

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC EN ABITIBI-TÉMISCAMINGUE

ANALYSE SPATIALE POUR L'HYDROGÉOLOGIE EN MILIEU BORÉAL
QUÉBÉCOIS: BILAN HYDROLOGIQUE ET GESTION DU TERRITOIRE

THÈSE
PRÉSENTÉE
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

PAR
SIMON NADEAU

DÉCEMBRE 2021



Mise en garde

La bibliothèque du Cégep de l'Abitibi-Témiscamingue et de l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue (UQAT) a obtenu l'autorisation de l'auteur de ce document afin de diffuser, dans un but non lucratif, une copie de son œuvre dans [Depositum](#), site d'archives numériques, gratuit et accessible à tous. L'auteur conserve néanmoins ses droits de propriété intellectuelle, dont son droit d'auteur, sur cette œuvre.

Warning

The library of the Cégep de l'Abitibi-Témiscamingue and the Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue (UQAT) obtained the permission of the author to use a copy of this document for nonprofit purposes in order to put it in the open archives [Depositum](#), which is free and accessible to all. The author retains ownership of the copyright on this document.

AVANT-PROPOS

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'une cotutelle internationale entre l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue et l'École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne. Elle s'inscrit dans le doctorat en sciences de l'environnement de l'Université du Québec à Montréal offert en association avec l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue et le doctorat en sciences et génie d'environnement de l'école doctorale Science, Ingénierie et Santé – EDSIS 488 dispensé par l'École des Mines de Saint-Etienne. La thèse est structurée autour de trois articles scientifiques, dont le premier est publié au sein d'une revue scientifique internationale à comité de lecture :

- Nadeau, S., Rosa, E., Cloutier, V., Mayappo D., Paran, F. et Graillot, D. 2021. Spatial analysis approaches for the evaluation and protection of groundwater resources in large watersheds of the Canadian Shield. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02367-3>
- Nadeau, S., Rosa, E., Cloutier, V., Paran, F. et Graillot, D. (En préparation). Hydrological mass balance of boreal watersheds of Canadian Shield.
- Nadeau, S., Rosa, E., Cloutier, V., Paran, F. et Graillot, D. (En préparation). Analyse spatiale pour la hiérarchisation de bassins versants du milieu boréal québécois selon leur dépendance à l'eau souterraine.

Les deux premiers articles ont été rédigés en anglais tandis que le troisième article et le reste de la thèse sont rédigés en français. Compte tenu de la cotutelle internationale, les travaux de terrain ont pu être complétés grâce aux efforts conjoints du doctorant, de la direction de la recherche, du personnel professionnel de l'UQAT et de la communauté locale. Les méthodes et analyses utilisées dans cette thèse ont été initiées par le doctorant avec la concertation et l'approbation de la direction de la recherche. En tant que premier auteur, le doctorant a été responsable de l'ensemble des phases permettant la réalisation de l'étude. La contribution d'Éric Rosa, directeur de recherche à l'UQAT, a concerné le financement du projet, la révision des trois articles ainsi que

la collecte, l'analyse et l'interprétation des données nécessaires au 2^e article. L'apport de Didier Graillot, directeur de recherche à l'EMSE, a plus spécifiquement porté sur la relecture et révision des trois articles avant et après leur évaluation par les pairs. Frédéric Paran, co-directeur à l'EMSE, a contribué aux aspects liés à la collecte et l'analyse des données au sein des systèmes d'information géographique, à la mise en place de l'analyse multicritère et à la relecture des articles. Vincent Cloutier, co-directeur à l'UQAT, a fourni un support à la l'interprétation des données et à la relecture des trois articles. Finalement, Dylan Mayappo, collaborateur, a participé à la préparation et à la relecture du 1^{er} article et à la collecte des données du 2^e article.

REMERCIEMENTS

Pendant les quatre dernières années, plusieurs personnes ont participé, de près ou de loin, à mener à terme ce travail de thèse. Sans leur présence et leur accompagnement, la finalité de ce projet aurait été tout autre. Je tiens à remercier mon directeur de thèse à l'UQAT, Éric Rosa, pour sa confiance, sa disponibilité et son indéfectible appui tout au long du projet. Son soutien scientifique m'a permis de concrétiser ce projet dont les premières brides ont été élaborées ensemble en camping dans le Bas-Saint-Laurent. Je remercie mon directeur de thèse à l'EMSE, Didier Graillot, pour avoir embarqué dans le projet; la taille du territoire à étudier ayant éveillé sa curiosité scientifique. Son accueil chaleureux, son accessibilité et sa confiance m'ont accompagné jusqu'à la toute fin. Je tiens à remercier mes deux co-encadrant, Vincent Cloutier, pour son soutien scientifique et administratif ainsi que Frédéric Paran pour ses commentaires toujours constructifs au développement du projet. Un gros merci doit aussi être rendu à tous ceux qui m'ont accompagné et remplacé pour les travaux de terrain. Je pense notamment à Daniel, Guillaume, Dylan, et sans oublier mon ami et collègue Pierre-Luc.

Merci aux rapporteurs externes, Jean-Jacques Delannoy et Ian Clark, ainsi qu'aux membres du jury de l'EMSE et de l'UQAT, Valérie Laforest et Annie Desrochers, pour vos précieuses révisions qui renforcent la portée de cette thèse.

Je tiens aussi à remercier le soutien financier du Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques du Québec (MELCC: project no. 2058049), la Fondation de l'UQAT (FUQAT: project no. 2058036) et le programme de développement des ressources humaines cries. Les contributions essentielles du Chef de la Nation Crie d'Eastmain et du conseil de band, tallyman, et des membres de la communauté et du gouvernement de la Nation Crie sont

à souligner. Melissa Saganash et Kenneth Cheezo ont plus spécifiquement permis le développement du projet sur leur territoire. Merci aussi à la Ville de Matagami et à Mme. Bluteau de Chapais pour leur participation volontaire à l'échantillonnage des précipitations.

Merci aussi au personnel du campus d'Amos de l'UQAT et à l'ensemble de l'équipe du laboratoire PEG à l'EMSE pour votre soutien. Cotutelle internationale et pandémie Covid-19 obligent, une grande partie du projet a pu être réalisée grâce aux efforts des services informatiques qui permettent le travail à distance.

Un merci privilégié à mes parents, Claire et Guy, qui m'ont appuyé depuis toujours et qui acceptent de me voir sous d'autres cieux. Merci aussi à mes beaux-parents et mes amis qui m'ont encouragé.

Et finalement, un merci particulier à ma conjointe Gaëlle qui a vécu, accepté et supporté toutes les étapes du projet. Cette thèse nous aura fait grandir et fera maintenant partie de notre histoire. Une histoire riche dont nous pouvons être fiers. Et merci à mes deux garçons, Loïc et Noé, qui ont sagement respecté de me laisser travailler malgré l'envie insatiable de vouloir jouer.

MERCI à tous.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	iii
LISTE DES FIGURES.....	xi
LISTE DES TABLEAUX.....	xv
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET SYMBOLES	xvii
RÉSUMÉ	xix
ABSTRACT	xx
CHAPITRE I INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
1.1 Enjeux globaux de l'eau souterraine	1
1.2 Perspectives canadiennes et québécoises	3
1.3 Le contexte de la Baie-James.....	5
1.4 Enjeux des études hydrogéologiques régionales.....	7
1.5 Objectifs de la thèse	8
1.6 Organisation de la thèse	10
CHAPITRE II APPROCHES D'ANALYSE SPATIALE POUR L'ÉVALUATION ET LA PROTECTION DE LA RESSOURCE EN EAU SOUTERRAINE DANS LES GRANDS BASSINS VERSANTS DU BOUCLIER CANADIEN	11
Résumé	11
Abstract	12
2.1 Introduction	13
2.2 Study area.....	16
2.2.1 General context	16
2.2.2 Glacial history	18
2.3 Data sources	20
2.3.1 Digital elevation model (DEM)	20
2.3.2. Surficial deposits.....	21
2.3.3 Hydrographic network	22
2.3.4 Boreholes and geology.....	22
2.4 Methods.....	23
2.4.1 Unconsolidated sediments thickness.....	24

2.4.2 Groundwater flow conditions: confined vs unconfined aquifers	26
2.4.3 Multi-criteria analysis: Unconfined aquifer potential (AP).....	28
2.4.4 Unconfined aquifer delimitation based on geometric calculations	36
2.4.5 Confined aquifer delimitation.....	37
2.5 Results and discussion	38
2.5.1 Unconsolidated sediments thickness	38
2.5.2 Groundwater flow conditions and aquifer delimitation	40
2.5.3 Aquifer potential.....	41
2.5.4 Uncertainties and sensitivity analyses	46
2.5.5 Recommendations for groundwater protection and land management	50
2.5.6 Larger-scale application of the MCA-AHP approach	54
2.6 Conclusions	56
CHAPITRE III BILAN HYDROLOGIQUE DE BASSINS VERSANTS EN MILIEU BORÉAL SUR LE BOUCLIER CANADIEN.....	59
Résumé	59
Abstract.....	60
3.1 Introduction	61
3.2 Study area	63
3.3 Theoretical and Conceptual Models	65
3.3.1 A conceptual model of the hydrological balance of watersheds	65
3.3.2 The geochemical mass balance of watersheds	68
3.3.3 Sources of river discharge	71
3.3.4 The stable isotope composition of transpired moisture.....	73
3.3.5 Riverine process during the ice-on period.....	74
3.4 Methods	75
3.4.1 Hydrological Measurements and Data Sources.....	75
3.4.2 Geochemical Measurements and Data Sources.....	77
3.5 Results	78
3.5.1 Hydrological results	79
3.5.2 Geochemical results	83
3.6 Discussion.....	86
3.6.1 Atmospheric fluxes and latitudinal gradients	87

3.6.2 The hydrological balance of watersheds	88
3.6.3 Deciphering the sources of river discharge.....	90
3.6.4 The seasonality of river water sources.....	96
3.6.5 Understanding riverine processes during the ice-on period.....	98
3.6.6 The isotopic composition of transpired moisture.....	101
3.6.7 Recommendations pertaining to river monitoring	102
3.6.8 Limits, challenges, and advantages of the proposed approaches	104
3.7 Conclusions	105
CHAPITRE IV INDICE SPATIAL POUR LA HIÉRARCHISATION DE BASSINS VERSANTS DU MILIEU BORÉAL QUÉBÉCOIS SELON LEUR DÉPENDANCE À L'EAU SOUTERRAINE	109
Résumé	109
4.1 Introduction	110
4.2 Les EDES en milieu boréal	113
4.3 Zone d'étude	114
4.4 Méthode	116
4.4.1 Les données satellitaires	116
4.4.2 Les variables hydro-géo-topographiques	121
4.4.3 Analyse en composantes principales.....	124
4.5 Résultats	124
4.5.1 Les indices spatiaux	124
4.5.2 Le POEDES	128
4.5.3 Description des variables hydro-géo-topographiques.....	129
4.5.4 L'analyse en composantes principales	132
4.6 Discussion	135
4.6.1 L'apport du POEDES	135
4.6.2 Le POEDES et le couvert forestier	137
4.6.3 Établissement d'une typologie de bassins versants.....	139
4.6.4 Les bassins versants dépendant de l'eau souterraine	141
4.6.5 Surveillance des bassins versants.....	142
4.7 Conclusions	144

CHAPITRE V CONCLUSION GÉNÉRALE : PORTÉE ET RETOMBÉES DU TRAVAIL DE THÈSE	147
5.1 Volet scientifique.....	147
5.1.1 Apports des méthodes et outils.....	147
5.1.2 Résultats	151
5.1.3 Perspectives	154
5.2 Volet sociétal	155
5.3 Reproductibilité et ouvertures	156
ANNEXE A MATÉRIELS SUPPLÉMENTAIRES ASSOCIÉS AU CHAPITRE II.....	159
ANNEXE B DÉTAILS SPÉCIFIQUES DES MÉTHODES UTILISÉES DANS LE CADRE DU CHAPITRE III	167
ANNEXE C COMPILATION DES MESURES DU DÉBIT DES RIVIÈRES À L'AIDE D'UN PROFILEUR ACOUSTIQUE À EFFET DOPPLER	171
ANNEXE D COMPILATION DES DONNÉES GÉOCHIMIQUES DES COURS D'EAU ÉCHANTILLONNÉS.....	181
ANNEXE E COMPILATION DES RÉSULTATS D'ANALYSE DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DES PRÉCIPITATIONS	193
ANNEXE F COMPILATION DES RÉSULTATS D'ANALYSE DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DU COUVERT DE NEIGE	195
ANNEXE G COMPILATION DES RÉSULTATS D'ANALYSE ISOTOPIQUE DES ÉCHANTILLONS DE GLACE	197
ANNEXE H MÉTHODE DE CALCUL DE LA TEMPÉRATURE DE LA SURFACE DU SOL.....	203
BIBLIOGRAPHIE	205

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Distribution spatiale par continent du volume d'eau souterraine à l'échelle du globe (valeur exprimée en km ³). b) Distribution des aquifères de l'Amérique du Nord et recharge associée.....	2
1.2 Représentation conceptuelle synthétisée des éléments traités dans la présente thèse.....	9
2.1 Study Area.....	17
2.2 South-North composite stratigraphic column of the study area based on Hardy (1982a).....	19
2.3 Flowchart of the main methodological steps of this study.....	23
2.4 Evaluation of unconsolidated sediments thickness.....	25
2.5 Proposed ranges of hydraulic conductivity for various sediments and for the fractured bedrock.....	31
2.6 Unconsolidated sediments thicknesses used for identifying groundwater flow conditions.....	38
2.7 Comparison of unconsolidated sediments thickness (UST) from high quality boreholes with the predicted trend of regional UST.....	40
2.8 Maps of standardized values of criteria needed for AP calculations ...	42
2.9 Calculated aquifer potential (AP) values for unconfined aquifers.....	43
2.10 Calculated area of saturated sediments thickness (SST) for the five classes of aquifer potential (AP) in unconfined aquifers.....	45
2.11 Results of the sensitivity analysis.....	49
2.12 Map of priority areas for groundwater protection.....	52

2.13	AP values calculated based on the MCA-AHP applied on a 490,000 km ² territory (Québec, Canada).....	55
3.1	Monitored watersheds, data acquisition and extent of the aquifer type over study area. b) Location and bedrock geology of the study area.....	64
3.2	Conceptual representation of the water cycle and annual pattern of the water budget components	66
3.3	Conceptual representation of the annual geochemical cycle of river discharge.....	69
3.4	Monthly cumulative water fluxes estimated from remote sensing data and spatial models.....	82
3.5	Temporal variations in river discharge.....	83
3.6	Box plot of geochemical data ($\delta^2H - \delta^{18}O$ and σ) of groundwater, water from river, monthly composite precipitation, meltwaters from the snowpack, and meltwaters from the river ice cores.....	84
3.7	Calculated and observed isotopic composition of precipitation and observed isotopic composition of average river discharge. b) 3D graphical representation of the isotopic composition and electrical conductivity of water. The positions of endmembers needed for calculations are also shown. c) δ and σ times-series in monitored river.....	85
3.8	Annual partitioning of monitored watershed based on the endmembers further express in proportion of inflow in the Table 4. b) Schematic representation of annual natural pattern of streamflow sources contribution. The thickness of the blue cycle refers to a qualitative representation of the discharge pattern. c) Hydrograph the Harricana River in Amos with partition of the streamflow components. d) Relative contribution of runoff sources of all sample.....	97
3.9	Schematic representation of ice formation and associated isotopic composition..	100

4.1	Schéma conceptuel des milieux susceptibles d'héberger des écosystèmes dépendant de l'eau souterraine.....	113
4.2	Localisation de la zone d'étude en milieu boréal. b) Identification des sous-bassins versants caractérisés. c) Identification des images Landsat 8 traitées.....	115
4.3	Organigramme illustrant la méthode adoptée.....	116
4.4	Représentation graphique de l'indice <i>Temperature-vegetation Dryness index</i>	118
4.5	Répartition du nombre d'images satellites Landsat 8 superposées répondant aux critères de sélection.....	126
4.6	Distribution spatiale du <i>Temperature-vegetation Dryness index</i> moyen pour l'ensemble du territoire d'étude et distribution spatiale du décile de l'écart-type des <i>Temperature-vegetation Dryness index</i> calculés sur chaque pixel du territoire d'étude.....	128
4.7	Distribution spatiale de l'indice du potentiel d'occurrence d'écosystème dépendant de l'eau souterraine (POEDES) sur le territoire d'étude.	129
4.8	Représentation graphique des deux premières CP réalisées sur l'ensemble des variables intégrées dans l'analyse statistique détaillées dans le Tableau 4.1.....	133
4.9	Représentation graphique des deux premières composantes principales (CP) réalisées sur les variables suite aux itérations et représentation graphique de la 2 ^e et 3 ^e CP réalisées sur les variables suite aux itérations.	134
4.10	Étendue de la moyenne des indices du potentiel d'occurrence d'écosystème dépendant de l'eau souterraine (POEDES) calculés pour les codes de végétation identifiés dans la cartographie écoforestière réalisée sur le territoire.....	138
4.11	Typologie des bassins versants et positionnement des sous-bassins versants.....	139

4.12	Représentation cartographique de la projection des sous-bassins versants sur l'axe de la composante principale 2 comparant leur potentiel dépendance à la ressource en eau souterraine (PDES).....	141
4.13	Résultats de l'analyse de classification hiérarchiques réalisée sur les résultats de l'ACP formant quatre groupes de bassins versants et distribution des regroupements déterminant le niveau de la vigilance proposée.....	143

LISTE DES TABLEAUX

Tableau		Page
2.1	Classification of main surface units based on their dominant texture.....	21
2.2	Standardization of the thematic layer included in the multi-criteria approach on a scale of 1 to 5.....	29
2.3	Standardization of the unconsolidated sediment thickness and the soil surface texture used to assign potential transmissivity values.....	31
2.4	Degrees of importance attributed to criteria during pairwise comparisons	34
2.5	Pairwise comparisons realized by authors and weights of criteria included in the multicriteria analysis	35
2.6	Sensitivity analysis of the multicriteria analysis.....	48
3.1	Remote sensing datasets used in this study.....	76
3.2	Summary of hydrological result	80
3.3	Statistical summary of geochemical results for each water type	83
3.4	Description of values assigned to electrical conductivity of groundwater	92
3.5	End-members values of watersheds.....	93
3.6	Quantitative estimation of terrestrial fluxes where flux-weighted estimation of river discharge (hydrological and geochemical values) are available.....	95
3.7	Stable isotopic composition of transpired water compared to isotopic composition of inflow.....	102
4.1	Description des caractéristiques des sous-bassins versants considérées.....	122

4.2	Synthèse des valeurs calculées pour des composantes du TVDI des équations 1, 2 et 3 issues des images thermiques Landsat 8 traitées...	127
4.3	Sommaire des variables hydro-géo-topographiques des bassins versants.....	131
4.4	Valeurs propres et variance des composantes principales de l'analyse de toutes les variables détaillées au Tableau 4.1.....	132
4.5	Valeurs propres et variance des composantes principales de l'analyse des variables suite aux itérations.....	133
4.6	Coordonnées des variables résultantes des itérations selon les quatre premières composantes principales.....	135

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET SYMBOLES

Abréviations et sigles

ACP	Analyse en composantes principales
ADCP	Acoustic Doppler current profiler
AHP	Analytical hierachic process
AMC	Analyse multi-critères
AP	Aquifère potential/ Aquifer potential
CA	Confined aquifers
CaPA	Canadian Precipitation Analysis
CMC	Canadian Meteorological Center
CP	Composante principale
DEM	Digital elevation model
DFHN	Distance from hydrological network
DGW	Deep groundwater
DMBF	Distance to a major bedrock fault
DND	Drainage network density
EMSE	École des Mines de Saint-Étienne
ESS	Épaisseur de sédiments saturés
GD	Groundwater depth
GDE	Groundwater dependent ecosystem
GIS	Geographic information system
HDPE	High density polyethylene
IMERG	Multi-satellitE Retrievals for Global Precipitation Measurement
LEL	Local evaporation lines
LMWL	Local meteoric water lines
LST	Land Surface Temperature
MH	Milieux humides
MCA	Multi-criteria analysis
MERN	Ministère de l'énergie et des ressources naturelles
MNA	Modèle numérique d'altitude
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
PGDE	Potential groundwater dependent ecosystem
POEDES	Potentiel d'occurrence d'écosystèmes dépendant de l'eau souterraine
RCWIP	Regionalized cluster-based water isotope prediction
RDPA	Regional Deterministic Precipitation Analysis
SSEBop	Operational Simplified Surface Energy Balance
SGW	Shallow groundwater
SIG	Système d'information géographique
SIGEOM	Système d'infirimation géominière

SST	Saturated sediments thickness
TIN	Triangulated irregular network
TVDI	Temperature-vegetation Dryness Index
TWI	Topographic wetness index
UBA	Unconfined bedrock aquifers
UGA	Unconfined granular aquifers
UQAT	Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue
UST	Unconsolidated sediments thickness
VSMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water
WTE	Water table elevation

Symboles

σ	Electrical conductivity
$^{\circ}\text{C}$	Celsius Degree
δ	Composition isotopique
ml	Millilitre
km	Kilomètre
m	Mètre
cm	Centimètre
Lat.	Latitude
Long.	Longitude

RÉSUMÉ

Quantifier la ressource en eau stockée dans les aquifères peu profonds et déterminer leurs interactions avec l'eau de surface est essentiel pour mieux évaluer la sensibilité de l'eau souterraine et des écosystèmes qui en dépendent découlant du changement climatique et des impacts de l'activité humaine. Cependant, l'évaluation de la ressource en eau est complexe sur des territoires vastes éloignés où les données préexistantes sont rares et limitées. Cette étude se concentre sur l'utilisation d'approches SIG à grande échelle pour produire de nouvelles informations sur les ressources en eaux souterraines peu profondes. La zone d'étude couvre 185 000 km² englobant de vastes bassins versants boréaux du bassin de la Baie-James (Canada). Une analyse spatiale multicritères (AMC) basée sur des données géologiques et hydrogéologiques a été couplée à des calculs géométriques afin d'évaluer le volume des aquifères granulaires peu profonds et d'identifier les zones où la protection des eaux souterraines doit être prioritaire. Des données satellitaires et des modèles spatiaux combinés à des données *in situ*, telles que des mesures de débit et la composition géochimique de l'eau (isotopes stables [$\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$] et conductivité électrique), ont ensuite été utilisés pour calculer le bilan hydrologique terrestre et estimer les composantes du cycle de l'eau. Enfin, un nouvel indice calculé à partir de 290 images thermiques du satellite Landsat 8, a été créé pour révéler l'emplacement de potentiels occurrences d'écosystèmes dépendant des eaux souterraines (POEDES).

Les résultats ont suggéré que les aquifères potentiels (AP) les plus importants sont principalement associés à des formations fluvioglaciaires. Ils contiennent en moyenne 8,5 m de sédiments saturés pour une évaluation globale d'environ 40 km³ ± 10%. La contribution annuelle des eaux souterraines au débit des rivières est généralement inférieure à 12% des précipitations. La contribution de l'eau provenant des pluies et de la fonte des neiges est de 30 à 61% et de 18 à 40%, respectivement, avec des ratios évaporation sur les apports de 2 à 10%. Le débit présente des cycles saisonniers avec une contribution plus élevée d'eau de fonte des neiges pendant la crue printanière et de l'eau de pluie à l'automne, une composition évoluant vers celle des eaux souterraines pendant la période de glace et une contribution relativement stable de l'eau souterraine tout au long de l'année. Les terres proches des cours d'eau dans les vallées principales présentent les plus haut POEDES. Une analyse en composantes principales des caractéristiques des bassins versants révèle des corrélations significatives entre les paramètres des eaux souterraines estimés au cours de cette étude. Une topologie de bassins versants est proposée à partir des deux premières composantes qui expliquent 77% de la variance. Les bassins versants au sud du territoire dépendent plus des écoulements souterrains que ceux situés au nord qui montrent une surface plus imperméable. Quatre regroupements de bassins versants identifient les secteurs où une vigilance accrue des eaux souterraines est nécessaire pour préserver la ressource en eau et la biodiversité qui dépend des eaux souterraines.

ABSTRACT

Quantifying the water resources stored in shallow aquifers and their hydrological exchanges with surface waters is critical to better evaluate the sensitivity of groundwater resources and groundwater dependent ecosystems (GDEs) deriving from climate change and human impacts. The evaluation of water resources is still challenging in vast and remote areas, where pre-existing data are sparse and limited. This study focuses on the use of large-scale GIS-based approaches to produce new insights into shallow groundwater resources. The study area covers 185,000 km² encompassing vast boreal watersheds of the James Bay basin (Canada). A spatial multi-criteria analysis (MCA) based on geological and hydrogeological data was coupled with geometric calculations in order to evaluate the volume of shallow granular aquifers and to identify areas where groundwater protection should be prioritized. Satellite data and spatial models combined with *in situ* data, such as discharge and geochemical data (stable isotopes [$\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$] and electrical conductivity of water), were then used to calculate terrestrial water budget and estimate water cycle components. Finally, a new index based on the stability of the Temperature-Vegetation dryness index, calculated from 290 images of the satellite Landsat 8, revealed location of potential occurrence of groundwater dependent ecosystem (POGDE).

Results revealed that the highest Aquifer Potential are sparsely distributed and mostly associated with glaciofluvial formations. They contain an average of 8.5 m of saturated sediment for approximately 40 km³ ± 10% of water over 7% of the territory. The groundwater contribution to river discharge is generally below 12% of watershed precipitation and reach 2.3 km³ over study area. The rainfall and snowmelt contributed is in proportion of 30-61% and 18-40%, respectively with evaporation over inflow ratios of 2-10%. The drained water presents seasonal patterns with highest snowmelt contribution during the spring flood, rainwater dominating in fall, a composition evolving towards that of groundwater during ice-on period and groundwater providing a stable baseflow contribution throughout the year. Furthermore, isotopic mass balance suggest that plant transpire mostly water from rainfall. The land near streams in main valleys present highest POGDE. A Principal Component Analysis of watershed characteristics revealed significant correlations between groundwater parameters estimated during this study. A watershed topology is proposed from the two first components which explain 77% of the variance. From that one, the southern watershed mainly depends on groundwater flows compared to the northern one, which had more impermeable surface. Four clusters of watersheds locate where increased groundwater vigilance and preoccupation are required to preserve water resources and the current biodiversity that depends on groundwater.

CHAPITRE I

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1 Enjeux globaux de l'eau souterraine

La disponibilité de la ressource en eau souterraine constitue un enjeu de société mondiale. Les estimations actuellement disponibles suggèrent que le volume total d'eau souterraine à l'échelle globale se situerait entre 8000 et $23\,400 \times 10^3 \text{ km}^3$ (Oki et Kanae 2006; Schlesinger et Bernhardt 2013; Gleeson et al. 2015; Abbott et al. 2019), ce qui correspond approximativement à une tranche d'eau maximale de 170 m étalée sur la surface des continents de la Terre ($138 \times 10^6 \text{ km}^2$; Figure 1.1a). Ce volume représente 48% de la réserve d'eau douce mondiale (Oki et Kanae 2006). Considérant l'inaccessibilité de l'eau maintenue dans la glace, les aquifères deviennent les plus grandes réserves d'eau douce potentiellement disponibles pour l'approvisionnement en eau potable, bien qu'une portion significative de cette eau se situe dans les aquifères profonds et n'est pas exploitable. Ce n'est que $1,5\%$ ($350 \times 10^3 \text{ km}^3$) du volume total qui est considéré renouvelable (<50 ans; Gleeson et al. 2015). Aujourd'hui, l'eau souterraine permet l'approvisionnement en eau potable de 36% de population mondiale (Döll et al. 2012; Taylor et al. 2013). Elle permet aussi de répondre aux besoins écologiques d'un large éventail de milieux naturels (Alley et al. 2002; Hayashi et Rosenberry 2002; Bertrand et al. 2012; Klove et al. 2014a; Eamus et al. 2016). Toutefois, certaines régions subissent des stress hydriques majeurs (Konikow et Kendy 2005; Rodell et al. 2009; Feng et al. 2013; Famiglietti 2014) et les perturbations liées à l'activité humaine engendrent des impacts à long terme sur la ressource (Döll et al. 2012; Foster et al. 2013;

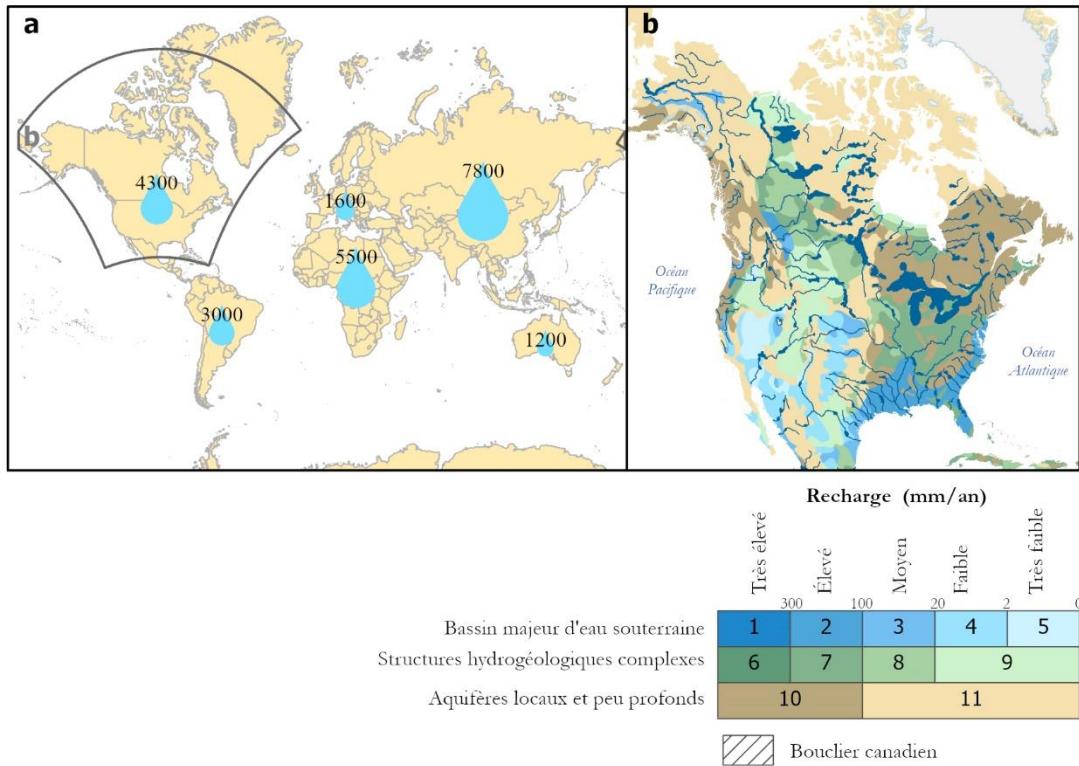


Figure 1.1 a) Distribution spatiale par continent du volume d'eau souterraine à l'échelle du globe (valeur exprimée en km³). b) Distribution des aquifères de l'Amérique du Nord et recharge associée (Données tirées du *World-wide Hydrogeological Mapping and Assessment Programme [WHYMAP]*).

Burri et al. 2019; de Graaf et al. 2019). Des contraintes physiques, économiques, sociales et politiques différentes entre les régions influencent son accessibilité et nuancent la perception de la notion d'épuisement (Gleeson et al. 2020). L'anthropisation du territoire influence la dynamique naturelle du cycle de l'eau et les rétroactions entre les bassins versants à toutes les échelles (Gordon et al. 2005; Hoekstra et Mekonnen 2012; Abbott et al. 2019). La régulation des débits et la mise en place de seuils et de barrages fragmentent l'écoulement des eaux de surface (Dynesius et Nilsson 1994; Nilsson et al. 2005) et diminuent la connectivité du réseau hydrologique (Grill et al. 2019). Il en résulte une modification des interactions entre l'eau souterraine et l'eau de surface au sein des hydrosystèmes (Amoros et al. 1988)

rendant les milieux naturels dépendant de la proximité de l'eau souterraine plus vulnérables. La croissance démographique mondiale, le développement d'activités anthropiques et les impacts des changements climatiques planétaires anticipés engendrent une pression sans précédent sur la ressource en eau souterraine, certes renouvelable, mais dont la disponibilité est inégale.

1.2 Perspectives canadiennes et québécoises

La quantité d'eau souterraine au Canada est estimée à $70 \times 10^3 \text{ km}^3$ (Rivera 2008) ce qui représente approximativement une épaisseur de 8 m d'eau étalée sur l'ensemble du territoire national. En milieu boréal et au sein des bassins versants du Bouclier canadien, la précarité de la ressource en eau souterraine n'est pas encore préoccupante (Oki and Kanae 2006, Döll 2009; Mekonnen et Hoekstra 2016). Toutefois, elle n'est pas uniformément répartie et elle est localisée généralement dans des aquifères peu profonds (Figure 1.1b). La perméabilité du socle rocheux du Bouclier canadien est observable jusqu'à 300 m de profondeur, mais plus significative dans la tranche superficielle (< 75 m; Rouleau 1999). Ce sont les sédiments meubles mis en place lors du dernier retrait glaciaire qui forment les aquifères les plus productifs et qui comportent l'eau présentant la meilleure qualité (Cloutier et al. 2016). L'interaction entre les aquifères rocheux et le réseau hydrographique est toutefois souvent considérée faible (Gleeson et al. 2009). Au Canada, on note près de 30% de la population qui s'approvisionne au sein d'aquifères régionaux (Rivera et Nastev 2005). Sur le Bouclier canadien, dans certains territoires ruraux et communautés autochtones, c'est pratiquement l'ensemble de la population qui dépend de l'eau souterraine pour son approvisionnement en eau potable (Cloutier et al. 2016). Sa qualité peut toutefois considérablement varier entre une eau de très bonne qualité maintenue dans des aquifères granulaires (Cloutier et al. 2016) et une eau issue d'aquifères fracturés

présentant certaines contaminations naturelles, telles qu'à l'arsenic (Bondu et al. 2018). Dans la perspective de préserver l'eau souterraine et les écosystèmes qui en dépendent, la gestion du territoire et des ressources naturelles (ex. : granulats, minerai et forêt) doit être adaptée. La délimitation des aquifères granulaires ainsi que la quantification de leur réserve et de leurs interactions avec les eaux de surface sont nécessaires. En Abitibi-Témiscamingue, les aquifères granulaires ont un volume total représentant une épaisseur moyenne de 1,2 m sur un territoire de près de 20 000 km² ($\approx 24 \text{ km}^3$; Nadeau et al. 2018). À titre comparatif, dans le contexte géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent, plus homogène d'un point de vue de la géométrie des aquifères, une épaisseur moyenne de 2,0 m sur un territoire de près de 1500 km² a été estimée ($\approx 3 \text{ km}^3$; Rivera et Nastev 2005). Considérant que le contexte géologique du Bouclier canadien présente une topographie irrégulière, l'acquisition de connaissances sur la dispersion et l'étendue des aquifères est devenue nécessaire afin de proposer des modulations de gestion dans l'exploitation des ressources naturelles (Nadeau et al. 2015).

Les projets associés au *Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines* (PACES) du ministère de l'Environnement du Québec ont permis de mettre en évidence la grande diversité des contextes hydrogéologiques dans le sud de la province du Québec (Larocque et al. 2018). Cette base de connaissance a notamment permis de simuler les effets des changements climatiques sur la ressource en eau souterraine (Larocque et al. 2019). Sur ces territoires, où la majeure partie de la population habite, les informations associées aux PACES s'avèrent essentielles pour assurer la protection et la saine gestion des aquifères, notamment dans la perspective de l'aménagement du territoire. Toutefois, au nord du 49^e parallèle, les connaissances relatives à l'eau souterraine sont encore embryonnaires. Un projet de caractérisation est en cours depuis 2018 dans le secteur de la Rivière Eastmain, dans les Basse-Terre de la Baie-James, mais ce secteur constitue une faible proportion de l'ensemble du milieu boréal du Québec. Il s'agit pourtant d'un territoire susceptible d'héberger une

ressource en eau souterraine hautement stratégique et vulnérable face à l'augmentation de l'activité humaine.

1.3 Le contexte de la Baie-James

En milieu boréal, les grands espaces, la faible densité de population et la présence de grands fleuves ont favorisé l'implantation de grands complexes hydroélectriques. Ces complexes ont modifié l'écoulement de l'eau de surface notamment dans le grand bassin hydrologique des baies de James, d'Hudson et d'Ungava. Le transfert d'eau interbassins, qui consiste à dévier une quantité significative d'eau d'un bassin versant dans le bassin versant voisin pour augmenter la capacité d'un réservoir, fait augmenter le débit des certains cours d'eau au détriment d'autres. Il en résulte notamment des changements dans la salinisation des estuaires, dans le processus d'érosion, une dégradation de la qualité de l'eau disponible et une modification des interactions eau souterraine – eau de surface (Messier et al. 1986; Lepage et Ingram 1986; Schetagne et al. 2006; Métivier et al. 2017). La régulation du débit et l'emmagasinement d'eau au sein de réservoirs réduisent l'amplitude des crues printanières et nivèlent les débits tout au long de l'année (Woo et al. 2008). Ces effets se superposent aux instabilités hydroclimatiques, contribuant à la modification accrue de l'hydrologie des bassins versants. Les débits observés au sein des rivières du bassin hydrologique des baies de James, d'Hudson et d'Ungava semblent répondre à des variations hydroclimatiques systématiques (Déry et al. 2005; 2009), mais le manque de suivis à long terme empêche de déceler des tendances significatives (Déry et al. 2011). Néanmoins, les résultats obtenus depuis le début du siècle dans cette région y suggèrent une intensification des flux du bilan hydrologique (Déry et al. 2011). Cette observation semble cohérente avec les impacts prédis par les scénarios de changement climatique sur le territoire (Hennigs et Bleau 2018). L'électrification du transport et la demande

croissante anticipée en énergie (Hydro-Québec 2020) rendent de plus en plus probable le développement de nouveaux projets hydroélectriques dans cette région. L'intérêt pour les matières premières entraîne aussi l'émergence de plusieurs projets miniers (MERN 2020a) au nord-ouest du Québec. L'industrie du bois est aussi mise en valeur et constitue une activité en continual développement. Il existe un intérêt des instances gouvernementales pour développer l'activité économique sur le territoire (SPN 2020), ce qui risque de fragiliser certains milieux naturels.

Les Basses-Terres de la Baie-James constituent l'Eeyou Istchee, territoire de la Nation Crie. Malgré la faible densité de population sur ce vaste territoire de plus de 412 000 km², les impacts sur l'écoulement de l'eau de surface, notamment par la réduction significative du débit de certaines rivières ($\approx 90\%$ dans le cas de la rivière Eastmain), rend la population de plus en plus dépendante de l'eau souterraine. La modification significative des débits a bouleversé le rôle que détenait certaines rivières dans l'approvisionnement en eau et en nourriture de la population riveraine et dans ses interactions au sein de l'hydrosystème. L'intensification du développement anthropique dans ce secteur justifie la nécessité de mieux intégrer la protection de l'eau souterraine comme un critère supplémentaire à prendre en compte dans le développement durable du territoire. Cette protection de la ressource en eau souterraine cadre notamment avec les préoccupations 1) sociales, par le maintien des habitudes culturelles des populations et 2) environnementales, par la préservation de la qualité des milieux naturels dépendant de l'eau souterraine. À ce jour, le milieu boréal du Québec constitue un des rares écosystèmes planétaires où l'écoulement naturel des cours d'eau au sein de certains bassins versants peut encore être observé (Déry et al 2005; Grill et al. 2019). Il existe donc toujours une réelle opportunité d'adapter la planification territoire pour préserver ces milieux naturels et maintenir leurs services écosystémiques.

Les Basses-Terres de la Baie-James sont aussi un territoire marqué par une forte présence de milieux humides (Tarnocai et al. 2011). Les fonctions hydrologiques de ces tourbières peuvent être diversifiées et dépendantes de leur environnement de mise en place (hydrogéologique, géologique, topographique et hydrologique; Rosa et al. 2018). Bien que ces tourbières soient majoritairement ombratrophes et alimentées par les apports issus des précipitations, la localisation des milieux minérotrophes alimentés par des apports d'eau souterraine est peu documentée. Sans cette base de connaissance, la préservation de la biodiversité exclusive à ces milieux est compromise. À ce jour, il n'existe pas d'approche intégrée permettant d'identifier spécifiquement les émergences d'eau souterraine des grands bassins versants qui favoriserait l'identification des milieux naturels dépendant de l'eau souterraine.

1.4 Enjeux des études hydrogéologiques régionales

L'évaluation du volume et de l'étendue des aquifères à l'échelle régionale ($>100\,000\,\text{km}^2$) est un véritable défi. Considérant l'immensité des bassins versants peu accessibles par voie terrestre, l'acquisition de données sur la ressource en eau souterraine (géochimie de l'eau, niveau d'eau, etc.) est complexe, onéreuse et chronophage. De plus, les outils conventionnels d'investigation de l'eau souterraine, tels que les puits et les piézomètres, fournissent des informations ponctuelles sur la ressource. Selon la complexité du contexte hydrogéologique du secteur étudié, une quantité significative de ces données est nécessaire pour apporter des informations fiables sur la dynamique d'écoulement des aquifères régionaux. Sur de vastes territoires peu instrumentés, il apparaît peu réaliste d'envisager d'implanter suffisamment de puits et de sites d'observation *in situ* pour obtenir une couverture exhaustive de la ressource. À cette échelle, peu d'études sont réalisées pour examiner les interactions entre les écoulements d'eau de surface et l'eau souterraine (Ward 2016). Des modèles

hydrogéologiques régionaux élaborés à l'échelle subcontinentale ($1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ sur $200\,000 \text{ km}^2$) ont montré des résultats prometteurs sur la base de données produites à l'échelle globale (Sutanudjaja et al. 2011). Néanmoins, cette approche demande une haute performance des systèmes informatiques et un haut niveau de compétence technique.

La capacité de superposer des données spatialisées de sources diverses dans les systèmes d'informations géographiques (SIG) fournit des informations pertinentes et complémentaires pour identifier des réserves en eau exploitables, délimiter des secteurs favorables à la recharge artificielle, suivre des panaches de contaminations, établir des plans de protection, définir les directions d'écoulement, délimiter les zones de recharge et analyser et suivre la ressource en eau (Jha et al. 2007). Dans le domaine de l'aménagement du territoire, les SIG sont aussi largement utilisés, suggérant que le développement d'une approche basée sur des analyses spatiales pour quantifier et localiser les réserves en eaux souterraines serait adaptée. Elle permettrait aussi de fournir un haut niveau de détails malgré le vaste territoire d'étude (Malczewski 1999).

1.5 Objectifs de la thèse

Aujourd'hui, l'information disponible sur l'interaction entre l'eau souterraine et l'eau de surface dans les bassins versants du Bouclier canadien en milieu boréal est insuffisante. Très peu d'évaluations quantitatives permettent de caractériser les ressources en eaux superficielles. De plus, les conditions morphologiques et hydrologiques des bassins versants permettant l'identification de milieux susceptibles d'héberger des écosystèmes dépendant de l'eau souterraine sont déficientes. Alors, comment protéger la ressource et la biodiversité qui en dépend si on ne sait pas très bien où elle se trouve? D'où vient-elle? Où va-t-elle? Est-elle renouvelée? Et quel est

son volume? Sans cette base de connaissance, l'élaboration des mesures de protection pour pérenniser la ressource et préserver la biodiversité qui s'y approvisionne est compromise. La localisation, la quantification et le suivi des interactions eau souterraine - eau de surface sont nécessaires pour élaborer des stratégies pour la protection des milieux naturels qui en dépendent. Elles permettraient d'accroître les connaissances sur les risques et sur la vulnérabilité de ces milieux naturels face aux changements climatiques et d'améliorer les pratiques d'aménagement du territoire (Klove et al. 2014a; 2014b). Dans une région éloignée où l'accès est limité et les données rares et éparses, telle que les Basses-Terres de la Baie James, le développement de nouvelles approches est nécessaire.

