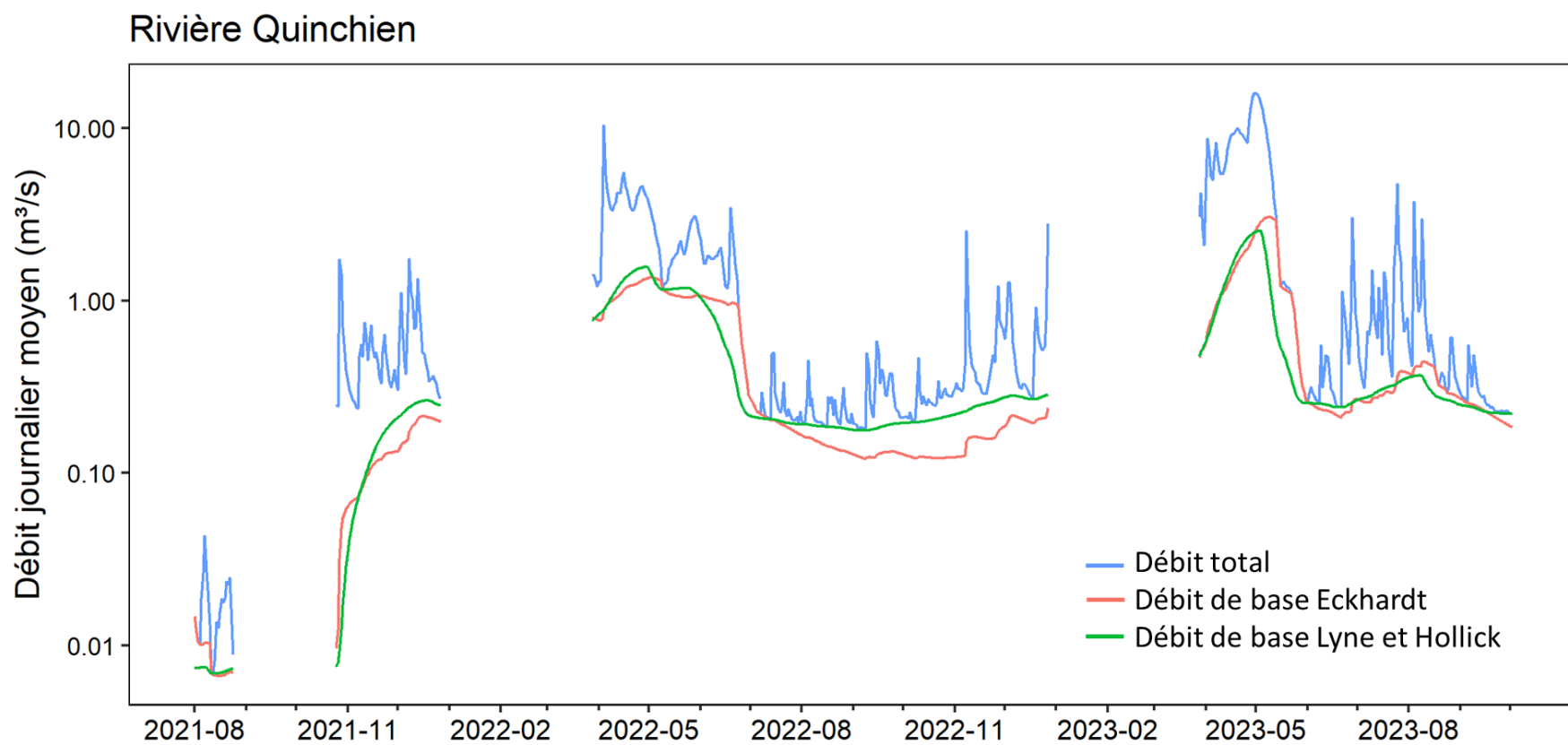


Figure 57 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Quinchien

Rivière Raquette

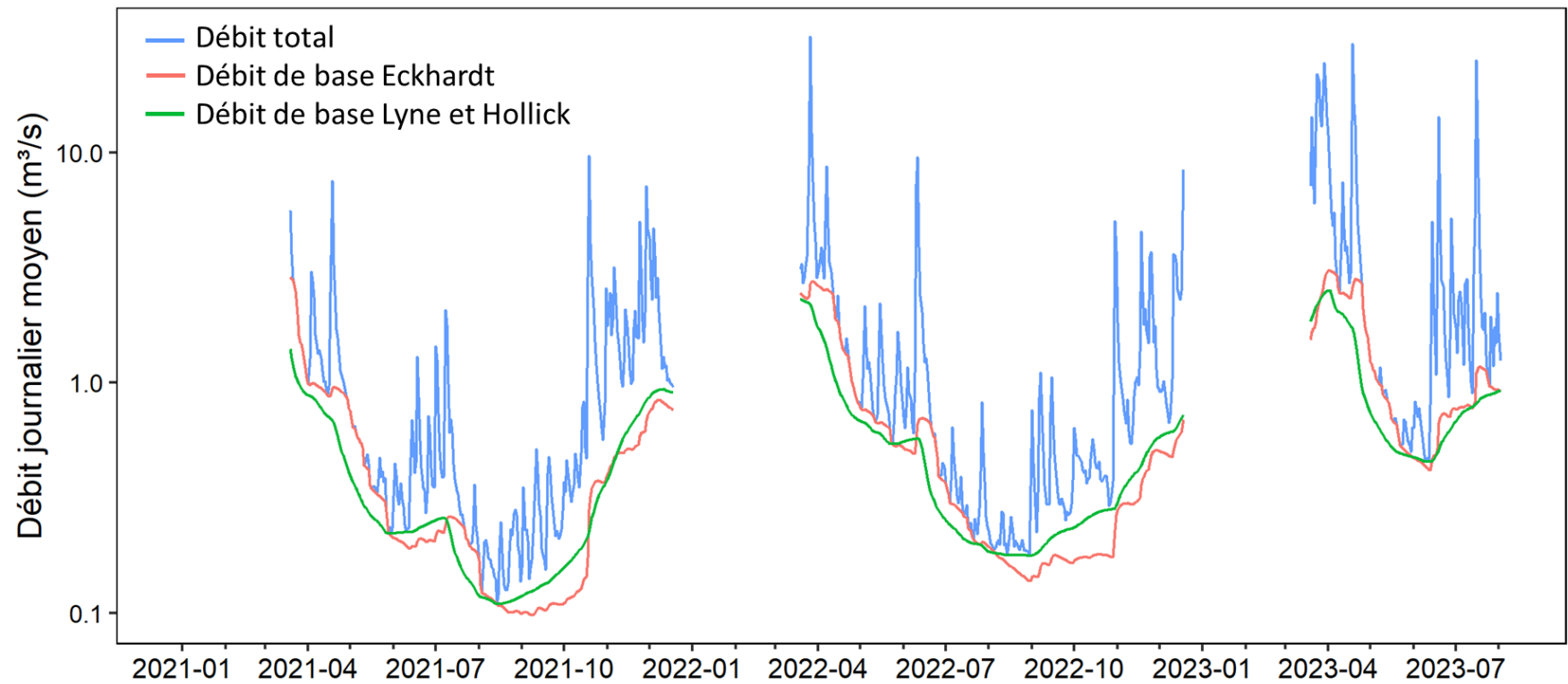


Figure 58 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Raquette

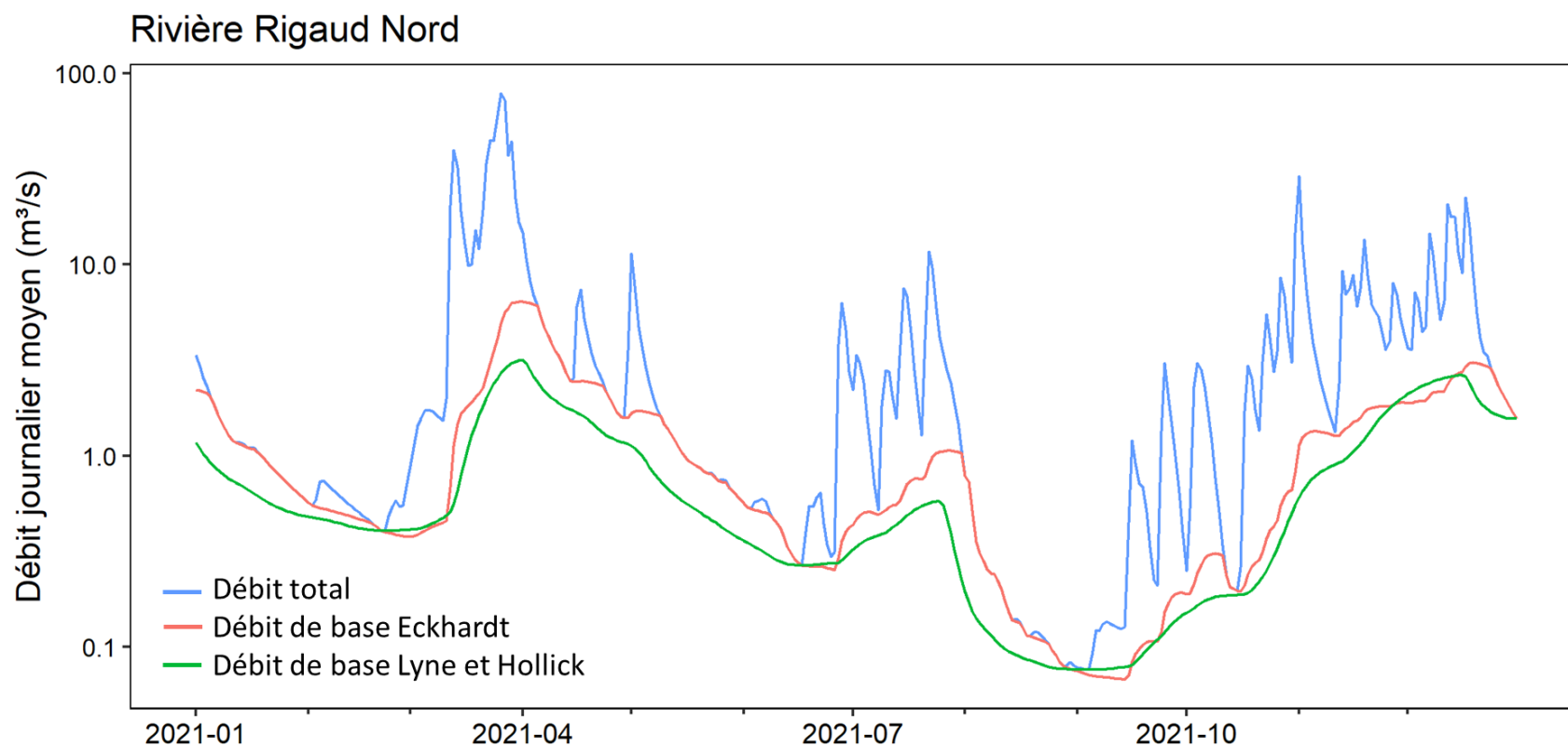


Figure 59 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Rigaud Nord

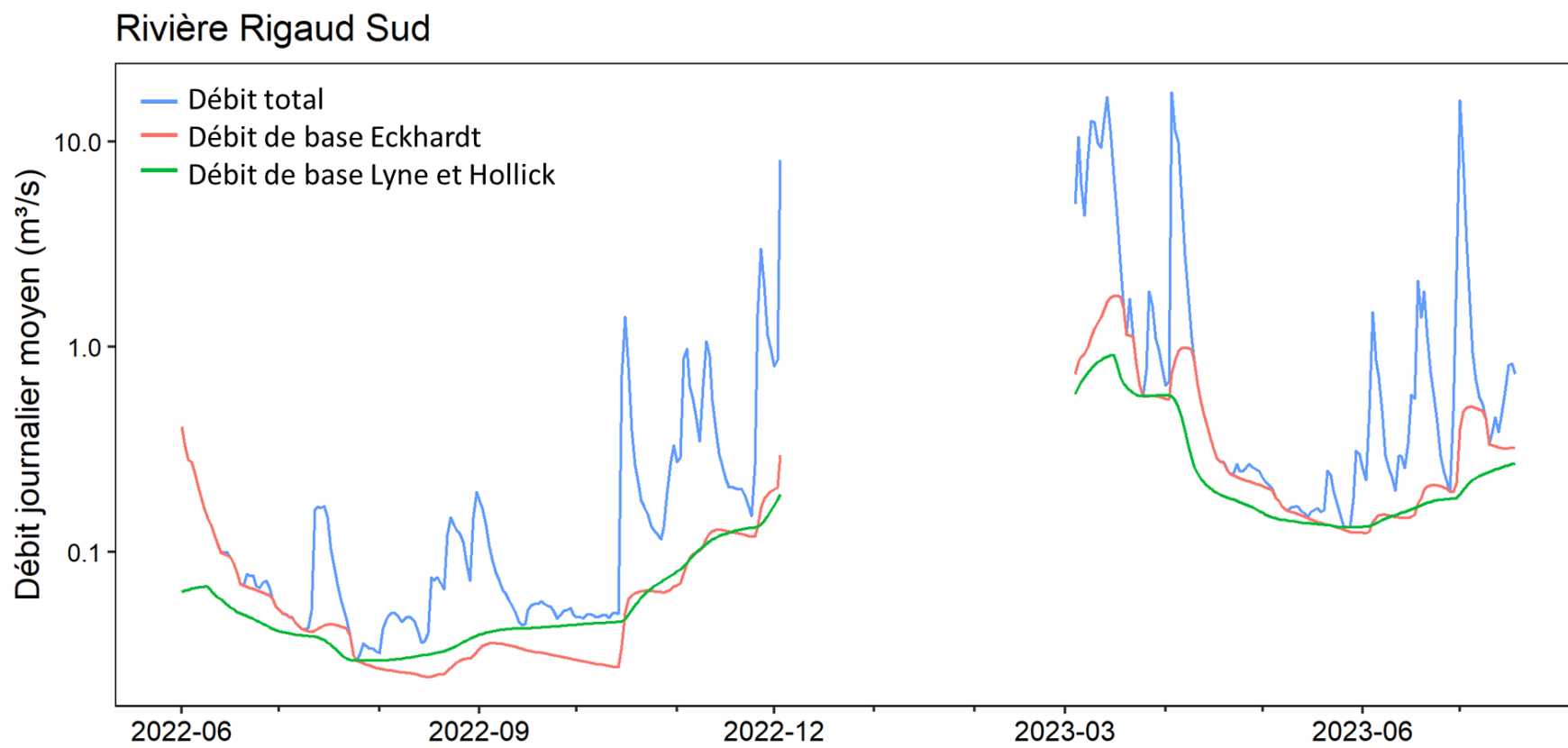


Figure 60 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Rigaud Sud

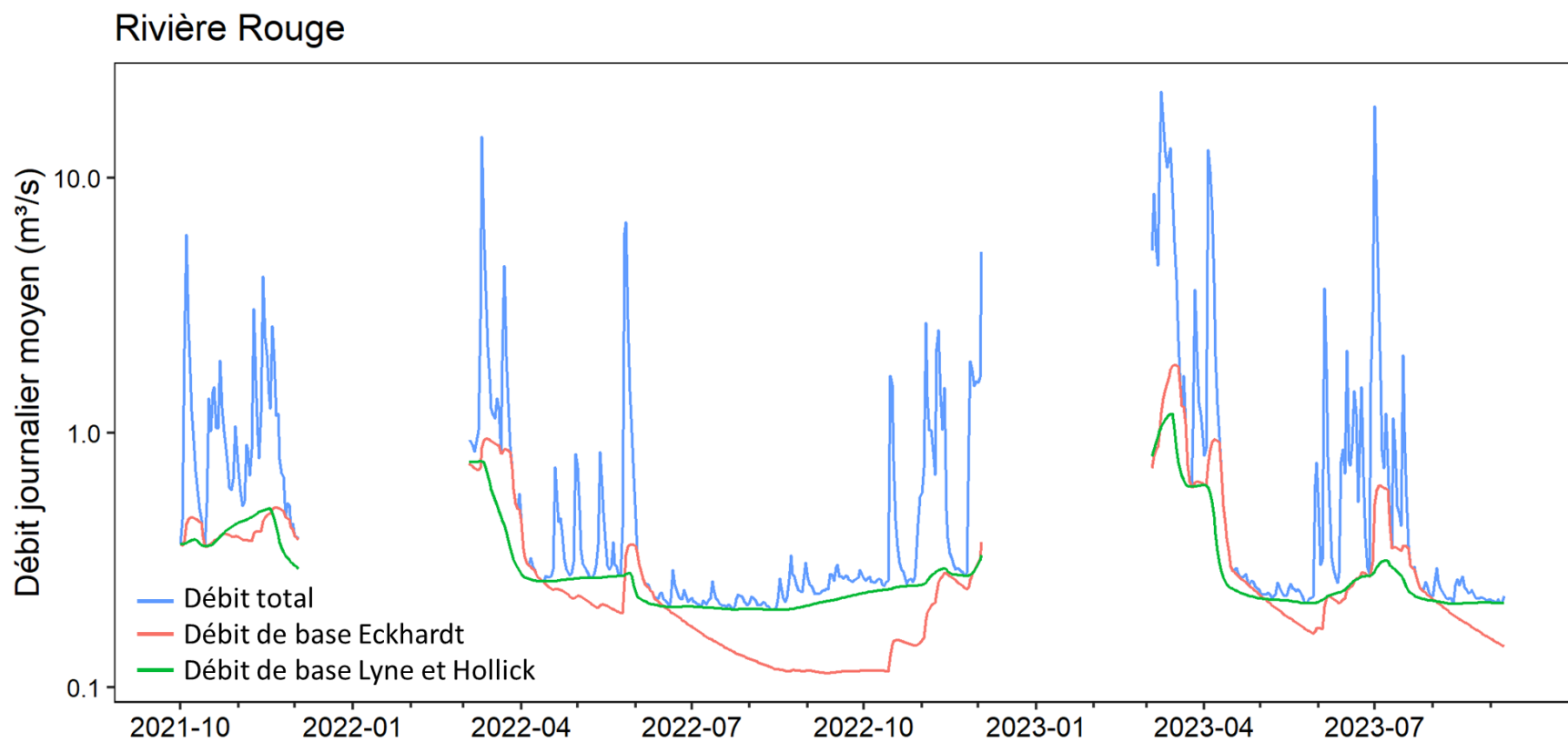


Figure 61 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Rouge

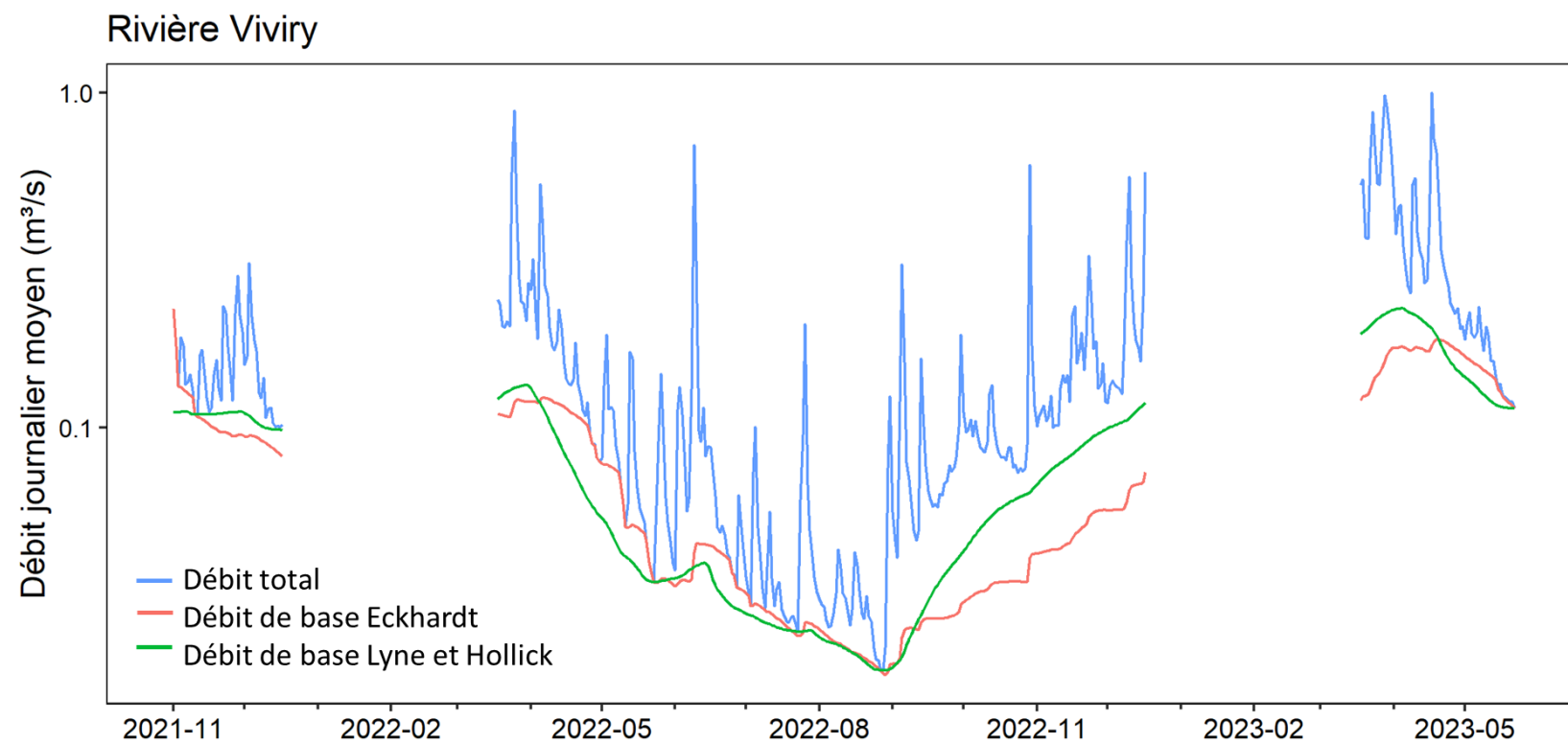


Figure 62 Débit et débits de base moyens journaliers dans la rivière Viviry

ANNEXE D

Activités ^{222}Rn et conductivités électriques (CE) mesurées dans les cours d'eau

Tableau 20 Données récoltées lors de l'échantillonnage de la rivière Beaudette

Échantillon	Type*	Distance de l'amont (m)	^{222}Rn (Bq/L)	Débit (m^3/s)	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
Beau1	R	64 288	0,413	0,121	578
Btr1	A	61 194	0,897	0,005	483
Beau2	R	50 096	0,067	0,086	532
Beau3	R	48 055	0,169	0,053	527
Beau4	R	44 121	0,207	0,042	522
Beau5	R	38 258	0,119	0,05	512
Beau6	R	34 961	0,123	0,091	513
Beau7	R	31 613	0,409	0,037	586
Btr2	A	27 190	0,168	0,015	528
Beau8	R	25 602	0,196	0,05	574
Beau9	R	20 080	0,834	0,04	549
Beau10	R	12 418	0,099	0,049	460
Beau11	R	6 373	0,087	0,009	747
Beau12	R	4 027	0,089	0,005	992
Beau13	R	1 444	0,310	0,001	568

*R signifie que le point échantillonné se trouve dans la rivière principale et A signifie que le point échantillonné se trouve dans un affluent

