

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

RECHARGE DES EAUX SOUTERRAINES DANS LA RÉGION DES  
LAURENTIDES ET DE LA MRC LES MOULINS

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

JONATHAN CHABOT-GRÉGOIRE

JANVIER 2022

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.04-2020). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»



## REMERCIEMENTS

Je tiens d'abord à remercier ma directrice de recherche, Marie Larocque, pour ses conseils judicieux, ses connaissances et son professionnalisme inégalé. Je tiens aussi à remercier Sylvain Gagné, pour m'avoir inculqué une infime part de son savoir-faire technique et m'avoir guidé tout au long de ce projet.

Je dis aussi merci à l'équipe du 5<sup>ième</sup> lors de mon passage : Rachel Laplante, Olivier Cousineau, Christelle Lambert, James Harris, Emmanuel Dubois, Sabrina Bruneau, Trong Anh Vu, Fanny Pithon, Samuel Bolduc, Frédérique Dubois, Laurence Brunelle et aux agentes de recherche, Marjolaine Roux et Alice Morard, tous aussi compétents et enthousiastes.

Enfin, je tiens à remercier mes amis, mes parents et tout particulièrement Sabrina Langlois de m'avoir soutenu et encouragé du début à la fin.

## TABLE DES MATIÈRES

|  |     |
|--|-----|
| LISTE DES FIGURES.....   | vii |
| RÉSUMÉ .....   | 17  |
| CHAPITRE I Introduction.....   | 18  |
| 1.1 Problématique générale .....   | 18  |
| 1.2 État des connaissances.....  | 20  |
| 1.2.1 Méthodes utilisées pour estimer la recharge.....                           | 20  |
| 1.2.2 Facteurs externes pouvant influencer la recharge.....                      | 23  |
| 1.2.3 État des connaissances sur la recharge au Québec.....                      | 24  |
| 1.3 Objectifs.....   | 25  |
| CHAPITRE II Description de la zone d'étude.....                                  | 27  |
| 2.1 Physiographie .....  | 27  |
| 2.2 Géologie.....  | 31  |
| 2.3 Hydrographie.....  | 34  |
| 2.4 Météorologie.....  | 40  |
| CHAPITRE III Méthodologie.....   | 48  |
| 3.1 Instrumentation de trois bassins versants expérimentaux.....                 | 48  |
| 3.2 Analyse spatiale des pentes .....  | 51  |
| 3.2.1 Calcul de la recharge par la méthode des fluctuations des niveaux de nappe | 53  |
| 3.3 Mesure des débits .....  | 57  |
| 3.4 Apport d'eau souterraine dans les rivières des bassins expérimentaux.....    | 59  |
| 3.5 Débits de base.....  | 60  |
| 3.6 Calcul de la recharge par modélisation du bilan hydrique de surface.....     | 62  |
| CHAPITRE IV Résultats .....  | 69  |

|   |   |     |
|---|---|-----|
| 4.1   | Analyse des débits sur les petits bassins instrumentés .....          | 69  |
| 4.1.1   | Débits mesurés aux exutoires.....                                     | 69  |
| 4.1.2   | Séparation des débits de base.....                                    | 73  |
| 4.1.3   | Évolution amont-aval des débits.....                                  | 78  |
| 4.2   | Analyse des débits aux stations hydrométriques gouvernementales ..... | 82  |
| 4.2.1   | Débits mesurés .....  | 82  |
| 4.2.2   | Séparation des débits de base.....                                    | 83  |
| 4.2.3   | Tendances.....  | 92  |
| 4.3   | Modélisation HB.....  | 95  |
| 4.3.1   | Calibration du modèle.....  | 95  |
| 4.3.2   | Analyse de sensibilité.....   | 97  |
| 4.3.3   | Bilan hydrique.....   | 100 |
| 4.3.4   | Variations spatio-temporelles de la recharge .....                    | 102 |
| CHAPITRE V Discussion.....  |   | 107 |
| 5.1   | Estimation directe de la recharge.....                                | 107 |
| 5.1.1   | Bilans amont-aval.....  | 107 |
| 5.1.2   | Débits de base aux stations hydrométriques .....                      | 108 |
| 5.1.3   | Fluctuations de niveaux de nappe .....                                | 109 |
| 5.2   | Recharge simulée avec HydroBudget.....                                | 111 |
| 5.2.1   | Paramétrisation du modèle HydroBudget .....                           | 111 |
| 5.2.2   | Comparaison avec d'autres études .....                                | 113 |
| 5.2.3   | Variations spatiales .....  | 116 |
| 5.2.4   | Variations temporelles .....  | 118 |
| 5.3   | Comparaison des méthodes .....  | 119 |
| 5.3.1   | Recharges calculées .....   | 119 |
| 5.3.2   | Avantages et limites des méthodes utilisées .....                     | 120 |
| 5.4   | Importance des résultats pour la région.....                          | 123 |
| CHAPITRE VI CONCLUSION .....  |   | 125 |
| ANNEXE A Chroniques complètes de débit aux stations de la DEH retenues.....             |   | 128 |
| ANNEXE B Chroniques complètes des niveaux piézométriques aux stations<br>utilisées..... |   | 135 |

|   |     |
|---|-----|
| ANNEXE C Analyses graphiques des récessions du débit aux stations<br>limnimétriques retenues pour le calcul du coefficient $\alpha_K$ ..... | 144 |
| ANNEXE D Tableau de correspondance des rcn en fonction des classes<br>d'utilisation du territoire, de pente et d'hydropédologie.....        | 150 |
| ANNEXE E Représentation graphique des bilans modélisés sur les stations 40122,<br>40129, 40132 et 46709 .....                               | 152 |
| BIBLIOGRAPHIE .....   | 155 |

## LISTE DES FIGURES

| Figure  | Page |
|---|------|
| Figure 1.1: Schéma conceptuel simplifié du cycle de l'eau.....  | 19   |
| Figure 2.1: Localisation de la zone d'étude.....  | 28   |
| Figure 2.2: Topographie de la zone d'étude. Le modèle numérique d'élévation (MNE) est de résolution 20 m et produit par Ressources naturelles Canada (RNCan (Ressources naturelles Canada), 2016).....        | 29   |
| Figure 2.3: Pentés de la zone d'étude calculées à une résolution de 500 m (à partir du MNE de 20 m produit par Ressources naturelles Canada (RNCan (Ressources naturelles Canada), 2016) agrégé à 500 m)..... | 30   |
| Figure 2.4: Géologie de la zone d'étude (SIGEOM, 2018).....   | 32   |
| Figure 2.5: Carte de la géologie du Quaternaire de la zone d'étude (SIGEOM, 2018).....  | 34   |
| Figure 2.6: Carte du réseau hydrographique, des stations de débit de la DEH et des stations de niveau piézométrique du RSESQ.....   | 39   |
| Figure 2.7: Carte piézométrique de la zone d'étude (Larocque <i>et al.</i> , 2019).....   | 40   |
| Figure 2.8: Température moyenne annuelle de 1961 à 2017 (Bergeron, 2016).....   | 41   |

|   |    |
|---|----|
| Figure 2.9: Précipitations moyennes annuelles de 1961 à 2017 (Bergeron, 2016).....  | 42 |
| Figure 2.10: Évapotranspiration potentielle moyenne annuelle de 1961 à 2017 .....   | 43 |
| Figure 2.11: Température moyenne mensuelle dans la zone d'étude entre 1961 et 2017<br>.....   | 44 |
| Figure 2.12: Précipitations moyennes mensuelles dans la zone d'étude entre 1961 et<br>2017.....   | 45 |
| Figure 2.13: Évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle dans la zone d'étude<br>entre 1961 et 2017.....   | 46 |
| Figure 3.1: Stations et bassins instrumentés lors du projet .....   | 50 |
| Figure 3.2: Exemple d'installation d'une sonde limnimétrique (station du bassin versant<br>Saguay).....   | 51 |
| Figure 3.3: Schéma conceptuel de la méthode de fluctuations des niveaux de nappe  | 54 |
| Figure 3.4: Carte des points de mesure du débit sur les rivières a) Calumet , b) Saguary<br>et c) Simon .....   | 58 |
| Figure 3.5: Schéma conceptuel du modèle HydroBudget (Dubois <i>et al.</i> , 2021a).....   | 63 |
| Figure 3.6: Distribution des valeurs RCN sur le bassin versant en amont de la station<br>40110 et sur l'ensemble de la zone d'étude .....                           | 68 |
| Figure 4.1: Courbes de tarage sur les rivières a) CAL, b) SAG et c) SIM. Les points<br>représentent les mesures de niveau pour lesquelles une mesure du débit a été |    |

|   |    |
|---|----|
| effectuée. La courbe noire représente la fonction qui explique la relation niveau-débit et les courbes rouges représentent l'enveloppe d'incertitude (5 <sup>ième</sup> et 95 <sup>ième</sup> percentile de la relation)..... | 71 |
| Figure 4.2: Chroniques de précipitations (disponible uniquement jusqu'en décembre 2019 au moment de l'étude) et de débits à l'exutoire des bassins versants instrumentés CAL, SAG et SIM .....                                | 73 |
| Figure 4.3: Débit de débits de base aux stations a) CAL, b) SAG et c) SIM.....  | 77 |
| Figure 4.4: Débits le long de la rivière CAL.....   | 79 |
| Figure 4.5: Débits le long de la rivière SAG.....   | 80 |
| Figure 4.6: Débits le long de la rivière SIM.....   | 81 |
| Figure 4.7: débits totaux aux stations 40110, 40122, 40132 et 46709 de novembre 2015 à juillet 2017 et précipitations moyennes sur la zone d'étude .....  | 83 |
| Figure 4.8: Débits de base mensuels à la station 40110.....   | 87 |
| Figure 4.9: Débits de base annuels à la station 40110 .....   | 87 |
| Figure 4.10: Débits de base mensuels à la station 40122.....  | 88 |
| Figure 4.11: Débits de base annuels à la station 40122 .....  | 88 |
| Figure 4.12: Débits de base mensuels à la station 40129.....  | 89 |
| Figure 4.13: Débits de base annuels à la station 40129 .....  | 89 |

|   |     |
|---|-----|
| Figure 4.14: Débits de base mensuels à la station 40132.....  | 90  |
| Figure 4.15: Débits de base annuels à la station 40132 .....  | 90  |
| Figure 4.16: Débits de base mensuels à la station 46709.....  | 91  |
| Figure 4.17: Débits de base annuels à la station 46709 .....  | 91  |
| Figure 4.18: Indices de sensibilité des paramètres sur les $KGE_{Q_{rivière}}$ représentés par la non-linéarité entre les variations d'un paramètre et du débit total ( $\sigma$ ) et l'influence du paramètre sur le débit total ( $\mu^*$ ).....  | 98  |
| Figure 4.19: Indices de sensibilité des paramètres sur les $KGE_{Q_{base}}$ représentés par la non-linéarité entre les variations d'un paramètre et du débit de base ( $\sigma$ ) et l'influence du paramètre sur le débit de base ( $\mu^*$ )..... | 99  |
| Figure 4.20: Bilan modélisé pour la station 40110 de 2007 à 2017.....   | 101 |
| Figure 4.21: Recharge potentielle moyenne distribuée sur le bassin versant en amont de la station 40110 .....   | 103 |
| Figure 4.22: Recharge potentielle moyenne distribuée sur l'ensemble de la zone d'étude .....  | 104 |
| Figure 4.23: Recharge potentielle moyenne sur la zone d'étude de 1961 à 2017 .....  | 106 |
| Figure 4.24: Recharge potentielle mensuelle moyenne sur la zone d'étude de 1961 à 2017.....   | 106 |

|  |     |
|--|-----|
| Figure 5.1: Distribution en X et en Y de la valeur moyenne de recharge annuelle sur les cellules de HB.....  | 117 |
| Figure A. 1 : Chronique complète de débits à la station 40110 .....  | 130 |
| Figure A. 2 : Chronique complète de débits à la station 40122 .....  | 131 |
| Figure A. 3 : Chronique complète de débits à la station 40129 .....  | 132 |
| Figure A. 4: Chronique complète de débit à la station 40132.....   | 133 |
| Figure A. 5: Chronique complète de débit à la station 46709.....   | 134 |
| Figure B. 1 : Chronique complète de niveau à la station 04010001 .....   | 137 |
| Figure B. 2: Chronique complète de niveau à la station 04020001 .....  | 138 |
| Figure B. 3: Chronique complète de niveau à la station 04300001 .....  | 139 |
| Figure B. 4: Chronique complète de niveau à la station 04300014 .....  | 140 |
| Figure B. 5: Chronique complète de niveau à la station 04640001 .....  | 141 |
| Figure B. 6: Chronique complète de niveau à la station 04647011-1 .....  | 142 |
| Figure B. 7: Chronique complète de niveau à la station 04647011-2.....   | 143 |
| Figure C. 1: Périodes de récession du débit de plus de 10 jours et droite de la pente de récession à la station 40110 (bassin versant de la rivière du Nord) ..... | 145 |

|  |     |
|--|-----|
| Figure C. 2: Périodes de récession du débit de plus de 10 jours et droite de la pente de récession à la station 40122 (bassin versant de la rivière du Nord) .....   | 146 |
| Figure C. 3: Périodes de récession du débit de plus de 10 jours et droite de la pente de récession à la station 40129 (bassin versant de la rivière Doncaster) ..... | 147 |
| Figure C. 4: Périodes de récession du débit de plus de 10 jours et droite de la pente de récession à la station 40132 (bassin versant de la rivière Doncaster) ..... | 148 |
| Figure C. 5: Périodes de récession du débit de plus de 10 jours et droite de la pente de récession à la station 46709 (bassin versant de la rivière du Chêne) .....  | 149 |
| Figure E. 1: Bilan modélisé pour la station 40122 de 2007 à 2017 .....   | 153 |
| Figure E. 2: Bilan modélisé pour la station 40129 de 1987 à 1997 .....   | 153 |
| Figure E. 3: Bilan modélisé pour la station 40132 de 2007 à 2017 .....   | 154 |
| Figure E. 4: Bilan modélisé pour la station 46709 de 2009 à 2017 .....   | 154 |

## LISTE DES TABLEAUX

| Tableau   | Page |
|---|------|
| Tableau 2.1: Débit minimum, maximum, moyen et médian ( $m^3/s$ ) à chaque station hydrométrique .....   | 36   |
| Tableau 2.2: Profondeur minimale et maximale (m) aux stations piézométriques utilisées.....   | 38   |
| Tableau 2.3: p-value et pente de la tendance des données météorologiques sur la zone d'étude de 1961 à 2017 .....   | 47   |
| Tableau 3.1: Distribution des cellules parmi les classes de pente en fonction de la résolution du MNE utilisé pour calculer la pente.....   | 53   |
| Tableau 3.2: Coefficients d'emménagement minimum et maximum selon la lithologie de chaque station et valeurs mesurées par essais de pompage (Johnson, 1967; Nastev et al., 2002; Nastev et al., 2006) ..... | 56   |
| Tableau 3.3: Valeurs de $\alpha_E$ , BFI <sub>max</sub> et $\alpha_L$ à chaque station où les débits de base ont été calculés .....   | 62   |
| Tableau 3.4: Correspondance entre les unités hydro-pédologiques du SIEF, de la cartographie quaternaire et leur groupe hydrologique (Gagné et al., 2013) .....  | 65   |
| Tableau 3.5: Gamme de valeur pour les paramètres du modèle HB.....  | 67   |

|  |                                    |
|--|------------------------------------|
| Tableau 4.1: Statistiques sur les débits et sur les débits de base sur les trois bassins versants instrumentés pour l'année hydrologique 2019                          | <b>Erreur ! Signet non défini.</b> |
| Tableau 4.2: Recharge sur les bassins versants CAL, SAG et SIM (mm)  | <b>Erreur ! Signet non défini.</b> |
| Tableau 4.3: Statistiques sur les débits et sur les débits de base sur les cinq stations de la DEH utilisées   | 84                                 |
| Tableau 4.4: Recharge moyenne calculée sur les bassins versants associés aux stations de la DEH (mm/an)  | 86                                 |
| Tableau 4.5: Pentés des tendances sur les débits et débits de base sur les cinq stations de la DEH utilisées ( $m^3/s/année$ )   | <b>Erreur ! Signet non défini.</b> |
| Tableau 4.6: Équation des droites de récession moyennes à chaque station de mesure du niveau piézométrique   | 93                                 |
| Tableau 4.7: Recharge calculée avec la méthode des fluctuations de niveaux de nappe (mm/an)  | 94                                 |
| Tableau 4.8: Paramètres calibrés à la station 40110  | 96                                 |
| Tableau 4.9: Périodes de calibration, $KGE_{optimal}$ et erreurs quadratiques moyennes (EQM) sur les cinq stations de débit de la DEH                                  | 97                                 |
| Tableau 4.10: Recharge minimale, moyenne et maximale modélisée sur les bassins versants associés aux stations de la DEH (mm/an) pour les années où le débit est mesuré | 105                                |

|  |     |
|--|-----|
| Tableau D. 1: Correspondance des RCN en fonction des classes d'utilisation du territoire, de pente et d'hydropédologie ..... | 150 |
|--|-----|



## RÉSUMÉ

La recharge de l'eau souterraine représente l'eau qui s'infiltré à travers les dépôts de surface pour rejoindre la nappe. La recharge est un processus difficile à estimer, mais important à quantifier surtout en contexte où les pressions sur les ressources en eaux souterraines sont vouées à augmenter. Le défi principal dans l'estimation de la recharge repose sur la difficulté à la mesurer directement. Il est donc généralement acquis que plusieurs méthodes doivent être combinées pour obtenir une estimation robuste de la recharge. Le présent projet a pour objectif d'estimer la recharge dans la région des Laurentides et de la municipalité régionale de comté (MRC) les Moulins en 1) identifiant les principales zones de recharge et 2) quantifiant la recharge et ses variations spatio-temporelles. La zone d'étude couvre 12 550 km<sup>2</sup> et rejoint les municipalités de Mirabel à Mont-Laurier et inclue aussi la MRC les Moulins. Plusieurs méthodes ont été utilisées pour estimer la recharge et sa distribution dans le temps et l'espace : la séparation des débits de base, le bilan amont-aval des débits, la méthode de fluctuation des niveaux de nappe ainsi qu'une modélisation du bilan hydrique de surface. Les résultats de la séparation des débits de base montrent une recharge entre 110 et 189 mm pour la période du 1<sup>er</sup> mai au 30 septembre 2019 sur les rivières instrumentées Calumet (CAL), Saguay (SAG) et Simon (SIM). Sur les stations hydrométriques de la Direction de l'expertise hydrique (DEH) de la zone d'étude, les débits de base moyens annuels varient entre 198 et 352 mm/an. Le bilan amont-aval des débits a permis de déceler des zones préférentielles d'émergence et de recharge de l'eau souterraine le long des rivières CAL, SAG et SIM. La méthode de fluctuation des niveaux de nappe a permis de calculer une large gamme de valeurs possible pour la recharge à certains puits du Réseau de suivi des eaux souterraines du Québec (RSESQ) allant d'environ 54 mm/an à plus de 690 mm/an. La modélisation par bilan hydrique de surface avec HydroBudget (HB) a finalement permis de calculer une recharge moyenne sur la zone d'étude de 198 mm/an entre 1961 et 2017. La modélisation de la recharge a également permis d'observer des zones préférentielles de recharge dans les vallées de la région, où le matériau granulaire parfois grossier est jumelé à des précipitations importantes et une pente relativement faible.

*Mots clés : Laurentides (Québec), recharge, eau souterraine, bilan hydrique, débits de base, fluctuation des niveaux de nappe*

## CHAPITRE I

### INTRODUCTION

#### 1.1 Problématique générale

La recharge des eaux souterraines correspond à l'eau de surface qui s'infiltré à travers les dépôts de surface pour rejoindre la nappe (Figure 1.1). Elle représente donc le taux de renouvellement de l'aquifère. La recharge peut être « diffuse », si elle provient de l'infiltration des précipitations sur une grande étendue ou « localisée » lorsque l'apport en eau vient de lacs et rivières (Lerner *et al.*, 1990; Healy, 2010; Gosselin, 2016). La recharge varie donc spatialement et temporellement. De manière générale, la recharge est principalement contrôlée par le climat, la géomorphologie et la géologie. En milieu humide tel qu'au Québec, le principal facteur limitant la recharge est la capacité de l'aquifère à emmagasiner l'eau (Scanlon *et al.*, 2002). Dans les régions froides et humides où le sol gèle, la recharge se produit surtout pendant les périodes de fonte, lorsque le volume d'eau disponible pour l'infiltration est important et que l'évapotranspiration est faible (Healy, 2010; Jasechko *et al.*, 2014). L'amplitude de la recharge locale est également liée à la conductivité hydraulique des sols, un facteur qui reflète la capacité d'un milieu à faire passer l'eau et qui dépend de la géologie des sols.

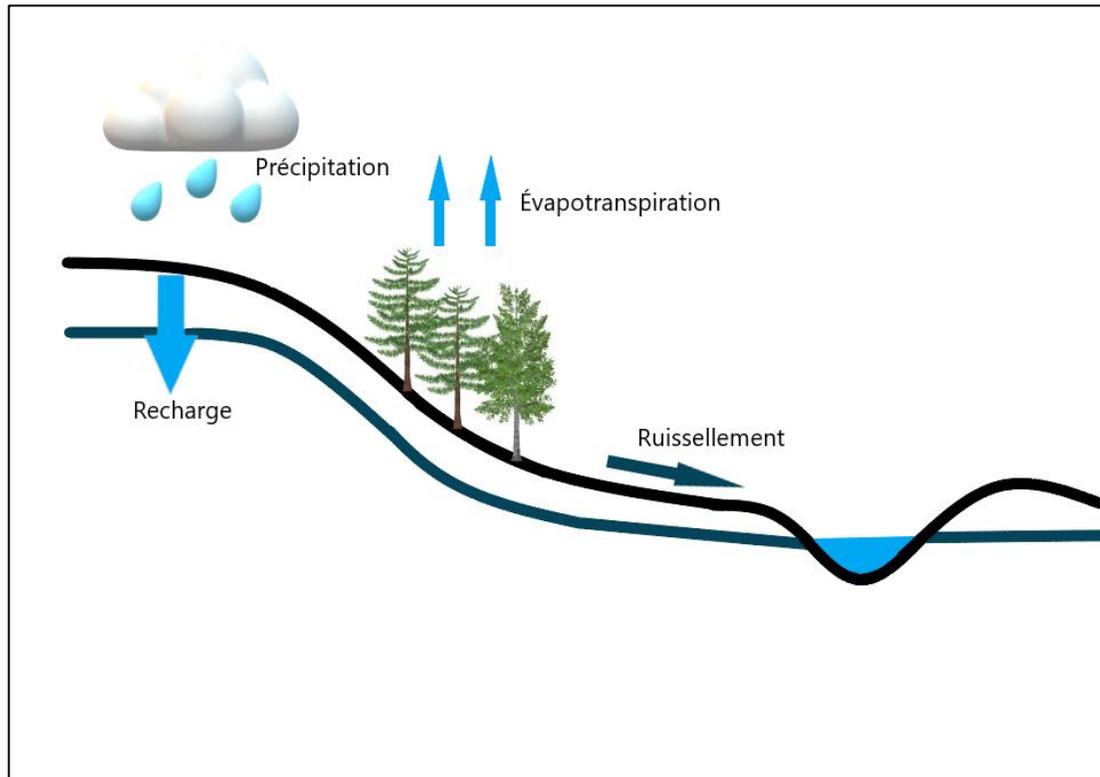


Figure 1.1: Schéma conceptuel simplifié du cycle de l'eau

Il est important de quantifier les réserves d'eau souterraine et leur renouvellement, puisqu'au Québec environ 25 % de la population s'approvisionne en eau souterraine (MELCC - Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques, 2021a). Ce chiffre atteint 80 % en milieu rural. Dans le monde, environ 20 % des aquifères sont surexploités, ce qui peut mener des problèmes de contamination et de subsidence du sol (Gleeson *et al.*, 2012). Il est indispensable de connaître la recharge, et donc le taux de renouvellement d'un aquifère, dans une perspective de développement durable où les volumes d'eau souterraine prélevés doivent être considérés. La recharge est importante dans la régulation des niveaux dans les milieux humides connectés à la nappe phréatique et dans les débits d'étiage en rivière. Les zones préférentielles de recharge des nappes libres sont particulièrement vulnérables à la contamination. Le défi majeur dans l'estimation de la recharge repose

1) sur la difficulté à la mesurer directement et 2) sur l'incertitude provenant des méthodes indirectes utilisées pour l'estimer.

Au Québec, l'abondance des ressources en eau a mené à un retard important dans les études de caractérisation des eaux souterraines. Les projets PACES ont commencé à palier à cette situation en 2010. Un projet PACES a été lancé en 2018 dans la région des Laurentides et de la municipalité régionale de comté (MRC) les Moulins. La zone d'étude s'étend de Mirabel à Mont-Laurier et couvre les territoires de sept MRC. Ce projet inclut, notamment, une estimation de la recharge distribuée.

## 1.2 État des connaissances

### 1.2.1 Méthodes utilisées pour estimer la recharge

De nombreuses méthodes existent pour estimer le taux de recharge selon l'échelle temporelle et spatiale de l'étude. Certaines de ces techniques permettent d'estimer la recharge spatialement distribuée afin de cibler les zones principales de recharge. Ces méthodes permettent de documenter les zones préférentielles à protéger ou règlementer. Il est généralement reconnu qu'il est essentiel d'utiliser plusieurs méthodes et de les comparer afin de limiter les incertitudes liées à l'estimation de la recharge (Arnold et Allen, 1999; Scanlon *et al.*, 2002; Healy, 2010; Huet *et al.*, 2016).

La mesure de la fluctuation des nappes grâce à un réseau de piézomètre (*Water table fluctuation* – WTF) est une méthode très couramment utilisée et simple à implanter et à interpréter. Les augmentations du niveau de la nappe mesurées à un piézomètre sont associées directement à des épisodes de recharge locale. L'amplitude nette de la recharge calculée avec cette méthode dépend grandement du coefficient d'emmagasinement spécifique ( $S_y$ ), un paramètre généralement peu disponible et

difficile à quantifier (Healy et Cook, 2002). Cette méthode peut être appliquée aux nappes libres seulement. Bien qu'elle permette l'estimation de la recharge ponctuelle, elle ne fonctionne pas lorsque l'écoulement souterrain se fait au même rythme que la recharge et qu'aucune variation du niveau de la nappe n'est observée au piézomètre. De plus, des pompages à proximité peuvent influencer le niveau piézométrique et donc introduire un biais.

La séparation d'hydrogramme de débits en rivière est une autre méthode très simple d'estimation de la recharge qui nécessite uniquement des séries temporelles de débits. Les débits peuvent être analysés avec des filtres afin de séparer le débit de base du débit total. Les filtres couramment utilisés sont ceux de Lyne et Hollick (1979), Eckhardt (2005, 2008), Chapman (1999) et le  $Q_{90}$ , soit les débits du 90<sup>e</sup> percentile des débits pouvant être attribué au débit de base (Nathan et McMahon, 1990; Brodie *et al.*, 2008). La recharge est supposée égale au débit de base parce que dans un bassin versant, sur une année hydrologique et dans un environnement où il n'y a pas d'augmentation ou de diminution du volume d'eau emmagasiné, le volume d'eau entrant doit être équivalent au volume sortant.

De manière similaire à la séparation d'hydrogrammes de débit, l'analyse de courbes de récession permet d'extraire un débit de base des séries temporelles de débits en calculant un taux de récession du débit de rivière et en comparant le débit de base avant et après un pic de débit (Nathan et McMahon, 1990; Sujono *et al.*, 2004).

Les méthodes de traçage chimique et isotopique permettent d'estimer la recharge locale en mesurant la concentration d'un ou plusieurs traceurs à diverses profondeurs dans un piézomètre. Ces méthodes sont valides à petite échelle (Scanlon *et al.*, 2002; Gosselin, 2016). Les traceurs typiquement utilisés (p.ex., Cl,  $^3\text{H}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ , CFC et les isotopes stables de l'eau) ne réagissent pas avec l'environnement. Ils sont donc

d'excellents traceurs de la recharge (Healy, 2010). Il est aussi possible de tracer la chaleur (Healy, 2010; Gosselin, 2016) dans l'eau souterraine.

La modélisation du bilan hydrologique de surface est une méthode couramment utilisée pour estimer la recharge. Les flux superficiels sont simulés à partir de données météorologiques pour reproduire, après calage du modèle, les débits mesurés à un exutoire donné (Arnold et Allen, 1999; Croteau *et al.*, 2010; Lefebvre *et al.*, 2011). La recharge correspond dans ce cas à la percolation verticale à travers un profil de sol plus ou moins complexe. Les modèles généralement utilisés pour calculer ces bilans, tel que SWAT (Eckhardt et Arnold, 2001), HELP (Schroeder *et al.*, 1994) PRMS (Leavesley *et al.*, 1983) ou HydroBudget (Dubois *et al.*, 2021a) diffèrent dans le nombre de processus qu'ils considèrent, les paramètres qu'ils utilisent et les méthodes de calculs des flux (Healy, 2010).

Le calage d'un modèle d'écoulement souterrain cherche à reproduire des niveaux piézométriques en modifiant les conductivités hydrauliques ou la recharge. Les cellules qui composent ces modèles communiquent entre elles. En régime transitoire, la recharge peut varier dans le temps et être calibrée avec les coefficients d'emménagement pour reproduire des charges variables mesurées pour la même période. Ces modèles permettent donc, d'une certaine manière, d'estimer la recharge à plusieurs échelles spatio-temporelles (Healy et Cook, 2002; Scanlon *et al.*, 2002). Toutefois, les recharges sont souvent estimées à partir d'autres modèles (p.ex., un modèle de bilan hydrique spatialisé) et ne sont pas recalibrées dans le modèle d'écoulement souterrain.

Un ou plusieurs lysimètres peuvent également être utilisés pour mesurer la quantité d'eau qui s'infiltré jusqu'à une certaine profondeur. Évidemment, puisque cette méthode est basée sur l'observation de la nappe à un endroit précis, elle est représentative d'une zone restreinte. L'installation de lysimètres peut s'avérer coûteuse

et ils doivent être entretenus régulièrement pour que les mesures soient significatives (Healy, 2010).

### 1.2.2 Facteurs externes pouvant influencer la recharge

Le climat influence la recharge de plusieurs façons. Au Québec, les précipitations abondantes et le gel hivernal entraînent une période de fonte au printemps où l'eau disponible à l'infiltration est nettement supérieure à l'évapotranspiration. À l'échelle régionale, les variations des précipitations sont reflétées dans la recharge. À plus petite échelle, l'hétérogénéité de l'occupation du territoire, de la géologie, de la végétation et de la topographie sont des facteurs qui contribuent à la variabilité spatiale de la recharge (Healy, 2010).

L'occupation du territoire a un impact direct sur le taux de ruissellement des précipitations. Les sols à vocation forestière ont un taux de ruissellement plus faible que les sols agricoles ou les milieux urbanisés, qui peuvent atteindre des taux de ruissellement de plus de 90% (Monfet, 1979). Lorsque le ruissellement augmente, l'eau disponible pour l'infiltration diminue et la recharge également. Dans les régions rurales où les pompages d'eau souterraine sont fréquents, ceux-ci peuvent avoir une influence sur les débits de rivières et donc sur l'estimation de la recharge (Healy et Cook, 2002; Zhang *et al.*, 2018).

La pente est un autre facteur important influençant le taux de ruissellement. Une pente élevée permet à plus d'eau de ruisseler et est donc moins susceptible à l'infiltration. La conductivité hydraulique des matériaux géologiques et des sols, qui peut varier de plusieurs ordres de grandeur, influence aussi la recharge. Les sols grossiers tels que le gravier ou le sable sont généralement plus perméables que le socle rocheux ou que les dépôts granulaires plus fins comme le silt ou les argiles et permettent à plus d'eau d'atteindre la nappe (Healy, 2010). Les sols couverts de végétation ont une demande évaporative généralement supérieure aux sols sans

végétation. De plus, divers types de végétation peuvent extraire l'eau du sol à des profondeurs variables et donc influencer la recharge. À l'opposé, les racines peuvent former des canaux d'écoulement préférentiels pour l'eau de la zone non-saturée et promouvoir la recharge. La saisonnalité de la végétation (croissance au printemps et à l'été, flétrissement à l'automne) peut également influencer la distribution annuelle et l'évapotranspiration et de la recharge (Le Maitre *et al.*, 1999).

### 1.2.3 État des connaissances sur la recharge au Québec

Récemment, plusieurs études de caractérisation hydrogéologiques ont été réalisées dans la province géologique du Grenville. Les projets d'acquisition de connaissance sur les eaux souterraines (PACES) dirigés par diverses universités québécoises ont déjà caractérisé les propriétés hydrogéologiques de plusieurs zones situées sur le Bouclier canadien et dont la physiographie s'apparente aux Laurentides: la Mauricie, les Outaouais, l'Abitibi-Témiscamingue, la communauté métropolitaine de Québec, le Saguenay Lac Saint-Jean ainsi que la région municipalisée de Charlevoix – Haute-Côte-Nord (CERM-PACES, 2013; Cloutier *et al.*, 2013; Comeau *et al.*, 2013; Leblanc *et al.*, 2013; Talbot Poulin *et al.*, 2013; CERM-PACES, 2015; Montcoudiol *et al.*, 2015). Ces projets contiennent tous un volet d'estimation de la recharge.

Le projet RADEAU 2 fait également une estimation sommaire de la recharge pour les Laurentides (Raynauld *et al.*, 2018) en utilisant un bilan hydrique modélisé. Au moment du projet RADEAU 2, la cartographie quaternaire de la région n'était pas complète. Cette estimation de la recharge est donc limitée par le manque d'informations sur les matériaux géologiques de surface dans la région. Le projet de caractérisation hydrogéologique AFSOQ (Aquifères fracturés du sud-ouest du Québec) (Nastev *et al.*, 2006) a également estimé la recharge dans une région qui est englobée par celle du PACES-Laurentides et de la MRC les Moulins.

La recharge moyenne estimée dans ces régions varie entre 20 et 40% des précipitations totales observées et excède 40% sur une grande superficie de la zone de Charlevoix et Haute-Côte-Nord. Dans le sud du Québec, la recharge moyenne a été estimée à 139 mm/an, soit 12% des précipitations (Dubois *et al.*, 2021a). Dans le Québec en général, plusieurs études estiment la recharge moyenne annuelle entre 40 mm/an et plus de 450 mm/an (Croteau *et al.*, 2010; Larocque et Pharand, 2010; Carrier *et al.*, 2013; Guay *et al.*, 2013; Chemingui *et al.*, 2015; Huet *et al.*, 2016; Levison *et al.*, 2016). Bien que l'ensemble de ces études donnent des pistes quant à l'importance de la recharge dans la région des Laurentides et de la MRC les Moulins, aucune étude régionale d'estimation de la recharge avec diverses méthodes n'avait jusqu'ici été effectuée dans ce secteur.

### 1.3 Objectifs

L'objectif général de ce projet de maîtrise est d'estimer la recharge dans la région des Laurentides et de la MRC les Moulins. Les objectifs spécifiques sont 1) d'identifier les principales zones de recharge et 2) de quantifier la recharge et ses variations spatio-temporelles dans la région des Laurentides et de la MRC les Moulins.

Plusieurs méthodes ont été choisies pour estimer la recharge, faisant appel à toutes les données disponibles : les débits de base, le bilan amont-aval des débits, la fluctuation des niveaux de nappe et la modélisation du bilan hydrique de surface. Les résultats permettront d'avoir une meilleure compréhension de la distribution régionale de la recharge dans les Laurentides et des facteurs les plus importants qui la contrôlent.

Le présent mémoire se divise comme suit. Le chapitre II décrit les propriétés physiographiques et hydrogéologiques pertinentes à l'estimation de la recharge. Le

chapitre III présente les méthodes utilisées pour estimer la recharge. Le chapitre IV décrit les résultats obtenus avec les diverses méthodes et le chapitre V présente une discussion des résultats.

Cette recherche a été réalisée dans le cadre du projet PACES-Laurentides et MRC les Moulins. Les résultats ont été présentés au congrès annuel de la section nationale canadienne de l'Association internationale des hydrogéologues qui a eu lieu en ligne du 21 au 23 septembre 2020.

## CHAPITRE II

### DESCRIPTION DE LA ZONE D'ÉTUDE

Ce chapitre présente la zone d'étude. Les caractéristiques physiographiques et géologiques sont d'abord abordées. Ensuite, l'hydrologie et la météorologie de la zone d'étude sont décrites.

#### 2.1 Physiographie

La zone d'étude est située au nord de l'île de Montréal et englobe la majorité de la région administrative des Laurentides. Elle occupe une superficie de 12 550 km<sup>2</sup> et s'étend des municipalités de Mirabel au sud à Mont-Laurier au nord. Le territoire chevauche les MRC des Moulins, Argenteuil, Rivière du Nord, Les Pays d'en haut, des Laurentides et Antoine Labelle (Figure 2.1).

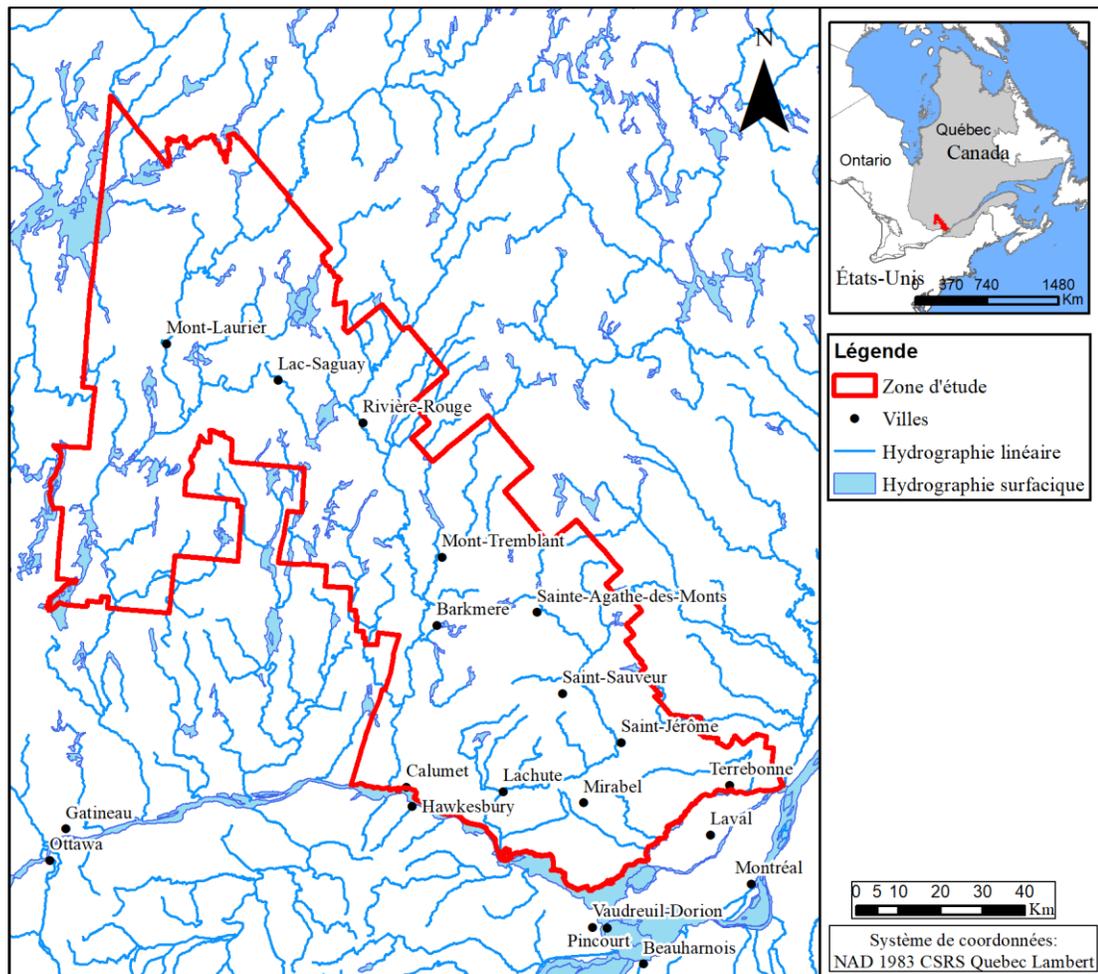


Figure 2.1: Localisation de la zone d'étude

Le relief de la zone d'étude est varié, allant de très plat au sud, à un système de collines et vallées plus au nord. Ces deux ensembles diffèrent également en termes de géologie, d'hydrologie et d'hydrogéologie. Le relief du système de collines et vallées est typique des Laurentides méridionales du Bouclier canadien (Comeau *et al.*, 2013). L'élévation varie de 7 m dans les plaines les plus basses à environ 932 m d'élévation au sommet du Mont Tremblant (Figure 2.2).

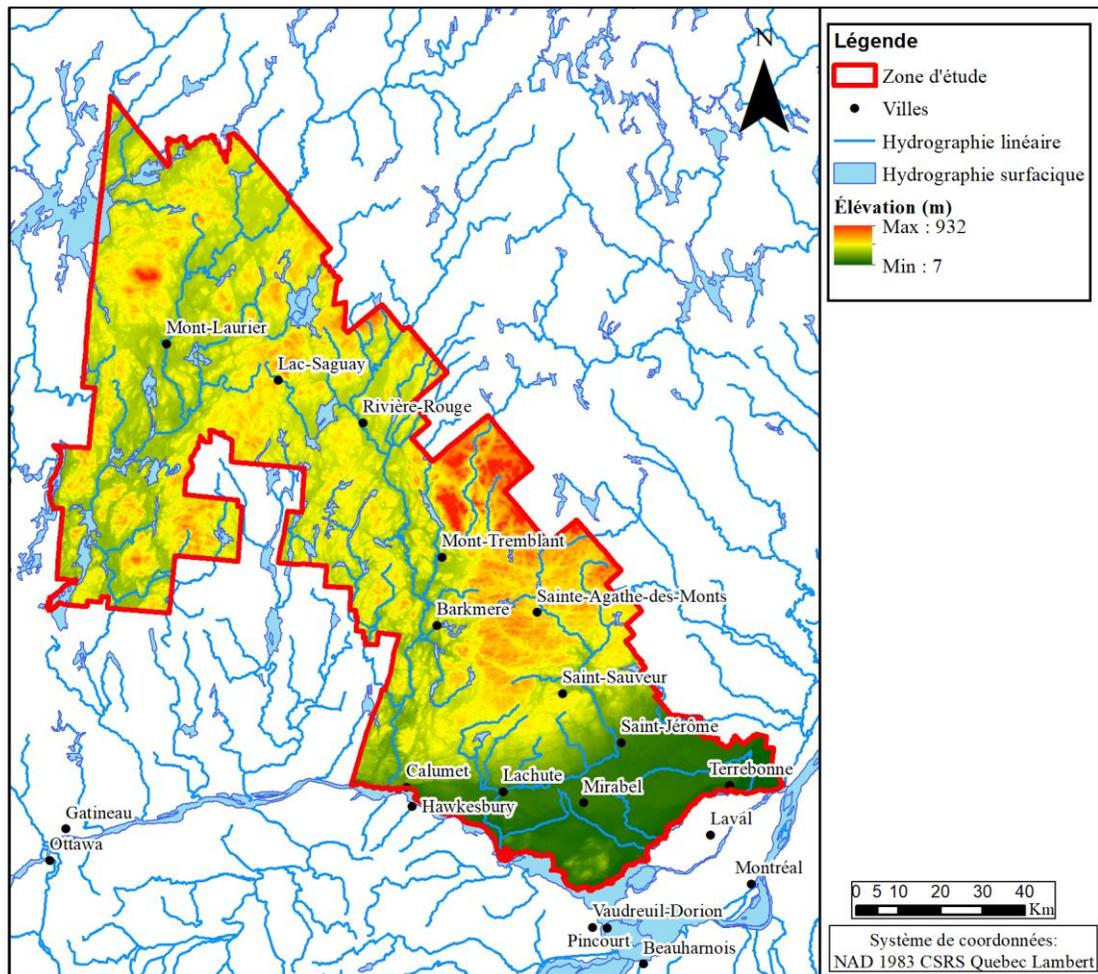


Figure 2.2: Topographie de la zone d'étude. Le modèle numérique d'élévation (MNE) est de résolution 20 m et produit par Ressources naturelles Canada (RNC) (Ressources naturelles Canada), 2016)

Les pentes varient beaucoup sur l'ensemble de la zone d'étude. Elles sont quasiment nulles dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et généralement élevées dans la partie montagneuse (Figure 2.3). La pente moyenne est de 4,3 %.

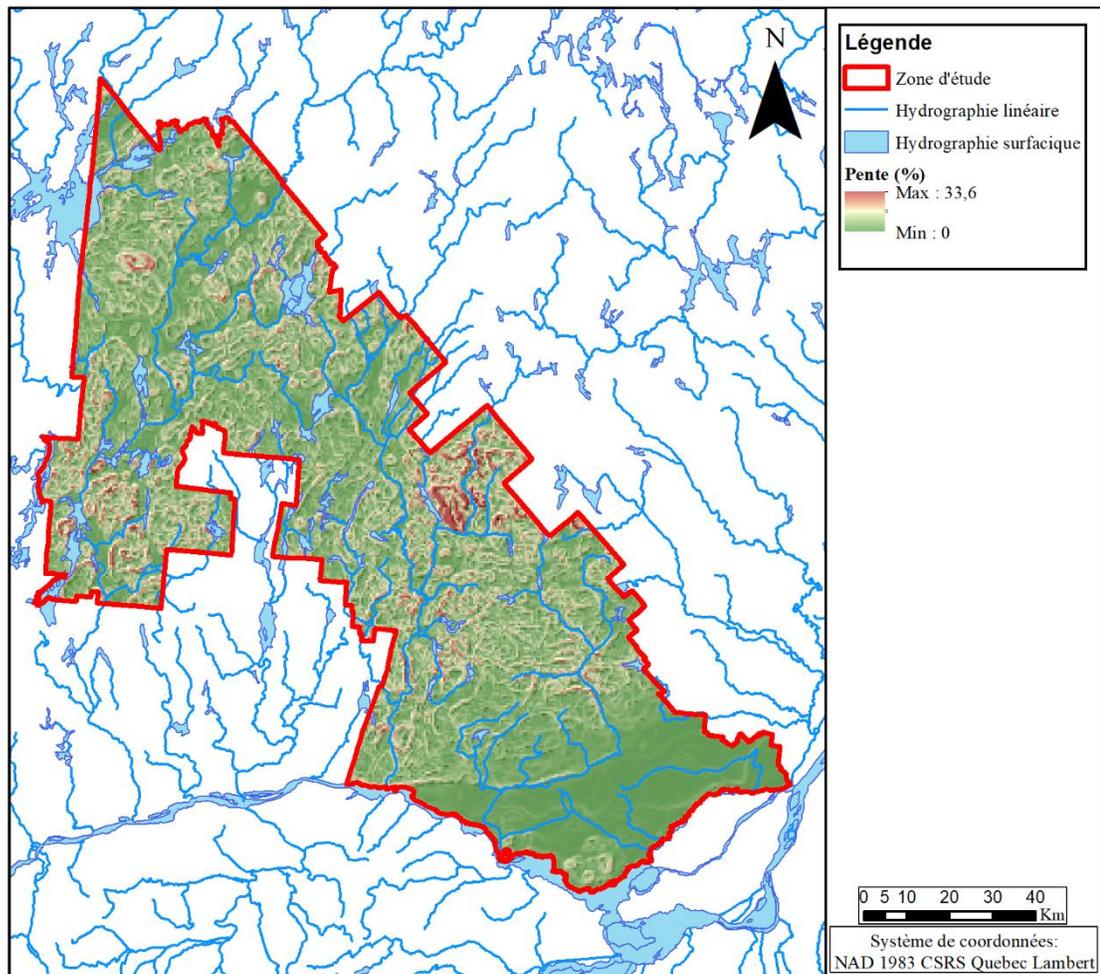


Figure 2.3: Pentes de la zone d'étude calculées à une résolution de 500 m (à partir du MNE de 20 m produit par Ressources naturelles Canada (RNCan (Ressources naturelles Canada), 2016) agrégé à 500 m)

## 2.2 Géologie

Le substrat rocheux, appartenant à la Province géologique du Grenville, est composé à forte majorité de granitoïdes et de gneiss, soit des roches cristallines ignées intrusives précambriennes. Les gneiss et paragneiss occupent 39,4 % et les granitoïdes et syénites occupent 37,7 % de la superficie de la zone d'étude. Les granitoïdes sont concentrés dans la partie sud de la zone d'étude alors que les paragneiss sont plus communs au nord de la zone. Les marbres et roches calco-silicatées couvrent 7,8 % de la zone d'étude. Des zones de migmatites, soit un faciès très métamorphisé, sont également présentes à certains endroits du nord-ouest de la zone d'étude et occupent 2,3 % de l'aire totale. Les roches plus mafiques (basaltes, gabbros) couvrent environ 1,5 % de la zone d'étude.