La présente thèse s'insère dans ce contexte et vise à fournir une base de connaissances cohérente sur de vastes territoires éloignés et peu documentés qui quantifie le stock et les flux de l'eau souterraine et localise ses potentielles interactions avec la surface (Figure 1.2). Ces informations acquises permettront de hiérarchiser le degré de dépendance des bassins versants à l'eau souterraine. L'étude s'appuie sur des modèles

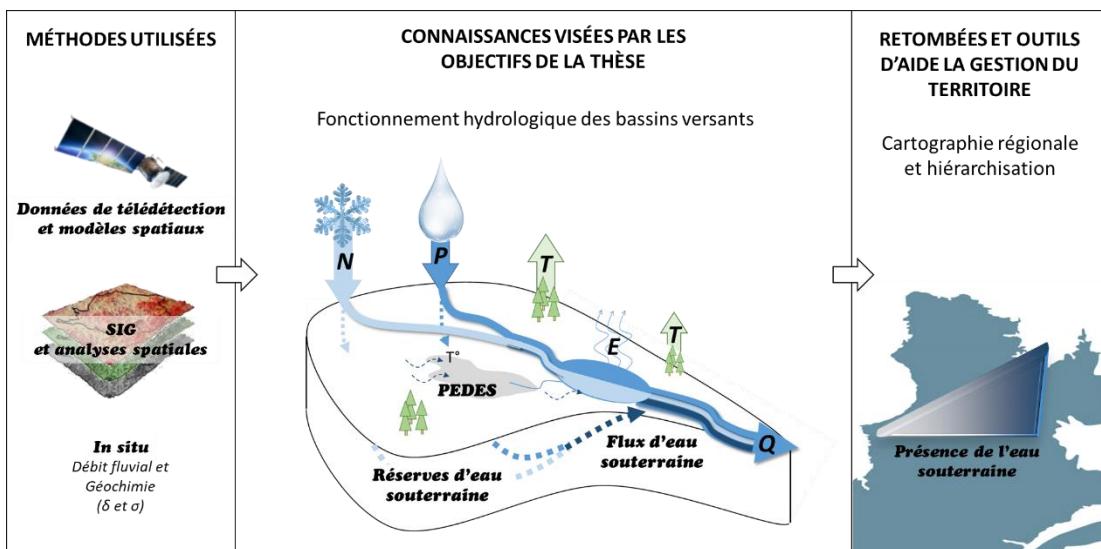


Figure 1.2 Représentation conceptuelle des éléments traités dans la présente thèse. N = Neige, P = Pluie, E = Évaporation, T = Transpiration, Q = Débit des rivières, PEDES = potentiels écosystèmes dépendant de l'eau souterraine.

conceptuels, des approches d'analyses spatiales et des méthodes adaptées à l'étude des grands espaces. Elle utilise notamment les SIG pour gérer, représenter, analyser et traiter des données géologiques, hydrogéologiques et géochimiques à l'ensemble du territoire.

Spécifiquement, cette thèse vise trois objectifs spécifiques :

1. Coupler des méthodes d'analyse spatiale multicritère et géométrique pour délimiter de potentiels aquifères granulaires peu profonds;
2. Contraindre les paramètres du bilan hydrologique sur la base de bilans isotopiques et d'équations de mélange pour estimer la contribution de l'eau souterraine au réseau hydrographique de surface;
3. Développer un indice spatial basé sur les variations thermiques de la surface du sol localisant les potentiels écosystèmes dépendant de l'eau souterraine et déterminer si l'occurrence de ce type de milieu est corrélée aux conditions hydrologiques et morphologiques des bassins versants.

1.6 Organisation de la thèse

La thèse est structurée de façon à répondre aux objectifs spécifiques au sein de chapitres distincts. Ainsi, les chapitres 2, 3 et 4 sont construits selon un format d'article scientifique avec une mise en contexte, une description du territoire d'étude sensiblement la même pour chaque article, les méthodes utilisées, une description détaillée des résultats, une discussion et une conclusion. Une conclusion générale (Chapitre 5) synthétisant les principales retombées de l'étude et les perspectives complète la thèse.

CHAPITRE II

APPROCHES D'ANALYSE SPATIALE POUR L'ÉVALUATION ET LA PROTECTION DE LA RESSOURCE EN EAU SOUTERRAINE DANS LES GRANDS BASSINS VERSANTS DU BOUCLIER CANADIEN

Hydrogeology Journal
<https://doi.org/10.1007/s10040-021-02367-3>



REPORT



Spatial analysis approaches for the evaluation and protection of groundwater resources in large watersheds of the Canadian Shield

S. Nadeau^{1,2} • E. Rosa¹ • V. Cloutier¹ • D. Mayappo^{1,3} • F. Paran² • D. Graillot²

Received: 10 November 2020 / Accepted: 18 May 2021
© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2021

Résumé

Cette étude s'est concentré sur le développement de deux approches d'analyse spatiale utilisées conjointement pour évaluer les ressources en eau souterraine associées aux aquifères granulaires du Bouclier canadien. La première approche était une analyse multicritères (MCA) utilisant un processus hiérarchique analytique (AHP) basée sur des données géologiques et hydrogéologiques pour classer la probabilité de trouver des réserves en eau souterraine facilement disponibles dans un territoire spécifique. La seconde approche reposait sur des calculs géométriques réalisés au sein d'un SIG pour évaluer l'étendue et le volume des aquifères. Les approches ont été appliquées sur un maillage de 100 × 100 m dans une zone de 185 000 km² (\approx 18,5 millions de mailles) correspondant aux bassins versants de la région de la Baie-James au nord-ouest du

Québec. L'approche MCA-AHP a révélé que les aquifères avec les potentiels les plus importants étaient épars et principalement associés à des formations fluvio-glaciaires telles que les moraines Harricana et Sakami. Les calculs géométriques ont permis d'estimer que le volume total d'eau souterraine stockée dans les aquifères granulaires libres atteignait environ 40 km^3 . Utilisées conjointement, les deux approches ont révélé que les aquifères granulaires libres peu profonds qui nécessitaient une protection accrue des eaux souterraines représentaient environ 5 % du territoire. Dans les zones d'aquifères granulaires captifs, les aquifères potentiels étaient situés dans les vallées fluviales et les basses terres. Une analyse de sensibilité menée sur l'approche MCA-AHP a révélé que la taille du maillage de la grille n'affectait pas significativement les résultats. Par conséquent, l'approche a été étendue vers le nord à un territoire de $490\,000 \text{ km}^2$ (selon un maillage de $500 \times 500 \text{ m}$) atteignant la région de la baie d'Ungava. La méthode proposée pourrait être adaptée et appliquée à d'autres zones de bouclier.

Abstract

This study focuses on the development of two GIS-based approaches that are used jointly to evaluate the groundwater resources associated with granular aquifers in shield environments. The first approach is a multi-criteria analysis (MCA) using an analytical hierachic process (AHP) based on geological and hydrogeological data for ranking the probability of finding readily available groundwater resources in a specific territory. The second approach relies on GIS-based geometric calculations that were developed for evaluating the extent and volume of aquifers. The approaches are applied on a $100 \times 100 \text{ m}$ grid in a $185,000\text{-km}^2$ area corresponding to watersheds of the James Bay area in Quebec, Canada. The MCA-AHP approach revealed that the unconfined granular aquifers that present the highest aquifer potential (AP) are sparsely distributed

and mostly associated with glaciofluvial formations such as the Harricana and Sakami moraines. The geometric calculations approach allowed for estimating that the total volume of groundwater stored in the unconfined granular aquifers reaches approximately 40 km³. When used jointly, the two approaches reveal that the shallow unconfined aquifers that require increased groundwater protection account for approximately 5% of the territory. In areas of confined granular aquifers, the highest APs are located in river valleys and lowlands. A sensitivity analysis conducted on the MCA-AHP approach revealed that the grid size does not significantly affect the results. Therefore, the approach was expanded northward, to a 490,000-km² territory reaching the Ungava Bay area. The proposed method could be adapted and applied in other shield areas.

2.1 Introduction

Groundwater accounts for approximately 48% of the freshwater on Earth (Oki and Kanae 2006). It represents the largest reservoir of accessible freshwater for human water supply. Approximately 36% of the world population relies on groundwater for domestic purposes (Döll et al. 2012; Taylor et al. 2013). Nevertheless, the water renewal rates in groundwater flow systems are generally lower than in most surface water systems, and human perturbations on groundwater quantity and quality can result in long-term impacts (Döll et al. 2012; Foster et al. 2013; Famiglietti 2004; Burri et al. 2019; de Graaf et al. 2019). Evaluating the extent of aquifers and the volume of water stored in regional groundwater flow systems is a challenging task because most conventional tools only allow for either point-specific investigations (e.g., wells and piezometers) or indirect measurements (e.g., geophysics). In addition, there is currently no remote sensing approach that provides precise water table depth or total groundwater storage estimates (McCabe et al. 2017). This further complicates

the use of numerical modeling for simulating groundwater flow at the regional scale. As a result, while groundwater protection measures are critically needed, their definition is particularly complex due to a lack of knowledge and data.

In vast watersheds of the Canadian Shield, water scarcity is generally not observed (Oki and Kanae 2006, Döll 2009; Mekonnen and Hoekstra 2016). However, major hydroelectric installations have resulted in modifications of surface water flows, especially in the James Bay area (Dynesius and Nilsson 1994; Nilsson et al. 2005). Inter-basin transfers led to reduced flow in some large rivers, therefore triggering saltwater intrusions within rivers, significant changes in erosion-sedimentation processes in rivers and degradation of water quality and associated impacts on freshwater ecosystems. Such changes are currently observed in large rivers of the James Bay area, such as the Rupert and Eastmain rivers (Messier et al. 1986; Lepage and Ingram 1986; Schetagne et al. 2006; Métivier et al. 2017). People of the Eeyou Istchee, the land of Cree First Nation in northwestern Quebec, experience these changes and are thus increasingly dependent on groundwater for drinking water supply. In addition, given the ever-growing demand for natural resources, forestry and mining activities are expected to increase in Eeyou Istchee (MERN 2020a). This underlies the critical need to include groundwater protection as a criterion in land management.

For hundreds of years, Cree's have been aware of the groundwater «*Moosh-june-beh-ouk*» in the regions they occupied. They possess key knowledge in regional hydrogeology, but this knowledge is not currently available in the scientific literature. While part of the knowledge required for groundwater protection might stem from local-scale studies associated with specific problems, in the absence of a robust large-scale spatial distribution and extent of aquifers, the sustainable development and establishment of efficient protection measures could be severely compromised. Among others, groundwater resources in southern Quebec are increasingly documented owing to the Groundwater Knowledge Acquisition Program, supported by the Quebec

Ministry of the Environment (Larocque et al. 2018). Global studies further allow for comparing the state of water resources in various regions of the world (Fan and Miguez-Macho 2011; de Graaf et al. 2015; Gleeson et al. 2016). In such studies, however, the investigation mesh size is generally too coarse to draw conclusions about groundwater flow systems in specific watersheds of the Canadian Shield. In addition, the optimal approaches required for mapping groundwater resources must consider the differences between shields, platforms and orogens and the landscape features and unconsolidated deposits inherited from the most recent glaciation-deglaciation cycles. Therefore, new strategies aimed at evaluating groundwater resources in specific geologic provinces, such as shield environments of the northern hemisphere, could improve regional and global assessments of groundwater resources.

In this context, geographic information system (GIS)-based approaches stand as promising tools for improving groundwater protection during land management. The potential of GIS-based approaches as tools that can be used in MCA has already been proven for natural resources management (Malczewski 2006; Huang et al. 2011) and specifically applied to groundwater (Jha et al. 2007; Hajkowicz and Collins 2007; Joerin et al. 2010; Diaz-Alcaide and Martinez-Santos 2019). Nevertheless, the normalization and weighting of criteria included in MCA are common procedures in index calculations, and this could lead to limitations associated with subjectivity and collinearity between criteria. Such limitations can be partly compensated by using an analytical hierachic process (AHP). This approach provides objective calculations to evaluate the weights of criteria based on their relative importance degree assigned in a pairwise comparison by an expert panel or individual user (Saaty 1980). The MCA-AHP approach has already been tested for the development of groundwater potential indices in fractured bedrock aquifers (Murthy and Mano 2009; Youan Ta et al. 2011; Machiwal et al. 2010; Adiat et al. 2012; Agarwal et al. 2013; Mallick et al. 2015; Yao et al. 2016; Aladejana et al. 2016; Akinlalu et al. 2017; Singh et al. 2018;

Arulbalaji et al. 2019; Mohammadi-behzad et al. 2019; Saranya and Saravanan 2020; Saravanan et al. 2020). With a view to continuing to improve these methods, the development of complementary and independent approaches allowing direct comparisons over large areas as well as the analysis of the sensitivity of MCA-AHP analyzes appear to be relevant avenues.

Fitting in the preestablished context, the objective of this study is to provide an evaluation of groundwater resources in vast watersheds of the James Bay area in Northern Quebec (Canada), within the Canadian Shield. The specific objectives are (1) to develop broadly applicable GIS-based approaches for evaluating groundwater resources in granular aquifers of shield areas, and (2) to use the aforementioned tools to propose recommendations for groundwater protection. A GIS-based MCA-AHP is developed to calculate an aquifer potential index that can be mapped at the regional scale. The results from the MCA-AHP calculations are compared to a geometrical approach that allows for estimating groundwater volumes in unconsolidated deposits as an alternative to the lack of validation data in large and heterogeneous watersheds. These two approaches are used jointly to identify key areas for groundwater protection as a tool for land management. A sensitivity analysis also is further performed to assess impacts of subjectivity in the MCA-AHP calculations.

2.2 Study area

2.2.1 General context

The study area is in northwestern Quebec (Canada) and covers approximately 185,000 km² (Figure 2.1). It partially encompasses the Anishinaabeg (South) and Cree (North) First Nations territories. The total population of the entire region is estimated at about 90,000 inhabitants, and the most populated cities (Val-d'Or, Amos and

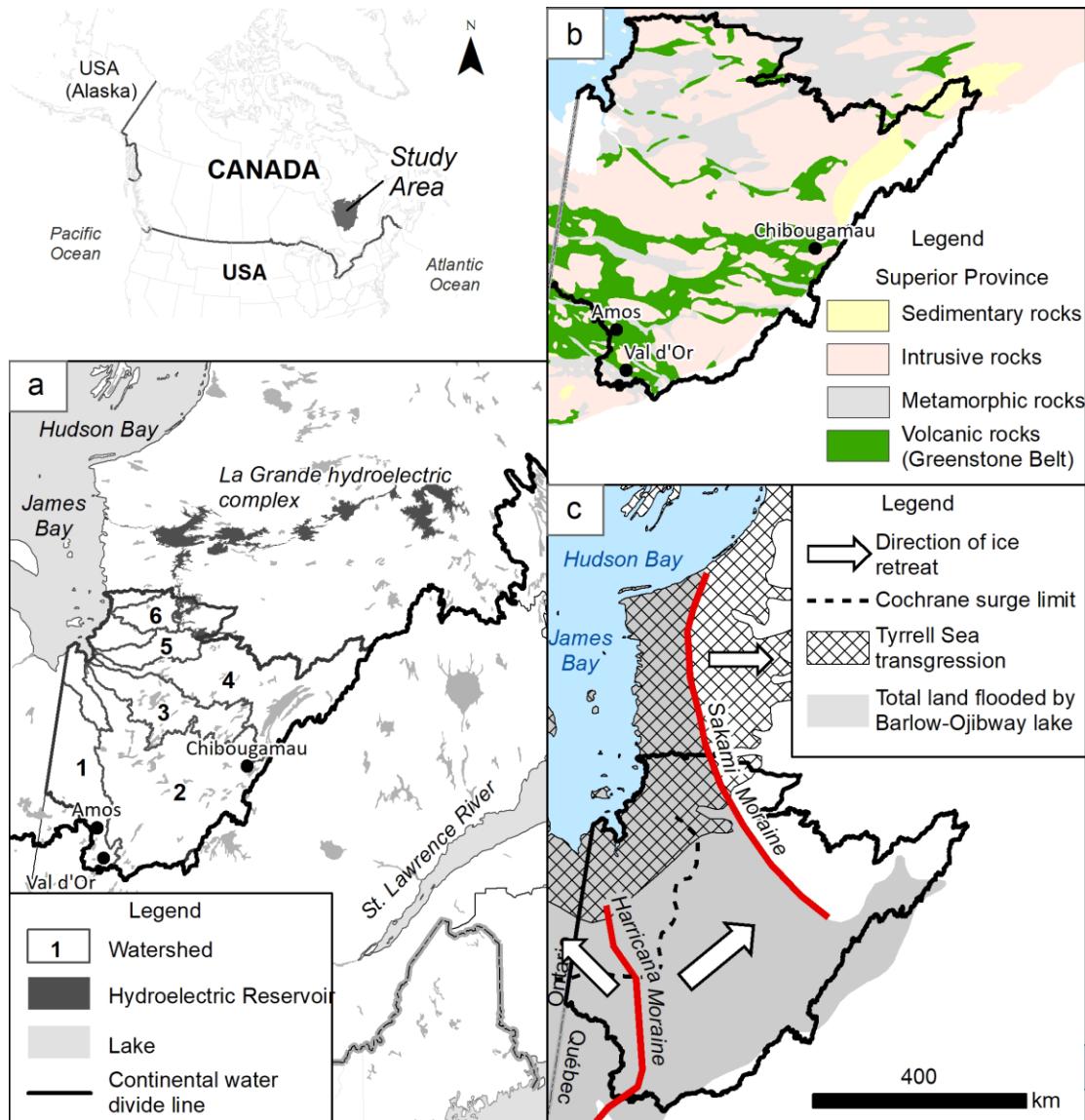


Figure 2.1 Study Area. a) Included watersheds. Legend: 1. Harricana River 2. Nottaway River 3. Broadback River 4. Rupert River 5. Pontax River 6. Eastmain River. b) Geology of Superior Province and position of the Continental water divide; c) Synthesis of main components of the last glacial retreat and post-glacial events. The extent of the Tyrell sea transgression, limit of Cochrane surge and Barlow-Ojibway submersion are based on previous work by Dionne (1972), Dubé-Loubert et al. (2012) and Veillette (1994), respectively.

Chibougamau) are in the southern part of the area. The limits of the study area correspond to the Harricana, Nottaway, Rupert, Broadback, Pontax and Eastmain

Rivers watersheds, all of which are located north of the continental water divide between the St. Lawrence and Hudson, James and Ungava Bays basins (Figure 2.1a). The region is part of the Superior Geological Province, a component of the Canadian Shield (Figure 2.1b). It covers a large portion of the Abitibi greenstone belt, an assemblage of volcano-sedimentary and plutonic rocks known for their mining potential. The area is coveted for its natural resources (mainly forestry and mining), its hydroelectric potential and the presence of vast unconfined granular aquifers, which are recognized for groundwater quantity and quality (Cloutier et al. 2016; Nadeau et al. 2015; 2018). The area is characterized by a cold and humid continental climate, with annual average temperatures near the freezing point and cumulative annual precipitation in the form of snow and rain reaching approximately 1000 mm/year.

2.2.2 Glacial history

The geomorphological features of the landscape in northwestern Quebec are largely inherited from the last Pleistocene-Holocene glaciation-deglaciation cycle (see Hardy 1982a; Veillette 1995; Veillette and Roy 1995; Veillette et al. 1999, 2017; Dubé-Loubert et al. 2012). Glacial and postglacial events (Figure 2.1c) resulted in the deposition of unconsolidated deposits, presenting a complex architecture that dictates the geometry of shallow groundwater flow systems. The oldest unconsolidated unit of the region covering bedrock (Figure 2.2a) consists of a compact coarse till (Hardy 1982a; Figure 2.2b). Till outcrops are commonly observed in high grounds located near bedrock outcrops, at elevations exceeding the maximum elevation reached by younger sediments. During the last deglaciation, northwestern Quebec was located at the boundary between two large ice masses—namely, the Nouveau-Québec glacier, receding to the northeast, and the Hudson glacier, receding to the northwest

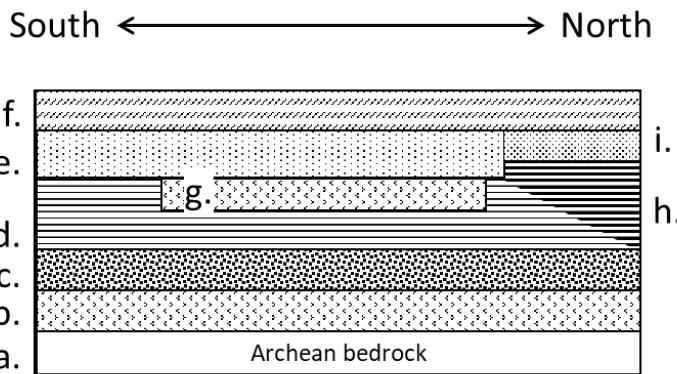


Figure 2.2 South-North composite stratigraphic column of the study area based on Hardy (1982a). The thickness of sediment layers shown in the figure is unknown and not representative of actual thickness. Legend: a. Bedrock, b. Glacial till, c. Glaciofluvial sands and gravels, d. Fine-grained, deep-water glaciolacustrine sediments, e. Glaciolacustrine, aeolian and alluvial coastal sands, f. Organic sediments, g. Cochrane till, h. Marine clay, i. Coastal and alluvial sands.

(Hardy 1982a). One of the most striking features resulting from this setting is the Harricana interlobate moraine, which extends more than 500 km (Figure 2.1c). Another striking feature is the Sakami moraine, extending over 630 km, and representing deposits that accumulated during a stagnation of the ice front as it receding to the east (Hardy 1982b). The landscape is also characterized by several vast glaciofluvial formations (eskers; Figure 2.2c). Their crests are generally aligned according to the orientation of the ice flow. Some of these formations are recognized for constituting vast aquifers that supply large quantities of high-quality groundwater (Nadeau et al. 2015, 2018; Cloutier et al. 2016; Rey et al. 2018). Melt waters from the receding glaciers constrained by topographic features and the ice margin allowed for the development of the proglacial Lake Barlow-Ojibway (Veillette 1994). The lake waters covered a large portion of the study area until their final drainage into the James/Hudson Bay outlets, approximately 7700 years ago (Clarke et al. 2004). Fine-grained, deep-water glaciolacustrine sediments were deposited in this lake (Figure 2.2d). These silt and clay sediments now cover vast areas of the lowlands where they mask older unconfined sediments and the rugged bedrock surface. The Barlow-

Ojibway clay belt is punctured by several bedrock hills and glaciofluvial formations found at higher elevations. Littoral sands were also deposited in Lake Barlow-Ojibway, and such units were reshaped by erosion following lake drainage (Figure 2.2e). The uppermost layer of unconsolidated deposits consists of organic material (peat) that has accumulated since the deglaciation period (Figure 2.2f). Organic deposits often form vast peatland complexes that are likely to play a key role in the regional surface and groundwater flow systems (Rosa et al. 2018). During the glacial retreat, ice stream events associated with the Cochrane surge reshaped the surface of fine-grained, deep-water glaciolacustrine sediments in the western part of the region and deposited thin layers of clay glacial sediments (Hardy 1982a; Veillette et al. 2017; Figure 2.2g). Following the drainage of Lake Barlow-Ojibway, the continent was strongly affected by glacial subsidence. This subsidence allowed for the Tyrrell Sea submersion, which reached present-day elevations ranging between 198 m along the Harricana River (Hardy 1977) and 274 m along the Eastmain River (Brousseau 2008). Fine-grained, deep-water marine sediments of the Tyrrell Sea were deposited over a vast portion of the James Bay lowlands (Figure 2.2h). The isostatic rebound allowed for a gradual migration of the coastline to its current position. The coastal, deltaic and beach sediments deposited when the Tyrrell Sea waters receded now form terraces that are incised by rivers (Hardy 1977; Hétu et al. 2015; Figure 2.2i).

2.3 Data sources

2.3.1 Digital elevation model (DEM)

The digital elevation model (DEM) used here consists of a 100 m x 100 m aggregation (6841 pixels x 5491 pixels) of the 10 m x 10 m DEM from Quebec's Ministry of Energy and Natural Resources (MERN 2020b). At the regional scale, this resolution provides a compromise between rapid computer calculations and intelligible visual

representations. The precisely known elevations of 114 geodetic markers were used to evaluate the precision of the DEM. The selected DEM presents an average absolute error of 4.7 m with a standard deviation of 3.9 m. The precision of the DEM was further compared with other elevation models available for the entire study area, and the results are shown in the supplementary material provided in Appendix A-1.

2.3.2. Surficial deposits

There is currently no comprehensive, high-resolution map of surficial geology available at the scale of the study area. The data from the third ecoforestry inventory (MRNF 2009) and from the surficial deposits of Northern Quebec (MFFP 2016) were therefore used jointly. These inventories include data related to the surficial units at the 1: 20,000 scale. A simplified and homogenized surficial geology map was built using these data, after aggregation of surface units into seven main classes based on their texture (Table 2.1). The texture association for all surficial units included in the ecoforestry inventories are detailed in the supplementary material provided in Appendix A-2.

Table 2.1 Classification of main surface units based on their dominant texture.

Surface units	Classification (surface unit texture)
Till cover (> 1 m), till veneer (< 1 m)	Glacial till
Cochrane till, fine-grained deep-water sediments (marine and lacustrine)	Clay
Glaciolacustrine and alluvial deposits	Silty sand
Proglacial sediments, proglacial outwash, shallow glaciolacustrine and shallow marine sediments	Sand
Frontal and interlobate moraine, ice-contact deposits	Gravel
Organic	Peat
Bedrock outcrop	Bedrock

2.3.3 Hydrographic network

The *Géobase du réseau hydrographique du Québec* (geobase hydrographic network of Quebec) at the 1: 20,000 scale (MERN 2016) was selected since it represents the most comprehensive and precise hydrographic data available at the scale of the study region. It includes lakes, reservoirs and ponds; and the streams and rivers are structured and oriented as a function of water flow.

2.3.4 Boreholes and geology

As of 2020, the Geomining Information System (SIGEOM) from the Quebec Ministry of Energy and Natural Resources (MERN 2018) contained 80,045 diamond-drilling boreholes that are included within the study area. Among these, 73,019 boreholes provide information related to unconsolidated sediments thickness. Most of these exploration boreholes are located along major geological structures that present confirmed or potential mineralization. In addition, the Quebec Ministry of Energy and Natural Resources drilled 169 boreholes specifically aimed at evaluating unconsolidated sediments thickness and stratigraphy (Allard and Dubé-Loubert, 2016). These boreholes likely provide the most reliable data within the study area. The SIGEOM database are also the main reliable source for major bedrock faults and bedrock geologic unit.

2.4 Methods

Two different GIS-based approaches were developed for evaluating groundwater resources (Figure 2.3), despite the lack of data pertaining to groundwater depth. The first approach consists of a MCA using an AHP based on geological and hydrogeological data. It allows for evaluating a spatially distributed index of the *aquifer potential* (AP). The AP values are ranked on a scale of 1 to 5 to represent the probability of observing an aquifer at a given location in the territory. It is an adaptation of the AP index previously proposed by Nadeau et al. (2015) with the use of new criteria and is similar in definition to the groundwater potential index (GWPI) used for bedrock aquifer (Murthy and Mano 2009; Youan Ta et al. 2011; Machiwal et al. 2010;

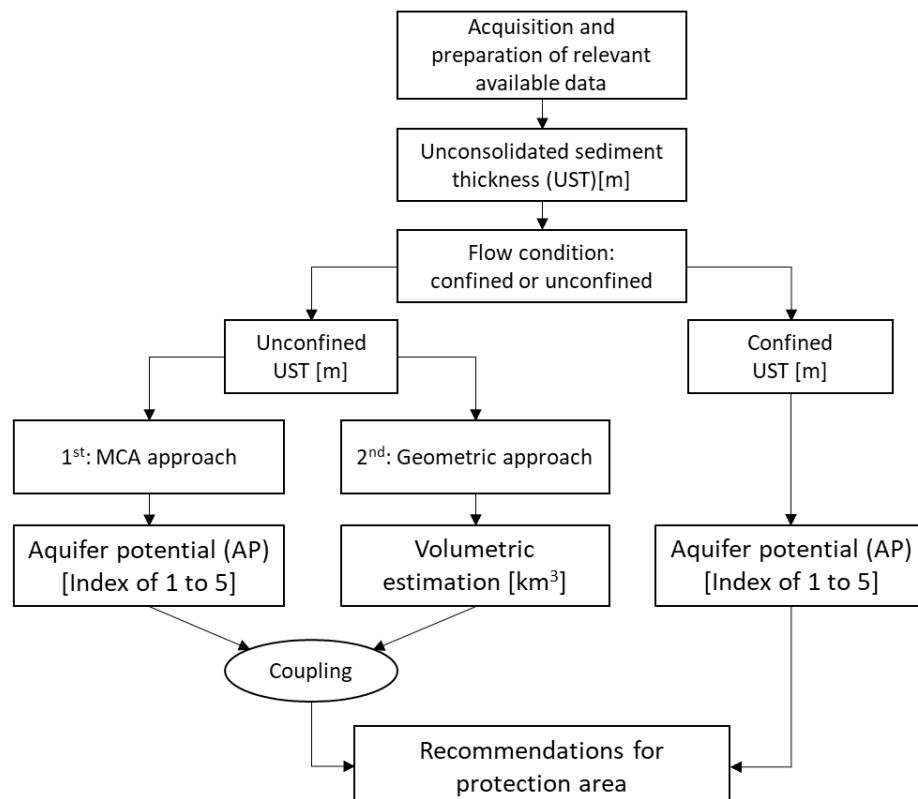


Figure 2.3 Flowchart of the main methodological steps of this study.

Adiat et al. 2012; Agarwal et al. 2013; Mallick et al. 2015; Yao et al. 2016; Aladejana et al. 2016; Akinlalu et al. 2017; Singh et al. 2018; Diaz-Alcaide and Martinez-Santos 2019; Mohammadi-Behzad et al. 2019; Saranya and Saravanan 2020; Saravanan et al. 2020). The second approach consists of geometric calculations that allow for spatially estimating the saturated thickness of granular aquifers. While the MCA-AHP and geometric approaches are independent, they both allow for assessing groundwater resources at the regional scale. They are ultimately used jointly to identify areas where groundwater protection should be prioritized. Data compilation, treatment, transformation and calculations are performed using ArcGIS 10.5.

The focus is set on aquifers associated with unconsolidated deposits. This choice is explained by the fact that the shallow granular aquifers of the Canadian Shield are generally characterized by a better water quality than fractured bedrock aquifers (Cloutier et al. 2016; Bondu et al. 2020). Shallow granular aquifers further represent a more readily accessible water resource for local communities. In addition, these aquifers are known to have a high vulnerability and are likely to be associated with groundwater dependent ecosystems (GDE; Nadeau et al. 2015; Rosa et al. 2018).

2.4.1 Unconsolidated sediments thickness

While borehole data are substantial (over 73,000 boreholes), their spatial distribution is inadequate for interpolating the thickness of unconsolidated sediments at the scale of the study area using conventional interpolation methods as kriging or inverse distance weighting. The method developed by Nadeau et al. (2018) was adapted to overcome this limitation. It allows for estimating unconsolidated sediments thickness based on the distance from the closest bedrock outcrop. The topography of the

outcropping bedrock is also used as an analogue to predict the shape of the buried bedrock surface. In other words, the surface roughness and slope of the buried bedrock is likely to be similar to the surface roughness and slope of nearby bedrock outcrops. The method used to evaluate the surface roughness of bedrock and till outcrops is presented in Figure 2.4. For each bedrock/till outcrop, the variations in ground elevation are calculated as a function of the distance from the limit of the outcrop with surrounding sediments (Figure 2.4a). Similarly, the thickness of unconsolidated sediments with respect to the distance from the closest bedrock/till outcrop can be evaluated using the available borehole data (Figure 2.4b). The trends evaluated using the two aforementioned approaches can be plotted in a graph presenting the average elevation range with respect to the distance from the bedrock/sediment limit

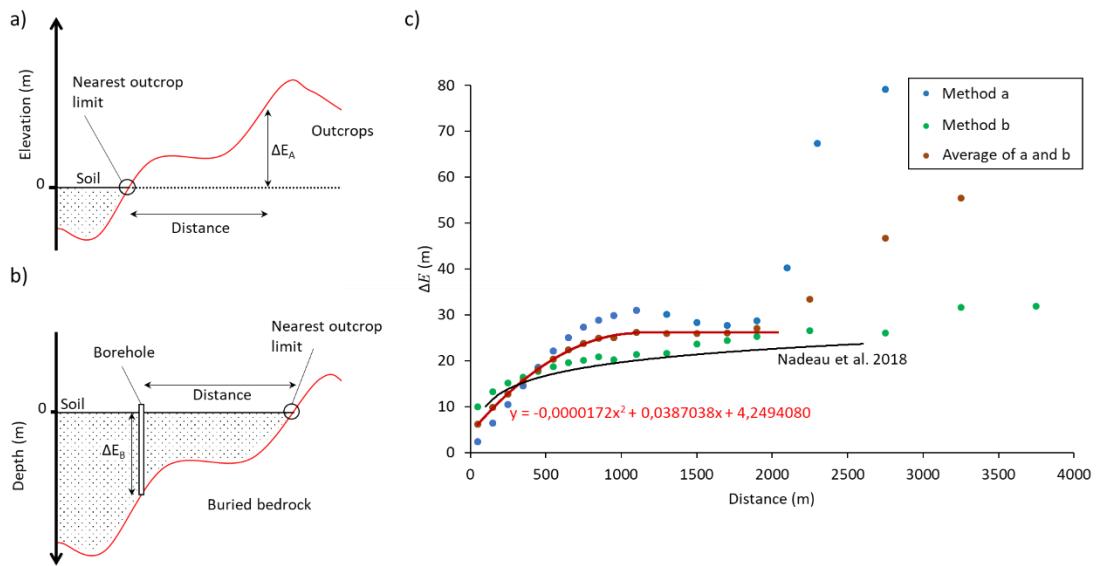


Figure 2.4 Evaluation of unconsolidated sediments thickness. a) Method for evaluating the average increase in bedrock/till surface elevation (ΔE_A) as a function of the distance to the closest contact with sediments; b) Strategy for evaluating the average increase in unconsolidated sediments thickness (ΔE_B) as a function of the distance to the closest bedrock/till outcrop; c) Estimated trends representing average surface roughness ($\bar{\Delta E}$) as a function of the distance to the contact between sediments and bedrock/till outcrops. This trend is a regional analog of the unconsolidated sediments thickness (UST).

(Figure 2.4c). The data suggest increasing sediments thickness between 0 and 1150 m of distance to an outcrop, and a plateau with a sediment thickness of approximately 26 m between distances of 1150 m and 2000 m. Beyond that distance, the amount of available data is considerably reduced (because boreholes are rarely located further than 2000 m from the closest bedrock/till outcrop, and bedrock/till outcrops rarely exceed 2000 m in radius). Here, Eq. 1 is used to estimate unconsolidated sediments thickness (UST) as a polynomial function of the distance (x) to the closest bedrock outcrop up to a distance of 1150 m (red line in Figure 2.4c). Beyond that, the unconsolidated sediments thickness is expected to average 26 m:

$$\text{UST} = -1.71995 \times 10^{-5}x^2 + 0.03870x + 4.25 \quad (1)$$

While this approach remains approximate, it allows for performing calculations that are coherent with field data and observations. The trend obtained by Nadeau et al. (2018) for the Abitibi-Témiscamingue region (also within the Canadian Shield) is shown for comparison in Figure 2.4c.

2.4.2 Groundwater flow conditions: confined vs unconfined aquifers

The delimitation of unconfined *vs* confined aquifers relies on an evaluation of the extent of (1) fine-grained, deep-water sediments (either glaciolacustrine or marine) and (2) clayey till deposits associated with the Cochrane surge. These sediments are considered regional aquitards, given the widely recognized low hydraulic conductivity of clay with respect to sand and gravel. Here, water-saturated sand and gravel units found beneath a clay layer are considered confined aquifers. Nevertheless, the aquitards are covered in places by younger deposits. There is a need, therefore, to evaluate the extent of clay deposits beyond the areas where they are observed at the surface. In the

absence of precise stratigraphic data that could be interpolated at the scale of the study region, the extent of clay deposits was estimated based on geological observations and criteria based on the knowledge of the glacial history (section 2.2.1 General context):

- 1- The surficial units mapped as fine-grained, deep-water sediments (either glaciolacustrine or marine) and Cochrane till deposits are part of the clay extent;
- 2- Clay deposits could be buried in areas where younger unconsolidated sediments are outcropping;
- 3- The Sakami moraine represents the eastern boundary of the glaciolacustrine Barlow-Ojibway submersion extent;
- 4- In Lake Barlow-Ojibway, clay deposits are restricted to areas where the depth of water was ≥ 50 m (Veillette 1983);
- 5- The maximal elevation of clay deposits compared to the shoreline elevation reached by the Tyrrell Sea submersion suggests that marine clay deposits are restricted to areas where the depth of the Tyrrell Sea water was ≥ 30 m.

Based on these conditions, an evaluation of water depths in Lake Barlow-Ojibway and in the Tyrrell Sea can be used to identify areas where conditions were conducive to the accumulation of clayey sediments (using a 100 m x 100 m grid). The maximum elevation reached by Lake Barlow-Ojibway was evaluated by interpolating the isolines of highest washing limits previously identified by Veillette (1994), and restricted to the west side of the Sakami moraine. Similarly, the maximum elevation reached by the Tyrrell Sea was estimated using a linear interpolation of the elevation of ancient shorelines as identified by Hardy (1977) and Brosseau (2008) along the Harricana and Eastmain Rivers, respectively. This approach allows accounting for the apparent tilt of the lake and sea paleo-surfaces, the latter resulting from the non-uniform isostatic rebound that occurred in the territory following deglaciation.

2.4.3 Multi-criteria analysis: Unconfined aquifer potential (AP)

The first approach used to calculate the AP for unconfined areas consists in applying a MCA on a 100 m x 100 m grid:

$$AP = \sum w_j \cdot x_{ij} \quad (2)$$

where w_j is the weight defined for criterion j and x_{ij} is the value assigned to component i for criterion j following standardization. The potential transmissivity (T'), the surface slope (S), the distance to a feature of the hydrographic network (DFHN), the drainage network density (DND), the distance to a major bedrock fault (DMBF) and the topographic wetness index (TWI) are the applicable criteria selected based on previous studies (Diaz-Alcaide and Martinez-Santos 2019). Each criterion is evaluated for each cell (100 m x 100 m) of the territory based on the available data (section ‘*Data sources*’). These cell values are then standardized on a scale of 1 to 5 based on theoretical assumptions, higher values being attributed to conditions that are more conducive to the development of aquifers. The criteria and associated standardized values are provided in Table 2.2. When applied for the six criteria, Eq. 2 can be developed as Eq. 3 to express the AP index:

$$AP = w_T \cdot x_T + w_S \cdot x_S + w_{DFHN} \cdot x_{DFHN} + w_{DND} \cdot x_{DND} + w_{DMBF} \cdot x_{DMBF} + w_{TWI} \cdot x_{TWI} \quad (3)$$

The AP is a dimensionless qualitative aggregation of physical parameters which provides information on storage and filling capacity. It was assumed that the criteria are independent but a bias could be introduced by a potential collinearity between them. A sensitivity analysis was conducted to identify the impact of modifications in input parameters. The map of regional distribution of the AP is presented in section 2.5.3.1.

Table 2.2 Standardization of the thematic layer included in the multi-criteria approach on a scale of 1 to 5.

Layers	Dimensions	MCA Symbol	Classes of values	Standardization (dimensionless)
Potential transmissivity	[]	T'	15–25	5
			9–14	4
			5–8	3
			3–4	2
			1–2	1
Soil Surface slope	°	S	0–2	5
			2–6	4
			6–12	3
			12–18	2
			> 18	1
Topographic wetness index	[]	TWI	> 11,5	5
			9,5–11,5	4
			8,5–9,5	3
			7,5–8,5	2
			< 7,5	1
Distance to a major bedrock fault	[L]	DMBF	< 200	5
			200–400	4
			400–600	3
			600–1000	2
			> 1000	1
Distance to a feature of the hydrographic network	[L]	DFHN	0–500	5
			500–1000	4
			1000–1500	3
			1500–2000	2
			> 2000	1
Drainage network density	[L/L ²]	DND	0–0,5	5
			0,5–1,0	4
			1,0–1,5	3
			1,5–2,0	2
			> 2,0	1

2.4.3.1 Potential transmissivity of unconsolidated sediments (T')

The transmissivity (T) [L^2/T] of an aquifer corresponds to the product of its saturated thickness (b) [L] and hydraulic conductivity (K) [L/T]:

$$T = K \cdot b \quad (4)$$

Here, in the absence of a precise knowledge of the hydraulic heads and hydraulic conductivities at the scale of the study area, a quantitative evaluation of T is not feasible. To overcome this limitation, a semi-quantitative evaluation of the potential transmissivity (T') is proposed:

$$T' = x_{\text{TEXT}} \cdot x_{\text{UST}} \quad (5)$$

Where x_{UST} is the value of the standardized UST and x_{TEXT} is the value of the standardized surficial units textures (TEXT) based on their expected hydraulic conductivity (Table 2.3). For a given TEXT, the areas characterized by higher UST are more conductive to the development of a significant aquifer in comparison to areas characterized by lower UST (Nadeau et al. 2018). Then, typical K values measured in unconsolidated sediments from the Canadian Shield (Cloutier et al. 2013, 2015, 2016) along with K data from the literature (Freeze and Cherry 1979; Domenico and Schwartz 1990) are used to rank surficial units texture (Figure 2.5). Standardized T' values are provided in Table 2.2.

Table 2.3 Standardization of the unconsolidated sediment thickness (UST) and the soil surface texture (TEXT) used to assign potential transmissivity (T') values.

Layers	Dimensions	MCA Symbol	Classes of values	Standardization (dimensionless)
Unconsolidated sediment thickness	[L]	UST	0–10	1
			10–15	2
			15–20	3
			20–25	4
			>25	5
Texture	[]	TEXT	Gravel / organic	5
			Sand	4
			Silty sand	3
			Glacial till	2
			Fractured bedrock	1

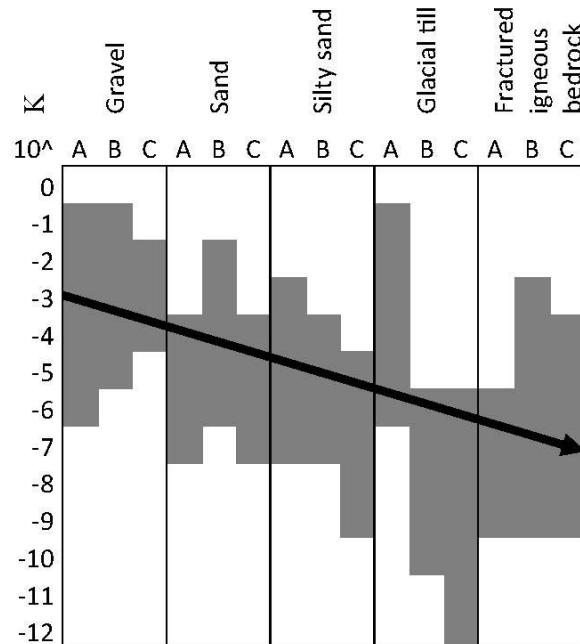


Figure 2.5 Proposed ranges of hydraulic conductivity for various sediments and for the fractured bedrock (The bold line represents the trend of hydraulic conductivity used for standardisation). Legend: (A) Cloutier et al. (2016); (B) Freeze and Cherry (1979); (C) Domenico and Schwartz (1990).