Tableau 21 Données récoltées lors de l'échantillonnage de la rivière Delisle

Échantillon	Type*	Distance de l'amont (m)	^{222}Rn (Bq/L)	Débit (m^3/s)	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
Del1	R	83 893	0,065	0,289	857
Del2	R	80 235	0,232	0,340	602
Dtr1	A	74 815	0,725	0,0001	780
Del3	R	70 105	0,139	0,108	526
Del4	R	64 738	0,344	0,098	539
Del5	R	55 550	0,210	0,033	490
Del6	R	43 691	0,220	0,025	511
Del7	R	35 922	0,156	0,022	672
Del8	R	32 865	0,158	0,002	475
Del9	R	23 718	0,137	0,005	517
Del10	R	17 403	0,385	0,004	595
Del11	R	10 498	0,282	0,002	723

*R signifie que le point échantillonné se trouve dans la rivière principale et A signifie que le point échantillonné se trouve dans un affluent

Tableau 22 Données récoltées lors de l'échantillonnage de la rivière Quinchien

Échantillon	Type*	Distance de l'amont (m)	²²² Rn (Bq/L)	Débit (m ³ /s)	CE (μS/cm)
Q1	R	13 612	0,262	0,079	1177
Q2	R	10 580	0,380	0,054	985
Q3	R	8 542	0,189	0,053	985
Qtr1	A	8 533	1,935	0,0001	553
Q4	R	5 828	0,240	0,047	974
Q5	R	4 948	0,199	0,049	950
Qtr2	A	2 797	0,126	0,045	928
Q6	R	2 207	0,609	0,003	888
Q7	R	36	0,207	0,001	748

*R signifie que le point échantillonné se trouve dans la rivière principale et A signifie que le point échantillonné se trouve dans un affluent

Tableau 23 Données récoltées lors de l'échantillonnage de la rivière Rigaud

Échantillon	Type*	Distance de l'amont (m)	²²² Rn (Bq/L)	Débit (m ³ /s)	CE (μS/cm)
Rig1	R	73 604	0,207	1,072	518
RigSt	A	67 475	0,247	0,021	619