Le sud de la zone d'étude, soit les Basses-Terres du Saint-Laurent, est formé majoritairement de dolomie, calcaire (Groupe de Beekmantown), grès (Groupe de Potsdam) et shales ordoviciens, soit des roches beaucoup plus jeunes (SIGEOM, 2018). Celles-ci occupent 6,5 % de la zone d'étude (Figure 2.4). Les affleurements sont fréquents à cause de l'importante variabilité de la topographie dans la région. Les lits de rivières sont souvent bondés de galets et de blocs indicatifs de la géologie.

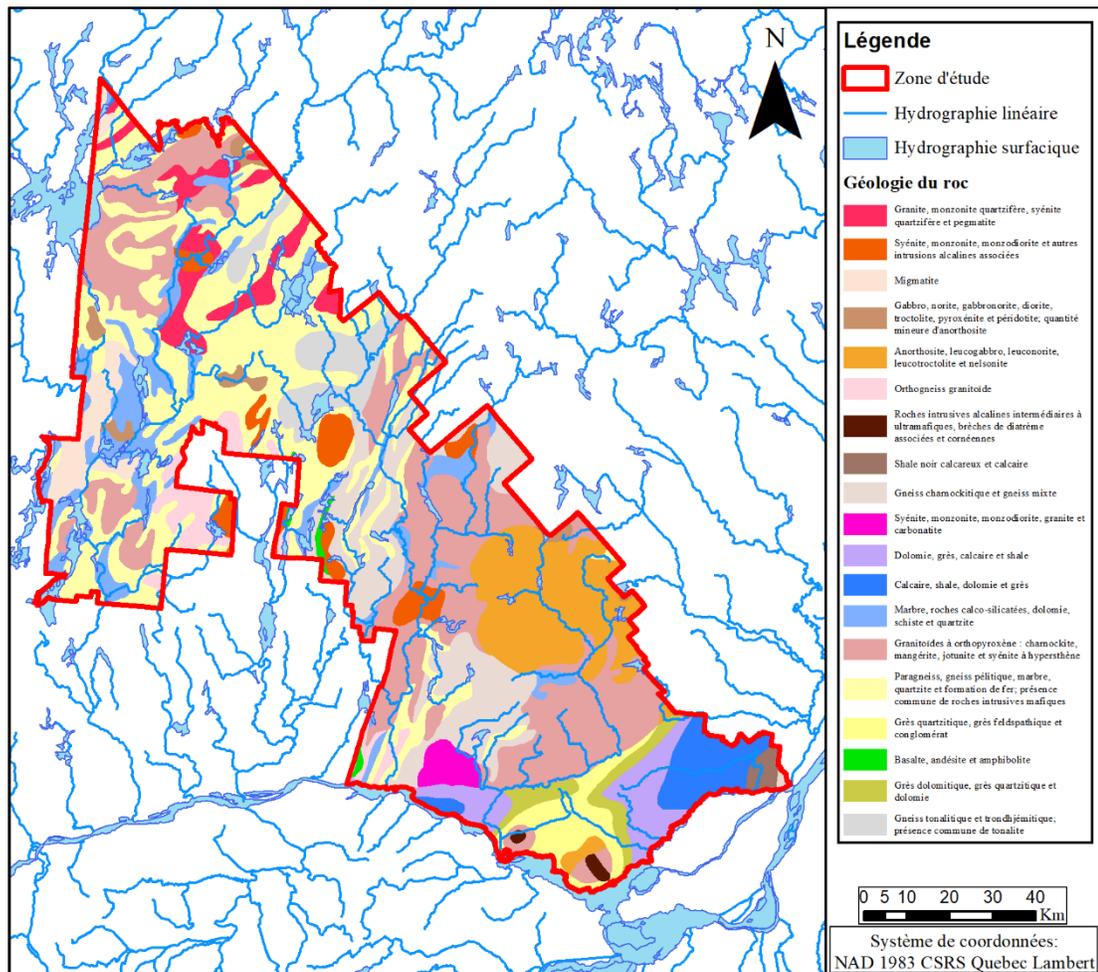


Figure 2.4: Géologie de la zone d'étude (SIGEOM, 2018)

Les informations concernant les dépôts quaternaires proviennent d'une cartographie récente effectuée en 2018 et 2019 dans la région (Randour *et al.*, 2019). La géologie de surface est majoritairement formée de till (Figure 2.5). Celui-ci est divisé en deux unités, le till mince (Tm) qui possède une épaisseur inférieure à 1 m et le till continu (Tc) qui possède une épaisseur de plus de 1 m. Le Tm et le Tc couvrent chacun environ 27 % de la zone d'étude. Les sédiments organiques (O) se retrouvent

dans les dépressions topographiques, généralement accompagnés de lacs ou milieux humides et occupent 9 % du territoire. Les sédiments lacustres (L, LGd, LGa, LGb et Ld) se retrouvent partout dans les régions les plus élevées puisqu'ils suivent la distribution des lacs dans la région (12 % de la zone d'étude). Les sédiments lacustres d'eau peu profonde (deltas, littoraux) sont composés de sable tandis que ceux liés à des étendues d'eau plus profondes sont composés de sables fins ou de silts. Les sédiments fluvioglaciaires (Gx, Go), soit du sable fin à grossier, graviers ou galets, sont retrouvés majoritairement au nord de la zone d'étude (moins de 8 % du territoire). Les zones où l'épaisseur de sédiments fluvioglaciaires est importante sont souvent exploitées pour les sables et graviers. Les sédiments glaciomarins (MGa, MGb et MGd; 6 % de la zone) se retrouvent principalement dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, où la Mer de Champlain couvrait entièrement le territoire. Dans les régions les plus élevées, des sédiments glaciomarins peuvent être présents dans les vallées profondes des grandes rivières (rivière du Nord, rivière Rouge et rivière du Lièvre). Les sédiments glaciomarins d'eaux peu profondes sont typiquement des sables ou graviers alors que ceux d'eaux profondes sont composés de silts ou d'argiles. Les alluvions (Ap, At et Ax), des sédiments sableux à graveleux, sont retrouvés dans les vallées de rivières et tapissent environ 5 % de la zone d'étude. Finalement, le roc sous-jacent affleure sur les sommets et les pentes abruptes sur moins de 5 % du territoire.

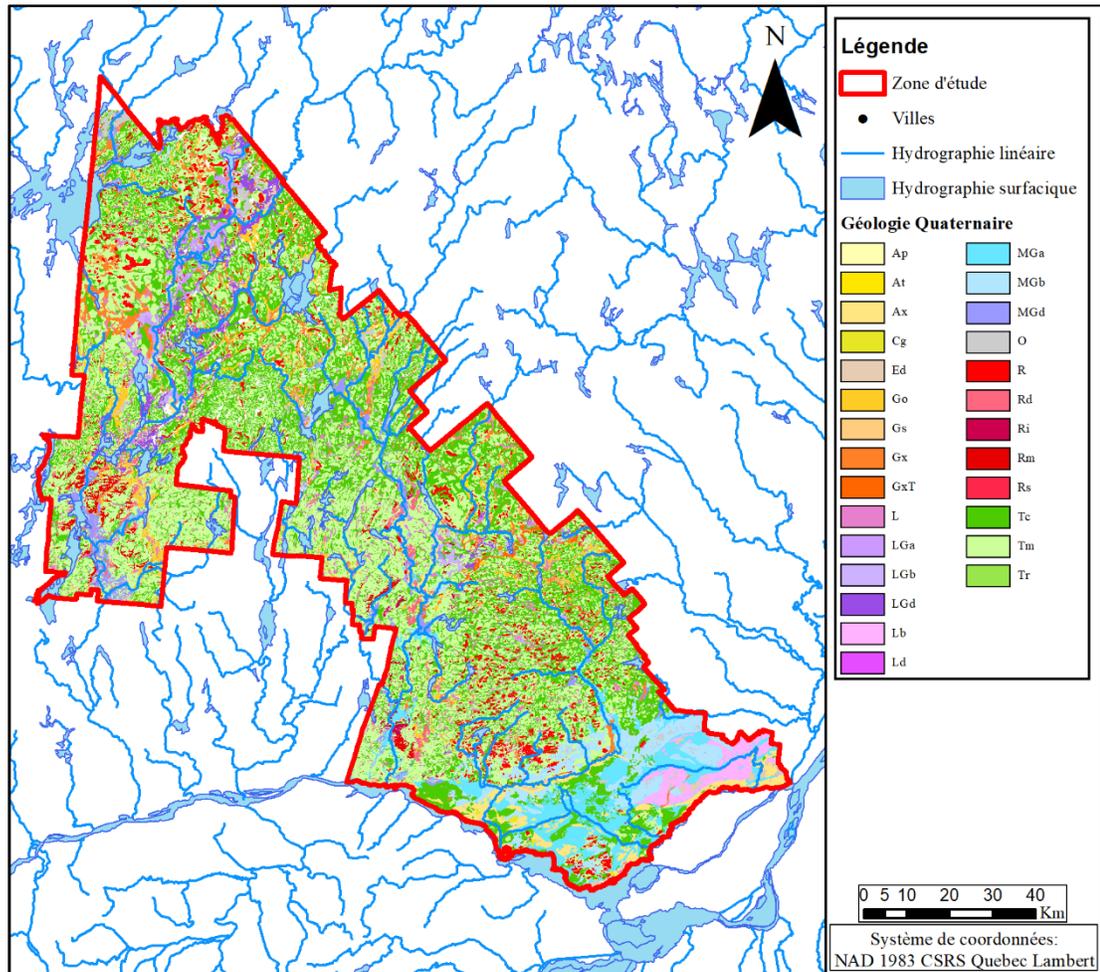


Figure 2.5: Carte de la géologie du Quaternaire de la zone d'étude (SIGEOM, 2018)

### 2.3 Hydrographie

De manière générale, l'écoulement dans les cours d'eau de la région se dirige vers le sud, des hautes terres vers le fleuve Saint-Laurent. La région est parsemée de lacs, ruisseaux et rivières dans un réseau hydrographique dense (Figure 2.6). La rivière du Nord, la rivière Rouge et la rivière du Lièvre, les cours d'eau principaux, sont

orientés nord-sud. Les vallées de ces rivières sont bien visibles dans les dépôts quaternaires (Figure 2.5). Au total, 36 % de la superficie du bassin versant de la rivière du Lièvre (10 096 km<sup>2</sup>), 63 % de la superficie du bassin versant de la rivière Rouge (5556 km<sup>2</sup>) et 96 % de celle du bassin de la rivière du Nord (2300 km<sup>2</sup>) sont incluses dans la zone d'étude (Figure 2.6). Ces bassins versants couvrent 74.5 % de la zone d'étude.

La Direction de l'expertise hydrique (DEH) recense 63 stations hydrométriques dans la zone d'étude (MELCC (Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques), 2021c). Ces stations mesurent les débits ou les niveaux sur une base journalière, mais la longueur des chroniques diffère d'une station à l'autre. Ces stations couvrent sporadiquement une période allant de 1920 à aujourd'hui. Parmi ces stations, 35 n'offrent que des mesures de niveaux d'eau et n'ont pas été utilisées dans ce mémoire. Parmi les 24 stations de débit de la DEH dans la zone d'étude, seulement cinq stations ont été utilisées. Les stations utilisées sont celles pour lesquelles 1) les bassins versants en amont des stations sont entièrement dans la zone d'étude, 2) les débits mesurés sont plus récents que 1980, 3) il y a au moins sept ans de données, 4) les débits associés à l'aire du bassin versant sont plausibles. Cette dernière contrainte a permis d'écarter la station 40212, dont la chronique de débit disponible s'étend de 1965 à 2003 parce que les débits de pointe enregistrés sont inconcevables avec les données météorologiques disponibles. Les stations utilisées sont donc les stations 40110, 40122, 40129, 40132 et 46709 (Tableau 2.1). Les stations rejetées sont les stations 40111, 40112, 40113, 40114, 40115, 40118, 40201, 40202, 40203, 40204, 40212, 40238, 40601, 40607, 40623, 40624, 40627, 46701 et 46708. Les chroniques complètes de débit sont présentées en Annexe A. Les bassins versants des stations retenues couvrent entre 40,3 et 1163 km<sup>2</sup>. Les chroniques débutent entre 1930 et 2010 et se terminent en 2021, sauf pour la station 40129. Les débits moyens observés varient de 0,82 m<sup>3</sup>/s à 23,85 m<sup>3</sup>/s. Les données débitométriques utilisées lors de cette étude finissent en 2017.

Tableau 2.1: Débit minimum, maximum, moyen et médian (m<sup>3</sup>/s) à chaque station hydrométrique

| <b>Station</b> | <b>Nom du bassin versant</b> | <b>Aire (km<sup>2</sup>)</b> | <b>Année début</b> | <b>Année fin</b> | <b>Débit min.</b> | <b>Débit max.</b> | <b>Débit moyen</b> | <b>Débit médian</b> |
|----------------|------------------------------|------------------------------|--------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------------------|---------------------|
| <b>40110</b>   | Rivière du Nord              | 1163                         | 1930               | 2021             | 2,19              | 360,00            | 23,85              | 13,50               |
| <b>40122</b>   | Rivière du Nord              | 311                          | 1971               | 2021             | 0,61              | 78,90             | 7,04               | 4,22                |
| <b>40129</b>   | Rivière Doncaster            | 106                          | 1981               | 1994             | 0,22              | 30,70             | 2,26               | 1,24                |
| <b>40132</b>   | Rivière Doncaster            | 40,3                         | 1994               | 2021             | 0,01              | 10,92             | 0,82               | 0,49                |
| <b>46709</b>   | Rivière du Chêne             | 196                          | 2010               | 2021             | 0,00              | 80,95             | 3,63               | 1,33                |

Le Réseau de suivi des eaux souterraines du Québec (RSESQ) (MELCC (Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques), 2021b) possède 15 stations de mesure du niveau piézométrique dans les aquifères de la zone d'étude. Neuf piézomètres sont situés dans une nappe captive. Les données aux quatre stations en nappe libre (04020001, 04300001, 04300014 et 04640001) et aux deux stations en nappes semi-captives (04010001 et 04647011) qui ne sont pas influencées par des pompages environnants ont été utilisées. La chronique la plus ancienne débute en 1976 et elle a été divisée en deux segments (04647011-1 de 1974 à 1990, et 04647011-2 de 2005 à 2017) afin de faciliter son traitement. Les autres stations ont été installées entre 2005 et 2014. Les données du RSESQ utilisées se terminent en novembre 2018. Les données piézométriques mesurées dans les forages effectués pendant le PACES ont également été utilisées pour estimer la recharge (Tableau 2.2). Ces données sont disponibles sur quatre puits dans des aquifères granulaires à nappes libres (Ascension, Arundel, La Conception et Notre-Dame-du-Laus) et couvrent environ un an, soit de l'automne 2019 à l'automne 2020. Au total 10 stations ont été utilisées dans ce mémoire et elles sont distribuées également sur toute la zone d'étude (Figure 2.7). Toutes les données utilisées sont sur une base journalière.

Tableau 2.2: Profondeur minimale et maximale (m) de la nappe aux stations piézométriques utilisées

| <b>Station</b>            | <b>Année début</b> | <b>Année fin</b> | <b>Profondeur du forage</b> | <b>Profondeur min.</b> | <b>Profondeur max.</b> |
|---------------------------|--------------------|------------------|-----------------------------|------------------------|------------------------|
| <b>04010001</b>           | 2006               | 2018             | 81,10                       | 3,84                   | 8,52                   |
| <b>04020001</b>           | 2014               | 2018             | 6,32                        | 1,22                   | 2,54                   |
| <b>04300001</b>           | 2005               | 2018             | 61,56                       | 8,12                   | 11,12                  |
| <b>04300014</b>           | 2014               | 2018             | 26,52                       | 5,14                   | 7,37                   |
| <b>04640001</b>           | 2006               | 2018             | 42,70                       | 1,16                   | 3,42                   |
| <b>04647011-1</b>         | 1975               | 1990             | 48,70                       | 1,87                   | 5,22                   |
| <b>04647011-2</b>         | 2005               | 2018             | 48,70                       | 1,85                   | 3,39                   |
| <b>Arundel</b>            | 2019               | 2020             | 6,50                        | 4,37                   | 6,04                   |
| <b>Ascension</b>          | 2019               | 2020             | 22,00                       | 13,95                  | 18,82                  |
| <b>La Conception</b>      | 2019               | 2020             | 12,00                       | 1,62                   | 2,32                   |
| <b>Notre-Dame-du-Laas</b> | 2019               | 2020             | 11,00                       | 2,90                   | 4,87                   |

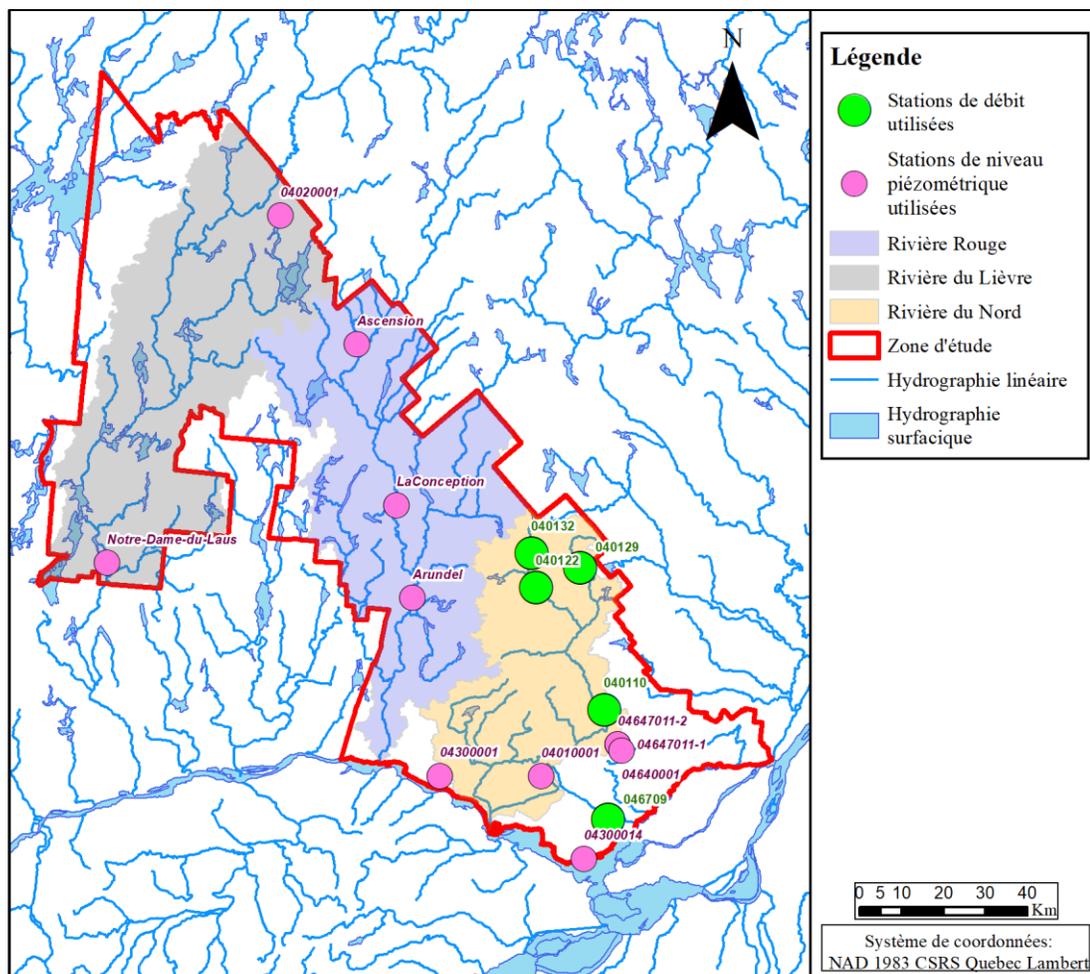


Figure 2.6: Carte du réseau hydrographique, des stations de débit de la DEH et des stations de niveau piézométrique du RSESQ

Dans la zone d'étude, les aquifères superficiels sont généralement connectés au cours d'eau. Le niveau piézométrique moyen est intimement lié à la topographie (Figure 2.7). Ainsi, la profondeur moyenne de la nappe est de 3,9 m sous la surface, mais varie de 0 à 40,1 m selon la position en haut de bassin versant ou dans les vallées. Le gradient hydraulique est donc orienté des sommets vers les vallées.

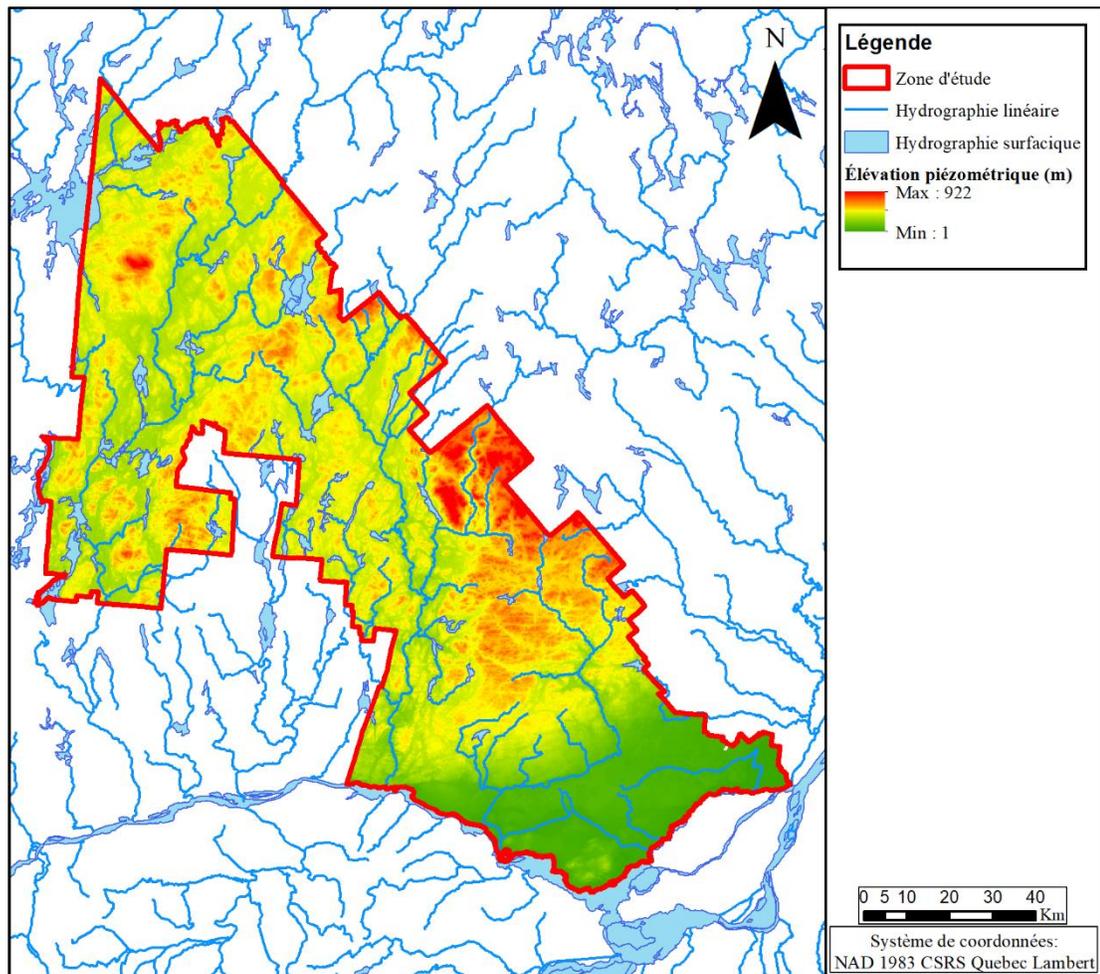


Figure 2.7: Carte piézométrique de la zone d'étude (Larocque *et al.*, 2019)

## 2.4 Météorologie

Les données météorologiques utilisées sont des données interpolées quotidiennement à des points sur une grille de  $0,1^\circ$  de latitude et longitude (Bergeron, 2016). Il s'agit de la température moyenne et des précipitations totales journalières. Les données interpolées proviennent du réseau de surveillance du climat du MELCC. Ce

réseau possède 329 stations climatologiques à l'échelle du Québec, dont environ une vingtaine dans la zone d'étude. Ces données permettent une excellente couverture météorologique de la zone d'étude entre 1961 et 2017. La température moyenne est plus élevée dans le sud de la zone d'étude et plus faible dans le nord et dans la région du Mont-Tremblant. La température moyenne annuelle la plus élevée est de 6,3 °C et la plus faible est de 1,9 °C (Figure 2.8).

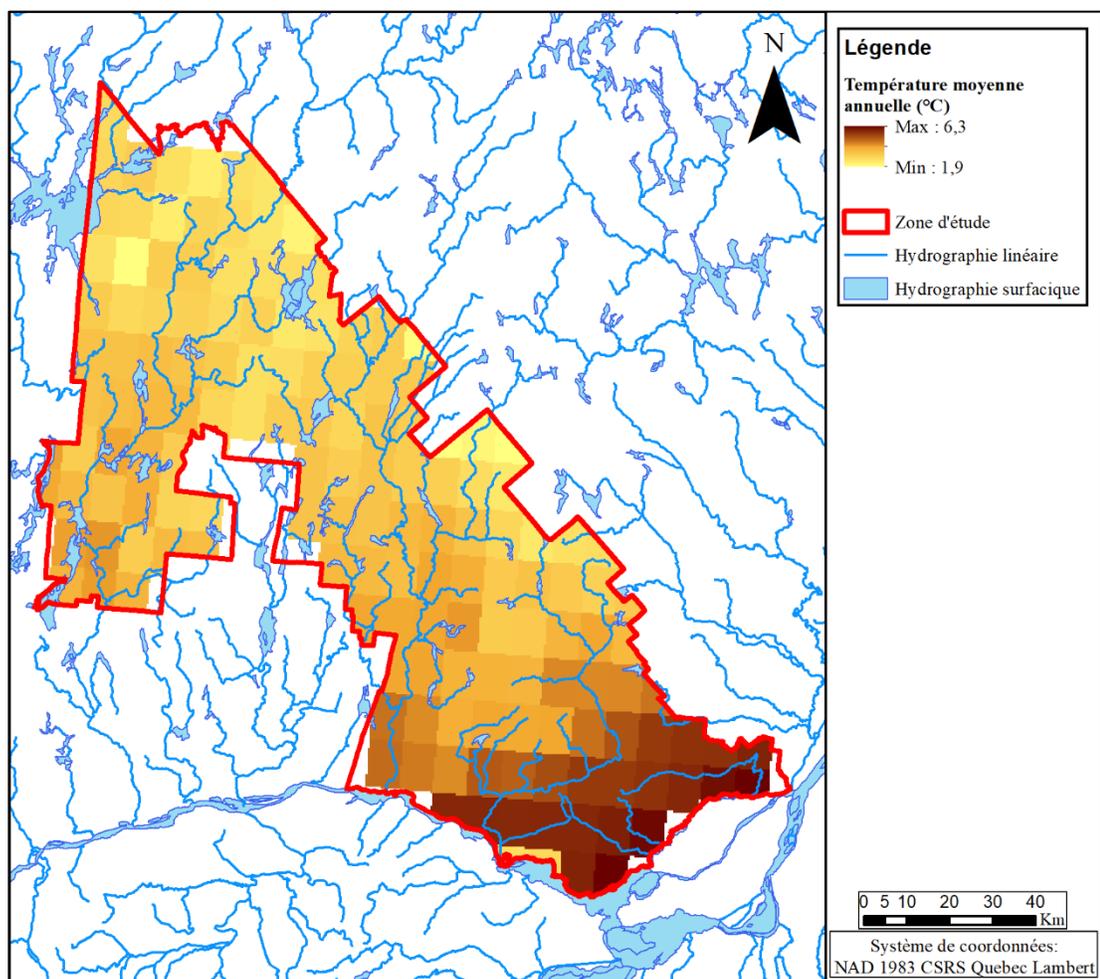


Figure 2.8: Température moyenne annuelle de 1961 à 2017 (Bergeron, 2016)

Les précipitations moyennes annuelles sont maximales dans le sud des Laurentides et minimales dans la vallée de la rivière du Lièvre, au nord-ouest de la zone d'étude et dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. La région la plus au nord du bassin de la rivière du Nord possède les précipitations moyennes annuelles maximales, soit 1114 mm/an et une cellule au sud de la zone d'étude, en bordure avec la rivière des Outaouais, possède les précipitations moyennes annuelles minimales, soit 679 mm/an (Figure 2.9).

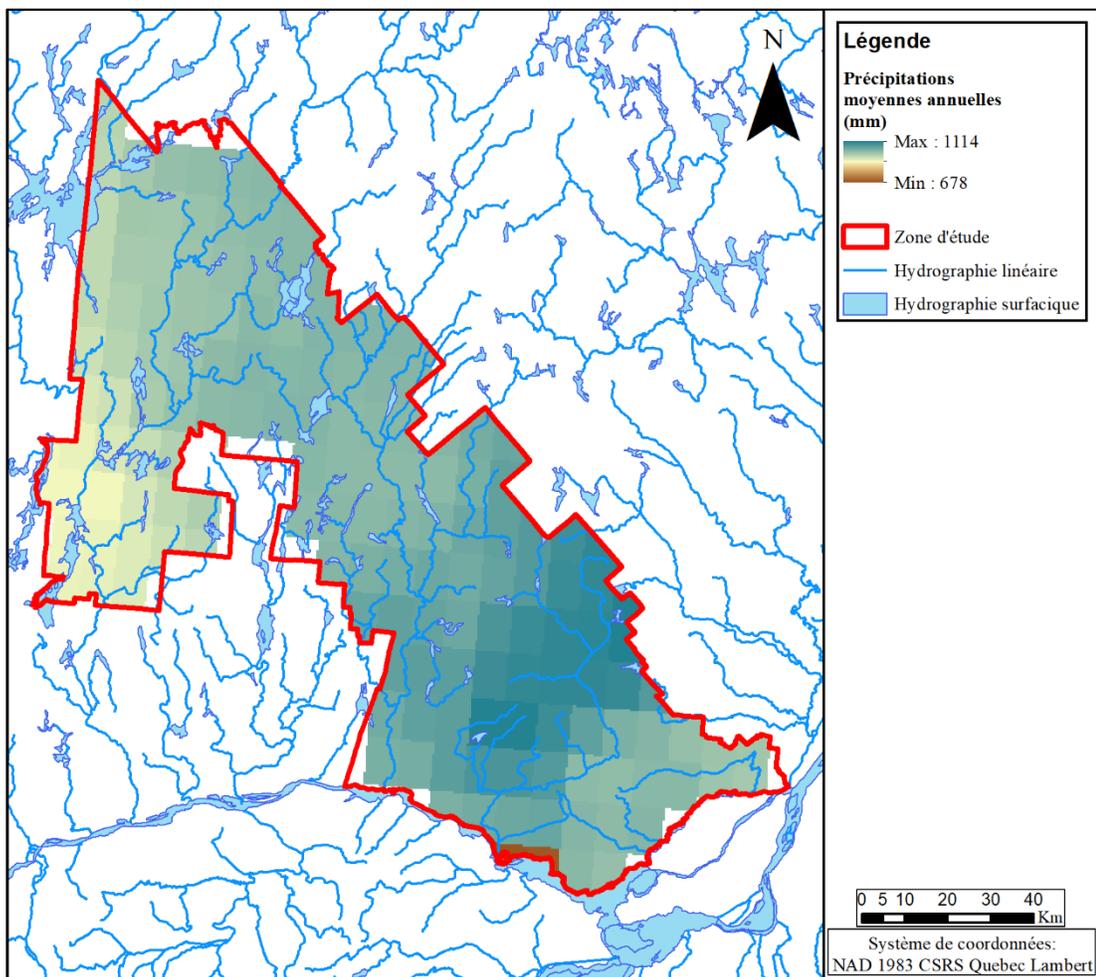


Figure 2.9: Précipitations moyennes annuelles de 1961 à 2017 (Bergeron, 2016)

L'évapotranspiration potentielle a été calculée en utilisant la formule proposée par Oudin *et al.* (2005). L'évapotranspiration potentielle (ETP) annuelle varie de 490 à 643 mm/an. L'ETP moyenne est maximale dans le sud de la zone d'étude et minimale dans le nord de la zone d'étude et la région du Mont-Tremblant. Sans surprise, la distribution spatiale de l'ETP est similaire à celle de la température puisque la méthode d'Oudin *et al.* (2005) est basé sur la température (Figure 2.10).

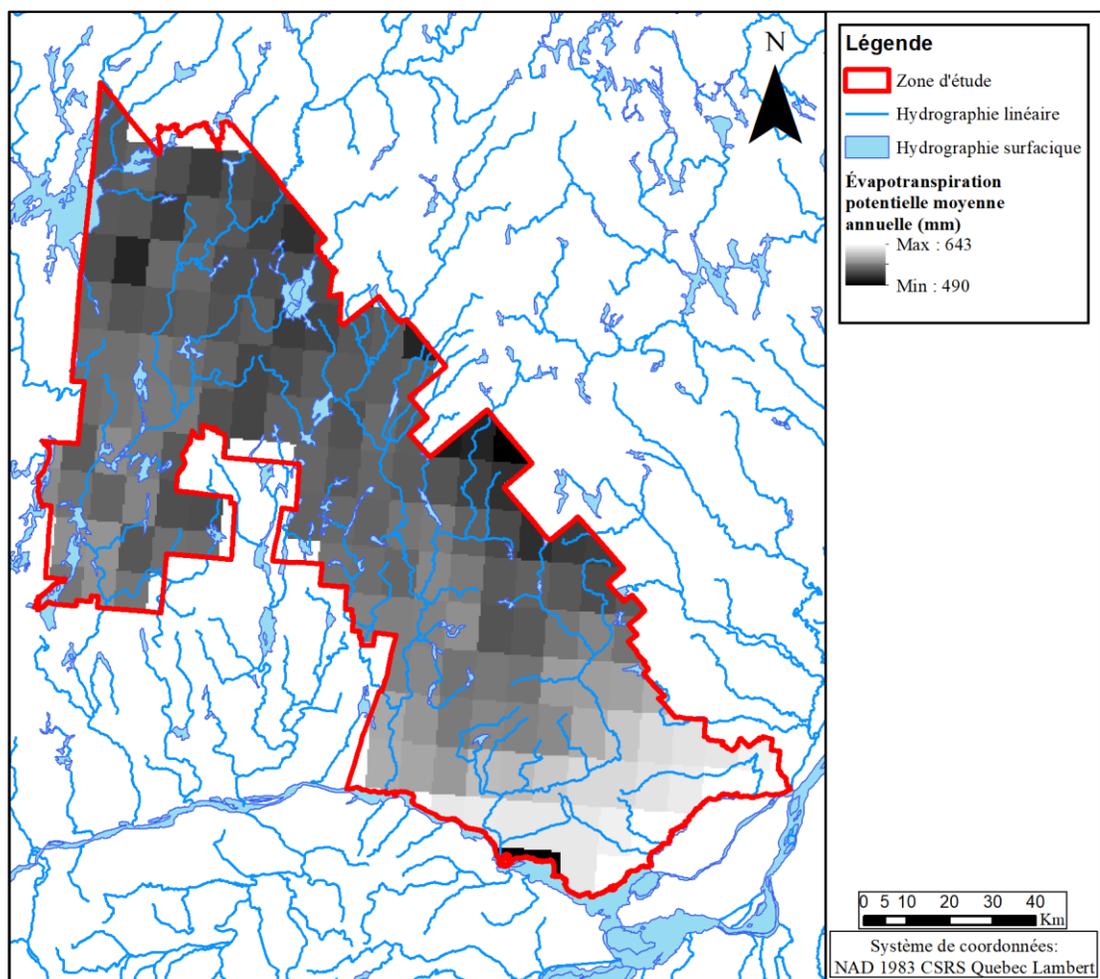


Figure 2.10: Évapotranspiration potentielle moyenne annuelle de 1961 à 2017

Entre 1961 et 2017, la température moyenne annuelle sur toute la zone d'étude a été de 3,8 °C, avec un minimum de 2,2 °C en 1976 et un maximum de 6,0 °C en 2010. Le mois le plus froid est janvier, avec une température moyenne de -13,1 °C et le mois le plus chaud est juillet avec une température moyenne de 18,4 °C (Figure 2.11). Les températures mensuelles sont plus variables en hiver qu'en été.

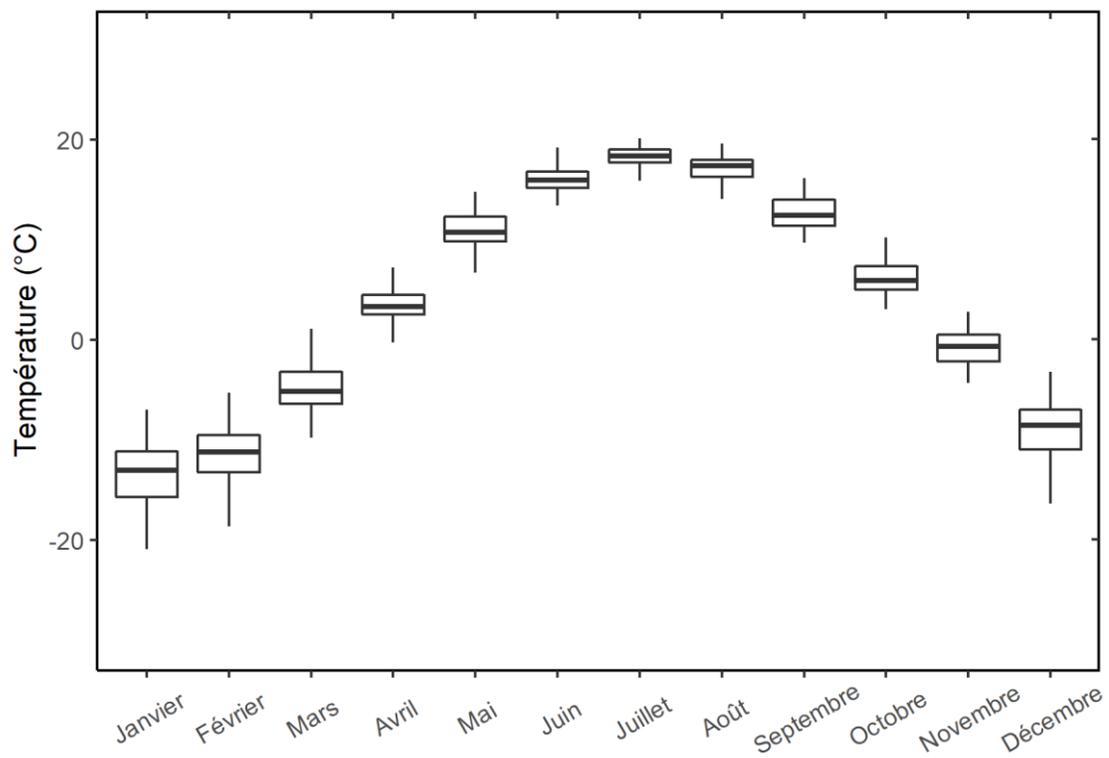


Figure 2.11: Température moyenne mensuelle dans la zone d'étude entre 1961 et 2017

Les précipitations totales moyennes sont de 1014 mm/an et varient entre 829 mm/an (1964) et 1268 mm/an (1972). Les précipitations hivernales sont généralement inférieures aux précipitations estivales, mais leur variabilité intra-annuelle est similaire pour tous les mois (Figure 2.12).

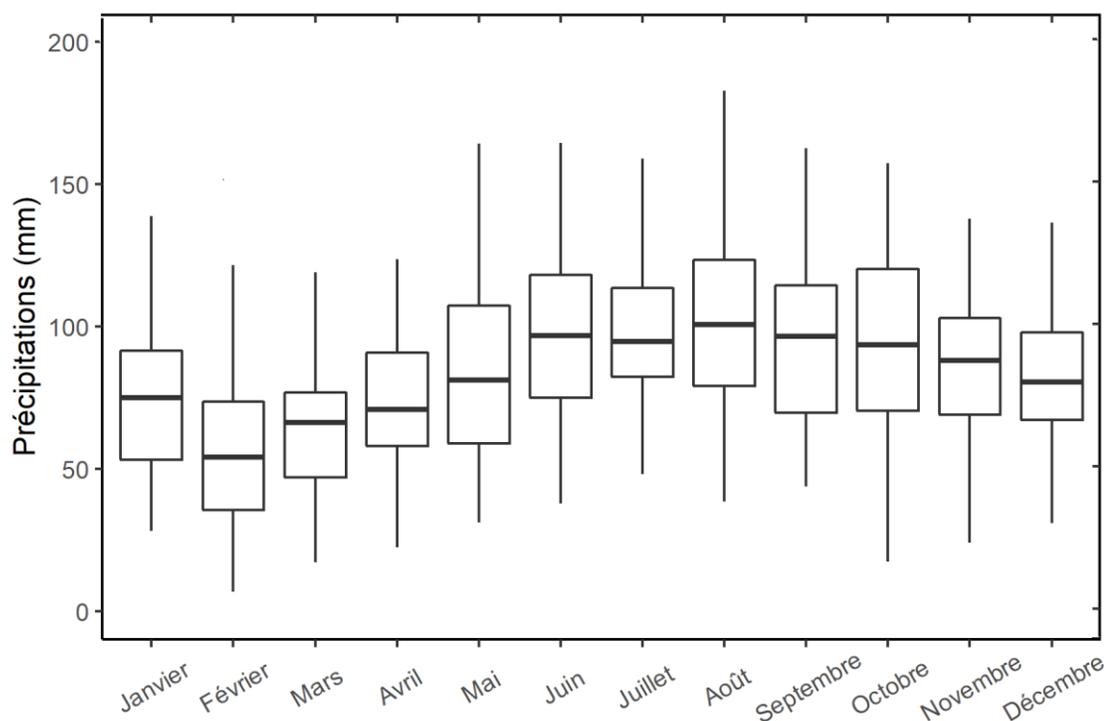


Figure 2.12: Précipitations moyennes mensuelles dans la zone d'étude entre 1961 et 2017

L'ETP moyenne annuelle est 558 mm/an et varie entre 513 mm/an (1972) et 613 mm/an (2010). Le mois avec l'ETP moyenne la plus importante est juillet, avec en moyenne 119 mm/mois. Le mois avec l'ETP moyenne la plus faible est janvier, avec en moyenne 0,8 mm/mois. Pendant les mois de juin, juillet et août, l'ETP mensuelle

peut dépasser les précipitations mensuelles (Figure 2.13). Les valeurs d'ETR (évapotranspiration réelle), estimées par la différence entre les précipitations et le débit mesuré à l'exutoire d'un bassin versant, suivent donc les valeurs d'ETP, mais demeurent inférieures à celles-ci pendant la période estivale. La différence entre l'ETP et l'ETR varie de 0 à 103,9 mm. Concrètement, l'ETR annuelle varie de 405 à 565 mm/an, avec une moyenne interannuelle de 495 mm/an. Mensuellement, elle varie de 0 à près de 100 mm/mois. Sur le bassin versant de la station 40110, l'ETR estimée à partir de la différence des apports verticaux et du débit total ( $AV - Q$ ) est en moyenne de 427 mm/an.

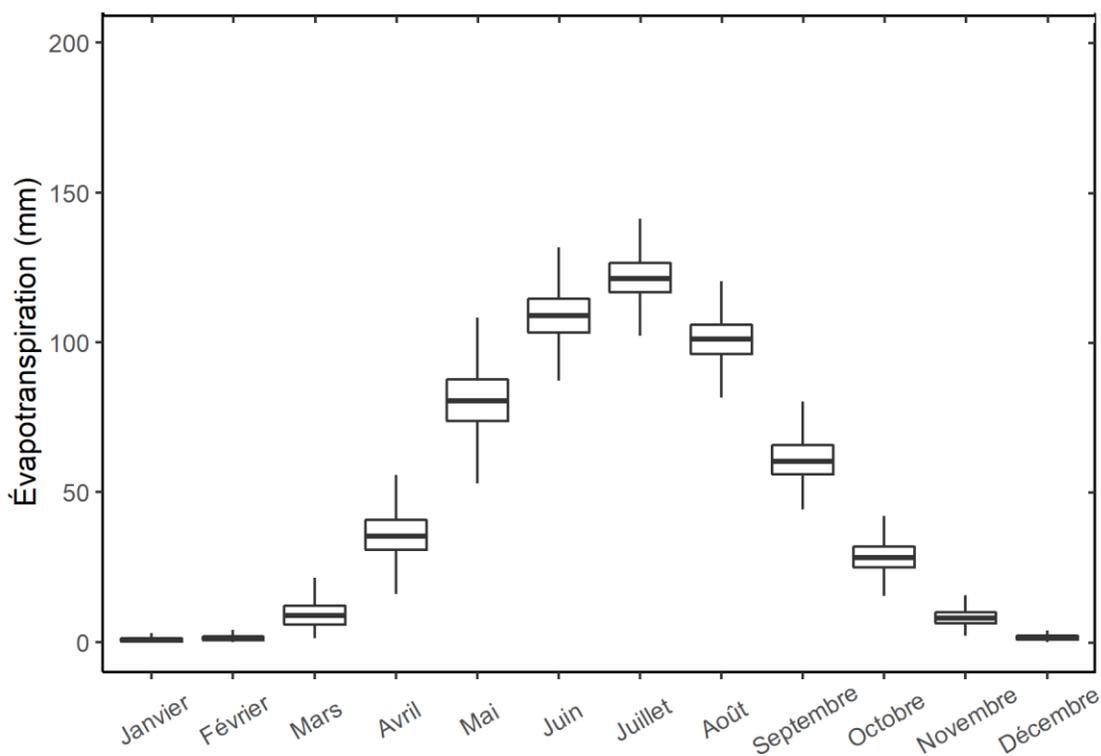


Figure 2.13: Évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle dans la zone d'étude entre 1961 et 2017

La pente de Sen a été utilisée pour effectuer une analyse de tendance d'évolution temporelle (Gocic et Trajkovic, 2013) sur les données météorologiques à partir de la fonction *sens.slope* du package *trend* dans R. Sur les 174 cellules climatiques utilisées, les températures et les évapotranspirations montrent des tendances significatives ( $p < 0,05$ ). Pour les précipitations, les tendances sont significatives sur 96 des 174 cellules de précipitations. Pour toutes les cellules où les tendances sont significatives, les pentes sont nulles pour l'ETP et les précipitations (Tableau 2.3). Cela signifie qu'aucune augmentation significative des précipitations ou de l'évapotranspiration n'est détectée. La tendance à la hausse des températures sur la zone d'étude est en moyenne de 0,035 °C/année. La hausse totale selon la tendance calculée est donc d'environ 2 °C de 1961 à 2017.