2.4.3.2 Soil surface slopes (S)

The slope of soil surface is likely to impart a significant control on the runoff vs infiltration ratio but their physical effect is still debated (Chen and Young 2006). Here, it is assumed that steeper slopes are likely to be more prone to surface runoff, while flatter grounds are likely to be more prone to infiltration and subsequent groundwater recharge (Aller et al. 1987; Brito et al. 2006; Quiroz Londoño et al. 2016). The surface slopes (in degrees) were calculated from the DEM and their standardized classes are inspired for the slope parameter as define in the DRASTIC vulnerability index (Aller et al. 1987).

2.4.3.3 Hydrography and drainage density (DFHN and DND)

In areas of unconfined aquifers, the presence of lakes and ponds is considered an indication of a shallow water table where surface- and groundwater interactions are likely to occur (Ala-aho et al. 2013; Barthel and Banzhaf 2016, Larocque and Broda 2016; Arnoux et al. 2017). Here, ratings are evaluated based on the distance from the closest lake or pond, up to a distance of 2000 m. The density of the surface drainage network is also used as an indication of the ability of surface soils to route precipitation into surface runoff. Well-developed and denser drainage systems are interpreted as an indication of surface runoff dominance over infiltration and groundwater recharge (Mardhel et al. 2021). Drainage density was calculated with the cumulative length of stream segments within a 1000 m radius of each cell over the entire study area.

2.4.3.4 Distance to a major bedrock fault (DMBF)

Bedrock faults could cause linear depressions in the bedrock surface due to a lower resistance to erosion. These depressions are filled with greater thicknesses of unconsolidated sediments, thus locally increase the aquifer volume. While the Precambrian bedrock is likely to present a generally low hydraulic conductivity (Rouleau 1999), major fault zones are likely to be associated with an increased fracture density, a condition that is conducive to increased permeability and sustainability of water supply (Sander 2007). In contrast, a fault zone could act locally as a barrier to groundwater flow and reduce bedrock permeability (Gleeson and Novakowski 2009).

2.4.3.5 Topographic wetness index (TWI)

The topographic wetness index (TWI) allows for a relative assessment of the potential water saturation of soils (Beven and Kirkby 1979, Sorensen et al. 2006). The TWI can yield mitigated results in some environments, but it provides a relevant tool for evaluating regional patterns (Tompson and Moore 1996; Rodhe and Seibert 1999; Grabs et al. 2009). The index is based on the hypothesis that soil moisture increases as the drainage area (α) increases and surface slope (β) decreases:

$$\text{TWI} = \ln\left(\frac{\alpha}{\tan(\beta)}\right) \quad (6)$$

The TWI calculation is sensitive to the DEM used for calculating β and to the method used for evaluating α (Mattivi et al. 2019). Here, the wetness index from Saga-GIS software (Bohner and Selige 2006) is used because it is better suited for areas where surface slopes are weak.

2.4.3.6 Criteria weighting using the analytical hierachic process (AHP)

The MCA allows for the evaluation of AP according to weighted criteria. The criteria (Table 2.2) are calculated using an AHP. An importance degree is assigned to each pair of criteria (Table 2.4), either by an expert panel or by an individual user, in a pairwise comparison matrix (Table 2.5). The weight (w) attributed to criterion (j) corresponds to the eigenvector of this matrix, as calculated using a procedure adapted from Malczewski (1999):

- Step 1 - Summation of values of each column of the pairwise comparison matrix;
- Step 2 - Creation of a standardized table by dividing each component of the table by the corresponding summation (as evaluated in step 1, above);
- Step 3 - Division of the sum of normalized values by the number of criteria for calculating the average of components in each line.

Table 2.4 Degrees of importance attributed to criteria during pairwise comparisons (modified from Saaty 1980).

Less important					More important				
Extreme	Very high	High	Average	Equal	Average	High	Very high	Extreme	
1/9	1/7	1/5	1/3	1	3	5	7	9	

One of the strengths of this approach is the ability to calculate a coherence index (CI) to verify if degrees of importance attributed in the pairwise comparisons are coherent with each other:

$$CI = \frac{\lambda - n}{n - 1} \quad (7)$$

where n is the number of included factors and λ is the average of the coherence vector, which is evaluated by:

2.4.4 Unconfined aquifer delimitation based on geometric calculations

The second approach used here is based on geometric calculations that allow for estimating the saturated thickness of unconfined granular aquifers. The available wells and piezometers where hydraulic heads can be measured do not allow for interpolating the position of the water table at the scale of the study area, mainly because measurements are sparse and unevenly distributed. As an example, approximately 2240 groundwater wells with information on groundwater depth are included in Quebec's Hydrogeologic Information System for the study area. Nevertheless, the vast majority of these wells are highly concentrated in the municipalized area found at the southern limit of the study area. These data could therefore not be used to interpolate groundwater depth due to their poor spatial distribution. Nevertheless, in areas of unconfined granular aquifers, it can be postulated that the elevation of streams, rivers and lakes provide local information on the position of the water table. Under the hydro-climatic conditions prevailing in the study area, it is most likely that unconfined granular aquifers discharge into streams and lakes. This was indeed observed in other areas of the Canadian Shield located south of the study region (Nadeau et al. 2015, 2018; Rey et al. 2018) and suggests that in the immediate vicinity of lakes and streams, groundwater heads in unconfined aquifers are likely to be equal (or higher) to the elevation of surface waters.

The water table elevation (WTE) was therefore estimated using a triangulated irregular network (TIN) created from points (vertices) of the hydrographic network. In unconfined aquifer areas, all lakes in contact with granular deposits were selected. To ensure the continuity and the representativeness of the WTE, lakes with areas $> 10 \text{ km}^2$ were selected in sectors of confined aquifers. The streams and rivers with a Strahler order > 4 were also selected in confined aquifer areas, while all persistent streams were selected in unconfined aquifer areas. The elevations of the vertices defining the contour

of water bodies (lakes and large rivers) and the lines of selected streams were extracted from the DEM and then used to produce a TIN. The approximate WTE was obtained by converting this TIN in a $100\text{ m} \times 100\text{ m}$ grid that is coherent with the DEM. A subsequent correction was made to restrict WTE to values below the surface elevation. The WTE allows for estimating groundwater depth (GD) (Eq. 9) and the saturated sediments thickness (SST) (Eq. 10) in areas of unconfined aquifers:

$$\text{GD} = \text{DEM} - \text{WTE} \quad (9)$$

$$\text{SST} = \text{UST} - \text{GD} \quad (10)$$

where DEM is the value of the digital elevation model (section ‘*Digital elevation model*’) and UST is the value of unconsolidated sediment thickness (section ‘*Unconsolidated sediments thickness*’). All these parameters have units of length [L]. Eq. 10 allows for estimating the extent of unconfined granular aquifers along the z-axis, while the extent of these aquifers in the xy-plane can be estimated based on the data associated with groundwater flow conditions (section ‘*Groundwater flow conditions: confined vs unconfined aquifers*’). This process further provides evaluation of the volume of unconfined granular aquifers.

2.4.5 Confined aquifer delimitation

In confined aquifer areas, the AP is assumed to be proportional to the UST. Under the hydro-climatic conditions prevailing in the study area, it is most likely that the sand and gravel units found beneath aquitards are water-saturated (Cloutier et al. 2016; Nadeau et al. 2018). In the absence of precise stratigraphic data to calculate the thickness of the aquitard layers and the precise extent of confined granular aquifers,

the AP were attributed based on the assumption that the highest AP are associated with the highest UST values as observed in neighboring regions (Nadeau et al. 2018).

2.5 Results and discussion

2.5.1 Unconsolidated sediments thickness

The calculated UST values are shown in Figure 2.6a. The GIS-based calculations reveal that the UST generally increases from east to west. In the eastern part of the study area, UST rarely reach the maximum thickness of 26 m and the greatest

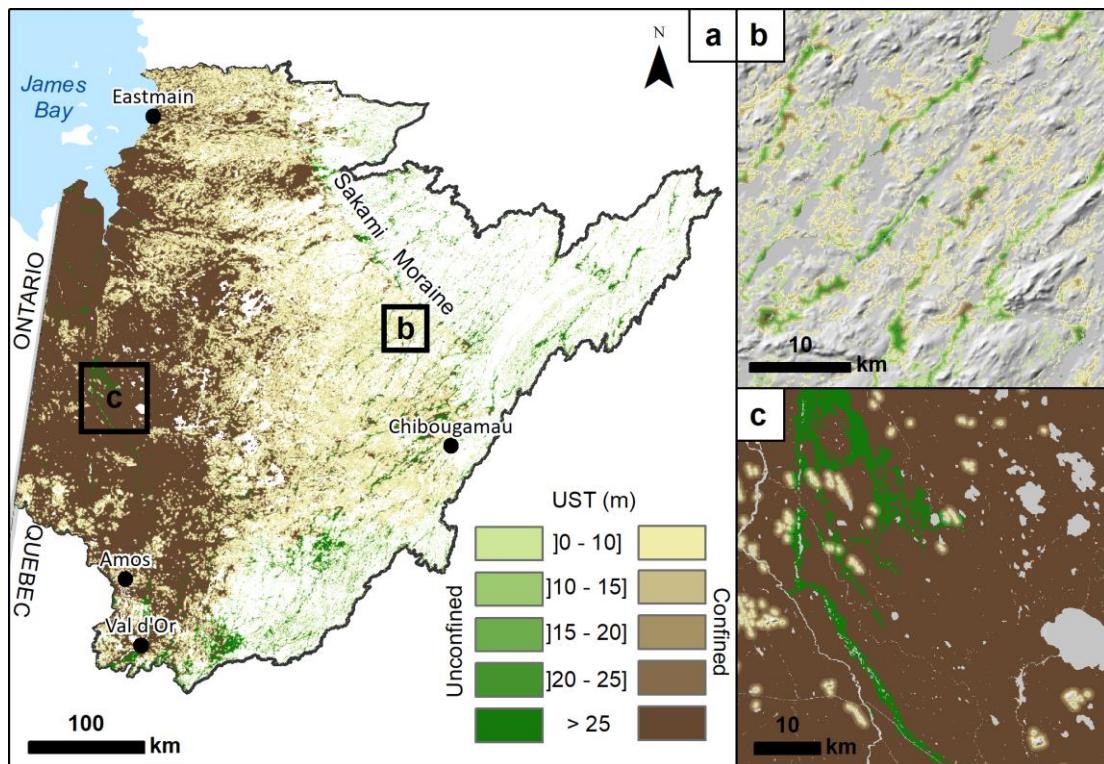


Figure 2.6 Unconsolidated sediments thicknesses used for identifying groundwater flow conditions (Unconfined aquifers are represented in green and confined aquifers are in brown).

accumulations are mainly found in glacial valleys (Figure 2.6b). Crests of unconsolidated sediments aligned along a SW-NE axis associated with glaciofluvial formations (eskers and moraines) are also associated with high UST values. In the western part of the study area, the low density of bedrock outcrops suggests the presence of thick unconsolidated sediments (Figure 2.6c). This observation is coherent with the geomorphology of the Canadian Shield bedrock and its glacial history, as the lower bedrock elevations found towards the James Bay were conducive to the accumulation of thick unconsolidated sediments following ice retreat. High UST values were further reported in this area by several authors (Roy et al. 2011; Allard et al. 2012; Dubé-Loubert et al. 2012). The UST calculated for the lowlands, near James Bay, presents a greater heterogeneity north of the Rupert River where thicker sediments are observed, mainly along the main river valleys.

Here, Eq. 1 was used to represent the increase in UST with respect to the distance to the closest bedrock outcrop. The approach has the advantage of allowing for the calculation of an average regional trend, as it accounts for all available borehole and bedrock outcrop data. Nevertheless, it is not suited for representing local features of the bedrock morphology, since it is based on average rather than local values. In order to provide a quantitative representation of this limitation, the UST compiled from the most reliable boreholes ($n=169$; Allard and Dubé-Loubert 2016) were plotted against the trend defined by Eq. 1 (Figure 2.7). The average difference between the predicted vs measured UST is 2.7 m and the mean absolute difference is 11.1 m—a significant value that reflects bedrock irregularity. For each of the distances reported on the x-axis, the predicted trend intersects the range defined by the average UST (measured from boreholes) \pm standard deviation (σ). These observations suggest that the calculated UST are relevant when interpreted at the scale of the study area, but do not allow for precise local estimates. While this represents a limitation with respect to the evaluation of available water resources at the local scale, the approach remains relevant for identifying vast areas characterized by high AP. This information is critical for

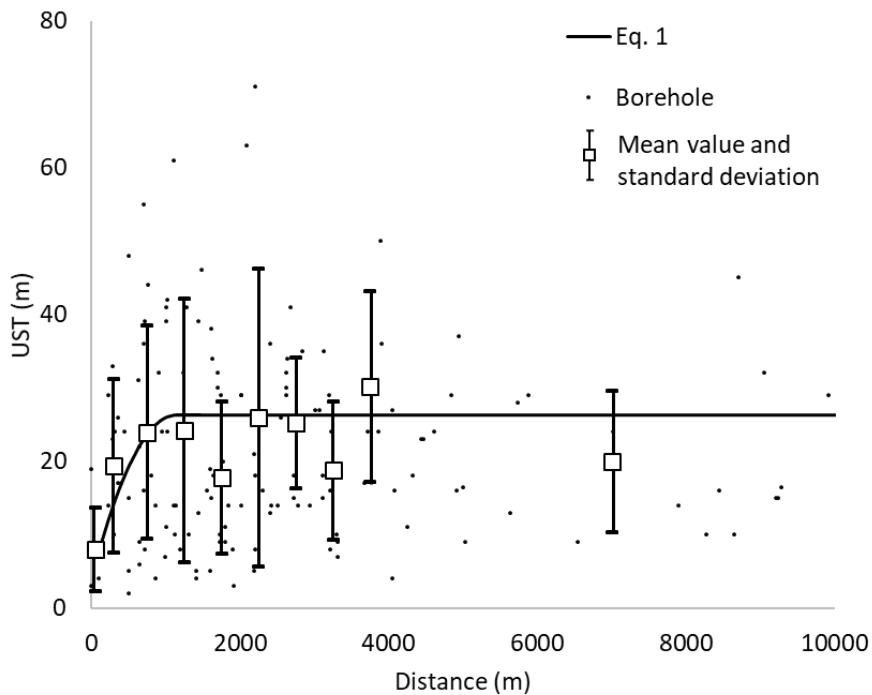


Figure 2.7 Comparison of unconsolidated sediments thickness (UST) from high quality boreholes (Allard and Dubé-Loubert 2016) with the predicted trend of regional UST (see Eq. 1).

including groundwater protection in the context of land use planning since vast contiguous areas, rather than sparse and isolated small areas, are generally considered.

2.5.2 Groundwater flow conditions and aquifer delimitation

The extent of the fine-grained, deep-water glaciolacustrine and marine sediments (hereafter the “clay plain”) is used to differentiate between unconfined and confined granular aquifers. Overall, the clay plain covers approximately 50% of the study area and is restricted to the western part of the study area. Along the Sakami moraine, the ice margin acted as a barrier preventing the submersion of the proglacial Lake Barlow-

Ojibway to reach highlands located east of the Sakami moraine. The higher elevations found in the eastern part of the study region further limited the extent of the Tyrrell Sea submersion. Confined granular aquifers are thus mainly limited to the western part of the study region, whereas unconfined granular aquifers are mainly found in the eastern part of the study region, with the Sakami moraine acting as an east-west divide in the regional groundwater flow system. The area located in the vicinity of the Sakami moraine represents a transition zone where confined aquifers are restricted to river valleys. The calculated extent of unconfined and confined granular aquifers is shown in Figure 2.6a. The data suggest that the largest groundwater volumes of the study area are found in the confined aquifers located west of the Sakami moraine, which is likely due to the conditions prevailing during the submersion that followed the ice retreat, as the latter were conducive to the accumulation of thick subaqueous sediment sequences around the moraine. Confined aquifers of the western part of the study region are only punctuated by local bedrock outcrops. These outcrops likely constitute local recharge areas in the groundwater flow system. The thickness of unconfined granular aquifers can locally reach 25 m, although most of these aquifers are < 10 m in thickness. The largest unconfined aquifers are found along the Sakami moraine and other vast glaciofluvial formations such as the Harricana moraine.

2.5.3 Aquifer potential

2.5.3.1 Evaluation of AP for unconfined aquifers based on the MCA-AHP approach

Most of the thematic layers used for calculating AP show clear spatial patterns over the study area (Figure 2.8). The T' is generally higher along the Sakami and Harricana moraines and, locally, in the vicinity highlands in the southeastern part of the region. The DFHN and DND values, both associated to the hydrographic network, are generally higher east of the Sakami moraine, reflecting the high density of lakes and

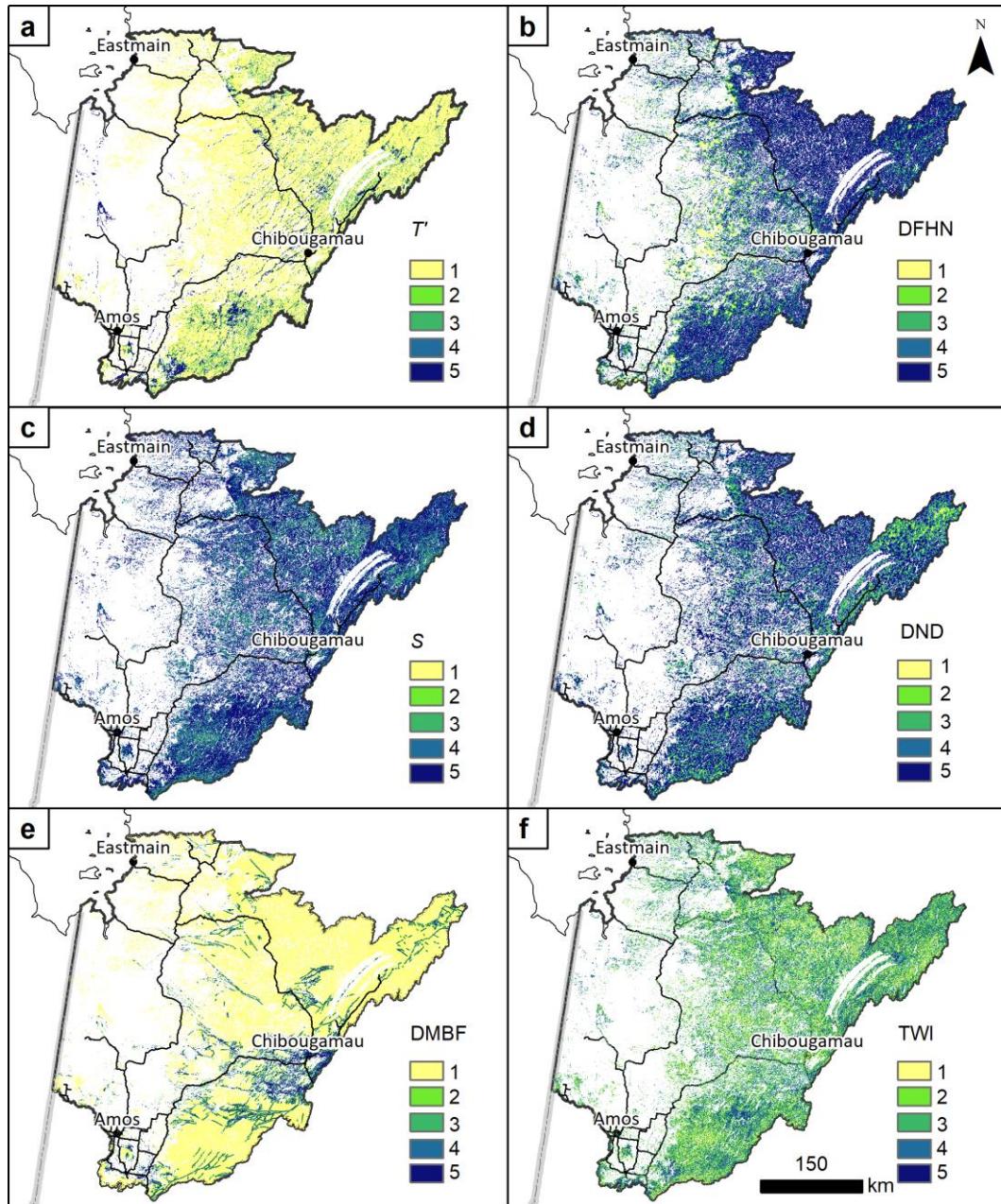


Figure 2.8 Maps of standardized values of criteria needed for Aquifer Potential calculations. a) T': Potential transmissivity; b) DFHN: Distance from hydrographic network; c) S: Slope; d) DND: Drainage network density; e) DMBF: Distance to a major bedrock fault; f) TWI: Topographic wetness index.

streams that could be related to the low hydraulic conductivity of the bedrock in this sector. The DMBF shows a different geographic pattern, as most of the major faults

are located within a W-E area crossing the study region at the latitude of the Chibougamau municipality. The S and the TWI do not define clear spatial patterns, but likely rather reflect the rugged bedrock topography.

Three zones with different trends of unconfined AP can be identified in the study area (Figure 2.9). One of the widest unconfined granular aquifer areas found in Zone 1 consists of the northern portion of the Harricana moraine (label A in Figure 2.9). Covering approximately 200 km², this parcel of moraine has the main characteristics that allow for the development of high AP. The coarse-grained soils are conductive to infiltration and groundwater recharge, while the impervious sediments of the clay belt

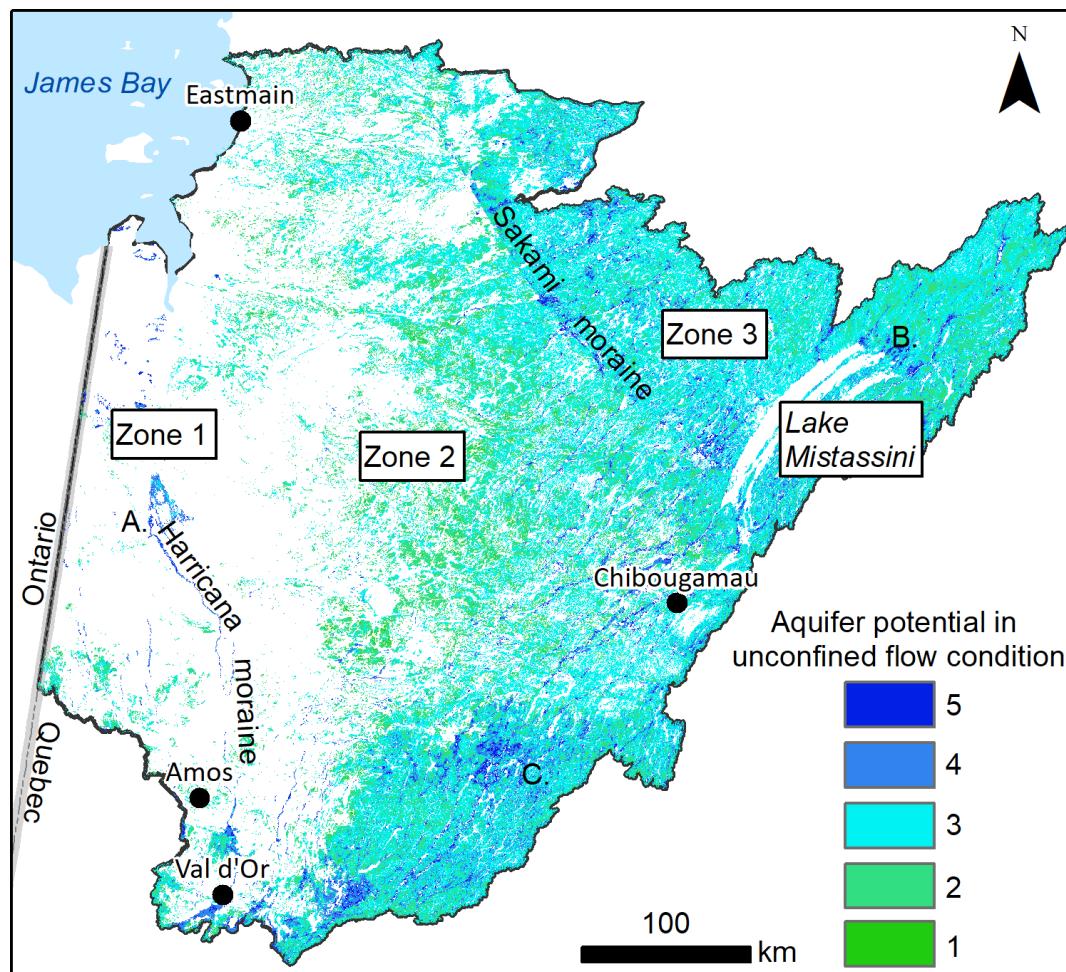


Figure 2.9 Calculated Aquifer Potential (AP) values for unconfined aquifers.

surrounding the unconfined aquifer are prone to the accumulation of groundwater within the unconfined, unconsolidated sediments. These characteristics are highly similar to that of the most productive unconfined glaciofluvial aquifers of the Abitibi-Témiscamingue region (Nadeau et al. 2015, 2018; Cloutier et al. 2016).

The central part of the study region (Zone 2) consists of a transition zone between confined and unconfined aquifers located to the west and east, respectively. The unconfined granular aquifers of this zone are generally characterized by AP values ≤ 3 . The limited thickness of unconsolidated sediments in this zone and the lesser abundance of lakes suggest lower AP. Zone 2 extends towards the north to reach the Eastmain area, near James Bay. Towards the east, the Sakami moraine marks a clear limit between Zone 2 and Zone 3.

The eastern part of the study region is identified as Zone 3 in Figure 2.9. This zone is located outside of the limits of the clay plain. Most of the unconfined aquifers of this zone present AP < 3 . The unconfined aquifers presenting the highest AP are largely associated with the Sakami moraine and with glaciofluvial formations located further east. Some wide areas of unconfined aquifers presenting AP = 5 are also found at the northeastern limit of Lake Mistassini (label B in Figure 2.9). In the southern part of Zone 3, the areas characterized by AP = 5 are mainly associated with littoral sands and glaciofluvial formations (label C in Figure 2.9).

2.5.3.2 Aquifer delimitation based on geometric calculations

The geometric calculations suggest thicknesses of unconfined granular aquifers reaching the maximum value of 26 m (see Eq.1; Figure 2.7), for regional average and standard deviation values of 8.5 m and 6.0 m, respectively. Based on the geometric calculations, it is estimated that 17% of the granular formations are not saturated with

water. Generally, the highest aquifer thicknesses correspond to the areas where the highest AP were evaluated based on the MCA-AHP. This can be seen in Figure 2.10, where the saturated sediments thickness (SST) are reported according to the five classes of AP. The results from both approaches appear to be coherent, as the greatest SST (> 15 m) are mainly associated with the highest classes of AP ($AP \geq 4$). Similarly, the average calculated SST decreases with decreasing AP. One of the main limitations of the geometric approach is the inability to account for the topography of eskers and moraines, as the elongated crests associated with these formations are not well represented by the regional interpolations. Owing to this limitation, the results suggest that the highest SST are found at the margin of eskers and moraines, with lower SST values along the crests. Nevertheless, based on several observations conducted in similar geologic formations in the Abitibi-Témiscamingue region, it is expected that the highest SST values should be observed in the core of eskers and moraines (Nadeau et al. 2015). The geometric calculations also allow for a first order estimate of the volume of groundwater stored in unconfined granular aquifers. Assuming an average total porosity of 30% for sand and gravel aquifers and uncertainties of approximately

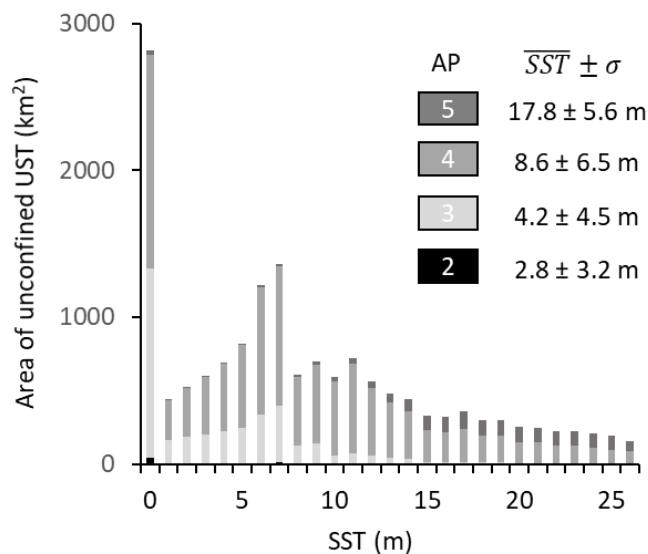


Figure 2.10 Calculated area of saturated sediments thickness (SST) for the five classes of aquifer potential (AP) in unconfined aquifers. UST: Unconfined sediment thickness.

1 m on calculated water table elevations, the total volume of groundwater in unconfined granular aquifers is estimated at $40 \text{ km}^3 \pm 10\%$. In terms of comparison, the total domestic water volume used by the entire Canadian population is estimated at 8.55 km^3/yr (Hoekstra and Chapagain 2007).

2.5.3.3 Confined aquifer

Confined aquifers are limited to Zone 1 and Zone 2 (Figure 2.9). The widest confined aquifers of the study area are found in a vast groundwater flow system (Zone 1) that extends from the southern limit of the study region (near Val-d'Or) towards James Bay. In this zone, the greatest contiguous confined granular aquifer extends over 80,000 km^2 . Scattered bedrock outcrops and unconfined aquifer areas interrupt this large system, creating local recharge areas and associated intermediate groundwater flow systems. Within Zone 2, the largest confined aquifers are located towards the west and in river valleys located further towards the east. Northwards, the Tyrrell Sea deposits are thin due to higher topographic elevation. In this zone, the widest confined aquifers presenting $\text{AP} \geq 4$ are in the Pontax and Eastmain River valleys.

2.5.4 Uncertainties and sensitivity analyses

Several factors can entail uncertainties in the MCA-AHP and the geometric calculations proposed here. One advantage of the MCA-AHP approach is that a sensitivity analysis can be performed, therefore allowing for quantifying the impact of different criteria on AP calculations. The MCA-AHP used for estimating AP includes six criteria that are weighted according to pairwise comparisons (section '*Multi-criteria*

analysis: unconfined aquifer potential (AP)’). While the approach relies on objective mathematical calculations, the choice of input parameters (mesh size, selected criteria, limits of classes used for standardization) and pairwise comparisons imply a subjective process. A sensitivity analysis was therefore conducted to identify the impact of modifications in the MCA-AHP input parameters on the calculated AP. Modifications were brought to the selected criteria, number and limits of classes, weights and spatial resolution (mesh size) according to 21 scenarios (Table 2.6).

The relative difference between the tested scenarios and the reference state (*ref*, used for calculations in this study) are evaluated by calculating, for each scenario, the total area associated with each AP class, and normalizing these values to the results obtained for the reference scenario (Figure 2.11). The data reveals that the relative difference between the tested scenarios and the reference state are greatest for AP classes 1 and 5. This was expected since these two classes of AP are the least abundant over the study area. The sensitivity analysis further allows for identifying scenarios that tend to over- or under-estimate the abundance of AP within class #5, since this is the target class in this study. The data further support the interpretation that the number of classes used for partitioning input data and the approach used for evaluating the weight of criteria are the key parameters driving results of the MCA-AHP. In addition, the sensitivity analysis revealed that parameter T' has a major influence on calculations. This highlights the effect of the rugged bedrock surface causing zones with low UST and low AP near bedrock outcrops.

Table 2.6 Sensitivity analysis of the multicriteria analysis.

Scenario	ID color	Selected Criteria	Number of classes	Limits of classes ¹	Weights	Mesh
Ref	■	6	5	User defined	User defined	100 m
1	■		2	Jenks		
2	■		3	Jenks		
3	■		5	User defined	Equal values	
4	■	6	5	Jenks		
5	■		2	Jenks		
6	■		3	Jenks	User defined	
7	■		5	Jenks		100 m
8	■	5 (without DND)				
9	■	5 (without S)				
10	■	5 (without DMBF)				
11	■	5 (without TWI)	5	User defined	User defined	
12	■	5 (without DFHN)				
13	■	5 (without T')				
14	■		2	Jenks		
15	■		3	Jenks		
16	■		5	User defined	Equal values	
17	■	6	5	Jenks		
18	■		2	Jenks		500 m
19	■		3	Jenks		
20	■		5	User defined	User defined	
21	■		5	Jenks		

¹ The limits of classes associated with distances (DFHN, DMBF) are defined by the user in every scenario. For the other criteria, the limits of classes can be either user defined as described in Table 2.2 or calculated using natural breaks (Jenks). The scenario Ref corresponds to the MCA-AHP used in the current study.

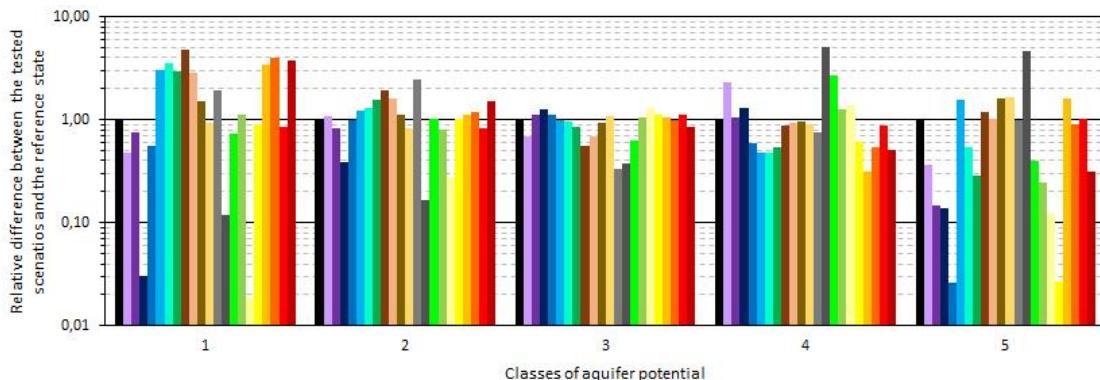


Figure 2.11 Results of the sensitivity analysis. Each bar corresponds to a scenario, with associated color as identified in Table 2.6. The relative difference is presented in percentage of cells assigned for classes by the tested scenario (in color) compared to the reference state (in black).

Here, the reference state is considered most robust based on two main arguments:

1. A higher number of classes for partitioning the data associated with input parameters allows a more precise differentiation of AP values;
2. User-defined weights attributed using pairwise comparisons allow better accounting for the available knowledge on the studied groundwater flow system.

Some additional factors, not included in the sensitivity analysis, can further influence AP calculations. Data precision in terms of x-y (longitude-latitude) geolocation stands as one potential issue. In vast areas, low resolution datasets are sometimes used for reducing the time required for computer calculations and the volume of data storage. When multiple low-resolution data sources are used jointly, some of the errors can add-up or cancel each other. Here, the uncertainty on AP values resulting from the potential errors in data sources was not quantified in the sensitivity analysis. These errors could occur if a feature of an input data source is not precisely geolocated, and if the x, y error on this feature causes it to be mapped in a grid cell that is adjacent to its exact position. This limitation should be considered when interpreting AP maps. In addition,

the rugged bedrock surface and the uncertainties on the calculated water table elevation used in the geometric approach could yield local errors. In flat areas such as the James Bay lowlands, small errors in the UST and GD interpolations could cause errors in aquifer volume calculations over large areas. The 100 m grid resolution could further entail local scale errors, especially in areas where steep slopes are observed. Nevertheless, the estimations proposed in this study are based on regional trends built using quantitative data and on hypotheses and assumptions that are with pre-existing scientific literature. Despite their inherent limitations, the approaches proposed here allow for improving the understanding of the regional groundwater flow system in an area where data are sparse and unevenly distributed.

2.5.5 Recommendations for groundwater protection and land management

Considering the limits of the approaches developed, their use to improve land use planning implies certain precautions. Here, it is proposed that the large zones associated with high aquifer potentials most likely represent areas where the groundwater resource is abundant. Such sectors should be given special attention in the context of land use planning. For example, more exhaustive local hydrogeological studies could be requested by governmental authorities if projects implying potential impacts on water resources are proposed in these areas. In the absence of local hydrogeological studies and field validations, it was agreed that the precautionary principle should prevail to protect the water resources.

Groundwater availability, quality, usage and vulnerability, along with the presence of groundwater dependent ecosystems (GDE), are key parameters for identifying aquifer areas where increased protection is required during land management. The results of the MCA-AHP and geometric approaches presented here allow for the identification

of areas that present the highest AP and groundwater volumes in unconsolidated aquifers. Despite their inherent uncertainties, the results from the MCA-AHP and geometric approaches are used jointly to identify areas where increased awareness for groundwater protection is needed (Figure 2.12; see also electronic supplementary material). These areas are useful to guide land management since they provide a first large-scale overview of the resource allowing one to better prioritize field investigations for protection purposes. Priority-1 areas are defined as areas with $AP = 5$ and a $SST > 10$ m. When only one of these criteria is met, the priority is assumed to decrease. The lowest priority ranking (Priority 4) is assigned where none of the criteria are met (Figure 2.12).

One key feature of Zone 1 is the vast sector of unconfined granular aquifers associated with an outcrop of the Harricana moraine (Figure 2.12a). This zone likely represents a key target for groundwater protection; with some segments identified as Priority 1 in terms of groundwater protection needs. The proximity of the Abitibi greenstone belt, known for its high mining potential (MERN 2020a), is a main concern and requires special attention. Furthermore, this vast unconfined aquifer area likely represents the main recharge area for surrounding confined aquifers. Northwards, the road accesses to this area are extremely limited, suggesting that the current and near future groundwater usage will be very limited over most of the zone. If groundwater protection measures are applied therein, they should be based on the long-term management of the resource for future generations. In terms of short-term groundwater needs, the areas of thick sediments located in the immediate vicinity of access roads and hunting camps should be prioritized for protection. In addition, areas of minerotrophic peatlands (fens) could indicate the presence of GDE. Such areas, especially when spatially associated with high AP values, might correspond to highly

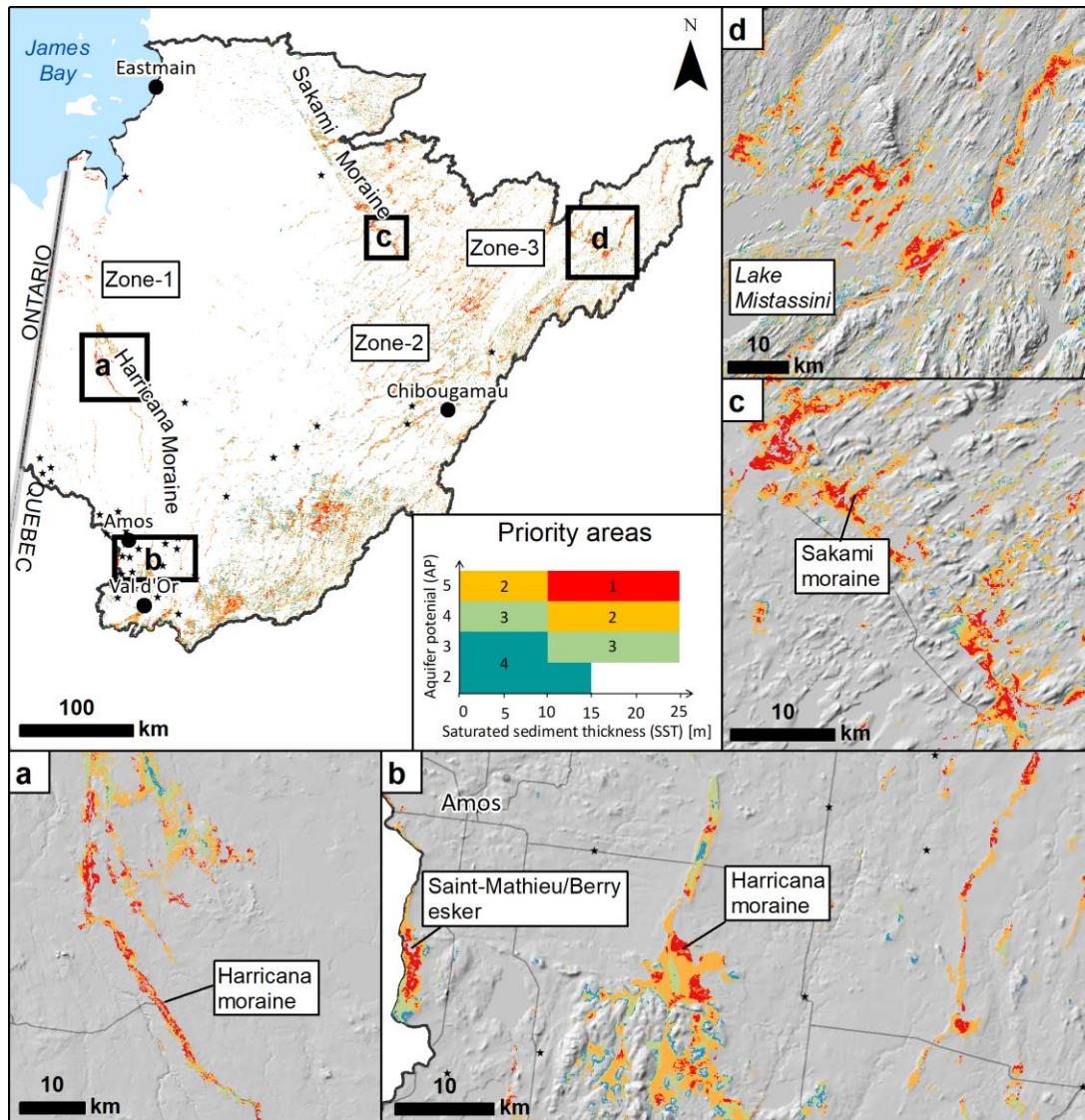


Figure 2.12 Map of priority areas for groundwater protection. *Priority area 1* corresponds to the greatest need for groundwater protection. a) Inset showing the unconfined aquifer area associated with the northern tip of the Harricana Moraine. b) Inset showing *Priority 1 areas* associated with the Harricana moraine and Saint-Mathieu / Berry esker in Abitibi. c) Inset showing a stretch of the Sakami moraine with Priority 1 areas. d) Inset showing Priority 1 areas at the North East limit of Lake Mistassini. (see *electronic supplementary material for more details*). The black stars correspond to the location of the local communities.

valuable GDE where increased land protection is needed. Southwards, near Amos and Val-d'Or, the well-known granular aquifers associated with the Saint-Mathieu/Berry

esker and Harricana moraine (Cloutier et al. 2016) are identified as Priority 1 areas (Figure 2.12b).