RigS	A	67 475	0,239	0,045	574
Rig2	R	66 590	0,068	0,172	564
Rig3	R	60 556	0,179	0,401	632
RigT1	A	60 454	0,159	0,016	643
Rig4	R	54 594	0,165	0,079	512
Rig5	R	44 406	0,153	0,022	524
RigTr2	A	39 089	0,308	0,001	746
Rig6	R	38 735	0,155	0,022	504
Rig7	R	31 909	0,363	0,033	778
Rig8	R	14 492	0,285	0,009	369
Rig9	R	4 606	0,165	0,001	388
MUD	A	4 513	0,084	0	332

*R signifie que le point échantillonné se trouve dans la rivière principale et A signifie que le point échantillonné se trouve dans un affluent

Tableau 24 Données récoltées lors de l'échantillonnage de la rivière Rouge

Échantillon	Type*	Distance de l'amont (m)	²²² Rn (Bq/L)	Débit (m³/s)	CE (µS/cm)
R1	R	16 715	0,223	0,087	555
R2	R	13 749	0,254	0,122	522
RSTH	A	11 833	0,392	0,000	770
R3	R	11 078	0,455	0,071	465
Rtri	A	11 054	0,372	0,006	756
R4	R	6 788	0,045	0,028	342
R5	R	4 932	0,075	0,029	321
R6	R	3 935	0,151	0,031	318
R7	R	1 874	1,245	0,016	384
R8	R	703	2,594	0,002	429
R9	R	65	1,335	0,001	477

*R signifie que le point échantillonné se trouve dans la rivière principale et A signifie que le point échantillonné se trouve dans un affluent

Tableau 25 Données récoltées lors de l'échantillonnage de la rivière Viviry

Échantillon	Type*	Distance de l'amont (m)	²²² Rn (Bq/L)	Débit (m³/s)	CE (µS/cm)
V1	R	6 480	0,019	0,042	774
V2	R	6 049	0,039	0,029	780
V3	R	5 097	0,059	0,034	761
V4	R	4 474	0,113	0,046	713
V5	R	3 834	0,205	0,034	621
V6	R	2 618	0,366	0,014	662

*R signifie que le point échantillonné se trouve dans la rivière principale et A signifie que le point échantillonné se trouve dans un affluent