Tableau 2.3: p-value et pente de la tendance des données météorologiques sur la zone d'étude de 1961 à 2017

| <b>Paramètre</b>      | <b>p-value</b>           | <b>Pente de la tendance</b> |
|-----------------------|--------------------------|-----------------------------|
| <b>Température</b>    | < 0,05                   | 0,035 °C/année              |
| <b>ETP</b>            | < 0,05                   | 0                           |
| <b>Précipitations</b> | < 0,05 (96/174 cellules) | 0                           |

## CHAPITRE III

### MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre détaille la méthodologie utilisée pour collecter les données, caractériser la zone d'étude, analyser les données pour permettre le calcul des débits de base, de l'amplitude de fluctuation des niveaux de nappes et de l'apport des eaux souterraines aux cours d'eau, et préparer les données nécessaires pour la simulation de la recharge spatialement distribuée.

#### 3.1 Instrumentation de trois bassins versants expérimentaux

Trois bassins versants expérimentaux ont été sélectionnés en considérant leur taille, leur distribution géographique et l'utilisation du territoire. Le but était de choisir des bassins versants de taille suffisamment petite pour faciliter l'instrumentation et dont la localisation et l'utilisation du territoire sont représentatives de la région d'étude. Les bassins sélectionnés sont ceux des rivières Calumet (CAL), Simon (SIM) et Sagouay (SAG) (Figure 3.1).

Le bassin versant CAL est situé au sud-ouest de la zone d'étude, près de la limite entre les Laurentides et l'Outaouais. Il est situé dans une zone peu montagneuse, correspondant au piémont des Laurentides. CAL couvre une superficie de 82,3 km<sup>2</sup> à son exutoire, soit à sa rencontre avec la rivière des Outaouais. Le bassin versant en amont de l'instrumentation couvre une superficie estimée à 39,6 km<sup>2</sup>. Les forêts

occupent 80,9 % du bassin versant. Du restant, 6,8 % est occupé par des milieux humides, 4,6 % est occupé par des cours d'eau ou étendues d'eau, 4,0 % de milieux anthropiques et 2,5 % de zones de coupes forestières ou de zones de régénération, et 1,1 % de zones agricole. Le reste du territoire est occupé par des sols nus.

Le bassin versant SAG est situé au nord de la zone d'étude. Il englobe la petite municipalité de Lac-Saguay et se jette dans la rivière Rouge dans la municipalité de Nominique. Il couvre une superficie de 151,5 km<sup>2</sup>. En amont de l'instrumentation, le bassin versant couvre une superficie estimée à 143,6 km<sup>2</sup>. Les forêts occupent 83,2 % de sa superficie. Du restant, 6,3 % est occupé par des cours d'eau ou des étendues d'eau, 5,2 % par des milieux humides, 3,4 % par des milieux anthropiques, 1,5 % par des sols nus et environ 0,3 % par des zones agricoles.

Le bassin versant SIM est situé dans une région plus montagneuse, près du centre de la zone d'étude. Il inclut partiellement les municipalités de Saint-Sauveur et de Morin-Heights et leurs divers monts lui servent de limites hydrographiques. Il couvre une superficie de 185,2 km<sup>2</sup> à sa rencontre avec la rivière du Nord. En amont de l'instrumentation, le bassin couvre une superficie estimée à 179,3 km<sup>2</sup>. Approximativement 79,8 % du bassin versant est couvert de forêts. Du restant, 10,3 % est occupé par des milieux anthropiques, 6,4 % par des lacs ou rivières, 3,2 % par des milieux humides. Les sols agricoles et nus représentent restant du bassin versant, soit environ 0,3 % de la superficie totale.

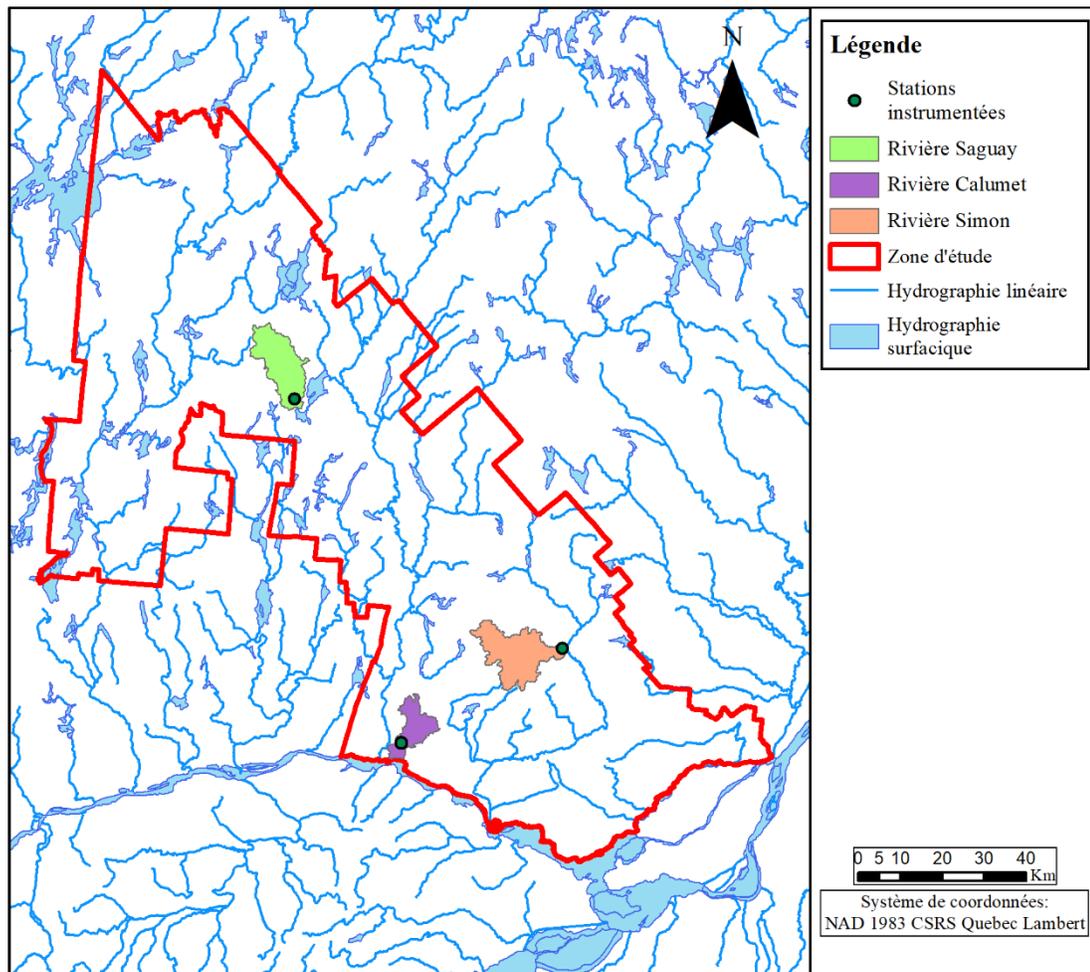


Figure 3.1: Stations et bassins instrumentés lors du projet

Les trois bassins ont été instrumentés à l'automne 2018. Une sonde limnimétrique *Solinst Levelogger* a été installée à un endroit approprié (sans remous, pas dans un méandre) situé le plus près possible de l'exutoire des bassins versants. À chaque station, un baromètre (*Solinst Barologger*) a été installé à moins de 20 m de la sonde afin de compenser les variations de niveau d'eau par les variations de la pression de l'air. Toutes ces sondes enregistrent des données à un pas de temps horaire. Les sondes limnimétriques sont installées dans des tuyaux d'acier avec une section crépinée d'environ 30 cm à la base. Dans le bassin versant CAL, le tuyau est inséré dans les

sédiments du fond de la rivière. Au bassin versant SAG, le tuyau est fixé sur la base du pont correspondant au point d'accès à la rivière (Figure 3.2). Au bassin versant SIM, le tuyau est inséré dans le lit de la rivière et fixé sur le côté aval d'un bloc erratique d'environ 1,5 m de diamètre situé sur la berge.



Figure 3.2: Exemple d'installation d'une sonde limnimétrique (station du bassin versant Sagouay)

### 3.2 Analyse spatiale des pentes

La pente affecte directement la quantité d'eau qui s'infiltré dans le sol, elle est donc un des principaux facteurs pouvant influencer la recharge (Delin *et al.*, 2000). Une pente faible limite le déplacement des précipitations par ruissellement vers un cours d'eau et, à l'inverse, une pente forte engendre plus de ruissellement qui ne participe pas à la recharge de l'eau souterraine.

Un RCN (*runoff curve number*) est un paramètre empirique utilisé en hydrologie pour partitionner les apports verticaux (i.e. pluie et fonte) en ruissellement et infiltration. Pour un site donné, le RCN est calculé à l'aide d'un numéro de courbe (CN – *curve number*) déterminé de manière empirique en considérant l'utilisation du sol, l'hydropédologie et la pente.

Les pentes pouvant être calculées pour différentes résolutions spatiales, trois modèles numériques d'élévation (MNE) ayant des résolutions spatiales différentes ont été testés. Les pentes ont été calculées à partir d'un MNE de résolution de 1 m (LiDAR), 20 m et 500 m. Pour ce faire, l'outil *Slope* du système d'information géographique *ArcGIS* a été utilisé. Pour faciliter le calcul des pentes, la fonction *terrain* du package *raster* disponible sur R a été utilisée pour calculer les pentes à haute résolution (i.e. 1 m). Puisque les pentes doivent être calculées avec la même résolution que le reste des données utilisées pour la modélisation de la recharge (cellules de 500 m par 500 m), les pentes calculées à résolution 1, 20 et 500 m ont été agrégées sur des cellules de 500 m par 500 m à l'aide de l'outil *Aggregate* d'*ArcGIS*. Les pentes identifiées ont ensuite été divisées selon les trois classes de pentes utilisées par le modèle HydroBudget. Les classes de pentes sont définies pour le contexte québécois par l'adaptation de la méthode de calcul des RCN proposée par Monfet (1979) : < 3 %, de 3 % à 8 % et > 8 %.

Avec le MNE LiDAR (1 m), seulement 1 % des cellules possèdent une pente < 3 % et plus de 84 % des cellules ont une pente > 8 %. Pour la pente calculée à partir du MNE à une résolution de 20 m, la distribution parmi les trois classes est plus équilibrée. La pente calculée à partir du MNE au 500 m est généralement faible. Seulement 10 % des cellules sont dans la classe > 8 % (Tableau 3.1).

Tableau 3.1: Distribution des cellules parmi les classes de pente en fonction de la résolution du MNE utilisé pour calculer la pente

| <b>Classe</b>  | <b>1 m (LiDAR)</b> | <b>20 m</b> | <b>500 m</b> |
|----------------|--------------------|-------------|--------------|
| < 3 %          | 1,1 %              | 31,9 %      | 46,0 %       |
| > 3 % et < 8 % | 14,7 %             | 19,3 %      | 43,8 %       |
| > 8 %          | 84,2 %             | 48,7 %      | 10,2 %       |

La distribution des pentes parmi les trois classes est donc extrêmement variable en fonction du MNE utilisé. Toutefois, malgré l'importante différence de distribution entre les trois MNE comparés, la pente n'a qu'un effet mineur sur le calcul des RCN. Le RCN moyen sur la zone d'étude en utilisant le raster de pente LiDAR est de 79,7. Les RCN calculées en utilisant les pentes à une résolution de 20 m ou de 500 m ont respectivement une moyenne de 77,5 et de 74,9. Ainsi, même si la distribution des pentes varie énormément en fonction de la résolution, son effet sur les RCN est assez limité. Cela est causé par les classes de RCN (Tableau D. 1), où les variations de classes de pentes entraînent de petites variations de RCN, mais où les variations de classes hydro-pédologiques ou d'utilisation du territoire peuvent entraîner des variations de plusieurs dizaines de points RCN. La pente calculée à partir du MNE de résolution 500 m a donc été utilisée pour former les RCN parce qu'il s'agit de la résolution la plus représentative de l'échelle des phénomènes à l'étude. Elle permet aussi une meilleure distribution des classes de pente et donc des RCN dans les données d'entrée du modèle.

### 3.2.1 Calcul de la recharge par la méthode des fluctuations des niveaux de nappe

La recharge a été estimée avec la méthode des variations du niveau piézométrique observées dans les puits en nappe libre ou semi-captive du réseau du RSESQ et dans les puits forés dans le cadre du PACES pour lesquels les données sont disponibles. Cette méthode est basée sur l'hypothèse que les augmentations du niveau de la nappe sont directement causées par la recharge (équation 1).

$$R = S_y * \Delta h / \Delta t \quad (1)$$

où  $R$  est la recharge,  $S_y$  est le coefficient d'emménagement (estimé aussi par la porosité effective),  $\Delta h$  est la différence de hauteur entre le prolongement de la droite de récession avant la remontée du niveau et le niveau maximum, et  $\Delta t$  est la période de temps pendant laquelle l'augmentation de niveau de nappe est mesurée (Figure 3.3) (Healy et Cook, 2002).

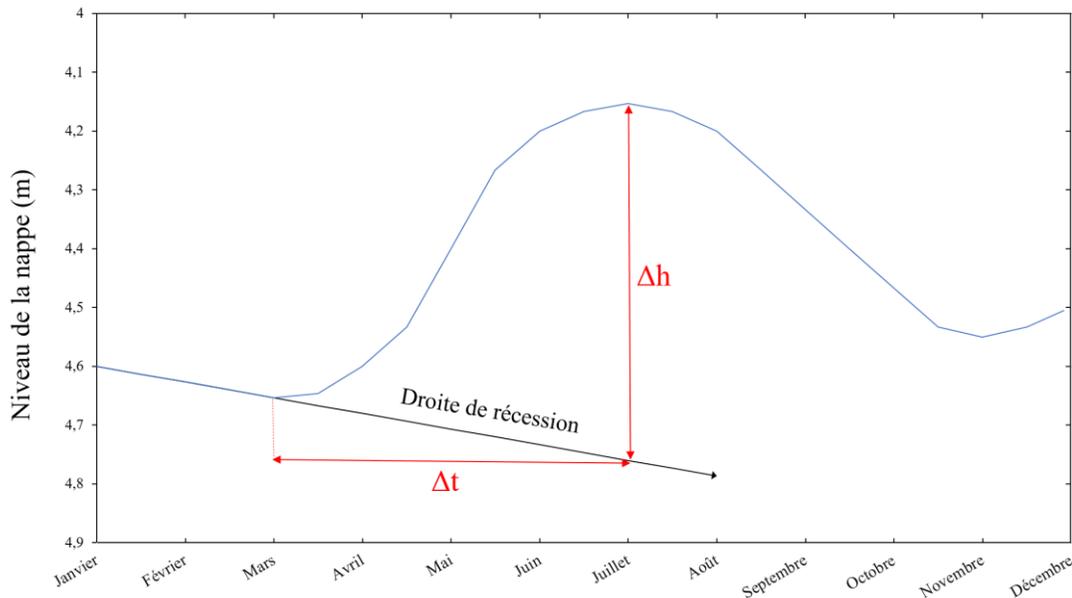


Figure 3.3: Schéma conceptuel de la méthode de fluctuations des niveaux de nappe

Une moyenne mobile de 20 jours a été appliquée sur les données piézométriques afin de filtrer le bruit dans les chroniques. La durée (20 jours) de cette moyenne mobile a été calibrée manuellement en comparant 0, 5, 9, 20 et 30 jours. Les chroniques moyennées sur moins de 20 jours amenaient à une surestimation systématique de la recharge (Labrecque *et al.*, 2020).

La porosité effective de l'aquifère a été estimée en considérant la géologie au niveau de la crépine à chacun des puits à partir des logs de forage et une correspondance a été faite avec des valeurs de  $S_y$  tirées de la littérature (Johnson, 1967; Nastev *et al.*, 2002; Nastev *et al.*, 2006) pour divers types de matériaux meubles. Pour chaque station, une valeur de recharge a été calculée en considérant le  $S_y$  minimal et maximal selon Johnson (1967) afin de couvrir l'ensemble des valeurs de recharge possible. Pour les stations 04300014 et La Conception, les  $S_y$  maximum ont été limités au  $S_y$  moyens selon Johnson (1967) pour les lithologies respectives afin d'obtenir une gamme de recharge plausible et de bien représenter les lithologies observées. Pour la station où un  $S_y$  a été obtenu par essai de pompage (Larocque *et al.*, 2019), cette valeur a été utilisée et comparée avec la gamme de  $S_y$  provenant de la littérature (Tableau 3.2). Le  $\Delta h$  est calculé à chaque fois que le niveau piézométrique mesuré augmente. Les pentes des droites de récession moyennes de chaque station piézométrique (Tableau 4.6) ont été calculées avec le logiciel GWHAT (Gosselin, 2016; Gosselin *et al.*, 2016). GWHAT calcule automatiquement les pentes à partir des pics et des creux du niveau piézométrique (sélectionnés manuellement sur la chronique) et moyenne les récessions choisies.

Tableau 3.2: Coefficients d'emménagement minimum et maximum selon la lithologie de chaque station et valeurs mesurées par essais de pompage (Johnson, 1967; Nastev et al., 2002; Nastev et al., 2006)

| <b>Station</b>                 | <b>Lithologie</b>      | <b>Référence*</b> | <b><math>S_y</math> min/ <math>S_y</math><br/>min profond</b> | <b><math>S_y</math> max/ <math>S_y</math><br/>max profond</b> | <b><math>S_y</math> mesuré</b> |
|--------------------------------|------------------------|-------------------|---|---|--------------------------------|
| <b>04010001</b>                | Roc (quartzite)        | b, c              | 0,01  | 0,025   |                                |
| <b>04020001</b>                | Sable variable         | a                 | 0,10  | 0,32  |                                |
| <b>04300001</b>                | Roc (shale et dolomie) | b, c              | 0,01  | 0,025   |                                |
| <b>04300014</b>                | Sable moyen            | a                 | 0,15  | 0,26  |                                |
| <b>04640001</b>                | Till                   | b, c              | 0,03/0,01   | 0,12/0,025  |                                |
| <b>04647011_1</b>              | Till                   | b, c              | 0,03/0,01   | 0,12/0,025  |                                |
| <b>04647011_2</b>              | Till                   | b, c              | 0,03/0,01   | 0,12/0,025  |                                |
| <b>Arundel</b>                 | Gravier                | a                 | 0,12  | 0,26  |                                |
| <b>Ascension</b>               | Gravier                | a                 | 0,12  | 0,26  |                                |
| <b>La Conception</b>           | Sable très fin et silt | a                 | 0,03  | 0,08  |                                |
| <b>Notre-Dame-<br/>du-Laus</b> | Sable fin et silt      | a                 | 0,10  | 0,28  | 0,167                          |

\* **a** : Johnson (1967), **b** : Nastev *et al.* (2002), **c** : Nastev *et al.* (2006)

### 3.3 Mesure des débits

Les débits aux stations limnimétriques et le long des rivières CAL, SAG et SIM ont été mesurés à l'aide de deux méthodes en fonction de la largeur et de la profondeur de la section à mesurer. Les deux méthodes produisent directement des coupes transversales de la rivière composées de plusieurs section verticales.

La première méthode utilise le vélocimètre électromagnétique *Hach FH950* afin de mesurer la vitesse de l'eau à partir de la vitesse des particules en suspension dans le cours d'eau. Cette méthode a été privilégiée lorsque la profondeur de l'eau à la section était inférieure à 0,5 m. À chaque section, la vitesse de l'eau est mesurée à 20 et 80 % de la hauteur de la colonne d'eau et la vitesse moyenne de la section est considérée égale à la moyenne des deux vitesses mesurées. Afin de minimiser les erreurs sur l'interpolation entre les sections, chaque section est espacée d'au plus 0,5 m, selon la largeur totale du cours d'eau. Le vélocimètre calcule directement le débit total à chaque coupe.

La deuxième méthode utilise un profileur de courant Doppler acoustique (*ADCP/ acoustic Doppler current profiler*) installé sur un flotteur *Teledyne RD Instruments StreamPro*. Cette méthode a été privilégiée lorsque la hauteur de la colonne d'eau était supérieure à 0,5 m. Le vélocimètre Doppler mesure automatiquement la profondeur de la section et mesure plusieurs vitesses à chaque section. Toutes les sections sont directement intégrées et un débit total est fourni pour chaque coupe transversale. Puisque le flotteur est en mouvement lors de la prise de mesure et que sa précision est fonction de sa vitesse relative à l'eau, chaque coupe a été mesurée jusqu'à ce qu'au moins trois mesures aient une différence de moins de 5 % avec la moyenne des mesures.

Sur la rivière CAL, 10 mesures de débit ont été faites et l'apport de trois tributaires a été quantifié sur une distance totale de 13 km le long de la rivière. Le débit sur la section centrale de la rivière n'a pas été mesuré parce que très peu de route la traverse que la section ne possède aucun accès public. Pour la rivière SAG, 13 mesures de débit et six mesures de débit sur les tributaires ont été faites sur un tronçon de 27,3 km. Sur la rivière SIM, 17 mesures de débit ont été faites et le débit de 12 tributaires a été mesuré sur une distance totale de 20,6 km (Figure 3.4).

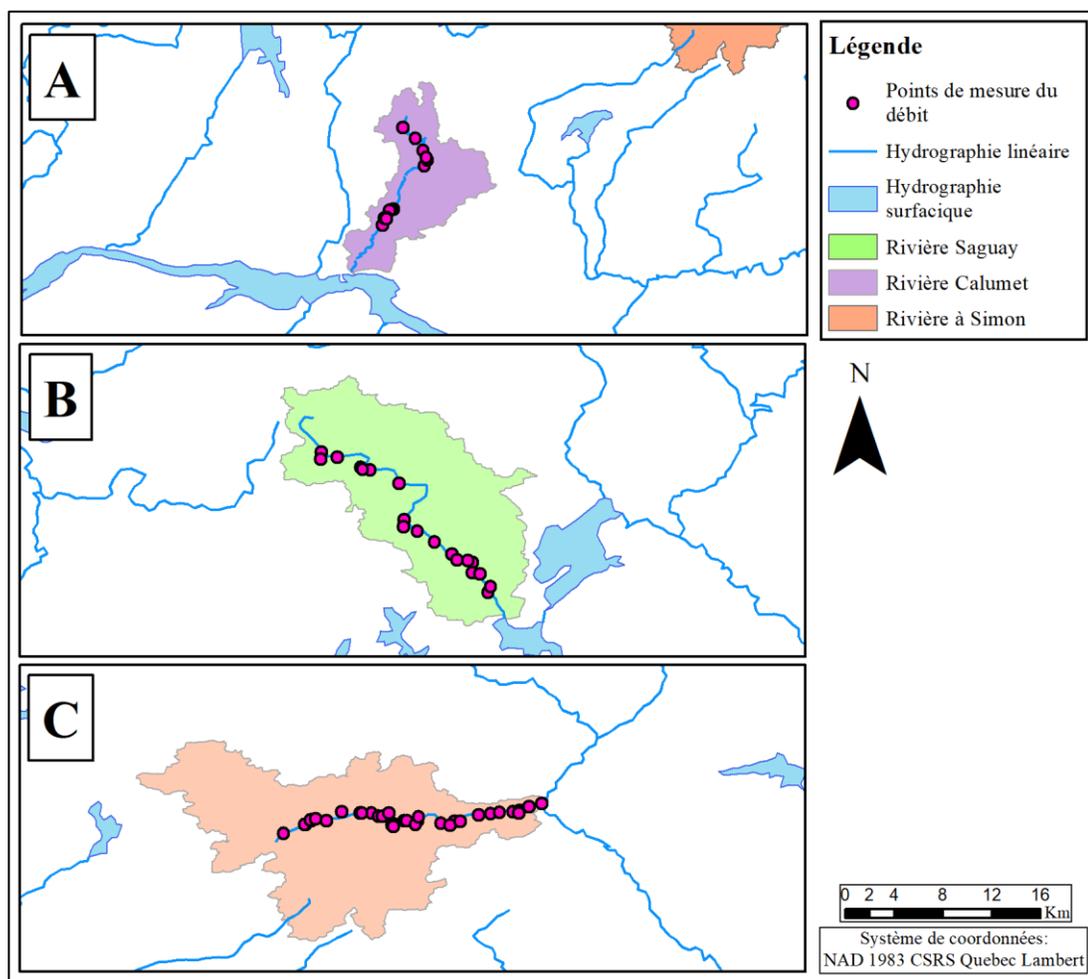


Figure 3.4: Carte des points de mesure du débit sur les rivières a) Calumet, b) Saguay et c) Simon

Les mesures de débit pour construire les courbes de tarage ont été effectuées tout au long de l'année et les mesures de débit le long des rivières ont été effectuées seulement pendant une période d'étiage.

### 3.4 Apport d'eau souterraine dans les rivières des bassins expérimentaux

Les débits de rivières provenant des eaux souterraines ont été estimés à partir de mesures de débits le long des rivières CAL, SAG et SIM afin d'estimer l'apport d'eau souterraine dans les rivières. Un bilan hydrique de chaque rivière a été calculé (équation 2).

$$Q_{sortie}^r = Q_{entrée}^r + P - EV - \Delta S + R + Q_{trib} + Q_{infil} \quad (2)$$

où  $Q_{sortie}^r$  est le débit sortant,  $Q_{entrée}^r$  est le débit entrant,  $P$  est la précipitation sur la rivière,  $EV$  est l'évaporation de la surface de la rivière,  $\Delta S$  est la variation de l'emmagasinement,  $R$  est le ruissellement de surface et hypodermique,  $Q_{trib}$  est le débit des tributaires et  $Q_{infil}$  est l'apport d'eau souterraine à la rivière (ou débit alimentant la nappe si le signe est négatif).

En considérant que les mesures de débit sont effectuées la même journée et qu'il n'y a pas de précipitations,  $P$  est nul,  $EV$  et  $\Delta S$  sont suffisamment faibles pour être considérés nuls. Puisque les mesures ont été effectuées pendant la période d'étiage,  $R$  est également très faible et considéré nul. L'équation modifiée permettant de calculer les  $Q_{infil}$  devient donc (équation 3) :

$$Q_{infil} = Q_{sortie}^r - Q_{entrée}^r - Q_{trib} \quad (3)$$

Sur la rivière CAL, les mesures de débit ont été effectuées le 19 août 2019. Sur la rivière SAG, les mesures ont été effectuées le 22 et le 23 août 2019 et sur SIM, les mesures ont été effectuées le 26 et 27 août 2019.

### 3.5 Débits de base

Trois méthodes ont été utilisées afin de calculer les débits de base, i.e. les  $Q_{90}$  et les débits de base obtenus par l'application des filtres récursifs de Eckhardt (2005, 2008) et de Lyne et Hollick (1979). Les 10 % des débits les plus faibles ( $Q_{90}$ ) sont généralement considérés comme une bonne approximation de la du débit des cours d'eau provenant de l'apport des aquifères (Nathan et McMahon, 1990; Brodie *et al.*, 2008). Pour chaque mois de l'année hydrologique disponible, les  $Q_{90}$  des débits horaires ont été calculés avec fonction *quantile* du package *stats* de R.

Le filtre récursif de Eckhardt (2005, 2008) est calculé avec l'équation (4) suivante :

$$b_k = \frac{(1-BFI_{max})\alpha_E*b_{k-1}+(1-\alpha_E)BFI_{max}*y_k}{1-\alpha_E*BFI_{max}} \quad (4)$$

où  $b_k$  correspond au débit de base au jour  $k$ ,  $BFI_{max}$  correspond au rapport maximal que peut atteindre le débit de base sur le débit total journalier,  $y_k$  est le débit total dans la rivière au jour  $k$  et  $\alpha$  est la constante de récession des eaux souterraines.

Pour calculer les débits de base avec ce filtre, le paramètre  $\alpha$  a été calculé pour chaque station et le paramètre  $BFI_{max}$  provient de la carte interpolée de Poirier (2012) qui définit le  $BFI_{max}$  comme un paramètre dépendant de la météorologie et de l'hydrologie, plutôt que de la géologie comme l'avait proposé Eckhardt (2005, 2008). La carte résultant de ces travaux permet d'estimer la valeur du  $BFI_{max}$  dans la région des Laurentides à environ 0,5 (Tableau 3.3).

Le paramètre  $\alpha_E$  a été calculé à l'aide de la méthode de superposition graphique simple et rapide (Toebes *et al.*, 1969). Les chroniques de débits ont été traitées avec le logiciel RECESS (Rutledge, 2005) afin d'en extraire toutes les séquences d'au moins quinze jours consécutifs pendant les mois d'étiage (juillet et août) pour lesquelles le débit a diminué de jour en jour. Cela a permis de calculer la constante de récession exponentielle à chaque station (équation 5).

$$\alpha_E = 10^{-m} \quad (5)$$

où  $m$  est la pente de la droite la plus représentative des récessions sur le graphique du logarithme du débit en fonction du temps des récessions mesuré aux stations (valeurs calibrées de  $\alpha_E$  au Tableau 3.3). Le détail des analyses des graphiques effectuées pour calculer les coefficients  $\alpha_E$  est présenté à l'Annexe C. Le filtre de Eckhardt a été appliqué aux chroniques de débit sur R en utilisant la fonction *bf\_eckhardt* du package *FlowScreen*.

Le filtre de Lyne et Hollick (1979) est quant à lui basé sur un seul paramètre. Le calcul des débits de base et du paramètre  $\alpha_L$  ont été fait en suivant la méthodologie développée par Ladson *et al.* (2013). Les  $\alpha_L$  calculés (Tableau 3.3) sont calibrés par rapport au *BFI* médian (médiane des rapports du débit de base sur le débit total) de 1000 itérations pour lesquelles un  $\alpha_L$  aléatoire entre 0,9 et 0,98 a été utilisé (Ladson *et al.*, 2013).

Tableau 3.3: Valeurs de  $\alpha_E$ ,  $BFI_{max}$  et  $\alpha_L$  à chaque station où les débits de base ont été calculés

| <b>Station</b> | $\alpha_E$ | $BFI_{max}$ | $\alpha_L$ |
|----------------|------------|-------------|------------|
| <b>40110</b>   | 0,922      | 0,5         | 0,944      |
| <b>40122</b>   | 0,93       | 0,5         | 0,944      |
| <b>40129</b>   | 0,945      | 0,5         | 0,944      |
| <b>40132</b>   | 0,945      | 0,5         | 0,944      |
| <b>46709</b>   | 0,959      | 0,5         | 0,945      |
| <b>CAL</b>     | 0,968      | 0,5         | 0,944      |
| <b>SAG</b>     | 0,985      | 0,5         | 0,942      |
| <b>SIM</b>     | 0,931      | 0,5         | 0,944      |

### 3.6 Calcul de la recharge par modélisation du bilan hydrique de surface

HydroBudget (Dubois *et al.*, 2021a) est un modèle spatialement distribué permettant de calculer un bilan hydrique de surface et d'en déduire la recharge potentielle (Figure 3.5). La recharge potentielle correspond à la quantité maximale d'eau disponible pour la recharge, soit l'eau qui s'infiltré. La recharge potentielle est donc, par définition, supérieure à la recharge nette. Afin d'alléger le texte, la recharge potentielle et la recharge nette sont simplement appelées « recharge ». Huit paramètres permettent de calibrer les processus représentés par le modèle (Dubois *et al.*, 2021a). Les paramètres du modèle sont la température de fonte de la neige ( $T_M$ ), le coefficient de fonte ( $C_M$ ), la température de gel du sol ( $TT_F$ ), le temps nécessaire pour geler le sol ( $F_T$ ), le nombre de jours antécédents de précipitations à considérer ( $t_{API}$ ), le coefficient de calibration du ruissellement ( $f_{runoff}$ ), le volume du réservoir de sol ( $d$ ) et le coefficient d'infiltration ( $f_{inf}$ ).

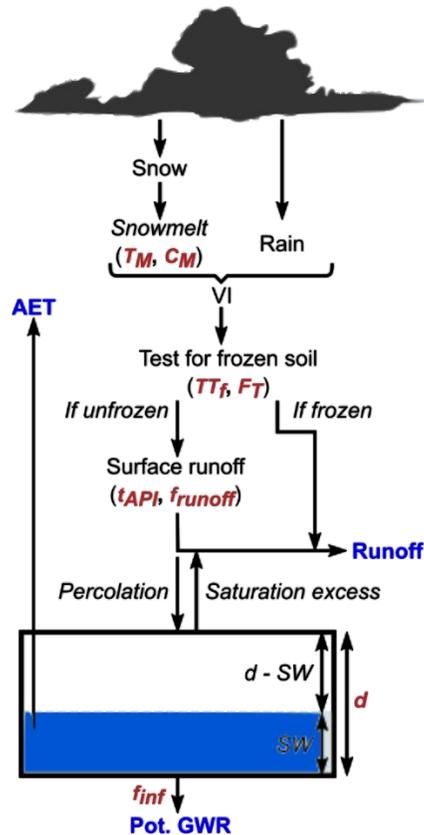


Figure 3.5: Schéma conceptuel du modèle HydroBudget (Dubois *et al.*, 2021a)

Le modèle détermine d'abord si les précipitations tombent sous forme de pluie ou de neige en fonction de la température moyenne journalière (neige si  $< 0^{\circ}\text{C}$ ). Sous forme de neige, les précipitations s'accumulent jusqu'à ce que la température dépasse le seuil  $T_M$  pendant un nombre de jours égal ou supérieur à  $TT_F$ . Le volume de neige fondue est calculé en suivant une règle de degrés-jours (Massmann, 2019) avec un coefficient  $C_M$  et est ajouté aux précipitations liquides, si nécessaire, sous forme d'apports verticaux (AV). Lorsque la température est inférieure à  $T_M$ , les apports verticaux sont directement envoyés en ruissellement. Lorsque la température est supérieure à  $T_M$ , les apports verticaux s'infiltrent, s'évaporent et ruissèlent en fonction de la capacité du réservoir de sol, des RCN et de l'ETP calculée (Dubois *et al.*, 2021a).

Les données météorologiques utilisées sont les données de températures et de précipitations interpolées (grille de  $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ ) du Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (Bergeron, 2016). Puisque ces données possèdent uniquement la température maximale et minimale journalière, la température moyenne a été définie comme la moyenne de la température maximale et la température minimale. L'évapotranspiration potentielle a été estimée grâce à la fonction *PE\_Oudin* du package R *airGR*. Les rasters RCN sont créés à partir d'une combinaison de données de pentes, d'utilisation du territoire et d'hydropédologie. Les trois cartes ont été réaggrégées à une résolution de 500 m avec l'outil *Resample* d'*ArcGIS* avant de procéder à leur jumelage. Comme mentionné à la section 3.2, les pentes ont été classées en trois catégories,  $< 3\%$ ,  $> 3\%$  mais  $< 8\%$  et  $> 8\%$  afin de permettre l'attribution de classes de ruissellement (Monfet, 1979).

Les données d'utilisation du territoire ont été produites par le MELCC (Bissonnette *et al.*, 2016) et couvrent entièrement la zone d'étude. La classification en grandes catégories offerte dans ces données a été utilisée. Ces catégories d'utilisation du territoire sont : agricole, forestier, humide, aquatique, anthropique, coupe et régénération, sol nu et lande et non classifié. Le fichier d'entrée possède une résolution de 20 m et a été réaggrégé à une résolution de 500 m. La catégorie assignée à chaque nouvelle cellule de 500 m a été attribuée à la catégorie majoritaire parmi les cellules qui occupent le même espace sur le fichier original.

Les données hydropédologiques découlent d'une carte de classement hydropédologique des sols de la zone d'étude. Ce classement a été établi par l'IRDA (Institut de recherche et de développement en agroenvironnement) (Gagné *et al.*, 2013). Chaque type de sol a été classé dans un groupe hydrologique en fonction de mesures de conductivité hydraulique saturée et de leur mode de déposition. Le groupe A correspond aux sols généralement très bien drainés. Le groupe B correspond aux types de sols ayant un bon drainage et aux unités lithologiques à granulométrie grossière

comme les dépôts alluvionnaires. Le groupe C correspond aux sols généralement mal drainés et aux sols ayant une granulométrie fine, tel que le till. Le groupe D est réservé aux sols très mal drainés ou ayant une granulométrie très fine, comme les dépôts marins profonds du Quaternaire. Aux quatre groupes hydrologiques (A, B, C, D) établis par l'IRDA a été ajouté un cinquième groupe où le drainage est nul (Z). Cette dernière classe sert à représenter les cours d'eau et les étendues d'eau et permet une meilleure représentation de la distribution des classes. La base de données reliant chaque sol à une classe hydrologique a été jumelée à une carte des sols de la région. La superficie de la zone d'étude n'étant pas couverte par la carte pédologique a été comblée en utilisant la cartographie de la géologie du Quaternaire ainsi que la carte pédologique du SIEF (Système d'information écoforestière). L'attribution des classes hydrologiques est basée sur une correspondance granulométrique entre les unités du SIEF, du Quaternaire et de l'IRDA afin de garder un produit homogène (Tableau 3.4).

Tableau 3.4: Correspondance entre les unités hypopédologiques du SIEF, de la cartographie quaternaire et leur groupe hydrologique (Gagné et al., 2013)

| <b>SIEF</b>              | <b>Quaternaire</b> | <b>Groupe hydrologique</b> |
|--------------------------|--------------------|----------------------------|
| <b>1A, 1BD, 1BF, 1BP</b> | Tm, Tc             | C                          |
| <b>2A, 2AE, 2AK, 2AT</b> | Gx                 | B                          |
| <b>2BD, 2BE</b>          | Go                 | B                          |
| <b>3AE, 3AN</b>          | Ax, Ap             | B                          |
| <b>4GA</b>               | Lga                | D                          |
| <b>4GS</b>               | LGb, LGd           | D                          |
| <b>5A</b>                | MGa                | D                          |
| <b>5S</b>                | MGd                | D                          |
| <b>7E, 7T</b>            | O                  | D                          |
| <b>R</b>                 | R, Rd, Ri, Rm, Rs  | D                          |

Après la rasterisation à une résolution de 500 m, la zone d'étude est composée de 4,3 % de groupe A, 15,4 % de B, 70,4 % de C, 2,1 % de D et 7,7 % de Z. Les trois intrants nécessaires pour construire la carte des RCN ont été combinés dans R en suivant un tableau (Tableau D. 1) de correspondance présenté en annexe (Monfet, 1979). Les cellules du modèle à vocation forestière avec une pente faible et un sol pouvant être bien drainé possèdent le RCN le plus faible, soit 23,5. Au contraire, les cellules agricoles avec une pente importante et un sol mal drainé possèdent une RCN de 90.

Le modèle est calibré sur le débit des rivières (*Runoff* sur la Figure 3.5) associées aux bassins versants à modéliser et sur les débits de base (*Pot. GWR* sur la Figure 3.5) calculés grâce au filtre récursif de Lyne et Hollick (Lyne et Hollick, 1979). Le package R *caRamel* (Monteil *et al.*, 2020) a été utilisé pour calibrer automatique les huit paramètres dans le but d'optimiser les Kling-Gupta Efficiency (KGE) (Gupta *et al.*, 2009). Le KGE est un indicateur de performance, proposé comme une amélioration du critère de Nash-Sutcliffe (*NSE*) (Nash et Sutcliffe, 1970). Puisque le but est de simuler adéquatement la recharge, les paramètres optimaux sont sélectionnés en choisissant la combinaison de paramètres qui offre le meilleur compromis, soit le meilleur  $KGE_{optimal}$  (équation 6). Cette répartition 0,4 et 0,6 est celle proposée par Dubois (Dubois *et al.*, 2021b).

$$KGE_{optimal} = 0,4 * KGE_{Q_{rivières}} + 0,6 * KGE_{Q_{base}} \quad (6)$$

La calibration automatique du modèle a été réalisée sur l'ensemble de la chronique météorologique (1961 à 2017) puisque les données débitométriques sont disponibles à la station 40110 sur toute cette période. La période de calibration a été définie comme 2/3 de la chronique totale, soit 38 ans sur les 57 années de données disponibles. La période de calibration s'étend de 1961 à 1998 et la période de validation

s'étend de 1999 à 2017 inclusivement. Le bassin versant de la rivière du Nord en amont de la station 40110 couvre une superficie de 1163 km<sup>2</sup> et représente donc une importante partie de la zone d'étude. (Tableau 3.5). Le paramètre  $F_T$  a été exclu de la calibration et bloqué à une valeur de 15 jours afin de faciliter la calibration du modèle. Dubois (Dubois *et al.*, 2021b) propose l'utilisation d'un nombre fixe puisque ce paramètre est peu sensible et affecte donc peu le  $KGE_{\text{optimal}}$  (voir 4.4.2).

Tableau 3.5: Gamme de valeur pour les paramètres du modèle HB

| Paramètre    | Valeur minimale | Valeur maximale | Unité      |
|--------------|-----------------|-----------------|------------|
| $T_M$        | -2              | 2               | °C         |
| $C_M$        | 2               | 8               | mm/°C/jour |
| $TT_F$       | -20             | 0               | °C         |
| $F_T$        | 15              | 15              | jours      |
| $t_{API}$    | 1               | 5               | jours      |
| $f_{runoff}$ | 0,5             | 1               |            |
| $f_{inf}$    | 0,01            | 0,25            | 1/jour     |
| $d$          | 50              | 900             | mm         |

L'analyse de sensibilité a été effectuée avec la méthode Morris (1991). Cette méthode permet de quantifier l'importance des paramètres sur le résultat final quantifié par le modèle ( $KGE_{\text{Qrivière}}$  et  $KGE_{\text{Qbase}}$ ). Cette méthode ne permet pas de quantifier les interactions entre les paramètres (Song *et al.*, 2015). La fonction *morris* du package *R sensitivity* a permis l'analyse de sensibilité des paramètres du modèle (Iooss et Lemaître, 2015). Les paramètres de la méthode Morris (Iooss et Lemaître, 2015) sont  $\mu^*$  et  $\sigma$ . Le premier représente l'influence des divers paramètres sur le KGE alors que  $\sigma$  représente la non-linéarité entre la variation d'un paramètre donné et du KGE ou l'interaction de ce paramètre avec les autres paramètres.

La distribution des RCN sur versant en amont de la station 40110 est également très représentative de la zone d'étude en général (Figure 3.6). Les RCN entre 75 et 80 sont surreprésentés, mais les RCN entre 65 et 70 et entre 70 et 75 sont sous-représentés sur le bassin versant de la station 40110. La proportion de cellules avec un RCN de 100 est presque équivalente entre les deux régions.

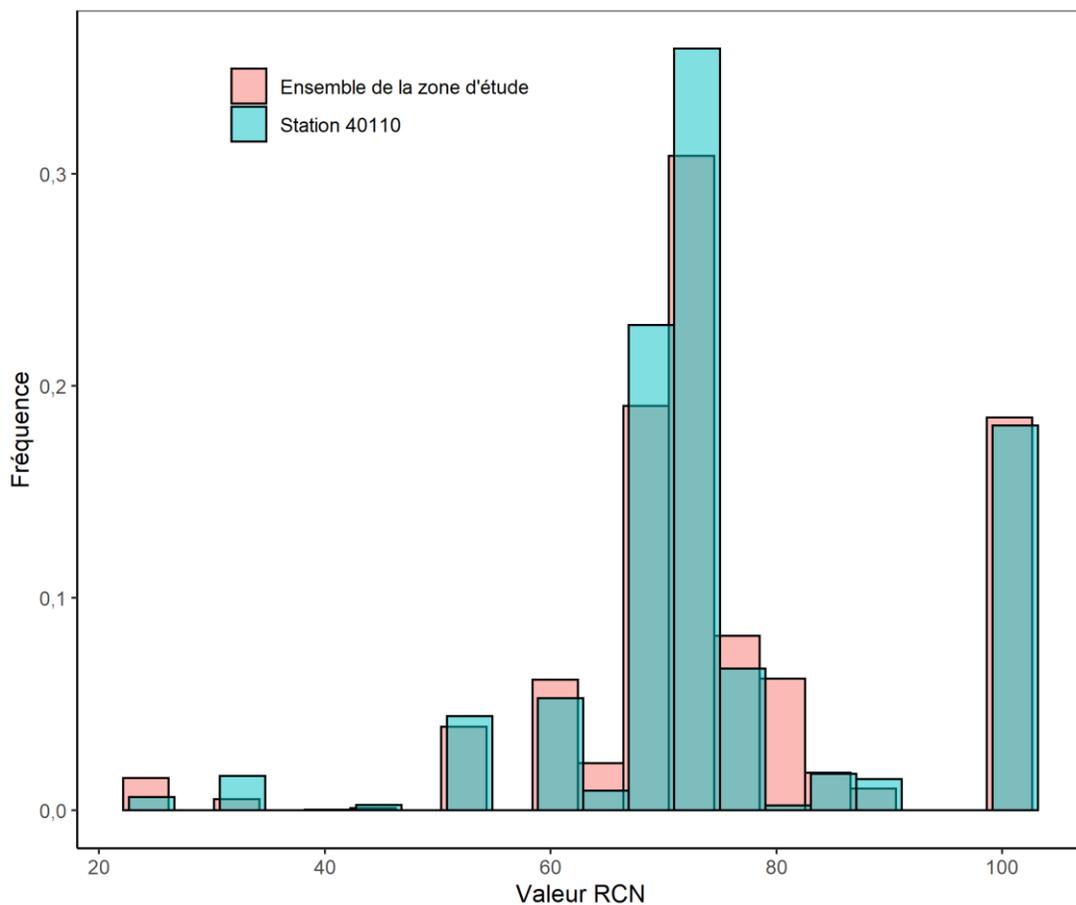


Figure 3.6: Distribution des valeurs RCN sur le bassin versant en amont de la station 40110 et sur l'ensemble de la zone d'étude

## CHAPITRE IV

### RÉSULTATS

Ce chapitre présente d'abord l'analyse des débits et la séparation des débits de base sur les petits bassins instrumentés (CAL, SAG et SIM). Les analyses similaires sur les plus grands bassins versants instrumentés par la DEH sont ensuite présentées. Par la suite, la recharge estimée avec la méthode de fluctuation des niveaux de nappe est présentée, suivie de la recharge spatialisée obtenue avec le modèle HydroBudget.