In Zone 2, key areas of confined aquifers that should be prioritized for protection correspond to the main river valleys where large aquifers are found. Protecting such areas could further allow for an increased protection of rivers and associated ecosystems. In Zone 2 and Zone 3, the Sakami moraine stands as a unique geological feature where several areas of unconfined granular aquifers presenting Priority-1 areas are found (Figure 2.12c). Field observations further reveal that groundwater springs are spatially associated with this formation, supporting the hypothesis that GDE are highly likely to be found along the margin of the moraine. The moraine also marks the eastern limit beyond which roads and accesses to the land become extremely limited. Besides, its well-drained characteristics make it the ideal geologic environment for road construction (Seppälä 1999) and sand and gravel extraction (Nadeau et al. 2015), and therefore a hotspot for human pressure. For these reasons, the Sakami moraine should stand as a critical target for groundwater protection. The Priority-1 areas located at the northeastern limit of Lake Mistassini also deserve attention (Figure 2.12d). It is noteworthy that this area corresponds to the southern limit of the Otish Mountains, an area with a strong potential for mining. Further environmental assessments in this area should consider groundwater protection as a key aspect of environmental studies, given that it could correspond to one of the greatest unconfined granular aquifers in the area and that it is part of a regional flow system feeding the largest natural lake in Quebec (Canada), making it a unique hydrological feature of Eeyou Istchee.

At the regional scale, it is recommended to pay a special attention to Priority-1 areas located near local communities (Figure 2.12) and current house groupings and hunting camps. In such areas, the protection of shallow unconfined aquifers could allow for developing a network of community wells that would become available for a safe access to drinking water. The water quantity and quality commonly observed in

shallow unconfined aquifers found in glaciofluvial formations (Cloutier et al. 2016) would likely offer the ideal conditions for installing and operating groundwater wells. The definition of groundwater protection zones in such areas seems much needed given the fact that glaciofluvial formations are also targeted for sand and gravel extraction for road construction.

2.5.6 Larger-scale application of the MCA-AHP approach

Because different hydrological processes occur at different spatiotemporal scales, from local to regional groundwater flow systems, the approaches used to study groundwater must be adapted to the scales at which processes are assessed (Blöschl and Sivapalan 1995). In large areas where data are limited and sparsely distributed, the use of large-scale GIS-based approaches can be useful to target areas where further local-scale data acquisition or increased environmental protection is required. Such approaches are also useful to compare different areas and provide a continental or even global perspective on the groundwater resource (Fan and Miguez-Macho 2011; Gleeson et al. 2016; Huscroft et al. 2018). Yet, the coherence of regional-scale GIS-based approaches can be affected by the large scale of the territory included in the analyses. Here, an attempt was made to apply the MCA-AHP approach beyond the limits of the study area. The MCA-AHP was thus applied to a 490,000 km² area, using a 500 m × 500 m grid and expanding the study area towards the north to include vast watersheds flowing into Ungava Bay (see Figure 2.1 vs Figure 2.13). The datasets used for evaluating the AP values are the same as those presented in section ‘*Data sources*’, except for the DEM that came from the Shuttle Radar Topography Mission (Farr et al. 2007). The limit between confined and unconfined aquifers is based on an estimate of the extent of marine clays from post-glacial seas. The Tyrrell Sea limit is at 265 m above sea level (asl) (Vincent 1977), while the Iberville Sea

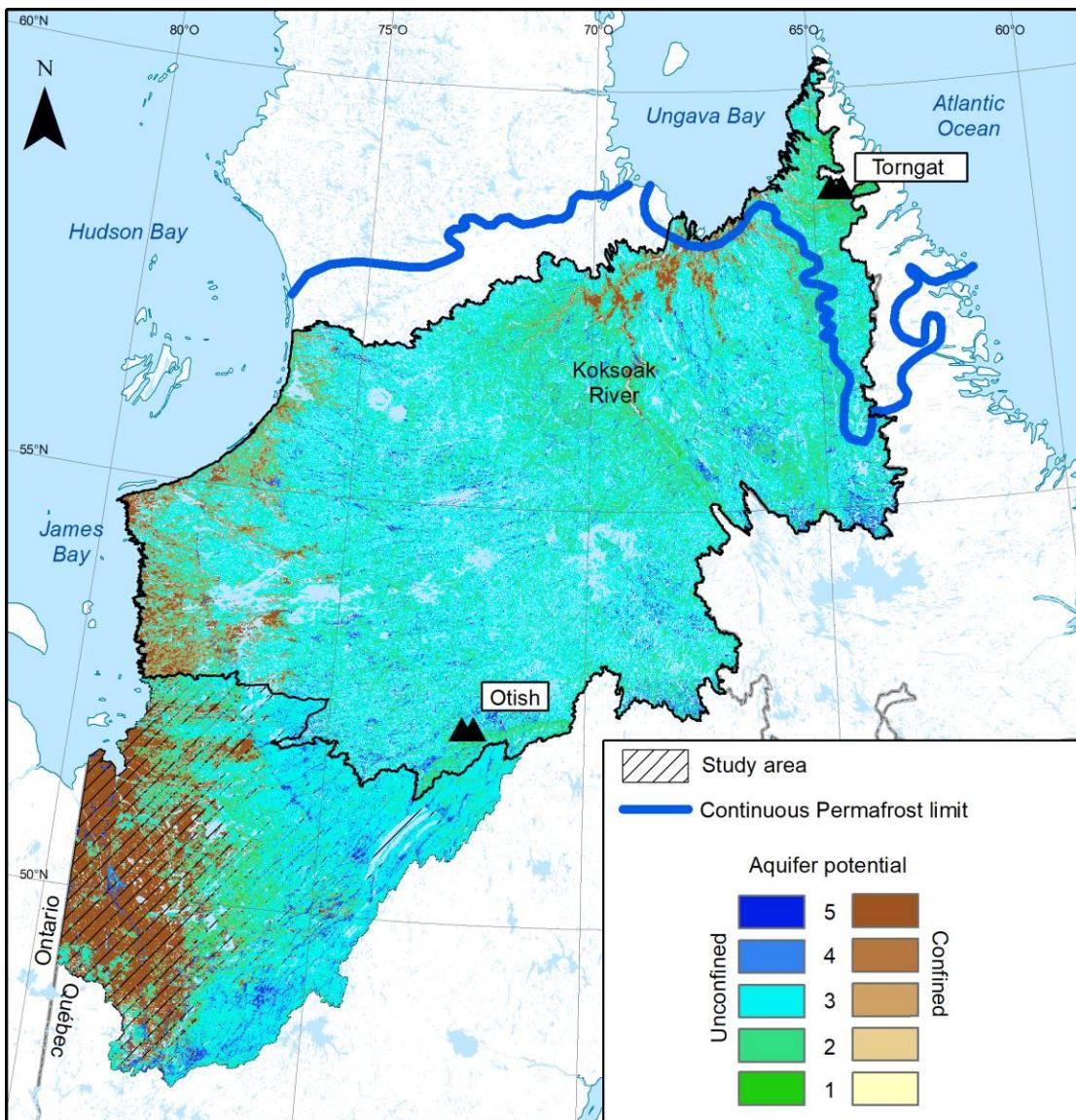


Figure 2.13 Aquifer potential values calculated based on the multicriteria analysis applied on a 490,000 km² territory (Québec, Canada).

(surrounding Ungava Bay) limit is at 195 m asl (Gray and Lauriol 1985). The results suggest that AP values ≥ 4 only represent 9.3% of this territory (with 3.5% as confined aquifers and 5.8% as unconfined aquifers). The high AP values associated with unconfined aquifers are restricted to small glaciofluvial formations that are scattered in the territory. The latter are hardly noticeable in Figure 2.13 due to their small extent.

The dominance of glacial deposits punctuated by numerous bedrock outcrops as well as the rugged surface topography suggest that unconfined aquifers are shallow and of limited extent, therefore limiting AP values. Groundwater reserves in unconsolidated deposits appear to be particularly scarce in the Otish and Torngat Mountains and in the Koksoak River watershed. Dryer climatic conditions, along with increased permafrost continuity, could further reduce AP values north of the La Grande River. The sensitivity analysis suggested that the use of a coarser mesh does not make the approach unsuitable for a regional scale evaluation of aquifer potential. Therefore, it is proposed that the MCA-AHP has the potential for application over greater regions of the Canadian Shield using a coarser mesh.

2.6 Conclusions

This study focused on the development of a GIS-based MCA-AHP and a geometric approach for evaluating groundwater resources in a vast area of the Canadian Shield. Both the MCA-AHP and the geometric approach yielded coherent results within the study region, suggesting that most of the parameters used to target aquifers are relevant. These approaches allowed for the identification of priority areas for groundwater protection, altogether covering approximately 1500 km². Accounting for these priority groundwater protection areas in land management is critical to ensure safe access to water for future generations and for protecting groundwater dependant ecosystems. Such protection measures related to groundwater are critically needed, especially in Eeyou Istchee, where surface waters are extensively impacted by hydroelectric installations. To protect aquifers in the studied area, it is necessary to expand the gaze outside of hydrogeology and understand the course modern society is taking Eeyou istchee. By considering the political, business, and individual decisions that were, are and will be made, on how it will impact the land and its water resources. In the recent

past, infrastructure developments such landfills, buildings, roads and sand and gravel extraction sites located in groundwater recharge areas and unconfined aquifers might threaten the groundwater resource. It seems hydrogeology considerations were often overlooked in the environmental assessments prior to the developed projects. The data provided here offer an opportunity to better protect aquifers for future generations. The MCA-AHP seems to stand as a promising approach for creating bridges between coarser global approaches and local investigations. The tests realized here revealed that coherent results can be obtained from the MCA-AHP applied on a mesh size of 100 m vs 500 m, despite the fact that the coarser analysis relies on less precise elevation data. Even if the granular aquifers are scattered and discontinuous, the observed regional trends provide insights about the spatial distribution of groundwater resources, information that is critically needed to improve land management. This study's findings suggest that the approach has the potential to be applied over other vast areas of the Canadian Shield as well as other shield areas of the northern hemisphere such as the Baltic Shield and Greenland.

CHAPITRE III

BILAN HYDROLOGIQUE DE BASSINS VERSANTS EN MILIEU BORÉAL SUR LE BOUCLIER CANADIEN

HYDROLOGICAL MASS BALANCE OF BOREAL WATERSHEDS OF CANADIAN SHIELD

Résumé

Cette étude vise à quantifier les composantes du bilan hydrologique de grands bassins versants du Bouclier canadien dans la région de la Baie-James au nord-ouest du Québec, Canada. Les travaux ont été menés sur six rivières du Bouclier canadien drainant au total plus de 185 000 km² des écozones du Bouclier boréal, de la Taïga du Bouclier et des plaines hudsoniennes du Canada. Les mesures de débit des rivières, la géochimie de l'eau superficiel ($\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ et conductivité électrique de l'eau), des données de télédétection et des modèles SIG sont utilisés conjointement pour calculer les bilans hydrologiques. L'approche permet de répartir la contribution annuelle de l'eau de pluie, de la fonte des neiges, du ruissellement de surface, de l'évaporation, de la transpiration et du drainage des eaux souterraines sur le débit des grandes rivières. Les résultats suggèrent que le ruissellement des eaux de pluie (30 à 61% des précipitations totales) et la fonte des neiges (18 à 40% des précipitations totales) sont les principales contributions au débit des rivières, tandis que la contribution des eaux souterraines aux rivières représente < 12% des précipitations totales. Les bilans de masse des isotopes stables qui permettent d'estimer l'évaporation à l'échelle du bassin versant montrent des ratios par rapport aux précipitations totales entre 2% et 10% et suggèrent que la transpiration a une composition isotopique proche de l'eau de pluie estivale. De plus, les bilans hydrologiques suggèrent que la réserve totale d'eau stockée dans la partie active des bassins versants représente 10 à 20% des précipitations annuelles totales tandis que les flux d'eaux souterraines au-delà des bassins versants sont négligeables. Les bilans hydrologiques ont été davantage documentés pour fournir des informations sur la saisonnalité des flux des bassins versants. Les observations sont finalement utilisées pour proposer des recommandations pour le suivi des rivières en milieu boréal du Bouclier canadien et pour mieux orienter de futurs travaux de recherche.

Abstract

This study aims at evaluating the hydrological balance of large watersheds of the Canadian Shield in the James Bay area in Northwestern Quebec, Canada. The focus is set on six rivers of the Canadian Shield altogether draining more than 185,000 km² of the Boreal Shield, Taiga Shield and Hudson Plains ecozones of Canada. River discharge measurements, geochemical data ($\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ and electrical conductivity of water), remote sensing, and GIS models are used jointly to calculate water balances. The approach allows for partitioning the influence of rainwater, snowmelt, surface runoff, evaporation, transpiration, and groundwater discharge to the hydrological balances of watersheds. On an annual basis, the results suggest that runoff from rainwater (30–61% of total precipitation) and snowmelt (18–40% of total precipitation) are the main contributions to river discharge, while the contribution of groundwater discharge to rivers represents <12% of the total precipitation. Over the study area, this contribution represents 2–5 km³ of water. The stable isotope mass balances allow for estimating watershed-scale evaporation over inflow ratios ranging between 2 and 10% and confirm that transpiration has an isotopic composition close to summer rainwater. The hydrological balances further suggest that the total pool of water stored in the active portion of watersheds represents 10 to 20% of the total annual precipitation, while the export of groundwater beyond watersheds is negligible. The seasonal trends in the hydrological balances of monitored watersheds were further documented to provide insights into the sensitivity of watersheds as they face climate change. The observations are used to propose recommendations for monitoring of rivers in the Canadian Shield and to identify future research needs.

3.1 Introduction

A quantitative evaluation of the hydrological balance of watersheds is needed to better understand the impacts of climate change and human activities on water resources. While field measurements and remote sensing allow for estimating precipitation, evaporation, transpiration and surface water discharge in watersheds, the contribution of groundwater in the hydrological balance of watersheds remains poorly quantified. In addition, the water storage within the active portion of watersheds (i.e., the portion of a watershed where hydrological fluxes have a significant impact on the annual hydrological balance of the watershed as a whole) is rarely measured, partly because the volume of aquifers is often not well documented. Nevertheless, it is recognized that groundwater represents the largest freshwater reservoir at the global scale (Oki and Kanae 2006; Gleeson et al. 2016) and that the estimated contribution of groundwater to global river discharge reach ~10% (Oki and Kanae 2006). Since the direct evaluation of groundwater fluxes is complex, especially in vast and remote watersheds, groundwater-surface waters interactions are most often studied based on observations on surface waters. River monitoring is particularly relevant to the evaluation of hydrological and geochemical processes taking place at the watershed scale. As a leading example, geochemical balances based on the fluxes exported by large rivers allowed for quantifying chemical weathering processes at the global scale (Gaillardet et al. 1999; Dupré et al. 2003).

In cold and humid climates, the precipitation pattern, the intensity and duration of the evapotranspiration and freezing periods control the seasonality of the river flow regimes. Several studies have highlighted the benefits of this seasonal pattern for boreal ecosystems (Schindler 1998; Nilsson et al. 2013; Mustonen et al. 2016). Some of these ecosystems depend on groundwater/surface-water hydrological exchanges (Alley et al. 2002; Hayashi and Rosenberry 2002; Bertrand et al. 2012; Kløve

et al. 2014a). These exchanges vary in time and space and depend on numerous meteorological, geological, hydrogeological, geomorphological, and cryogenic processes (Zektser and Loaiciga 1993). In the east coast area of James Bay (northwestern Quebec, Canada), the water balance of some watersheds is also extensively affected by large hydroelectric complexes within which waters are diverted and vast reservoirs are flooded. Such anthropogenic modifications have significantly altered the natural pattern of streamflow (Woo et al. 2008; Woo and Thorne 2009). There is no comprehensive quantitative evaluation of the groundwater/surface-water interactions in large watersheds of the east coast of James Bay. This lack of knowledge imposes major limitations for land management (Kløve et al. 2014a). The precise delineation and quantification of groundwater/surface-water interactions is critically needed to develop strategies to protect the biodiversity associated to GDEs (Kløve et al. 2014b; Sophocleous 2002). Obtaining this knowledge is especially challenging in vast and remote areas where data acquisition is complex and costly.

To overcome this challenge, remote sensing data and spatial precipitation models are increasingly used to study the hydrological balance of watersheds (Sahoo et al. 2011; Pan et al. 2012; Yao et al. 2014). Nevertheless, groundwater storage and fluxes are hardly detectable. The change in the water storage that can be obtained from GRACE satellites does not allow researchers to distinguish between shallow groundwater and surface water storage, and the low resolution of the data makes them more suitable for continental or global scale analyses. Field monitoring is therefore required, and several studies revealed the potential of $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ isotope mass balances for partitioning the sources contribution of streamflow in watersheds set in cold and humid climates (St Amour et al. 2005; Kalbus et al. 2006; Gleeson et al. 2009; Orlova and Brandifeum 2014; Gibson et al. 2016; Rosa et al. 2016; Bansah and Ali 2017; James et al. 2020). Stable isotopes of water are also extensively used to quantify evaporation processes at various scales (Craig and Gordon 1965;

Gibson et al. 1993; Gibson and Edwards 2002; Skrzypek et al. 2015; Rosa et al. 2016; Rey et al. 2018).

The current research builds on the aforementioned studies and aims to improve the knowledge of water balance of watersheds of the Canadian Shield, on the east coast of James Bay (northwestern Quebec, Canada). The approach focuses on the use of large-scale datasets (remote sensing and spatial models) coupled with river discharge and isotopic ($\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ of water) monitoring. The focus is on evaluating the groundwater hydrological functions in the water balance of watersheds and quantifying groundwater/surface-water interactions.

3.2 Study area

The study area covers 185,000 km² of the Canadian Shield in the Anischnabe (South) and Cree (North) First Nations territories in northwestern Quebec, Canada (Figure 3.1a). It includes the watersheds of the Harricana, Nottaway, Rupert, Broadback, Pontax, and Eastmain Rivers of the James Bay Basin within the Boreal Shield, Taiga Shield, and Hudson Plains ecozones (Marshall et al. 1999). Under natural conditions, the rivers of the area generally present a bimodal hydrograph with lowest discharge at the end of the ice-on period (winter baseflow), highest discharge during the spring snowmelt followed by summer baseflow, and slightly increased discharge in the fall season. The northern part of the study area is characterized by extensive hydroelectric installations that modify the hydrology of large watercourses such as the Rupert, Eastmain, Opinaca, and La Grande Rivers. In these rivers, temporal changes in discharge are mainly a function of water management by Hydro-Quebec. The Harricana, Nottaway, Broadback, and Pontax Rivers are among the last naturally

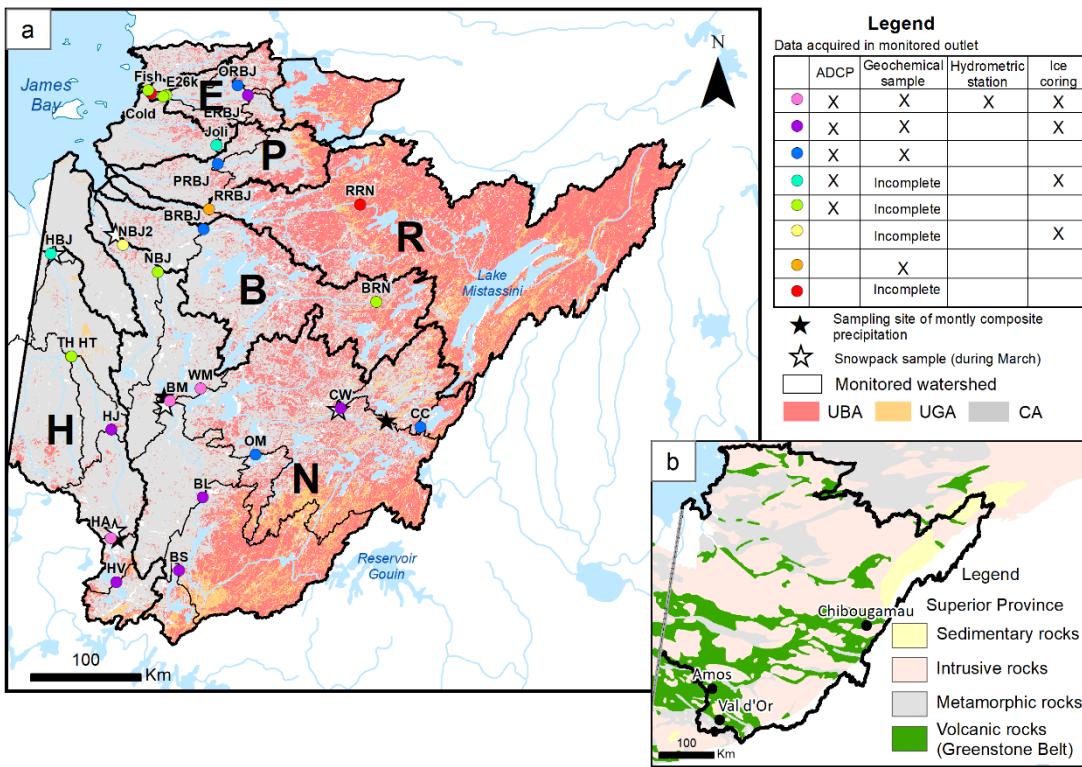


Figure 3.1 a) Monitored watersheds and outlets, data acquisition and extent of the aquifer type over study area. The site HA is the intensively monitored outlet. H = Harricana river. N = Nottaway river. B = Broadback river. R = Rupert river. P = Pontax river. E = Eastmain river. ADCP = Acoustic Doppler Current Profiler. UBA = Unconfined bedrock aquifer. UGA = Unconfined granular aquifer. CA = Confined aquifer. b) Location and bedrock geology of the study area.

flowing, non-fragmented large boreal rivers of the James Bay area (Dynesius and Nilsson 1994; Nilsson et al. 2005; Grill et al. 2019).

The region is part of the Superior Geological Province, a component of the Canadian Shield (Figure 3.1b). Surficial deposits inherited from the last glaciation-deglaciation cycle cover most of the lowlands and bedrock depressions (Hardy 1977). The extent and architecture of these surficial deposits and the characteristics of associated granular aquifers are described in section 2.5.2. Watersheds of the study area are part of the Hudson, James, and Ungava Bays basin, where measurable changes in discharge are

observed owing to recent climate change and human activities (Déry et al. 2005; Woo et al. 2008). As previously stated by Nadeau et al. (2021), the area is increasingly coveted for its natural resources (mainly forestry and mining), its hydroelectric potential, and the presence of vast unconfined granular aquifers recognized for groundwater quantity and quality. Human pressures on the northern part of the study area are forecasted to increase significantly in the coming years, particularly in the context of the Plan Nord, an initiative of the Government of Quebec, which targets increased economic development in this territory.

3.3 Theoretical and Conceptual Models

3.3.1 A conceptual model of the hydrological balance of watersheds

The hydrological balance of watersheds can be expressed with eight major components:

$$I = R + S = Q_{RIV} + q_{DGW} + q_E + q_T \pm \Delta S \quad (1)$$

where all terms are expressed as fluxes [L^3/T] and I is the total atmospheric inflow to the watershed, R is the amount of rain, S is the water equivalent of snowfall, Q_{RIV} is the total river discharge at the outlet of the watershed, Q_{DGW} is the deep groundwater flux exported from the watershed without reaching the hydrographic network, q_E is the evaporation, q_T is the transpiration, and ΔS is the change in water storage within the entire watershed. The terms can be shown in a conceptual model representing the main components of the hydrological balance of the active layer of a watershed (Figure 3.2a). Here, the phrase “active layer” is used to designate components of the environment that significantly contribute (i.e., have a measurable effect that can be

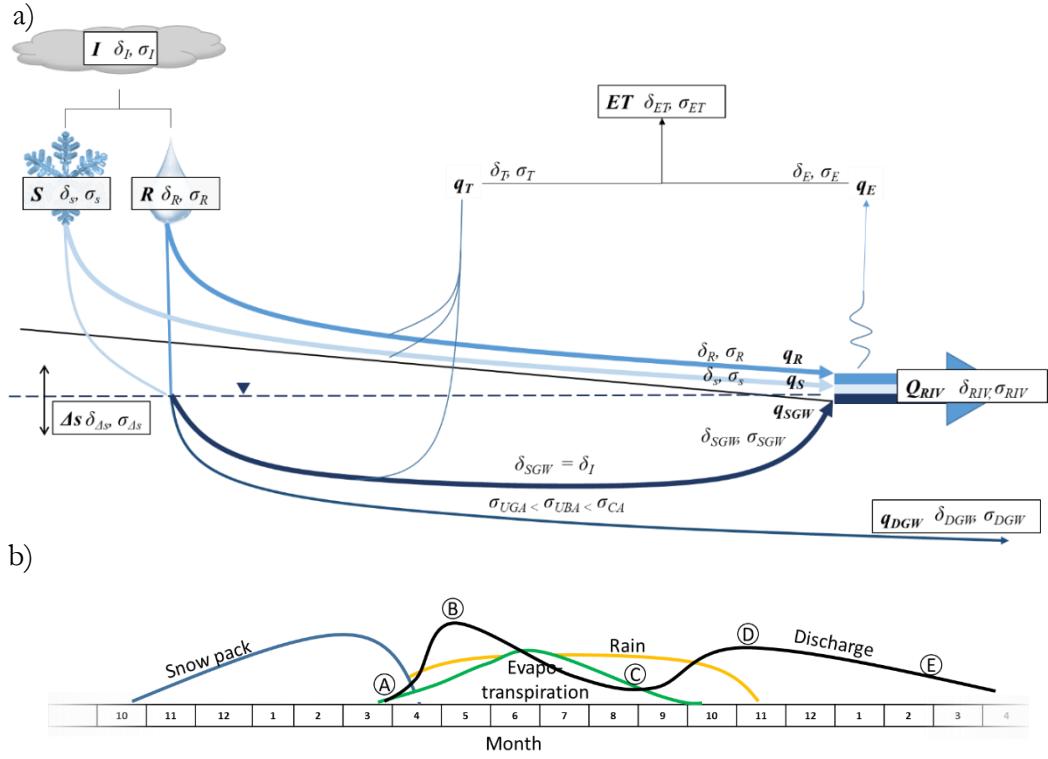


Figure 3.2 a) Conceptual representation of the water cycle. Hydrological fluxes are represented by the letter q and σ and δ represent the electrical conductivity and isotopic composition of water, respectively. Subscripts refer to total inflow (I), rain (R), snow (S), Evapotranspiration (ET), evaporation (q_E), transpiration (q_T), river discharge (Q_{RIV}), shallow groundwater (q_{SGW}), change in storage (Δs), and deep groundwater (q_{DGW}). The subscripts UGA , UBA , and CA are used to define unconfined granular aquifers, unconfined bedrock aquifers and confined aquifers, respectively. b) Conceptual representation of annual pattern of the water budget components. Capital letters refers to main discharge flow with (A) the annual baseflow, (B) the freshet peak, (C) the summer lowflow, (D) the autumn highflow, and (E) the gradual decrease of discharge during ice-on period.

detected via the approaches used in the study) to atmosphere–land–ocean hydrological exchanges on a yearly basis. The atmospheric inflows include rain and snow, depending on the time of year (Figure 3.2b). A certain amount of snowmelt and rain will flow as surface runoff or will infiltrate the unsaturated zone of soils and contribute

to shallow groundwater (*SGW*) recharge. The plants will intercept and transpire part of this water in such a way that water is returned directly to the atmosphere [q_T].

Part of the surface runoff from rain (q_R) and snow (q_S) will reach large rivers. The *SGW* can either discharge in springs, streams, lakes, rivers, and in inland discharge areas [q_{SGW}] or reach a deeper groundwater flow system (*DGW*) that could allow for groundwater flow out of the watershed [q_{DGW}], either through coastal groundwater discharge or inter-basin hydrological exchanges. Ultimately, the surface runoff and shallow groundwater that reach the hydrographic network will partly be evaporated within rivers and connected lakes [q_E] and exported out of the watershed as river discharge (Q_{RIV}). The following expression can thus be used to describe the hydrological balance of rivers:

$$Q_{RIV} + q_E = q_S + q_R + q_{SGW} = I - \beta \quad (2)$$

Where β represents the proportion of water that could not reach the hydrographic network:

$$\beta = q_T + \rho = I - q_S - q_R - q_{SGW} \quad (3)$$

In Equation 3, the β term corresponds to the amount of water lost by watersheds due to transpiration (q_T), plus a ρ term representing the groundwater balance including both the change in water storage within the watershed ($\pm\Delta s$) and the deep groundwater flow not reaching rivers (q_{DGW}). This groundwater balance is expressed by the rearrangement of Equation 1 as Equation 4 where ET is the evapotranspiration ($ET = q_E + q_T$):

$$\rho = q_{DGW} \pm \Delta s = I - ET - Q_{RIV} \quad (4)$$

The aim of the current research is to decipher the magnitude of these processes in a boreal subcontinental scale watershed.

3.3.2 The geochemical mass balance of watersheds

The hydrological balance (Equation 1) can further be coupled to geochemical balances using the isotopic composition (δ) and electrical conductivity (σ) of water:

$$I\delta_I = R\delta_R + S\delta_S = Q_{RIV}\delta_{RIV} + q_{DGW}\delta_{DGW} + q_E\delta_E + q_T\delta_T \pm \Delta S\delta_{\Delta S} \quad (5)$$

$$I\sigma_I = R\sigma_R + S\sigma_S = Q_{RIV}\sigma_{RIV} + q_{DGW}\sigma_{DGW} + q_E\sigma_E + q_T\sigma_T \pm \Delta S\sigma_{\Delta S} \quad (6)$$

where δ is the isotopic composition of water (either δ^2H or $\delta^{18}O$, expressed in ‰ against Vienna Standard Mean Ocean Water [VSMOW]) and σ is their electrical conductivity of water (in $\mu S/cm$), with subscripts corresponding to the terms defined in Equation 1 (Figure 3.2a). The stable isotope compositions of atmospheric inflows (δ_I), including rain (δ_R) and snow (δ_S), vary according to seasonality, latitude, and altitude. They can be interpolated over vast regions based on quantitative models (Bowen and Ravennaugh 2003; Terzer et al. 2013). When plotted in a $\delta^2H - \delta^{18}O$ graph (basal plane in Figure 3.3), the stable isotope composition of precipitation from mid- to high latitude regions generally define local meteoric water lines (LMWL) where δ_R is enriched in heavy isotope with respect to snow δ_S . The electrical conductivity of atmospheric inflows (σ_I), including rain (σ_R) and snow (σ_S), are generally low due to low total dissolved solids in precipitation. The evaporating vapour (δ_E) will be depleted in heavy isotopes as the residual liquid water (surface water) undergoes a gradual heavy isotopes enrichment during the evaporation process. When plotted in a $\delta^2H - \delta^{18}O$ graph, residual liquid waters will tend to define local

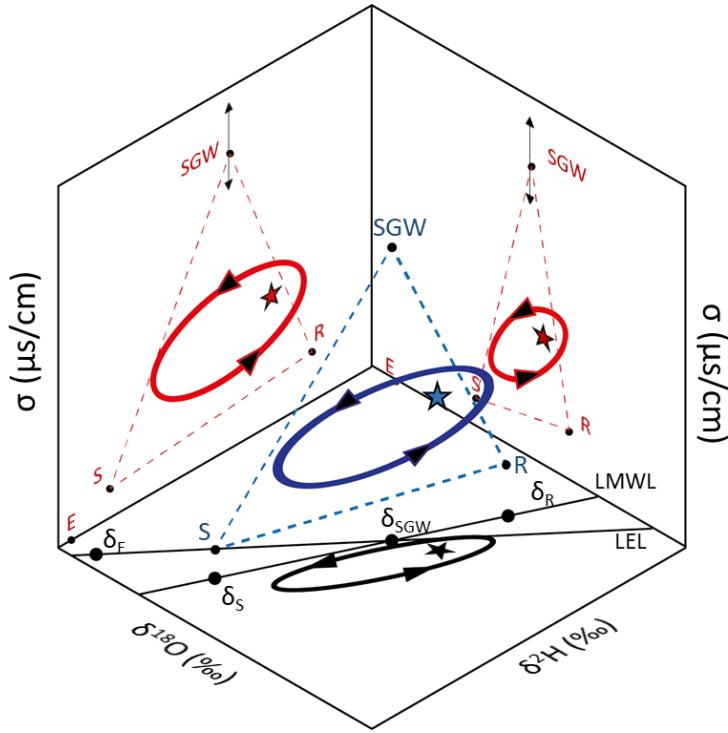


Figure 3.3 Conceptual representation of the annual geochemical cycle of river discharge (loop) (modified from St Amour et al. 2005). The streamflow isotopic composition (δ_{RIV}) results from the mixing of water from rain (δ_R), snowmelt (δ_S), and groundwater (δ_{SGW}). Evaporation causes heavy isotope enrichment along the LEL and explains the offset. The blue drawing is a loop projected in a 3D space. The drawings in red are projections on the rear faces of the 3D graph. The drawings in black are the projection on the basal plan of the 3D graph. Black dots are used to identify the rain (R), snow (S), shallow groundwater (SGW), and evaporation (E) end-members. The star symbol represents the flux-weighted average composition of streamflow. The dashed lines represent the theoretical mixing triangle formed by the S , R , and SGW end-members, before evaporation.

evaporation lines (LEL; basal plane in Figure 3.3). Evaporation also contributes to increase the electrical conductivity of surface waters, as dissolved solids tend to remain in the liquid phase during evaporation while the evaporated moisture has few dissolved solids ($\sigma_E \approx 0$). The δ_E term can be estimated using a simplified version of the Craig and Cordon (1965) model (Gibson et al. 1993):

$$\delta_E = \frac{\delta_{RIV} - h\delta_A - \varepsilon}{1-h} \quad (7)$$

where δ_{RIV} is the flux-weighted isotopic composition of river, h the relative humidity, δ_A is the moisture composition of ambient air (assumed to be in equilibrium with the flux-weighted average isotopic composition of local precipitation), and ε is the total isotope fractionation (Gibson et al. 1993; Gibson and Edwards 2002; Skrzypek et al. 2015). The $\delta^2H - \delta^{18}O$ of atmospheric moisture (δ_A) during the ice-off period can be estimated based on the assumption that it is in equilibrium with the stable isotope composition of precipitation and using an average air temperature ($\approx 15^\circ\text{C}$), representing the prevailing conditions during the ice-off season. The liquid-vapour isotopic fractionation factor (α_V^L) can be estimated based on the Horita and Wesolowski (1994) equations.

It is assumed that the isotopic composition of shallow and deep groundwater [$\delta_{SGW}, \delta_{DGW}$] is similar to the amount weighted average isotopic composition of precipitation, consistent with previous observations conducted in the Abitibi-Témiscamingue region (south of the study area) (Rey et al. 2018). The groundwater sampled in the latter study systematically plots on the LMWL, which suggests that there is no significant evaporation prior to infiltration or that the evaporation occurring directly on soils and vegetation is complete (i.e., 100% of the pool of water on soils and vegetation available for evaporation is returned to the atmosphere).

As groundwater flows, its dissolved solids concentration and electrical conductivity (σ_{SGW}) increase as a function transport time and distance due to increased water–rock interactions. This concept is well illustrated by the conceptual cross-sections proposed by Tóth (1999). Pre-existing data on groundwater in the southern part of the study area revealed that groundwater from unconfined granular aquifers, unconfined bedrock aquifers, and confined aquifers present distinct electrical conductivities ($\sigma_{UGA}; \sigma_{UBA}$;

σ_{CA} , respectively, in Figure 3.2a). Overall, in this area, unconfined aquifers tend to present lower σ than confined aquifers, and granular aquifers tend to present lower σ than bedrock aquifers (Rey et al. 2018; Cloutier et al. 2013; 2015; 2016).

Here, from a soil water perspective, transpiration is considered a non-fractionating process as water consumption by plants does not significantly influence the $\delta^2H - \delta^{18}O$ and electrical conductivity of the remaining soil water. The isotopic composition (δ_{RIV}) and electrical conductivity (σ_{RIV}) of river water will represent an integrated composition inherited from hydrogeochemical processes that occurred at the scale of the watershed.

3.3.3 Sources of river discharge

Figure 3.3 provides a conceptual representation of the annual geochemical pattern of river discharge. This graph shows the influence of different water fluxes on the isotopic composition and electrical conductivity of rivers. The basal plane consists of a $\delta^2H - \delta^{18}O$ graph on which the *LMWL* and *LEL* are represented. The δ_R and δ_S both plot on the *LMWL*, while δ_{SGW} plots at the intersection between the *LEL* and *LMWL*. The δ_E plots to the left of the *LMWL* and is aligned with the *LEL*. The two planes constituting the rear faces of the 3D block illustrate the relationship between the δ and σ of water. The rain (*R*) and snow (*S*) endmembers present lower σ than the *SGW* endmember. The seasonal changes in δ_{RIV} follow a cycle with an enrichment in heavy isotopes in response to a greater contribution from summer precipitation and evaporation during the ice-off period, an increased σ during winter baseflow due to a greater groundwater contribution, and a marked decrease in σ and δ values during the spring freshet due to dilution from melting snow. The loop extends beyond the triangle defined by these three endmembers in the σ vs δ plots during the summer period because of evaporation,

which causes heavy isotope enrichment and a slight increase in σ in surface waters. The star symbol in the Figure 3.3 represents the flux-weighted average value for δ_{RIV} .

As presented in the conceptual model described above (Equation 2), the Q_{RIV} term represents a mixture of q_R , q_S , and q_{SGW} that is affected by losses caused by evaporation (q_E). The following expression can thus be used to describe the conceptual model of hydrological fluxes in the watersheds and to partition streamflow components:

$$Q_{RIV} = q_S + q_R + q_{SGW} - q_E = 1 \quad (8)$$

The δ and σ can further be used:

$$\delta_{RIV} = q_S\delta_s + q_R\delta_R + q_{SGW}\delta_{SGW} - q_E\delta_E \quad (\text{with } \delta^2H \text{ and } \delta^{18}O) \quad (9)$$

$$\sigma_{RIV} = q_S\sigma_s + q_R\sigma_R + q_{SGW}\sigma_{SGW} - q_E\sigma_E \quad (10)$$

Equations 8 to 10 can be solved for q_R , q_S , q_{SGW} , and q_E using matrix calculations. The matrix product ($AX = B$; Equation 11) is solved for the unknowns using inverse matrix ($A^{-1}B = X$; Equation 12) where A is the matrix of determinants (a), X is the matrix of unknowns (x), and B is the matrix of results (b):

$$\begin{pmatrix} a_{1,1} & a_{1,2} & \dots & a_{1,n} \\ a_{2,1} & a_{2,2} & \dots & a_{2,n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ a_{n,1} & a_{n,2} & \dots & a_{n,n} \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \vdots \\ b_n \end{pmatrix} \quad (11)$$

$$\begin{pmatrix} 1 & 1 & 1 & -1 \\ \delta^{18}O_s & \delta^{18}O_R & \delta^{18}O_{SGW} & -\delta^{18}O_E \\ \delta^2H_s & \delta^2H_R & \delta^2H_{SGW} & -\delta^2H_E \\ \sigma_S & \sigma_R & \sigma_{SGW} & 0 \end{pmatrix}^{-1} \times \begin{pmatrix} 1 \\ \delta^{18}O_{RIV} \\ \delta^2H_{RIV} \\ \sigma_{RIV} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} q_S \\ q_R \\ q_{SGW} \\ q_E \end{pmatrix} \quad (12)$$

The isotopic composition ($\delta^2H - \delta^{18}O$) and electrical conductivity (σ) of water are used as conservative tracers in Equation 12. The values that must be attributed to endmembers can represent different periods of time, depending on the water residence time in the catchment. As illustrated in Figure 3.2b, precipitation falling between November and March accumulates in the snowpack, to be further released during the snowmelt period in late April. A single flux-weighted average value can be used for δ_S because the spring freshet generally consists of one major event in the hydrograph of large boreal rivers. Here, the isotope fractionation occurring during the melting process (Taylor et al. 2001) is assumed to impart a negligible effect on the isotopic compositions of large rivers during snowmelt. The δ_E term can be estimated based on Equation 9, while δ_{SGW} are assumed to be stable over time. The δ_R term can be more variable and cause uncertainties in calculations due to the unknown residence time of water in the watersheds. Here, a single, flux-weighted average δ_R value is used to solve Equation 12. At the scale of the studied watersheds, it is assumed that the distances and periods required for the transfer of rainwater to large rivers is sufficient to buffer temporal changes in δ_R . The terms σ_S and σ_R can be assumed to be close to zero, while the σ_{SGW} term, if not known *a priori*, must be estimated based on assumptions related to the hydrogeological context of watersheds.

3.3.4 The stable isotope composition of transpired moisture

The water budget conceptualized in Figure 3.2 and represented by Equation 2 includes a β term that corresponds to the proportion of water not reaching the hydrographic network. This portion of water corresponds to transpiration (q_T), changes in water storage ($\pm\Delta S$), and deep groundwater flow (q_{DGW} ; Equation 3). Equation 5 can be reorganized for isolating δ_β :

$$\delta_\beta = \frac{I\delta_I - Q_{RIV}\delta_{RIV} - q_E\delta_E}{\beta} \quad (13)$$

with:

$$\beta\delta_\beta = q_T\delta_T + \rho\delta_\rho \quad (14)$$

Under the conditions prevailing in the study area, it can be assumed that $\delta_\rho \approx \delta_{SGW} \approx \delta_I$ and the stable isotope composition of the transpired moisture [δ_T] can be estimated:

$$\delta_T = \frac{\beta\delta_\beta - \rho\delta_I}{\beta - \rho} \quad (15)$$

The δ_T values can provide insights on the main sources of water used by plants.

3.3.5 Riverine process during the ice-on period

After the high waters of the fall period, river discharge is expected to present a gradual decrease during the ice-on period, until reaching winter baseflow conditions (Figure 3.2b). Under ice-on conditions, the contribution from runoff decreases and large rivers mainly drain large lakes and groundwater. During this period, the water in rivers freezes and the isotopic evolution of river water over time can potentially be deduced from ice cores if the effective ice-water isotopic separation (ε_{eff}), representing the difference between the isotopic composition of the basal ice ($\delta_{basal\ ice}$) and that of the sub-ice water ($\delta_{sub-ice\ water}$) is known:

$$\varepsilon_{eff} = \delta_{basal\ ice} - \delta_{sub-ice\ water} \quad (16)$$

If ε_{eff} can be estimated, ice cores collected at the end of the ice-on period could provide key insights on the isotopic composition of river water during the winter period, a time at which river monitoring and water samples collection is difficult.

3.4 Methods

The approach used here focuses on atmospheric fluxes (I and ET), river discharge measurements (Q_{RIV}), and the isotopic composition ($\delta^2H - \delta^{18}O$) and electrical conductivity (σ) of water. The data are used to solve the equations included in the theoretical and conceptual models, which allow to estimate atmosphere–surface water–groundwater hydrogeochemical exchanges.

3.4.1 Hydrological Measurements and Data Sources

3.4.1.1 Atmospheric fluxes from remote sensing and models

Precipitation (rain and snow) and evapotranspiration (ET) can be estimated based on remote sensing datasets and spatial models. Details of the data used are provided in Table 3.1. These datasets are aggregated to obtain mean and range of the cumulative values of monthly water inflows and outflows for each of the studied watersheds. The precipitation fluxes from the beginning of November to the end of March are assumed to represent the snow water equivalent of the snowpack.

Table 3.1 Remote sensing datasets used in this study.

Water type	Dataset	Spatial resolution	Temporal resolution	Reference
Precipitation	IMERG	0,1° (7×11 km)	Monthly	Huffman et al. (2009)
	CaPA	10 km	Daily	Fortin et al. (2015)
ET	MODIS/terra	1 km	8 days	Running et al. (2019)
	SSEBop	1 km	Monthly	Senay et al. (2013)

3.4.1.2 Discharge measurements

In situ river discharges were measured using a Sontek RiverSurveyor M9 acoustic Doppler current profiler (ADCP). Specific details of the method used to measure the flow are provided in Appendix B-1. Overall, 53 stream flows were measured according to 236 profiles realized at 22 sites in 2018–2019 (Figure 3.1a; Appendix C). In addition, three hydrometric stations operated by the Government of Quebec (MELCC 2020) are located in the study area (HA, BM, WM; Figure 3.1a). A total of 27 ADCP profiles were carried out near these hydrometric stations to allow for comparisons. Discharge measurements were scheduled to collect data during the spring freshet, the summer baseflow, and the autumn high waters. The baseflow at the end of winter (ice-on period) is assumed to be proportional to the watershed area according to:

$$Q_{Bf} = 4.5 \times 10^{-9} (\text{m/s}) \times A \quad (17)$$

where Q_{Bf} is the river baseflow (m^3/s) and A is the catchment area (m^2). This empirical relation is based on a compilation of historical baseflow measurements from 10 hydrometric stations located in study area (MELCC 2020).