ANNEXE E **Cartes géologiques et échantillonnage ^{222}Rn**

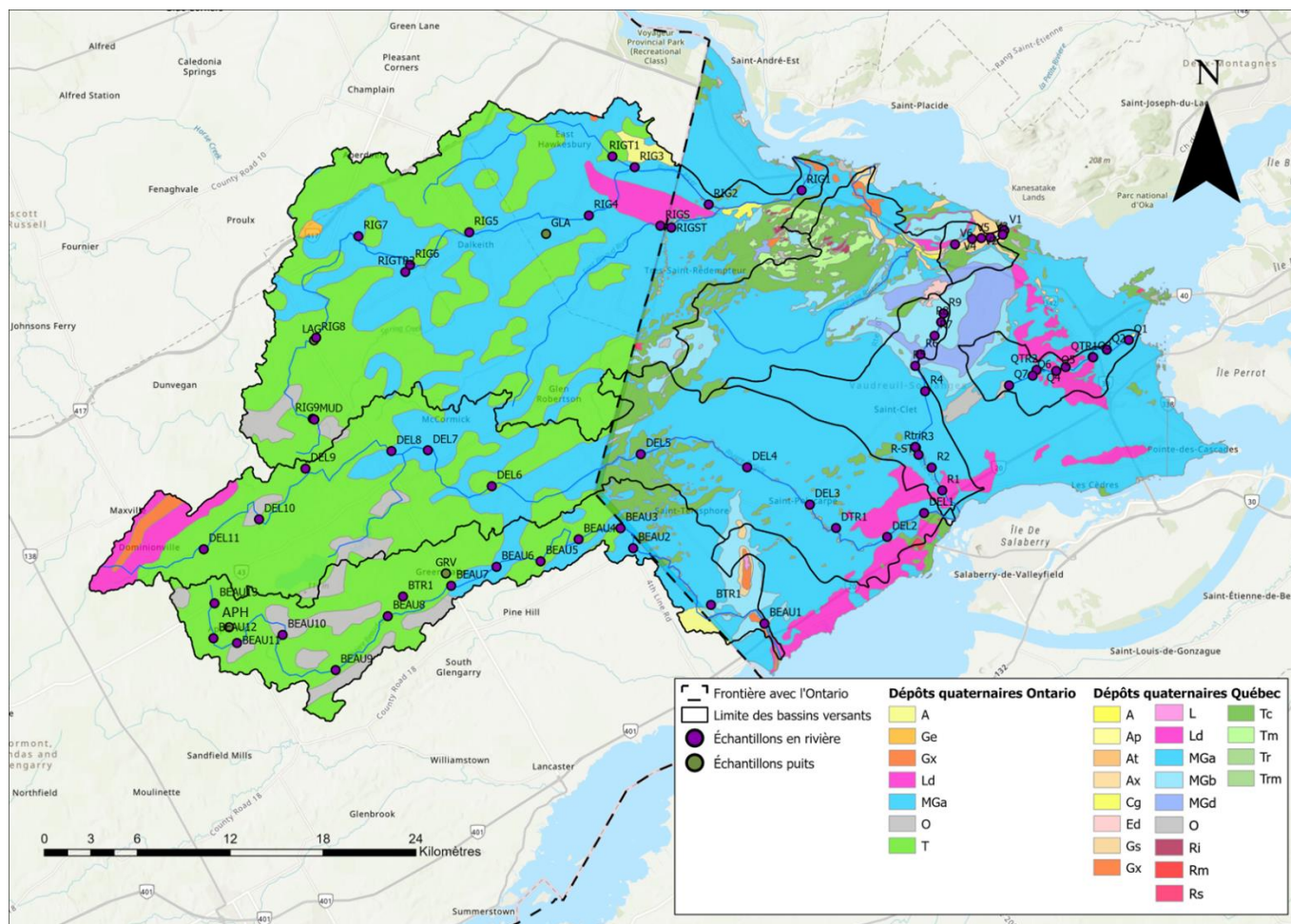


Figure 63 Points d'échantillonnage du ^{222}Rn et dépôts de surface

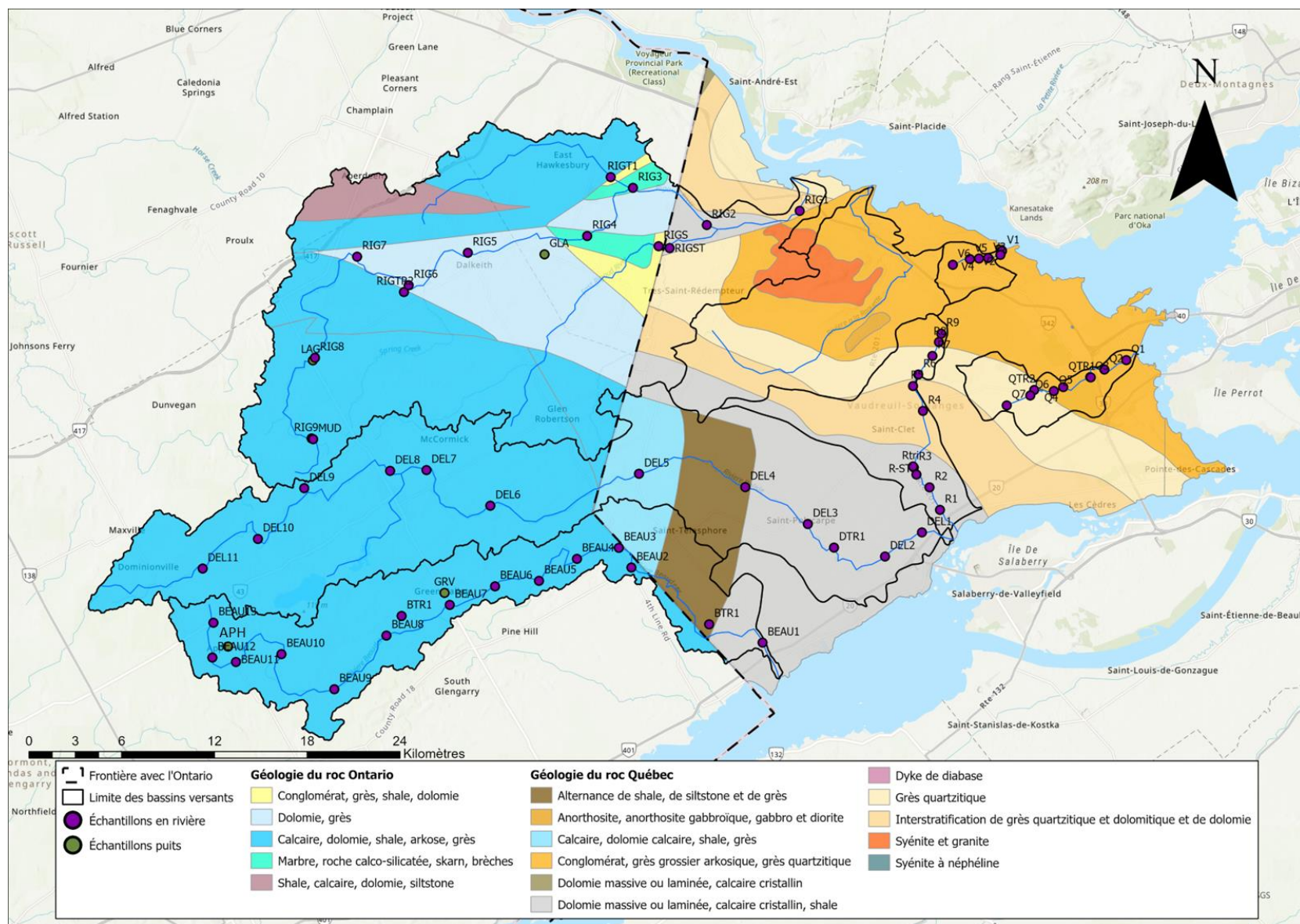


Figure 64 Points d'échantillonnage du ^{222}Rn et géologie du roc

ANNEXE F

Taux de dégazage du ^{222}Rn selon la littérature

Tableau 26 Taux de dégazage du ^{222}Rn vers l'atmosphère rapportés dans la littérature (modifié de Dubois, 2023)

Source	Rivière	Q initial (m ³ /s)	Profondeur moyenne (m)	Gradient de pente (%)	k (m/j)
Atkinson <i>et al.</i> , (2015)	Rivière Gellibrand, Australie		1 à 6	0,09	0,5 - 5
Beaulieu <i>et al.</i> , (2012)	Ohio River, É.-U.		6 – 14		5,23
Botter <i>et al.</i> , (2022)	Rio Valfredda, Italie	0,0032	0,1	0,014	3 - 15
Cartwright et Hoffmann, (2016)	Rivière Avon, Australie		0,5 - 1		0,3
Cook <i>et al.</i> , (2003)	Daily River, Australie	10	1.5	0.03	1
Cook <i>et al.</i> , (2006)	Cockburn River, Australie	0.009	0,25 – 0,75	0.3	1.6
Clark <i>et al.</i> , (1994)					0.7-5.1
Elsinger et Moore, (1983)	Pee Dee River, États-Unis			1	2.1-2.4
Ferlatte (2011)	Rivière Bécancour	7.3		0.14	1.3
Gleeson <i>et al.</i> , (2009)	Rivière Tay, Ontario, Canada				0.16
Gleeson <i>et al.</i> , (2018)	Sagehen Creek, Californie, É.-U.				5,4
Hartman et Hammond, (1984)	Baie San Francisco, États-Unis				0.4-1.8
Lefebvre (2011)	Rivière Hallue, France	0.05		1.7	2.3
McDowell et Johnson, (2018)	Rivière au Columbia Malcolm Knapp Research Forest, C-B- Canada	0,0926		0,236	2 - 6
Raymond <i>et al.</i> , (2012)	Ruisseaux et rivières aux É.-U.	0,54	0,28		2 - 5
Rogers, (1958)	Weber River	0.08		1.70	24
Schubert <i>et al.</i> , (2020)	Rivière Elbe, Allemagne				2,3 – 3,7
Tobias <i>et al.</i> , (2009)	Sugar Creek, États-Unis	0.02	0.15	0.1	1.5
Ulseth <i>et al.</i> , (2019)	12 rivières alpines, Suisse	0,64		8,5	464
Wang <i>et al.</i> , (2021)	35 ruisseaux et rivières, É.-U.	< 0,5 – 200	0,02 – 2,83	0,01 – 0,67	0 - 20
Wanninkhof <i>et al.</i> , (1992)	West Fork River, États-Unis	0.02	0.10	4.30	5.0

BIBLIOGRAPHIE

- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S. et Williams, J. R. (1998). Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. *Journal of the American Water Resources Association*, 34(1), 73-89. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x>
- Atkinson, A., Cartwright, I., Gilfedder, B., Hofmann, H., Unland, N., Cendón, D. et Chisari, R. (2015). A multi-tracer approach to quantifying groundwater inflows to an upland river; Assessing the influence of variable groundwater chemistry. *Hydrological Processes*, 29. <https://doi.org/10.1002/hyp.10122>
- Banks, E. W., Morgan, L. K., Sai Louie, A. J., Dempsey, D. et Wilson, S. R. (2022). Active distributed temperature sensing to assess surface water-groundwater interaction and river loss in braided river systems. *Journal of Hydrology*, 615(Part A). <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128667>
- Barron, O. V., Crosbie, R. S., Dawes, W. R., Charles, S. P., Pickett, T. et Donn, M. J. (2012). Climatic controls on diffuse groundwater recharge across Australia. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(12), 4557-4570. <https://doi.org/10.5194/hess-16-4557-2012>
- Beaulieu, J. J., Shuster, W. D. et Rebholz, J. A. (2012). Controls on gas transfer velocities in a large river. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 117(G2). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2011JG001794>
- Benoit, N., Nastev, M., Blanchette, D. et Molson, J. (2014). Hydrogeology and hydrogeochemistry of the Chaudière River watershed aquifers, Québec, Canada. *Canadian Water Resources Journal* 39(1), 32-48. <https://doi.org/10.1080/07011784.2014.881589>
- Bierkens, M. F. P. et Wada, Y. (2019). Non-renewable groundwater use and groundwater depletion: a review. *Environmental Research Letters*, 14(6), 063002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab1a5f>
- Botter, G., Carozzani, A., Peruzzo, P. et Durighetto, N. (2022). Steps dominate gas evasion from a mountain headwater stream. *Nature Communications*, 13(1), 7803. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-35552-3>
- Bruneau, S., Barbecot, F., Larocque, M., Horoi, V., Coquet, Y. et Guillon, S. (2022). Vadose zone modeling to identify controls on groundwater recharge in an unconfined granular aquifer in a cold and humid environment with different meteorological data sources. *Hydrogeology Journal*, 30(2), 653-672. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02429-6>
- Camporese, M., Paniconi, C., Putti, M. et Orlandini, S. (2010). Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data. *Water Resources Research*, 46, 2512. <https://doi.org/10.1029/2008WR007536>
- Carlson, M. A., Lohse, K. A., McIntosh, J. C. et McLain, J. E. T. (2011). Impacts of urbanization on groundwater quality and recharge in a semi-arid alluvial basin. *Journal of Hydrology*, 409(1), 196-211. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.020>
- Carrier, M.-A., Lefebvre, R., Rivard, C., Parent, M., Ballard, J.-M., Benoit, N., Vigneault, H., Beaudry, C., Malet, X., Laurencelle, M., Gosselin, J.-S., Ladevèze, P., Thériault, R., Beaudin, I., Michaud, A., Pugin, A., Morin, R., Crow, H., Gloaguen, E., Bleser, J., Martin, A., Lavoie, D. (2013) Portrait des ressources en eau souterraine en Montérégie Est, Québec, Canada. Projet réalisé conjointement par l'INRS, la CGC, l'OBV Yamaska et l'IRDA dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines, rapport final INRS R1433, soumis en juin 2013.
- Cartwright, I. et Hofmann, H. (2016). Using radon to understand parafluvial flows and the changing locations of groundwater inflows in the Avon River, southeast Australia. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(9), 3581-3600. <https://doi.org/10.5194/hess-20-3581-2016>