#### 4.1 Analyse des débits sur les petits bassins instrumentés

##### 4.1.1 Débits mesurés aux exutoires

En combinant les mesures de niveau provenant des sondes avec les débits mesurés aux stations limnimétriques, les courbes de tarage des stations limnimétriques aux exutoires des bassins versants CAL, SIM et SAG ont été construites (Figure 4.1). Pour ce faire, les données de niveau ont été corrélées aux mesures de débit et une équation de puissance a été ajustée. Respectivement, 9, 10 et 11 mesures de débits ont été effectuées sur les bassins CAL, SAG et SIM afin de construire les courbes de tarage. Ces mesures de débits ont été effectuées tout au long de l'année pour essayer de minimiser les erreurs sur les courbes de tarage en maximisant la gamme de débits possibles pour chacun des cours d'eau.

À la sonde du bassin CAL, les hauteurs d'eau lors des mesures de débits (0,09 à 0,59 m) couvrent 35 % de la gamme totale de niveau enregistré par la sonde (0,05 à 1,48 m). À SAG, les hauteurs d'eau lors des mesures de débits (0,17 à 2,20 m) couvrent 98 % de la gamme totale de niveau enregistré (0,13 à 2,21 m). Au bassin SIM, les hauteurs d'eau lors des mesures de débits (0,17 à 1,42 m) couvrent 62 % de la gamme totale enregistré de niveau (0,11 à 2,12 m). Les trois sondes sont restées submergées en tout temps, incluent pendant les étiages les plus prononcés. Au bassin SAG, le débit maximal a été mesuré lors de la journée où le niveau était le plus élevé. Les débits calculés à partir des courbes de tarage sur les trois bassins versants (Figure 4.2) montrent bien les pics de débits associés aux épisodes de précipitations et de fonte, ainsi que les faibles débits de rivières pendant les mois d'étiage (juillet, août, septembre). Sur CAL et SIM, les niveaux maximums pour lesquels un débit a été mesuré est sont grandement inférieurs au niveau maximal enregistré. Les courbes de tarage pour CAL et SIM imposent une importante extrapolation des débits et les débits élevés sont donc dotés d'une importante incertitude pour ces stations. Cette grande incertitude est illustrée par les courbes enveloppes en rouge (Figure 4.1).

Les équations des courbes de tarage se décrivent comme suit :

$$Q_{CAL} = 8,599 * Niveau_{CAL}^{1,828} \quad (R^2 = 0,955) \quad (7)$$

$$Q_{SAG} = 8,331 * Niveau_{SAG}^{1,396} \quad (R^2 = 0,993) \quad (8)$$

$$Q_{SIM} = 13,156 * Niveau_{SIM}^{1,984} \quad (R^2 = 0,994) \quad (9)$$

Où  $Q$  représente le débit résultant et  $Niveau$  représente le niveau mesuré par la sonde installée dans la rivière.

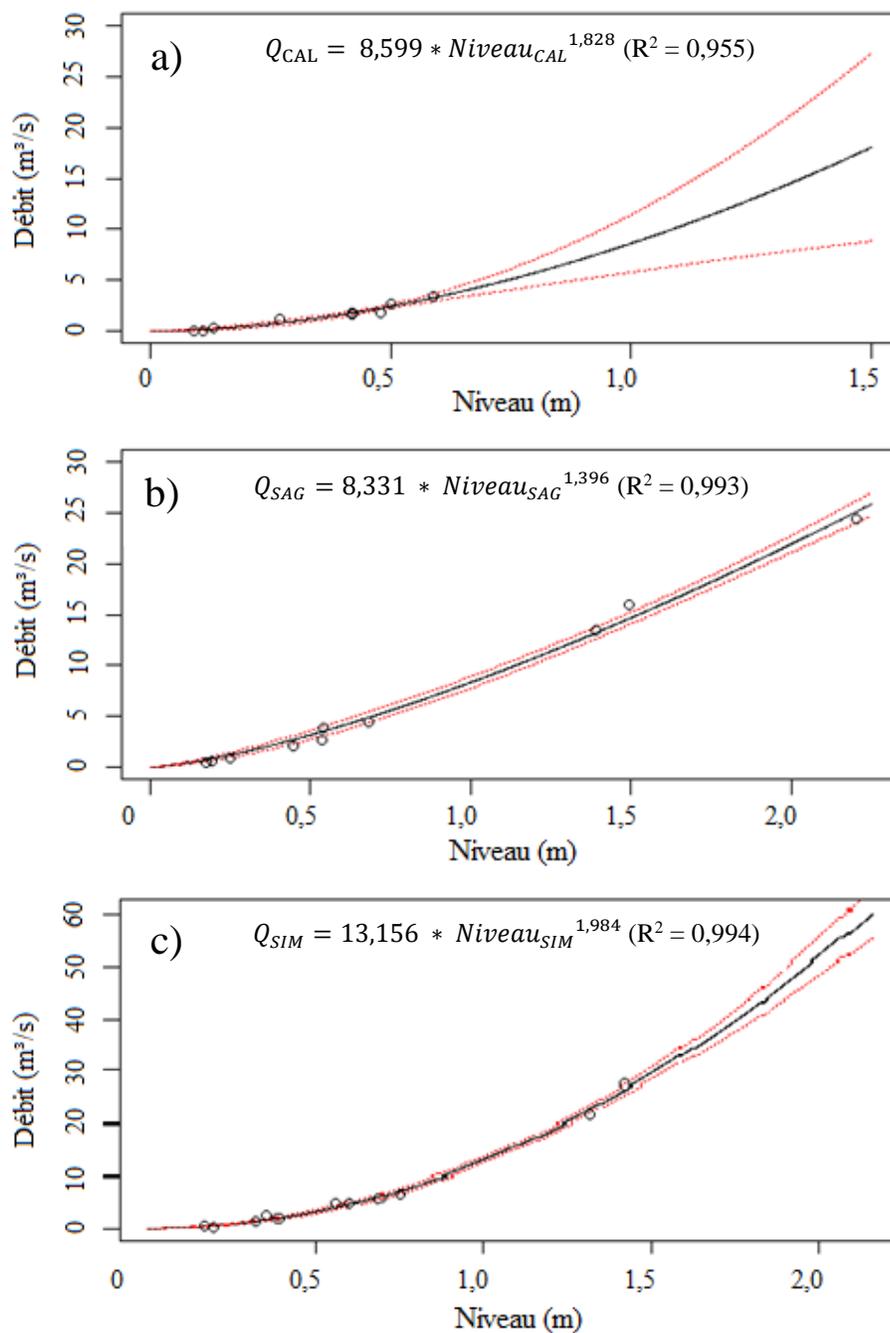


Figure 4.1: Courbes de tarage sur les rivières a) CAL, b) SAG et c) SIM. Les points représentent les mesures de niveau pour lesquelles une mesure du débit a été effectuée. La courbe noire représente la fonction qui explique la relation niveau-débit et les courbes rouges représentent l'enveloppe d'incertitude (5<sup>ème</sup> et 95<sup>ème</sup> percentile de la relation).

En 2019, le débit maximal pour le bassin CAL a été de 17,58 m<sup>3</sup>/s le 20 avril 2019. Pour le bassin SAG, le débit maximal a été de 25,27 m<sup>3</sup>/s le 24 avril 2019. Il a été de 55,18 m<sup>3</sup>/s le 27 avril 2019 pour le bassin SIM. En 2020, le débit maximal est de 13,66 m<sup>3</sup>/s sur CAL, 17,01 m<sup>3</sup>/s sur SAG et 58,93 m<sup>3</sup>/s sur SIM respectivement le 14 avril, le 24 avril et 14 avril 2020 (Figure 4.2). Les données de précipitations proviennent de la station météorologique de Saint-Jovite, située à peu près au centre de la zone d'étude (disponible jusqu'à la fin de 2019). Les débits de pointes semblent se produire pendant le mois d'avril, ce qui s'explique par la fonte de la neige à cette période. Des pics de débit sont observés à l'automne 2019 et en janvier 2020. Ces événements ponctuels sont bien corrélés temporellement avec des événements de précipitations de plusieurs dizaines de millimètres. Les débits de pointe sur les trois bassins versants sont à peu près synchronisés même si les trois bassins sont distants. Les débits de pointes ne sont pas directement proportionnels à l'aire des bassins versants, mais le débit de pointe maximal est sur SIM, le bassin versant le plus grand.

Sur CAL les débits les plus faibles enregistrés en 2019 et 2020 sont respectivement de 0,10 m<sup>3</sup>/s le 19 septembre 2019 et de 0,04 m<sup>3</sup>/s le 22 juin 2020. Sur SAG, le débit minimal enregistré est de 0,47 m<sup>3</sup>/s le 2 septembre 2019 et de 0,79 m<sup>3</sup>/s le 26 juin 2020. Les débits les plus bas enregistrés en 2019 et 2020 sur SIM sont respectivement de 0,45 m<sup>3</sup>/s le 24 mai 2019 et de 0,55 m<sup>3</sup>/s le 7 juillet 2020, soit la dernière journée pour laquelle les données ont été téléchargées. Malgré les débits très faibles près du 24 mai 2019, la période d'étiage estivale s'étire du mois de juillet au mois de septembre.

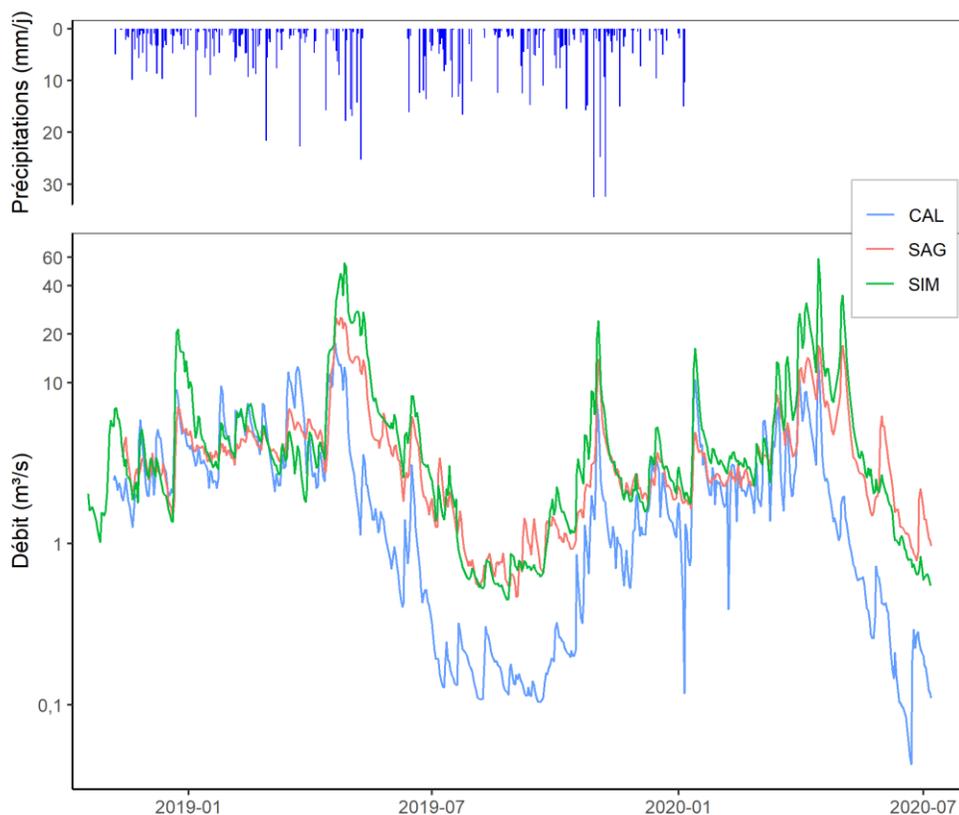


Figure 4.2: Chroniques de précipitations (disponible uniquement jusqu'en décembre 2019 au moment de l'étude) et de débits à l'exutoire des bassins versants instrumentés CAL, SAG et SIM

#### 4.1.2 Séparation des débits de base

Afin de limiter les erreurs causées par l'incertitude importante sur les courbes de tarage sur la recharge calculée avec les débits de base, la recharge a été calculée sur une période plus courte qu'une année hydrologique, soit uniquement du 1<sup>er</sup> mai au 30 septembre 2019 et du 1<sup>er</sup> mai au 7 juillet 2020 (fin des chroniques).

Du 1<sup>er</sup> mai au 30 septembre 2019, les débits de base moyens sur le bassin versant CAL avec le filtre de Lyne et Hollick, le filtre de Eckhardt et le  $Q_{90}$  sont 0,33, 0,45 et

0,35 m<sup>3</sup>/s respectivement. Sur le bassin versant SAG et la même période, les débits de base moyens sont 1,56, 1,86 et 1,60 m<sup>3</sup>/s et sur le bassin versant SIM et la même période, les débits de base moyens sont 2,11, 2,56 et 1,96 m<sup>3</sup>/s respectivement.

Du 1<sup>er</sup> mai au 7 juillet 2020, le débit de base moyen sur le bassin versant CAL avec le filtre de Lyne et Hollick, de Eckhardt et le  $Q_{90}$  sont 0,19, 0,33 et 0,17 m<sup>3</sup>/s respectivement. Sur le bassin versant SAG et la même période, les débits de base moyens sont 1,45, 1,85 et 1,28 m<sup>3</sup>/s et sur le bassin versant SIM et la même période,

Tableau 4.1: Statistiques sur les débits et sur les débits de base sur les trois bassins versants instrumentés pour l'année hydrologique 2019

|  |  |        | <b>CAL</b> | <b>SAG</b> | <b>SIM</b> |
|--|--|--------|------------|------------|------------|
| <b>Débit (m<sup>3</sup>/s)</b>         | Min.   |        | 0,10       | 0,47       | 0,45       |
|  | Médian                                       |        | 1,97       | 3,30       | 3,36       |
|  | Moyen  |        | 2,76       | 4,01       | 5,71       |
|  | Max.   |        | 17,58      | 25,27      | 55,18      |
| <b>Débit de base (m<sup>3</sup>/s)</b> | <b>Lyne et Hollick (Ladson et al., 2013)</b> | Min.   | 0,10       | 0,47       | 0,45       |
|  |  | Médian | 1,26       | 2,03       | 1,82       |
|  |  | Moyen  | 1,24       | 2,08       | 2,20       |
|  |  | Max.   | 3,19       | 5,92       | 9,48       |
|  | <b>Eckhardt (2005, 2008)</b>                 | Min.   | 0,07       | 0,30       | 0,38       |
|  |  | Médian | 1,25       | 1,85       | 1,84       |
|  |  | Moyen  | 1,29       | 2,05       | 2,30       |
|  |  | Max.   | 4,47       | 9,44       | 8,97       |
|  | <b><math>Q_{90}</math></b>                   | Min.   | 0,10       | 0,55       | 0,47       |
|  |  | Médian | 1,26       | 2,00       | 2,07       |
|  |  | Moyen  | 1,35       | 2,23       | 2,24       |
|  |  | Max.   | 3,56       | 4,28       | 5,23       |

les débits de base moyens sont 1,51, 2,40 et 1,40 m<sup>3</sup>/s respectivement (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

Pour CAL et entre le 1<sup>er</sup> mai et le 30 septembre 2019, le ratio entre le débit de base calculé et le débit moyen journalier est de 0,66 pour le filtre de Lyne et Hollick, 0,68 pour le filtre de Eckhardt et 0,57 pour le  $Q_{90}$ . Pendant les mois d'été de 2019 (juillet, août et septembre), ces ratios augmentent respectivement à 0,76, 0,64 et 0,70. Pour SAG et entre le 1<sup>er</sup> mai et le 30 septembre 2019, le ratio entre le débit de base calculé et le débit moyen journalier est de 0,63 pour le filtre de Lyne et Hollick, 0,61 pour le filtre de Eckhardt et 0,54 pour le  $Q_{90}$ . Pendant les mois d'été de 2019, ces ratios deviennent respectivement 0,67, 0,57 et 0,53. Pour SIM et entre le 1<sup>er</sup> mai et le 30 septembre 2019, le ratio entre le débit de base calculé et le débit moyen journalier est de 0,63 pour le filtre de Lyne et Hollick, 0,72 pour le filtre de Eckhardt et 0,57 pour le  $Q_{90}$ . Pendant les mois d'été de 2019, ces ratios augmentent respectivement à 0,71, 0,72 et 0,68. Pour les trois stations, le ratio atteint un maximum momentané de 1 pendant la période d'été.

Les débits de base en m<sup>3</sup>/s ont été convertis en mm/an en utilisant la longueur des chroniques et l'aire des bassins versants. Pour la période du 1<sup>er</sup> mai 2019 au 30 septembre 2019, le débit de base moyen calculé correspond sur CAL varie de 110 à 149 mm, Sur SAG et la même période, il varie de 144 à 171 mm et sur SIM, il varie de 145 à 189 mm. Du 1<sup>er</sup> mai au 7 juillet 2020, la recharge calculée sur CAL varie de 25 à 48 mm. Sur SAG et SIM et la même période, la recharge calculée avec la méthode des débits de base varie respectivement de 52 à 76 mm et de 43 à 79 mm (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

Tableau 4.2: Recharge sur les bassins versants CAL, SAG et SIM (mm)

| <b>Période</b>                                      | <b>Méthode</b>                            | <b>CAL</b> | <b>SAG</b> | <b>SIM</b> |
|---|---|------------|------------|------------|
| <b>01/05/2019</b><br><b>au</b><br><b>30/09/2019</b> | Lyne et Hollick (Ladson<br>et al., 2013)) | 110        | 144        | 155        |
|   | Eckhardt (2005, 2008)                     | 149        | 171        | 189        |
|   | $Q_{90}$                                  | 116        | 148        | 145        |
| <b>01/05/2020</b><br><b>au</b><br><b>07/07/2020</b> | Lyne et Hollick (Ladson<br>et al., 2013)) | 28         | 59         | 50         |
|   | Eckhardt (2005, 2008)                     | 48         | 76         | 79         |
|   | $Q_{90}$                                  | 25         | 52         | 43         |

Parmi les trois bassins versant, la contribution de l'eau souterraine au débit total dans la rivière semble être proportionnellement plus importante du 1<sup>er</sup> mai au 30 septembre pour SAG que pour CAL et SIM, mais moins importante pendant les périodes d'étiage. L'augmentation du ratio du débit de base sur le débit total indique que la portion du débit total des rivières qui est attribuée au débit de base est plus importante pendant la saison estivale et qu'à un certain point pendant la période d'étiage, tout le débit de la rivière est attribuable à l'apport d'eau souterraine à la rivière. Les crues estivales causent des pics de débits de base plus importants avec le filtre de Eckhardt (2005, 2008) qu'avec le filtre de Lyne et Hollick. Le  $Q_{90}$  étant calculé sur une base mensuelle, l'effet des crues journalières est fortement atténué avec cette méthode (Figure 4.3).

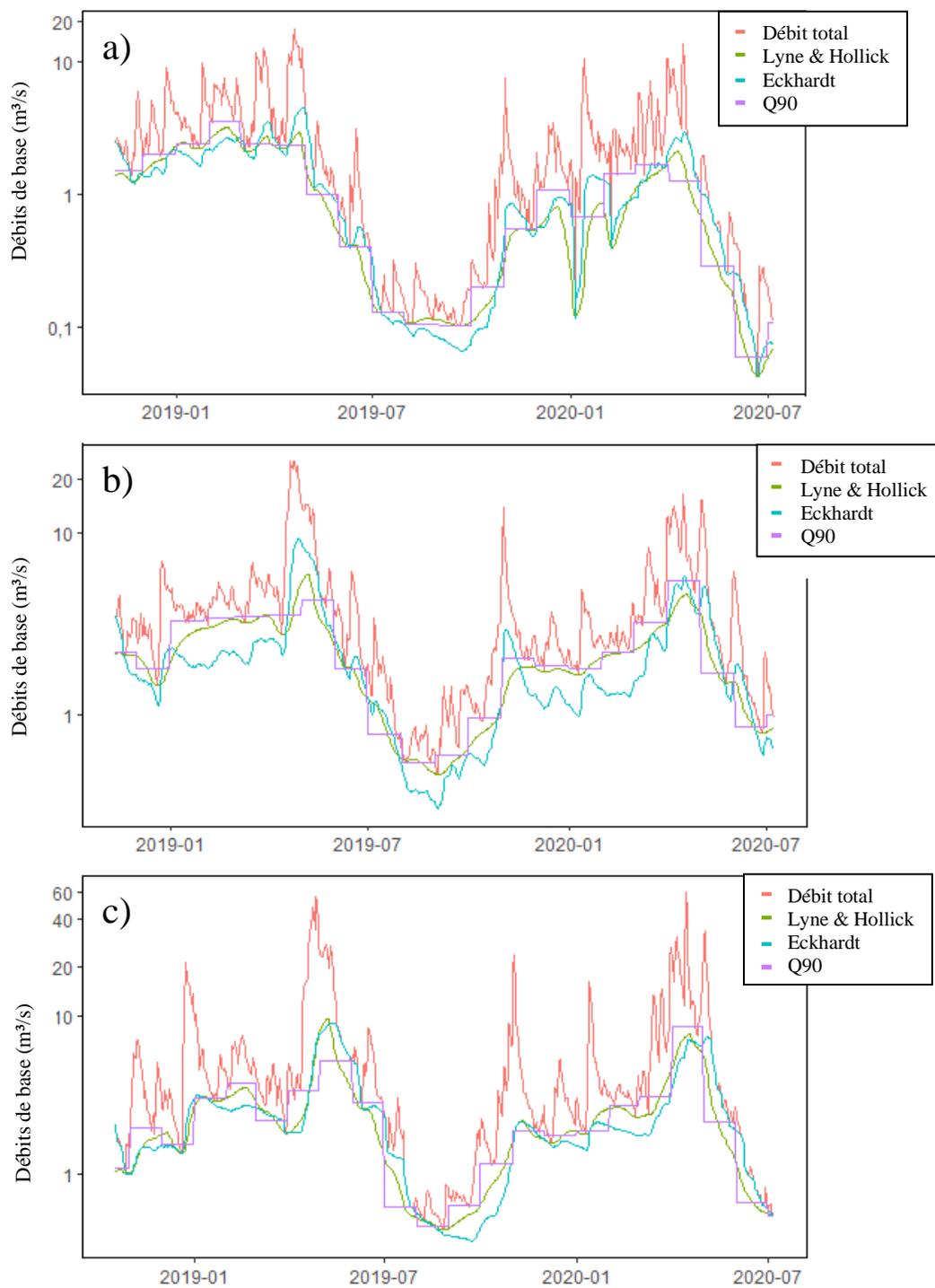


Figure 4.3: Débit de débits de base aux stations a) CAL, b) SAG et c) SIM

### 4.1.3 Évolution amont-aval des débits

Les stations en rivières sont numérotées de l'amont vers l'aval. Les tributaires sont numérotés en fonction des stations qui les précèdent et qui les suivent. Les débits mesurés de l'amont à l'aval pendant l'été 2019 varient de 0,001 m<sup>3</sup>/s à 0,587 m<sup>3</sup>/s (Figure 4.4, 4.5 et 4.6) sur les trois rivières instrumentées.

Sur le bassin versant CAL, 13 mesures de débits ont été effectuées sur une distance de 13 km. Le débit augmente entre l'accès CAL0 (0 m<sup>3</sup>/s) et CAL3 (0,04 m<sup>3</sup>/s) puis reste relativement stable jusqu'à CAL7 (0,03 m<sup>3</sup>/s). À CAL10, le débit mesuré diminue (0,02 m<sup>3</sup>/s) mais redevient important en aval à partir de CAL11 (0,06 m<sup>3</sup>/s). Il varie ensuite peu jusqu'à CAL13 (0,068 m<sup>3</sup>/s), qui correspond à l'emplacement de la sonde.  $Q_{infil}$  est positif en amont jusqu'au point de mesure CAL7, négatif pour CAL7 et CAL10 et fortement positif en aval jusqu'à CAL13. Le  $Q_{infil}$  total est de 0,07 m<sup>3</sup>/s sur CAL (Figure 4.4). Sur la rivière Calumet, la nappe alimente donc la rivière pendant l'étiage dans les portions amont et aval du cours d'eau, et reçoit de l'eau de la rivière au centre. En comparaison, les débits de base calculés avec les trois filtres pour le 20 août 2019 (la journée de la mesure des débits amont-aval) sont de 0,12 m<sup>3</sup>/s pour le filtre de Lyne et Hollick et 0,10 m<sup>3</sup>/s pour le filtre de Eckhardt. Le  $Q_{90}$  est de 0,11 m<sup>3</sup>/s pour le mois d'août 2019 sur CAL.

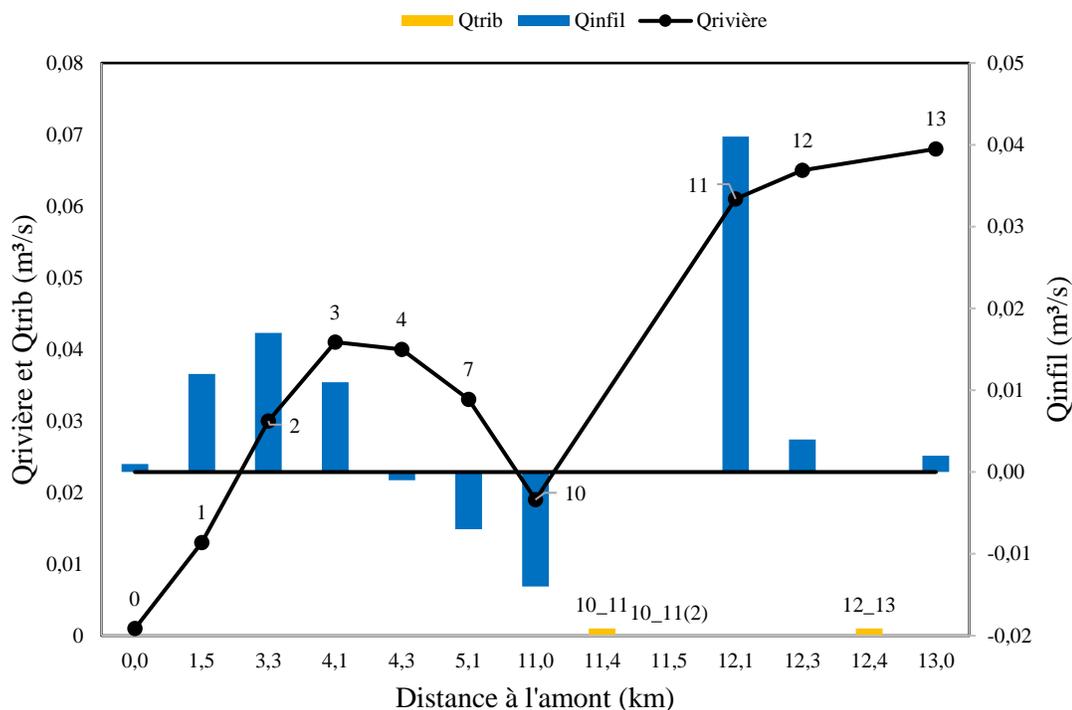


Figure 4.4: Débits le long de la rivière CAL

Sur SAG, 19 mesures de débit ont été effectuées sur 25 km le long de la rivière. Le débit chute drastiquement entre les accès SAG1 et SAG3, puis augmente pour atteindre un pic à SAG7.1. Il stagne ensuite jusqu'à la sonde, située à SAG14. Au total, la nappe fournit 0,11 m<sup>3</sup>/s d'eau à la rivière. Le  $Q_{infil}$  est généralement faible, avec certaines courtes zones (SAG4, SAG9) où il est fortement positif et une zone (SAG9.2) où il est fortement négatif (Figure 4.5). Le  $Q_{infil}$  total est de 0,11 m<sup>3</sup>/s sur SAG. En comparaison avec CAL, SAG ne possède pas de longs segments où  $Q_{infil}$  est positif ou négatif. Le débit de base moyen calculé à la date des mesures de débit amont-aval (22 et 23 août 2019) est de 0,52 m<sup>3</sup>/s avec le filtre de Lyne et Hollick et 0,38 m<sup>3</sup>/s avec le filtre de Eckhardt. Pour le mois d'août 2019, le  $Q_{90}$  est 0,55 m<sup>3</sup>/s.

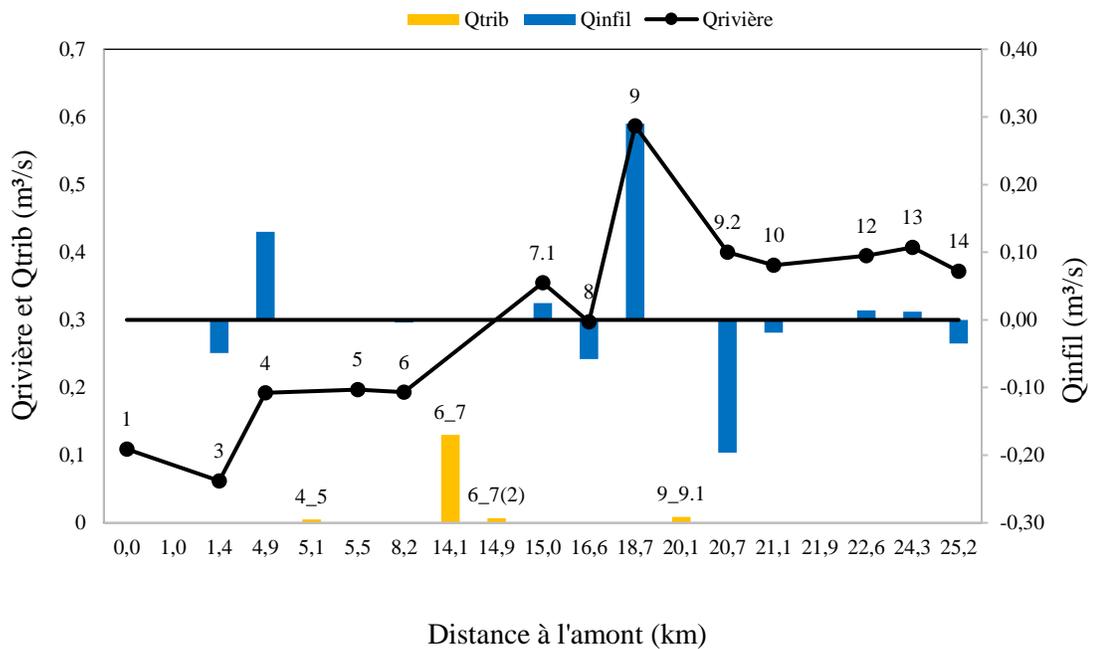


Figure 4.5: Débits le long de la rivière SAG

Pour SIM, 30 mesures de débit ont été effectuées sur environ 21 km. le débit est faible en amont, mais augmente rapidement avec le tributaire SIM11\_12. Ensuite, le débit augmente de façon assez constante, avec une petite baisse à SIM24 et SIM25 (Figure 4.6). Le  $Q_{infil}$  est généralement faible et négatif près de l'accès SIM24 (Figure 4.6). Le  $Q_{infil}$  total est de 0,15 m<sup>3</sup>/s sur SIM. Le débit de base moyen calculé avec les filtres récursifs pour les jours où les débits amont-aval ont été mesurés (26 et 27 août 2018) est de 0,45 m<sup>3</sup>/s avec le filtre de Lyne et Hollick et 0,42 m<sup>3</sup>/s avec le filtre de Eckhardt. Le  $Q_{90}$  pour le mois d'août 2019 sur la rivière SIM est de 0,47 m<sup>3</sup>/s.

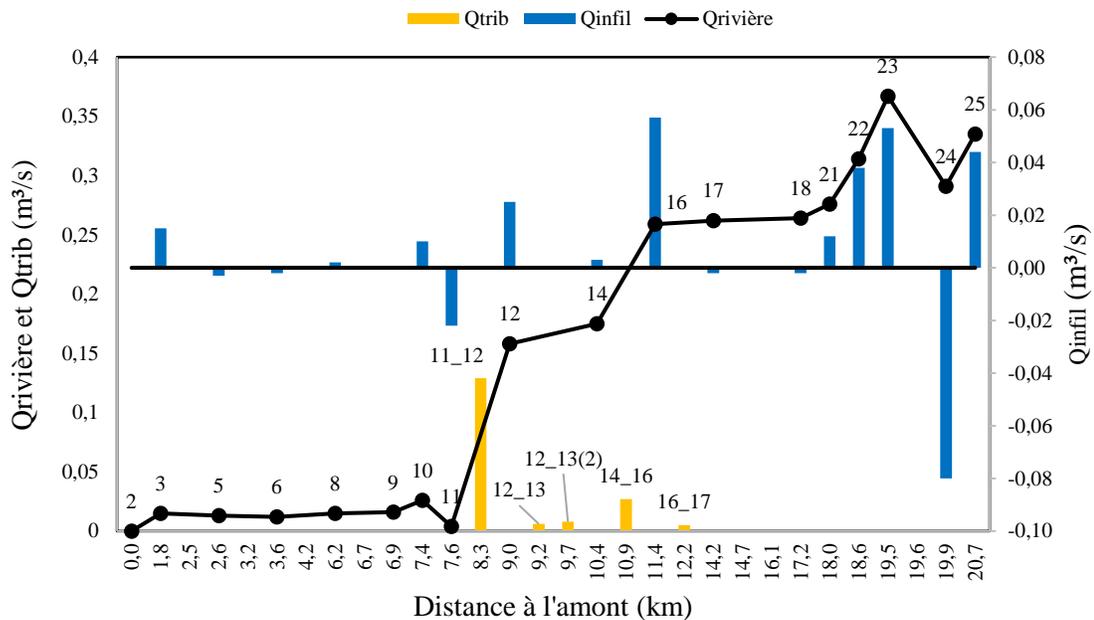


Figure 4.6: Débits le long de la rivière SIM

Pour CAL, les débits de base calculés sont équivalents à l'estimation de l'apport de l'eau souterraine aux rivières avec le bilan des débits amont-aval alors que pour SAG et SIM, les débits de base calculés sont supérieurs. Pour les trois rivières, des zones préférentielles de recharge et d'émergence des eaux souterraines sont distinguées. Pour CAL, deux secteurs d'émergence sont évidents, soit en amont et en aval du cours d'eau, avec une zone de recharge au centre du cours d'eau. Pour SAG, deux courtes zones d'émergence sont apparentes à SAG4 et SAG9. Pour SIM, la majorité du cours d'eau semble être une zone potentielle d'émergence de l'eau souterraine, sauf pour SIM24, où le débit baisse drastiquement, ce qui peut indiquer une zone de recharge de la nappe.

Ces estimations des débits sont également associées à une incertitude importante. En considérant une erreur de 2,5 % sur chaque mesure de débit (Healy, 2010), les

incertitudes sur les mesures de débit sont d'environ  $\pm 14\%$  du débit sur les CAL,  $\pm 93\%$  du débit sur les SAG et  $\pm 50\%$  du débit sur SIM.

## 4.2 Analyse des débits aux stations hydrométriques gouvernementales

### 4.2.1 Débits mesurés

Sur les stations 40110, 40112, 40129, 40132 et 46709, les débits maximum enregistrés sont respectivement de 360,00, 78,90, 30,70, 10,92 et 80,95 m<sup>3</sup>/s. Sur les mêmes stations, les débits minimums enregistrés sur l'ensemble de leurs chroniques sont de 2,19 m<sup>3</sup>/s, 0,61 m<sup>3</sup>/s, 0,22 m<sup>3</sup>/s, 0,01 m<sup>3</sup>/s et 0 m<sup>3</sup>/s (Tableau 4.3).

Similairement aux petits bassins instrumentés, les stations de la DEH ont des crues importantes directement après des événements importants de précipitations. Pour les quatre stations ayant des données de novembre 2015 à juillet 2017 (Figure 4.7), les débits couvrent une gamme plus importante que les rivières CAL, SAG et SIM et l'amplitude de la réponse du débit enregistré lors d'événements pluvieux semble proportionnelle à la taille du bassin. Ainsi, la station 40132, dont le bassin couvre 40,3 km<sup>2</sup>, répond fortement aux précipitations alors que le débit enregistré à la station 40110, dont le bassin versant couvre 1163 km<sup>2</sup>, répond moins fortement aux événements journaliers.

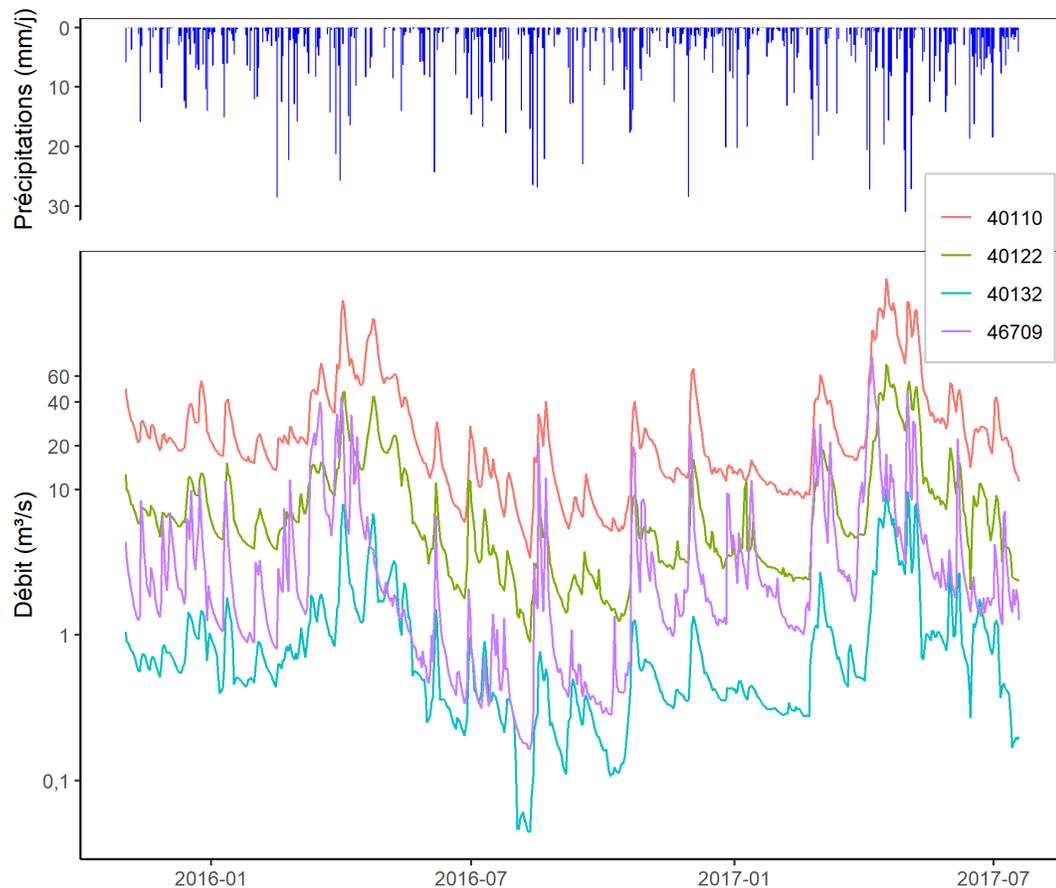


Figure 4.7: débits totaux aux stations 40110, 40122, 40132 et 46709 de novembre 2015 à juillet 2017 et précipitations moyennes sur la zone d'étude

#### 4.2.2 Séparation des débits de base

Pour les stations de la DEH, les années entières ont été utilisées ici parce que les courbes de tarage de ces stations sont fiables sur l'ensemble de la gamme des débits. À la station 40110, les débits de base moyens avec le filtre de Lyne et Hollick (Ladson, 2013), de Eckhardt (2005) et le  $Q_{90}$  sont 11,43, 11,81 et 12,72  $\text{m}^3/\text{s}$  sur 86 années hydrologiques. À la station 40122, ces débits de base moyens sont 3,13, 3,41 et 3,47  $\text{m}^3/\text{s}$  sur 45 années hydrologiques. À la station 40129, ils sont 0,96, 1,08 et

1,03 m<sup>3</sup>/s sur 12 années hydrologiques. À la station 40132, ils sont 0,32, 0,36 et 0,36 m<sup>3</sup>/s sur 22 années hydrologiques. À la station 46709, ils sont 0,94, 1,43 et 0,98 m<sup>3</sup>/s sur six années hydrologiques (Tableau 4.3).

Tableau 4.3: Statistiques sur les débits et sur les débits de base sur les cinq stations de la DEH utilisées

|  |   | <b>40110</b> | <b>40122</b> | <b>40129</b> | <b>40132</b> | <b>46709</b> |       |
|--|---|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------|
| <b>Débit (m<sup>3</sup>/s)</b>         | Min.  | 2,19         | 0,61         | 0,22         | 0,01         | 0,16         |       |
|  | Médian  | 13,50        | 4,24         | 1,21         | 0,49         | 1,18         |       |
|  | Moyen   | 23,78        | 7,01         | 2,20         | 0,81         | 3,43         |       |
|  | Max.  | 360,00       | 78,90        | 29,70        | 10,92        | 54,57        |       |
| <b>Débit de base (m<sup>3</sup>/s)</b> | <b>Lyne &amp; Hollick (Ladson et al., 2013)</b> | Min.         | 2,19         | 0,61         | 0,22         | 0,01         | 0,16  |
|  |   | Médian       | 9,24         | 2,65         | 0,79         | 0,29         | 0,68  |
|  |   | Moyen        | 11,43        | 3,16         | 0,96         | 0,32         | 0,94  |
|  |   | Max.         | 56,98        | 13,47        | 4,20         | 1,38         | 5,67  |
|  | <b>Eckhardt (2005, 2008)</b>                    | Min.         | 1,43         | 0,49         | 0,15         | 0,01         | 0,15  |
|  |   | Médian       | 7,20         | 2,36         | 0,69         | 0,27         | 0,80  |
|  |   | Moyen        | 11,81        | 3,41         | 1,08         | 0,36         | 1,43  |
|  |   | Max.         | 101,62       | 23,03        | 7,14         | 2,90         | 13,14 |
| <b><i>Q</i><sub>90</sub></b>           | Min.  | 2,51         | 0,81         | 0,25         | 0,05         | 0,18         |       |
|  | Médian  | 9,68         | 2,85         | 0,85         | 0,33         | 0,64         |       |
|  | Moyen   | 12,72        | 3,47         | 1,03         | 0,36         | 0,98         |       |
|  | Max.  | 103,28       | 15,99        | 4,10         | 1,34         | 5,47         |       |

À toutes les stations, le débit mensuel moyen est maximal au mois d'avril ou mai et un pic est présent au mois de novembre ou décembre. Les creux de débit mensuel sont lors des mois de février et d'août. Sur les stations de la DEH utilisées comme pour les stations instrumentées, les débits de base calculés avec le filtre de Eckhardt (2005,

2008) sont plus réactifs aux épisodes de précipitations que le filtre de Lyne et Hollick (1979) alors qu'ils sont fortement atténués pour les  $Q_{90}$ .

Pour la station 40110, les ratios entre le débit de base calculé avec les filtres de Lyne et Hollick, Eckhardt et le  $Q_{90}$  sur le débit moyen journalier sont de 0,48, 0,50 et 0,53. Sur la station 40122, ces ratios sont de 0,45, 0,49 et 0,49 respectivement. À la station 40129, les ratios entre le débit de base calculé avec les filtres de Lyne et Hollick, Eckhardt et le  $Q_{90}$  sur le débit moyen journalier sont de 0,43, 0,49 et 0,47. À la station 40132, ces ratios sont de 0,39, 0,45 et 0,45 et à la station 46709, ces ratios sont de 0,28, 0,42 et 0,29. En moyenne, une proportion plus importante du débit total des rivières aux stations 40110, 40122, 40129 sont explicables par l'apport d'eau souterraine par rapport aux stations 40132 et 46709.

Pendant les mois d'étiage (juillet, août et septembre), les ratios entre le débit de base calculé avec les filtres de Lyne et Hollick, Eckhardt et le  $Q_{90}$  sur le débit moyen journalier aux cinq stations changent. À la station 40110, ces ratios sont 0,58, 0,52 et 0,61. À la station 40122, ces ratios sont 0,47, 0,50 et 0,51. À la station 40129, ces ratios sont 0,47, 0,51 et 0,50. À la station 40132, ces ratios sont 0,35, 0,44 et 0,40. À la station 46709, ces ratios sont 0,35, 0,48 et 0,35. Pour les stations 40110, 40122, 40129 et 46709, le ratio augmente donc légèrement. Cela indique que la contribution de l'eau souterraine au débit total des rivières augmente légèrement pendant les mois d'étiage.

Comme pour CAL, SAG et SIM, les débits de base en  $m^3/s$  ont été convertis en mm/an en utilisant la longueur des chroniques et l'aire des bassins versants (Figure 4.8 à Figure 4.17). Les débits de base moyens calculés sur ces stations varient de 158 à 352 mm/an (Tableau 4.4).

Tableau 4.4: Recharge moyenne calculée sur les bassins versants associés aux stations de la DEH (mm/an)

|                              |                              |       | <b>40110</b> | <b>40122</b> | <b>40129</b> | <b>40132</b> | <b>46709</b> |
|------------------------------|------------------------------|-------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| <b>Débit de base (mm/an)</b> | <b>Lyne et</b>               | Min.  | 200          | 226          | 228          | 177          | 102          |
|                              | <b>Hollick</b>               | Moyen | 315          | 333          | 313          | 263          | 198          |
|                              | <b>(Ladson et al., 2013)</b> | Max.  | 460          | 442          | 366          | 326          | 207          |
|                              | <b>Eckhardt</b>              | Min.  | 184          | 235          | 239          | 199          | 155          |
|                              | <b>(2005, 2008)</b>          | Moyen | 320          | 346          | 320          | 285          | 230          |
|                              |                              | Max.  | 457          | 460          | 404          | 360          | 301          |
|                              |                              | Min.  | 212          | 230          | 236          | 190          | 122          |
|                              | <i>Q<sub>90</sub></i>        | Moyen | 345          | 352          | 308          | 283          | 158          |
|                              |                              | Max.  | 561          | 506          | 363          | 392          | 204          |

Le débit de base mensuel de la station 40110 atteint un minimum de 4 mm/mois et un maximum de 230 mm/mois. Le débit de base annuel varie de 184 mm/an à plus de 561 mm/an (Figure 4.8 et Figure 4.9). À la station 40122, le débit de base mensuel atteint un minimum de 5 mm/mois et un maximum de 133 mm/mois. Le débit de base annuel varie de 226 à 506 mm/an (Figure 4.10 et Figure 4.11). À la station 40129, le débit de base mensuel atteint un minimum de 5 mm/mois et un maximum de 127 mm/mois. Le débit de base annuel varie de 228 à 404 mm/an (Figure 4.12 et Figure 4.13). Sur la station 40132, le débit de base mensuel atteint un minimum de 3 mm/mois et un maximum de 98 mm/mois. Le débit de base annuel varie de 177 mm/an à 392 mm/an (Figure 4.14 et Figure 4.15). À la station 46709, le débit de base mensuel atteint un minimum de 2 mm/mois et un maximum de 101 mm/mois. Le débit de base annuel varie de 102 à 302 mm/an (Figure 4.16 et Figure 4.17).