3.4.2 Geochemical Measurements and Data Sources

3.4.2.1 Precipitation

During this study, 61 monthly composite samples of precipitation were collected at three monitoring stations (Figure 3.1a) from May 2018 to October 2019. In addition, five composite samples were also collected to estimate the average $\delta^2H - \delta^{18}O$ and σ of the snowpack (Figure 3.1a). Samples were collected at the end of the ice-on period, just before snowmelt, to obtain composite samples of the snow accumulated during the entire winter. Specific details about the sampling method are provided in Appendix B-2. The isotopic composition ($\delta^2H - \delta^{18}O$) of precipitation (including rain and snow) can further be interpolated over vast regions based on quantitative models (Bowen and Ravenaugh 2003). Here, *in situ* isotopic composition of precipitation is used for comparisons with the regionalized cluster-based water isotope prediction model (RCWIP, Terzer et al. 2013).

3.4.2.2 River water sampling

River waters were collected downstream of rapids or near the center of the main channel of rivers to obtain well-mixed samples. Specific details of this sampling method are provided in Appendix B-3. Overall, 222 samples were collected within 21 sub-watersheds (Figure 3.1a). Sampling frequency depended on the sites' accessibility and is mainly synchronized with discharge measurements. The Harricana River (sampled in the city of Amos; site HA in Figure 3.1a) is used as the main reference station because it was monitored at a greater frequency (daily monitoring during spring freshet for a total of 75 samples collected over 18 months). The number of samples collected at each site is provided in Appendix D.

3.4.2.3 River ice sampling

River ice cores were collected at 11 outlets (Figure 3.1a) at the end of winter in 2018 and 2019 using a Kovacs Mark II corer. This corer allows for retrieving 9 cm diameter ice cores in 1 m long sections. Specific details about the ice coring method are provided in Appendix B-4.

3.4.2.4 Stable isotope analyses ($\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$)

All samples were analyzed at the Geotop laboratory (*Université du Québec in Montréal*) with a LGR (Los Gatos Research) model T-LWIA-45-EP Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy (OA-ICOS) device. Specific details of stable isotope analyses are provided in Appendix A-5. Results are given in delta units (δ) in ‰ vs VSMOW. Overall, 491 samples containing waters from rivers, rain, snow, snowpack, and ice cores were analyzed for stable isotopes of the water molecule ($\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$).

3.5 Results

The complete dataset from this study is provided in Appendices C to G. A summary of hydrological (R , S , ET , Q) and geochemical ($\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ and σ) results is presented below.

3.5.1 Hydrological results

The average annual atmospheric inflows (I) for entire region ranged between $880 \pm 11\%$ mm/yr in 2018 and $849 \pm 10\%$ mm/yr in 2019 (Table 3.2). The precipitation patterns depict the effects of a marked seasonality (Figure 3.4) and a significant decrease of inflows with increasing latitude (≈ 50 and 70 mm/ $^{\circ}\varphi$ in 2018 and 2019, respectively). The precipitation reached approximately 1000 mm/yr in the southern watersheds and approximately 700 mm/yr in the northern watersheds. Late summer and early autumn periods are characterized by the highest humidity, with precipitation reaching an average of 150 mm/month in September and October 2018. During the ice-on period, conditions are dryer, with average precipitation (mainly snow) < 50 mm/month. The precipitation accumulated in the snowpack at the end of the ice-on period represented a water equivalent of 29% and 32% of total inflow in 2018 and 2019, respectively. The month of April marks a transition, with both liquid and solid precipitation and measurable ET in some areas. The ET decrease with increasing latitudes (≈ 35 and 20 mm/ $^{\circ}\varphi$ in 2018 and 2019, respectively). From north to south, the ET reached 230 to 390 mm/yr and 275 to 370 mm/yr in 2018 and 2019, respectively, with an average of $305 \pm 17\%$ mm/yr and $321 \pm 28\%$ mm/yr for the entire study area. In spring and early summer, the ET flux was equal to rainfall in 2018 and 2019. Maximum ET rates are observed in late spring and early summer, reaching approximately 100 mm/month. The ET fluxes decrease from August to November.

Table 3.2 Summary of hydrological result (Total inflow (*I*), Rain (*R*), Snow (*S*), Evapotranspiration (*ET*), River discharge (*Q*), and groundwater balance ($\rho = I - ET - Q$)). SA : Entire Study Area. Italic *Q* refers to data from hydrometric stations.

Catchment	AREA (km ²)	Long.	Lat.	2018								2019																			
				<i>I</i>		<i>R</i>		<i>S</i>		<i>ET</i>		<i>Q</i>		<i>I-ET</i>		ρ		<i>I</i>		<i>R</i>		<i>S</i>		<i>ET</i>		<i>Q</i>		<i>I-ET</i>		ρ	
				mm/yr	%	±	%	%	%	mm/yr	%	±	mm/yr	%	±	mm/yr	%	±	mm/yr	%	±	mm/yr	%	±	mm/yr	%	±	mm/yr	%	±	
SA	189483			880	11	71	29	305	17	746	575	26	-31	120	849	10	68	32	321	28	528	26									
BS	1793	-77.26	48.09	1085	5	74	26	370	17	746	714	17	-31	120	982	12	69	31	369	27	614	17									
BL	14267	-76.50	48.52	1044	10	74	26	364	16	888	680	23	-208	157	975	10	69	31	369	30	607	23									
BM	21716	-76.81	48.72	1017	9	74	26	369	16	654	647	23	-7	149	955	9	69	31	367	29	577	588	23	11	196						
CC	1142	-74.14	49.88	898	11	73	27	321	26	446	577	32	131	185	947	7	69	31	321	33	625	32									
CW	5985	-74.53	50.07	897	14	71	29	321	18	734	576	31	-158	179	927	11	68	32	321	28	606	31									
WM	31669	-75.56	49.68	920	11	71	29	344	20	610	577	30	-34	68	1005	8	68	32	350	29	583	655	30	72	181						
NBJ	60184	-76.25	49.38	949	10	72	28	351	19		598	28				929	9	69	31	355	29	574	28								
HV	2358	-77.85	48.12	1046	5	73	27	389	18	671	657	18	-14	118	986	9	69	31	372	24	613	18									
HA	3636	-77.92	48.21	1026	5	73	27	390	16	591	636	19	45	118	971	9	69	31	371	23	589	600	19	11	169						
HJ	7973	-78.07	48.62	978	6	74	26	392	15	625	587	19	-39	114	946	8	69	31	371	24	575	19									
BRBJ	17182	-76.16	50.71	836	12	69	31	296	19		539	28				848	10	67	33	321	31	527	28								
BRN	1844	-74.76	50.80	839	11	70	30	288	14		552	24				898	9	68	32	303	24	595	24								
Cold	839	-77.70	52.11	754	15	69	31	243	7		510	25				648	13	64	36	308	22	340	25								

Table 3.2 (suite) Summary of hydrological result (Total inflow (I), Rain (R), Snow (S), Evapotranspiration (ET), River discharge (Q), and groundwater balance ($\rho = I - ET - Q$)).

Catchment	AREA (km ²)	Long. Lat.	2018								2019																			
			I mm/yr		R %		S %		ET mm/yr		Q mm/yr		I-ET mm/yr		ρ mm/yr		I mm/yr		R %		S %		ET mm/yr		Q mm/yr		I-ET mm/yr		ρ mm/yr	
			I mm/yr	% ±	R %	Lat. %	S %	ET mm/yr	Q mm/yr	I-ET mm/yr	ρ mm/yr	I mm/yr	% ±	R %	S %	ET mm/yr	Q mm/yr	I-ET mm/yr	ρ mm/yr	I mm/yr	% ±	R %	S %	ET mm/yr	Q mm/yr	I-ET mm/yr	ρ mm/yr			
ERBJ	837	-76.86 52.20	772	11	70	30	239	7	533	19		658	9	67	33	266	27		392	19										
E13k	4239	-77.30 52.31	920	13	70	30	289	4	632	21		779	10	65	35	346	21		433	21										
E26k	4142	-77.19 52.35	772	12	71	29	240	4	533	20		651	9	66	34	281	22		370	20										
HBJ	26429	-78.79 49.39	872	8	73	27	356	16	516	25		855	9	69	31	354	26		501	25										
OM	1737	-76.35 49.18	951	10	73	27	370	17	581	27		948	8	70	30	372	29		576	27										
Joli	255	-77.32 51.96	826	11	69	31	230	3	596	17		675	12	65	35	305	26		370	17										
ORBJ	1453	-77.00 52.54	799	12	71	29	241	10	557	22		654	7	66	34	276	16		378	22										
Fish	791	-77.88 52.39	736	14	69	31	252	8	484	26		653	12	64	36	291	13		362	26										
PRBJ	4028	-76.56 51.81	817	10	66	34	251	2	567	15		735	12	67	33	286	19		449	15										
RRBJ	41421	-74.12 51.31	905	12	69	31	258	18	647	24		873	11	68	32	275	28		598	24										
RRN	29260	-73.41 51.25	931	13	69	31	259	21	672	26		894	11	67	33	271	30		623	26										
TH	10735	-79.33 49.48	839	9	73	27	360	15	479	28		832	9	70	30	355	25		476	28										
HT	10312	-78.17 48.84	957	6	74	26	383	16	574	21		928	8	69	31	366	25		563	21										

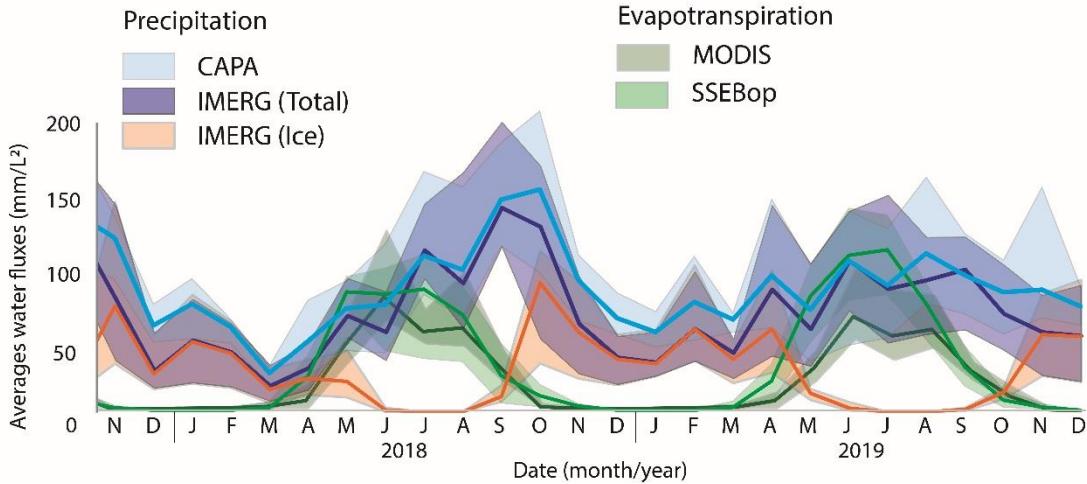


Figure 3.4 Monthly cumulative water fluxes estimated from remote sensing data and spatial models. The solid lines present average values calculated for entire study area, while the envelopes illustrate the range of average values calculated for monitored sub-watersheds.

The results obtained from discharge measurements are shown in Figure 3.5 and a list of all measurements and associated statistics are provided in Appendix C. The reproducibility obtained for repeated ADCP profiles at each site range between 0.4% and 50.1%, for a median value of 3.9%. Greater errors were observed when profiles were collected under low flow conditions, especially under windy conditions. Eight ADCP flow measurements were conducted close to governmental hydrometric stations. Comparisons made between field results and data from hydrometric stations revealed differences within 4% for six out of the eight flow measurements, while the two other sites showed differences of 9% and 15%. The calculated discharge values range between 5 and 8 m³/s in the head waters of the Harricana, Bell, and Chibougamau Rivers (sites: HV, BS, CC; Figure 3.1a) and 2300 m³/s during the spring flood near the outlet of the Nottaway River (site: NBJ; Figure 3.1a). The monitored rivers depict bimodal hydrographs, with highest discharge during snowmelt (May–June), decreasing discharge during the summer period (July–September), increased flow during the fall period (October–November), and a return to baseflow conditions during the ice-on

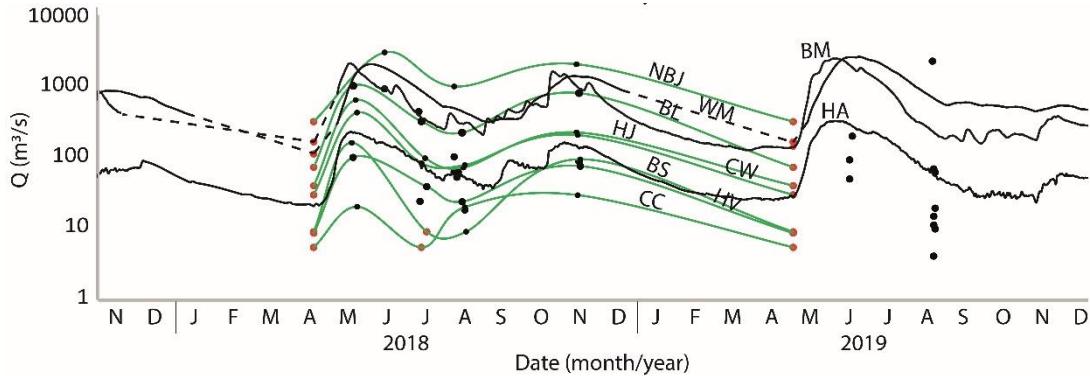


Figure 3.5 Temporal variations in river discharge. The solid black line represents the average river flow, estimated based on data from hydrometric stations. The solid green line is interpolated river flow based on field measurements (black points). The baseflow values (red points) are calculated from Equation 1 and are assigned at the end of the ice-on period (mid-April).

period (November–April). The results suggest that peak discharge over winter baseflow ratios ranged between 3.7 and 16.5.

3.5.2 Geochemical results

The complete geochemical dataset ($\delta^2H - \delta^{18}O$; σ ; T; DO; pH; ORP) from this study is provided in Appendices D to G, while Table 3.3 and Figure 3.6 provide a summary of available results.

Table 3.3 Statistical summary of geochemical results for each water type.

	River			Precipitation			Snowpack			Ice core	
	δ^2H	$\delta^{18}O$	σ	δ^2H	$\delta^{18}O$	σ	δ^2H	$\delta^{18}O$	σ	δ^2H	$\delta^{18}O$
	‰	‰	µs/cm	‰	‰	µs/cm	‰	‰	µs/cm	‰	‰
Min	-128.27	-17.70	0.50	-200.4	-27.07	3.50	-196.64	-25.04	4.35	-213.14	-29.03
Max	-75.67	-9.90	159.80	-50.3	-6.85	126.00	-142.31	-19.10	13.54	-66.40	-8.57
Mean	-100.1	-13.5	47.46	-97.0	-13.3	18.17	-168.38	-21.92	6.77	-91.34	-12.13
Sample	222	211		61	54		13	13		192	

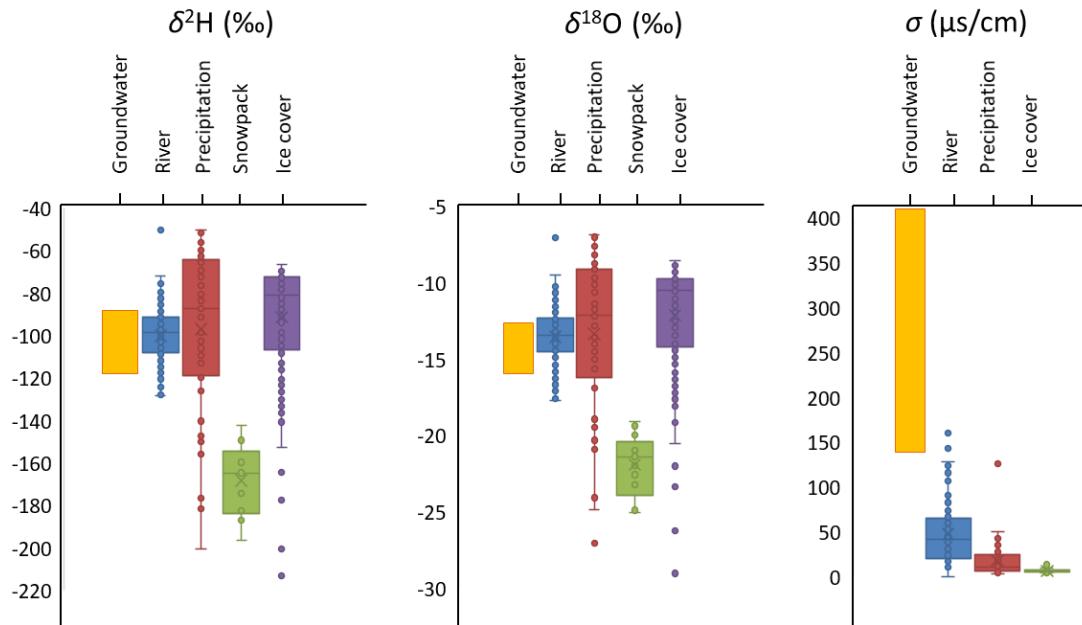


Figure 3.6 Box plot of geochemical data ($\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ and σ) of groundwater, water from river, monthly composite precipitation, meltwaters from the snowpack, and meltwaters from the river ice cores.

The measured isotopic compositions of precipitation (monthly composite samples of rain and snow, and accumulated snowpack samples) range from $-200.4\text{\textperthousand}$ (in January) to $-50.3\text{\textperthousand}$ (in July) for $\delta^2\text{H}$ and $-27.1\text{\textperthousand}$ (in January) to $-6.9\text{\textperthousand}$ (in June) for $\delta^{18}\text{O}$. The data allow for estimating the slope and intercept of the observed LMWL ($\delta^2\text{H} = 7.82 \delta^{18}\text{O} + 6.75$; Figure 3.7a-b). This regression is close to the LMWL calculated from RCWIP model ($\delta^2\text{H} = 7.82 \delta^{18}\text{O} + 8.35$) based on average isotopic data for each sub-watershed. Locally, the measured isotopic composition of precipitation presents an average absolute difference of $16.3\text{\textperthousand}$ and $2.0\text{\textperthousand}$ with the RCWIP for $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$, respectively. Given the similitude between the observed and calculated LMWL regressions, the RCWIP was used to calculate the flux-weighted $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ of precipitation for each watershed. Rainfall samples from April to October 2018 yielded an average σ of $19.5 \mu\text{s/cm}$ with a standard deviation of

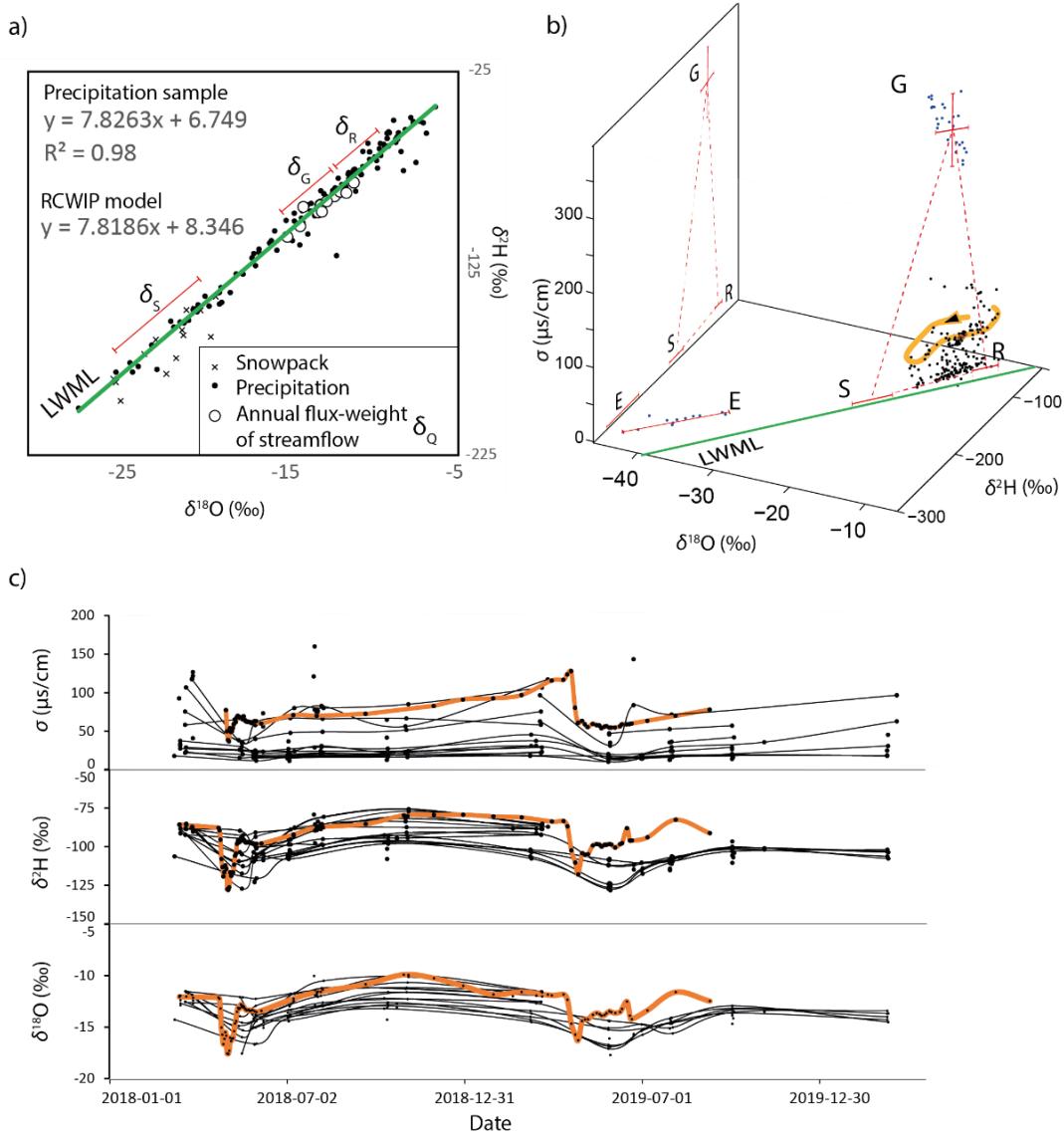


Figure 3.7 a) Calculated and observed isotopic composition of precipitation and observed isotopic composition of average river discharge. b) 3D graphical representation of the isotopic composition and electrical conductivity of water. The positions of endmembers needed for calculations (rain (R), snowmelt (S), groundwater (G), and evaporated moisture (E)) are also shown. c) δ and σ times-series in monitored river. The orange line is associated with site HA, which is the site with most samples, while black lines are used for all other sites.

21 $\mu\text{s}/\text{cm}$, while samples from the snowpack yielded σ values ranging between 4.4 $\mu\text{s}/\text{cm}$ and 13.5 $\mu\text{s}/\text{cm}$, for an average of 6.8 $\mu\text{s}/\text{cm}$.

The δ^2H and $\delta^{18}O$ results obtained for river waters ranged from -128.3‰ to -75.7‰ and -17.7‰ to -9.9‰, respectively (Figure 3.7b–c). The lowest and highest $\delta^2H - \delta^{18}O$ values are recorded during spring snowmelt and during summer baseflow, respectively. The δ^2H and $\delta^{18}O$ of winter river baseflow range from -107.8‰ to -85.2‰ and -14.5‰ to -11.62‰, respectively. The σ measured in rivers suggest values ranging from 10.4 µs/cm to 159.8 µs/cm, with an average of 47.5 µs/cm (Table 3.3). The σ values increased slightly during winter and reach a maximum at the end of the ice-on period, followed by a marked decrease during spring flood.

The δ^2H and $\delta^{18}O$ results obtained for 192 river ice samples allowed for constructing 20 vertical profiles of river ice. Overall, the length of the ice cores ranged between approximately 0.3 m and 1.0 m and the isotopic composition $\delta^2H - \delta^{18}O$ of the ice samples ranged from -66.4‰ to -213.1‰ and -8.6‰ to -29.0‰, respectively. The complete dataset are reported in Appendix G.

3.6 Discussion

The following discussion focuses on evaluating the hydrological flux presented in the conceptual and theoretical models (section 3.3). The extent of the calculations depends on the availability of data for each sub-watershed (see Figure 3.1). Detailed calculations are proposed for rivers that have been subject to intensive monitoring, while qualitative interpretations are proposed for the sub-basins where the data are fragmentary. The advantages and limits of the methods used and developed herein are then discussed, along with recommendations pertaining to future research needs.

3.6.1 Atmospheric fluxes and latitudinal gradients

The main data used for documenting the atmospheric inflows (I , R , and S) to watersheds are the IMERG and CaPA datasets (for hydrological fluxes from rain and snow) and the RCWIP (for the isotopic composition of precipitation). The I calculated from the IMERG dataset are 20% lower than that calculated from the CaPA model. The models available for estimating the ET term also show discrepancies, as the MODIS dataset yields estimates of ET that are 29% lower than those of the SSEBop dataset.

The IMERG and CaPA models both suggest dryer conditions for the northernmost watersheds in comparison to the southernmost watersheds (Table 3.2). This pattern is consistent with previously reported climate data that suggests colder and dryer conditions in more northern areas within the study region (Phillips 1990; Berteaux et al. 2018). The MODIS and SSEBop data further suggest that the ET fluxes decrease northwards, likely due to a shorter ice-off period characterized by lower temperatures. The I and ET gradients (see section 3.5.1) do not completely balance each other and, as a result, the watershed-area-normalized river discharges (expressed in mm/yr) show a gradient of $-25 \text{ mm}/^\circ\varphi$. This finding implies that the area-normalized hydrological fluxes from the study area decrease northwards. Climate change could entail changes in these gradients. It is expected that hydrological fluxes, including precipitation, evapotranspiration, and river discharge will increase by 2050 in the study area (Hennigs and Bleau 2017). These changes in hydrological fluxes could generate proportionally more significant impacts in the northeast portion of the study area, where current climatic conditions are dryer and colder.

Within the study region, the RCWIP data suggest $-5.2\text{‰}/^\circ\varphi$ and $-0.63\text{‰}/^\circ\varphi$ gradients in the δ^2H and $\delta^{18}O$ of precipitation, respectively (based on annual flux-weighted

values of watershed). A similar gradient is also observed in the isotopic composition of rivers, where it is observed with $-5.4\text{‰}/{}^{\circ}\varphi$ and $-0.67\text{‰}/{}^{\circ}\varphi$ for δ^2H and $\delta^{18}O$, respectively. The river water samples revealed that δ_{RIV} tend to plot below the LMWL in $\delta^2H - \delta^{18}O$ cross plots. The flux-weighted average river discharge is enriched by approximately 1 to 9‰ and 0.7 to 2.0‰ for δ^2H and $\delta^{18}O$, respectively, compared to the modelled flux-weighted average isotopic composition of precipitation. These observations likely reflect the heavy isotope enrichment inherited from evaporation processes occurring in watersheds. The annual flux-weighted river composition at site CC presents the greatest heavy isotope enrichment (15‰ and 3.0‰ for δ^2H and $\delta^{18}O$, respectively), but the peak discharge associated with snowmelt was likely missed at this site.

3.6.2 The hydrological balance of watersheds

The hydrological balance of watersheds is assessed by evaluating the terms included in Equation 4. The available results and data allow for quantifying the I , ET , and Q_{RIV} terms in 2018 for 9 sub-watersheds (Table 3.2). The term ρ is calculated annually (i.e., from one winter baseflow to the other) and represents the residual between I , ET , and Q_{RIV} (Equation 4). The estimated ρ values range between -208 mm/yr and 131 mm/yr. These values correspond to proportions of -20% and 15% of average I . One key feature is that the calculated ρ terms are smaller in sub-watersheds where hydrometric stations provide daily measurements river discharge (Q_{RIV} in Table 3.2). In these cases, the ρ values are less than 7% of mean I .

The ρ term is more variable in watersheds where there are no hydrometric stations. In these watersheds, the river discharges are interpolated between a limited number of field measurements, thus yielding a higher uncertainty than for rivers where a

hydrometric station allows for calculating daily values of discharge. Overall, the most precise and reliable discharge data suggest that $I - ET \approx Q_{RIV}$. While the annual discharge is not precisely known for all watersheds, the calculations suggest that the Q_{DGW} and ΔS terms of Equation 4 likely have a limited impact on the annual hydrological balance of watersheds. The annual discharge could be assessed by $I - ET = Q_{RIV}$, and the groundwater fluxes directly reaching the James Bay through the Q_{DGW} are negligible in comparison to freshwater fluxes from rivers. These interpretations are consistent with previous work by Luijendijk et al. (2020), who found that the groundwater discharge into the James Bay from coastal watersheds of study area reached a maximum of $0.14 \text{ km}^3/\text{yr}$, corresponding to $<0.1\%$ of I . These findings further suggest that the role of groundwater fluxes in the hydrological balance of watersheds is mainly associated with processes where water transfers from recharge areas to rivers through shallow groundwater flow systems. Under such conditions, water transit within aquifers could act as a buffer to hydrological variations in rivers, without modifying the total annual discharge from rivers. It is expected that the hydrological response of rivers will be more dynamic in watersheds where the direct runoff/recharge ratio is greater and dampened in watersheds where the direct runoff/recharge ratio is smaller.

While the ΔS term is likely to be close to zero on an annual basis, significant changes are observed on monthly timescales. Here, the data suggest that the water storage in watersheds reach maximum values from autumn to the end of the ice-on period, due to humid conditions at the end of the ice-off period followed by low river discharge and snow accumulation during the ice-on period. The water storage in watersheds reach minimum values during the early summer period due to high discharge during freshet and increased ET during early ice-off period.

At the watershed scale, the data suggest a storage of water representing an average of 10 to 20% of the annual I . This transient storage presents a cycle with an amplitude of 10 to 18%. Based on this observation, it can be postulated that the reduction of the duration of ice-on period due to global warming will reduce the maximum storage in watersheds in response to a decrease in snow accumulation and an earlier peak in ET at the onset of the ice-off period.

3.6.3 Deciphering the sources of river discharge

Based on the assumption that ρ is negligible, the cumulative discharge from the studied watersheds can be estimated from river discharge, with values reaching 109 km^3 in 2018 and 100 km^3 in 2019. These fluxes correspond to 65% and 62% of the total precipitation (I) for the same years. The remaining fraction is attributed to evapotranspiration. In comparison, Déry et al. (2011) estimated an annual mean discharge of 96.5 km^3 for the same rivers between 1964 and 2008. The sources of river runoff are evaluated based on Equation 12. The δ_R and δ_S are estimated for each watershed based on flux-weighted data from the RCWIP (Terzer et al. 2013). The σ_R and σ_S are estimated based on field data and assumed to be homogeneous in space and constant in time. The isotopic composition of the evaporating moisture is estimated based on Equation 8. The δ_I is used as an analog of the δ_{SGW} , consistent with observations realized near the study area (Castelli 2012; Rey et al. 2018) and with assumptions used in previous studies (St Amour et al. 2005; Gibson et al. 2016).

The σ_{SGW} is estimated based on the data pertaining to the σ of groundwater in the main types of aquifers of the Canadian Shield in Abitibi-Témiscamingue. These aquifers include unconfined granular aquifers (UGA), unconfined bedrock aquifers (UBA), and confined aquifers (CA), with respective approximated σ values of $\sim 150 \text{ } \mu\text{s/cm}$,

$\sim 400 \mu\text{s}/\text{cm}$, and $\sim 500 \mu\text{s}/\text{cm}$ (based on results from Cloutier et al. 2016; Rey et al. 2018). For each watershed, the proportion of each type of aquifer (in terms of % coverage in the xy plane) are estimated based on the groundwater flow conditions data provided in section 2.5.1. For calculating these proportions, only the shallowest aquifer is considered in every point of the territory (Figure 3.1a). For example, the bedrock aquifers are only considered if no granular aquifer is found above. The value assigned to σ_{SGW} is expected to represent the composite electrical conductivity of groundwater in unconfined aquifers. This seems realistic as groundwater/surface-water hydrological exchanges are likely to occur preferentially in shallow unconfined aquifer areas, whereas the contribution of deeper confined aquifers to surface waters might be restricted to deep groundwater discharge zones found in large lakes and rivers. Previous studies also suggested that the groundwater contribution from unconfined granular aquifers and peatlands largely contribute to river discharge in James Bay lowlands (Orlova and Branfireun 2014). It thus seems realistic to propose that the shallower groundwater flow systems found in unconfined aquifers are more dynamic than the deeper groundwater flow systems found in confined aquifers. This interpretation is also in agreement with a previous study suggesting that the average residence time of groundwater in confined aquifers of the Abitibi-Témiscamingue region can reach thousands of years (Boucher et al. 2015), while most geochemical results reveal that groundwaters found in the unconfined aquifers of the study area show low dissolved solids contents, suggesting short water residence times (Cloutier et al. 2016). While it is not feasible to precisely constrain the σ_{SGW} value, three scenarios are tested for solving Equation 12 based on different endmember values for the σ_{SGW} (Table 3.4). These scenarios allowed for quantifying the sensitivity of calculations.

Table 3.4 Description of values assigned to electrical conductivity (σ) of groundwater.
 UGA = Unconfined granular aquifers. UBA = unconfined bedrock aquifers.
 CA = Confined aquifers.

Scenario	Origin aquifer of groundwater	Assigned σ_{SGW}
Reference value	Mainly from unconfined aquifers	Weighted average of the approximated σ of the UGA and UBA
1	A composite of main aquifers	Weighted average of the approximated σ of the UGA, UBA and CA
2	Mainly from unconfined granular aquifers	Approximated σ of the UGA
3	Mainly from unconfined bedrock aquifers	Approximated σ of the UBA

The estimated values of reference for σ_{SGW} range between 289 and 393 $\mu\text{s}/\text{cm}$ (Table 3.5). These endmembers are shown in Figure 3.7b to allow for a comparison with river waters. The results obtained from Equation 12 are shown in Table 3.6. The results are expressed as proportions of the annual I for each sub-basin. The results suggest that the runoff from rain reaching rivers represents 30 to 61% of I , and that the runoff of the melting of snow reaching rivers represents 18 to 46% of I . The shallow groundwater flux reaching rivers is estimated to range between 0 and 12% of I . It is further estimated that 2 to 10% of I is returned to the atmosphere by evaporation. This quantitative estimation of evaporation is similar to the evaporation over inflow ratios (E/I) of watersheds estimated based on the Craig and Gordon (1965) model (Table 3.6), following the calculation procedures presented in Gibson et al. (1993), Gibson and Edwards (2002), Telmer and Veizer (2000), and Skrzypek et al. (2015):

$$E = i \frac{(\delta_{RIV} - \delta_i)}{m(\delta^* - \delta_{RIV})} \quad (18)$$

where E is the total evaporation within the watershed [L^3/T], i (here, $i = I$) is the total watershed inflow [L^3/T] (also used in Equations 1–5), δ_{RIV} is the flux-weighted average

isotopic composition of river discharge (‰), δ_I is the flux weighted average isotopic composition of watershed inflow (‰), δ^* is the limiting isotopic composition (‰) (Gat and Levy 1978; Gat 1981), and m is the enrichment slope (see Skrzypek et al. (2015) for details on these parameters).

Table 3.5 End-members values of watersheds. R : Rain, S : Snowmelt, SGW : Shallow groundwater, E : Evaporation, S1-S5: scenarios, UGA: Unconfined granular aquifer, UBA: Unconfined bedrock aquifer, CA: Confined Aquifer. The provided isotopic compositions correspond to the weighted average composition of precipitation from Regionalized cluster-based water isotope prediction for months of April to October (Rain), for months of November to March (Snowmelt) and for all months (Groundwater). The electrical conductivity of water (σ) is assumed to be invariant over the year. The σ values used as reference (RV) and for additional scenarios (S1-S3) are based on aquifers type proportion.

Catchments	δ^2H (‰)				$\delta^{18}O$ (‰)				σ (µs/cm)				Aquifer (%)						
	R		S		SGW		E		R		S		SGW				UGA UBA CA		
	R	S	SGW	E	R	S	SGW	E	R	S	RV	$S1$	$S2$	$S3$	RV	$S1$	$S2$	$S3$	
BL ¹	-76.6	-144.1	-94.1	-235.5	-10.9	-19.6	-13.2	-38.4			316	351	150	400	27	53	19		
BM ¹	-77.4	-144.7	-95.0	-250.0	-11.0	-19.7	-13.3	-40.8			317	399	150	400	18	37	45		
BS ¹	-75.5	-142.5	-92.6	-222.0	-10.8	-19.4	-13.0	-36.1			289	367	150	400	28	35	37		
CC ¹	-83.4	-158.6	-103.9	-223.1	-11.8	-21.4	-14.4	-35.2			355	361	150	400	17	79	4		
CW ¹	-83.3	-157.7	-104.8	-257.0	-11.8	-21.3	-14.5	-40.7			332	381	150	400	19	52	29		
HA ¹	-75.4	-141.0	-92.9	-245.9	-10.7	-19.2	-13.0	-39.9			309	429	150	400	14	24	63		
HJ ¹	-77.9	-144.5	-95.4	-255.4	-11.1	-19.6	-13.3	-41.9			324	464	150	400	6	14	80		
HV ¹	-75.2	-140.8	-92.7	-244.8	-10.7	-19.2	-13.0	-39.9			294	421	150	400	16	22	62		
NBJ ¹	-80.0	-148.9	-99.1		-11.3	-20.2	-13.8				325	410	150	400	15	36	48		
WM ¹	-81.1	-150.9	-101.0	-260.4	-11.5	-20.4	-14.0	-40.6			348	398	150	400	14	53	33		
BRBJ ²	-83.6	-155.9	-107.1	-280.4	-11.7	-21.0	-14.7	-44.3			377	436	150	400	5	47	48		
BRN ²	-85.3	-161.2	-108.4		-12.0	-21.7	-15.0								13	74	13		
Cold ²	-89.7	-158.6	-117.7		-12.4	-21.3	-16.0								1	40	60		
ERBJ ²	-88.8	-164.7	-114.2	-276.8	-12.3	-22.0	-15.6	-43.6			381	454	150	400	3	36	61		
E13k ²	-88.3	-156.1	-108.4		-12.3	-21.1	-14.9								3	34	63		

¹: average flux-weighted in 2018, ²: average flux-weighted in 2019.

Table 3.5 (suite) End-members values of watersheds. *R*: Rain, *S*: Snowmelt, *SGW*: Shallow groundwater, *E*: Evaporation, S1-S5: scenarios, UGA: Unconfined granular aquifer, UBA: Unconfined bedrock aquifer, CA: Confined Aquifer. The provided isotopic compositions correspond to the weighted average composition of precipitation from Regionalized cluster-based water isotope prediction for months of April to October (Rain), for months of November to March (Snowmelt) and for all months (Groundwater). The electrical conductivity of water (σ) is assumed to be invariant over the year. The σ values used as reference (RV) and for additional scenarios (S1-S3) are based on aquifers type proportion.

Catchments	δ^2H (‰)				$\delta^{18}O$ (‰)				σ (µs/cm)				Aquifer (%)				
									<i>SGW</i>								
	<i>R</i>	<i>S</i>	<i>SGW</i>	<i>E</i>	<i>R</i>	<i>S</i>	<i>SGW</i>	<i>E</i>	<i>R</i>	<i>S</i>	RV	S1	S2	S3	UGA	UBA	CA
E26k ²	-89.9	-165.1	-115.7		-12.5	-22.1	-15.8								3	35	62
HBJ ¹	-81.1	-150.2	-99.8		-11.4	-20.3	-13.8								4	7	89
OM ¹	-78.1	-146.4	-95.8	-254.7	-11.1	-19.9	-13.4	-40.9			356	401	150	400	12	57	31
Joli ²	-89.5	-164.2	-116.0		-12.4	-22.0	-15.8								0	27	73
ORBJ ²	-90.4	-166.6	-115.9	-280.3	-12.5	-22.3	-15.8	-44.0			381	437	150	400	4	49	47
Fish ²	-90.5	-162.1	-116.3		-12.5	-21.7	-15.8				393	470	150	400	1	27	73
PRBJ ²	-87.6	-162.8	-112.6	-290.3	-12.2	-21.8	-15.4	-45.7			364	433	150	400	7	43	50
RRBJ ²	-86.7	-162.5	-111.2	-273.2	-12.1	-21.9	-15.3	-43.7			357	365	150	400	16	78	6
RRN ²	-88.0	-165.7	-111.8		-12.3	-22.3	-15.4				352	352	150	400	19	80	1
TH ¹	-82.1	-152.4	-101.3		-11.5	-20.6	-14.0				361	488	150	400	1	7	92
HT ¹	-78.8	-146.0	-96.5		-11.2	-19.8	-13.4				393	488	150	400	0	11	89

¹: average flux-weighted in 2018, ²: average flux-weighted in 2019.

Table 3.6 Quantitative estimation of terrestrial fluxes where flux-weighted estimation of river discharge (hydrological and geochemical values) are available. The results are expressed in proportion of total inflow (I). q_R : Rain runoff, q_S : Snowmelt runoff, q_{SGW} : Shallow groundwater contribution, q_E : Evaporation, q_T : Transpiration ($q_T = ET - q_E$), ET : Evapotranspiration, β : Water not reach hydrographic network ($\beta = I - q_S - q_R - q_{SGW}$), ρ : Groundwater balance, E/I : Evaporation ratio from Craig and Gordon (1965)

Catchments	I mm/yr	q_R		q_S		q_{SGW}		q_E		β		q_T		E/I		
		%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	%	+	δ^2H	$\delta^{18}O$	
BS*	1085	5	50	2	25	3	2	2.5	8	1	23	5	26	6	9%	8%
BL*	1044	10	61	1	30	2	1	6.4	7	1	8	9	28	6	5%	6%
BM*	1017	9	49	2	28	2	2	1.8	4	2	21	9	32	6	4%	4%
CC*	898	11	34	1	18	3	7	0.1	9	2	41	11	27	10	15%	13%
CW*	897	14	48	2	34	4	9	0.4	8	2	10	13	27	7	5%	6%
WM*	920	11	35	0	40	1	3	0.1	10	2	23	11	28	8	2%	5%
HV*	1046	5	35	3	20	4	12	0.4	5	2	33	5	33	7	3%	3%
HA*	1026	5	30	3	22	3	12	0.3	4	1	37	5	34	6	2%	3%
HJ*	978	6	38	2	20	4	9	0.4	2	2	34	6	38	6	1%	2%
OM**	951	10	38		27		1		5		34		34		2%	3%
ERBJ***	658		39		22		1		3		37		37		4%	4%
RRBJ***	873		47		23		1		3		29		29		4%	3%
ORBJ***	654		37		22		2		3		39		39		4%	4%
BRBJ***	848		42		35		1		5		22		22		1%	2%
PRBJ***	735		45		34		0		4		20		20		1%	2%

*From 2018 average precipitation data with $\rho \neq 0$, **From 2018 average precipitation data with $\rho = 0$, ***From 2019 average precipitation data with $\rho = 0$

The calculations from the scenarios suggest that the σ_{SGW} values used for partitioning streamflow components strongly influence the results. Site HA is used to discuss the sensitivity of calculations to the σ_{SGW} values. At this site, the calculated annual contribution of groundwater to river discharge ranges between 8 and 25% of (I) for the lowest and highest σ_{SGW} endmember values, respectively. For large-scale watersheds, a composite value integrating multiple aquifer water sources is more likely to represent regional flow pattern. In that sense, for the monitored watersheds, the river discharge

water from groundwater is constrained between 1.7 to 4.9 km³/yr. This regional contribution represents 3% of precipitation. This groundwater discharge compares well to other calculations realized in watersheds of the southern Canadian Shield (Gleeson et al. 2009).