- Cecil, L. D. et Green, J. R. (2000). Radon-222. Dans P. G. Cook et A. L. Herczeg (dir.), *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Springer US, Boston (États-Unis), 175-194. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-4557-6_6
- CGO (Commission géologique de l'ontario). (2000). *Quaternary Geology, Seamless Coverage of the Province of Ontario*. [Jeu de données]. Ministère des mines. Récupéré de : <https://www.geologyontario.mines.gov.on.ca/publication/EDS014-REV>
- CGO (Commission géologique de l'Ontario). (2011). *1:250 000 scale bedrock geology of ontario*. [Jeu de données]. Ministère des mines. Récupéré de : <https://www.geologyontario.mines.gov.on.ca/publication/MRD126-REV1>
- Chabot-Grégoire, J. (2022). *Recharge des eaux souterraines dans la région des Laurentides et de la MRC Les Moulins*. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Archipel. Montréal (Canada), 166p
- Chahinian, N., Moussa, R., Andrieux, P. et Voltz, M. (2005). Comparison of infiltration models to simulate flood events at the field scale. *Journal of Hydrology*, 306(1), 191-214. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.09.009>
- Chapman, T. (1999). A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes*, 13(5), 701-714. [https://doi.org/https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990415\)13:5<701::AID-HYP774>3.0.CO;2-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<701::AID-HYP774>3.0.CO;2-2)
- Charron, I., Beauchemin, A., Blais-Gagnon, A., Boivin, C., Delmotte, S., Ducruc, S., Dugré, D., Landry, F., Lefebvre, R., Jegu, G., Gosselin, J.-S., Michaud, A., Morrisette, R., Raynauld, M., St-Arnaud, R.-M., Vallée, J. et Vallerios, A. (2020). *Recherche participative d'alternatives durables pour la gestion de l'eau en milieu agricole dans un contexte de changement climatique (RADEAU 2)*. Rapport présenté au Ministère de l'agriculture des pêcheries et de l'alimentation du Québec 283p.
- Charron, I., Beauchemin, A., Blais-Gagnon, A., Delmotte, S., Ducruc, S., Dugré, D., Landry, F., Jegu, G., Michaud, A., Morrisette, R. et St-Arnaud, R.-M. (2019). *Recherche participative d'alternatives durables pour la gestion de l'eau en milieu agricole dans un contexte de changement climatique (RADEAU 1)*. Rapport présenté au Ministère de l'agriculture des pêcheries et de l'alimentation du Québec 332p.
- Chemingui, A., Sulis, M. et Paniconi, C. (2015). An assessment of recharge estimates from stream and well data and from a coupled surface-water/groundwater model for the des Anglais catchment, Quebec (Canada). *Hydrogeology Journal*, 23(8), 1731-1743. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1299-1>
- Chesnaux, R. et Stumpp, C. (2018). Advantages and challenges of using soil water isotopes to assess groundwater recharge dominated by snowmelt at a field study located in Canada. *Hydrological Sciences Journal*, 63(5), 679-695. <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1442577>
- Childs, E. C. (1960). The nonsteady state of the water table in drained land. *Journal of Geophysical Research* (1896-1977), 65(2), 780-782. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JZ065i002p00780>
- Clark, J. F., Wanninkhof, R., Schlosser, P. et Simpson, J. H. (1994). Gas exchange rates in the tidal Hudson river using a dual tracer technique. *Tellus B : Chemical and Physical Meteorology*, 46(4), 274-285. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v46i4.15802>
- COBAVER-VS. (Conseil du bassin versant de la région de Vaudreuil-Soulanges). 2016. *Bassin versant*. Récupéré de : <https://www.cobaver-vs.org/cartographie/bassin-versant/>
- Cook, P. G., Favreau, G., Dighton, J. C. et Tickell, S. (2003). Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers. *Journal of Hydrology*, 277, 74-88. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00087-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00087-8)
- Cook, P. G., Lamontagne, S., Berhane, D. et Clark, J. F. (2006). Quantifying groundwater discharge to Cockburn River, southeastern Australia, using dissolved gas tracers 222Rn and SF6 [Article]. *Water Resources Research*, 42(10), 718-724. <https://doi.org/doi:10.1029/2006WR004921>.

- Copernicus Data Space Ecosystem. [Jeu de données]. Accédé le 28 février 2024 depuis : <https://dataspace.copernicus.eu/>
- Crosbie, R. S., Binning, P. et Kalma, J. D. (2005). A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Water Resources Research*, 41(1), W01008. <https://doi.org/10.1029/2004wr003077>
- Croteau, A., Nastev, M. et Lefebvre, R. (2010). Groundwater recharge assessment in the Chateauguay River watershed. *Canadian Water Resources Journal*, 35(4), 451-468. <https://doi.org/10.4296/cwri3504451>
- Cuthbert, M. O., Gleeson, T., Bierkens, M. F. P., Ferguson, G. et Taylor, R. G. (2023). Defining renewable groundwater use and its relevance to sustainable groundwater management. *Water Resources Research*, 59(9), e2022WR032831. <https://doi.org/10.1029/2022WR032831>
- De Vries, J. J. et Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 5-17. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0171-7>
- Dekongmen, B. W., Anornu, G. K., Kabo-Bah, A. T., Larbi, I., Sunkari, E. D., Dile, Y. T., Agyare, A. et Gyamfi, C. (2022). Groundwater recharge estimation and potential recharge mapping in the Afram Plains of Ghana using SWAT and remote sensing techniques. *Groundwater for Sustainable Development*, 17, 100741. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2022.100741>
- Delin, G. N., Healy, R. W., Lorenz, D. L. et Nimmo, J. R. (2007). Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *Journal of Hydrology*, 334, 231-249. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.010>
- Deshmukh, D. S., Chaube, U. C., Ekube Hailu, A., Aberra Gudeta, D. et Tegene Kassa, M. (2013). Estimation and comparison of curve numbers based on dynamic land use land cover change, observed rainfall-runoff data and land slope. *Journal of Hydrology*, 492, 89-101. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.04.001>
- Doble, R. C. et Crosbie, R. S. (2017). Review: Current and emerging methods for catchment-scale modelling of recharge and evapotranspiration from shallow groundwater. *Hydrogeology Journal*, 25, 3-23. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1470-3>
- Döll, P. et Fiedler, K. (2008). Global-scale modeling of groundwater recharge. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(3), 863-885. <https://doi.org/10.5194/hess-12-863-2008>
- Döll, P. et Flörke, M. (2005). Global-scale estimation of diffuse groundwater recharge. *Frankfurt Hydrology Papers*, 03, 26.
- Dos Santos Júnior, A. G. et Youngs, E. G. (1969). A study of the specific yield in land-drainage situations. *Journal of Hydrology*, 8(1), 59-81. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(69\)90031-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(69)90031-6)
- Dripps, W. R., Hunt, R. J. et Anderson, M. P. (2006). Estimating recharge rates with analytic element models and parameter estimation. *Ground Water*, 44(1), 47-55. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00115.x>
- Dubois, E., Larocque, M., Gagné, S. et Braun, M. (2022). Climate change impacts on groundwater recharge in cold and humid climates: controlling processes and thresholds. *Climate*, 10(1). <https://doi.org/10.3390/cli10010006>
- Dubois, E., Larocque, M., Gagné, S. et Meyzonnat, G., 2021a. HydroBudget User Guide - Version 1.2. Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec (Canada). 35p
- Dubois, E., Larocque, M., Gagné, S. et Meyzonnat, G. (2021b). Simulation of long-term spatiotemporal variations in regional-scale groundwater recharge: contributions of a water budget approach in cold and humid climates. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(12), 6567-6589. <https://doi.org/10.5194/hess-25-6567-2021>
- Dubois, F. (2023). *Émergence de l'eau souterraine dans les portions amont des cours d'eau – Exemple de quatre bassins versants des Laurentides*. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal (Canada), 160p