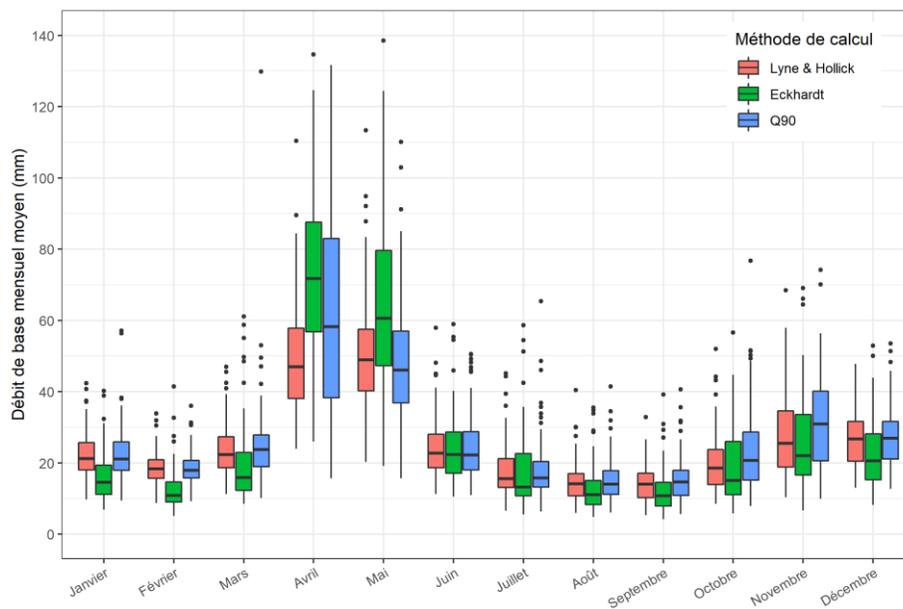


Figure 4.8: Débits de base mensuels à la station 40110

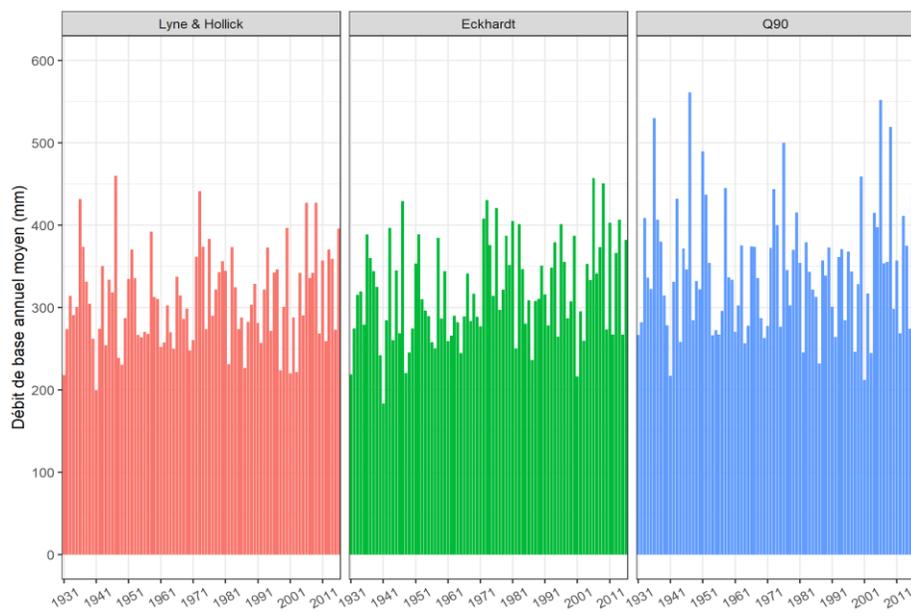


Figure 4.9: Débits de base annuels à la station 40110

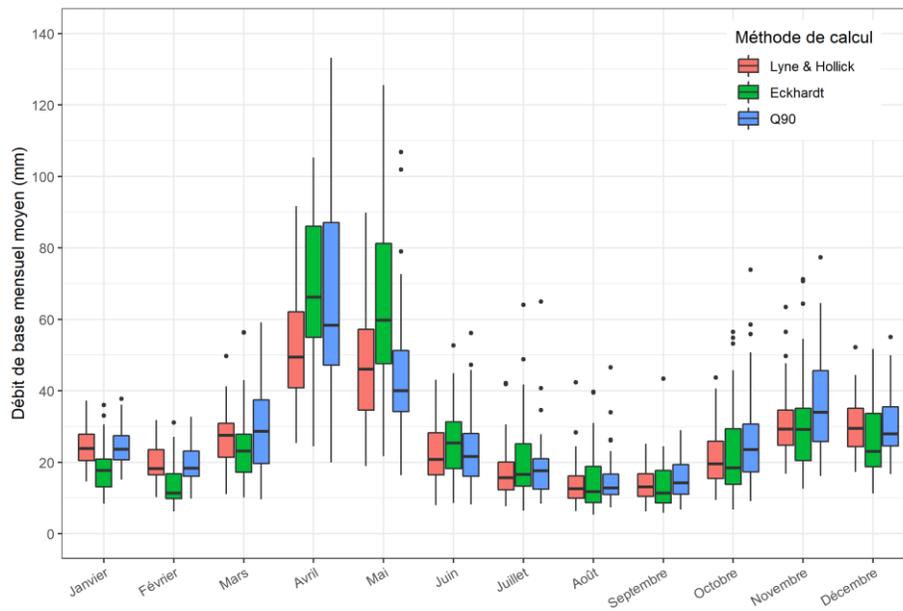


Figure 4.10: Débits de base mensuels à la station 40122

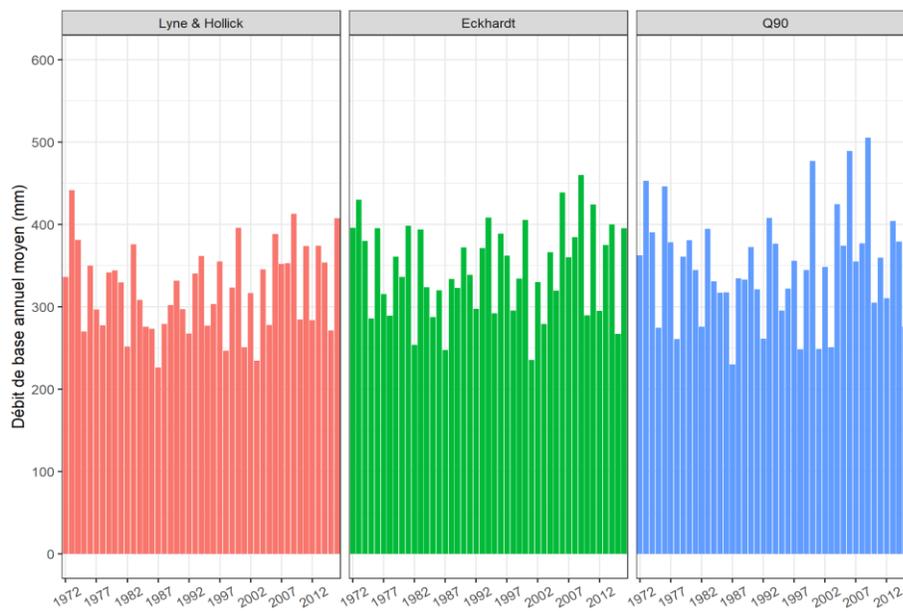


Figure 4.11: Débits de base annuels à la station 40122

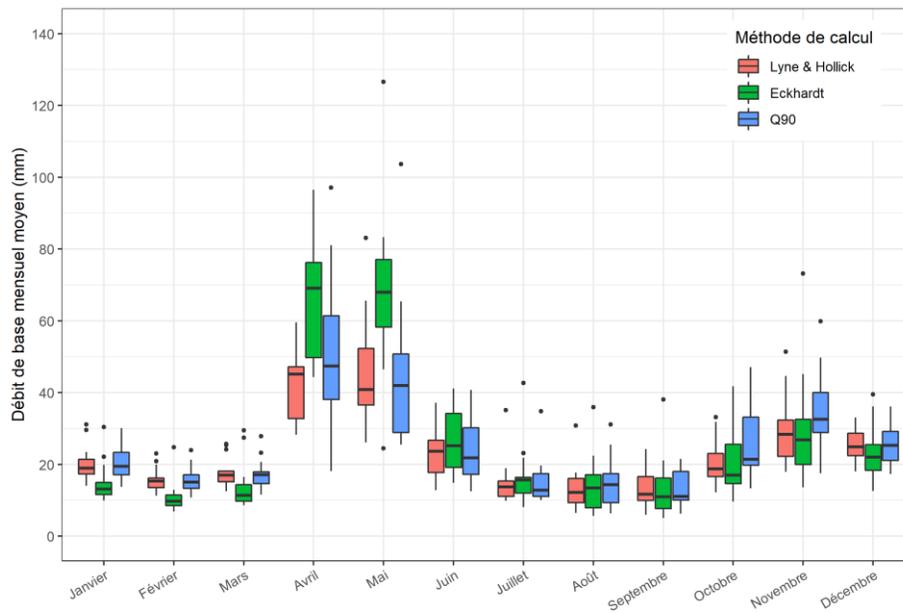


Figure 4.12: Débits de base mensuels à la station 40129

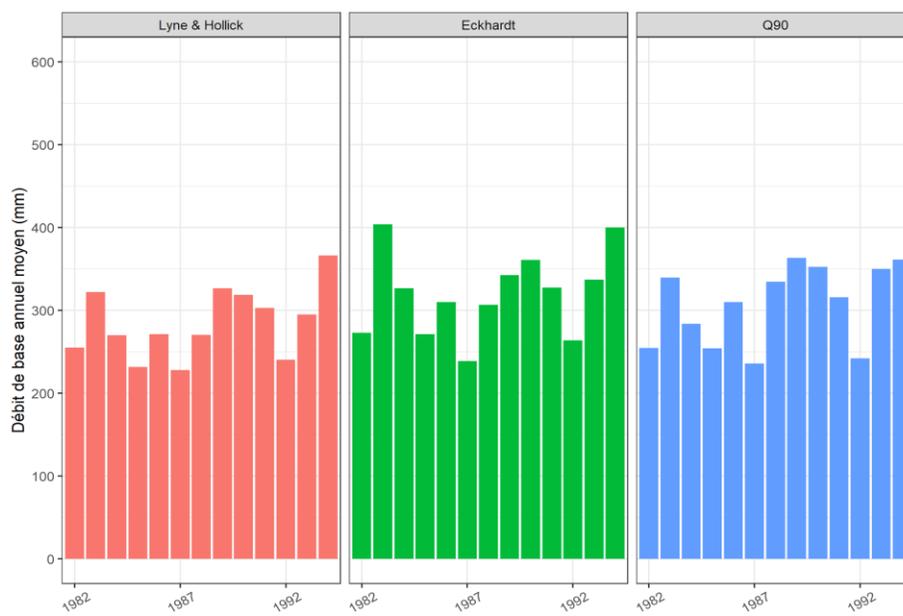


Figure 4.13: Débits de base annuels à la station 40129

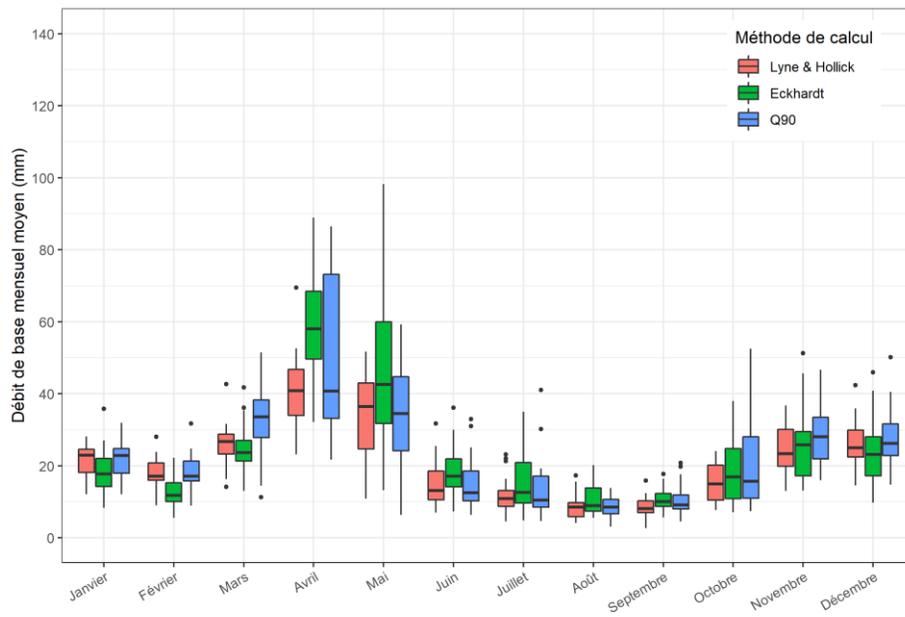


Figure 4.14: Débits de base mensuels à la station 40132

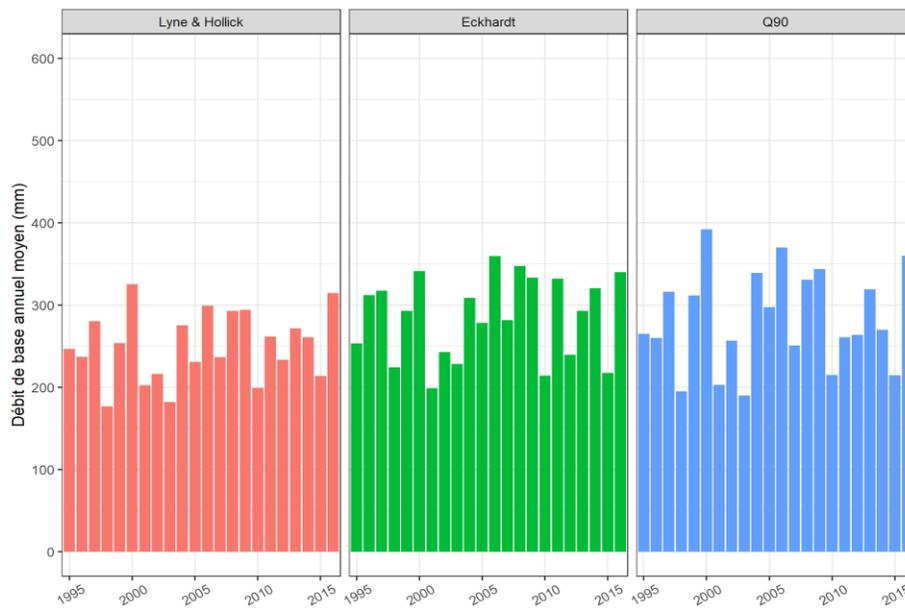


Figure 4.15: Débits de base annuels à la station 40132

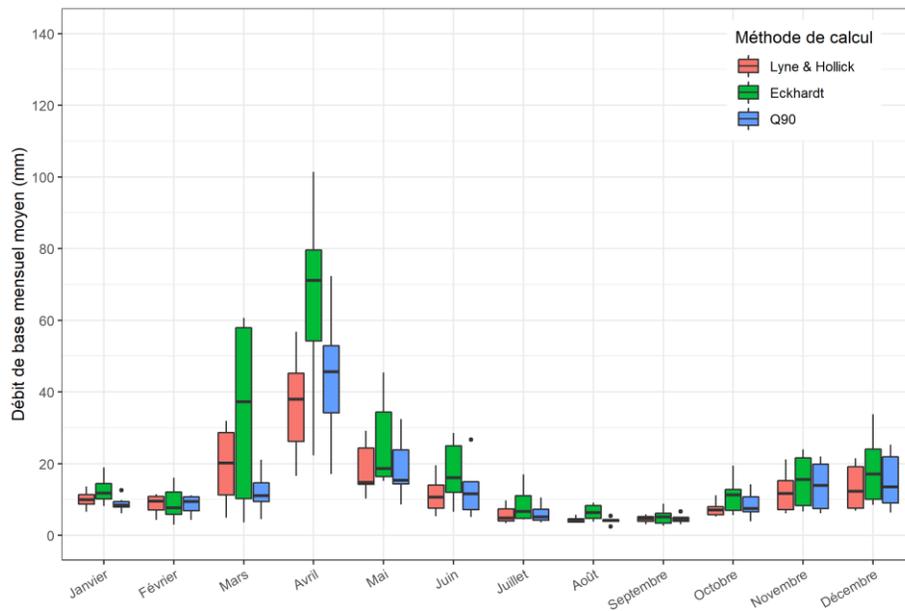


Figure 4.16: Débits de base mensuels à la station 46709

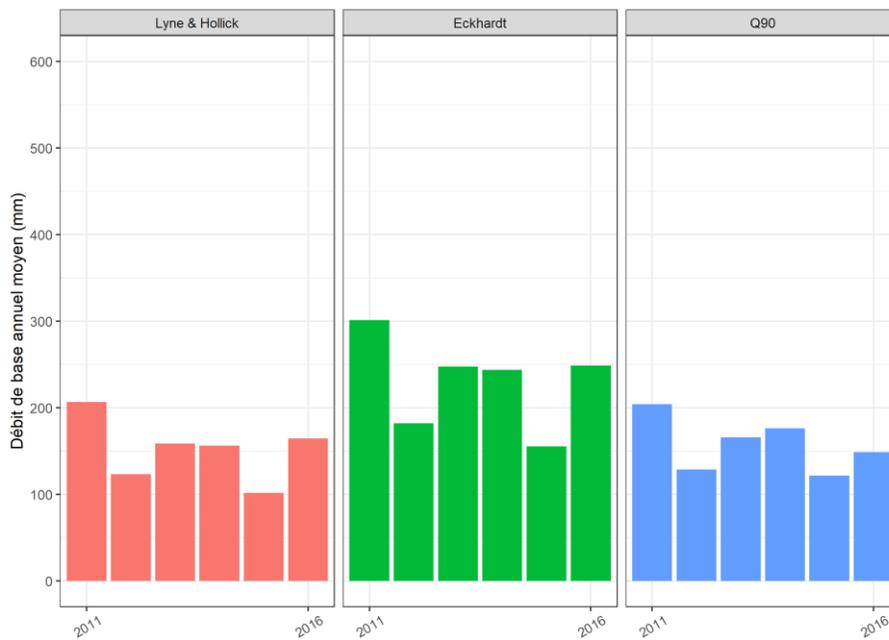


Figure 4.17: Débits de base annuels à la station 46709

### 4.2.3 Tendances

Les tendances à la hausse des débits et des débits de base calculées avec la pente de Sen (Gocic et Trajkovic, 2013) sont majoritairement significatives ( $p < 0,05$ ), sauf pour les débits calculés avec le filtre de Lyne et Hollick ( $p = 0,07$ ) et avec les  $Q_{90}$  ( $p = 0,06$ ) à la station 40122 et les débits ( $p = 0,08$ ) à la station 40132.

Les pentes des tendances sont positives sur toutes les séries temporelles sauf pour le débit et les débits de base à la station 46709, où une tendance négative est calculée. La tendance calculée la plus élevée est de  $0,035 \text{ m}^3/\text{s}/\text{année}$  sur le débit à la station 40110 et la tendance positive la plus faible est de  $0,000477 \text{ m}^3/\text{s}/\text{année}$  sur le débit de base calculé avec les  $Q_{90}$  à la station 40132. Le débit a une tendance positive plus importante que les débits de base sur les stations à l'étude (**Erreur ! Source du**

Tableau 4.5: Pentes des tendances sur les débits et débits de base sur les cinq stations de la DEH utilisées ( $\text{m}^3/\text{s}/\text{année}$ )

|   | <b>40110</b> | <b>40122</b> | <b>40129</b> | <b>40132</b> | <b>46709</b> |
|---|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| <b>Débit total</b>  | 0,0350       | 0,0039       | 0,0143       | -            | -0,0658      |
| <b><math>Q_{\text{base}}</math> (Lyne et Hollick)</b>     | 0,0083       | -            | 0,0113       | 0,0011       | -0,0416      |
| <b><math>Q_{\text{base}}</math> (Eckhardt)</b>            | 0,0230       | 0,0038       | 0,0090       | 0,0007       | -0,0498      |
| <b><math>Q_{\text{base}}</math> (<math>Q_{90}</math>)</b> | 0,0075       | -            | 0,0109       | 0,0005       | -0,0433      |

renvoi introuvable.).

### Fluctuations locales des niveaux de nappe

Les équations des droites de récession calculées avec GWHAT (Gosselin *et al.*, 2016) varient de 4,33 à 30,85 mm/j (Tableau 4.6). Des droites ont été utilisées pour représenter les récessions moyennes parce que l'erreur moyenne quadratique était minimisée par rapport à des courbes. Ces droites permettent de mieux représenter les régressions lorsque les niveaux piézométriques sont élevés et bas. En effet, les niveaux piézométriques à certaines stations couvrent plusieurs mètres et les récessions sont mal représentées par des équations de puissance.

Tableau 4.6: Équation des droites de récession moyennes à chaque station de mesure du niveau piézométrique

| <b>Station</b>            | <b>Pente de la droite de récession (mm/j)</b> | <b>Erreur moyenne quadratique (m)</b> |
|---------------------------|---|---------------------------------------|
| <b>04010001</b>           | 16,55   | 0,059                                 |
| <b>04020001</b>           | 4,33  | 0,019                                 |
| <b>04300001</b>           | 18,42   | 0,099                                 |
| <b>04300014</b>           | 5,69  | 0,058                                 |
| <b>04640001</b>           | 28,67   | 0,129                                 |
| <b>04647011-1</b>         | 16,86   | 0,080                                 |
| <b>04647011-2</b>         | 16,86   | 0,080                                 |
| <b>Arundel</b>            | 8,72  | 0,095                                 |
| <b>Ascension</b>          | 13,86   | 0,160                                 |
| <b>La Conception</b>      | 30,85   | 0,220                                 |
| <b>Notre-Dame-du-Laus</b> | 4,46  | 0,044                                 |

La recharge calculée sur les stations de mesure du niveau piézométrique varie de 54 mm/an à 690 mm/an (Tableau 4.7). Une recharge supérieure à la différence des

précipitations et de l'ETR étant impossible, on peut s'attendre à ce que les valeurs de recharge calculées supérieures à 594 mm/an soient majoritairement aberrantes. En effet, les apports verticaux moyens sont de 1089 mm/an et l'ETR moyen est de 495 mm/an sur l'ensemble de la zone d'étude (voir section 4.4.3). Pour les stations 04020001 et 04300014, la recharge maximale calculée est légèrement supérieure ou égale à cette borne. Parce que les chroniques des stations du PACES (Arundel, Ascension, La Conception et Notre-Dame-du-Laus) durent moins d'un an, la recharge annualisée (calculée sur une base de 365 jours) (Tableau 4.7) est donc extrapolée par rapport à la fluctuation totale de la nappe enregistrée.

Tableau 4.7: Recharge calculée avec la méthode des fluctuations de niveaux de nappe (mm/an)

| <b>Station</b>                 | <b>Recharge<br/>minimale<br/>(mm/an)</b> | <b>Recharge<br/>maximale<br/>(mm/an)</b> | <b>Recharge<br/>avec <math>S_y</math><br/>calculé</b> | <b>Nombre de<br/>jours de<br/>données</b> |
|--------------------------------|--|--|---|---|
| <b>04010001</b>                | 60                                       | 149                                      |   | 4795                                      |
| <b>04020001</b>                | 197                                      | 690                                      |   | 1517                                      |
| <b>04300001</b>                | 54                                       | 134                                      |   | 4577                                      |
| <b>04300014</b>                | 343                                      | 594                                      |   | 1528                                      |
| <b>04640001</b>                | 148                                      | 538                                      |   | 4455                                      |
| <b>04647011-1</b>              | 151                                      | 592                                      |   | 5479                                      |
| <b>04647011-2</b>              | 133                                      | 532                                      |   | 4592                                      |
| <b>Arundel</b>                 | 190                                      | 412                                      |   | 295                                       |
| <b>Ascension</b>               | 162                                      | 352                                      |   | 226                                       |
| <b>La Conception</b>           | 240                                      | 548                                      |   | 275                                       |
| <b>Notre-Dame-<br/>du-Laus</b> | 117                                      | 328                                      | 196   | 297                                       |

### 4.3 Modélisation HB

#### 4.3.1 Calibration du modèle

L'algorithme de *caRamel* a effectué 2000 itérations sur le bassin versant en amont de la station 40110 (Rivière du nord) en identifiant les paramètres qui minimisent les erreurs sur les débits totaux et les débits de base (Dubois *et al.*, 2021b, 2021a).

La meilleure calibration du modèle pour la station 40110 a un  $KGE_{Q_{rivière}}$  de 0,72 en période de calibration et de 0,68 en période de validation. Le  $KGE_{Q_{base}}$  est de 0,63 en calibration et de 0,60 en validation. Le  $KGE_{optimal}$  est de 0,66 en période de calibration et 0,63 en période de validation. L'erreur quadratique moyenne (EQM) sur les débits totaux est de 24,8 mm/mois pour la période de calibration et de 28,1 mm/mois en période de validation. Pour les débits de base, l'EQM en période de calibration est de 11,7 mm/mois et de 13,7 mm/mois en période de validation. L'évapotranspiration réelle moyenne modélisée est de 495 mm/an, ce qui représente 87,6 % de l'évapotranspiration potentielle calculée. À titre de rappel, l'ETR estimée à partir de la différence des apports verticaux et du débit total ( $AV - Q$ ) pour le bassin versant de la station 40110 est en moyenne de 427 mm/an.

Les paramètres calibrés (Tableau 4.8)  $T_M$ ,  $F_T$ ,  $t_{API}$ ,  $f_{inf}$  et  $d$  sont éloignés des bornes minimales et maximales utilisées pour le calage, ce qui indique que la solution optimale n'est pas contrainte par celles-ci. Les paramètres  $C_M$  et  $f_{runoff}$  sont toutefois calibrés très près des limites.

Tableau 4.8: Paramètres calibrés à la station 40110

| <b>Paramètre</b> | <b>Valeur min.</b> | <b>Valeur max.</b> | <b>Valeur</b> | <b>Unité</b> |
|------------------|--------------------|--------------------|---------------|--------------|
| $T_M$            | -2                 | 2                  | -1,36         | °C           |
| $C_M$            | 2                  | 8                  | 2,01          | mm/°C/jour   |
| $TT_F$           | -20                | 0                  | 15            | °C           |
| $F_T$            | 15                 | 15                 | -16,3         | jours        |
| $t_{API}$        | 1                  | 5                  | 3,59          | jours        |
| $f_{runoff}$     | 0,5                | 1                  | 0,500         |              |
| $f_{inf}$        | 0,01               | 0,25               | 0,069         | 1/jour       |
| $d$              | 50                 | 900                | 203           | mm           |

Ces paramètres ont été utilisés pour simuler les débits totaux et la recharge sur les bassins versants des autres stations de la région identifiées à la section 4.2.1 (40122, 40129, 40132 et 46709). Les KGE et EQM calculés sur ces stations sont dans l'ensemble du même ordre de grandeur que ceux sur la station de la rivière du nord (Tableau 4.9). Les  $KGE_{optimal}$  sur les stations 40122, 40129, 40132 et 46709 varient de 0,44 à 0,64 pour la période de calibration, et de 0,56 à 0,68 pour la période de validation. La station 46709 est la station la moins bien calibrée alors que la station 40122 est la mieux calibrée (outre la station 40110).

Tableau 4.9: Périodes de calibration,  $KGE_{optimal}$  et erreurs quadratiques moyennes (EQM) sur les cinq stations de débit de la DEH

| Station      | Période de calibration | Période de validation | Calibration |                  |                   | Validation  |                  |                   |
|--------------|------------------------|-----------------------|-------------|------------------|-------------------|-------------|------------------|-------------------|
|              |                        |                       | KGE optimal | EQM (mm/mois)    |                   | KGE optimal | EQM (mm/mois)    |                   |
|              |                        |                       |             | Q <sub>tot</sub> | Q <sub>base</sub> |             | Q <sub>tot</sub> | Q <sub>base</sub> |
| <b>40110</b> | 1961-1998              | 1999-2017             | 0,67        | 24,8             | 11,7              | 0,63        | 28,1             | 13,7              |
| <b>40122</b> | 1971-2002              | 2003-2017             | 0,64        | 27,7             | 11,7              | 0,64        | 30,5             | 12,8              |
| <b>40129</b> | 1981-1991              | 1992-1996             | 0,62        | 33,7             | 11,7              | 0,67        | 28,6             | 11,2              |
| <b>40132</b> | 1994-2009              | 2010-2017             | 0,59        | 21,3             | 9,8               | 0,68        | 22,4             | 9,3               |
| <b>46709</b> | 2010-2015              | 2016-2017             | 0,44        | 34,0             | 11,6              | 0,56        | 26,0             | 10,8              |

#### 4.3.2 Analyse de sensibilité

À titre de rappel, avec la méthode Morris (Iooss et Lemaître, 2015),  $\mu^*$  représente l'influence des paramètres sur le résultat contrôlé, soit le KGE. Le terme  $\sigma$  représente la non-linéarité entre la variation d'un paramètre donné et du résultat ou l'interaction de ce paramètre avec les autres paramètres du système.

Dans l'ordre, la température de fonte de la neige ( $T_M$ ) est environ deux fois plus influente que les trois paramètres suivants, soit le coefficient de fonte ( $C_M$ ), le coefficient de ruissellement ( $f_{runoff}$ ) et le coefficient d'infiltration ( $f_{inf}$ ). Le volume du réservoir de sol ( $d$ ) et le temps nécessaire pour geler le sol ( $F_T$ ) ont une influence mineure. La température de gel du sol ( $TT_F$ ) et le temps API ( $t_{API}$ ) ont donc une

influence très faible sur la calibration des débits de rivière. Les paramètres  $f_{runoff}$  et  $f_{inf}$  montrent une relation non linéaire avec le  $KGE_{Q_{rivière}}$ , ils interagissent donc ensemble ou avec au moins une autre variable pour influencer le  $KGE_{Q_{rivière}}$  (Figure 4.18).

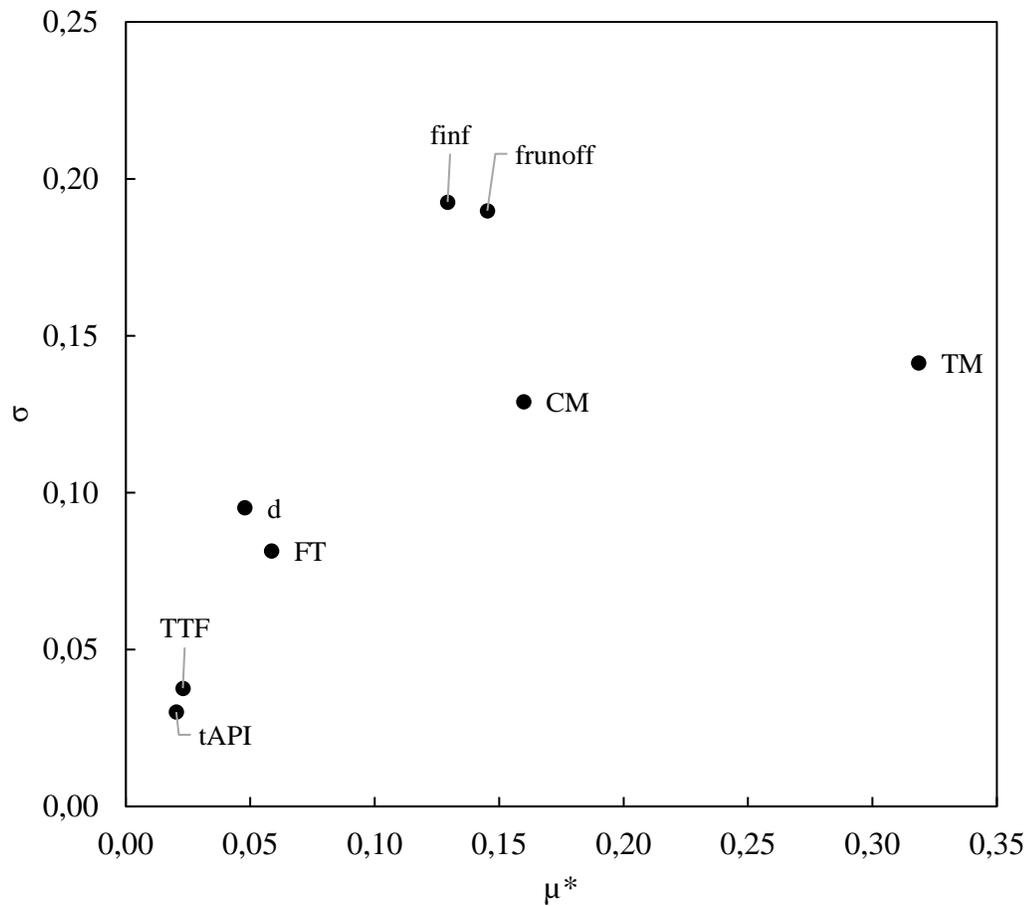


Figure 4.18: Indices de sensibilité des paramètres sur les  $KGE_{Q_{rivière}}$  représentés par la non-linéarité entre les variations d'un paramètre et du débit total ( $\sigma$ ) et l'influence du paramètre sur le débit total ( $\mu^*$ )

Le  $KGE_{Q_{base}}$  est influencé principalement par trois paramètres. Les cinq autres paramètres ont une influence faible ou très faible sur les  $KGE_{Q_{base}}$ . Le  $f_{runoff}$  est plus de deux fois plus influent que les autres paramètres. Le  $f_{inf}$  et  $F_T$  ont une influence modérée sur le  $KGE_{Q_{base}}$ . Les autres paramètres ( $T_M$ ,  $C_M$ ,  $TTF$ ,  $t_{API}$  et  $d$ ) ont une influence faible. Tous les paramètres montrent une relation non linéaire entre leur variation et la variation du  $KGE_{Q_{base}}$  et leurs influences sur le  $KGE_{Q_{base}}$  sont interreliées (Figure 4.19).

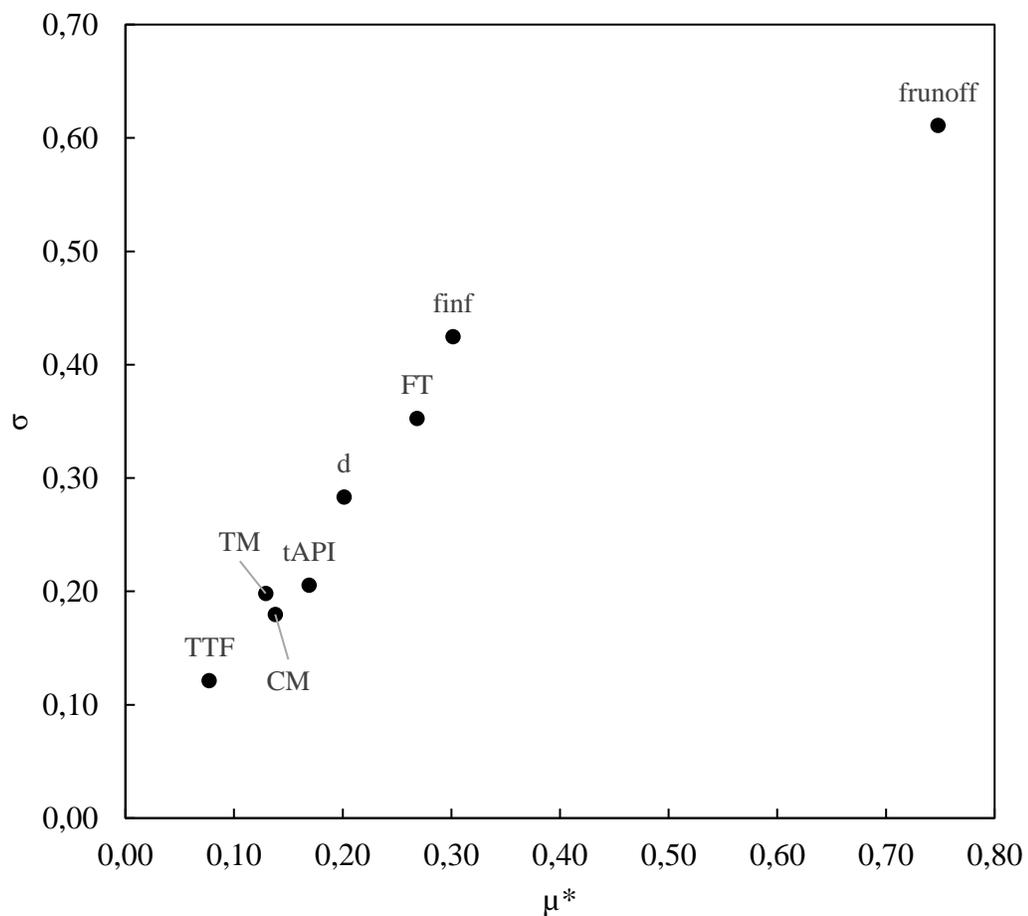


Figure 4.19: Indices de sensibilité des paramètres sur les  $KGE_{Q_{base}}$  représentés par la non-linéarité entre les variations d'un paramètre et du débit de base ( $\sigma$ ) et l'influence du paramètre sur le débit de base ( $\mu^*$ )

### 4.3.3 Bilan hydrique

Sur la station 40110, le bilan hydrique modélisé avec HB (Figure 4.20) représente bien les données débitmétriques observées (EQM = 24,8 mm/mois). Certains débits de pointes (avril et mai) sont surestimés, mais les débits d'étiages (juillet à septembre) sont relativement bien représentés. Les variations intra-annuelles sont également bien reproduites de manière générale. L'amplitude des pics et des creux est bien reproduite par le modèle.

Les débits de base sont dans l'ensemble plus faibles que les débits de base calculés avec le filtre récursif de Lyne et Hollick, à la fois en période de crue et particulièrement en période d'étiage (EQM = 12,2 mm/mois). Le délai entre les précipitations et l'augmentation du débit et du débit de base est également bien reproduit.

L'évapotranspiration réelle simulée est égale à l'évapotranspiration potentielle pendant l'automne, l'hiver et le printemps, mais une différence d'en moyenne 61 mm/an est calculée entre l'ETP et l'ETR simulée pendant la saison estivale. Sur une base annuelle, l'ETR estimée par la différence entre les AV et les débits est inférieure à l'ETR simulée. Cela indique que les paramètres calibrés génèrent davantage d'évapotranspiration que la différence des apports verticaux et du débit.

Entre 1961 et 2017 sur la station 40110, le débit moyen simulé est 625 mm/an, l'ETR moyenne est 495 mm/an et la moyenne interannuelle de la recharge spatialement distribuée est 209 mm/an.

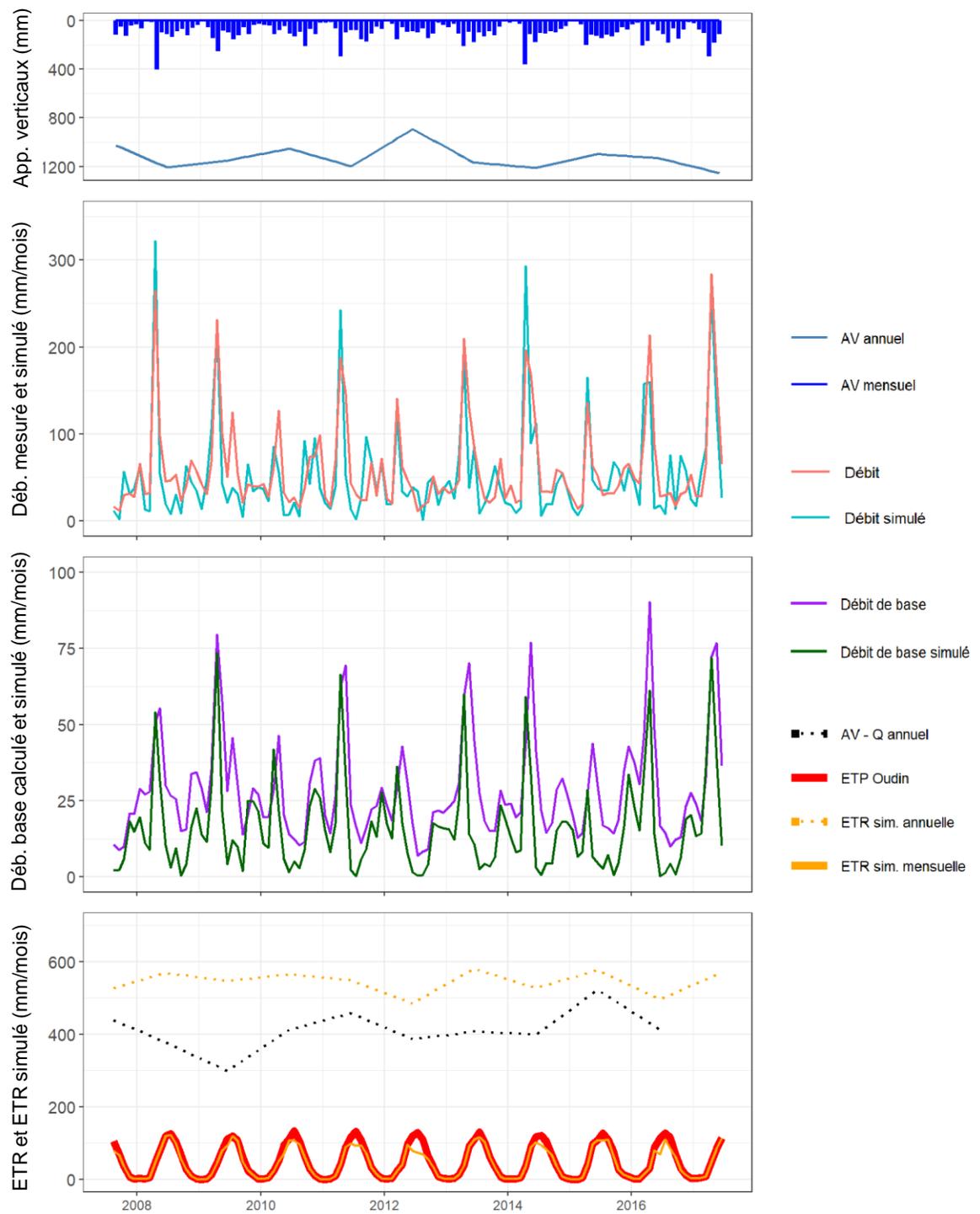


Figure 4.20: Bilan modélisé pour la station 40110 de 2007 à 2017

Les bilans hydriques modélisés pour les autres stations (40122, 40129, 40132 et 46709) sont présentés à l'Annexe E. Entre 1971 et 2017 sur la station 40122 (rivière du Nord amont), le débit moyen simulé est de 635 mm/an, l'ETR moyenne est de 496 mm/an et la moyenne interannuelle de la recharge est de 218 mm/an. À la station 40129 (rivière Doncaster aval) et de 1981 à 1995, le débit moyen simulé est de 633 mm/an, l'ETR moyenne est de 481 mm/an et la moyenne interannuelle de la recharge est de 249 mm/an. Entre 1994 et 2017 sur la station 40132 (rivière Doncaster amont), le débit moyen simulé est de 662 mm/an, l'ETR moyenne est de 510 mm/an et la moyenne interannuelle de la recharge est de 220 mm/an. À la station 46709 (rivière du Chêne) et de 2010 à 2017, le débit moyen simulé est de 605 mm/an, l'ETR moyenne est de 534 mm/an et la moyenne interannuelle de la recharge est de 194 mm/an. Sur les bassins expérimentaux CAL, SAG et SIM, la recharge moyenne simulée en utilisant les paramètres calibrés sur la station 40110 et l'ensemble de la chronique météorologique disponible (1961 à 2017) équivaut respectivement à 192 mm/an, 209 mm/an et 205 mm/an.

#### 4.3.4 Variations spatio-temporelles de la recharge

Sur le bassin versant de la rivière du Nord en amont de la station 40110, la recharge est distribuée assez uniformément (Figure 4.21). Outre les cellules de lacs, rivières ou milieux humides où la recharge simulée est nulle (861 cellules), celles situées en bordure de rivières possèdent une recharge supérieure à la moyenne. Les vallées ont également plus de recharge que les hauts topographiques et les pentes. Sur les 4621 cellules de ce bassin, 45 % produisent entre 200 et 250 mm/an de recharge potentielle.

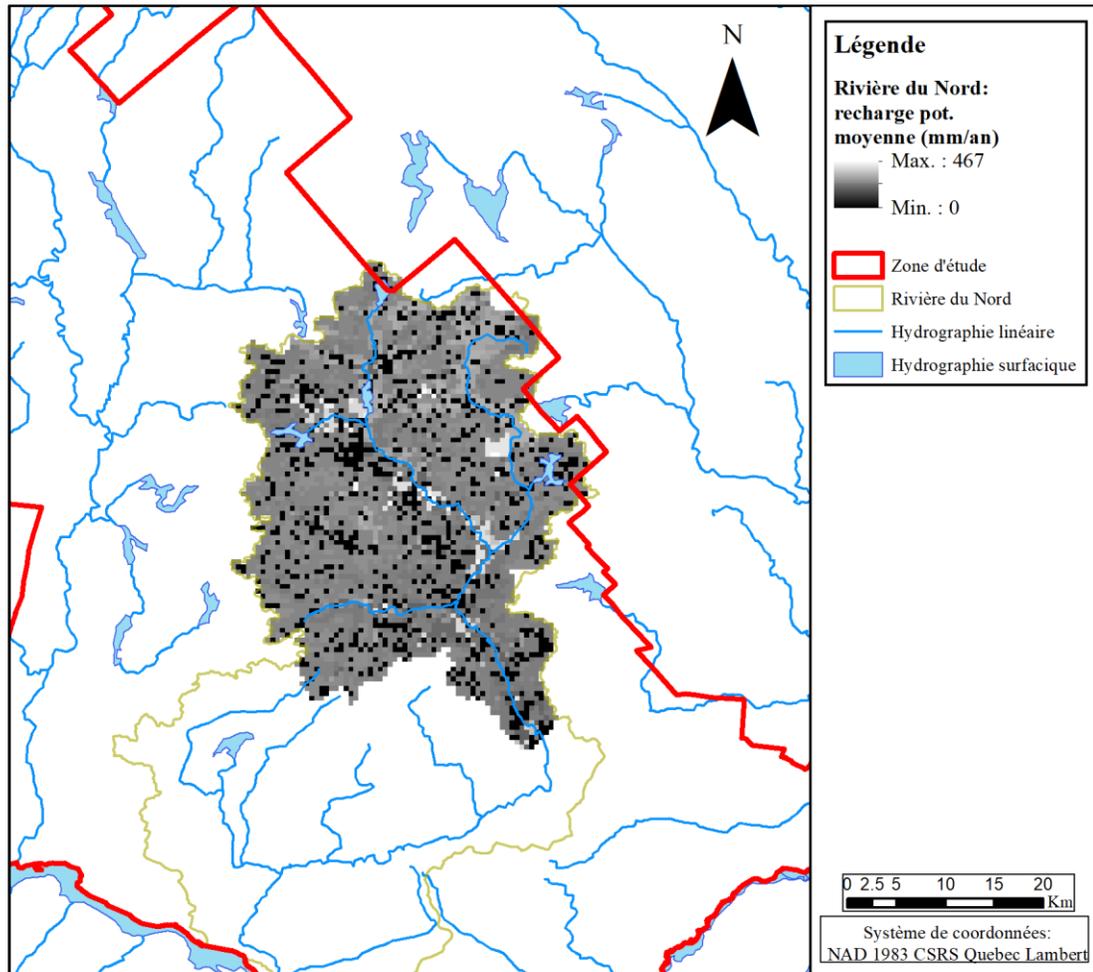


Figure 4.21: Recharge potentielle moyenne distribuée sur le bassin versant en amont de la station 40110

La recharge potentielle moyenne calculée pour l'ensemble de la zone d'étude de 1961 à 2017 est 198 mm/an (Figure 4.22), soit 19,4 % des précipitations moyennes annuelles. La région située dans les Basses-Terres du Saint-Laurent a une recharge potentielle moyenne légèrement plus faible que le reste de la zone (190 mm/an). Comme sur le bassin en amont de la station 40110, les zones où la recharge potentielle maximale (467 mm/an) est observée sont principalement dans les vallées de la rivière du Nord et de la rivière Rouge. Certaines cellules situées dans les Basses-Terres du

Saint-Laurent présentent également une recharge potentielle moyenne très élevée (> 350 mm/an).