3.6.4 The seasonality of river water sources

The data and calculations allow for evaluating the seasonal cycle in the sources of river waters (Figure 3.8a). The cycle is illustrated conceptually in Figure 3.8b, where the ice-on baseflow conditions are characterized by the highest groundwater contributions (Figure 3.8b-1). Following the ice-on baseflow, the relative contribution of meltwaters can reach up to 80% of the discharge during the spring freshet (Figure 3.8b-2-3). During the ice-off season, the discharge gradually decreases to reach summer baseflow conditions. During this period, the relative contribution of the rain endmember gradually increases and a slight increase in the shallow groundwater contribution is also observed (Figure 3.8b-4). The onset of the fall highwaters following the ice-off baseflow conditions then reveals a period during which the contribution from rainwaters can reach 80% (Figure 3.8b-5). The hydrograph separation for site HA provides a summary of the observations (Figure 3.8c). The hydrograph separation reveals that the groundwater contribution to river discharge is stable during the year compared to the contributions from the rain and snow endmembers. The contribution from runoff originating from snowmelt is observed through the entire ice-off period, while that of runoff originating from rainwater is bimodal, with an increased relative contribution in the fall period. The evaporation flux is observed through the entire ice-off period and reaches a maximum value in the fall, when waters that have undergone summer evaporation are drained by rivers.

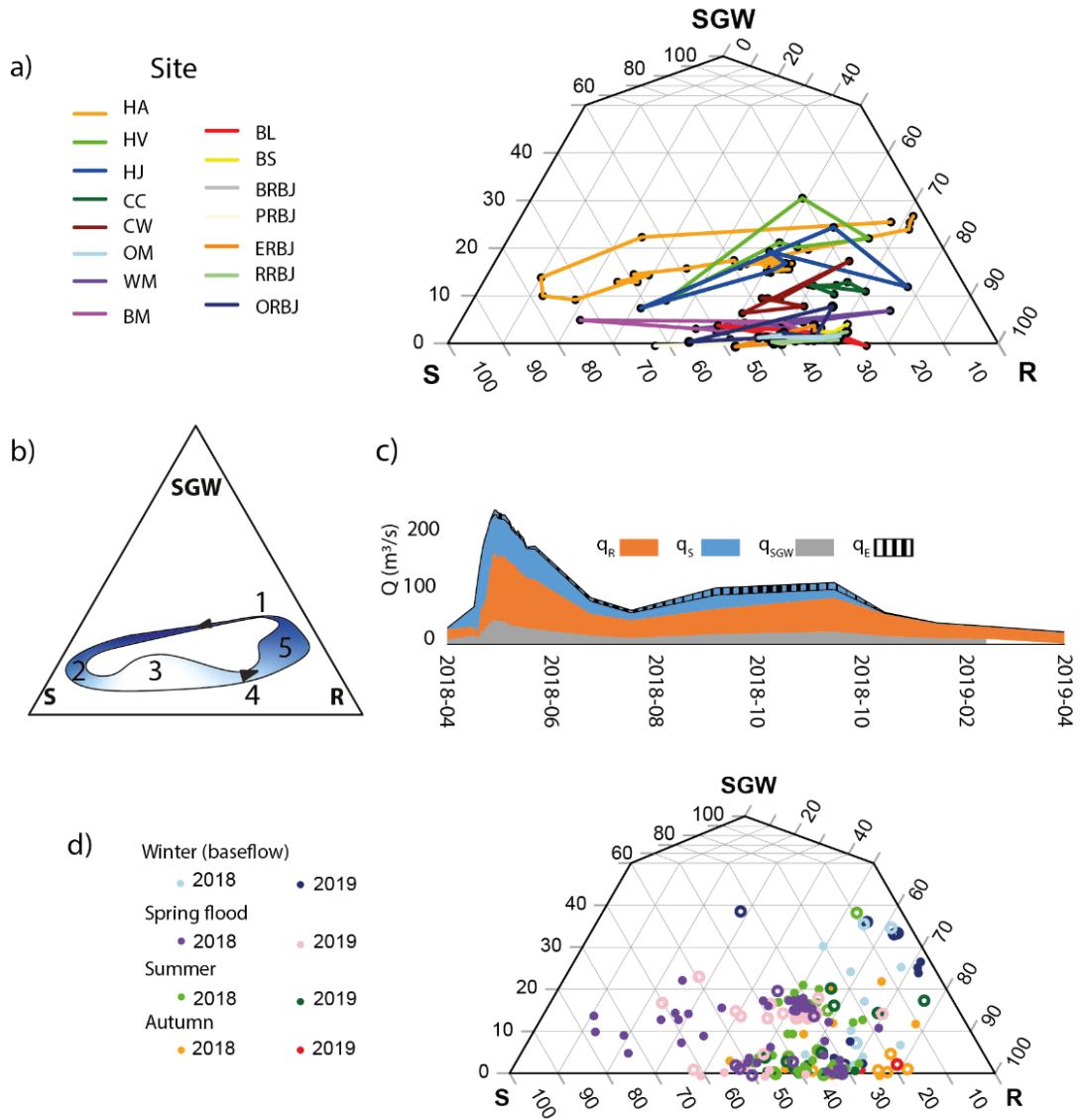


Figure 3.8 a) Annual partitioning of monitored watershed based on the endmembers (Rain (R), Snowmelt (S), Shallow groundwater (SGW)) further express in proportion of total inflow (I) in Table 5. b) Schematic representation of annual natural pattern of streamflow sources contribution. The thickness of the blue cycle refers to a qualitative representation of the discharge pattern. The blue gradient refers to the evolution of the shallow groundwater proportion. c) Hydrograph the Harricana River in Amos (site HA) with partition of the streamflow components (endmembers). d) Relative contribution of runoff sources of all sample. Empty circle refers to partitioning streamflow for uncompleted annual geochemical data that not allowing calculation of δ_E . Colors refer to season. Purple = Spring, Green = Summer, Orange = Autumn, Blue = Winter. The black line connects the sample of the Harricana River at the Amos (site HA).

3.6.5 Understanding riverine processes during the ice-on period

River monitoring during the ice-on season is challenging due to (1) safety issues during sampling on ice, especially at the beginning and at the end of the season, (2) difficulties related to discharge measurements under the ice, (3) water sampling constraints due to quick freezing in sampling tubes and bottles when the air temperature is significantly below zero, and (4) constraints associated with ice formation on probes used for *in situ* physicochemical measurements. Due to these constraints, among others, river monitoring is rarely performed during the winter. Here, an attempt was made to collect ice cores from rivers near the end of the ice-on period and to use the isotopic composition of the ice to document hydrological processes in rivers. Twenty vertical profiles of river ice were constructed from the available ice samples ($n = 192$; Appendix G). The collected ice cores are generally < 1 m in length and tend to present two main types of ice (Figure 3.9). A significant layer of snow-ice, which is a mixture of precipitation and surface water, generally overlies the congelation ice, which is formed by the freezing of streamflow water. This pattern was reported in previous studies (Ferrick et al 2002; Gibson and Prowse 1999; 2002).

While congelation ice was observed in most ice cores (13 out of 20), only four of the cores had sufficient thicknesses to allow for reconstructing a profile based on 5 cm samples. In these four ice cores, the results revealed constant δ^2H and $\delta^{18}O$ values, suggesting a stable isotopic composition of river water during the ice-on period. The results did not show a progressive depletion in δ^2H and $\delta^{18}O$ in congelation ice, and Rayleigh-type conditions are thus unlikely in the studied watersheds (Gibson and Prowse 1999). The isotopic composition of sub-ice waters was compared to the isotopic composition of the basal congelation ice. This comparison allowed the calculation of the effective ice-water isotopic separation (ε_{eff}), with values of $2.66 \pm 0.5\text{‰}$ and $17.59 \pm 2.29\text{‰}$ for $\delta^{18}O$ and δ^2H , respectively. These results are similar to

the ε_{eff} of $2.84 \pm 0.34\text{‰}$ and $17.9 \pm 3.9\text{ ‰}$ found by Gibson and Prowse (2002) in northwestern Canada.

The isotopic patterns measured in zones with congelation ice are considered to represent the conditions illustrated on the left side of the conceptual model (Figure 3.9). The stable conditions observed during the ice-on period are attributed to the constant supply of water from large lakes and groundwaters. In these zones, river water freezing must exceed ice erosion. Seven of the 20 ice cores samples did not show clean congelation ice. In these samples, the comparison between the isotopic composition of sub-ice water and that of ice reveals negative ε_{eff} values. These values are most likely caused by the presence of a basal ice that is depleted in heavy isotopes due to snow-ice mixing, as illustrated in the central part of the conceptual model (Figure 3.9). Gibson and Prowse (2002) suggested that the proximity of rapids and the presence of layers of slush or liquid water are non-ideal conditions for congelation ice formation. Another plausible explanation for the absence of congelation ice at these sites is that ice erosion exceeds ice formation. Such conditions were observed in areas where the river section is reduced (i.e., shallower or narrower), causing higher flowrates under the ice.

Here, it was also observed that some ice cores presented a heterogeneous structure with variable δ^2H and $\delta^{18}O$ compositions. These cores are likely associated with the conditions illustrated on the right side of the conceptual model (Figure 3.9). In these zones, the results and observations suggest that the ice cover consists of an accumulation of ice debris in zones where the morphology of the riverbed entails conditions that are prone to ice jam. Overall, the observations made here suggest that ice cores from rivers should be collected in areas where rivers are narrow and deep if the research objective is to document the isotopic composition of river water during the ice-on period. These conditions would likely be conducive to the development of

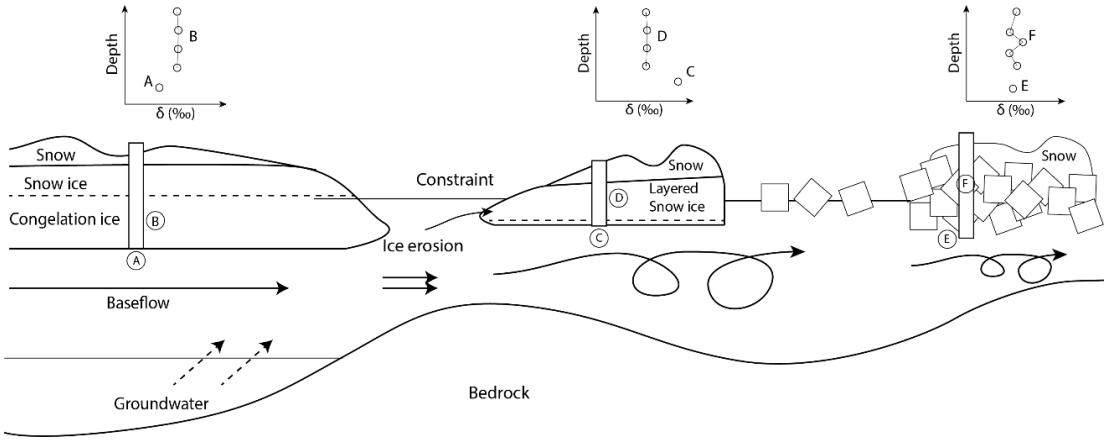


Figure 3.9 Schematic representation of ice formation and associated isotopic composition. Despite the stable isotopic composition of baseflow ($\delta_A = \delta_C = \delta_E$), only congelation ice could be used to reconstruct isotopic composition of river during ice-on. The δ_B , δ_D , and δ_F refer to the isotopic composition of the ice core.

congelation ice, as illustrated at the left of the conceptual model. The zones where the rivers are wide should be avoided as there might be a channel of active flow and zones of stagnant water below the ice. The zones corresponding to the patterns depicted on the right side of the conceptual model should also be avoided. The ice does not provide much information on the isotopic composition of the river water during the ice-on season.

In the Harricana River in Amos (site HA), the presence of rapids significantly increases the streamflow velocity, leaving the water surface free of ice all year long. It was therefore possible to monitor the isotopic composition of water at this site during the ice-on period. The results suggested a progressive depletion in heavy isotopes in river water during the ice-on period. Nevertheless, the results revealed that river water during the ice-on baseflow is enriched in heavy isotopes compared to groundwater, suggesting a non-negligible contribution from the rain endmember throughout the winter. Moreover, the increasing value of the D_{xs} observed during winter at this site suggests

that with ice cover, evaporated water at the surface of lakes is mixed with underlying water or freeze in small tributary river and further released into the spring flood.

3.6.6 The isotopic composition of transpired moisture

Evaluating the isotopic composition of the moisture transpired by plants based on field measurements is a challenging task, especially in vast and remote areas. In this research, the isotopic composition of the evaporated moisture is estimated based on Equation 15 (section 3.4). In the monitored watersheds where sufficient data are available for deciphering the sources of discharge, the calculated δ_T values range from -107.7‰ to -55.1‰ for δ^2H and from -14.81‰ to -8.14‰ for $\delta^{18}O$ (Table 3.7). The data presented in Table 3.6 reveal that δ_T are generally enriched in heavy isotopes compared to the flux-weighted average isotopic composition of precipitation (δ_I). This finding suggests that the water transpired by plants mainly corresponds to summer rains. While this might seem obvious, it raises an important question on groundwater recharge processes: if transpiration preferentially removes water from summer rains, why is the groundwater isotopic composition very similar to the flux-weighted average isotopic composition of precipitation (δ_I)? One plausible explanation is that the infiltration process could be less efficient during the snowmelt period due to frozen soils, therefore limiting the recharge of waters that are significantly depleted in heavy isotopes and balancing the effect of transpiration (which limits the recharge of waters that are significantly enriched in heavy isotopes). This explanation would imply that within the study area, groundwater recharge mainly occurs shortly after the snowmelt period, when transpiration by plants is still limited, and towards the end of the ice-off season, when colder conditions and less daylight reduce vegetation growth.

Table 3.7 Stable isotopic composition of transpired water compared to isotopic composition of inflow.

	<i>T</i>		<i>I</i>		Mean enrichment	
	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$
HV*	-78.2	-11.10	-92.70	-13.00	-14.52	-1.90
HA*	-77.5	-11.02	-92.90	-13.00	-15.36	-1.98
HJ*	-86.9	-12.21	-95.40	-13.30	-8.49	-1.09
BS*	-78.0	-11.09	-92.60	-13.00	-14.64	-1.91
BL*	-78.3	-11.15	-94.10	-13.20	-15.82	-2.05
BM*	-78.9	-11.21	-95.00	-13.30	-16.13	-2.09
CC*	-92.2	-12.91	-103.90	-14.40	-11.73	-1.49
CW*	-77.7	-11.06	-104.80	-14.50	-27.12	-3.44
WM*	-55.1	-8.17	-101.00	-14.00	-45.86	-5.83
OM**	-78.0	-11.10	-95.80	-13.40	-17.84	-2.30
BRBJ***	-85.3	-11.95	-107.10	-14.70	-21.80	-2.75
PRBJ***	-95.4	-13.20	-112.60	-15.40	-17.19	-2.20
ERBJ***	-106.5	-14.60	-114.20	-15.60	-7.71	-1.00
ORBJ***	-107.7	-14.74	-115.90	-15.80	-8.21	-1.06
RRBJ***	-107.6	-14.81	-111.20	-15.30	-3.58	-0.49

*From 2018 average precipitation data with $\rho \neq 0$, **From 2018 average precipitation data with $\rho = 0$, ***From 2019 average precipitation data with $\rho = 0$

3.6.7 Recommendations pertaining to river monitoring

The seasonality in river water sources revealed by the data highlights the need for river water monitoring. The results suggest that time series should focus on three main periods:

- The end of the ice-on period: Samples collected during this period are critical to evaluate the maximum groundwater contribution. These samples can further

provide information on the σ_{SGW} term, which is needed for hydrograph separation. Since temporal changes are unlikely to occur during winter baseflow, only a limited number of samples is required for this period.

- The spring freshet: The sampling frequency must be increased during this period to calculate the sources of river waters during the peak discharge event. However, water sampling during the spring flood is difficult due to safety issues. During this period, unstable ice conditions are often observed along rivers shorelines, which limits access for sampling. In addition, large blocks of ice are transported in the rivers during snowmelt, which limits the possibility of using small boats for sampling. Further research aimed at developing safe and efficient protocols for the collection of river samples during snowmelt are, therefore, much needed.
- The end of the ice-off period: Samples collected at the end of the ice-off season provide key information on evaporation processes, as the results suggest that the greatest heavy isotope enrichments are observed during this period. Sampling this period is also important to capture the contribution of rainwater runoff during the high discharge event observed before the onset of the ice-on period.

These recommendations are mainly suited to river monitoring in vast and remote areas characterized by cold and humid climates. Monitoring programs implemented on rivers in such areas can be costly and logistically complex. Therefore, focusing on key periods of rivers' hydrographs could help improve knowledge of hydrological processes occurring in watersheds.

3.6.8 Limits, challenges, and advantages of the proposed approaches

The monitoring approach used in this study allows for documenting seasonal changes in hydrological processes occurring within watersheds. Nevertheless, sampling during the snowmelt period is especially complex. In vast areas such as the study region, the snowmelt can be diachronous due to differences in latitude and altitude, among other aspects. In addition, the spring freshet can be very short if weather conditions such as warm temperatures and heavy rains contribute to snowmelt. Such events, however, can only be predicted on short notice. Therefore, it is challenging for a research team to conduct intense monitoring during snowmelt. One of the most promising approaches to this problem would be to develop research partnerships with local communities. Such partnerships would encourage knowledge sharing. Focusing on sites located near discharge monitoring stations would help reduce the required field procedures, which would also facilitate collaborations with local communities.

The results from this study suggest that the isotopic compositions of precipitation from RCWIP provide reliable values that could be used for future large-scale studies. Being able to use RCWIP is an advantage because monthly monitoring of precipitation can be challenging in remote areas. One shortcoming pertaining to precipitation is that, in the present study, the potential effect of sublimation on the snowpack was not considered, while previous studies suggested that the loss of snow by sublimation can reach 40% in boreal regions (Pomeroy et al. 1998). In addition, the effects of isotopic fractionation during snowmelt were not considered here (Taylor et al. 2001). This lack could lead to uncertainties in the evaluation of rivers water budgets. Future research focusing on river monitoring would benefit from evaluating these procedures through a monitoring of the snowpack.

Another shortcoming of the present study is that the electrical conductivity of groundwater remains poorly documented. This lack of knowledge increases the uncertainty associated with the quantification of groundwater discharge to rivers. While a comprehensive assessment of groundwater quality in the northern part of the Canadian Shield is not yet feasible, mainly due to the lack of groundwater wells, one plausible solution would be to monitor groundwater electrical conductivity in groundwater springs. Such springs provide a direct access to groundwater where automated probes could be installed for a low-cost monitoring of groundwater electrical conductivity. Finally, a better knowledge of the residence time of runoff water over large watersheds would be needed to improve water budgets.

3.7 Conclusions

This study provides new knowledge on the hydrological balance of large watersheds of the Canadian Shield in the James Bay area, in northwestern Quebec, Canada. Such knowledge is critically needed in vast and remote areas such as the northern part of the Canadian Shield, where significant impacts of climate change are expected and where human impacts are continuously increasing. This will allow for better predicting the potential impacts of changes in the hydrologic balance on local communities and GDEs. In addition, there is currently a critical lack of knowledge about groundwater resources in northern Canada, which is partially explained by the lack of groundwater wells and infrastructures that can be used for studying aquifers.

The approach used in this study made it possible to combine remote sensing, field monitoring, and spatial model data. The study provides novel insights on the role of groundwater in the hydrological budgets of watersheds. The results reveal that inter-basin exports of groundwater and groundwater discharge to the ocean domain are

insignificant in the study area. The data further suggest that the groundwater fluxes account for less than 12% of the rivers' discharge on an annual basis. The calculations also suggest that the total amount of water stored in the active layer of watersheds is equivalent to 10 to 20% of the total precipitation reaching the watersheds. Moreover, the results allowed for documenting atmospheric fluxes from watersheds. Evaporation estimates from remote sensing data and isotopic mass balances are in agreement; both suggest evaporation over inflow ratios in the range of 2 to 10%. While the isotopic composition of transpired moisture was not measured, it was estimated based on isotope mass balance calculations. The results suggest that the transpired moisture is plotting close to the LMWL and that it is enriched in heavy isotopes compared to the flux-weighted average isotopic composition of precipitation. These findings confirms that summer rains are preferentially transpired by plants and that the pool of soil water from the infiltration that occurred during snowmelt is not the main source of water for plants. The results further provided insights on the riverine processes occurring during the ice-on period. Ice cores collected at the end of the ice-on period and containing a sufficient thickness of congelation ice revealed that the isotopic composition of river water is invariant during the ice formation period. This suggests that the frequency of river monitoring during winter could be reduced. Overall, the data lead to the conclusion that river monitoring is critically important during three main periods: (1) at the end of the ice-on period to capture the groundwater contribution during winter baseflow, (2) during the spring flood to capture the peak discharge, and (3) at the end of the ice-off period to estimate evaporation over inflow ratios and capture the high waters of the fall.

Overall, the approaches developed and applied here could be transferred to other areas of the Canadian Shield to improve land management by allowing a better consideration of the water resources and associated ecosystems. The development of long-term river monitoring networks could provide key insights on the sensitivity of watersheds to climate change and human impacts. The development of such monitoring programs

through collaborations between governmental agencies, universities, and local communities could also promote knowledge sharing. Future work that develops innovative approaches to sampling rivers during snowmelt and estimating the isotopic composition and electrical conductivity of groundwater in vast, remote areas seem much needed.

CHAPITRE IV

INDICE SPATIAL POUR LA HIÉRARCHISATION DE BASSINS VERSANTS DU MILIEU BORÉAL QUÉBÉCOIS SELON LEUR DÉPENDANCE À L'EAU SOUTERRAINE

Résumé

L'eau souterraine soutient une quantité significative d'écosystèmes. Cependant, peu de travaux ont été menés en milieu boréal et au sein du Bouclier canadien permettant la délimitation des secteurs susceptibles de maintenir des écosystèmes dépendants de l'eau souterraine. Le manque de données hydrogéologiques et les vastes étendues représentent des défis majeurs pour la préservation de cette biodiversité dans la gestion du territoire. Cette étude vise le développement d'un indice spatial pour localiser le potentiel d'occurrence d'écosystèmes dépendant de l'eau souterraine (POEDES). L'indice s'appuie sur la stabilité temporelle de l'indice *Temperature – vegetation dryness index* (TVDI) calculé depuis des images optiques et en infrarouge thermiques du satellite Landsat 8. Au total, 290 images, acquises entre 2014 et 2020 en période estivale, ont été traitées sur un territoire de 185 000 km² sur six grands bassins versants du milieu boréal sur le Bouclier canadien. Une analyse en composantes principales (ACP) conduite sur les caractéristiques hydro-géo-topographiques des bassins versants a révélé une corrélation entre les caractéristiques hydrogéologiques. Cette corrélation suggère que le POEDES fournit une base d'informations cohérentes sur la localisation d'écosystèmes dépendant de l'eau souterraine. Sur la base de l'interprétation des deux premières composantes qui expliquent 77% de la variance des données calculées sur les sous-bassins versants, une typologie est proposée. Les secteurs localisés au sud du territoire montrent une dépendance à l'eau souterraine plus significative que les bassins versants du nord qui présentent une surface plus imperméable. Quatre groupes de sous-bassins versants sont identifiés et hiérarchisés selon le degré de vigilance et où une préoccupation accrue des eaux souterraines serait nécessaire pour préserver la ressource en eau souterraine et la biodiversité qui en dépend.

4.1 Introduction

L'eau souterraine supporte une variété significative d'espèces animales et végétales (Hayashi et Rosenberry 2002; Griebler et al. 2010; Bertrand et al. 2012). Les fonctions écologiques accomplies par cette ressource sont diverses (Sophocleous 2002; Boulton et al. 2010; Eamus et al. 2006; Klove et al. 2011a; Griebler et Avramov 2015; Zurek et al. 2015; Isokangas et al. 2017). Des connaissances approfondies sur les besoins des espèces et sur les conditions hydrologiques des habitats sont nécessaires pour identifier leur niveau de dépendance à l'eau souterraine. Néanmoins, pour mettre en place de meilleures stratégies de protection et assurer une gestion durable du territoire, il est nécessaire au préalable de localiser les écosystèmes dépendant de l'eau souterraine (EDES; Klove et al. 2014b; Rohde et al. 2017). La méconnaissance des conditions topographiques, hydrologiques et hydrogéologiques régissant le développement d'EDES limite la possibilité de les répertorier. Sans cette base de connaissances qui permettrait la mise en place d'infrastructures de suivi, l'évaluation de la vulnérabilité des EDES et la préservation de leur biodiversité dans un contexte de changements climatiques et de développement anthropique est compromise (Klove et al. 2014a) ce qui entraîne une gestion inadéquate du territoire.

Les EDES sont des composantes communes des milieux boréaux (Klove et al. 2011a). Ils se trouvent dans différents contextes géologiques et sont majoritairement localisés dans des zones de résurgences ponctuelles (sources) ou diffuses d'eau souterraine telles des tourbières (Rossi et al. 2012; Eskelinen et al. 2015; Isokangas et al. 2019). Au nord-ouest du Québec, des résurgences d'eau ont aussi été répertoriées le long d'aquifères granulaires à nappe libre (Champagne 1988; Nadeau et al. 2015) où elles participent à l'alimentation en eau de certaines tourbières (Rosa et al. 2018) ou de cours d'eau à la tête du réseau hydrographique.

À l'échelle de grands bassins versants, les connaissances au sujet des interactions entre l'eau souterraine et les eaux de surface sont insuffisantes (Ward 2016). L'utilisation d'images satellitaires couplées à l'analyse spatiale de données topographiques et hydrologiques ont toutefois mené à l'obtention de résultats prometteurs en vue de pallier cette lacune (Barron et al. 2014; Gou et al. 2014; Eamus et al. 2015, Glanville et al. 2016; Perez-Hoyos et al. 2016; Doody et al. 2017; Guirado et al. 2018). Parmi les indices développés, le *temperature – vegetation dryness index* (TVDI) permet notamment d'estimer l'état d'humidité sur la base de la température du sol et de la végétation (Lambin et Ehrlich 1996; Sandholt et al. 2002; Andersen et al. 2002; Chen et al. 2011; Chen et al. 2015). Il est aussi utilisé pour détecter des secteurs subissant un stress hydriques (Gao et al 2011; Rahimzadeh-Bajgiran et al. 2012; Shi et al. 2020). En milieu boréal, la température de l'eau souterraine est généralement de l'ordre de 4°C à 7°C (Cloutier et al. 2015), des valeurs près des températures moyennes annuelles de l'air, ce qui devrait favoriser le maintien de températures plus froides au niveau des résurgences qu'au niveau des sols secs en période estivale. De plus, l'inertie thermique de l'eau, plus élevée que celle de l'air, implique que les secteurs maintenus humides devraient présenter des variations thermiques plus faibles en comparaison aux zones sèches. Les images à bandes spectrales et thermiques infrarouges du satellite Landsat 8, captées depuis son lancement en 2013, constituent ainsi une archive prometteuse pour repérer, à grande échelle, des milieux favorables au maintien d'une biodiversité dépendante des apports en eau souterraine.

La présente étude s'insère dans ce contexte et vise à fournir une première évaluation de la présence potentielle d'EDES sur un territoire en milieu boréal du Bouclier canadien. Plus spécifiquement, l'étude vise à:

- 1- Développer un indice représentatif du potentiel d'occurrence d'écosystèmes dépendant de l'eau souterraine (POEDES) sur la base d'un suivi temporel de l'indice TVDI;

- 2- Identifier les corrélations entre les variables hydro-géo-topographiques des sous-bassins versants montrant les tendances favorables aux interactions eau de surface – eau souterraine;
- 3- Évaluer et cartographier la diversité hydro-géo-topographique des bassins versants dans un optique de préservation de la ressource en eau souterraine.

Une analyse en composantes principales des caractéristiques des bassins versants, qui permet la classification de bassins versant à grande échelle (Park et al. 2021), servira de base à l'élaboration d'une typologie permettant de définir cette diversité. Le présent chapitre est complémentaire à l'identification des aquifères potentiels (identifiés au chapitre 2; Nadeau et al. 2021) et de la contribution de l'eau souterraine au réseau hydrographique (calculée au Chapitre 3). Il est nécessaire pour évaluer le niveau de dépendance des bassins versants et des écosystèmes à l'eau souterraine. Ces connaissances seront utilisées afin d'émettre des recommandations relatives à la gestion du territoire en vue de limiter les impacts des changements climatiques et du développement anthropique sur la biodiversité dépendante de l'eau souterraine. Elles serviront aussi d'outils pour orienter les futures démarches visant la préservation de EDES pour l'ensemble du territoire boréal.

4.2 Les EDES en milieu boréal

Les EDES se définissent comme étant les milieux dont la composition, la structure et la fonction relève de l'approvisionnement en eau souterraine. Cela correspond à l'appellation anglo-saxonne largement employée *Groundwater dependent ecosystems* (*GDE*; Klove et al. 2011a). La Figure 4.1 conceptualise les différents milieux susceptibles d'héberger des EDES au sein d'un bassin versant. Ces EDES peuvent se développer dans les aquifères, profiter de la résurgence d'eau souterraine à la surface du sol ou s'approvisionner de l'eau souterraine peu profonde par le développement de leur système racinaire (Eamus et al. 2006). L'intensité des interactions et des connections entre l'eau souterraine et l'eau de surface varie dans le temps, dans l'espace (Amoros et al. 1988) et à différentes échelles (Griebler et al. 2010;

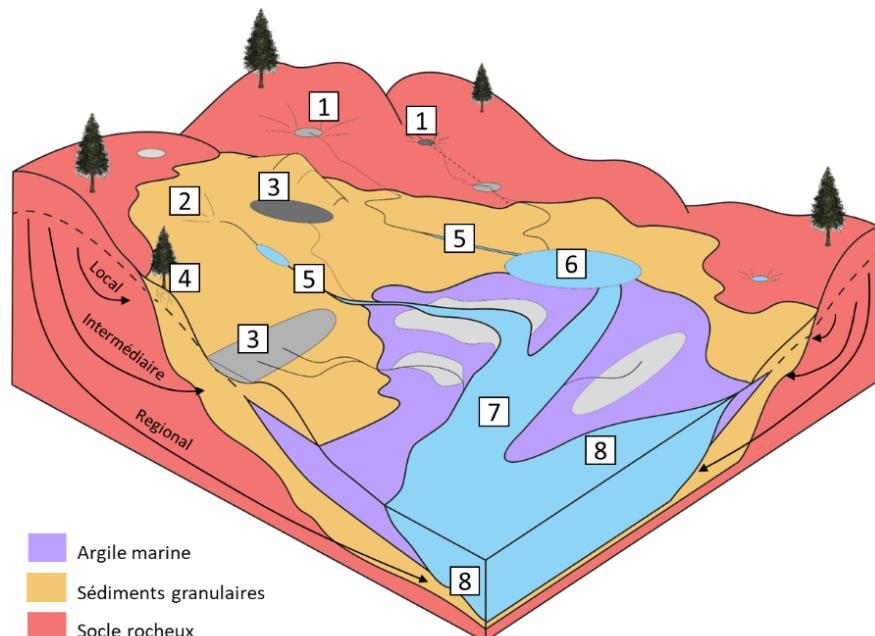


Figure 4.1 Schéma conceptuel des milieux susceptibles d'héberger des écosystèmes dépendant de l'eau souterraine. (1) Résurgence le long des systèmes de failles. (2) Résurgence gravitaire ponctuel et (3) diffuse dans les dépôts meubles. (4) Nappe accessible par le système racinaire des plantes. (5) Exfiltration d'eau dans les rivières et (6) les lacs. (7) Apport régional d'eau souterraine dans la dynamique hydrologique des estuaires. (8) Résurgence diffuse le long du littoral.

Bertrand et al. 2012, 2014; Barthel et Banzhaf 2016). À la tête du réseau hydrographique d'un bassin versant, la résurgence d'eau souterraine s'effectue principalement dans certaines dépressions et le long des systèmes de failles dont les apports proviennent d'écoulements locaux (Figure 4.1-1). Dans les vallées aux reliefs modérés, des accumulations de sédiments fluvioglaciaires forment des aquifères granulaires où l'eau émerge par le biais de sources gravitaires ponctuelles (Figure 4.1-2) ou diffuses favorisant le développement des milieux humides (Figure 4.1-3; Nadeau et al. 2015; Rosa et al. 2018). Ces aquifères granulaires peu profonds peuvent approvisionner directement certains végétaux (Figure 4.1-4). Toutefois, il est peu probable que la profondeur des racines des peuplements boréaux dépasse rarement quelques mètres. Les rivières et les lacs constituent généralement des points bas participant au drainage de la nappe d'eau souterraine (Figure 4.1-5 et 6). Bien qu'ils soient variables dans le temps et dans l'espace, les apports d'eau souterraine vers les eaux de surface s'observent tout au long de l'année. Dans les basses terres, où le contexte géologique favorise la mise en place de sédiments argileux peu perméables, les apports d'eau souterraine des systèmes d'écoulement régionaux contribuent à la dynamique hydrologique des estuaires (Figure 4.1-7). Des flux relativement faibles émergent également le long du littoral marin (Figure 4.1-8; Luijendijk et al. 2020).

4.3 Zone d'étude

La superficie complète du territoire d'étude est de 185 000 km² (Figure 4.2a) Cependant, seuls les sous-bassins correspondant aux secteurs situés en amont des sites échantillonnés dans le cadre du présent travail et pour lesquels une estimation annuelle des flux hydrologiques est disponible sont retenus pour l'analyse (Figure 4.2b). Ils représentent la partie amont des grandes rivières Harricana, Nottaway, Rupert,

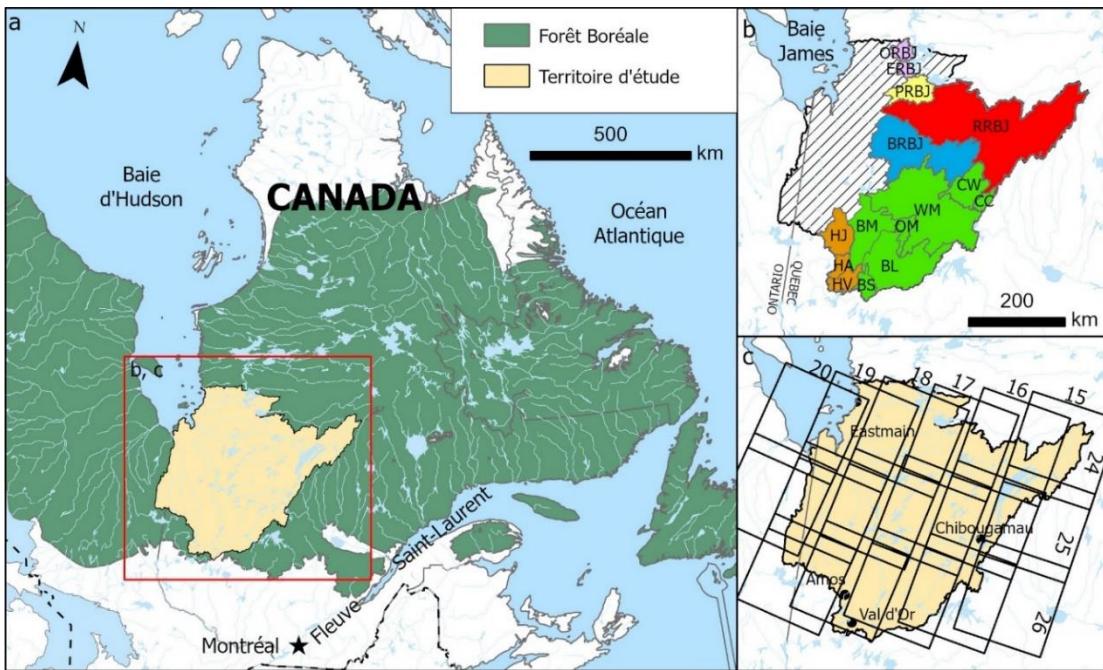


Figure 4.2 a) Localisation de la zone d'étude en milieu boréal. b) Identification des sous-bassins versants caractérisés. Ils s'insèrent dans les grands bassins versants de la rivière Harricana (orange), de la Rivière Nottaway (vert), de la Rivière Broadback (bleu), de la rivière Rupert (rouge), de la rivière Pontax (jaune) et de la rivière Eastmain (violet). c) Identification des images Landsat 8 traitées.

Broadback, Pontax et Eastmain. Ils se localisent au nord de la ligne de partage des eaux continentales et se déversent tous dans la Baie-James. L'ensemble des sous-bassins versants couvre 126 000 km², soit près de 70% de la superficie complète des bassins versants. Ce territoire est occupé par quelques municipalités et recoupe les territoires des Premières Nations Cris et Anishnabe. Situé dans la Province géologique du Supérieur, il couvre une grande portion de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, assemblage de roches volcanosédimentaires et plutoniques reconnues pour leur potentiel minéral. Il est aussi convoité pour son couvert forestier de valeur commerciale, pour son potentiel hydroélectrique impactant déjà l'écoulement naturel de certaines grandes rivières (Dynesius and Nilsson 1994; Nilsson et al. 2005; Grill et al. 2019) et pour la présence d'aquifères granulaires reconnus pour la qualité de leur eau souterraine (Nadeau et al. 2015; Cloutier et al. 2016). Le territoire est

marqué par des accumulations significatives de dépôts meubles et la présence de grandes tourbières, notamment dans les basses terres de la Baie-James (Fan et Miguez-Macho 2011; Tarnocai et al. 2011; Dallaire et al. 2019; 2020).

4.4 Méthode

La démarche adoptée est schématisée par l'organigramme présenté à la Figure 4.3. Le traitement et l'analyse des données spatialisées ont été réalisés dans le logiciel ArcGIS PRO 2.8. Des chaines d'opérations ont été programmées à l'aide du *model builder*. L'analyse en composantes principales a été réalisée avec le package *FactoMineR* compatible avec le programme *R-Studio*.

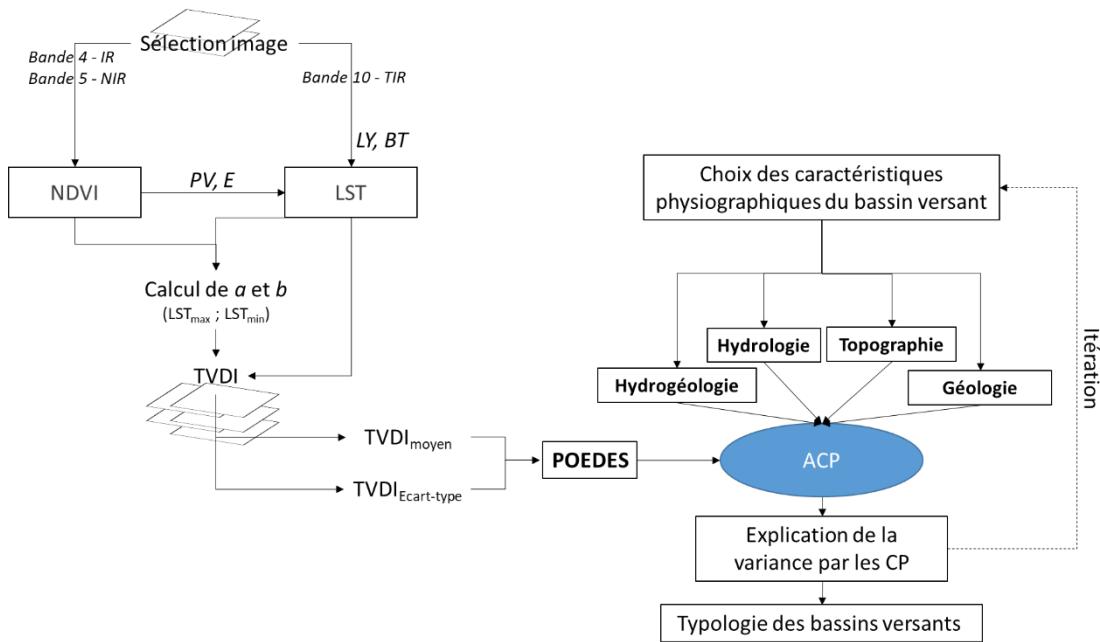


Figure 4.3 Organigramme illustrant la méthode adoptée.

4.4.1 Les données satellitaires

Les données satellitaires proviennent des images Landsat 8. Ces images incluent neuf bandes spectrales de *l'Operational land Imager (OLI)* à une résolution de 30 m et deux bandes spectrales du *Thermal Infrared Sensor (TIRS)* à une résolution de 100 m. Le territoire d'étude est couvert par 17 tuiles distinctes (Figure 4.2c) prises à un intervalle de 8 jours. Une sélection a été effectuée pour se concentrer sur le traitement d'images de la période estivale (juin à septembre inclusivement) pendant laquelle les écarts de température entre l'air ambiant et l'eau souterraine sont les plus marqués. L'analyse s'est portée essentiellement sur le territoire terrestre correspondant aux EDES 1 à 4 de la Figure 4.1. En terme de superficie, les résurgences d'eau souterraine dans les cours d'eau sont jugées négligeables comparativement à l'ensemble des milieux terrestres susceptibles d'interagir avec les flux hydriques issus des aquifères. La série temporelle de données couvre les années 2014 à 2020, inclusivement. Seules les images dont la couverture nuageuse était inférieure à 40% ont été retenues. Cette série temporelle permet d'obtenir des images superposées dans des conditions météorologiques différentes pour l'ensemble du territoire d'étude. Une grande quantité d'images superposées serait indicatrice d'une plus grande fiabilité de la stabilité du niveau d'humidité évalué.