- Duke, H. R. (1972). Capillary Properties of Soils - Influence Upon Specific Yield. *Transactions of the ASAE*, 15(4), 688-691. <https://doi.org/https://doi.org/10.13031/2013.37986>
- Earman, S., Campbell, A. R., Phillips, F. M. et Newman, B. D. (2006). Isotopic exchange between snow and atmospheric water vapor: Estimation of the snowmelt component of groundwater recharge in the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D9). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2005JD006470>
- ECCC (Environnement et Changement climatique Canada). (2013). *Sources d'eau : les eaux souterraines*. Récupéré de : <https://www.canada.ca/fr/environnement-changement-climatique/services/eau-aperçu/sources/eaux-souterraines.html>
- ECCC (Environnement et Changement climatique Canada). (2024). *Données historiques*. [Jeu de données]. Gouvernement du Canada. Récupéré de : https://climat.meteo.gc.ca/historical_data/search_historic_data_f.html
- Eckhardt, K. (2005). How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, 19(2), 507-515. <https://doi.org/10.1002/hyp.5675>
- Eckhardt, K. (2008). A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology*, 352(1), 168-173. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.01.005>
- Elsinger, R. J. et Moore, W. S. (1983). Gas exchange in the Pee Dee River based on ²²²Rn evasion. *Geophysical Research Letters*, 10(6), 443-446. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/GL010i006p00443>
- Farid, I., Zouari, K., Trabelsi, R. et Kallali, A. R. (2014). Application of environmental tracers to study groundwater recharge in a semi-arid area of Central Tunisia. *Hydrological Sciences Journal*, 59(11), 2072-2085. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.863424>
- Ferlatte, M. 2011. Quantification des flux d'eau souterraine dans la rivière Bécancour à partir des concentrations en ²²²Rn, à l'aide du modèle Radin14. Activité de synthèse, UQAM, département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère, 24 p.
- Fortin, V. et R. Turcotte. 2006. Le modèle hydrologique MOHYSE. Note de cours pour SCA7420, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal, 23 p
- Freeze, R. A. et Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall. Englewood Cliffs (États-Unis). 624p
- Furey, P. R. et Gupta, V. K. (2001). A physically based filter for separating base flow from streamflow time series. *Water Resources Research*, 37(11), 2709-2722. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2001WR000243>
- Gagné G., I. Beaudin, M. Leblanc, A. Drouin, G. Veilleux, J.D. Sylvain et A.R. Michaud. 2013. Classement des séries de sols minéraux du Québec selon les groupes hydrologiques. Rapport final. IRDA, Québec, Canada. 81 p.
- Gagné, S., Larocque, M., Pinti, D. L., Saby, M., Meyzonnat, G. et Méjean, P. (2018). Benefits and limitations of using isotope-derived groundwater travel times and major ion chemistry to validate a regional groundwater flow model: example from the Centre-du-Québec region, Canada. *Canadian Water Resources Journal*, 43(2), 195-213. <https://doi.org/10.1080/07011784.2017.1394801>
- Garcia, E. S. et Tague, C. L. (2015). Subsurface storage capacity influences climate–evapotranspiration interactions in three western United States catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(12), 4845-4858. <https://doi.org/10.5194/hess-19-4845-2015>
- Gilfedder, B. S., Frei, S., Hofmann, H. et Cartwright, I. (2015). Groundwater discharge to wetlands driven by storm and flood events: Quantification using continuous Radon-222 and electrical conductivity measurements and dynamic mass-balance modelling. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 165, 161-177. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.05.037>

- Gleeson, T., Cuthbert, M., Ferguson, G. et Perrone, D. (2020). Global groundwater sustainability, resources, and systems in the anthropocene. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 48(1), 431-463. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-071719-055251>
- Gleeson, T., Manning, A. H., Popp, A., Zane, M. et Clark, J. F. (2018). The suitability of using dissolved gases to determine groundwater discharge to high gradient streams. *Journal of Hydrology*, 557, 561-572. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.12.022>
- Gleeson, T., Novakowski, K., Cook, P. G. et Kurt Kyser, T. (2009). Constraining groundwater discharge in a large watershed: Integrated isotopic, hydraulic, and thermal data from the Canadian shield. *Water Resources Research*, 45. <https://doi.org/10.1029/2008WR007622>
- Globensky, Y., 1982. Région de Vaudreuil. Rapport RC-199. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 66p
- Globensky, Y., 1987. Géologie des basses-terres du Saint-Laurent. Édité par.: [Ministère de l'énergie et des ressources], Direction générale de l'exploration géologique et minérale, Direction de la recherche géologique, Service de la géologie, 71p
- Goblet, P. (2010). Simulation d'écoulement et de transport miscible en milieu poreux et fracturé. Internal Report (190 pages). Fontainebleau, France: Mines Paristech.
- Gogolev, M. I. (2002). Assessing groundwater recharge with two unsaturated zone modeling technologies. *Environmental Geology*, 42(2), 248-258. <https://doi.org/10.1007/s00254-001-0494-7>
- Gosselin, J.-S. (2016). *Estimation de la recharge à partir de séries temporelles de la température du sol, des niveaux d'eau dans les puits et de données météorologiques: développement méthodologique et évaluation de l'incertitude*. Thèse de doctorat, Institut national de la recherche scientifique, Québec (Canada), 216p
- Grinevskiy, S. O., Pozdniakov, S. P. et Dedulina, E. A. (2021). Regional-scale model analysis of climate changes impact on the water budget of the critical zone and groundwater recharge in the european part of Russia. *Water*, 13(4). <https://doi.org/10.3390/w13040428>
- Guay, C., Nastev, M., Paniconi, C. et Sulis, M. (2013). Comparison of two modeling approaches for groundwater–surface water interactions. *Hydrological Processes*, 27(16), 2258-2270. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/hyp.9323>
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K. et Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1), 80-91. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- Halley P.E., M. C., White, S. O. et Watkins P.E., E. W. (2000). *ArcView GIS extension for estimating curve numbers*. Récupéré de <https://proceedings.esri.com/library/userconf/proc00/professional/papers/PAP657/p657.htm>
- Harbaugh, A.W., (2005). MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey modular ground-water model—the Ground-Water Flow Process: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16, Reston (États-Unis). 253p
- Hartman, B. et Hammond, D. E. (1984). Gas exchange rates across the sediment-water and air-water interfaces in south San Francisco Bay. *Journal of geophysical research : Ocean*, 89(C3), 3593-3603. <https://doi.org/10.1029/JC089iC03p03593>
- Hawkins, R. H., Theurer, F. D. et Rezaeiandeh, M. (2019). Understanding the basis of the curve number method for watershed models and TMDLs. *Journal of Hydrologic Engineering*, 24(7), 06019003. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001755](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001755)
- Healy, R. W. (2010). *Estimating groundwater recharge*. Cambridge University Press. Cambridge (Royaume-Uni). <https://doi.org/DOI:10.1017/CBO9780511780745>
- Healy, R. W. et Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 91-109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>

- Henry, H. A. L. (2007). Soil freeze–thaw cycle experiments: Trends, methodological weaknesses and suggested improvements. *Soil Biology and Biochemistry*, 39(5), 977-986. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.11.017>
- Huet, M., Chesnaux, R., Boucher, M.-A. et Poirier, C. (2016). Comparing various approaches for assessing groundwater recharge at a regional scale in the Canadian Shield. *Hydrological Sciences Journal*, 61(12), 2267-2283. <https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1106544>
- Bertrand looss, Paul Lemaître. A review on global sensitivity analysis methods. C. Meloni and G. Dellino. Uncertainty management in Simulation-Optimization of Complex Systems: Algorithms and Applications, Springer, 2015. hal-00975701
- IPCC, 2022: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 3056 pp., doi:10.1017/9781009325844.
- Jantak, J. (2023). CMM densification requirement could doubl Saint Lazare's population. *Néomédia*. <https://www.neomedia.com/vaudreuil-soulanges/actualites/my-english-news/514214/cmm-densification-requirement-could-double-saint-lazares-population>
- Jensen, C. R., Genereux, D. P., Gilmore, T. E., Solomon, D. K., Mittelstet, A. R., Humphrey, C. E., MacNamara, M. R., Zeyrek, C. et Zlotnik, V. A. (2022). Estimating groundwater mean transit time from SF6 in stream water: Field example and planning metrics for a reach mass-balance approach. *Hydrogeology Journal*, 30(2). <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s10040-021-02435-8>
- Khan, M. M. A., Raj, K., Rak, A. A. L. E., Mansor, H. E., Mostapa, R., Samuding, K. et Shah, Z. A. (2021). Stable isotope evidence on mechanisms and sources of groundwater recharge in quaternary aquifers of Kelantan, Malaysia. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(16). <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07646-7>
- Kohfahl, C., Molano-Leno, L., Martínez, G., Vanderlinden, K., Guardiola-Albert, C. et Moreno, L. (2019). Determining groundwater recharge and vapor flow in dune sediments using a weighable precision meteo lysimeter. *Science of The Total Environment*, 656, 550-557. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.415>
- Labrecque, G., Chesnaux, R. et Boucher, M.-A. (2020). Water-table fluctuation method for assessing aquifer recharge: application to Canadian aquifers and comparison with other methods. *Hydrogeology Journal*, 28(2), 521-533. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02073-1>
- Ladson, A. R., Brown, R., Neal, B. et Nathan, R. (2013). A standard approach to baseflow separation using the Lyne and Hollick filter. *Australasian Journal of Water Resources*, 17(1), 25-34. <https://doi.org/10.7158/13241583.2013.11465417>
- Lal, M., Mishra, S. K. et Kumar, M. (2019). Reverification of antecedent moisture condition dependent runoff curve number formulae using experimental data of Indian watersheds. *CATENA*, 173, 48-58. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.09.002>
- Lall, U., Josset, L. et Russo, T. (2020). A snapshot of the world's groundwater challenges. *Annual Review of Environment and Resources*, 45, 171-194. <https://doi.org/https://doi.org/10.1146/annurev-environ-102017-025800>
- Larocque, M., Gagné, S., Barnette, D., Meyzonnat, G., Graveline, M. H. et Ouellet, M. A. 2015. Projet de connaissance des eaux souterraines du bassin versant 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 p.
- Larocque, M., Gagné, S., Tremblay, L., Meyzonnat, G. 2013. Projet de connaissance des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Bécancour et de la MRC de Bécancour - Rapport final. Rapport