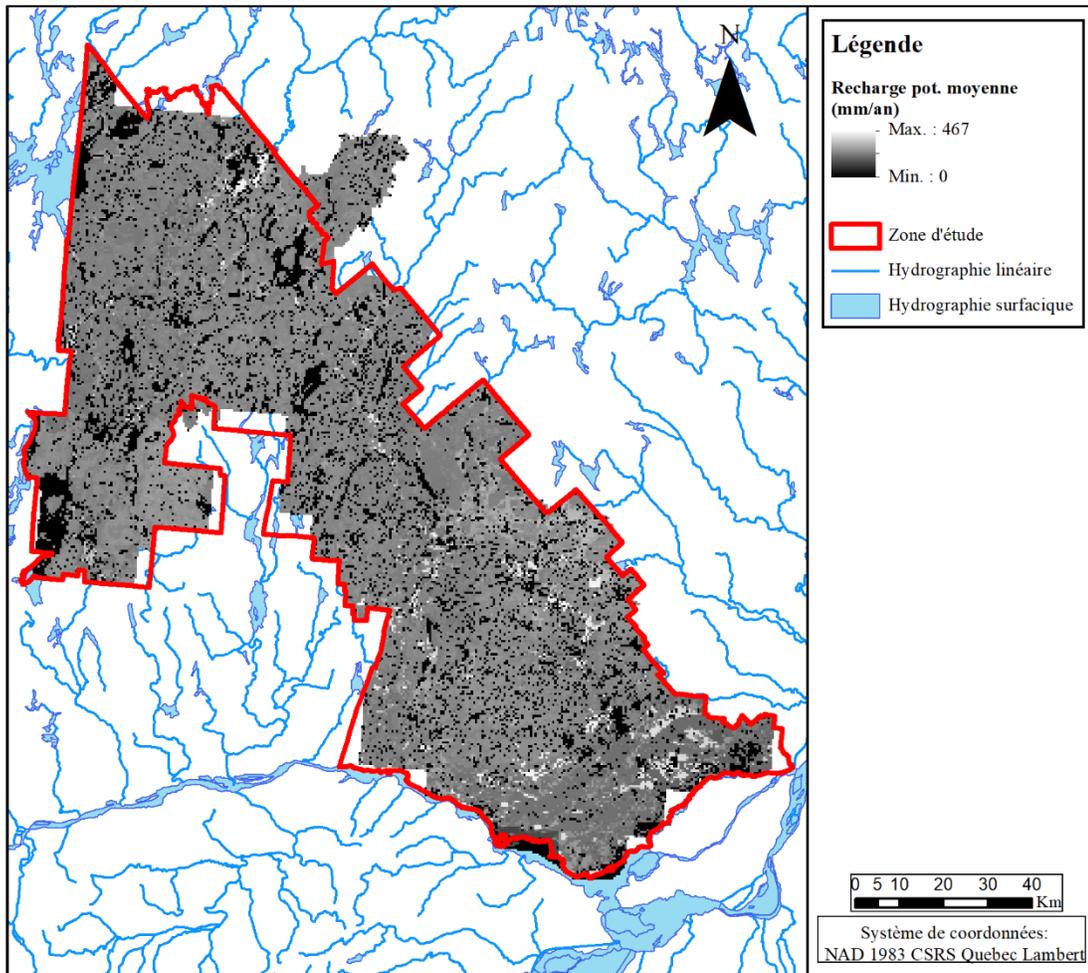


Figure 4.22: Recharge potentielle moyenne distribuée sur l'ensemble de la zone d'étude

Sur les bassins versants des cinq stations de la DEH, la recharge moyenne annuelle modélisée par HB pour les années où des données débitmétriques sont disponibles varie de 117 à 327 mm/an (Tableau 4.10) et est en moyenne de 218 mm/an.

Tableau 4.10: Recharge minimale, moyenne et maximale modélisée sur les bassins versants associés aux stations de la DEH (mm/an) pour les années où le débit est mesuré

|                          | <b>40110</b> | <b>40122</b> | <b>40129</b> | <b>40132</b> | <b>46709</b> |
|--------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| <b>Recharge minimale</b> | 117          | 153          | 187          | 170          | 140          |
| <b>Recharge moyenne</b>  | 209          | 218          | 249          | 220          | 194          |
| <b>Recharge maximale</b> | 301          | 307          | 327          | 317          | 220          |

La recharge moyenne modélisée de 218 mm/an sur ces cinq bassins versants est supérieure à la moyenne de l'ensemble de la zone d'étude (198 mm/an). Cela indique que les bassins versants de la DEH utilisés ici ont une recharge proportionnellement plus importante que l'ensemble de la zone d'étude.

De 1961 à 2017, la recharge potentielle annuelle simulée varie de 131 mm/an (1964) à 281 mm/an (1983) (Figure 4.23). La recharge potentielle calculée varie beaucoup d'une année à l'autre, mais elle ne montre pas de tendance significative de 1961 à 2017 ( $p > 0,05$ ). Malgré qu'une tendance à la hausse semble se dessiner entre 1961 et 1987 et qu'une tendance à la baisse semble visible de 1987 à 2017 (Figure 4.23), celles-ci ne sont pas significatives ( $p > 0,05$ ). À l'échelle mensuelle, la recharge potentielle moyenne sur l'ensemble de la zone d'étude est de 16,5 mm/mois et varie d'un minimum de 0,16 mm/mois en juillet 2005 à un maximum de 71,7 mm/mois en avril 2017, soit la dernière année de la chronique (Figure 4.24). La période de fonte (mars à mai) couvre en moyenne près de la moitié de la recharge annuelle (48,5 %).

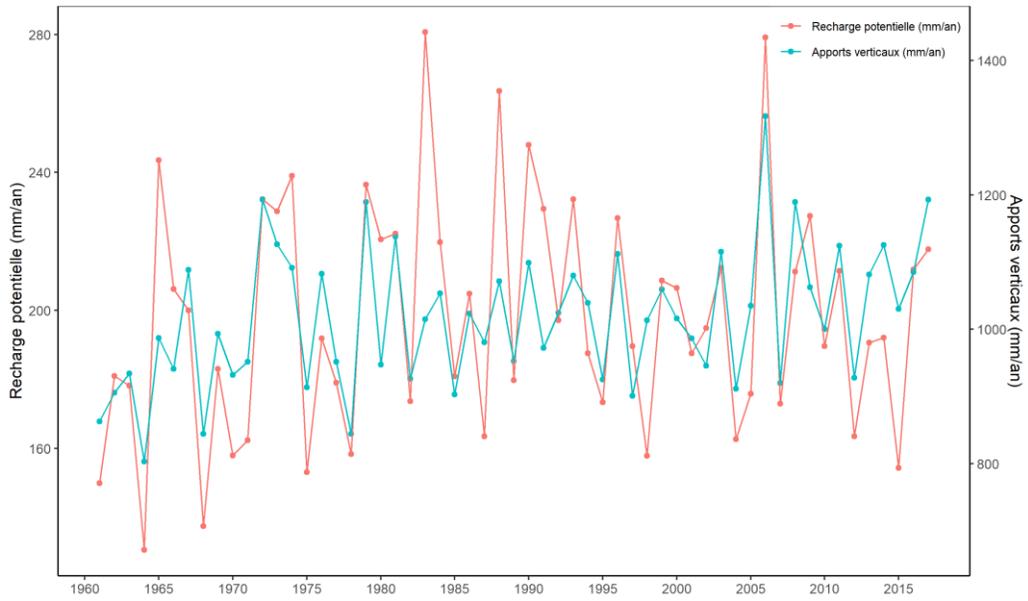


Figure 4.23: Recharge potentielle moyenne sur la zone d'étude de 1961 à 2017

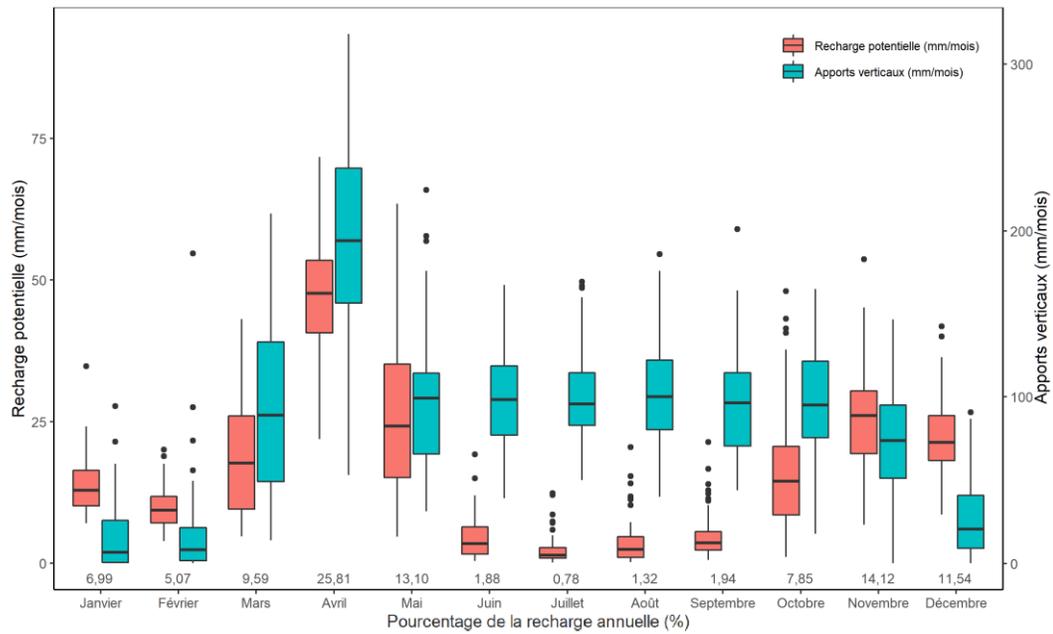


Figure 4.24: Recharge potentielle mensuelle moyenne sur la zone d'étude de 1961 à 2017

## CHAPITRE V

### DISCUSSION

#### 5.1 Estimation directe de la recharge

##### 5.1.1 Bilans amont-aval

Le bilan des débits amont-aval des rivières CAL, SAG et SIM pendant la période d'étiage de 2019 montre que les zones de recharge et d'émergence des eaux souterraines d'eau sont distribuées différemment le long des trois cours d'eau. La distribution amont-aval est donc complexe et dépend de plusieurs facteurs, dont probablement la végétation, la pente locale du cours d'eau et la géologie.

La pente sur la rivière CAL est faible sur l'ensemble du tronçon, sauf entre les points de mesure CAL7 et CAL10, où l'élévation baisse de plusieurs dizaines de mètres sur un court segment de rivière. Sur ce tronçon densément forestier, le débit augmente considérablement, tout comme le  $Q_{infil}$ . Pour SAG et SIM, les pics de  $Q_{infil}$  ne sont pas associés à une baisse rapide de l'élévation du cours d'eau, mais sur les trois rivières, les pics de  $Q_{infil}$  sont situés dans des zones forestières et dans le cas de CAL et SIM, des milieux humides longent la rivière. En emmagasinant l'eau, ceux-ci peuvent avoir un impact considérable sur le débit en période d'étiage.

L'influence de la géologie à cette échelle très restreinte est difficile à estimer. Certaines zones où le  $Q_{infil}$  est positif (CAL9 et SIM21 à SIM23) ont tout de même été identifiées comme ayant des lits de rivières composés majoritairement de blocs

décimétriques à métriques lors des campagnes de reconnaissance des rivières dans la région, un indicatif de la proximité avec l'aquifère de roc. Ces zones sont donc potentiellement bien connectées à la nappe.

La somme des erreurs sur les mesures individuelles de débit le long des cours d'eau entraîne une incertitude importante sur les résultats obtenus avec cette méthode, particulièrement lorsque les  $Q_{rivière}$  ne sont pas dans le même ordre de grandeur que les  $Q_{infil}$  (Healy, 2010). Cette incertitude réduit considérablement l'utilité de la méthode. Elle devrait donc être privilégiée pour les rivières où le débit en période d'étiage est très faible.

#### 5.1.2 Débits de base aux stations hydrométriques

La méthode des débits de base produit une gamme de valeurs de recharge moyenne annuelle beaucoup plus grande que celle de HB. Les débits sur les bassins expérimentaux étant uniquement calculés sur quelques mois, les débits de base calculés sont peu représentatifs des conditions moyennes interannuelles. Ces trois bassins versants sont petits et l'hypothèse que le bassin versant hydrologique est le même que le bassin versant hydrogéologique est potentiellement irréaliste. De plus, la délimitation spatiale des limites des bassins versants hydrologiques est relativement imprécise et est influencé par le MNE utilisé pour calculer les limites du bassin versant. Cela est particulièrement notoire pour CAL, où la topographie s'apparente plus à celle du piémont Laurentidien et est moins profondément vallonnée et où l'erreur sur la superficie du bassin selon le MNE utilisé atteint environ 9 %. Les stations 40129 et 40132 sont également associées à de petits bassins versants, mais ceux-ci semblent très bien délimités par les monts environnants. Par ailleurs, les débits calculés à partir des courbes de tarage sur CAL, SAG et SIM ne sont peut-être pas un bon proxy pour estimer la recharge parce que celles-ci ont été construites à partir de seulement 9, 10 et 11 mesures de débits respectivement et que les débits maximum calculés sont extrapolés par rapport aux mesures. La somme de ces incertitudes limite grandement

l'interprétation pouvant être faite des débits de base calculés sur les bassins expérimentaux.

Les rapports de débits de base sur les débits totaux indiquent tout de même que la dynamique des eaux souterraine est légèrement différente sur les bassins versants des rivières CAL, SAG et SIM par rapport aux stations de la DEH. L'apport proportionnellement plus important d'eau souterraine aux rivières CAL, SAG et SIM est attribuable à la réactivité plus importante du débit aux événements de précipitations sur ces bassins pour la période enregistrée. La cause de cette réactivité est possiblement liée à la physiographie des bassins et au temps de concentration hydrologique propre à chaque bassin.

La station de mesure du débit située dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (46709) possède des débits de base annuels moyens plus faibles que les autres stations. La différence entre les débits de base en période de pointe et les débits de base en période d'étiage est également très importante sur cette station. Ceci peut être expliqué par le fait que les sédiments de surface et les sols sont moins perméables dans cette région, ce qui limite la recharge et facilite le ruissellement. Ce bassin versant est partiellement à vocation agricole. Les drains de sols dans les champs peuvent également accélérer l'acheminement de l'eau vers l'exutoire.

### 5.1.3 Fluctuations de niveaux de nappe

La méthode de fluctuation des niveaux de nappes a permis d'estimer la recharge pouvant atteindre la nappe à certains endroits précis de la zone d'étude. Les valeurs de recharge les plus faibles ont été calculées aux stations où la variation du niveau piézométrique se produit dans un aquifère de roc ou de till. Ces lithologies sont généralement très peu perméables et l'amplitude des variations piézométriques représente donc un faible volume d'eau. Il est intéressant de noter qu'à la station 04647011, qui a été divisée en deux chroniques (1974 à 1990 et 2005 à 2017), les

bornes minimales et maximales sont similaires. Les stations 04020001 et 04300014 sont les seules stations où les puits sont situés dans un aquifère de surface ayant une conductivité hydraulique importante (sable variable et sable moyen). Une infiltration rapide de l'eau de surface pourrait avoir une influence sur l'évapotranspiration locale sur ces aquifères. Ainsi, même si la recharge maximale calculée à ces stations est légèrement supérieure à la différence des précipitations moyennes et de l'évapotranspiration réelle moyenne, ces valeurs élevées sont plausibles si on considère un ruissellement nul. Les valeurs élevées de recharge à la station 04640001 et 04647011 sont également plausibles, mais peuvent aussi être influencées par les  $S_y$  importants (0,03 et 0,12) tirés de la littérature pour le till. À la station La Conception, le forage est situé près de la rivière Rouge. Le puits 04300014 est situé près du lac des Deux Montagnes. Les variations de niveaux dans ces deux puits sont donc peut-être liées à celles du cours d'eau à proximité. Cela pourrait amener à une surestimation de la recharge calculée lorsque les niveaux d'eau sont élevés. La lithologie est le facteur le plus important associé à la recharge calculée avec cette méthode : les puits situés dans le roc (04010001 et 04300001) possèdent les recharges calculées les plus faibles.

L'estimation du paramètre  $S_y$  à partir des valeurs de la littérature amène une incertitude supplémentaire. Ce paramètre n'a pas été mesuré et est variable le long du forage ouvert. Les écoulement latéraux dans les aquifères, particulièrement dans le roc, varient selon la profondeur et peuvent contribuer à un drainage plus rapide et une sous-estimation de l'augmentation du niveau piézométrique suite à un événement ponctuel de recharge.

La recharge calculée avec la méthode de fluctuations des niveaux de nappe ne présente pas de distribution spatiale évidente. Les stations au sud de la zone d'étude, dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, soit les stations 04010001, 04300001, 04300014, 04640001 et 04647011 possèdent à la fois des recharges faibles et élevées. Dans la portion plus montagneuse de la zone d'étude, la recharge calculée varie

également beaucoup spatialement. Il s'agit d'une autre indication que la recharge calculée avec cette méthode est valide uniquement à l'endroit des puits (Scanlon *et al.*, 2002; Lee *et al.*, 2005).

La variabilité spatiale de la recharge intra-bassin versant est mise en évidence par les résultats de la méthode de fluctuation des niveaux de nappe ainsi que par l'apport d'eau souterraine tout au long des rivières. Avec la méthode de fluctuations de niveaux de nappe, les stations 04640001 et 04647011 sont situées dans le même bassin versant, soit celui de la rivière Mascouche. Malgré cela et leur proximité (environ 1700 m), la recharge estimée varie grandement. D'une autre part, les bilans amont-aval des débits le long des rivières CAL, SAG et SIM montre clairement que certaines zones le long du même cours d'eau gagnent en  $Q_{infil}$  alors que d'autres en perdent. Ces résultats mettent en évidence la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à travers le même bassin versant.

## 5.2 Recharge simulée avec HydroBudget

### 5.2.1 Paramétrisation du modèle HydroBudget

La séparation des apports verticaux en ruissellement, infiltration et ETR est contrôlée par les huit paramètres du modèle. Le paramètre  $T_M$  est très influent sur la calibration du modèle, car il impacte directement la date du pic de crue printanier. Le  $t_{API}$  et le  $f_{runoff}$  affectent la distribution entre le ruissellement et la percolation vers le réservoir du sol. Le  $f_{inf}$  est le paramètre le plus sensible dans la distribution de l'eau entre l'ETR et la recharge potentielle.

Comme mentionné précédemment, la recharge potentielle simulée avec HB est inférieure à la recharge estimée avec les débits de base. Une adaptation de la méthode des RCN utilisée dans HB (Monfet, 1979; Gagné *et al.*, 2013) pourrait être envisagée spécifiquement pour la région des Laurentides, où la topographie est très variable, afin

de mieux discriminer l'influence de la pente sur le partitionnement ruissellement/infiltration. À titre d'exemple, l'équipe du PACES Charlevoix-Haute-Côte-Nord (Huet *et al.*, 2016) a modifié son approche RCN en ajoutant une classe additionnelle de pente, pour les zones où la pente dépasse 15 %. Les auteurs ont ajusté le RCN de ces cellules à 90 afin de mieux représenter les flux dans les zones à topographie très variable. Une adaptation similaire dans les Laurentides modifierait la distribution des RCN et permettrait d'élargir la gamme des valeurs possibles pour le paramètre  $f_{runoff}$  et de faciliter la calibration des débits de base.

En utilisant les paramètres calibrés sur le bassin de la rivière du Nord sur l'ensemble de la zone d'étude, la recharge potentielle simulée sur les zones dont les caractéristiques varient de celles du bassin calibré est associée à une plus grande incertitude. C'est le cas du bassin versant de la rivière du Chêne, située dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. La topographie, la géologie et l'utilisation du sol en général diffèrent de ceux rencontrés dans les Laurentides. Il aurait été nécessaire de disposer de plus de données hydrométriques pour faire la calibration afin d'être en mesure d'interpoler les paramètres calibrés sur la zone d'étude et valider ces paramètres distribués sur chaque bassin versant. Par exemple, des relations auraient pu être établies entre la valeur des paramètres et les propriétés physiographiques des bassins versants respectifs.

Dans la construction d'HB pour ce projet, des cellules de 500 m par 500 m ont été choisies parce qu'elles offrent un bon compromis entre la représentativité de la zone d'étude et le temps de calcul. Comme le modèle HB représente le bilan hydrique vertical et que les cellules ne communiquent pas entre elles, changer la taille de celles-ci ne complexifie pas la modélisation. Le temps de calcul étant directement proportionnel au nombre de cellules à modéliser, une calibration avec des cellules de 250 m par 250 m nécessiterait quatre fois plus de temps de calcul et 25 fois plus de temps de calcul pour un modèle avec des cellules de 100 m par 100 m. Le temps de

calcul pour l'ensemble de la zone d'étude est d'environ 15 minutes avec le serveur utilisé.

### 5.2.2 Comparaison avec d'autres études

De 1961 à 2017, la recharge simulée avec HB sur la zone d'étude représente entre 12,8 et 27,8 % des apports verticaux, avec une proportion moyenne de 19,4 %, soit 198 mm/an. Également avec HB, la recharge estimée par Dubois (2021b) dans le sud du Québec représente 12 % des précipitations annuelles, soit 139 mm/an. Dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, le rapport de la recharge potentielle sur les apports verticaux estimé ici est inférieur (18,4 %) mais dans le même ordre de grandeur. La différence entre les résultats de Dubois (2021b) et ceux de la présente étude est attribuable aux faibles RCN calculés dans certains endroits de la zone des Basses-Terres du Saint-Laurent. Au sud des Laurentides, malgré la prévalence des dépôts meubles peu perméables, le contexte géologique est différent de celui des Basses-Terres du Saint-Laurent au sud du fleuve Saint-Laurent. L'utilisation du territoire est également très différente, avec beaucoup plus de superficies agricoles au sud du Saint-Laurent. Ces différences se reflètent dans les RCN relativement faibles au sud du piémont Laurentidien.

La recharge moyenne dans les Laurentides est similaire à celle estimée par Larocque et Pharand (2010) dans le piémont des Appalaches avec un modèle de bilan hydrique du sol, soit 215 mm/an. Ailleurs au pays et en région humide, l'amplitude de la recharge est dans le même ordre de grandeur. En Nouvelle-Écosse, dans une large vallée couverte de till, Rivard *et al* (2014) ont estimé à l'aide de plusieurs méthodes (modèles d'écoulement et d'infiltration) que l'infiltration varie de 160 à 250 mm/an alors que la recharge varie de 80 à 175 mm/an. La recharge représente ici la portion de l'eau infiltrée qui atteint la nappe.

Croteau et al. (2010) ont utilisé HELP pour estimer la recharge à 86 mm/an sur le bassin versant de la rivière Châteauguay, qui s'étend au Québec et aux États-Unis. Dans la région de Bécancour (Meyzonnat, 2012), la recharge moyenne calculée avec un modèle hydrologique varie de 115 à 179 mm/an. Dans les études de Croteau et al. (2010) et de Meyzonnat (2012), la recharge représente de 9 à 15 % des précipitations annuelles. Cette différence avec l'estimation de la recharge dans les Laurentides peut être expliquée par les contextes géologiques et hydrogéologiques différents entre ces régions (sédiments marins fins prédominants au sud du fleuve Saint-Laurent). Ces études ont montré que des valeurs de recharge supérieures à 250 mm/an et pouvant atteindre 400 mm/an sont possibles dans des conditions favorables (p.ex., matériaux superficiels très perméables). Cela est concordant avec les résultats d'HB et de l'analyse de fluctuation des niveaux de nappe effectuée ici, qui montrent que des valeurs élevées de recharge sont plausibles dans des aquifères granulaires situés dans des vallées (stations 04020001, La Conception et Arundel). Chemingui (2015) estime aussi que la recharge au sud de Montréal correspond à 10 à 30 % des apports verticaux.

Dans les projets PACES qui ont été réalisés dans des régions où le socle rocheux Grenvillien est très présent, notamment ceux de la Communauté métropolitaine de Québec (CMQ), du Saguenay, de l'Abitibi-Témiscamingue et de Charlevoix-Haute-Côte-Nord, les résultats montrent que la recharge moyenne varie entre 20 et 40 % des apports verticaux (CERM-PACES, 2013; Cloutier *et al.*, 2013; Talbot Poulin *et al.*, 2013; CERM-PACES, 2015).

Le PACES de la CMQ (Talbot Poulin *et al.*, 2013) utilise le modèle HELP (Schroeder *et al.*, 1994) pour estimer la recharge à 477 mm/an ou 35 % des précipitations annuelles. Cette estimation est supérieure à celle effectuée avec HB, mais le contexte géologique est différent : des aquifères granulaires d'épaisseur importante occupent les rives nord et sud du fleuve Saint-Laurent et les matériaux perméables occupent une large portion de la zone d'étude (Talbot Poulin *et al.*, 2013). La recharge

moyenne estimée avec HB dans la région des Laurentides et de la MRC les Moulins est similaire à celle simulée avec le modèle HELP par l'équipe du projet RADEAU 2 (Raynauld *et al.*, 2018), de 246 mm/an. La distribution spatiale de la recharge diffère parce que les cartes des dépôts du Quaternaire n'étaient pas complètes lors de leur étude. Considérant l'incertitude sur les résultats et la variabilité des contextes géologiques entre la CMQ et la zone d'étude pour cette étude, ces deux estimations de la recharge avec le modèle HELP sont similaires à celle obtenue dans ce mémoire avec HB (198 mm/an) et même avec la séparation des débits de base (316 mm/an sur les cinq stations de la DEH).

L'ETR moyen calculé par les PACES de la CMQ, du Saguenay, de l'Abitibi-Témiscamingue et de Charlevoix-Haute-Côte-Nord (CERM-PACES, 2013; Cloutier *et al.*, 2013; Talbot Poulin *et al.*, 2013; CERM-PACES, 2015) correspond à 44 % des apports verticaux annuels, une valeur comparable à l'ETR moyenne simulée avec HB (46 % des apports verticaux annuels). Le ruissellement moyen annuel modélisé par ces PACES est de 28 % des apports verticaux annuels et est comparable au ruissellement moyen simulé avec HB qui représente 30 % des apports verticaux.

La méthode utilisée pour estimer les débits de base joue un rôle important dans l'estimation de la recharge avec HB. Le PACES dans la région de Charlevoix-Haute-Côte-Nord (CERM-PACES, 2015; Huet *et al.*, 2016) a montré que le débit de base moyen annuel avec la méthode de Eckhardt (2005, 2008) représente 30 % des précipitations totales annuelles, ce qui correspond à la valeur simulée avec HB sur le bassin versant 40110 où HB a été calibré avec le filtre de Lyne et Hollick (1979). Or, les débits de base calculés avec le filtre de Eckhardt sont généralement supérieurs à ceux avec le filtre de Lyne et Hollick. La calibration d'HB avec le filtre de Eckhardt plutôt que le filtre de Lyne et Hollick aurait probablement augmenté sensiblement les valeurs de recharge simulées, particulièrement pendant la période de fonte printanière, où la différence entre les deux filtres est à son maximum. Sur l'ensemble des stations

de débit utilisées, le débit de base moyen annuel (316 mm/an) correspond à 31 % des précipitations moyennes annuelles sur l'ensemble de la zone d'étude (1014 mm/an). Considérant que l'incertitude associée aux méthodes de calcul du débit de base ainsi que les différences de caractéristiques physiographiques entre la région de Charlevoix-Haute-Côte-Nord (plus montagneuse) et des Laurentides, ces résultats sont identiques.

Un des intrants majeurs de la modélisation de la recharge avec HydroBudget est le jeu de données météorologique utilisé. Les données utilisées ici proviennent d'une grille interpolée qui couvre l'ensemble de la zone d'étude. Malgré que les points de mesure ayant servi à créer cette grille sont principalement situés dans le sud de la zone d'étude, l'erreur sur l'interpolation effectuée par Bergeron (2016) demeure très faible au sud du 50° parallèle.

Dans un bassin versant argentin joignant des collines à une vallée agricole couverte de sédiments du Quaternaire, Varni *et al* (2013) ont estimés la recharge moyenne avec la méthode de fluctuation des niveaux de nappes à 18 % des précipitations, soit 210 mm/an. La variabilité interannuelle de leur estimation demeure élevée puisque la recharge moyenne varie dans ce cas de 23 à 539 mm/an. Ces résultats en climat humide et dans un secteur montagneux sont tout de même concordants avec ceux dans les Laurentides.

### 5.2.3 Variations spatiales

La recharge potentielle simulée avec HB est préférentielle en bordure de rivière où les cellules possèdent un RCN très faible de 23,5 ou de 33. Ces zones ont une granulométrie fragmentaire sableuse, possèdent une pente faible ou modérée et l'utilisation du territoire est de classe forestière. Ces caractéristiques correspondent bien avec des alluvions de rivières ou les plaines inondables dans les vallées où les dépôts quaternaires sont grossiers. Les cellules de recharge élevée sont très près des rivières où les aquifères locaux se connectent et où le niveau de la nappe peut être

influencé par le niveau de la rivière. La recharge potentielle simulée ne tient pas compte de ces brefs moments où le gradient hydraulique en crue peut être inversé (Healy, 2010). Les variations spatiales de recharge potentielle modélisée avec HB sont corrélées à l'utilisation du sol. Les zones urbaines et agricoles produisent moins d'infiltration que les zones forestières. La distribution est-ouest (X) et nord-sud (Y) des valeurs de recharge potentielle ne présente pas de tendance majeure (Figure 5.1). Les cellules avec un Y inférieur à 200000 m sont situées dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et possèdent une recharge légèrement inférieure au reste de la zone d'étude. Cela vient appuyer l'estimation de la recharge avec les débits de base. Les cellules pour lesquelles la recharge potentielle est nulle représentent les étendues et cours d'eau.

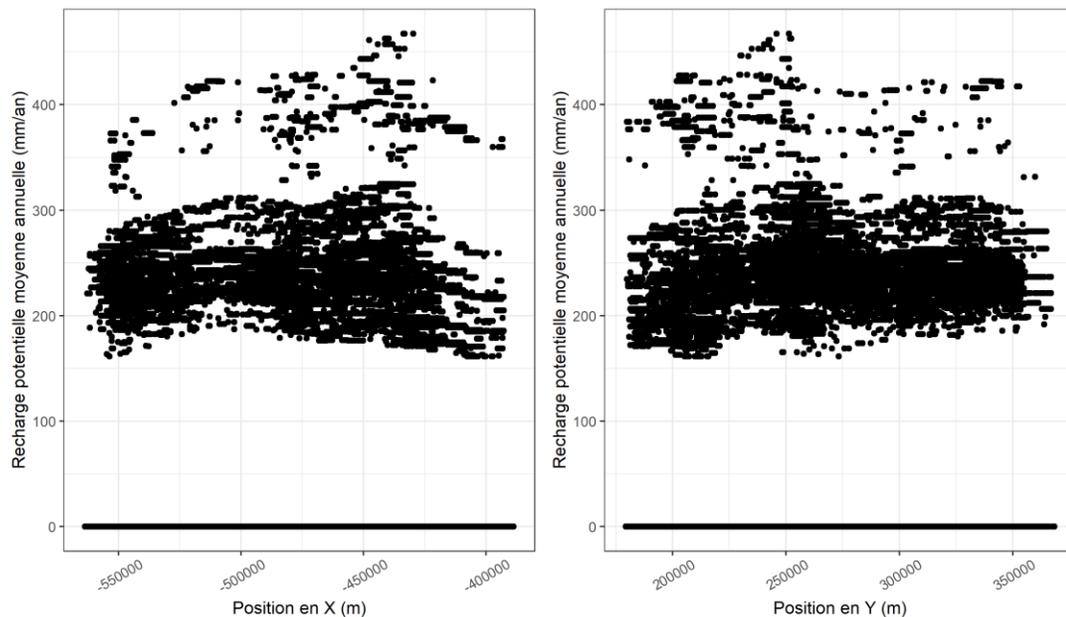


Figure 5.1: Distribution en X et en Y de la valeur moyenne de recharge annuelle sur les cellules de HB

Les stations situées dans les Laurentides, soit les stations 40110, 40112, 40129, 40132, SAG et SIM possèdent des valeurs de recharge moyenne annualisée entre 209 et 352 mm/an alors que les stations situées dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (46709) ou dans le piémont des Laurentides (CAL) possèdent une recharge moyenne

beaucoup plus faible, soit entre 158 et 230 mm/an. Contrairement aux stations situées dans le bassin versant de la rivière du Nord, les bassins versants SAG et CAL sont moins densément peuplés et plus forestiers, ce qui contribue à réduire le ruissellement et à augmenter l'évapotranspiration. L'effet net est peu évident avec HB, où le bassin CAL possède tout de même une recharge moyenne inférieure au bassin de la station 46709.

#### 5.2.4 Variations temporelles

La recharge modélisée varie grandement d'une année à l'autre (de 131 à 281 mm/an), ce qui a été rapporté dans d'autres études où le contexte géologique est similaire, tel que Charlevoix-Haute-Côte-Nord (de 0 à 296 mm/an entre 1975 et 1995) (Huet *et al.*, 2016). Dans le sud du Québec, la recharge moyenne modélisée avec HB montre également une variabilité interannuelle importante, de 89 à 198 mm/an de 1961 à 2017 (Dubois *et al.*, 2021b). Malgré la tendance à la hausse (pente de Sen positive) des températures dans les données météorologiques utilisées, aucune tendance à la hausse de la recharge à l'échelle régionale n'est calculée avec HydroBudget. Une analyse plus approfondie de l'évolution des températures et de la recharge saisonnière interannuelle permettrait de mieux distinguer l'impact des changements climatiques sur la recharge.

Mensuellement, la distribution de la recharge calculée avec HB est cohérente avec celle estimée ailleurs en région humide, c'est-à-dire que la recharge est préférentielle lorsque l'évapotranspiration est faible, soit au printemps lors de la fonte de la neige accumulée et à l'automne avant le gel du sol (Chemingui *et al.*, 2015; Dubois *et al.*, 2021b). Cette distribution bimodale de la recharge est détaillée à la section 5.3.

### 5.3 Comparaison des méthodes

#### 5.3.1 Recharges calculées

Puisque HB est calibré sur les débits de base, les pics de recharge au printemps et à l'automne sont également bien représentés dans les débits de base. Les débits de base mensuels moyens (Figure 4.9 à Figure 4.16) montrent bien que la recharge est préférentielle aux printemps, mais surtout aux mois d'avril et mai. Avec HB, l'amplitude du pic est moindre et la recharge printanière simulée est distribuée entre les mois de mars, avril et mai. À l'automne, le pic de recharge calculé avec les débits de base est très similaire à celui simulé avec HB. La différence entre la distribution printanière de la recharge avec les deux méthodes est partiellement attribuable à la représentativité de l'ensemble de la zone d'étude des stations de débit et aux divers contrôles exercés sur les débits en amont des rivières de la zone d'étude. La rivière du Nord possède des barrages qui peuvent influencer la distribution intra-annuelle du débit et donc du débit de base (Raynauld *et al.*, 2018).

Il est logique et attendu d'observer un pic majeur de recharge au printemps avec un pic plus restreint à la fin de l'automne dans le contexte sud-québécois (Croteau *et al.*, 2010; Larocque et Pharand, 2010; Dubois *et al.*, 2021b). Ces périodes sont préférentielles pour la recharge parce qu'elles correspondent respectivement à la fonte de la neige et à la baisse d'ETR à la fin de l'été (avant le début du gel du sol). Meyzonnat (2012) estime qu'en moyenne, 38 % de la recharge se produit de mars à mai et que 26 % pendant les mois d'octobre et novembre. Dubois (2021b) estime que 44 % de la recharge se produit au printemps et 27 à 38 % se produit en hiver. Comparativement, 48,5 % de la recharge estimée avec HB se produit au printemps (mars, avril et mai) et 33,5 % de la recharge se produit à la fin de l'automne et à l'hiver (octobre, novembre et décembre).

Le filtre de Lyne et Hollick semble être celui qui représente le mieux l'évolution temporelle de la recharge. En étiage, le débit de base selon ce filtre est très similaire au débit total, un résultat attendu qui reflète le faible taux de ruissellement de surface lorsque l'ETP est à son maximum. Ce filtre est également un peu moins réactif aux événements ponctuels de précipitation ou de fonte que le filtre de Eckhardt, ce qui est jugé plus représentatif de la dynamique des eaux souterraines.

La recharge estimée avec la méthode des débits de base est systématiquement supérieure à la recharge potentielle modélisée avec HB. L'écart entre les deux méthodes est de 1 mm/an sur le bassin de la station 46709, mais atteint 126 mm/an sur le bassin de la station 40122. Comme mentionné précédemment, la méthode des débits de base semble produire une estimation plausible de la recharge, à la fois en crue, mais particulièrement en étiage. La recharge calculée avec HB étant inférieure au débit de base calculé avec le filtre de Lyne et Hollick (1979), la recharge est potentiellement sous-estimée avec HB. Les RCN sont l'élément clé de l'estimation de la recharge avec HB qui est limité par la paramétrisation du modèle. Dans la MRC les Moulins, la différence entre la recharge simulée avec HB et celle calculée avec les débits de base est presque nulle. Le contexte moins vallonné de cette section de la zone d'étude augmente potentiellement sa représentativité par la méthode des RCN.

### 5.3.2 Avantages et limites des méthodes utilisées

La recharge estimée avec le bilan amont-aval des débits, la séparation des débits de base, la fluctuation des niveaux de nappe et le modèle HB couvre une large gamme de valeurs. La variabilité entre les méthodes est partiellement causée par le fait que les méthodes représentent des processus différents. Les débits de base représentent à la fois la recharge et l'écoulement hypodermique alors qu'HB simule l'infiltration et que la fluctuation des niveaux de nappes représente la recharge réelle.

La recharge estimée par bilan amont-aval du débit permet de distinguer des zones de recharge préférentielles le long du cours d'eau, mais reflète les conditions à un moment précis seulement. Cette méthode fonctionne davantage sur les rivières où le débit est faible puisque la somme des erreurs sur les débits demeure faible (Healy, 2010). Cette méthode nécessite seulement quelques jours de travail sur le terrain, mais il faut effectuer les mesures de débit lorsque le ruissellement de surface est à son minimum, donc quelques jours après un épisode de précipitations lors des mois d'été.

La méthode des débits de base est une méthode éprouvée qui sert de proxy acceptable pour la recharge en contexte canadien (Chemingui *et al.*, 2015). Cette méthode représente la décharge d'eau souterraine aux rivières. À l'échelle du bassin versant, cette décharge est considérée équivalente à la recharge. Or, pour que cette hypothèse soit respectée, les bassins versants souterrains et superficiels doivent coïncider. Cette hypothèse est probablement plus valide pour les grands bassins, où les lignes de séparation des eaux sont plus franches et où l'incertitude sur l'aire des bassins versants des eaux souterraines est moindre. Les débits de base calculés lors de crues importantes sont très élevés et il est peu probable que les débits de base réagissent aussi fortement à des épisodes de crue de courte durée (Larocque *et al.*, 2010). Une proportion inconnue de ce qui a été estimé comme débit de base pendant ces crues devrait être considérée comme du ruissellement hypodermique. Les pompes environnantes, les échanges verticaux avec les aquifères profonds (Richard *et al.*, 2016) et les changements dans le volume de stockage des lacs et milieux humides peuvent également avoir un impact sur le volume d'eau souterraine qui atteint les rivières (Scanlon *et al.*, 2002; Huet *et al.*, 2016). Considérant que les lacs et milieux humides couvrent une proportion importante de la zone d'étude (19 %), l'influence de l'effet d'emménagement peut être non négligeable. Sur les bassins expérimentaux CAL, SAG et SIM, les débits de base ont seulement été cumulés pour les mois de mai à septembre afin de limiter l'impact de l'incertitude sur les débits élevés sur la recharge

calculée. La robustesse des courbes de tarage peut s'avérer un point faible de la méthode des débits de base lorsque les points utilisés pour construire les courbes de tarage sont peu nombreux ou lorsqu'ils représentent mal l'amplitude possible du débit.

La méthode des fluctuations des niveaux de nappe, bien qu'elle représente directement la recharge qui atteint la nappe, est représentative d'une zone qui couvre seulement quelques dizaines à quelques milliers de mètres carrés autour du forage étudié (Scanlon *et al.*, 2002). Bien que l'utilisation d'une moyenne mobile atténue une partie des variations qui ne constitue pas à un flux de recharge, l'incertitude sur les  $S_y$ , l'effet de l'évapotranspiration, des fluctuations barométriques (Healy, 2010) et l'effet de *Lisse* (Krul et Liefrinck, 1946) augmentent l'incertitude générale sur les résultats de cette méthode. La quantification de ces effets est au-delà du cadre du projet. Déterminer des  $S_y$  plus précis aurait permis de réduire grandement les gammes de recharge calculées et d'ainsi mieux comprendre la distribution de la recharge aux divers puits.

La recharge potentielle simulée avec HB est un résultat intéressant qui permet une quantification spatio-temporelle de la recharge inégalée par la séparation des débits de base. Les données nécessaires pour le bon fonctionnement du modèle sont relativement complexes à acquérir, organiser et préparer, mais HB est la seule approche qui fournit une discrétisation spatio-temporelle de la recharge. HB est optimal, par sa configuration même, lorsqu'utilisé sur des régions où le gel du sol influence grandement la dynamique hydrique annuelle (Dubois *et al.*, 2021b). Le choix de filtre de séparation des débits de base influence la calibration d'HB et donc la recharge simulée. Une des limites de l'application du modèle dans les Laurentides est l'utilisation des RCN. Les RCN sur les plans d'eau, cours d'eau et milieux humides ont été considérés comme égal à 100, ce qui implique que l'eau disponible après l'évapotranspiration sur les étendues d'eau est ainsi considérée comme du ruissellement et que la recharge simulée est nulle. Dans la zone d'étude, presque 20 % des cellules ont un RCN égal à 100, ce qui limite la recharge aux autres cellules et

influence la calibration. Or, lorsque le niveau des lacs, rivières et milieux humides augmente rapidement, ils contribuent à alimenter les nappes (Scanlon *et al.*, 2002; Nastev *et al.*, 2005).

#### 5.4 Importance des résultats pour la région

La recharge relativement élevée dans la zone d'étude montre que la recharge est importante à l'échelle régionale. Toutefois, la recharge est très variable dans l'espace et à l'échelle locale les formations géologiques sont peu perméables à plusieurs endroits. La recharge potentielle simulée avec HB ne pourra pas atteindre la zone saturée lorsque la formation géologique (Bouclier canadien) est très peu perméable. La recharge réelle est probablement inférieure à celle calculée par HB.

La recharge estimée ici représente une information importante pour la région d'étude où les études hydrogéologiques à l'échelle régionale étaient jusqu'ici peu nombreuses. Elle offre un point de référence aux les acteurs de la gestion de l'eau dans la région pour guider les politiques d'utilisation de l'eau souterraine afin d'en assurer la pérennité. Par exemple, les zones où la recharge potentielle moyenne est très élevée pourraient être protégées de l'impact du développement, en particulier dans le contexte actuel d'étalement urbain où les aquifères de la région sont voués à être de plus en plus sollicités. Les zones préférentielles de recharge sont également les endroits les plus vulnérables à la contamination et pourraient faire l'objet d'études spécifiques pour assurer leur protection. La variabilité importante de la recharge dans l'espace implique que les projets d'envergure locale pouvant avoir un impact sur l'eau souterraine devraient à leur tour réaliser des études à l'échelle locale pour des projets spécifiques.

Les limitations évoquées plus haut dans l'estimation de la recharge pour la zone d'étude reposent grandement sur le manque de données sur l'hydrologie et l'hydrogéologie de la zone d'étude. En effet, très peu de stations hydrométriques (cinq

stations gouvernementales et trois stations installées dans le cadre du PACES) et piézométriques (six stations gouvernementales et quatre stations installées dans le cadre du PACES) sont adéquatement situées et possèdent des chroniques suffisamment longues pour cette étude. Par ailleurs, dans cette région, comme ailleurs en climat froid et humide, l'influence de la période hivernale au Québec sur l'hydrologie et les conditions du sol qui déterminent la recharge hivernale et printanière (gel, fonte, modélisation de l'épaisseur de neige) est encore mal comprise (Dubois *et al.*, 2021b). Des études spécifiques sur ces questions permettraient de quantifier plus précisément la recharge pendant la période-clé de la fonte printanière, permettant ainsi d'améliorer les estimations de la recharge annuelle.

## CHAPITRE VI

### CONCLUSION

L'objectif principal de ce projet était d'estimer la recharge dans la région des Laurentides et de la MRC les Moulins. Les objectifs spécifiques de ce projet étaient 1) d'identifier les principales zones de recharge et 2) de quantifier la recharge et ses variations spatio-temporelles dans cette région complexe joignant les Basses-Terres du Saint-Laurent à la province géologique du Grenville.

Or, l'estimation de la recharge demeure un défi de taille. Les méthodes applicables dans la zone d'étude nécessitent des données hydrologiques et hydrogéologiques qui s'avèrent plutôt éparses dans la zone d'étude. Les méthodes utilisées ici peuvent être utilisées dans des contextes géologiques et géomorphologiques différents. Outre HydroBudget qui est mieux adapté aux milieux froids et humides où le gel du sol et l'accumulation de neige en hiver ont un rôle important dans la dynamique hydrique, les autres méthodes peuvent également être utilisées dans d'autres contextes climatiques.