4.4.1.1 Le Temperature – Vegetation Dryness index

Le *Temperature-vegetation Dryness index (TVDI)* constitue une normalisation de la température du sol (*Land Surface Temperature; LST*) en fonction des températures minimales et maximales de chaque indice de végétation (*Normalized Difference Vegetation Index; NDVI*). La Figure 4.4 représente l'espace température – végétation

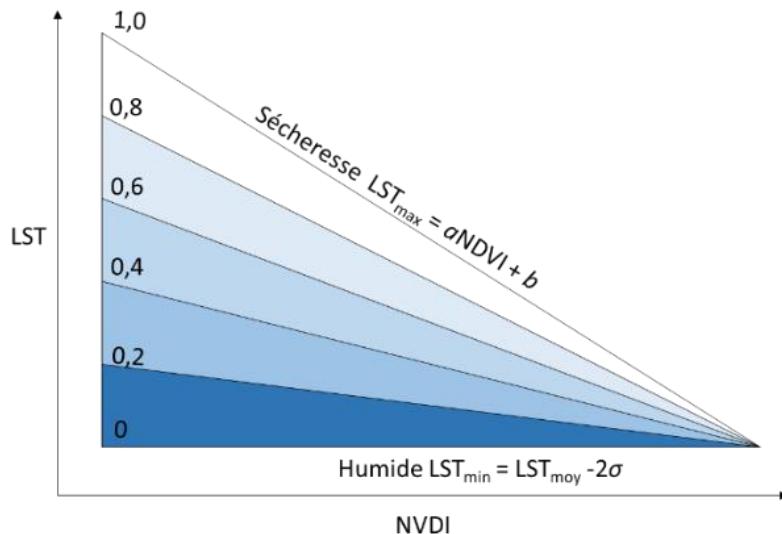


Figure 4.4 Représentation graphique de l'indice *Temperature-vegetation Dryness index (TVDI)* dans l'espace de la température du sol (*Land Surface Temperature; LST*) en fonction de l'indice de végétation (*Normalized Difference Vegetation Index; NDVI*). Le gradué de couleur réfère à l'interprétation du niveau de sécheresse du sol où blanc est indicateur de sécheresse et bleu foncé indicateur d'un sol humide. (Modifiée de Standholt et al. 2002).

et s'appuie sur le principe voulant que les variations de température observées pour une même végétation sont induites par l'inertie thermique de l'eau. Un milieu humide aura tendance à maintenir une température plus basse que les milieux secs. Cette espace prend généralement la forme d'un triangle où la température maximale observée diminue linéairement selon l'indice NDVI. L'indice se calcule suivant l'équation 1 (Sandholt et al. 2002) :

$$TVDI = \frac{LST - LST_{min}}{LST_{max} - LST_{min}} \quad (1)$$

où LST_{max} représente la température maximale (°C) atteinte pour un NDVI donné. Cette température est définie par l'équation 2, correspondant à la courbe de tendance

des LST maximales calculées sur la base des images thermiques pour chaque intervalle de 0,01 sur l'échelle NDVI (en abscisse sur la Figure 4.4) :

$$LST_{max} = aNDVI + b \quad (2)$$

où a représente la pente de droite de sécheresse et b l'ordonnée à l'origine. La LST_{min} est définie par l'équation 3 où \overline{LST} et σ sont respectivement la moyenne et l'écart-type des LST calculées sur la base des images thermiques pour chaque intervalle de 0,01 sur l'échelle NDVI :

$$LST_{min} = \overline{LST} - 2\sigma \quad (3)$$

L'utilisation de l'équation 3 permet de s'affranchir des données jugées non représentatives produites au pourtour de certains couverts nuageux non détectés par l'indice de qualité (QApixel).

4.4.1.2 L'indice de végétation par différence normalisée

L'indice de végétation par différence normalisée (NDVI; Équation 4) utilise les bandes spectrales rouges (R) et proche infrarouge (PIR). Il constitue une approximation du niveau d'activité chlorophyllienne de la végétation. Une valeur élevée (près de 1) représente une plus forte activité chlorophyllienne attribuable à une forêt dense comparativement à une valeur faible (près de 0) qui est plutôt attribuable à un secteur dénudé. Une valeur inférieure à 0 est généralement attribuable aux plans d'eau, au couvert de neige et aux nuages où la réflexion du R est plus élevé que le PIR. Les bandes spectrales R et PIR correspondent aux bandes 5 et 4 des images Landsat 8 :

$$NDVI = \frac{PIR - R}{PIR + R} = \frac{band5 - band4}{band5 + band4} \quad (4)$$

4.4.1.3 La température de la surface du sol

La température de la surface du sol (LST) est estimée par le traitement des données issues des bandes thermiques infrarouges (bandes 10 et 11) des images Landsat 8. Dans le cadre de cette étude, seule la bande 10 a été utilisée. Les étapes nécessaires au calcul de la température de la surface du sol s'inspirent de l'algorithme simplifié proposé par Avdan and Jovanovska (2016). L'approche adoptée et les calculs utilisés sont détaillés à l'Appendix H.

4.4.1.4 Indice du potentiel d'occurrence d'écosystèmes dépendant de l'eau souterraine (POEDES)

L'identification d'un milieu présentant le potentiel de maintenir un écosystème dépendant de l'eau souterraine à partir de l'indice TVDI s'appuie sur trois fondements :

- 1) La variabilité spatiale de la température du sol est largement contrôlée par le taux humidité du sol et du couvert végétal;
- 2) En période estivale, l'inertie thermique de l'eau permet de maintenir une température du sol plus basse dans les secteurs alimentés par l'eau souterraine;
- 3) L'humidité du sol est plus stable dans les secteurs alimentés par l'eau souterraine en comparaison aux secteurs où la nappe est plus profonde.

Sur la base de ces hypothèses, le POEDES est exprimé selon l'équation 5 :

$$POEDES = 1 - \frac{(\overline{TVDI} + \frac{D\sigma}{10})}{2} \quad (5)$$

Où, POEDES est adimensionnel et prend des valeurs sur une échelle allant de 0 à 1, où 1 représente le plus haut potentiel, \overline{TVDI} est la valeur moyenne des TVDI calculés pour chaque pixel du territoire pour la période de référence (mois estivaux) et $D\sigma$ est le décile attribué à l'écart-type des TVDI au sein du jeu de données regroupant l'ensemble des écarts-types calculés sur chaque pixel du territoire. L'utilisation du décile permet de transformer et d'étaler les écarts-types calculés des indices TVDI uniformément sur une échelle de 0 à 1 selon une précision décimale, où 1 représente la plus grande variance.

4.4.2 Les variables hydro-géo-topographiques

La caractérisation hydro-géo-topographiques des sous-bassins versants présentés à la Figure 4.2b s'effectue sur la base des données compilées et produites au cours de cette thèse. Les caractéristiques considérées pour l'analyse statistique des bassins versants sont rapportées au Tableau 4.1. Leur source, leurs incertitudes et les traitements réalisés sont précisés dans les chapitres correspondants.

Tableau 4.1 Description des caractéristiques des sous-bassins versants considérées. T : Topographie. G : Géologie. H : Hydrologie. Hg : Hydrogéologie. IS : Indice spatiaux.

Caractéristique	Description	Catégorie	Chapitre de la thèse
MNA moy.	Altitude moyenne du bassin versant	T	II
MNA écart	Écart entre l'altitude maximale et minimale observées sur le bassin versant	T	II
Pente_moy	Pente moyenne ($^{\circ}$) calculée à partir du MNA	T	II
Confiné	Proportion du bassin versant où la nappe phréatique régionale est potentiellement confinée sous une couche d'argile glaciolacustres ou glaciomarines.	G	II
Gra	Proportion du bassin versant recouvert de dépôts meubles sans couverture argileuse	G	II
Roc	Proportion du bassin versant où le socle rocheux affleure	G	II
Lac	Proportion du bassin versant occupé par un plan d'eau	H	II
MH	Proportion du bassin versant occupé par un milieu humide	H	II
MH confiné	Proportion du bassin versant occupé par un milieu humide sus-jacent à une couche argileuse	H	II
MH Libre	Proportion du bassin versant occupé par un milieu humide en condition d'aquifère à nappe libre	H	II
TWI moy.	Indice de saturation du sol moyen du bassin versant. (Topographic Wetness Index)	H	II
DND	Densité moyenne du réseau de drainage sur le bassin versant	H	II
DFHN	Distance moyenne par rapport au réseau hydrographique	H	II
DMBF	Distance moyenne d'une faille géologique majeure	G	II
AP	Indice moyen d'aquifère potentiel sur le bassin versant	Hg	II
ESS	Estimation de l'épaisseur moyenne de sédiments saturés du bassin versant	G	II

Tableau 4.1 (suite) Description des caractéristiques des sous-bassins versants considérées. T : Topographie. G : Géologie. H : Hydrologie. Hg : Hydrogéologie. IS : Indice spatiaux.

Caractéristique	Description	Catégorie	Chapitre de la thèse
Zone priorit.	Valeur de priorisation moyenne des parcelles du bassin versant définissant la présence potentiel d'aquifère granulaire.	Hg	II
GW	Estimation de la contribution de l'eau souterraine (mm/an) au débit du cours d'eau principal sur le bassin versant	Hg	III
T	Estimation de la transpiration sur le bassin versant (mm/an)	H	III
qr/R	Ratio de la contribution du ruissellement d'eau de pluie au débit du cours d'eau principal par rapport aux précipitations pluvieuses calculées sur le bassin versant	H	III
VDI et	Indice TVDI moyen du bassin versant	IS	IV
VDI moy.	Indice TVDI moyen du bassin versant	IS	IV
VDI et dec	Décile moyen des écart-types de l'indice TVDI sur le bassin versant	IS	IV
POEDES	Indice du potentiel d'occurrence d'écosystèmes dépendant de l'eau souterraine moyen du bassin versant	IS	IV
Long.	Longitude du centroïde du bassin versant.	Variable supplémentaire	
Lat.	Latitude du centroïde du bassin versant.	Variable supplémentaire	

4.4.3 Analyse en composantes principales

L'analyse en composantes principales (ACP) est utilisée pour révéler l'existence de corrélations entre plusieurs variables quantitatives calculées pour plusieurs entités. Les variables représentent ici les différentes caractéristiques hydro-géo-topographiques (Tableau 4.1) tandis que les entités font références aux sous-bassins versants. Les valeurs des variables calculées pour les sous-bassins versants sont centrées réduites pour uniformiser leur unité tout en conservant leur variance. L'ACP permet d'extraire l'information contenue dans le jeu de données et de la représenter de façon synthétique sous la forme de composantes principales. L'analyse permet d'illustrer la variance expliquée par un éventail de paramètres en seulement quelques composantes. La représentation graphique de ces composantes permet de décrire les interrelations entre les variables par l'utilisation de vecteurs. L'orientation et la longueur de ces vecteurs définissent le niveau de corrélation entre le plan des composantes principales et la variable du jeu de données. À terme, la démarche vise à identifier les corrélations entre le POEDES et les autres variables. L'analyse permet de positionner les bassins versants par rapport aux axes des composantes principales montrant les particularités qui les caractérisent. Des similitudes et différences émergent pour former une typologie de bassins versants basée sur l'interprétation de la signification des CP.

4.5 Résultats

4.5.1 Les indices spatiaux

Au total, 290 images satellites Landsat 8 ont été traitées pour obtenir le NDVI, la LST et le TVDI à l'échelle de la zone d'étude. La Figure 4.5 montre la superposition des images répondant aux critères de sélection pour la période de référence sur l'ensemble

du territoire. Certains secteurs ont fait l'objet d'une superposition de 73 images. La totalité du territoire terrestre a pu être couverte par un minimum de 6 images superposées. Le NDVI varie entre 0 et 0,6 sur l'ensemble du territoire et les LST calculées atteignent 40°C avec une valeur moyenne de 15°C. Le Tableau 4.2 fournit les résultats des composantes du calcul de TVDI détaillées par les équations 1, 2 et 3. La pente (a) de la droite de sécheresse permettant de définir la LST_{max} selon le NDVI montre une variabilité significative au cours de l'été. La pente au mois de juin atteint une valeur moyenne de -19,4 avec un écart-type de 7,3. L'ordonnée à l'origine (b) y atteint une température maximale moyenne de 35,6°C. Dans les mois subséquents, la pente diminue graduellement atteignant en moyenne -15,4, -14,3 et -10,6 pour les mois de juillet, août et septembre. Les températures maximales moyennes diminuent aussi progressivement avec des valeurs de 34,4°C, 30,0°C et 22,2°C. Les températures minimales fluctuent en moyenne entre 9,6 et 14,2°C. Le mois de juillet est celui qui montre les températures minimales les plus élevées.

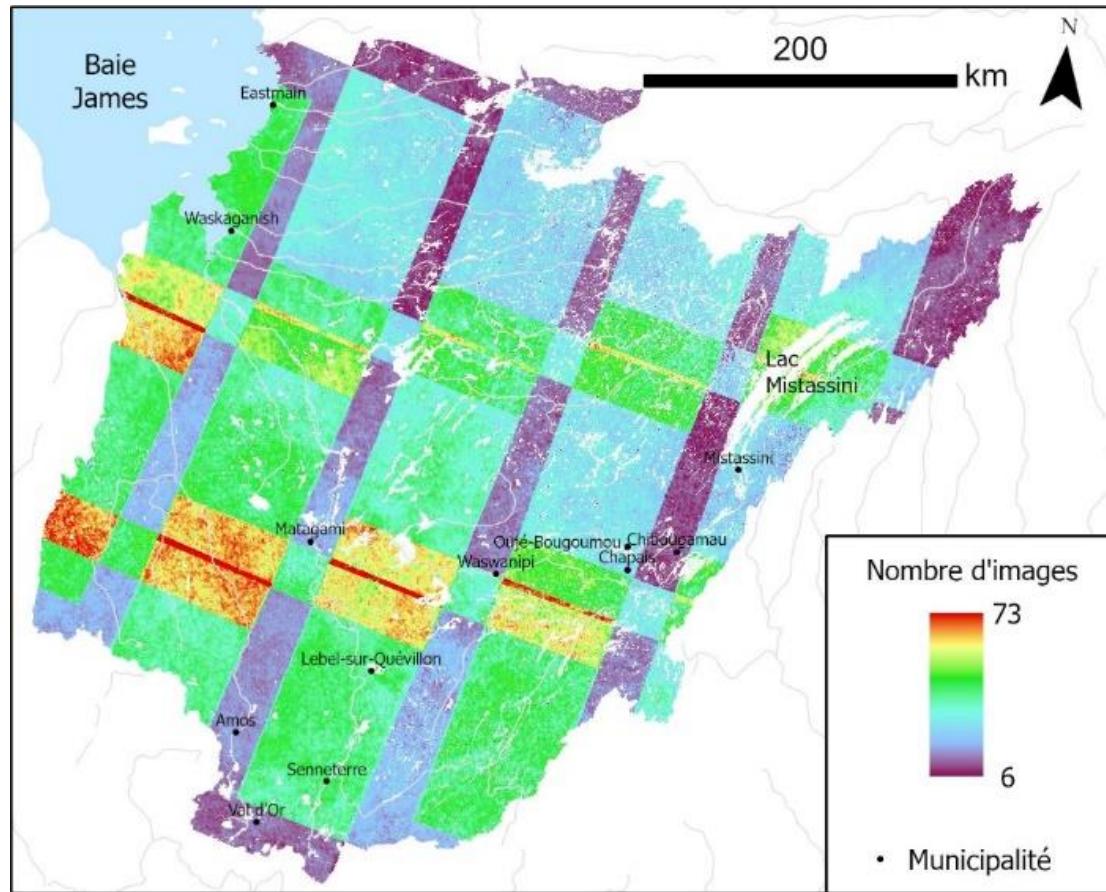


Figure 4.5 Répartition du nombre d'images satellites Landsat 8 superposées répondant aux critères de sélection.

Tableau 4.2 Synthèse des valeurs calculées pour des composantes du TVDI des équations 1, 2 et 3 issues des images thermiques Landsat 8 traitées.

Tuile	NB	<i>a</i>		<i>b</i>		<i>LST_{min}</i>	
		Moy.	σ	Moy.	σ	Moy.	σ
15_24	13	-17,4	9,9	32,2	8,9	11,6	3,9
15_25	16	-12,4	5,4	29,7	6,3	12,1	3,8
15_26	17	-14,4	4,2	33,4	6,3	12,1	3,7
16_24	16	-17,9	6,2	32,4	6,3	11,7	3,6
16_25	14	-18,4	4,9	34,3	4,5	12,6	3,0
16_26	18	-16,6	11,4	31,5	10,1	11,2	4,0
17_24	15	-18,2	6,9	31,8	9,8	11,9	4,5
17_25	17	-15,6	5,7	31,0	6,6	11,7	3,2
17_26	22	-14,4	5,8	31,2	5,9	12,4	3,4
18_24	13	-15,7	5,4	30,6	5,9	12,7	2,4
18_25	19	-12,2	7,2	27,9	7,1	12,4	4,0
18_26	18	-15,5	4,4	27,6	10,3	9,7	6,6
19_24	15	-16,9	6,3	31,0	6,0	12,3	3,1
19_25	19	-15,9	5,8	32,2	6,7	13,6	3,0
19_26	21	-14,8	3,2	31,6	6,8	12,9	4,3
20_24	23	-14,1	6,1	28,5	7,7	13,7	4,4
20_25	20	-14,2	4,8	30,2	6,5	14,2	3,1
<u>Mois</u>							
6	89	-19,6	7,3	35,9	5,7	12,8	3,4
7	67	-15,4	5,3	34,4	4,3	14,2	2,8
8	70	-14,3	5,2	30,0	5,1	13,2	2,7
9	64	-10,6	3,6	22,2	4,6	9,6	4,5
Total	290	-15,4	6,6	31,1	7,2	12,3	4,0

La Figure 4.6a représente la distribution du TVDI moyen calculé sur l'ensemble du territoire d'étude. Les valeurs se situent sur une échelle allant de 0 à 1 avec une valeur moyenne de 0,36 et un écart-type de 0,12. Les valeurs les plus élevées sont essentiellement observées dans les basses terres, au pourtour de la Baie-James et sur certains affleurements rocheux, tandis que les valeurs plus faibles se concentrent généralement autour des plans d'eau (grands lacs et littoral) et dans les basses terres du plateau de l'Abitibi situées au sud du territoire d'étude. Les écart-types varient de 0 à

0,45 avec une moyenne et un écart-type de 0,10 et 0,03, respectivement. La Figure 4.6b montre la répartition spatiale des déciles de l'écart-type. L'écart-type est plus élevé dans les basses terres sur le pourtour de la Baie-James et sur certains affleurements rocheux. Les écart-types plus faibles montrent une répartition spatiale moins systématique. Une quantité moindre de données semble favoriser un écart-type plus faible comme en témoigne les bandes mauves d'orientation nord-sud sur la Figure 4.6b.

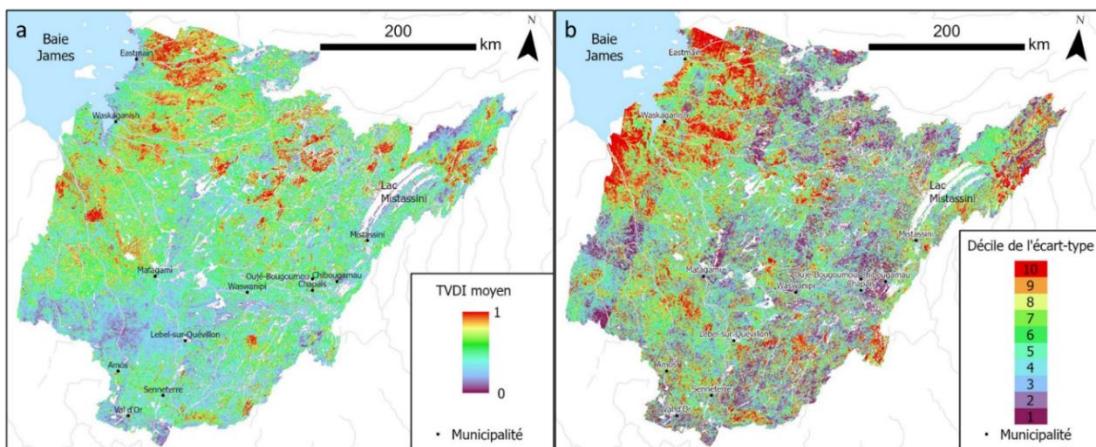


Figure 4.6 a) Distribution spatiale du *Temperature-vegetation Dryness index* (TVDI) moyen pour l'ensemble du territoire d'étude. b) Distribution spatiale du décile de l'écart-type des *Temperature-vegetation Dryness index* calculés sur chaque pixel du territoire d'étude.

4.5.2 Le POEDES

Les valeurs calculées pour le POEDES se situent entre 0 et 1. Sur l'ensemble du territoire, le POEDES moyen est de 0,54, avec un écart-type de 0,18. Le patron de dispersion présenté à la Figure 4.7 montre des POEDES plus faibles dans les basses terres de la Baie-James ainsi que sur certains hauts topographiques correspondant à des affleurements rocheux. Les dépressions, et plus spécifiquement celles sillonnées par le réseau hydrographique de surface montrent des valeurs de POEDES plus élevées.

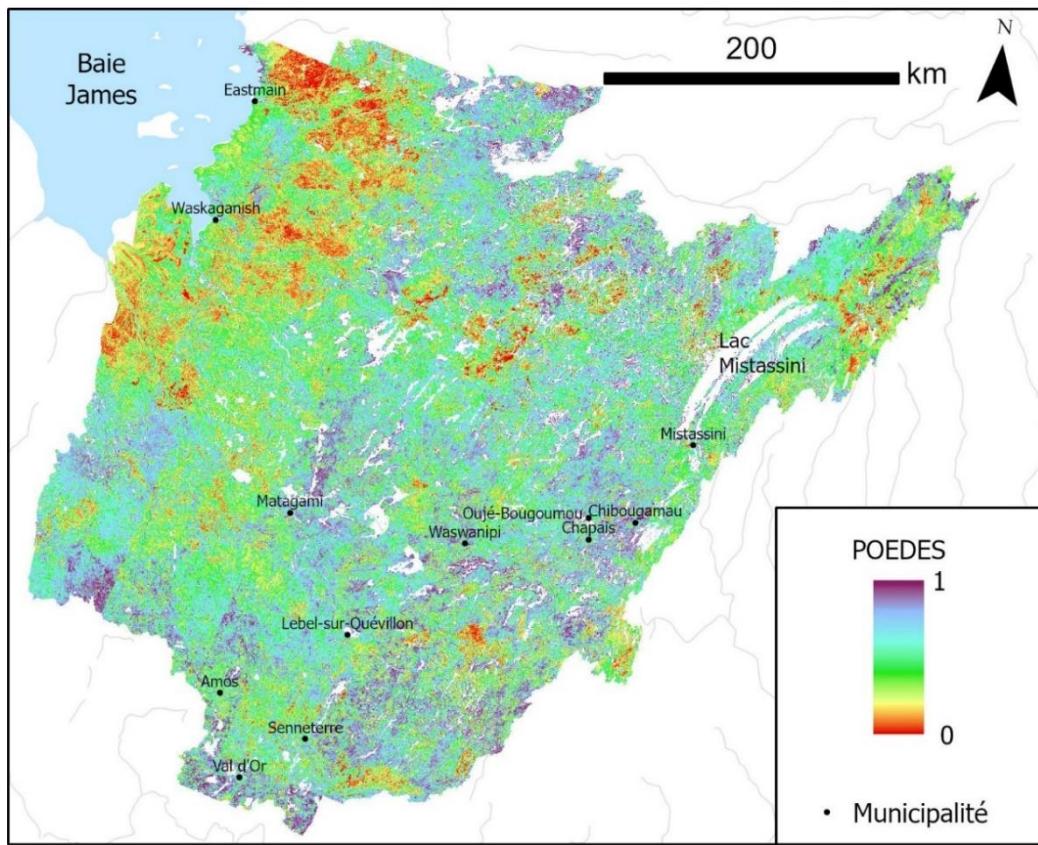


Figure 4.7 Distribution spatiale de l'indice du potentiel d'occurrence d'écosystème dépendant de l'eau souterraine (POEDES) sur le territoire d'étude.

4.5.3 Description des variables hydro-géo-topographiques

Les valeurs moyennes des variables hydro-géo-topographiques obtenues pour les quinze bassins versants sont présentées dans le Tableau 4.3 (les variables sont détaillées au Tableau 4.1). Pour les variables topographiques, l'altitude moyenne varie entre 210 m et 408 m pour une moyenne de 325 m et un écart-type 58 m. La pente moyenne des bassins versants est en moyenne de 1,6 degrés avec un écart-type de 0,3 degrés. La proportion des bassins versants en milieu de nappe captive est en moyenne de 40% avec un écart-type de 23%. La proportion de sédiments granulaires à nappe libre est en moyenne de 10% avec un écart-type de 7%. Le socle rocheux affleure en

moyenne sur 36% des bassins versants avec un écart-type de 16%. Les lacs couvrent en moyenne 13% du territoire avec un écart-type 6%. Sur la base des échantillons d'eau prélevés dans les rivières (section 3.5.2), la contribution moyenne d'eau souterraine aux cours d'eau correspond en moyenne à 37 mm/an/L² avec un écart-type de 38 mm/an/L². Les valeurs varient entre 3 mm/an/L² et 128 mm/an/L². Les taux d'évaporation sur les bassins versants sont en moyenne de 45 mm/an/L² avec un écart-type de 29 mm/an/L², alors que la transpiration atteint en moyenne 262 mm/an/L² avec un écart-type de 54 mm/an/L². Les taux de ruissellement pour les précipitations sont en moyenne de 57% avec un écart-type de 14% pour la pluie, et de 93% avec un écart-type de 23% pour la fonte des neiges. Les valeurs négatives de certains flux et les taux de ruissellement supérieur à 100% sont probablement inhérentes à la logistique des travaux de terrain et aux conditions climatiques qui impliquent un échantillonnage asynchrone dans les différents bassins versants. L'utilisation des données sous la forme centrée réduite permet de pallier cette contrainte et s'appuie sur l'hypothèse voulant que la variance entre les valeurs des flux attribuées aux sous-bassins versants est représentative de la variance des différents contextes d'écoulement en présence. La densité moyenne du réseau de drainage est de 0,5 m⁻¹ dans un rayon de 1000 m avec un écart-type de 0,1 m⁻¹. La distance moyenne à un cours d'eau est de 833 m avec un écart-type de 235 m. Les proportions de milieux humides mis en place au-dessus d'un aquifère à nappe captive (sur une couche argileuse) et sur un aquifère à nappe libre sont en moyenne de 17% et 5% avec des écarts-types respectifs de 8% et 4%. L'indice topographique d'humidité TWI moyen des bassins versants atteint 9,7 avec un écart-type de 0,4. Les indices spatiaux moyen de NDVI et TVDI sont de 0,32 avec des écarts-types de 0,01 et 0,34 avec des écarts-types de 0,06. L'indice moyen des aquifères potentiels est de 2,9 avec un écart-type de 0,2. L'épaisseur de sédiments saturés est 11,0 m avec un écart-type de 2,4 m. Le niveau de priorisation tel que défini à la section 2.5.5 est en moyenne de 2,5 avec des écarts-types de 0,2. Une valeur basse est révélatrice d'un niveau de priorisation élevé. Finalement, sur les bassins versants caractérisés, le POEDES moyen est de 0,58 avec un écart-type de 0,04.

Tableau 4.3 Sommaire des variables hydro-géo-topographiques des bassins versants (Variables détaillées au Tableau 4.1).

Bassin versant	MNA moy. (m)	MNA écart (m)	Pente moy.(°)	Confiné (%)	Gra (%)	Roc (%)	Lac (%)	MH (%)	MH confiné (%)	MH libre (%)	TWI Moy.	DND	DFHN (m)	DMBF (m)	AP	ESS (m)	Zone_priorit.	GW (mm/an)	qr/R (%)	qs/S (%)	E (mm/an)	T (mm/an)	NDVI moy.	TVDI et	TVDI	Moy.	TVDI	et dec.	POEDES	Long (°)	Lat (°)
BL	390	352	2,2	15	24	50	11	18	6	12	9,3	0,6	604	5939	3,0	11,2	2,5	4	85	120	71	291	0,33	18,3	0,33	5,0	0,59	-76,5	48,5		
BM	298	238	1,1	86	3	7	9	22	21	<1	10,3	0,4	1253	2331	2,8	12,4	2,3	44	33	85	-9	321	0,33	19,1	0,29	5,6	0,57	-76,8	48,7		
BRBJ	311	405	1,7	41	4	40	15	26	24	2	9,6	0,5	869	7477	2,7	13,0	2,6	6	63	108	41	186	0,31	18,3	0,36	5,0	0,57	-76,2	50,7		
BS	341	300	1,5	32	24	28	14	27	15	12	9,8	0,5	993	1051	3,1	13,0	2,5	18	68	98	88	282	0,32	18,1	0,28	4,8	0,62	-77,3	48,1		
CC	408	229	2,0	3	12	56	30	11	2	8	9,1	0,7	406	421	3,1	9,8	2,4	62	46	67	82	239	0,34	19,0	0,31	5,6	0,57	-74,1	49,9		
CW	386	287	1,8	30	18	42	14	29	24	5	9,6	0,6	804	3026	3,0	12,2	2,4	83	72	127	73	247	0,34	16,4	0,35	3,9	0,63	-74,5	50,1		
ERBJ	222	161	1,2	55	3	32	10	29	28	1	10,1	0,6	659	11258	2,8	5,6	3,0	6	59	67	20	245	0,30	18,8	0,46	5,2	0,51	-76,9	52,2		
HA	320	176	1,2	50	6	18	18	19	16	2	10,0	0,6	828	1970	2,9	13,0	2,4	103	28	91	43	349	0,33	18,3	0,30	5,1	0,59	-77,9	48,2		
HJ	305	193	1,1	87	1	7	11	20	20	<1	10,0	0,4	1194	2432	2,5	9,8	2,5	56	61	71	4	200	0,33	18,9	0,25	5,6	0,60	-78,1	48,6		
HV	322	200	1,2	53	14	18	14	28	22	6	10,1	0,4	1170	4307	3,1	14,9	2,4	128	47	76	48	341	0,32	17,9	0,29	4,7	0,62	-77,8	48,1		
OM	354	280	1,9	28	11	51	9	18	12	6	9,4	0,5	794	3581	2,8	8,3	2,8	9	52	101	47	323	0,32	18,7	0,31	5,2	0,59	-76,4	49,2		
ORBJ	210	148	1,6	43	4	45	8	14	13	2	9,7	0,6	802	4837	2,7	7,0	3,0	13	56	65	20	255	0,30	18,7	0,47	5,4	0,49	-77,0	52,5		
PRBJ	245	250	1,5	48	7	40	5	34	31	4	9,9	0,6	779	4439	2,8	13,9	2,6	3	68	104	29	145	0,32	17,5	0,42	4,5	0,56	-76,6	51,8		
RRBJ	400	682	1,9	5	13	63	20	11	3	8	9,1	0,6	433	14603	3,0	11,2	2,4	7	70	71	22	252	0,30	18,4	0,37	5,2	0,56	-74,1	51,3		
WM	351	380	1,8	30	11	47	12	20	13	7	9,5	0,5	903	4016	2,8	10,3	2,6	13	43	147	94	244	0,33	18,4	0,34	5,0	0,58	-75,6	49,7		
Moyenne	325	286	1,6	40	10	36	13	22	17	5	9,7	0,5	833	4780	2,9	11,0	2,5	37	57	93	45	262	0,32	18,3	0,34	5,1	0,58				
Écart-type	58	126	0,3	23	7	16	6	7	8	4	0,4	0,1	235	3578	0,2	2,4	0,2	38	14	23	29	54	0,01	0,6	0,06	0,4	0,04				

4.5.4 L'analyse en composantes principales

Une première analyse a été effectuée sur l'ensemble des variables disponibles dont les résultats sont présentés au Tableau 4.4 et à la Figure 4.8. En proportion cumulée, les deux premières composantes principales (CP) expliquent 56% de la variance et 90% de la variance est expliqué par les six premières CP.

Tableau 4.4 Valeurs propres et variance des composantes principales (CP) de l'analyse de toutes les variables détaillées au Tableau 4.1.

Variable	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6	CP7	CP8	CP9	CP10
Variance	8,88	6,31	4,14	1,93	1,71	1,41	0,80	0,59	0,49	0,34
% de variance	32,90	23,38	15,32	7,14	6,33	5,23	2,95	2,20	1,82	1,25
% cumulative	32,90	56,28	71,60	78,74	85,07	90,30	93,25	95,44	97,26	98,50

Des itérations ont été effectuées pour réduire la quantité de variables intégrées dans l'analyse et augmenter la proportion de la variance expliquée par les premières CP. Les variables mal projetées sur le plan de la Figure 4.8 et celles jugées trop redondantes ont été retirés (vecteurs en rouge sur la Figure 4.8). Le Tableau 4.5 résume les résultats de la variance expliquée par l'ACP réalisées sur les caractéristiques résultantes des itérations. En proportion cumulée, les deux premières expliquent 78% de la variance et 91% de la variance est expliqué par les quatre premières CP.

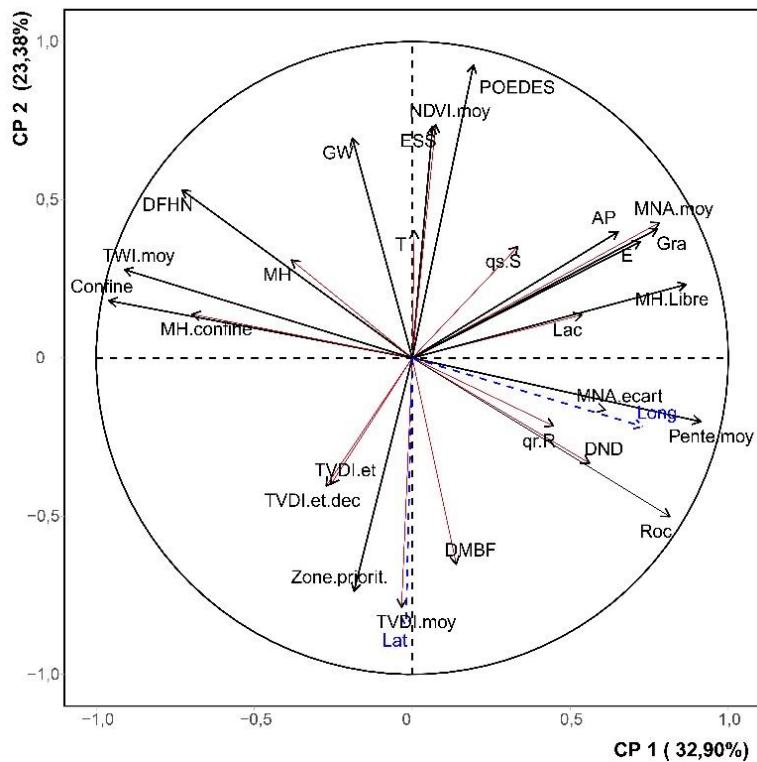


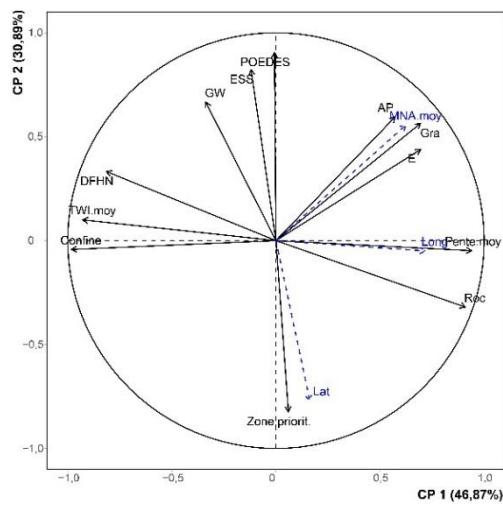
Figure 4.8 Représentation graphique des deux premières composantes principales (CP) réalisées sur l'ensemble des variables intégrées dans l'analyse statistique détaillées dans le Tableau 4.1. Les vecteurs rouges réfèrent aux variables jugées les moins bien projetés sur le plan ou redondants.

Tableau 4.5 Valeurs propres et variance des composantes principales (CP) de l'analyse des variables suite aux itérations.

Variable	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6	CP7	CP8	CP9	CP10
Variance	5,62	3,71	0,81	0,73	0,49	0,26	0,16	0,11	0,06	0,03
% variance	46,87	30,89	6,72	6,12	4,12	2,18	1,33	0,94	0,48	0,23
% cumulative	46,87	77,76	84,48	90,60	94,72	96,90	98,23	99,17	99,65	99,87

La Figure 4.9 montre les résultats obtenus de cette seconde ACP pour les trois premières CP. Le Tableau 4.6 fournit les coordonnées des variables intégrées à l'ACP pour les quatre premières CP. Une valeur s'approchant de 1 suggère que la variable est bien représentée par la CP. La première CP tend à expliquer la variance par la pente et la proportion d'affleurements. L'indice d'humidité TWI et la proportion du bassin versant composé d'un aquifère régional confiné y sont négativement corrélés. La distance moyenne du réseau hydrographique augmente sur les terrains plats par rapport aux terrains escarpés marqués par une haute densité du réseau de drainage. La première CP montre une corrélation avec la longitude. L'est du territoire se caractérise par des variables topographiques dont les valeurs sont plus dispersées. La seconde CP montre plutôt une corrélation positive avec les aspects relatifs à l'eau souterraine. Elle explique la variance provenant du POEDES, de la contribution d'eau souterraine au réseau hydrographique, de l'épaisseur de sédiments granulaires saturés et de la présence de zones jugées prioritaires dans une perspective de protection des réserves en eau souterraine. De plus, l'augmentation de l'altitude moyenne du territoire tend à

a)



b)

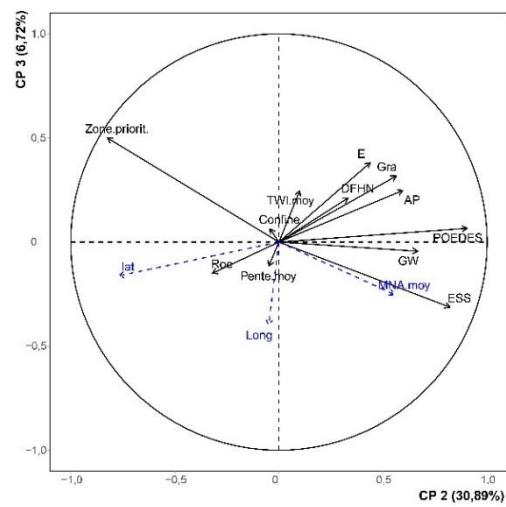


Figure 4.9 a) Représentation graphique des deux premières composantes principales (CP) réalisées sur les variables suite aux itérations. b) Représentation graphique de la 2^e et 3^e CP réalisées sur les variables suite aux itérations (les variables des vecteurs sont détaillées au Tableau 4.1).

augmenter la proportion de dépôts granulaires augmentant la présence potentielle d'aquifères. Le taux d'évaporation y est aussi plus élevé.

Tableau 4.6 Coordonnées des variables (détailées au tableau 4.1) résultantes des itérations selon les quatre premières composantes principales (CP). Les valeurs en gras identifient les variables les mieux représentées ($>0,6$) pour chaque CP.

Variable	CP1	CP2	CP3	CP4
GW	-0,34	0,67	-0,04	-0,54
E	0,70	0,44	0,38	0,09
DFHN	-0,82	0,33	0,21	0,33
Pente.moy	0,94	-0,05	-0,12	0,23
Confine	-0,982	-0,04	0,06	0,11
Gra	0,69	0,56	0,32	0,13
Roc	0,91	-0,32	-0,15	0,03
TWI.moy	-0,93	0,10	0,25	-0,04
POEDES	-0,01	0,91	0,07	0,25
Zone_priorit.	0,06	-0,824	0,50	0,01
ESS	-0,12	0,82	-0,31	0,20
AP	0,57	0,60	0,25	-0,37

4.6 Discussion

4.6.1 L'apport du POEDES

Le POEDES constitue un nouvel indice basé sur la température du sol. Il est conçu pour fournir une base de connaissance sur les secteurs montrant un niveau d'humidité élevé et stable. L'élaboration de l'indice suggère que cette stabilité est indicatrice d'un approvisionnement constant d'eau souterraine. À l'échelle des sous-bassins versants, la corrélation observée entre le POEDES moyen des bassins versants et la contribution de l'eau souterraine au réseau hydrographique suggère qu'un territoire montrant un POEDES élevé est caractérisé par plus d'interactions entre les eaux souterraines et de

surface. Cette observation est cohérente avec les interprétations de la dynamique des écoulements superficiels et souterrains en climat tempéré et humide, où le réseau hydrographique draine généralement les aquifères (Larocque et Broda 2016). L'absence de validations terrain à l'échelle locale empêche d'évaluer le niveau de confiance de l'indice sur la présence réelle d'EDES et de quantifier les flux d'eaux souterraine vers les EDES. Néanmoins, les secteurs présentant un POEDES élevé peuvent constituer des secteurs prioritaires à investiguer davantage dans l'optique de préservation de la biodiversité dont le maintien dépend des résurgences d'eau souterraine. L'ACP révèle qu'"il n'existe pas de corrélation forte entre le POEDES et les caractéristiques hydro-géo-topographiques des bassins versants. Cependant, elle suggère que les EDES sont favorisées dans des contextes hétérogènes. Les bassins versants qui présentent une architecture de dépôts meubles variées avec des conditions hydrologiques de nappe à la fois captive et libre, sans présenter une forte dominance d'affleurements rocheux, semblent plus dépendants des interactions avec l'eau souterraine. Ce sont essentiellement des bassins versants dont les altitudes, la topographie et le développement du réseau hydrographique sont intermédiaires. En contrepartie, les bassins versants présentant une proportion dominante d'affleurement rocheux et d'argile semblent montrer un sol plus imperméable et moins dépendant de l'eau souterraine.

En raison des difficultés d'accès et de logistique, peu de sous-bassins versants analysés dans l'ACP se localisent dans les basses-terres de la Baie-James. Cependant, la distribution spatiale du POEDES (Figure 4.7) tend à montrer un POEDES faible dans ce secteur caractérisé par de grands complexes tourbeux surmontant la couche peu perméable d'argile marine (Payette et Rochefort 2001). Cette corrélation spatiale montre que ces complexes tourbeux ont un TVDI élevé mais variable dans le temps. Cette tendance s'explique vraisemblablement par le fait que ces milieux humides sont principalement alimentés lors de la fonte des neiges et graduellement drainés au cours de l'été. Cette modification du taux d'humidité aurait tendance à faire accroître la

température du sol, modifiant considérablement la valeur de l'indice TVDI au cours de l'été. Un suivi temporel de l'indice TVDI réalisé spécifiquement sur ces milieux humides permettrait de confirmer cette interprétation. Des valeurs de POEDES faibles sont aussi identifiées sur les affleurements rocheux topographiquement élevés compte tenu d'un TVDI élevé (relativement sec) et instable sur ces secteurs dénudés.