- déposé au Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs. 219 p.
- Larocque, M., Meyzonnat, G., Ouellet, M. A., Graveline, M. H., Gagné, S., Barnette, D. et Dorner, S. 2015. Projet de connaissance des eaux souterraines de la zone de Vaudreuil- Soulanges - Rapport scientifique. Rapport déposé au ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements Climatiques. 202 p.
- Larocque, M. et Pharand, M.-C. (2010). Dynamique de l'écoulement souterrain et vulnérabilité d'un aquifère du piémont appalachien (Québec, Canada). *Revue Des Sciences De L'Eau*, 23, 73-88. <https://doi.org/10.7202/038926ar>
- Le Coz, J., Renard, B., Bonnifait, L., Branger, F. et Le Boursicaud, R. (2014). Combining hydraulic knowledge and uncertain gaugings in the estimation of hydrometric rating curves: A Bayesian approach. *Journal of Hydrology*, 509, 573-587. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.016>
- Lee, J.-Y., Yi, M.-J. et Hwang, D. (2005). Dependency of hydrologic responses and recharge estimates on water-level monitoring locations within a small catchment. *Geosciences Journal*, 9(3), 277-286. <https://doi.org/10.1007/BF02910588>
- 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, Montréal, Canada. 68 p.
- Lefebvre, K., Barbecot, F., Ghaleb, B., Larocque, M. et Gagné, S. (2013). Full range determination of ^{222}Rn at the watershed scale by liquid scintillation counting. *Applied Radiation and Isotopes*, 75, 71-76. <https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2013.01.027>
- Lefebvre, K., Barbecot, F., Larocque, M. et Gillon, M. (2015). Combining isotopic tracers (^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}$) for improved modelling of groundwater discharge to small rivers. *Hydrological Processes*, 29(12), 2814-2822. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/hyp.10405>
- Lerner, D. N. (2002). Identifying and quantifying urban recharge: a review. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 143-152. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0177-1>
- Levison, J., Larocque, M., Fournier, V., Gagné, S., Pellerin, S. et Ouellet, M. A. (2014). Dynamics of a headwater system and peatland under current conditions and with climate change. *Hydrological Processes*, 28(17), 4808-4822. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/hyp.9978>
- Levison, J., Larocque, M., Ouellet, M.-A., Ferland, O. et Poirier, C. (2016). Long-term trends in groundwater recharge and discharge in a fractured bedrock aquifer – past and future conditions. *Canadian Water Resources Journal*, 41(4), 500-514. <https://doi.org/10.1080/07011784.2015.1037795>
- Li, D.-s., Cui, B.-l., Zhao, Y.-d. et Zuo, F.-l. (2022). Stable isotopes of water as a tracer for revealing spatial and temporal characteristics of groundwater recharge surrounding Qinghai Lake, China. *Journal of Mountain Science*, 19(9), 2611-2621. <https://doi.org/10.1007/s11629-022-7413-7>
- Lyne, V. et Hollick, M. (1979). Stochastic time-variable rainfall-runoff modeling. *Proceedings of the Hydrology and Water Resources Symposium*, 79(10), 89-92.
- Malov, A. I. (2021). Tritium records to trace groundwater recharge and mixing in the western Russian Arctic. *Environmental Earth Sciences*, 80(17). <https://doi.org/10.1007/s12665-021-09893-z>
- Massmann, C. (2019). Modelling snowmelt in ungauged catchments. *Water*, 11(2), 301. <https://www.mdpi.com/2073-4441/11/2/301>
- Mattei, A., Barbecot, F., Goblet, P. et Guillon, S. (2020). Pore water isotope fingerprints to understand the spatiotemporal groundwater recharge variability in ungauged watersheds. *Vadose Zone Journal*, 19(1), e20066. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/vzj2.20066>
- McCallum, J. L., Crosbie, R. S., Walker, G. R. et Dawes, W. R. (2010). Impacts of climate change on groundwater in Australia: a sensitivity analysis of recharge. *Hydrogeology Journal*, 18(7), 1625-1638. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0624-y>

- McDowell, M. et Johnson, M. (2018). Gas Transfer Velocities Evaluated Using Carbon Dioxide as a Tracer Show High Streamflow to Be a Major Driver of Total CO₂ Evasion Flux for a Headwater Stream. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 123. <https://doi.org/10.1029/2018JG004388>
- MELCCFP (Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs). (2022). Données du Réseau de surveillance du climat du Québec, Direction de la qualité de l'air et du climat, Québec
- MELCCFP (Ministère de l'Environnement et de la lutte contre les changements climatique, de la Faune et des Parcs). (2023). *Utilisation du territoire*. [Jeu de données]. Données Québec. Récupéré de : <https://www.donneesquebec.ca/recherche/dataset/utilisation-du-territoire>
- MELCCFP (Ministère de l'Environnement et de la lutte contre les changements climatique, de la Faune et des Parcs). (2024a). *Eaux souterraines*. Gouvernement du Québec. Récupéré de : <https://www.environnement.gouv.qc.ca/eau/souterraines/>
- MELCCFP (Ministère de l'Environnement et de la lutte contre les changements climatique, de la Faune et des Parcs). (2024b). *Réseau de suivi des eaux souterraines du Québec*. Gouvernement du Québec. Récupéré de : <https://www.environnement.gouv.qc.ca/eau/piezo/index.htm>
- MEO (Ministry of the Environment of Ontario). (2024). Map : *Well records*. Récupéré de : <https://www.ontario.ca/page/map-well-records>
- Meredith, E. L. et Kuzara, S. L. (2012). Identification and quantification of base flow using carbon isotopes. *Groundwater*, 50(6), 959-965. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00952.x>
- Mohammed, G. A., Hayashi, M., Farrow, C. R. et Takano, Y. (2013). Improved characterization of frozen soil processes in the Versatile Soil Moisture Budget model. *Canadian Journal of Soil Science*, 93(4), 511-531. <https://doi.org/10.4141/cjss2012-005>
- Monfet, J., l'hydrométrie, Q. P. S. d. et Monfet, J. (1979). *Evaluation du coefficient de ruissellement à l'aide de la méthode SCS modifiée*. Bibliothèque nationale du Québec. Québec (Canada). 35p
- Monteil, C., Zaoui, F., Le Moine, N. et Hendrickx, F. (2020). Multi-objective calibration by combination of stochastic and gradient-like parameter generation rules – the caRamel algorithm. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(6), 3189-3209. <https://doi.org/10.5194/hess-24-3189-2020>
- Monteith, J. L. (1981). Evaporation and surface temperature. *Quarterly journal of the Royal Meteorological Society*, 107(451), 27.
- Moreira, F. (2016). *Estimation de la décharge des eaux souterraines dans deux rivières du Québec par le traçage du 222Rn et de l'argon*. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal (Canada), 122p
- Morgan, C. P. et Stolt, M. H. (2004). A comparison of several approaches to monitor water-table fluctuations. *Soil Science Society of America Journal*, 68(2), 562-566. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.5620>
- Morris, M. D. (1991). Factorial Sampling Plans for Preliminary Computational Experiments. *Technometrics*, 33(2), 161-174. <https://doi.org/10.1080/00401706.1991.10484804>
- Mosase, E., Ahiablame, L., Park, S. et Bailey, R. (2019). Modelling potential groundwater recharge in the Limpopo River Basin with SWAT-MODFLOW. *Groundwater for Sustainable Development*, 9, 100260. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2019.100260>
- MRNF (Ministère des Ressources naturelles et des Forêts). (2016). *Modèles numériques (terrain, canopée, pente)*. [Jeu de données]. Données Québec. Récupéré de : <https://www.donneesquebec.ca/recherche/dataset/produits-derives-de-base-du-lidar>
- MRNF (Ministère des Ressources naturelles et des Forêts). (2021). *Géologie du quaternaire*. [Jeu de données]. Données Québec. Récupéré de : <https://www.donneesquebec.ca/recherche/fr/dataset/geologie-du-quaternaire>

- MRNF (Ministère des Ressources naturelles et des Forêts). (2021). *Géologie du socle*. [Jeu de données]. Données Québec. Récupéré de : <https://www.donneesquebec.ca/recherche/dataset/geologie-du-socle>
- Nastev, M., Morin, R., Godin, R. et Rouleau, A. (2008). Developing conceptual hydrogeological model for Potsdam sandstones in southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 16(2), 373-388. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0267-9>
- Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., Williams, J. R. et King, K. W., 2002. Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation - Version 2000 (TR-191). Texas Water Resources Institute, College Station (États-Unis). 506p
- Noorduijn, S. L., Hayashi, M., Mohammed, G. A. et Mohammed, A. A. (2018). A coupled soil water balance model for simulating depression-focused groundwater recharge. *Vadose Zone Journal*, 17(1), 170176. <https://doi.org/10.2136/vzj2017.10.0176>
- Oudin, L., Michel, C. et Anctil, F. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? *Journal of Hydrology*, 303(1-4), 275-289. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.025>
- Owor, M., Taylor, R. G., Tindimugaya, C. et Mwesigwa, D. (2009). Rainfall intensity and groundwater recharge: empirical evidence from the Upper Nile Basin. *Environmental Research Letters*, 4(3), 035009. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/4/3/035009>
- Park, C. et Allaby, M. (2017). *A dictionary of environment and conservation*. Oxford University Press. New York (États-Unis). <https://doi.org/10.1093/acref/9780191826320.001.0001>
- Pilon, M.-C. (2023). Des digues érigées et solidifiées à Vaudreuil-Dorion aujourd'hui. *Néomédia*. <https://www.neomedia.com/vaudreuil-soulanges/actualites/environnement/486010/des-digues-erigees-et-solidifiees-a-vaudreuil-dorion-aujourd'hui>
- Ponce, V. et Hawkins, R. H. (1996). Runoff Curve Number: Has it reached maturity? *Journal of Hydrologic Engineering* 1. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1996\)1:1\(11\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1996)1:1(11))
- Rania Bou, K., Amin, S., Michel - Claude, G., Mohamad, K. et Chadi, A. (2003). Caractérisation morpho - pédologique des zones karstiques du Liban Sensibilité des sols à l'érosion hydrique. *Science et changements planétaires / Sécheresse*, 14(4), 247-255.
- Raymond, P. A., Zappa, C. J., Butman, D., Bott, T. L., Potter, J., Mulholland, P., Laursen, A. E., McDowell, W. H. et Newbold, D. (2012). Scaling the gas transfer velocity and hydraulic geometry in streams and small rivers. *Limnology and Oceanography: Fluids and Environments*, 2(1), 41-53. <https://doi.org/https://doi.org/10.1215/21573689-1597669>
- Richey, A. S., Thomas, B. F., Lo, M.-H., Reager, J. T., Famiglietti, J. S., Voss, K., Swenson, S. et Rodell, M. (2015). Quantifying renewable groundwater stress with GRACE. *Water Resources Research*, 51(7), 5217-5238. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2015WR017349>
- Risser, D. W., Gburek, W. J. et Folmar, G. J. (2009). Comparison of recharge estimates at a small watershed in east-central Pennsylvania, USA. *Hydrogeology Journal*, 17(2), 287-298. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0406-y>
- RNC (Ressources naturelles Canada). (2011). *Modèle numérique d'élévation du Canada, 1945-2011*. [Jeu de données]. Gouvernement du Canada. Récupéré de : <https://ouvert.canada.ca/data/fr/dataset/7f245e4d-76c2-4caa-951a-45d1d2051333>
- Rogers, A. S. (1958). Physical behavior and geological control of radon in mountain streams. *Geological survey bulletin*, 1052, 37.
- Roy, M. et Godbout, P. M. (2014). *Cartographie des formations superficielles de la région de Vaudreuil-Soulanges, sud-ouest du Québec*. Rapport présenté au Ministère des Ressources Naturelles du Québec, 25p.
- Saltelli, A. et Annoni, P. (2010). How to avoid a perfunctory sensitivity analysis. *Environmental Modelling & Software*, 25(12), 1508-1517. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2010.04.012>