Les PACES existants ont permis de mieux comprendre les caractéristiques des aquifères et de l'eau souterraines dans la plupart des régions peuplées du Québec et le présent projet, intégré au PACES Laurentides-les Moulins, vient combler le manque de données sur la recharge dans cette région.

Ce projet a permis d'estimer la recharge dans les Laurentides et la MRC les Moulins grâce à plusieurs méthodes utilisant des données différentes afin d'augmenter

la certitude sur l'estimation. L'analyse des débits de base à plusieurs stations expérimentales installées lors de ce projet a permis de calculer un débit de base entre 110 et 189 mm pour la période du 1<sup>er</sup> mai au 30 septembre 2019 sur les rivières Calumet (CAL), Saguay (SAG) et Simon (SIM). Pour la période du 1<sup>er</sup> mai au 7 juillet 2020, le débit de base calculé est équivalent à 25 à 79 mm. Sur les stations hydrométriques de la Direction de l'expertise hydrique (DEH) utilisables de la zone d'étude (40110, 40122, 40129, 40132 et 46709), les débits de base moyens annuels varient entre 198 et 352 mm/an. Le bilan amont-aval des débits à un moment fixe de l'étiage de 2019 a permis de déceler des zones préférentielles d'émergence et de recharge de l'eau souterraine le long des rivières CAL, SAG et SIM, approfondissant du même coup les connaissances sur la variabilité spatiale de la recharge sur ces bassins. La méthode de fluctuation des niveaux de nappe a permis de calculer une gamme de valeurs possible pour la recharge à certains puits du Réseau de suivi des eaux souterraines du Québec (RSESQ) allant d'environ 54 mm à plus de 690 mm par année en fonction de la lithologie des divers puits et de leur proximité à un plan d'eau. La modélisation par bilan hydrique de surface avec HydroBudget (HB) a finalement permis de calculer une recharge moyenne sur la zone d'étude de 198 mm/an entre 1961 et 2017 en simulant l'évapotranspiration des précipitations et en partitionnant l'eau disponible en ruissellement et en infiltration grâce aux données spatiales formant les RCN. La modélisation de la recharge a également permis d'observer des zones préférentielles de recharge dans les vallées de la région, où les matériaux granulaires parfois grossiers sont jumelés à des précipitations importantes et une pente relativement faible. Aucune tendance temporelle significative n'a été calculée sur la recharge simulée, malgré l'augmentation notable des températures dans la zone d'étude depuis 1961.

Les méthodes employées ici possèdent tout de même certaines limites notables. L'approche par séparation des débits de base est basée sur certaines hypothèses qu'il devient très difficile de confirmer telles que la relation d'équilibre entre les flux entrant

et sortant des aquifères (emmagasinement nul), l'influence des pompages et la délimitation des bassins versants des eaux souterraines. Le bilan des débits amont-aval est fortement incertain dans les cas où les débits mesurés sont importants, comme c'est le cas sur les rivières SAG et SIM. L'incertitude associée à cette méthode est donc plutôt élevée. La méthode de fluctuation des niveaux de nappe est fortement biaisée par l'estimation du paramètre  $S_y$ , celui-ci représentant la porosité efficace du matériel géologique. La modélisation par bilan hydrique de surface est limitée, par sa configuration même, à des échelles spatio-temporelles importantes. La méthode des RCN, utilisée dans HB, aurait également besoin d'être peaufinée à chacune des zones où elle est employée afin d'augmenter sa représentativité. Également, la recharge HB est une valeur potentielle. La recharge réelle est probablement plus faible.

Il est clair que cette étude n'aurait pas permis une estimation rigoureuse de la recharge sans la combinaison d'autant de méthodes. Cela est mis en évidence par la disparité entre les diverses estimations effectuées lors du projet. Les connaissances acquises dans cette étude permettent définitivement de mieux comprendre la dynamique de l'eau souterraine dans la région d'étude, puisque la recharge en est un élément clé. L'augmentation des données hydrométriques et piézométriques dans la zone d'étude permettrait d'augmenter la certitude des estimations effectuées ici, de mieux guider les acteurs de la gestion des ressources en eau et d'ainsi promouvoir la protection des zones préférentielles de recharge.

ANNEXE A

CHRONIQUES COMPLÈTES DE DÉBIT AUX STATIONS DE LA DEH  
RETENUES

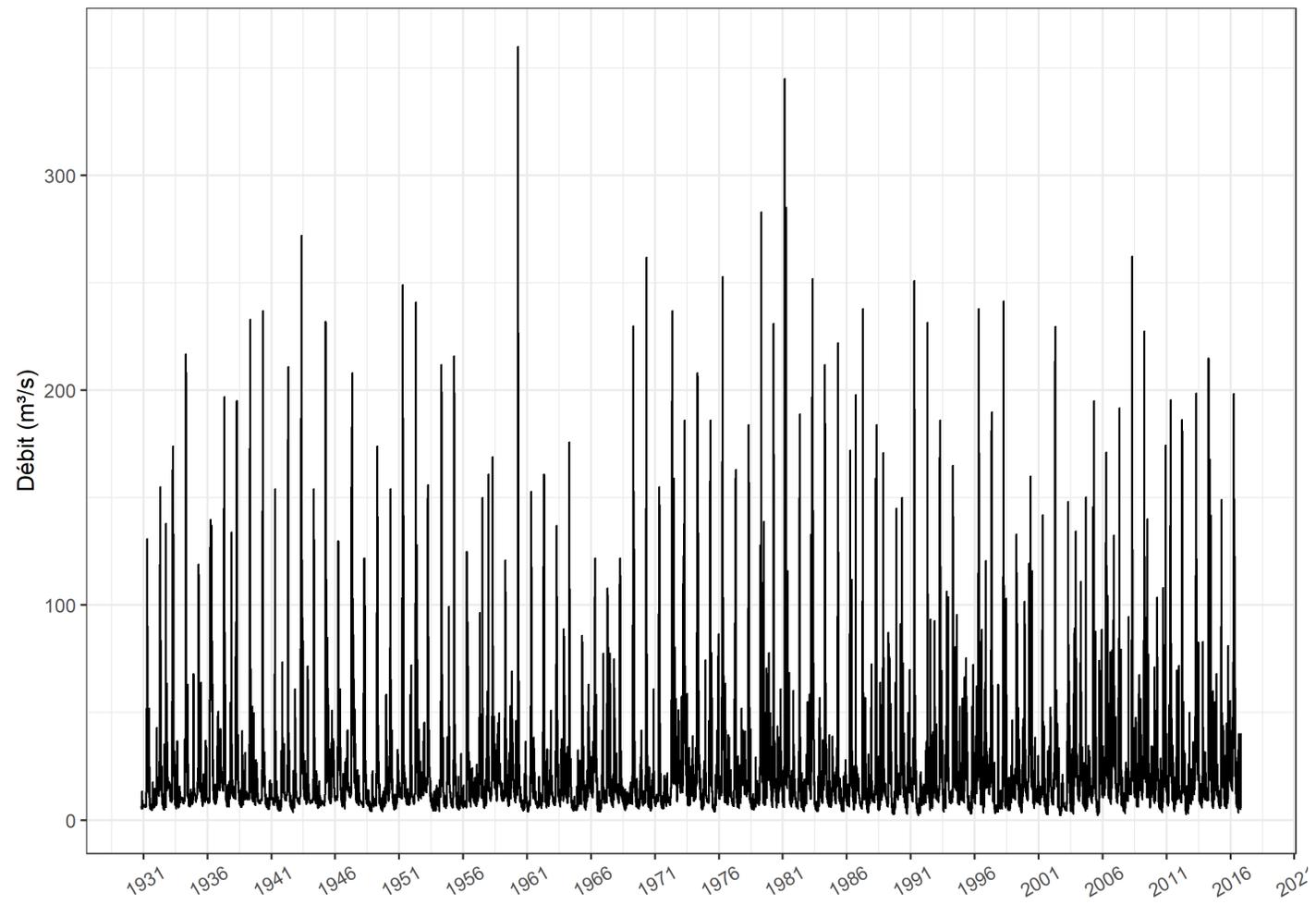


Figure A. 1 : Chronique complète de débits à la station 40110

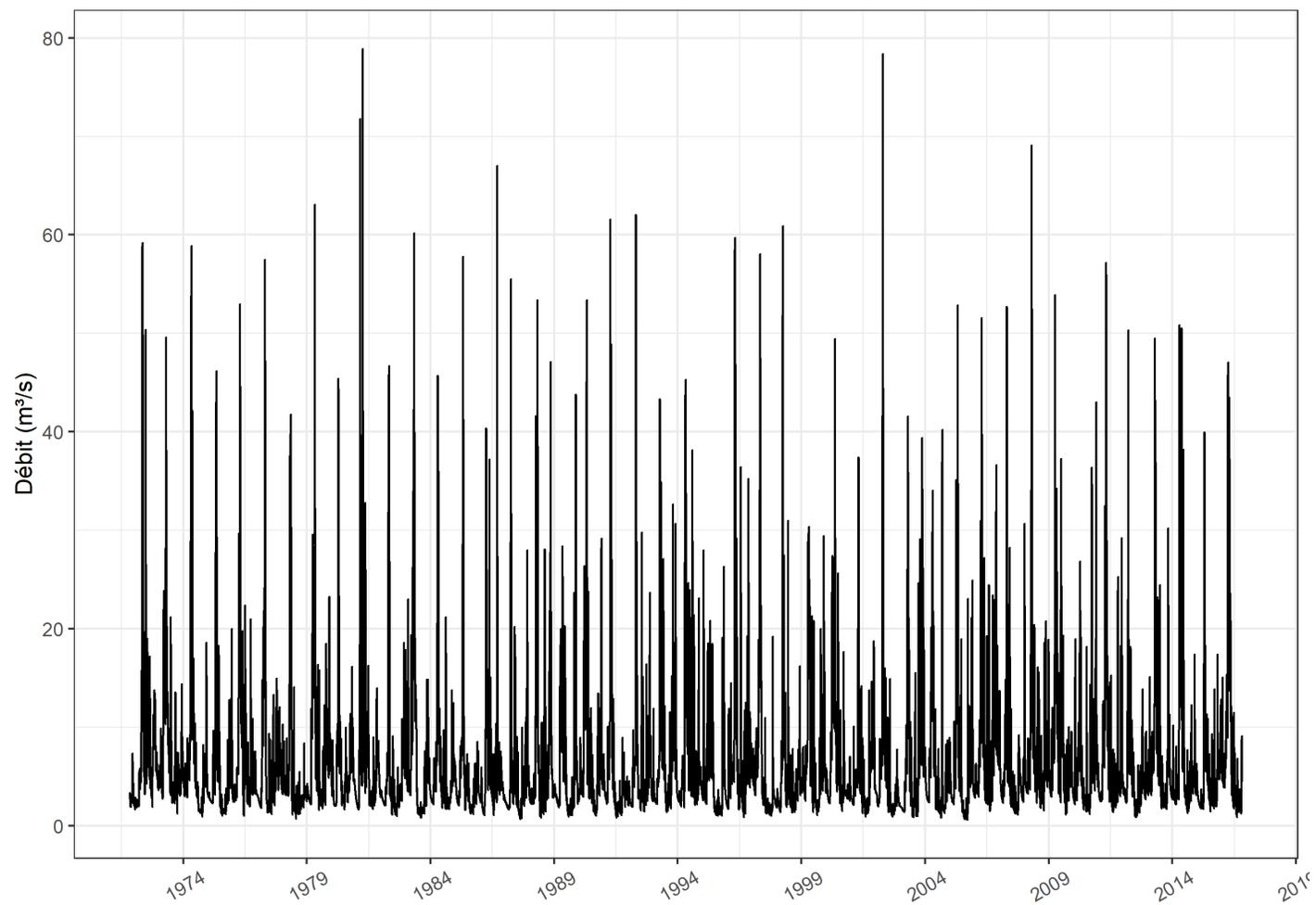


Figure A. 2 : Chronique complète de débits à la station 40122

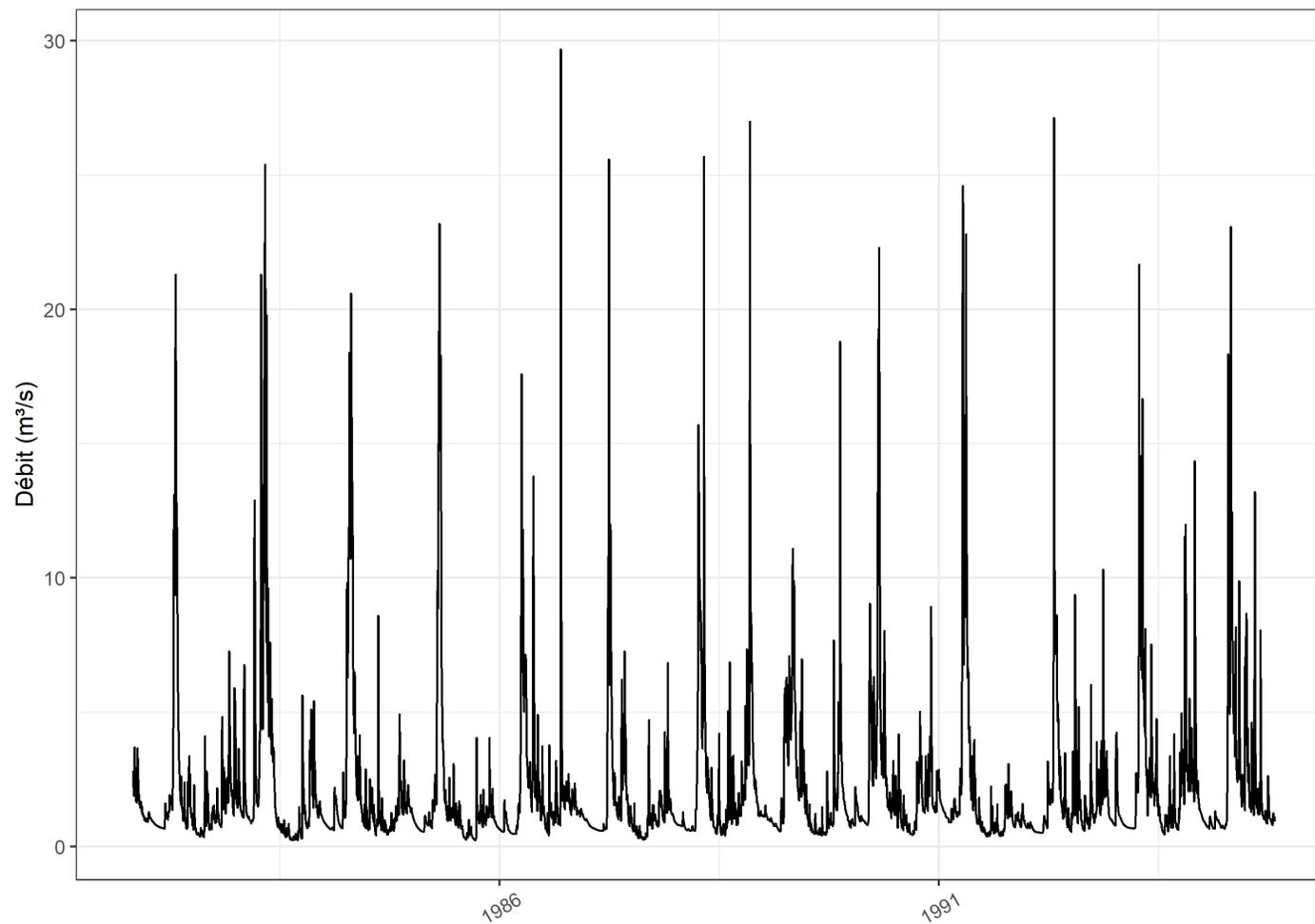


Figure A. 3 : Chronique complète de débit à la station 40129

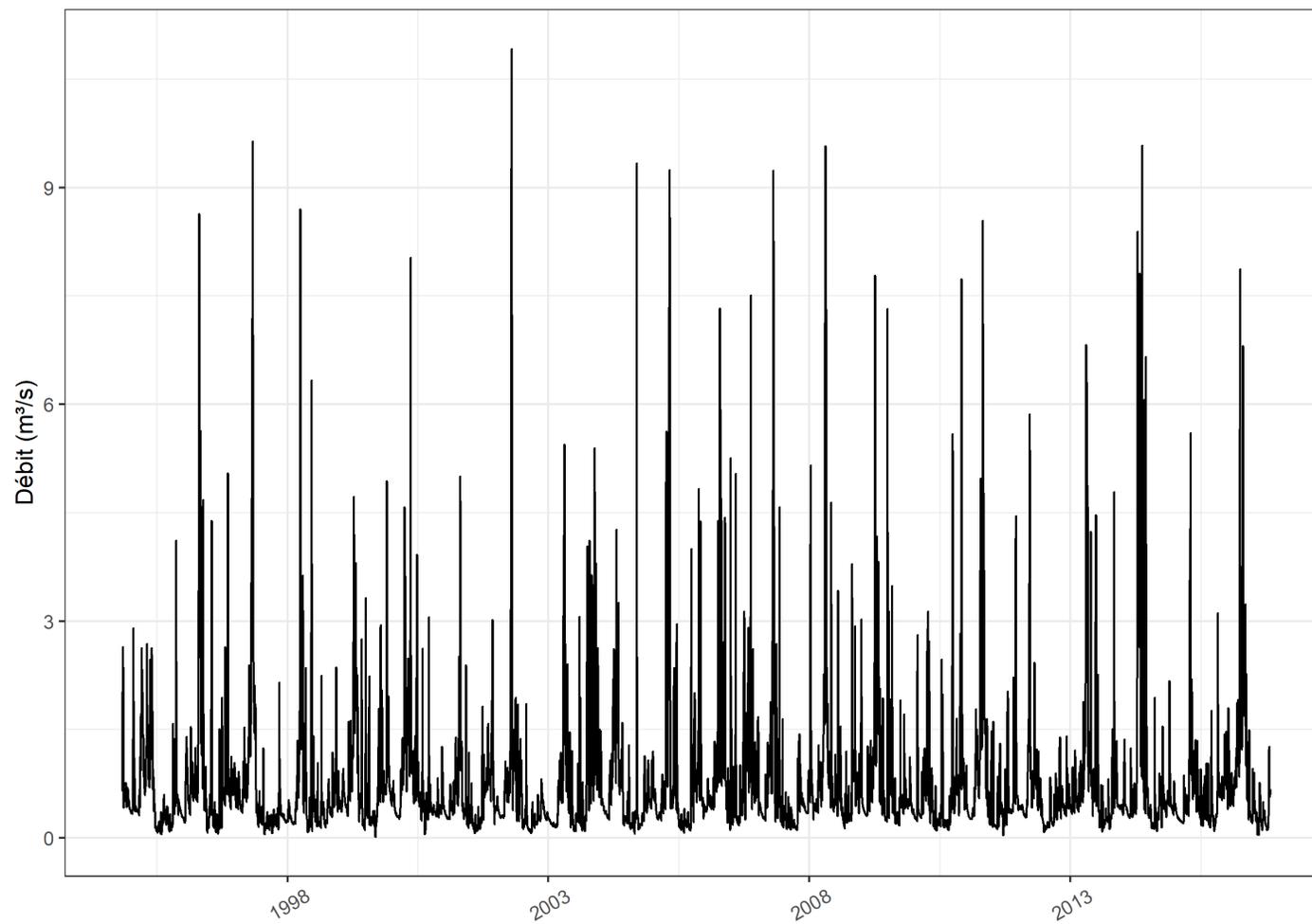


Figure A. 4: Chronique complète de débit à la station 40132

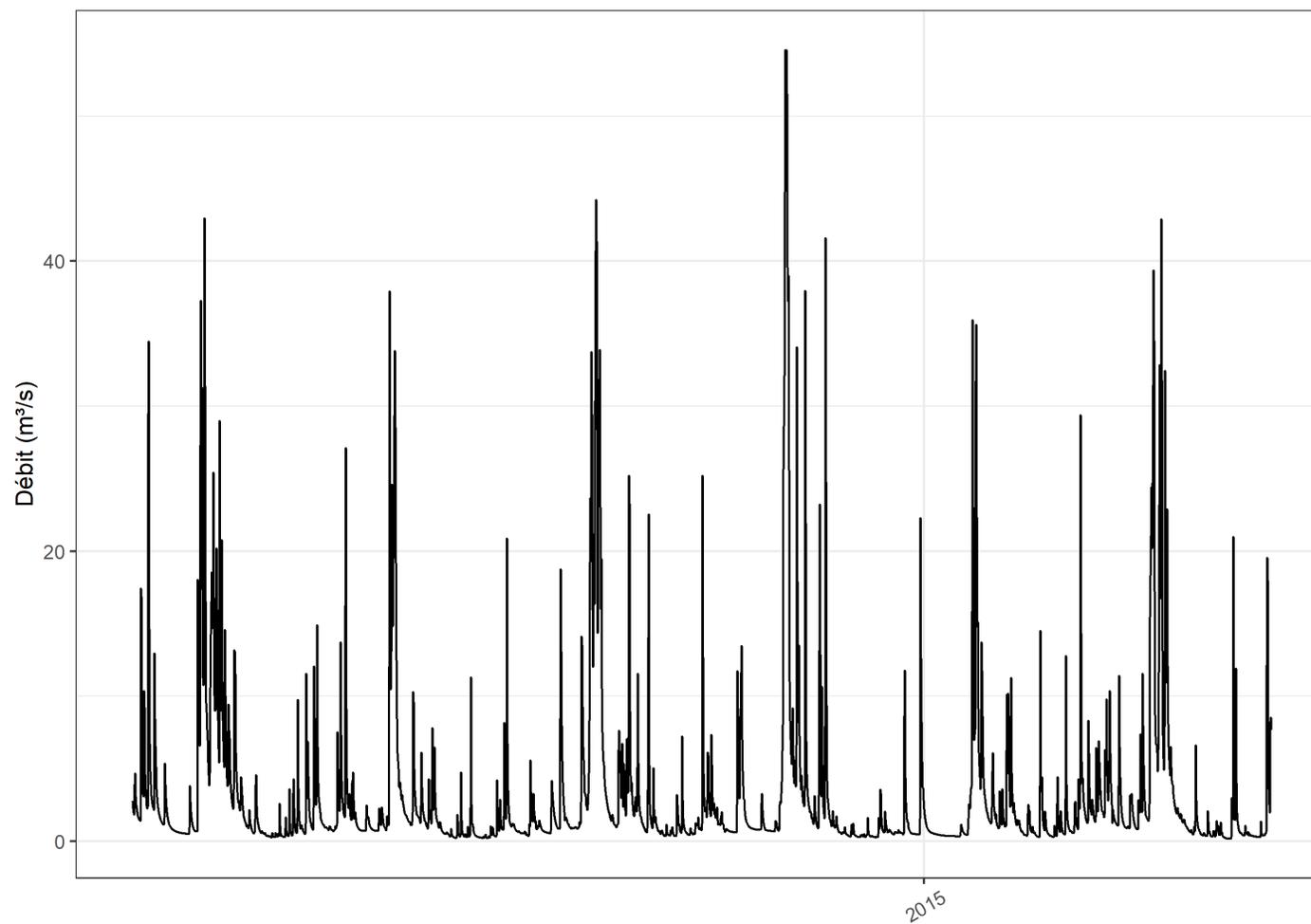


Figure A. 5: Chronique complète de débit à la station 46709

ANNEXE B

CHRONIQUES COMPLÈTES DES NIVEAUX PIÉZOMÉTRIQUES AUX  
STATIONS UTILISÉES

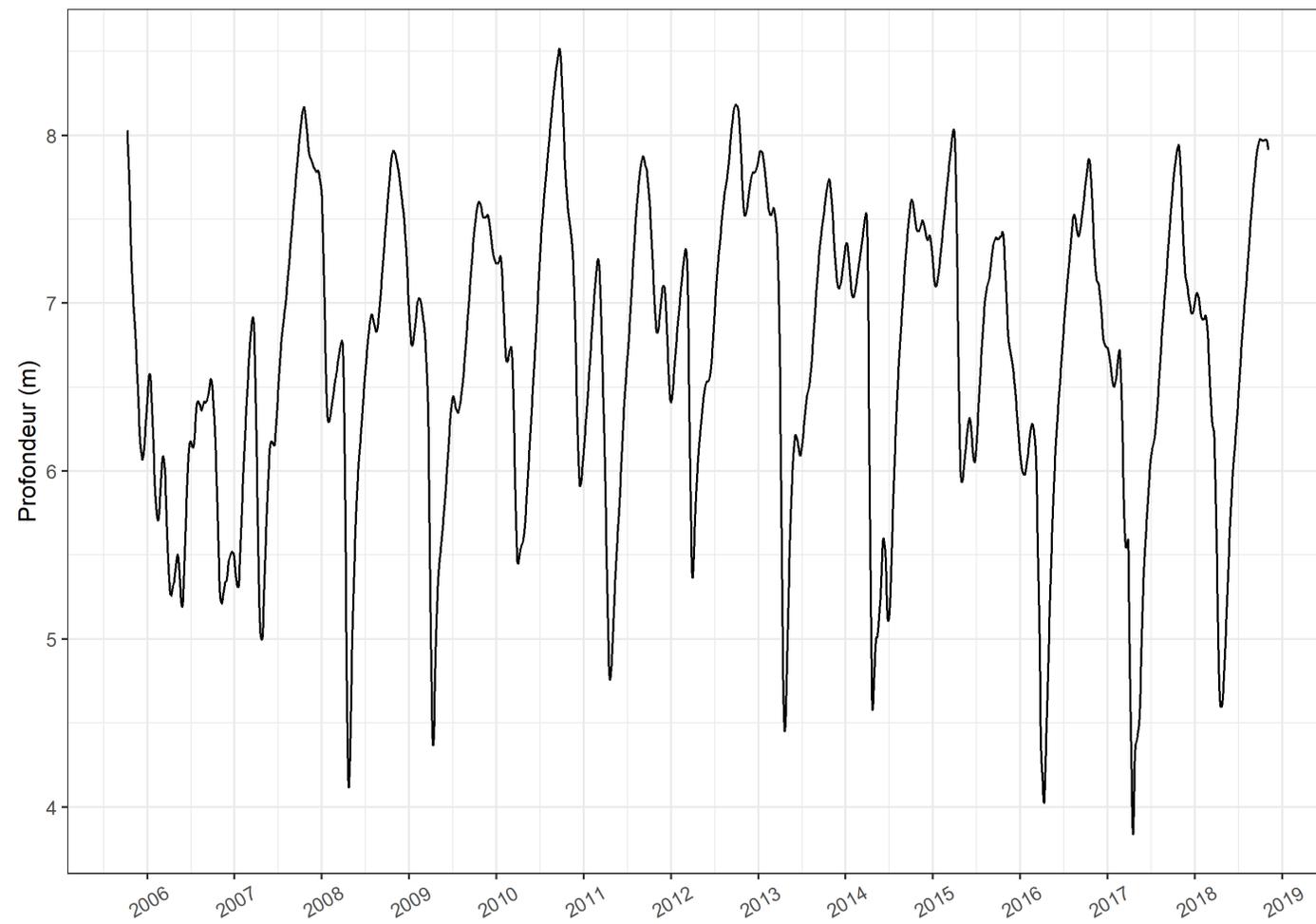


Figure B. 1 : Chronique complète de niveau à la station 04010001

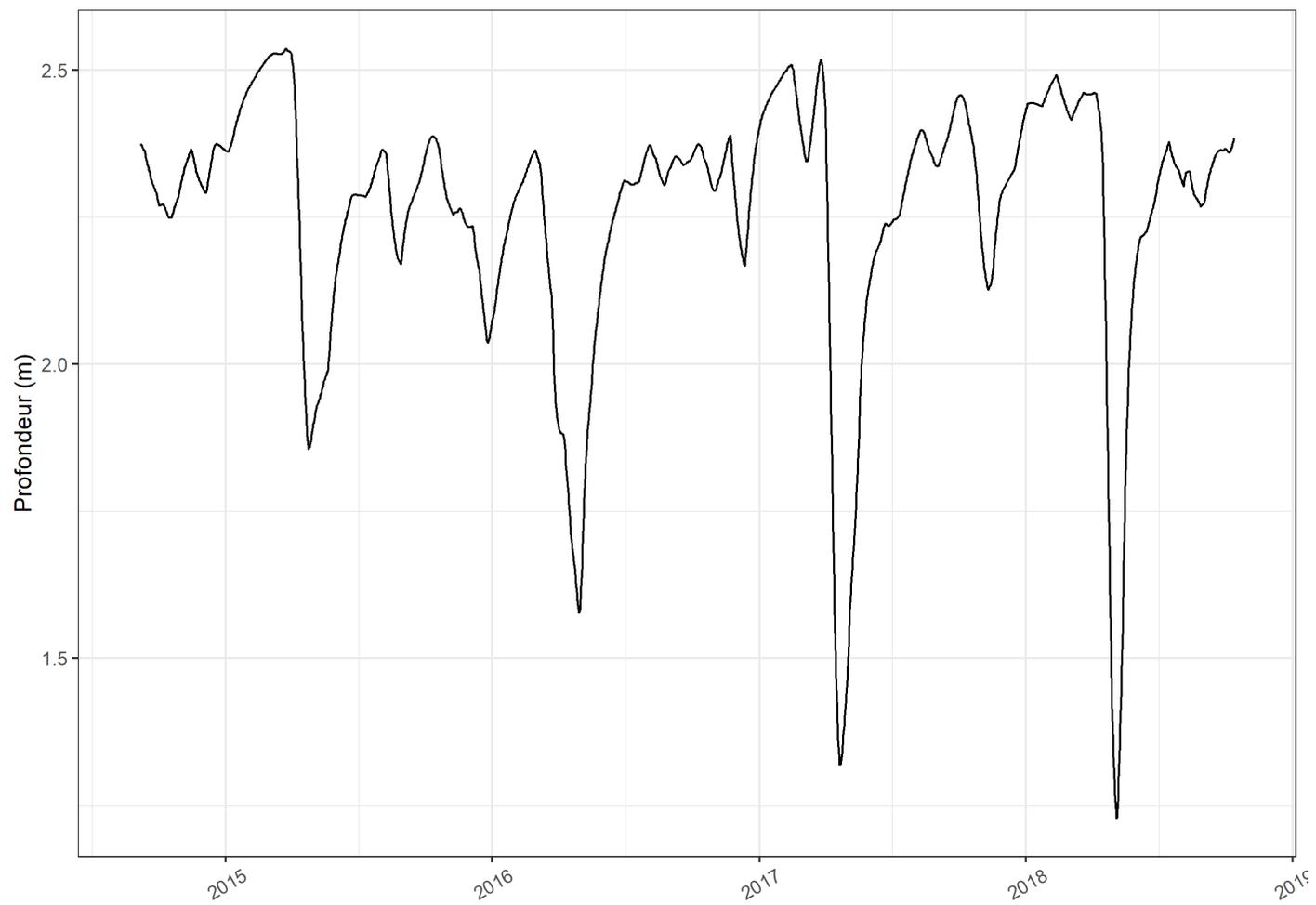


Figure B. 2: Chronique complète de niveau à la station 04020001

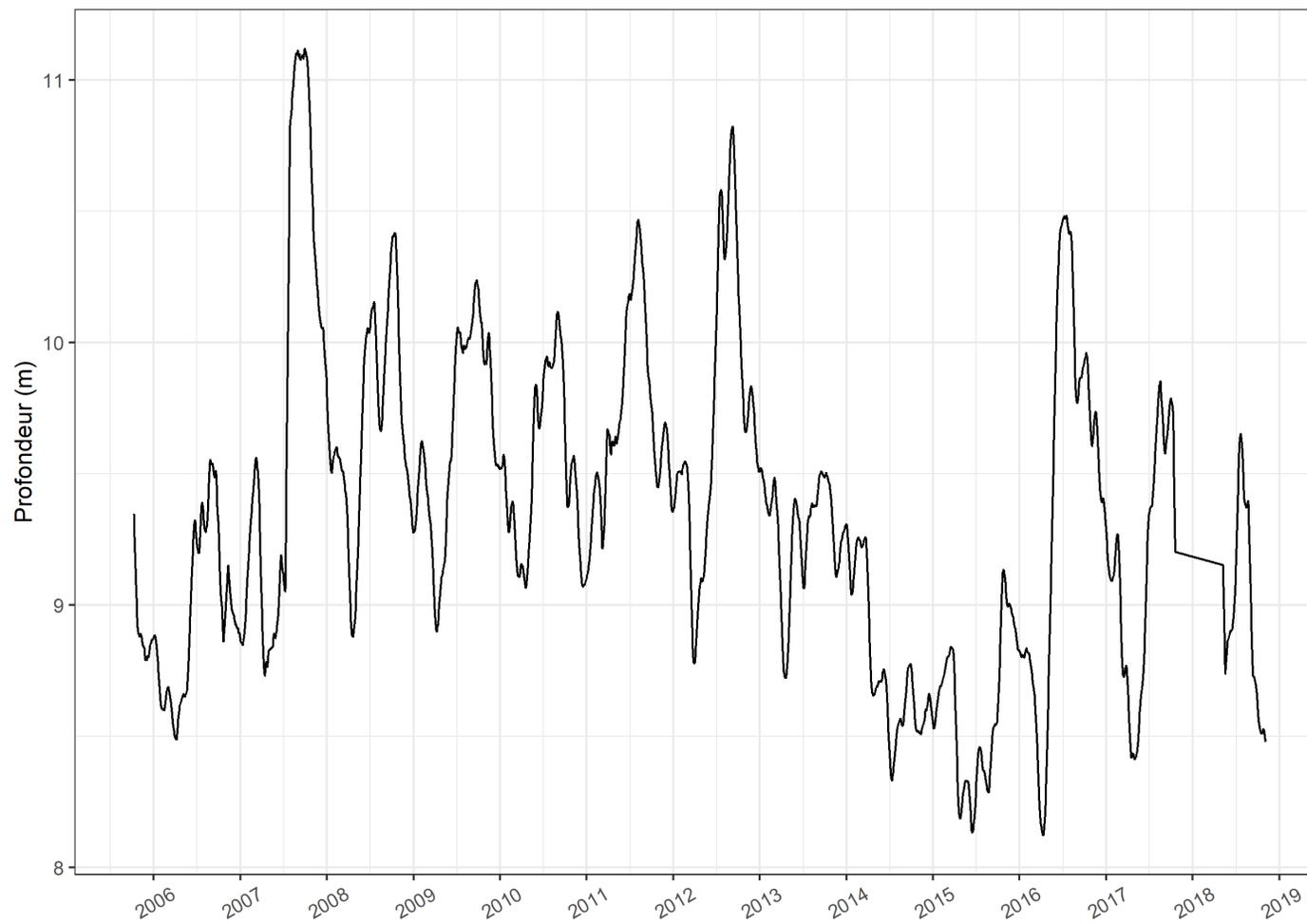


Figure B. 3: Chronique complète de niveau à la station 04300001

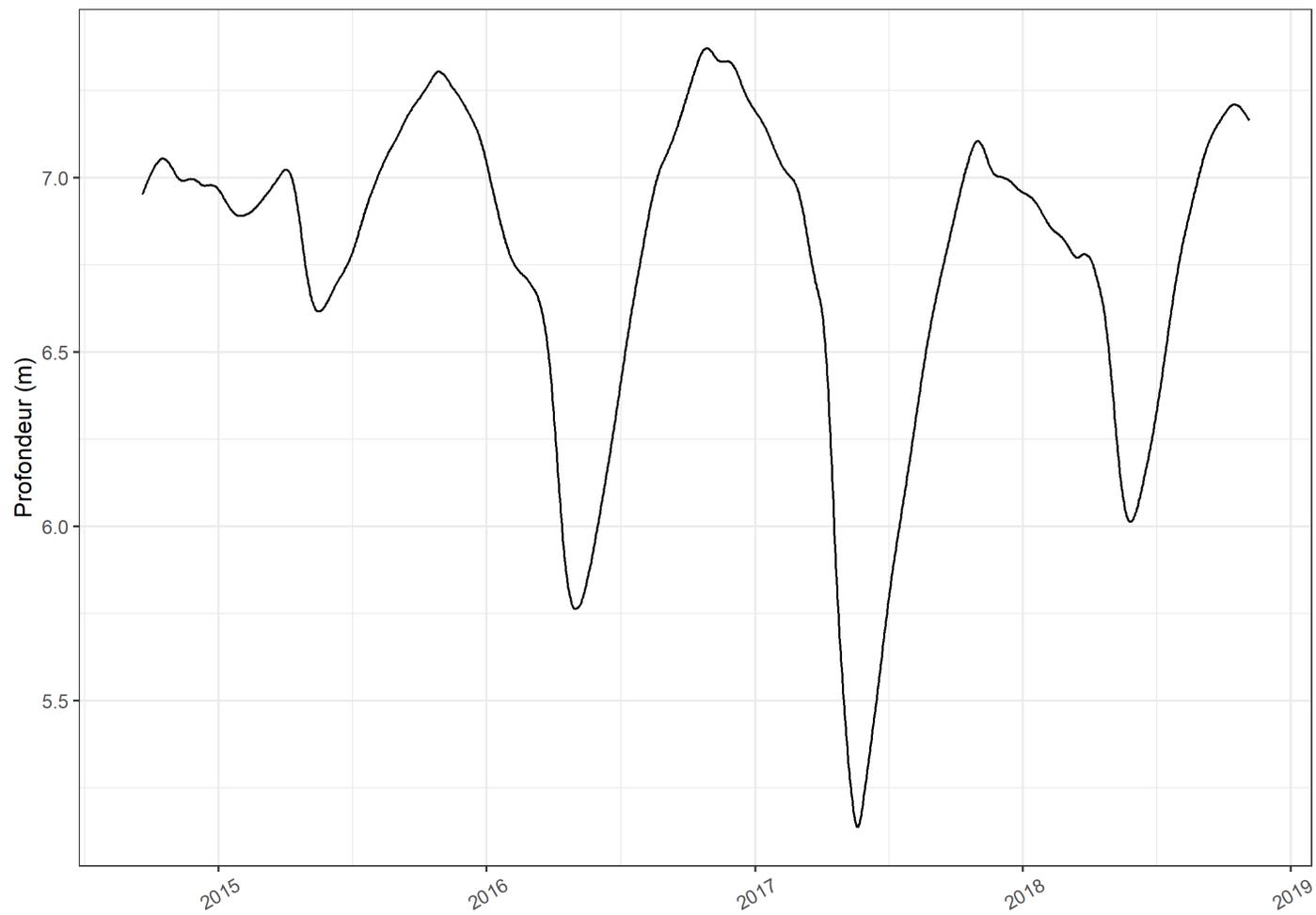


Figure B. 4: Chronique complète de niveau à la station 04300014

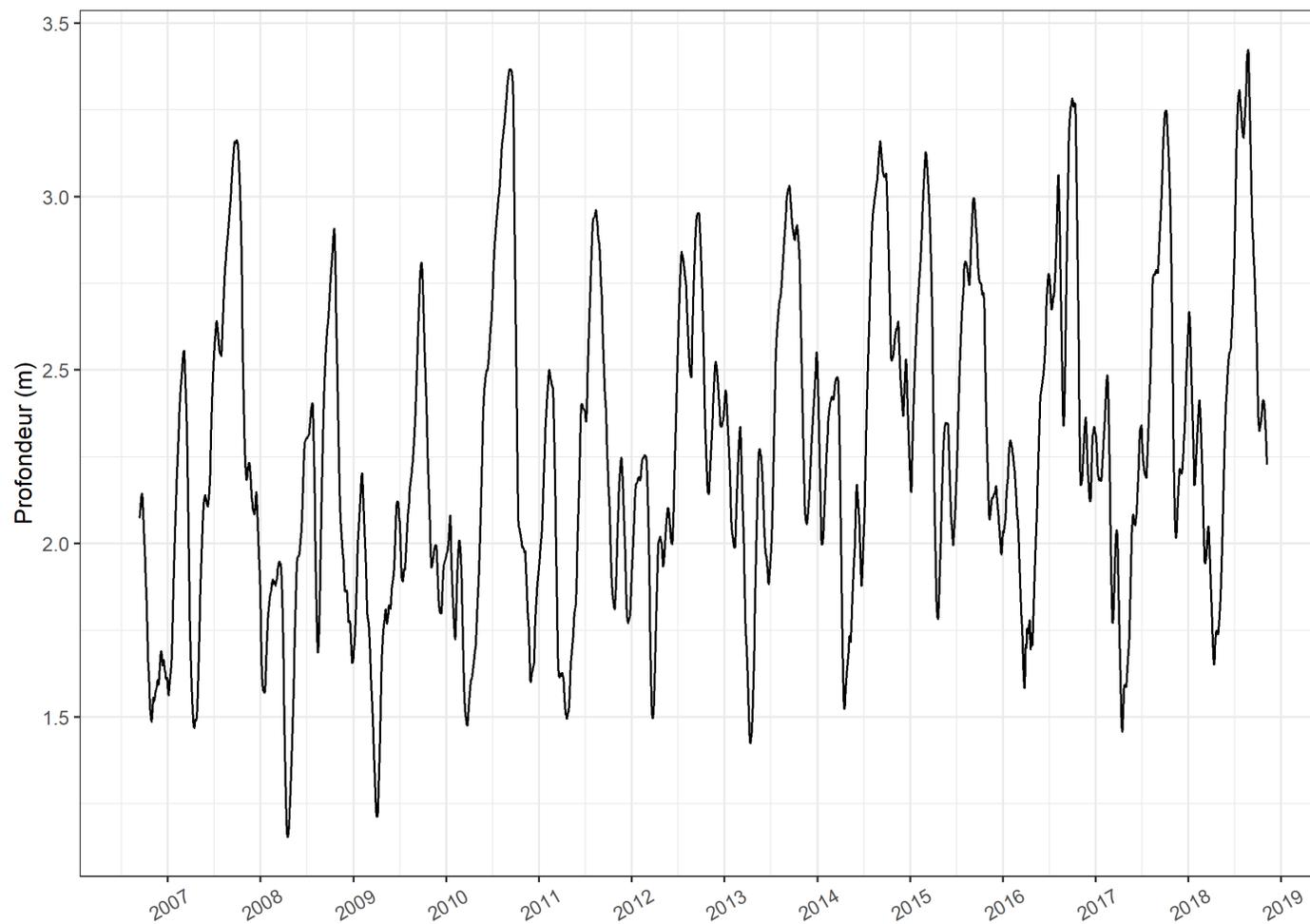


Figure B. 5: Chronique complète de niveau à la station 04640001

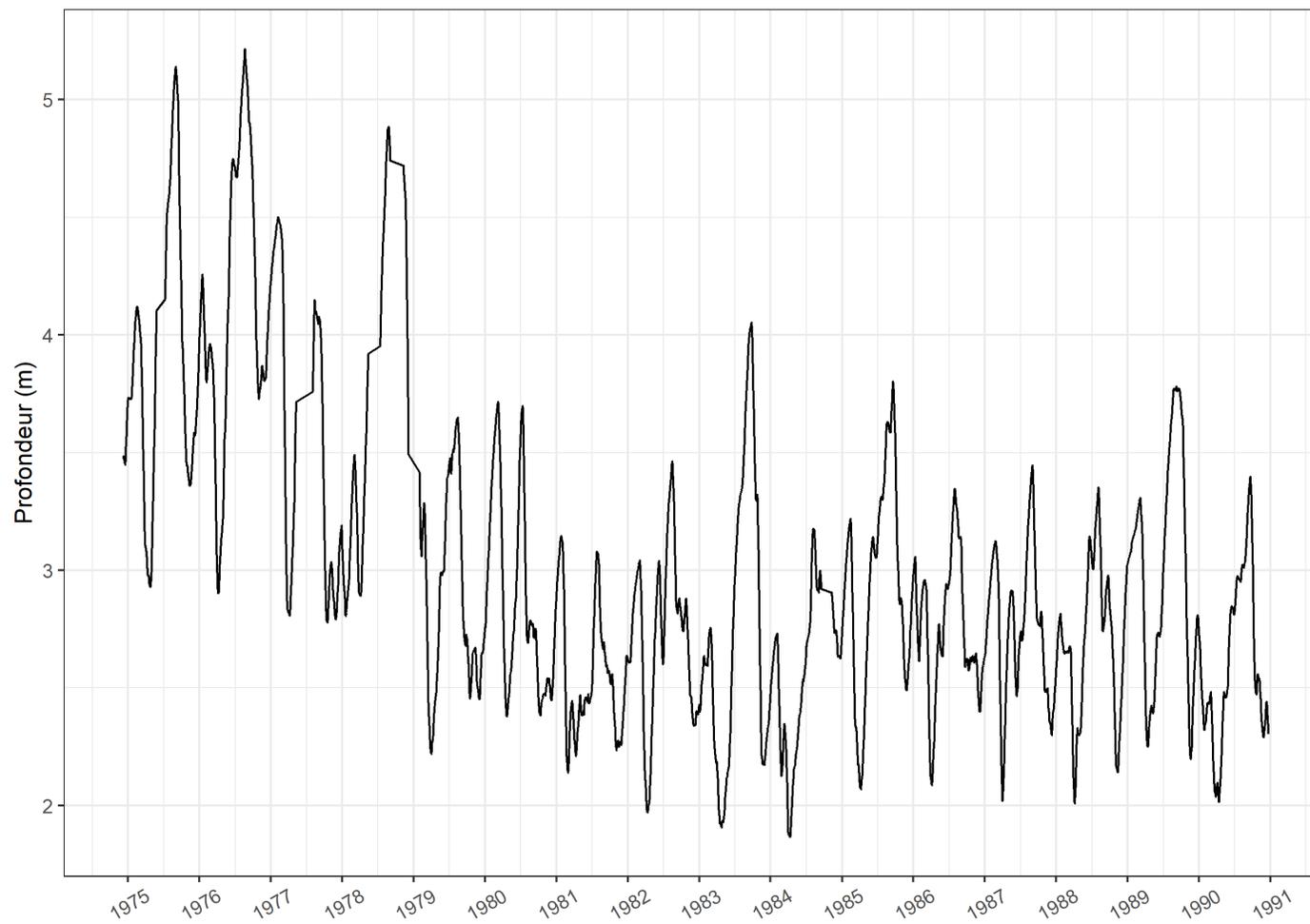


Figure B. 6: Chronique complète de niveau à la station 04647011-1

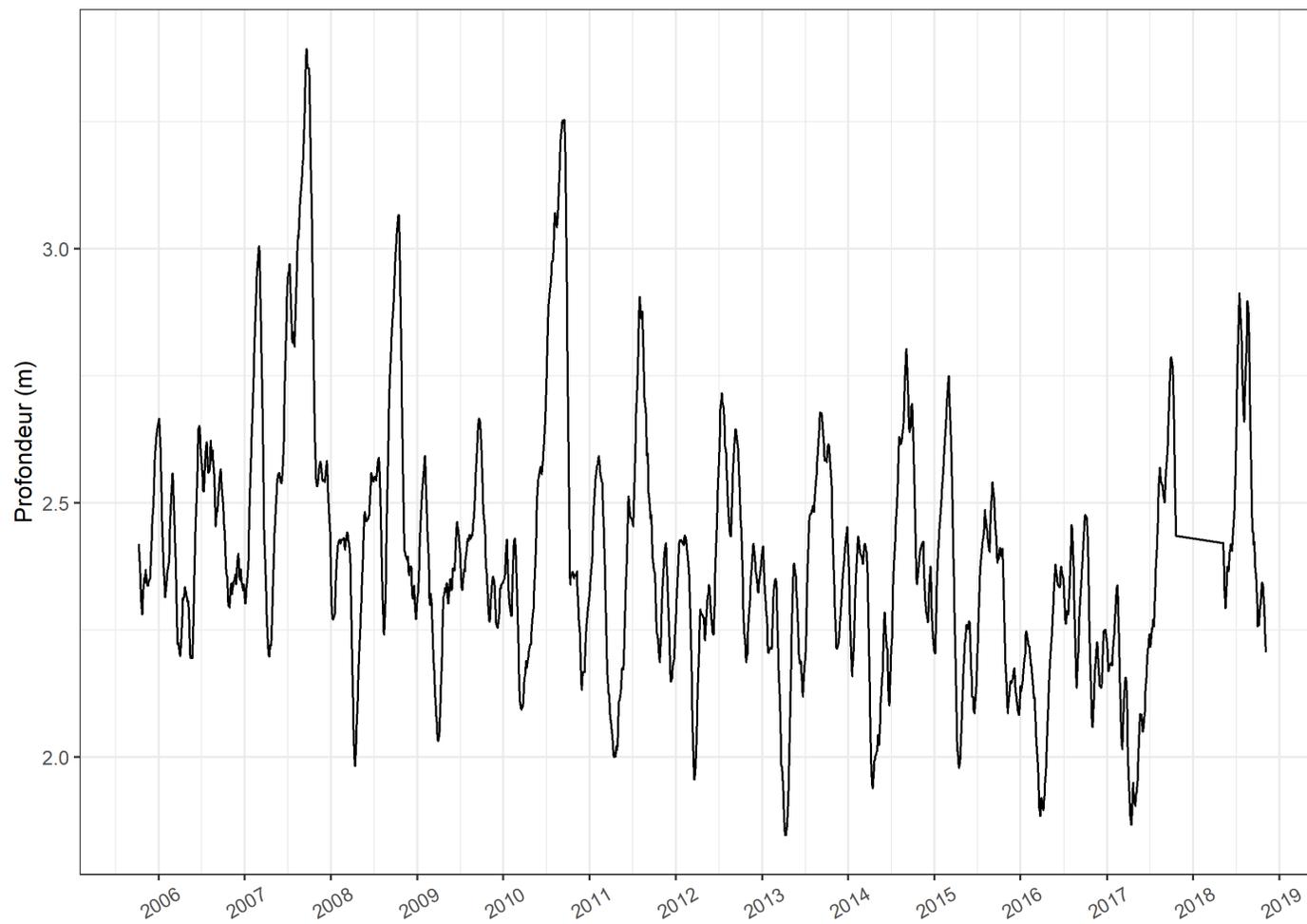


Figure B. 7: Chronique complète de niveau à la station 04647011-2

## ANNEXE C

ANALYSES GRAPHIQUES DES RÉCESSIONS DU DÉBIT AUX STATIONS  
LIMNIMÉTRIQUES RETENUES POUR LE CALCUL DU COEFFICIENT  $\alpha_K$