- Sanford, W. (2002). Recharge and groundwater models: An overview. *Hydrogeology Journal*, 10, 110-120. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0173-5>
- Scalenghe, R. et Marsan, F. A. (2009). The anthropogenic sealing of soils in urban areas. *Landscape and Urban Planning*, 90(1), 1-10. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2008.10.011>
- Scanlon, B. R., Healy, R. W. et Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 18-39. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0176-2>
- Schilling, K. E., Langel, R. J., Wolter, C. F. et Arenas-Amado, A. (2021). Using baseflow to quantify diffuse groundwater recharge and drought at a regional scale. *Journal of Hydrology*, 602, 126765. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126765>
- Schmidt, A., Gibson, J., Santos, I. R., Schubert, M., Tattree, K. et Weiss, H. (2010). The contribution of groundwater discharge to the overall water budget of two typical Boreal lakes in Alberta/Canada estimated from a radon mass balance. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(1), 79-89. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/hess-14-79-2010>
- Schroeder, P. R., Aziz, N. M., Lloyd, C. M. and Zappi, P. A. (1994). "The Hydrologic Evaluation of Landfill Performance (HELP) Model: User's Guide for Version 3," EPA/600/R-94/168a, September 1994, U.S. Environmental Protection Agency Office of Research and Development, Washington, DC.
- Schubert, M., Siebert, C., Knoeller, K., Roediger, T., Schmidt, A. et Gilfedder, B. (2020). Investigating Groundwater Discharge into a Major River under Low Flow Conditions Based on a Radon Mass Balance Supported by Tritium Data. *Water*, 12(10). <https://doi.org/10.3390/w12102838>
- Simmers, I. (1997). *Recharge of phreatic aquifers in (semi-) arid areas* Routledge. London (Royaume-Uni). 240p <https://doi.org/https://doi.org/10.1201/9780203741191>
- Šimůnek, J., van Genuchten, M. T. et Šejna, M. (2016). Recent Developments and Applications of the HYDRUS Computer Software Packages. *Vadose Zone Journal*, 15(7), vzj2016.2004.0033. <https://doi.org/https://doi.org/10.2136/vzj2016.04.0033>
- Sleziak, P., Holko, L., Danko, M. et Parajka, J. (2020). Uncertainty in the number of calibration repetitions of a hydrologic model in varying climatic conditions. *Water*, 12(9). <https://doi.org/10.3390/w12092362>
- Strickler, A. (1981). *Contributions to the question of a velocity formula and roughness data for streams, channels and closed pipelines*. WM Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, Division of Pasadena (État-Unis). 112p
- Strydom, T., Nel, J., Nel, M., Peterson, R. et Ramjukadh, C. (2021). The use of Radon (Rn222) isotopes to detect groundwater discharge in streams draining Table Mountain Group (TMG) aquifers. *Water Sa*, 47(2), 194-199. <https://doi.org/https://doi.org/10.17159/wsa/2021.v47.i2.10915>
- Sun, H. et Cornish, P. S. (2005). Estimating shallow groundwater recharge in the headwaters of the Liverpool Plains using SWAT. *Hydrological Processes*, 19(3), 795-807. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/hyp.5617>
- Thomas, B. F., Behrang, A. et Famiglietti, J. S. (2016). Precipitation intensity effects on groundwater recharge in the southwestern United States. *Water*, 8(3). <https://doi.org/10.3390/w8030090>
- Tobias, C. R., Bohlke, J. K., Harvey, J. W. et Busenberg, E. (2009). A simple technique for continuous measurement of time-variable gas transfer in surface waters. *Limnology and Oceanography: Methods*, 7, 185-195. <https://doi.org/10.4319/lom.2009.7.185>
- Ulseth, A. J., Hall, R. O., Boix Canadell, M., Madinger, H. L., Niayifar, A. et Battin, T. J. (2019). Distinct air-water gas exchange regimes in low- and high-energy streams. *Nature Geoscience*, 12(4), 259-263. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0324-8>
- Organisation des Nations Unies, Rapport mondial des Nations Unies sur la mise en valeur des ressources en eau 2022 : Eaux souterraines : rendre visible l'invisible. UNESCO, Paris.

- USDA-NRCS. (2004). *Chapter 9 Hydrologic Soil-Cover Complexes*. United State Department of Agriculture-Natural Ressources Conservation Service
- USDA-NRCS. (2007). *Chapter 7 Hydrologic Soil Groups (2009e éd.)*. United State Department of Agriculture-Natural Ressources Conservation Service
- Vogel, J. C., Thilo, L. et Van Dijken, M. (1974). Determination of groundwater recharge with tritium. *Journal of Hydrology*, 23(1), 131-140. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694\(74\)90027-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694(74)90027-4)
- Wada, Y., van Beek, L. P. H., van Kempen, C. M., Reckman, J. W. T. M., Vasak, S. et Bierkens, M. F. P. (2010). Global depletion of groundwater resources. *Geophysical Research Letters*, 37(20). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2010GL044571>
- Wakode, H. B., Baier, K., Jha, R., Ahmed, S. et Azzam, R. (2014). Assessment of impact of urbanization on groundwater resources using GIS techniques- Case study of Hyderabad, India [Article]. *International Journal of Environmental Research*, 8(4), 1145-1158. <https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-84908060733&partnerID=40&md5=49a9bf0800a5b4751627cce98639c629>
- Wakode, H. B., Baier, K., Jha, R. et Azzam, R. (2018). Impact of urbanization on groundwater recharge and urban water balance for the city of Hyderabad, India. *International Soil and Water Conservation Research*, 6(1), 51-62. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2017.10.003>
- Wang, H., Gao, J. E., Zhang, M.-j., Li, X.-h., Zhang, S.-l. et Jia, L.-z. (2015). Effects of rainfall intensity on groundwater recharge based on simulated rainfall experiments and a groundwater flow model. *CATENA*, 127, 80-91. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.12.014>
- Wang, J., Bombardelli, F. et Dong, X. (2021). Physically Based Scaling Models to Predict Gas Transfer Velocity in Streams and Rivers. *Water Resources Research*, 57. <https://doi.org/10.1029/2020WR028757>
- Wanninkhof, R. (1992). Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C5), 7373-7382. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/92JC00188>
- Worthington, S. R. H. (2022). Estimating effective porosity in bedrock aquifers. *Groundwater*, 60(2), 169-179. <https://doi.org/10.1111/gwat.13171>
- Wu, J., Zhang, R. et Yang, J. (1996). Analysis of rainfall-recharge relationships. *Journal of Hydrology*, 177(1), 143-160. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02935-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02935-4)
- Wu, Q., Wang, G., Zhang, W., Cui, H. et Zhang, W. (2016). Estimation of groundwater recharge using tracers and numerical modeling in the north China plain. *Water*, 8(8), 353. <https://doi.org/10.3390/w8080353>
- Xie, J., Liu, X., Wang, K., Yang, T., Liang, K. et Liu, C. (2020). Evaluation of typical methods for baseflow separation in the contiguous United States. *Journal of Hydrology*, 583, 124628. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124628>
- Xu, C. Y. et Chen, D. (2005). Comparison of seven models for estimation of evapotranspiration and groundwater recharge using lysimeter measurement data in Germany. *Hydrological Processes*, 19(18), 3717-3734. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/hyp.5853>
- Yao, Y., Huang, X., Liu, J., Zheng, C., He, X. et Liu, C. (2015). Spatiotemporal variation of river temperature as a predictor of groundwater/surface-water interactions in an arid watershed in China. *Hydrogeology Journal : Official Journal of the International Association of Hydrogeologists*, 23(5), 999-1007. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1265-y>
- Yeh, H.-F., Lee, C.-H., Hsu, K.-C. et Chang, P.-H. (2009). GIS for the assessment of the groundwater recharge potential zone. *Environmental Geology*, 58(1), 185-195. <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1504-9>

- Yeh, H.-F., Lin, H.-I., Lee, C.-H., Hsu, K.-C. et Wu, C.-S. (2014). Identifying seasonal groundwater recharge using environmental stable isotopes. *Water*, 6(10), 2849-2861. <https://doi.org/10.3390/w6102849>
- Yifru, B. A., Chung, I.-M., Kim, M.-G. et Chang, S. W. (2020). Assessment of groundwater recharge in agro-urban watersheds using integrated SWAT-MODFLOW model. *Sustainability*, 12(16). <https://doi.org/10.3390/su12166593>
- Zhang, Z., Wang, W., Gong, C. et Zhang, M. (2020). A comparison of methods to estimate groundwater recharge from bare soil based on data observed by a large-scale lysimeter. *Hydrological Processes*, 34(13), 2987-2999. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/hyp.13769>
- Zin, T. T. et Lu, M. (2022). Influence of data length on the determination of data adjustment parameters in conceptual hydrological modeling: A case study using the Xinanjiang model. *Water*, 14(19). <https://doi.org/10.3390/w14193012>