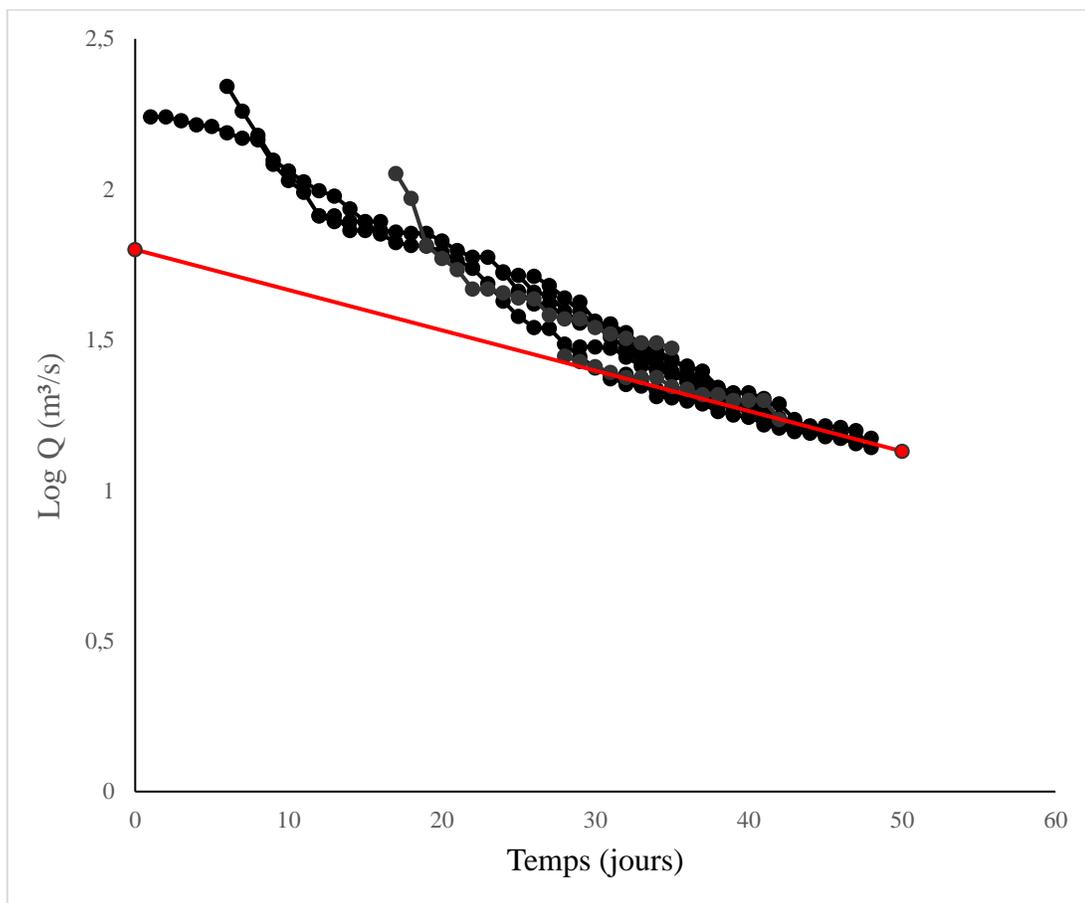


Figure C. 1: Périodes de récession du débit de plus de 10 jours et droite de la pente de récession à la station 40110 (bassin versant de la rivière du Nord)

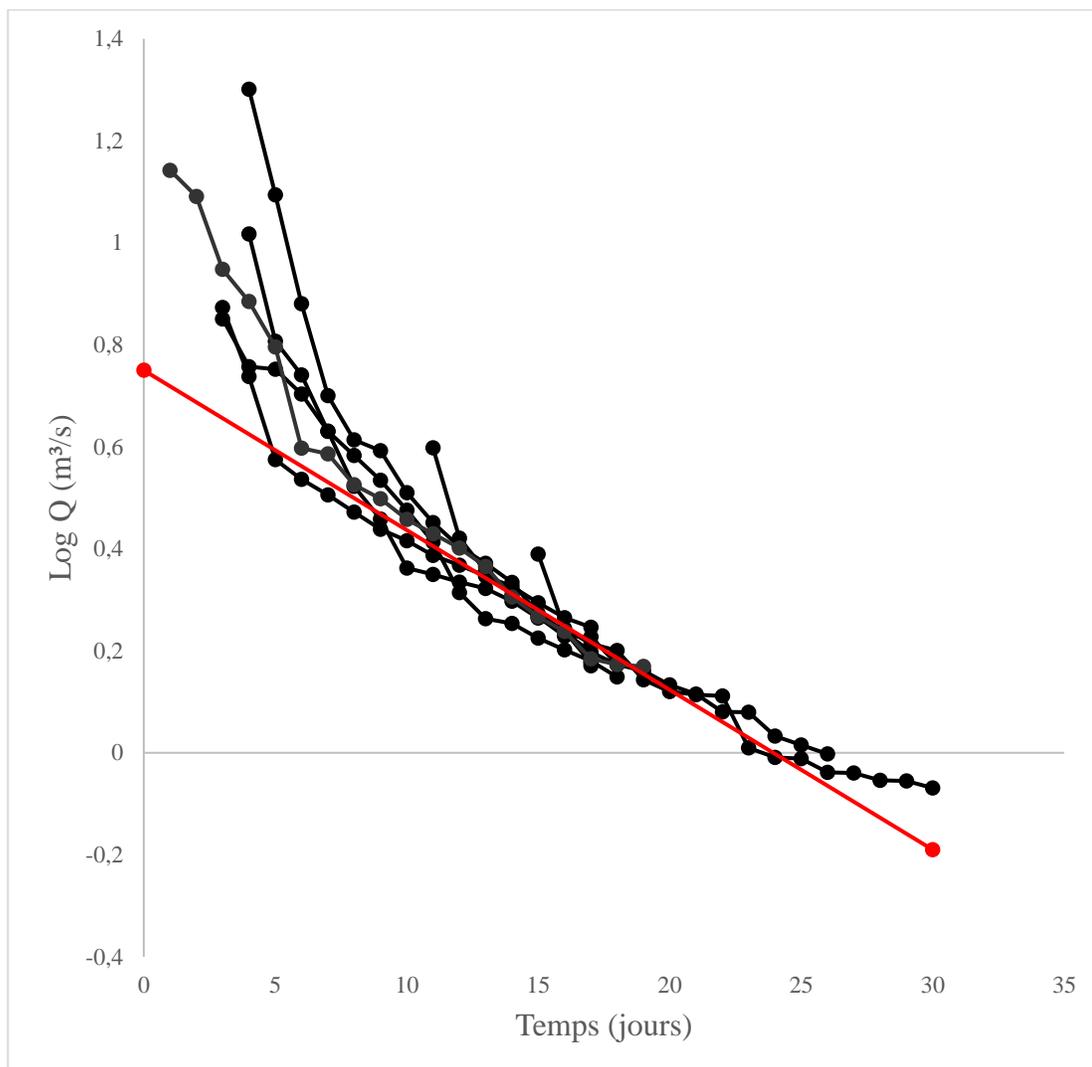


Figure C. 2: Périodes de récession du débit de plus de 10 jours et droite de la pente de récession à la station 40122 (bassin versant de la rivière du Nord)

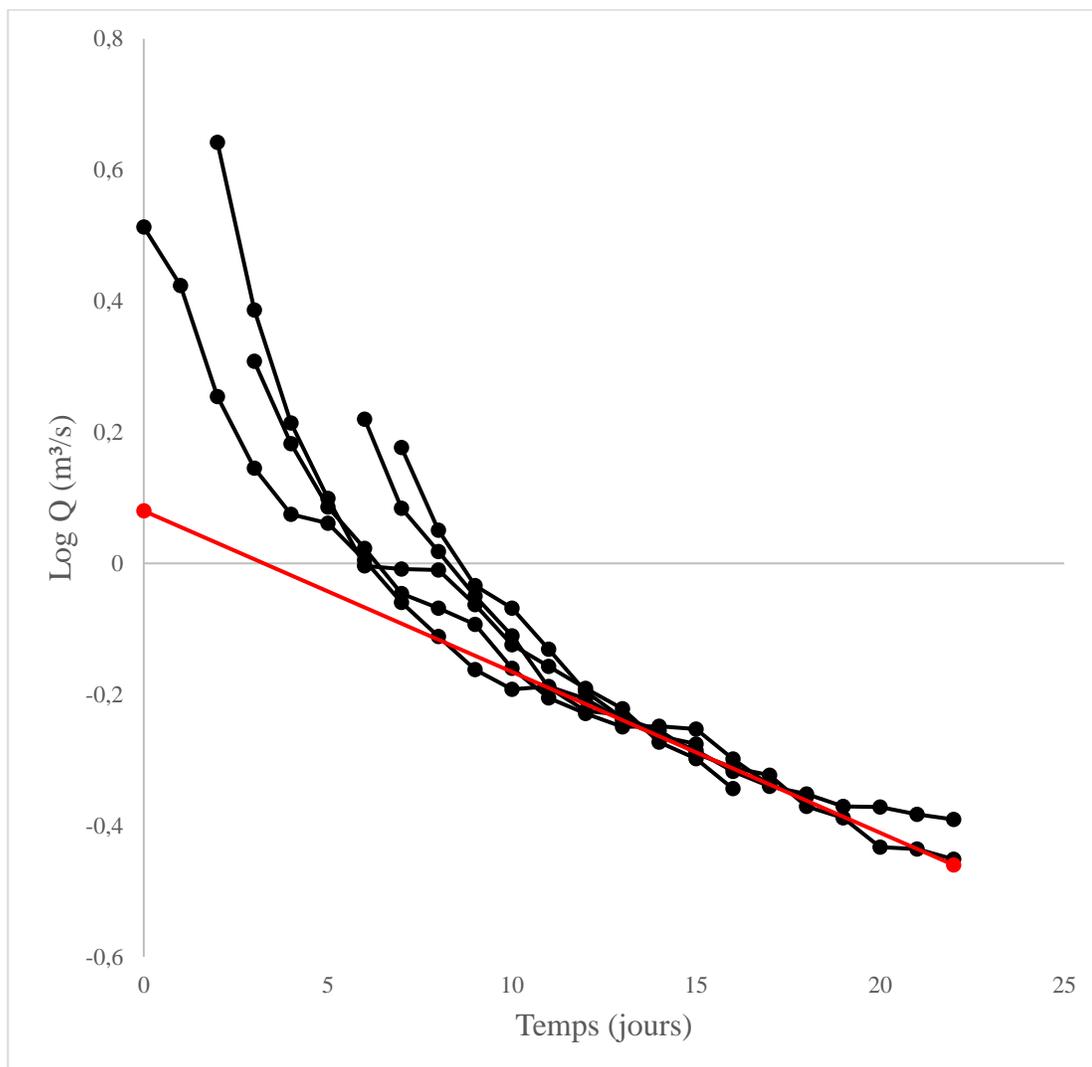


Figure C. 3: Périodes de récession du débit de plus de 10 jours et droite de la pente de récession à la station 40129 (bassin versant de la rivière Doncaster)

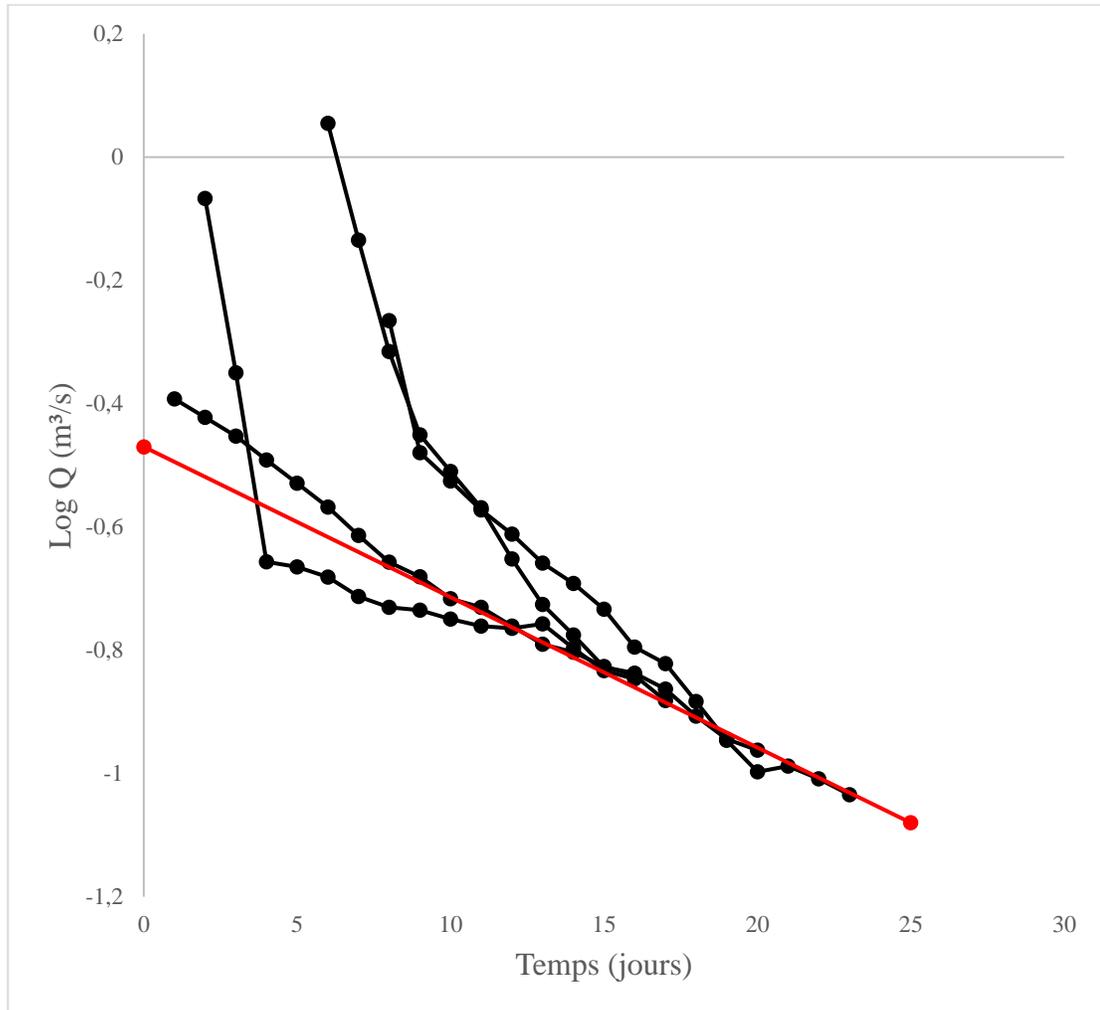


Figure C. 4: Périodes de récession du débit de plus de 10 jours et droite de la pente de récession à la station 40132 (bassin versant de la rivière Doncaster)

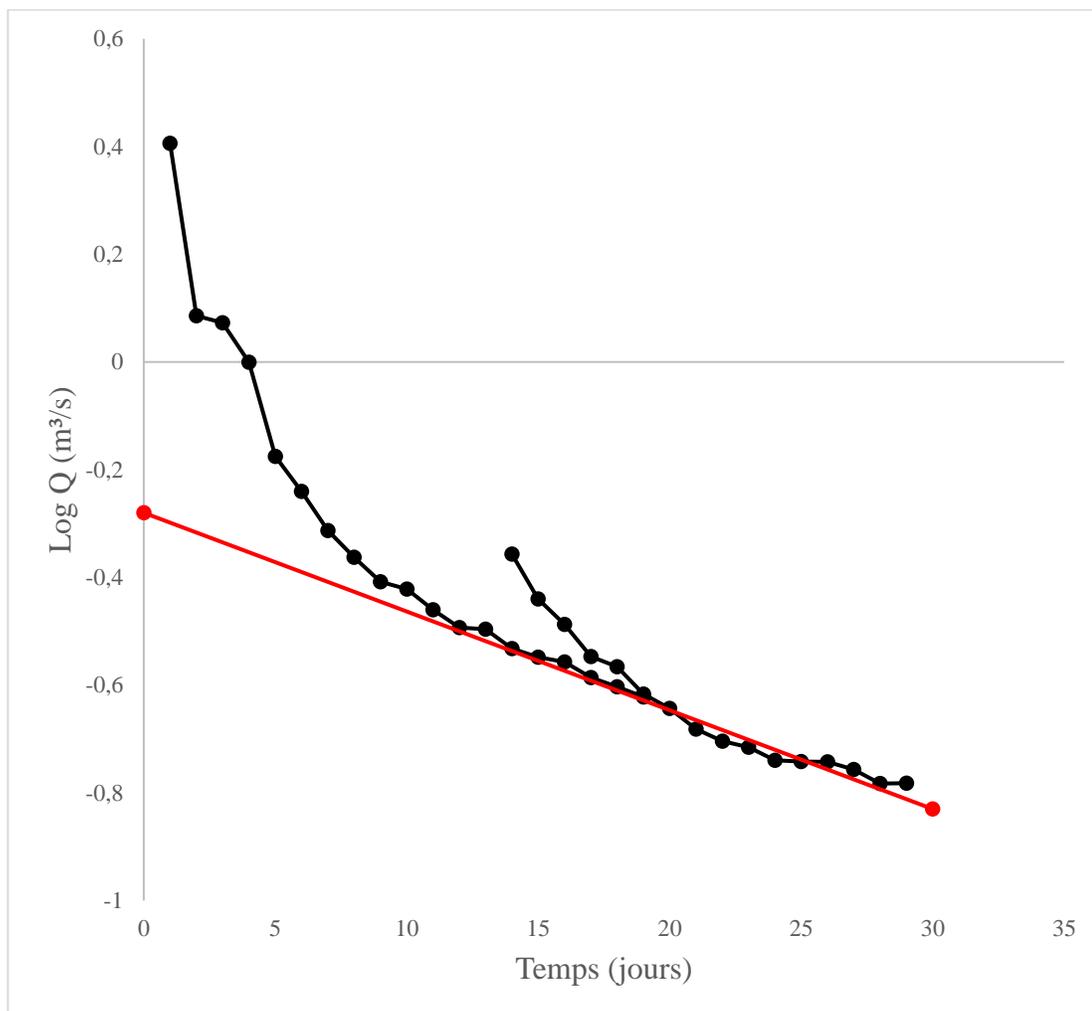


Figure C. 5: Périodes de récession du débit de plus de 10 jours et droite de la pente de récession à la station 46709 (bassin versant de la rivière du Chêne)

## ANNEXE D

TABLEAU DE CORRESPONDANCE DES RCN EN FONCTION DES  
CLASSES D'UTILISATION DU TERRITOIRE, DE PENTE ET  
D'HYDROPÉDOLOGIE

Tableau D. 1: Correspondance des RCN en fonction des classes d'utilisation du territoire, de pente et d'hydropédologie

| Utilisation du territoire | Pente           | Hydropédologie |   | RCN  |
|---------------------------|-----------------|----------------|---|------|
| 0 agricole                | 1 < 3 %         | 1              | A | 61,5 |
| 0 agricole                | 1 < 3 %         | 2              | B | 72   |
| 0 agricole                | 1 < 3 %         | 3              | C | 79   |
| 0 agricole                | 1 < 3%          | 4              | D | 81,5 |
| 0 agricole                | 2 > 3 % & < 8 % | 1              | A | 64   |
| 0 agricole                | 2 > 3 % & < 8 % | 2              | B | 75,5 |
| 0 agricole                | 2 > 3 % & < 8 % | 3              | C | 83,5 |
| 0 agricole                | 2 > 3 % & < 8 % | 4              | D | 87,5 |
| 0 agricole                | 3 > 8 %         | 1              | A | 69,5 |
| 0 agricole                | 3 > 8 %         | 2              | B | 79,5 |
| 0 agricole                | 3 > 8 %         | 3              | C | 86,5 |
| 0 agricole                | 3 > 8 %         | 4              | D | 90   |
| 1 forestier               | 1 < 3 %         | 1              | A | 23,5 |
| 1 forestier               | 1 < 3 %         | 2              | B | 54   |
| 1 forestier               | 1 < 3 %         | 3              | C | 67,5 |

Tableau D. 1: Correspondance des RCN en fonction des classes d'utilisation du territoire, de pente et d'hydropédologie (suite)

|                         |                 |   |   |      |
|-------------------------|-----------------|---|---|------|
| 1 forestier             | 1 < 3 %         | 4 | D | 75,5 |
| 1 forestier             | 2 > 3 % & < 8 % | 1 | A | 33   |
| 1 forestier             | 2 > 3 % & < 8 % | 2 | B | 59   |
| 1 forestier             | 2 > 3 % & < 8 % | 3 | C | 72,5 |
| 1 forestier             | 2 > 3 % & < 8 % | 4 | D | 79   |
| 1 forestier             | 3 > 8 %         | 1 | A | 44   |
| 1 forestier             | 3 > 8 %         | 2 | B | 65,5 |
| 1 forestier             | 3 > 8 %         | 3 | C | 77,5 |
| 1 forestier             | 3 > 8 %         | 4 | D | 82,5 |
| 2 humide                |                 | 5 | Z | 100  |
| 3 aquatique             |                 | 5 | Z | 100  |
| 4 anthropique           |                 | 1 | A | 66   |
| 4 anthropique           |                 | 2 | B | 78,5 |
| 4 anthropique           |                 | 3 | C | 85   |
| 4 anthropique           |                 | 4 | D | 88   |
| 5 coupe et régénération |                 | 1 | A | 39   |
| 5 coupe et régénération |                 | 2 | B | 61   |
| 5 coupe et régénération |                 | 3 | C | 74   |
| 5 coupe et régénération |                 | 4 | D | 80   |
| 6 sol nu et landes      |                 | 1 | A | 76   |
| 6 sol nu et landes      |                 | 2 | B | 85   |
| 6 sol nu et landes      |                 | 3 | C | 89   |
| 6 sol nu et landes      |                 | 4 | D | 91   |

ANNEXE E

REPRÉSENTATION GRAPHIQUE DES BILANS MODÉLISÉS SUR LES  
STATIONS 40122, 40129, 40132 ET 46709

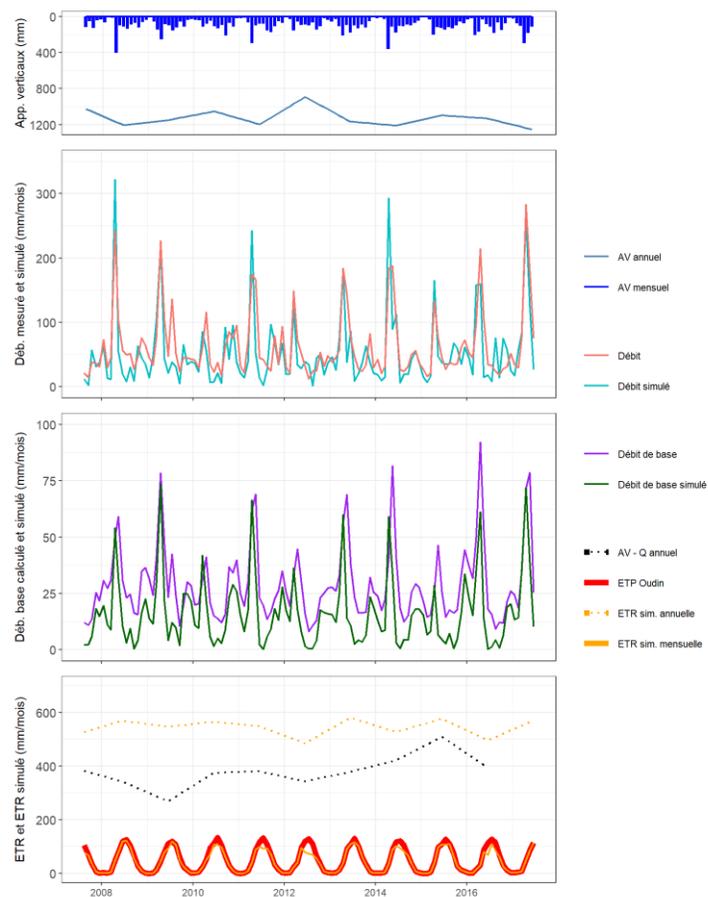


Figure E. 1: Bilan modélisé pour la station 40122 de 2007 à 2017

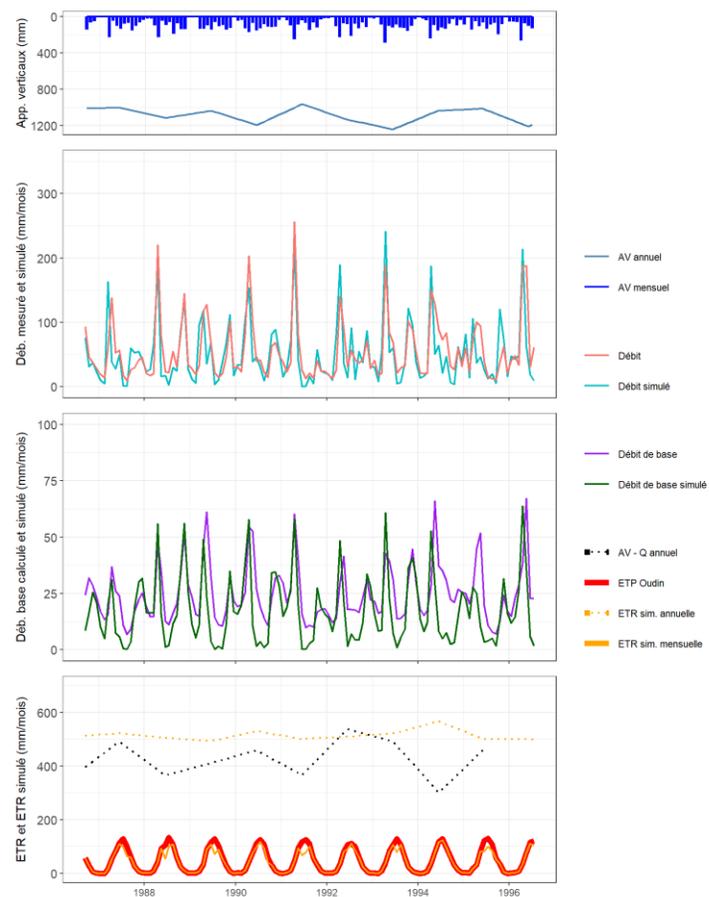


Figure E. 2: Bilan modélisé pour la station 40129 de 1987 à 1997

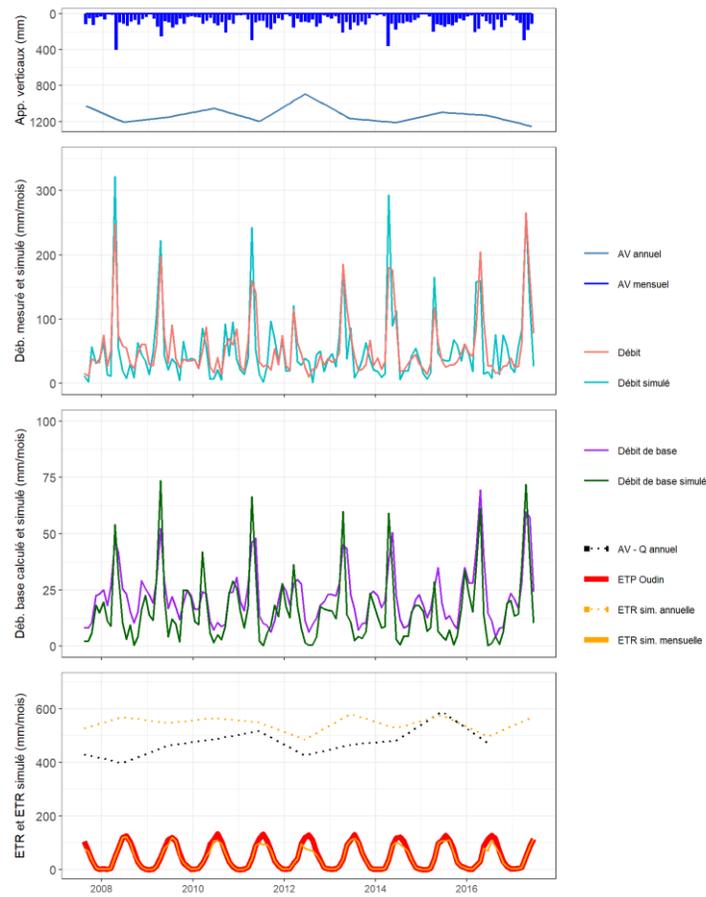


Figure E. 3: Bilan modélisé pour la station 40132 de 2007 à 2017

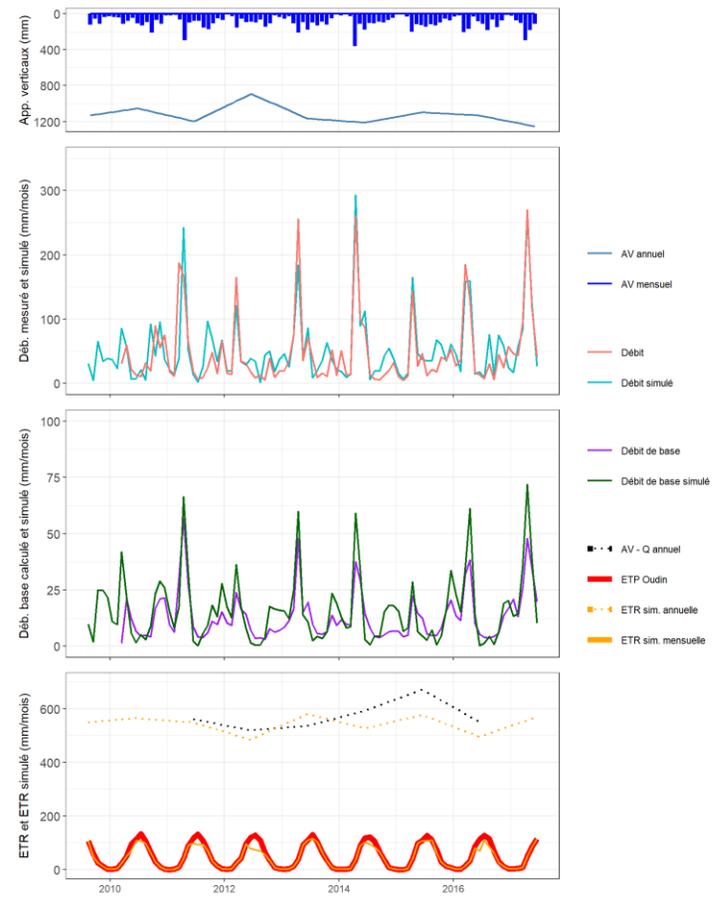


Figure E. 4: Bilan modélisé pour la station 46709 de 2009 à 2017

## BIBLIOGRAPHIE

- Arnold, J. G. et Allen, P. M. (1999). Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 35(2), 411-424.
- Bergeron, O. (2016). *Guide d'utilisation 2016 - Grilles climatiques quotidiennes du Programme de surveillance du climat du Québec, version 2*. Québec (Canada) : ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques, Direction du suivi de l'état de l'environnement.
- Bissonnette, J., Demers, A. et Lavoie, S. (2016). *Utilisation du territoire. Méthodologie et description de la couche d'information géographique (No. Version 1.4)* Québec (Canada) : Gouvernement du Québec, Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques [jeu de données].
- Brodie, R. S., Hostetler, S. et Slatter, E. (2008). Comparison of daily percentiles of streamflow and rainfall to investigate stream-aquifer connectivity. *Journal of Hydrology*, 349(1-2), 56-67.
- Carrier, M.-A., Lefebvre, R., Rivard, C., Parent, M., Ballard, J.-M., Benoît, N., . . . Laurencelle, M. (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*, 319 p.

- CERM-PACES. (2013). *Résultats du programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de la région Saguenay-Lac-Saint-Jean*. Chicoutimi (Canada) : Centre d'études sur les ressources minérales, Université du Québec à Chicoutimi, 330 p.
- CERM-PACES. (2015). *Résultats du programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines des territoires municipalisés de Charlevoix, de Charlevoix-Est et de La Haute-Côte-Nord*. Chicoutimi (Canada) : Centre d'études sur les ressources minérales, Université du Québec à Chicoutimi.
- Chapman, T. (1999). A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes*, 13(5), 701-714.
- 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.
- Cloutier, V., Blanchette, D., Dallaire, P.-L., Nadeau, S., Rosa, E. et Roy, M. (2013). *Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (partie 1)*. Rapport final déposé au Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec. Rapport de recherche P001. Groupe de recherche sur l'eau souterraine, Institut de recherche en mines et en environnement, Université du Québec en Abitibi - Témiscamingue, 135 p., 26 annexes, 25 cartes thématiques (1:100 000).
- Comeau, G., Talbot Poulin, M. C., Tremblay, Y., Ayotte, S., Molson, J., Lemieux, J. M., . . . Fabien-Ouellet, G. (2013). *Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines en Outaouais, Rapport final*. Québec (Canada) : Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, Québec (Canada), 311 p.

- Croteau, A., Nastev, M. et Lefebvre, R. (2010). Groundwater recharge assessment in the Chateauguay River watershed. *Canadian Water Resources Journal*, 35(4), 451-468. doi: 10.4296/cwrj3504451
- Delin, G. N., Healy, R. W., Landon, M. K. et Böhlke, J. K. (2000). Effects of topography and soil properties on recharge at two sites in an agricultural field. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 36(6), 1401-1416.
- Dubois, E., Larocque, M., Gagné, S. et Meyzonnat, G. (2021a). Hydrobudget User Guide–Version 1.1. Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec (Canada). 30 p.
- 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 southern Quebec. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 1-37.
- Eckhardt, K. (2005). How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, 19(2), 507-515.
- Eckhardt, K. (2008). A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology*, 352(1-2), 168-173.
- Eckhardt, K. et Arnold, J. (2001). Automatic calibration of a distributed catchment model. *Journal of Hydrology*, 251(1-2), 103-109.
- Gagné, G., Beaudin, I., Leblanc, M., Drouin, A., Veilleux, G., Sylvain, J.-D. et Michaud, A. (2013). *Classement des séries de sols minéraux du Québec selon les groupes hydrologiques (Rapport 903 final)*. Québec (Canada) : IRDA, 83 p.

- Gleeson, T., Wada, Y., Bierkens, M. F. et Van Beek, L. P. (2012). Water balance of global aquifers revealed by groundwater footprint. *Nature*, 488(7410), 197-200.
- Gocic, M. et Trajkovic, S. (2013). Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. *Global and Planetary Change*, 100, 172-182.
- 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*. INRS-ETE, Québec (Canada), 216 p.
- Gosselin, J.-S., Rivard, C. et Martel, R. (2016). User manual for WHAT (Well Hydrograph Analysis Toolbox). *Université du Québec, INRS-ETE, Québec (Canada)*, 199-216.
- 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.
- 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(1-2), 80-91.
- Healy, R. W. (2010). *Estimating groundwater recharge*. Cambridge University Press, Cambridge, Angleterre. 257 p.
- Healy, R. W. et Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 91-109.
- 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. doi: 10.1080/02626667.2015.1106544

Iooss, B. et Lemaître, P. (2015). A review on global sensitivity analysis methods. Dans *Uncertainty management in simulation-optimization of complex systems*. Boston, États-Unis : Springer. pp. 101-122.

Jasechko, S., Birks, S. J., Gleeson, T., Wada, Y., Fawcett, P. J., Sharp, Z. D., . . . Welker, J. M. (2014). The pronounced seasonality of global groundwater recharge. *Water Resources Research*, 50(11), 8845-8867.

Johnson, A. I. (1967). *Specific yield: compilation of specific yields for various materials*. Washington, États-Unis : US Government Printing Office.

Krul, W. F. J. M. et Liefrinck, F. A. (1946). *Recent groundwater investigations in the Netherlands*. New York, États-Unis, 78 p.

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.

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.

Larocque, M., Fortin, V., Pharand, M. et Rivard, C. (2010). Groundwater contribution to river flows—using hydrograph separation, hydrological and hydrogeological models in a southern Quebec aquifer. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 7(5), 7809-7838.

Larocque, M., Gagné, S., Morard, A., Roux, 2019. Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines dans la région des Laurentides et de la

MRC les Moulins - Rapport phase I. Rapport déposé au Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques. 79 p.

Larocque, M. et Pharand, M. (2010). Dynamique de l'écoulement souterrain et vulnérabilité d'un aquifère du piémont appalachien (Québec, Canada). *Revue des Sciences de l'Eau*, 23(1), 73-88.

Le Maitre, D. C., Scott, D. F. et Colvin, C. (1999). Review of information on interactions between vegetation and groundwater. *Water Resources of South Africa*, vol. 25( no.2), p.137-150.

Leavesley, G., Lichty, R., Troutman, B. et Saindon, L. (1983). *Precipitation-runoff modeling system: User's manual*. Water-resources investigations report, Denver, États-Unis, 83(4238), 207.

Leblanc, Y., Légaré, G., Lacasse, K., Parent, M. et Campeau, S. (2013). *Caractérisation hydrogéologique du sud-ouest de la Mauricie*. (Rapport déposé au ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec: Département des sciences de l'environnement, Université du Québec à Trois-Rivières). Trois-Rivières (Canada), 153 p.

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.

Lefebvre, R., Maltais, I., Paradis, D., & Michaud, Y. (2011). *Recharge assessment from daily soil moisture balance and well hydrographs for the Portneuf unconfined aquifers*. Dans Geohydro 2011, Conférence de Canadian Quaternary Association et Canadian Chapter of the International Association of Hydrogeologists (p. 28-31).

- Lerner, D. N., Issar, A. S. et Simmers, I. (1990). *Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge*. Dans AH International Contributions to Hydrogeology, 8. Rotterdam, Pays-Bas. p. 99-228.
- 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.
- Lyne, V. et Hollick, M. (1979). *Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling*. Hydrology and Water Resources Symposium, Perth, Australie (vol. 79, p. 89-93). Institute of Engineers Australia
- Massmann, C. (2019). Modelling snowmelt in ungauged catchments. *Water*, 11(2), 301. doi: <https://doi.org/10.3390/w11020301>
- MELCC (Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques). (2021a). *Eaux souterraines*. Récupéré de <https://www.environnement.gouv.qc.ca/eau/souterraines/>
- MELCC (Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques). (2021b). *Réseau de suivi des eaux souterraines du Québec*. Récupéré de <https://www.environnement.gouv.qc.ca/eau/piezo/index.htm>
- MELCC (Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques). (2021c). *Suivi hydrologique de différentes stations hydrométriques*. Récupéré de <https://www.cehq.gouv.qc.ca/suivihydro/index.asp>
- Meyzonnat, G. (2012). *Estimation de la vulnérabilité de l'aquifère au roc de la zone Bécancour (Centre-du-Québec)*. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal (Canada), 141 p.

- Monfet, J. (1979). *Évaluation du coefficient de ruissellement à l'aide de la méthode SCS modifiée.*: Gouvernement du Québec, Ministère des Richesses naturelles, Service de l'hydrométrie. Québec (Canada), 35 p.
- Montcoudiol, N., Molson, J. et Lemieux, J.-M. (2015). Groundwater geochemistry of the Outaouais Region (Québec, Canada): a regional-scale study. *Hydrogeology Journal*, 23(2), 377-396.
- Monteil, C., Zaoui, F., Moine, N. L. 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.
- Morris, M. D. (1991). Factorial sampling plans for preliminary computational experiments. *Technometrics*, 33(2), 161-174.
- Nash, J. E. et Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282-290.
- Nastev, M., Lefebvre, R., Rivera, A. et Martel, R. (2006). Quantitative assessment of regional rock aquifers, south-western Quebec, Canada. *Water Resources Management*, 20(1), 1-18.
- Nastev, M., Rivera, A., Lefebvre, R., Martel, R. et Savard, M. (2005). Numerical simulation of groundwater flow in regional rock aquifers, southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 13(5), 835-848. doi: 10.1007/s10040-005-0445-6
- Nastev, M., Savard, M., Paradis, D., Lefebvre, R., Ross, M. et Rivera, A. (2002). *Regional hydrogeologic characterization of the Fractured Aquifer system in South-Western Quebec-Part 2: Quantitative study of the groundwater resource.* Québec (Canada) : Commission géologique du Canada.

- Nathan, R. J. et McMahon, T. A. (1990). Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research*, 26(7), 1465-1473.
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F. et Loumagne, C. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model?: Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling. *Journal of hydrology*, 303(1-4), 290-306.
- Poirier, C. (2012). *Estimation préliminaire des débits de base à des sites de stations hydrométriques du Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ)*. Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ), Direction de l'expertise hydrique, contribution au Programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines (PACES), données numériques identifiées sous la version beta\_v2, 10-02. Québec (Canada).
- Randour, I., Daigneault, R.-A., Lamothe, M., Roy, M. et Robitaille, A. (2019). *Cartographie des formations superficielles de la région des Laurentides-Lanaudière, phase 2*. Rapport produit pour le 4e volet des projets du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES-ACES), Montréal (Canada), p. 51.
- Raynauld, M., Lefebvre, R. et Gosselin, J.-S. (2018). *Estimation de la recharge avec le modèle d'infiltration HELP pour les régions de Laval et des Laurentides: Projet RADEAU 2: Rapport final* (p. 109). Québec (Canada) : INRS-ETE.
- Richard, S. K., Chesnaux, R., Rouleau, A. et Coupe, R. H. (2016). Estimating the reliability of aquifer transmissivity values obtained from specific capacity tests: examples from the Saguenay-Lac-Saint-Jean aquifers, Canada. *Hydrological Sciences Journal*, 61(1), 173-185.
- Rivard, C., Lefebvre, R. et Paradis, D. (2014). Regional recharge estimation using multiple methods: an application in the Annapolis Valley, Nova Scotia (Canada). *Environmental Earth Sciences*, 71(3), 1389-1408.

- RNCan (Ressources naturelles Canada). (2016). *Canadian digital elevation model: Product specifications* : Map Information, Government of Canada, Natural Resources Canada, [jeu de données], Ottawa (Canada),
- Rutledge, A. (2005). Program user guide for RECESS. *US Geological Survey*, Récupéré de <https://water.usgs.gov/ogw/recess/UserManualRECESS> , p. 19.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W. et Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 18-39.
- Schroeder, P. R., Aziz, N., Lloyd, C. et Zappi, P. (1994). *The hydrologic evaluation of landfill performance (HELP) model: user's guide for version 3*. Washington DC, États-Unis : Risk Reduction Engineering Laboratory, Office of Research and Development, US Environmental Protection Agency.
- SIGEOM. (2018). *Système d'information géominier du Québec*. Ministère des ressources naturelles. Récupéré de <https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/>
- Song, X., Zhang, J., Zhan, C., Xuan, Y., Ye, M. et Xu, C. (2015). Global sensitivity analysis in hydrological modeling: Review of concepts, methods, theoretical framework, and applications. *Journal of Hydrology*, 523, 739-757.
- Sujono, J., Shikasho, S. et Hiramatsu, K. (2004). A comparison of techniques for hydrograph recession analysis. *Hydrological Processes*, 18(3), 403-413.
- Talbot Poulin, M., Comeau, G., Tremblay, Y., Therrien, R., Nadeau, M., Lemieux, J., . . . Lamarche, L. (2013). *Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du territoire de la Communauté métropolitaine de Québec-Rapport final*. (Département de géologie et de génie géologique, Université Laval) (Vol. 172). Québec (Canada) , 299 p.

- Toebe, C., Morrissey, W. B., Shorter, R. et Hendy, M. (1969). *Base-flow-recession curves*, Ministry of Works, Water and Soil Division. Christchurch, Nouvelle-Zélande, 10 p.
- Varni, M., Comas, R., Weinzettel, P. et Dietrich, S. (2013). Application of the water table fluctuation method to characterize groundwater recharge in the Pampa plain, Argentina. *Hydrological Sciences Journal*, 58(7), 1445-1455.
- Zhang, Y., Xia, J., Yu, J., Randall, M., Zhang, Y., Zhao, T., . . . Shao, Q. (2018). Simulation and assessment of urbanization impacts on runoff metrics: insights from landuse changes. *Journal of Hydrology*, 560, 247-258.