4.6.2 Le POEDES et le couvert forestier

À l'échelle des bassins versants, les résultats ont montré qu'il existe une corrélation entre le POEDES et la contribution de l'eau souterraine au réseau hydrographique. Cette interaction implique que les zones identifiées comme ayant un haut POEDES puissent supporter des écosystèmes et une couverture végétale particulière. La Figure 4.10 présente le POEDES moyen calculé selon le type de végétation identifié par les données de la cartographie écoforestière réalisée sur le territoire (MRNF 2009; 2012). L'indice moyen s'avère « élevé » ($>0,75$) pour les bétulaies et certaines sapinières. En contrepartie, l'indice est généralement faible ($<0,5$) pour les milieux non forestiers tels que les tourbières et certaines landes ainsi que pour certaines pessières noires. La quantification de l'apport d'eau souterraine pour contribuer aux besoins écologiques des milieux où le POEDES dépasse la portée de ce travail de thèse. Une certaine réserve doit donc être respectée dans l'interprétation de la dépendance de ces milieux à la présence d'eau souterraine. Des travaux supplémentaires seraient nécessaires pour mieux comprendre la relation qui existe entre le POEDES et la végétation. Néanmoins, une attention particulière devrait être portée à ces couverts forestiers dans une perspective où une dégradation ou une modification des conditions hydrologiques changerait les composantes du bilan hydrologique des bassins versants. De plus, tel que précisé sur la Figure 4.10, l'efficacité du POEDES semble être illustrée par le niveau trophique des tourbières. Sur le territoire, les tourbières ombrotrophes,

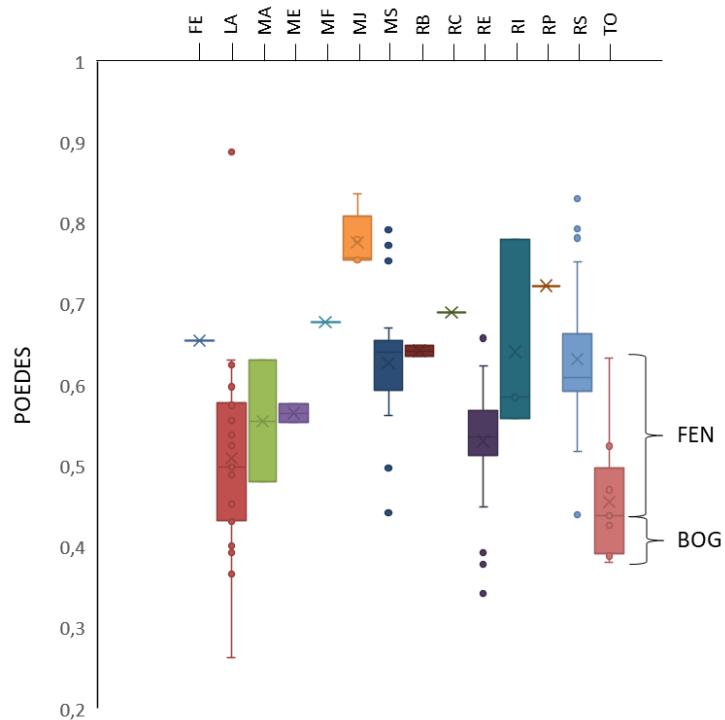


Figure 4.10 Étendue de la moyenne des indices du potentiel d'occurrence d'écosystème dépendant de l'eau souterraine (POEDES) calculés pour les codes de végétation identifiés dans la cartographie écoforestière réalisée sur le territoire (MERN 2009; 2012). FE : Feuillue. LA : Lande. MA : Marais. ME : Pessière noire à peuplier faux-tremble. MF : Frênaie noire à sapin. MJ : Bétulaie jaune à sapin. MS : Sapinière à bouleau ou érable. RB : Pessière blanche. RC : Cédrrière. RE : Pessière noire. RP : Pinèdre blanche. RS : Sapinière. TO : Tourbière.

essentiellement alimentées par l'apport des précipitations, ont une valeur moyenne de POEDES plus faible que les tourbières minérotrophes soutenues par une alimentation en eau souterraine. Comparativement aux autres couvertures végétales, ces tourbières ne présentent pas nécessairement un POEDES fort malgré leur dépendance aux résurgences d'eau souterraine. La faible étendue des zones de résurgences par rapport à l'étendue des tourbières et les conditions mixtes minérotrophes et ombrotrophes observées au sein d'une même tourbière (Payette et Rochefort 2001) pourraient en partie expliquer cette particularité. Le POEDES constitue toutefois un paramètre permettant de discréteriser, à grande échelle, les types de tourbières. Spécifiquement pour

ces milieux, un POEDES supérieur à 0,52 serait indicateur de conditions essentiellement minérotropes.

4.6.3 Établissement d'une typologie de bassins versants.

L'analyse en composantes principales est utilisée ici pour déterminer les corrélations qui existent entre les caractéristiques hydro-géo-topographiques du territoire en milieu boréal. L'interprétation du graphique projetant les deux premières CP permet de définir une typologie de bassins versants (Figure 4.11). La CP1 (axe horizontal) suggère que 47% de la variance s'explique par des caractéristiques d'ordre topographique qui influencent les conditions d'écoulement de la nappe (libre vs captive). Le relief accidenté est corrélué à l'irrégularité des affleurements rocheux estimée à une variation

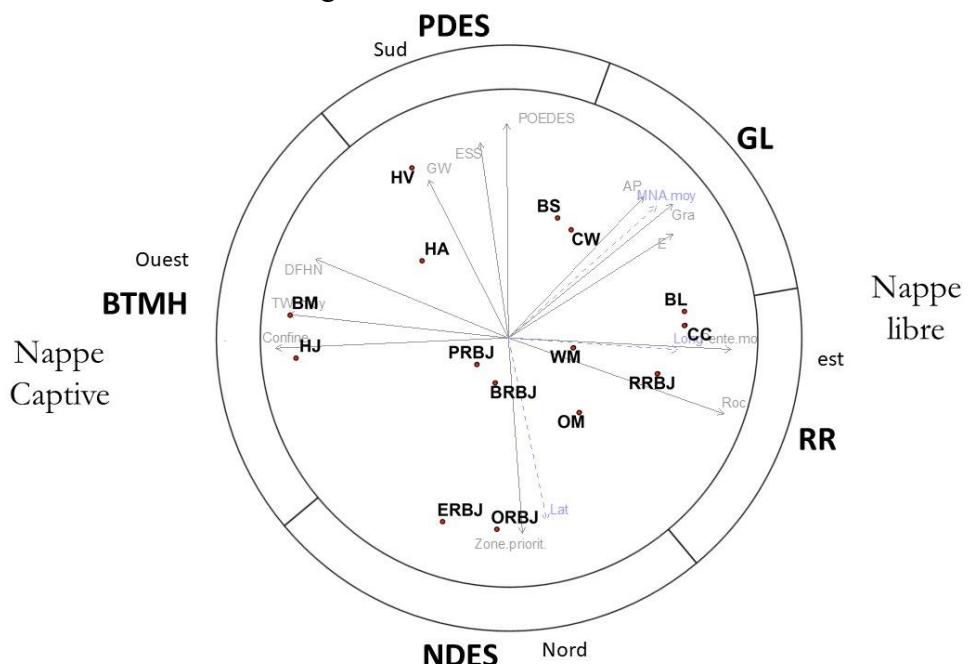


Figure 4.11 Typologie des bassins versants et positionnement des sous-bassins versants. RR : Rugueux-Ruisseaulement. GL : Granulaires libre. BTMH : Basses-Terres – Milieux humides. PDES : potentiellement dépendant de l'eau souterraine. NDES : non dépendant de l'eau souterraine.

topographique moyenne approchant les 30 m sur une distance de 1 km (section 2.4.1). Une corrélation négative par rapport à l'augmentation de la distance moyenne au réseau hydrographique de surface correspondrait à une densité plus élevée du réseau de drainage entraînant une proportion plus significative du ruissellement. Cette corrélation définit des bassins versants dits « Rugueux-Ruisseau » (RR) qui ont tendance à caractériser les secteurs à l'est du territoire. Le type « Granulaires libre » (GL) est attribué aux bassins où la proportion de sédiments granulaires est plus significative. Ces bassins présentent les caractéristiques favorables à une plus grande surface d'un bon potentiel aquifère en condition de nappe libre. Le type GL montre aussi les taux d'évaporation les plus élevés ce qui suggère davantage de ruissellement et donc des aquifères granulaires qui interagissent peu avec la surface. Ces caractéristiques s'observeraient sans doute davantage dans des conditions de tête de bassin, ce qui s'avère cohérent avec l'augmentation de l'altitude. La proportion plus élevée dans ces secteurs de végétation moins denses pourrait aussi contribuer à accroître l'évaporation. L'orientation du vecteur de la variable de l'évaporation vers la droite du graphique (vecteur E) est aussi cohérente avec le type RR où le ruissellement est plus abondant et où l'eau subit davantage les effets des interactions avec l'atmosphère.

Dans l'ouest du territoire, la présence plus importante de tourbières mises en place sur une couche imperméable définit principalement le type Basses-Terres – Milieux humides (BTMH). Les paramètres de ce type sont corrélés à l'indice TWI. L'opposition qui existe entre le type BTMH et les types RR et GL est conforme aux interprétations des conditions hydrologiques locales qui indiquent une plus forte proportion de milieux humides dans les secteurs situés dans les parties aval des bassins versants où le terrain présente un mauvais drainage et un réseau hydrographique moins dense. L'interprétation de la deuxième CP, qui explique 30% de la variance, permet de distinguer un type « potentiellement dépendant de l'eau souterraine » (PDES). Ce type est défini par la corrélation positive entre l'apport d'eau souterraine au réseau hydrographique, l'épaisseur de sédiments saturés et une plus forte présence d'aires

définies comme étant prioritaires pour la préservation de la ressource en eau souterraine (voir section 2.5.5) et le POEDES. Le type « non dépendant de l'eau souterraine » (NDES) intègre les territoires qui se caractérisent par peu de flux d'eau souterraine vers le réseau hydrographique et peu de réserves en eau souterraine. Il caractérise des bassins versants dont la morphologie est intermédiaire avec une présence d'un sol peu perméable étant essentiellement constitué d'affleurement rocheux et de sédiments argileux.

4.6.4 Les bassins versants dépendant de l'eau souterraine

La Figure 4.11 a permis de mettre en évidence une typologie de bassins versants selon des variables hydro-géo-topographiques. Sur la Figure 4.12, les sous-bassins versants

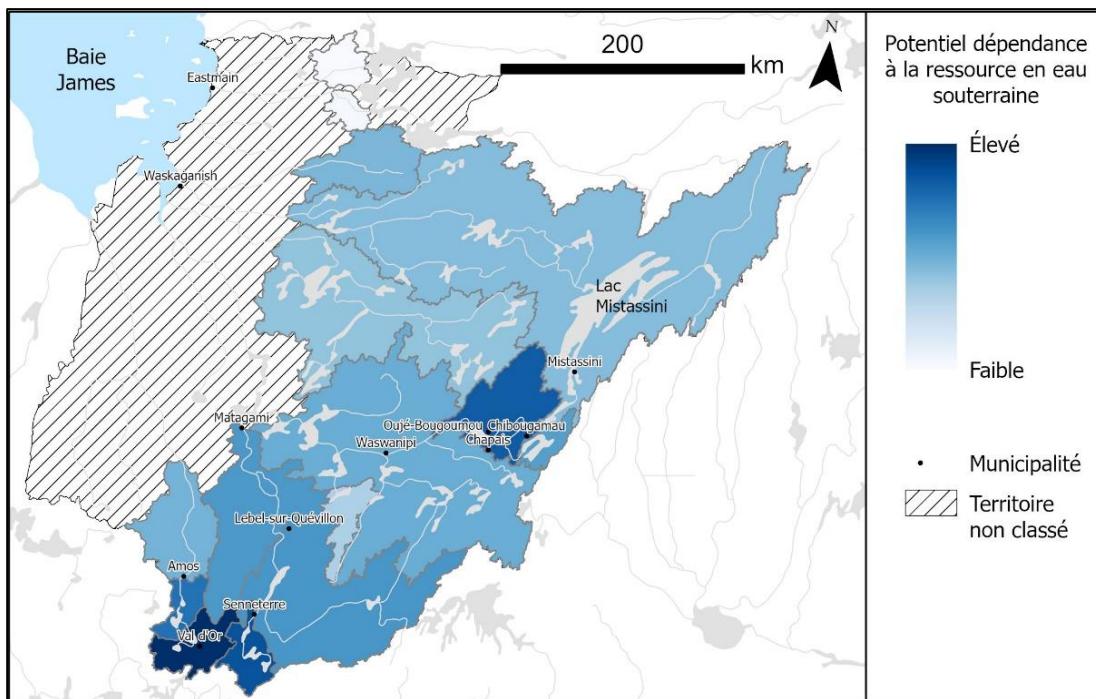


Figure 4.12 Représentation cartographique de la projection des sous-bassins versants sur l'axe de la composante principale 2 comparant leur potentiel dépendance à la ressource en eau souterraine (PDES).

sont classés selon leur projection sur l'axe de la CP2, laquelle représentent leur dépendance à l'eau souterraine. Cette classification permet de distinguer les bassins versants qui sont les plus susceptibles d'être associés aux type PDES. Ainsi, les bassins versants localisés au sud du territoire se caractérisent généralement par une plus forte dépendance à l'eau souterraine. Les bassins versants HV, CW, BS et HA sont ceux qui se démarquent. Ces territoires se caractérisent notamment par la présence de vastes aquifères granulaires (Nadeau et al. 2015). Les interactions plus significatives que l'eau souterraine maintien avec la surface dans ces sous-bassins versants, comparativement aux autres bassins versants du territoire, requièrent une attention particulière en matière de protection de la biodiversité. Au nord, les résultats suggèrent que les bassins versants ont une dynamique hydrologique moins dépendante de la contribution d'eau souterraine. Toutefois, ces territoires ne sont pas exempts d'EDES, comme en témoigne la présence de POEDES élevé au nord du territoire d'étude (Figure 4.7). La préservation de la biodiversité sur ces territoires représente un intérêt notamment dans l'optique de préserver des EDES plus rares. Sur ces territoires, l'utilisation du POEDES pourrait contribuer à identifier où d'études plus spécifiques sur les EDES devraient être réalisées.

4.6.5 Surveillance des bassins versants

La typologie de bassins versants proposée à la section 4.6.3 est basée sur l'interprétation des CP et de l'orientation des vecteurs des variables sur le plan défini par les deux premières CP. Le positionnement des bassins versants à l'intérieur du graphique révèle qu'ils peuvent correspondre à plus d'un type. L'analyse par classification hiérarchique réalisée sur les résultats de l'ACP conduit au regroupement de bassins versants en quatre groupes distincts (Figure 4.13a). Il est proposé d'utiliser ces quatre groupes distincts pour identifier le niveau de vigilance à considérer dans la

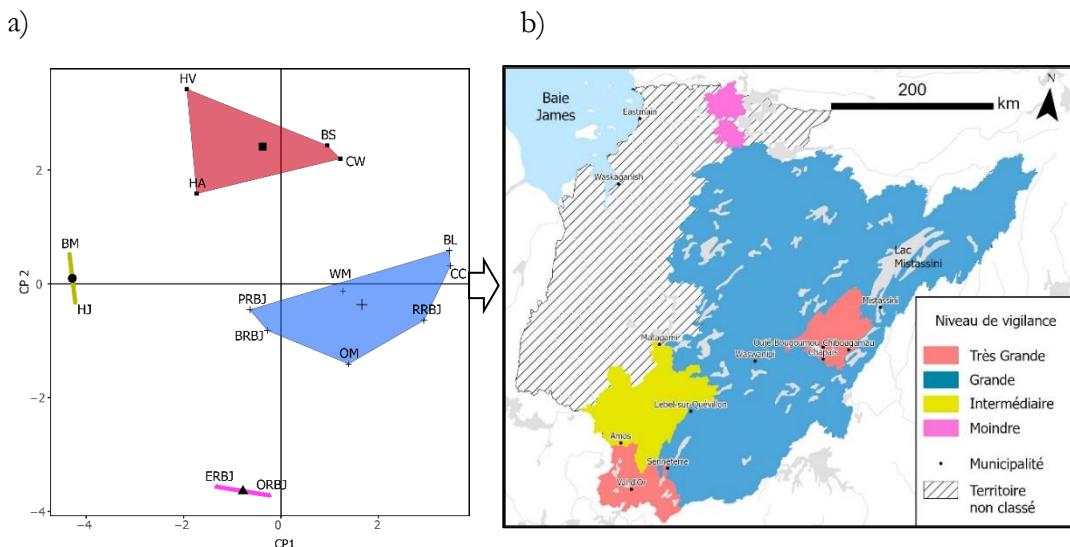


Figure 4.13 a) Résultats de l'analyse de classification hiérarchique réalisée sur les résultats de l'analyse en composantes principales formant quatre groupes de bassins versants. b) Distribution des regroupements déterminant le niveau de la vigilance proposée.

gestion du territoire. Cette vigilance pourrait s'utiliser pour incorporer des modulations où une priorisation, à l'échelle régionale, dans l'application de mesures de protection de la ressource en eau. Selon l'interprétation des axes proposée à la Figure 4.11, le groupe 1 identifié en rouge sur la Figure 4.13, composé des sous-bassins versant HA, HV, BS et CW, demanderait une plus grande vigilance quant au développement anthropique. Ce sont des bassins versants essentiellement de type PDES qui montrent des caractéristiques fortes de dépendance à l'eau souterraine. Les flux d'eau souterraine y sont plus significatifs suggérant le soutien d'une biodiversité sur de plus grande superficies. Le groupe 2, identifié en bleu sur la Figure 4.13, est composé des sous-bassins versants WM, BL, CC, RRBJ, OM, BRBJ et PRBJ de type essentiellement RR. Ces territoires sont localisés à la tête des grands bassins versants où l'écoulement souterrain est généralement en condition de nappe libre. Les interactions entre l'eau souterraine et les eaux de surfaces seraient davantage locales et contrôlées par la structure du socle rocheux. Le niveau de vigilance devrait toutefois être grand compte

tenu de la complexité et de l'hétérogénéité des contextes hydrogéologiques. Le groupe 3, identifié en jaune sur la Figure 4.13, est composé des sous-bassins versants BM et HJ de type BTMH. Il montre une dépendance intermédiaire à l'eau souterraine et un relief relativement plat propice au développement de milieux humides. Il demanderait un niveau de vigilance intermédiaire compte tenu de la présence d'un flux significatif d'eau souterraine qui y sont calculé. Une plus grande partie d'aquifères y est toutefois protégée par une couche d'argile peu perméable. Le groupe 4 identifié en rose sur la Figure 4.13 est composé des sous-bassins versants ORBJ et ERBJ de type NPES. Ce groupe représente les secteurs montrant la plus faible présence de réserves et d'écoulement d'eau souterraine. Le sol plutôt imperméable favorisera le ruissellement et les EDES seraient plus rares. Dans le contexte régional, ce groupe demanderait le moins de vigilance, néanmoins des actions locales devraient être déployées pour protéger les rares EDES.

4.7 Conclusions

Les travaux réalisés dans le cadre de ce chapitre ont permis l'élaboration d'un indice spatial basé sur 290 images thermiques du satellite Landsat 8 permettant de localiser de potentiels écosystèmes dépendant de l'eau souterraine. Localement, la faible température de la surface du sol et sa stabilité dans le temps suggèrent la présence potentielle d'EDES. En dépit de l'absence de contrôle sur le terrain permettant d'évaluer le niveau de performance de l'indice, compte tenu du vaste territoire d'étude, la corrélation qu'il présente avec la contribution de l'eau souterraine au réseau hydrographique et l'évaluation semi-quantitative de la présence potentielle d'eau souterraine dans les aquifères granulaires suggère que l'indice est performant. Une analyse en composantes principales a été menée sur les valeurs moyennes des variables hydro-géo-topographiques de 15 sous-bassins versant couvant 126 000 km². Selon les

résultats et l'interprétation des premières composantes principales et de l'orientation des vecteurs sur le plan correspondant, une typologie constituée de 5 types de bassins versants est proposée pour exprimer la diversité des contextes hydrogéologiques du territoire. Cette typologie est importante pour la gestion du territoire puisqu'elle permet l'identification des secteurs où une vigilance accrue doit être apportée pour préserver la biodiversité dépendante de l'eau souterraine. Sur le territoire d'étude, les bassins versants localisés au sud semblent plus dépendants de la présence d'eau souterraine comparativement à ceux localisés au nord.

Sur le vaste territoire du milieu boréal, le POEDES constitue une nouvelle approche qui permettrait d'orienter le déploiement de futurs travaux. Elle fournit une première représentation spatialisée des milieux susceptibles de supporter des écosystèmes particuliers. Bien qu'il n'existe pas encore de certitude sur la présence concrète d'écosystème dépendant de l'eau souterraine, l'indice a montré des résultats prometteurs pour identifier les tourbières ombrotrophes et minérotrophes. En ce sens, des travaux supplémentaires devront être menés pour évaluer la variabilité intra-annuelle des indices spatiaux sur les milieux humides en particulier au cours des saisons sèches et d'étiage. Avec l'émergence de logiciels de traitement permettant la gestion d'un grand nombre de données, dont les images satellitaires, il apparaît fort probable que le POEDES puisse être produit sur d'encore plus vastes territoires. De plus, un plus long suivi temporel permettrait d'améliorer la fiabilité de l'indice notamment dans les secteurs de faibles recouvrements d'images et d'observer l'existence d'une variation interannuelle du POEDES. L'analyse des impacts des changements passés sur les écosystèmes dépendant de l'eau souterraine permettrait d'anticiper et de spatialiser les effets engendrés par un développement anthropique important ou les effets des changements climatiques sur la ressource en eau et ses écosystèmes associés.

CHAPITRE V

CONCLUSION GÉNÉRALE

PORTEE ET RETOMBÉES DU TRAVAIL DE THÈSE

5.1 Volet scientifique

5.1.1 Apports des méthodes et outils

Les travaux réalisés dans le cadre de ce travail de thèse ont permis de développer et d'appliquer des méthodes d'analyses adaptées au milieu boréal pour acquérir des connaissances sur la ressource en eau souterraine à l'échelle de grands bassins versants. L'analyse spatiale de données issues de plusieurs sources complémentaires (topographiques, géologiques, hydrologiques, géochimiques et de télédétection satellitaire) a permis de localiser les plus importantes réserves d'eau souterraine, de quantifier le flux d'eau souterraine participant au maintien de la dynamique hydrologique des bassins versants et de cibler les secteurs susceptibles d'avoir une biodiversité dépendante de l'eau souterraine. Ces contributions sont significatives puisqu'elles ont permis la hiérarchisation des différentes sous-régions du territoire selon leur dépendance à l'eau souterraine. Du point de vue de leur originalité scientifique, les approches développées dans le cadre de cette thèse se démarquent en raison de leur applicabilité pour l'évaluation des ressources hydriques au sein de vastes territoires où les accès sont limités. L'emphase portée sur l'évaluation des stocks et flux d'eau souterraine constitue une contribution significative pour l'évaluation des ressources aquifères du Bouclier canadien, secteur où la ressource est peu documentée.

Les applications associées à l'utilisation des systèmes d'information géographiques dans le domaine de l'hydrogéologie sont diverses et largement documentées. Toutefois, des analyses multicritères spatialisées appuyées sur des caractéristiques observables en surface pour localiser les aquifères sont rarement conduites. Celle développée dans cette thèse s'avère prometteuse dans la mesure où elle contribue à délimiter les aquifères à l'échelle des grands bassins versants sans requérir d'informations et de données de terrain précises concernant le sous-sol. Cela représente un avantage compte tenu des coûts élevés attribuables à la logistique complexe de la collecte de données terrain dans les secteurs isolés du nord du Québec et du Canada. Ainsi, un indice permettant de représenter la présence potentielle d'un aquifère a été développé à partir de la somme pondérée des caractéristiques (indice AP). Bien que cette démarche incorpore une part de jugement subjectif, la pondération appliquée s'appuie sur le processus analytique hiérarchique (AHP : Analytic Hierarchic Process), lequel permet de vérifier la cohérence logique du processus de pondération. L'AHP est souvent utilisé comme outil d'aide à la décision mais rarement appliqué en hydrogéologie. Il est ici utilisé pour hiérarchiser les critères selon leurs importances relatives à indiquer la présence d'aquifères.

Sur de vastes territoires hétérogènes, la modélisation du sous-sol nécessite une grande quantité de données généralement ponctuelles. L'approche basée sur la rugosité des affleurements pour reproduire la morphologie du socle rocheux enfoui (Nadeau et al. 2018), ayant été bonifiée dans le cadre de cette thèse, s'avère une avenue pertinente pour l'évaluation de la morphologie du socle rocheux et des dépôts meubles sus-jacents. Cette évaluation fournit des connaissances essentielles relatives au volume et à la géométrie des aquifères granulaires, notamment dans les secteurs où l'absence de forages empêche l'utilisation des approches conventionnelles (ex : géostatistiques) d'évaluation de l'épaisseur des dépôts meubles.

Une approche d'analyse géométrique a ensuite été développée afin d'estimer le volume d'eau emmagasiné dans les aquifères granulaires à nappe libre des grands bassins versants du territoire d'étude. En couplant ces estimations à l'indice AP, des zones prioritaires ont été délimitées. Ces zones localisent les secteurs où la présence d'une réserve significative d'eau souterraine est hautement probable. Le couplage de ces approches indépendantes (analyse multicritères et analyse géométrique) est nécessaire pour pallier le manque de données hydrogéologiques. La convergence des résultats permet de cibler les secteurs où de futurs travaux de terrain devraient se concentrer en vue de mettre en place des mesures de protection des aquifères.

S'inscrivant en continuité avec les réalisations précitées, l'analyse conjointe de modèles spatialisés, de données de télédétection, de mesures de terrain et de données relatives à la composition isotopique et à la conductivité de l'eau s'est avérée pertinente pour améliorer les connaissances relatives aux composantes du bilan hydrique des bassins versants du Nord-ouest québécois. Les résultats obtenus ont permis de mettre en évidence la dynamique saisonnière systématique des flux du cycle de l'eau au sein des grands bassins versants de la Baie-James. Des travaux spécifiques ont été menés pour prélever des échantillons aux périodes d'étiage hivernal et estival ainsi qu'à la crue printanière et aux hautes eaux automnales. Des travaux ont aussi permis de suivre l'évolution de la composition isotopique et de la conductivité électrique de l'eau sur une base journalière lors de deux crues printanières successives. Ils ont été menés sur la rivière Harricana à Amos (site HA) afin de mieux évaluer la conséquence de la journée d'échantillonnage sur la représentativité des résultats obtenus. Cette démarche a montré une évolution relativement progressive de la composition isotopique de la rivière en période de crue. Les observations réalisées suggèrent qu'un échantillonnage plutôt tardif (et non hâtif) s'avère requis pour estimer la proportion d'eau issue de la fonte des neiges. L'ensemble de ces démarches ont mené à l'acquisition d'une base de connaissances sans précédent sur le régime hydrique des rivières du nord-ouest du Québec.

Des contraintes logistiques ont cependant réduit la portée des résultats dans la mesure où un suivi annuel n'a pas pu être réalisé sur l'ensemble des sites d'échantillonnage. Ces contraintes ont néanmoins mis en évidence la grande valeur des échantillons prélevés et la complexité de réaliser des suivis hydrogéochimiques sur d'aussi vastes territoires. Au niveau des sites les moins accessibles, un nombre limité d'échantillons a pu être prélevé, ce qui empêche de calculer des flux annuels représentatifs. Cependant, l'ensemble des données obtenues sont rendues disponibles et pourront servir de référence pour de futurs travaux dans le secteur.

L'étude d'un territoire nordique du Bouclier canadien implique la prise en compte du couvert de glace et des conditions de gel pendant une période de plus de cinq mois. Dans ces conditions, le suivi temporel de la composition géochimique des cours d'eau s'avère complexe. Pour obtenir des données représentatives des processus hydrologiques ayant lieu lors de cette période, des travaux de carottage de glace ont été réalisés juste avant la fonte. Les échantillons de glace ainsi prélevés peuvent être utilisés afin de suivre l'évolution de la composition isotopique de l'eau des rivières tout au long de l'hiver, en s'appuyant sur le facteur de séparation isotopique effectif entre la glace et l'eau. L'analyse des profils verticaux des carottes de glace a révélé que les tronçons de rivières étroite et profonde seraient plus favorables à la formation d'une glace de congélation idéale pour documenter la composition isotopique de l'eau s'écoulant sous le couvert de glace. L'identification de ces caractéristiques morphologiques fluviales permettra de mieux cibler les sites pour de futurs travaux analogues.

Les indices spatiaux permettant de cibler de potentiels écosystèmes dépendant de l'eau souterraine sur de vastes territoires sont de plus en plus employés au sein de la communauté scientifique mondiale. Cependant, peu de travaux avaient été menés en milieu boréal et au sein du Bouclier canadien, où le manque de données hydrogéologiques représente une entrave majeure à l'évaluation de la ressource en eau

souterraine. Dans cette thèse, le suivi temporel réalisé sur 290 images thermiques du satellite Landsat 8, a permis de développer un indice de potentiel d'occurrence d'écosystèmes dépendants de l'eau souterraine (POEDES). Cet indice reflète la stabilité du niveau d'humidité du sol au cours de la période estivale, ce paramètre étant déduit de la température du sol. La démarche s'appuie sur l'hypothèse voulant que l'inertie thermique de l'eau contribue à maintenir la température des sols humides plus basse lors de la période estivale, en comparaison aux sols secs. Ainsi, les secteurs alimentés par l'eau souterraine montrent des températures plus basses et plus stables tout au long de la période estivale en comparaison aux secteurs où la nappe d'eau souterraine est profonde. L'indice ainsi développé permet de localiser, à grande échelle, les secteurs de résurgence d'eau souterraine ou de nappe affleurante. Ces connaissances sont essentielles pour localiser d'éventuels écosystèmes dépendants de l'eau souterraine et, ultimement, tenir compte de la biodiversité dépendante de l'eau souterraine dans les politiques de gestion du territoire.

5.1.2 Résultats

Les résultats ont montré une épaisseur moyenne de sédiments augmentant progressivement depuis l'affleurement du socle rocheux pour atteindre une épaisseur de 26 m au-delà de 1150 m de distance. L'analyse géométrique a, quant à elle, permis d'estimer le volume d'eau souterraine s'écoulant dans des conditions de nappe libre à $40 \text{ km}^3 \pm 4 \text{ km}^3$ réparti sur 7 % du territoire. Limités spatialement aux formations fluvioglaciaires, les aquifères granulaires à nappe libre auraient un volume d'eau moyen estimé à $3,1 \text{ m/L}^2$. Cette donnée complète l'information disponible selon laquelle les aquifères du Bouclier canadien sont restreints à des systèmes d'écoulements locaux et peu profonds (Figure 1.1).

Les travaux réalisés ont permis de documenter les fluctuations saisonnières dans la composition isotopique de l'eau de six grandes rivières sur 21 sites distincts. Les données acquises révèlent par leur hétérogénéité, une diversité de contextes hydrologiques au sein des bassins versants drainés par les rivières. La contribution calculée de l'eau souterraine au débit annuel des cours d'eau a montré des proportions variables selon les rivières, avec des valeurs correspondant à <12 % des précipitations annuelles. Ces flux représentent un volume d'eau de 2,3 km³ et montrent une faible saisonnalité. Ils peuvent toutefois représenter une proportion significative du débit des rivières, notamment à la fin de la période du couvert de glace (\approx 60 % calculé sur la rivière Harricana à Amos [HA]). Les eaux superficielles des bassins versants localisés aux plus hautes latitudes de la région ont des compositions isotopiques et des conductivités électriques se rapprochant davantage de celles des précipitations comparativement aux eaux superficielles des bassins versants situés plus au sud où la contribution d'eau souterraine aux débits des rivières est plus significative.

Les bilans isotopiques appliqués à l'échelle des bassins versants tendent à confirmer que les plantes utilisent davantage l'eau issue des précipitations plutôt que les eaux de fonte des neiges. La baisse anticipée des apports d'eau issue de la fonte des neiges dans le contexte de réchauffement climatique modifierait ainsi peu la provenance de l'eau du bilan hydrique des plantes. Selon les bilans hydrologiques et isotopiques réalisés, les conditions hydro-climatiques des bassins versants étudiés soutiennent une réserve d'eau active de l'ordre de 10 à 20 % des précipitations annuelles. Ces réserves stockées au sein du couvert de neige, dans les lacs ou dans les aquifères présentent un emmagasinement total qui fluctue selon une amplitude de 10 à 18 % au gré des saisons.

Les carottes de glace prélevées dans les conditions favorables ont montré une évolution progressive de la composition isotopique de l'eau de la rivière, avec un appauvrissement progressif en isotopes lourds en période de gel, suggérant une contribution accrue des pluies estivales au début de la période de gel et une

augmentation de la contribution relative de l'eau souterraine lors de l'hiver. Les résultats suggèrent aussi que la formation du couvert de glace n'influence pas significativement la composition isotopique de l'eau des rivières. En ce qui concerne le régime hydrogéochimique saisonnier des rivières, les travaux ont permis d'identifier trois périodes spécifiques pour le suivi de l'eau des rivières, soit (1) la fin de la période du couvert de glace pour évaluer la proportion maximale atteinte par la contribution de l'eau souterraine au débit des rivières, (2) la crue printanière pour quantifier la source et les flux d'eau lors de crue maximale annuelle et (3) la fin de la période libre de glace pour estimer l'évaporation, l'apport des pluies à la crue printanière et le flux annuel d'eau souterraine vers les rivières. Procéder à l'échantillonnage des rivières lors de ces périodes permettra de limiter les contraintes logistiques et les coûts de futurs programmes de surveillance tout en assurant un suivi relativement complet des processus hydrologiques.

Les valeurs de POEDES calculées sur les bassins versants ont montré une corrélation avec les flux d'eau souterraine contribuant au réseau hydrographique et aux secteurs montrant de fortes probabilités d'aquifère potentiel. La corrélation existant entre ces trois approches calculées de façon indépendante tend à indiquer que le POEDES fournit des résultats cohérents et qu'il pourrait être employé comme un outil supplémentaire pour localiser des écosystèmes dépendant de l'eau souterraine (EDES). Il pourrait également être un outil exploitable à l'échelle régionale afin de cibler les secteurs prioritaires pour l'acquisition de données terrain sur les écosystèmes dépendant de l'eau souterraine.

5.1.3 Perspectives

Les changements climatiques anticipés vont occasionner des modifications dans l'ampleur et la saisonnalité des flux hydrologiques. L'augmentation de la température va également modifier la composition isotopique des eaux naturelles. Il est donc d'intérêt de poursuivre à long terme le suivi de la composition isotopique des précipitations (pluie et neige) et des cours d'eau. Une telle surveillance permettra de suivre l'évolution des flux d'eau souterraine alimentant les rivières des grands bassins versants de la Baie-James. Ceci sera indispensable dans la mesure où ces flux d'eau souterraine soutiennent une biodiversité. Cependant, les travaux menés sur le terrain au cours de ce projet ont demandé la mise en place d'une logistique complexe et la collaboration de plusieurs personnes pour assurer un suivi rigoureux des paramètres étudiés. En ce sens, le développement d'un réseau de surveillance intégrant la collaboration des universités, du gouvernement et des communautés locales sera nécessaire pour assurer le partage de connaissances et pour maintenir un suivi à long terme.

Le potentiel d'occurrence d'écosystèmes dépendant de l'eau souterraine (POEDES) devrait aussi être développé et suivi au cours des années ou au cours d'une même année. Ce suivi permettrait d'établir la quantité minimale d'images à analyser pour établir un POEDES représentatif. Cela s'avère important car les résultats ont montré que le nombre d'images traitées et superposées influence la stabilité de l'indice d'humidité TVDI nécessaire au calcul du POEDES. De plus, le suivi intra-annuel permettra d'observer l'existence d'une saisonnalité dans la dépendance des milieux aux eaux souterraines. Des travaux ciblés le long de résurgences ponctuelles et diffuses d'eau souterraine seront aussi requis afin de mieux connaître le niveau d'influence de la température des résurgences d'eau souterraine sur les températures de la surface du sol calculées depuis des capteurs thermiques satellitaires. De plus, l'utilisation d'images

en infrarouge thermique à haute résolution obtenues par imagerie aérienne serait complémentaire à l'utilisation d'images satellitaires. Le développement d'un algorithme permettant d'automatiser le traitement d'images faciliterait aussi le déploiement du POEDES sur d'autres vastes territoires et sur une plus longue période.

5.2 Volet sociétal

Au sein du territoire d'étude, l'écoulement naturel des eaux de surface a été significativement modifié par l'implantation de grands complexes hydroélectriques ayant eu pour effet de réduire l'accès à l'eau potable pour certaines communautés locales. L'identification de secteurs stratégiques caractérisés par un potentiel aquifère élevé et où des mesures de protection sont jugées nécessaires fournira les connaissances requises afin de déployer des mesures visant à assurer un accès à l'eau pour les générations futures. Le territoire comprend une quantité non négligeable d'aquifères granulaires à nappe libre et ces derniers sont inégalement dispersés et généralement peu accessibles. Des précautions particulières devraient être prises afin de protéger ces aquifères, notamment ceux identifiés prioritaires, advenant le développement de projets pouvant impacter la ressource en eau. Une attention particulière devra aussi être portée sur les secteurs à proximité des communautés locales et des campements. Les aquifères peu profonds à nappe libre pourraient constituer la meilleure source pour l'approvisionnement en eau potable. A titre d'exemple, un réseau de puits communautaires développé au sein des aquifères granulaires à nappe libre situés près des routes pourrait offrir un accès sécuritaire à l'eau potable et par le fait même accroître la qualité de vie de la population. Les infrastructures routières et les sites d'extraction de ressources minérales devraient davantage intégrer la disponibilité de l'eau souterraine dans leur planification pour limiter leurs impacts sur la ressource. Dans une perspective de gestion durable du territoire boréal, des mesures devront aussi

être mises en place pour protéger la ressource en eau souterraine et ainsi contribuer au maintien des flux d'eau souterraine vers les rivières et ce, spécialement dans les secteurs où ils sont les plus élevés. Une détérioration des conditions d'écoulement de l'eau souterraine pourrait y avoir des conséquences nuisibles sur les écosystèmes des rivières et affecter les populations qui dépendent des ressources naturelles.

Les travaux réalisés dans cette thèse ont aussi permis de hiérarchiser différentes zones du territoire selon le degré d'importance de l'eau souterraine dans les bassins versants. La cartographie, intégrant diverses connaissances sur l'eau souterraine : volume des réserves, flux d'échange dans les rivières et présence potentielle d'écosystèmes dépendants de l'eau souterraine, fournit aux gestionnaires du territoire un outil adapté au contexte régional pour intégrer des modulations en matière d'aménagement durable du territoire.

De plus, l'épaisseur de dépôts meubles estimée pour évaluer le potentiel aquifère représente une information nécessaire à l'évaluation des coûts et contraintes associés aux campagnes de forage (prospection minière) et au développement d'infrastructures (routes, barrages et bâtiments). Cette information constitue une connaissance complémentaire pour identifier différents scénarios d'exploitabilité cohérents avec la disponibilité de ressource en eau souterraine et les écosystèmes qui en dépendent. Le développement de projets pourra être mieux encadré pour assurer la préservation du milieu naturel si de telles informations sont prises en compte.

5.3 Reproductibilité et ouvertures

Les méthodes et approches élaborées dans cette thèse ont été utilisées dans le contexte du milieu boréal du nord-ouest du Québec, au sein du Bouclier canadien. Le déploiement de l'analyse multicritère pour définir le potentiel aquifère sur l'ensemble

du nord du Québec a révélé une reproductibilité satisfaisante de l'approche à grande échelle, et ce malgré une diminution de la résolution des données. Le tableau Excel sur le processus analytique hiérarchique (AHP), fourni en matériel électronique supplémentaire fourni dans le cadre du Chapitre II, pourra aider à établir les poids aux critères sur d'autres territoires. Les critères d'applicabilité des méthodes ne sont pas exclusifs au territoire québécois. Ils sont présents dans d'autres secteurs de l'hémisphère nord, tels que l'ensemble du Bouclier canadien ainsi que sur le Bouclier scandinave et du Groenland. À notre connaissance, ces régions nordiques sont rarement ciblées dans les recherches à portée mondiale concernant les impacts de l'activité humaine sur les eaux souterraines. Cela pourrait s'expliquer par le fait que les conditions démographiques et hydrologiques qui prévalent dans la plupart de ces zones ne sont pas alarmantes. Néanmoins, ces zones représentent une superficie significative de la surface de la Terre. L'amélioration des connaissances sur la ressource en eau souterraine dans ces régions est donc indispensable pour mieux évaluer et représenter la disponibilité des réserves d'eau douce à l'échelle planétaire. La demande accrue de ressources naturelles, notamment d'énergie (hydroélectricité) et de matières ligneuses et minérales, pourrait générer des impacts humains importants dans un proche avenir. L'acquisition de connaissances sur la répartition de la ressource en eaux souterraines sur ces territoires, telles que produites dans cette thèse, pourrait donc fournir des données indispensables pour assurer la protection des aquifères nordiques.

Finalement, les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse montrent bien la nécessité d'utiliser des approches d'analyses spatiales pour aborder le rôle de l'eau souterraine dans les bassins versants du milieu boréal. Des efforts supplémentaires seraient nécessaires pour confronter les différentes approches développées au cours de cette thèse à différentes échelles spatiales. Un secteur bien documenté et instrumenté tel que le site d'Amos sur la rivière Harricana (site HA) pourrait être idéal pour investiguer plus en détails la fiabilité des approches proposées. Néanmoins, les connaissances complémentaires acquises par l'intégration de données multidisciplinaires sur ces

vastes territoires peu accessibles participeront à améliorer la gestion durable de la ressource en eau souterraine et la protection de la biodiversité associée. À l'échelle de la planète, il est dans l'intérêt de chacun d'agir pour préserver cette biodiversité. Notre qualité de vie, celle de ceux qui nous entourent et surtout celle de nos enfants en dépendent.

ANNEXE A

MATÉRIELS SUPPLÉMENTAIRES ASSOCIÉS AU CHAPITRE II

1. Precision of digital elevation models (DEM) available for entire study area

Four different DEMs are available as open access and cover the entire study area (Table A1). The precisely known elevations of 114 geodetic markers were used to evaluate the precision of these DEMs. The data provided in Table A1 reveal that the DEM from the Quebec's Ministry of Energy and Natural Resources (MERN), with a resolution of 10m, provides the greatest precision with absolute error of 3.9 m. Nevertheless, given the scale of the study region, this DEM was modified to a 100m mesh to allow for faster computer calculations. The latter, identified as MERN-B in Table A1, was used for further GIS-based calculations, while with less precision. For comparable resolution, the DEM from Shuttle Radar Topography Mission (STRM) of the NASA looks more accurate with an absolute error of 4.0 m and a standard deviation of 4.2 m. This DEM is constantly higher than the marker with generally positive error, a trend not observed in other products where more variability existed.

Table A1 Evaluation of the precision / accuracy of available DEMs

	STRM ¹	NED ²	MERN ³	MERN-B⁴
Grid resolution (m)	90	50	10	100
Average error (m)	3.8	2.7	1.6	2.6
Average absolute error (m)	4.0	4.6	3.9	4.7
Standard deviation (m)	4.2	5.4	5.0	5.5
Absolute standard deviation (m)	3.9	3.8	3.4	3.9
Greatest negative error (m)	-1.9	-9.4	-8.9	-8.8
Greatest positive error (m)	23.6	19.4	20.7	20.7
Sum of errors (m)	427.9	305.4	178.9	299.5
Sum of absolute errors (m)	457.2	528.2	448.9	541.2

¹NASA Shuttle Radar Topography Mission (SRTM); ²USGS National Elevation Dataset (NED); ³Quebec's ministry of natural resources (MRN); ⁴MERN DEM after transformation into a coarser grid. The errors are systematically calculated by subtracting the DEM elevation value from the geodetic marker's known elevation. The values are based on 114 DEM vs markers comparisons.

2. Texture association for all of the surficial units included in the ecoforestry inventories

The comprehensive surficial geologic map used for this study is from the merge of two distinct data sources as mention in section '*Data sources*' in the main article. This merge based on their respective texture ensure simplicity of product and ultimately their integration into a multicriteria analysis. In the Table A2, all units mapped and their assign class for the MCA are listed. Polygons delimiting the extent of units at the scale of 1:20,000 have been rasterized in a grid of 100 m. This step allows eliminating geometric artefacts between the polygon and the border of maps. Over the area, other products are available with field validation but their extent is too limited into the study are.

Table A2 Classification of surficial geologic units mapped in the used product, based on associated texture as presented in Table 2.1 of the main article.

3 rd eco-forestry inventory		Surficial deposit of Northern Quebec		Class MCA
Code	Description of units	Code	Description of units	
1				
1A	Glacial deposits without particular morphology / Undifferentiated till	1A	Undifferentiated till (average thickness > 1 m)	
1AB	Glacial block field	1AB	Glacial block field (4 ha)	
1AD	Washed till	1AD	Washed till	
1AS	Washed till of sedimentary rock			
R1				
R1A				
1B	Undifferentiated glacial deposit (form)	1BA	Ablation till (average thickness > 1 m)	2
1BC	Rogen moraine (ribbed)	1BC	Rogen moraine (ribbed)	
1BD	Drumlins	1BD		
1BG	De Geer moraine	1BG	De Geer moraine	
1BN	Corrugated moraine			
1BP	Loose till moraine	1P	Loose till	
1P	Loose till moraine			
1BT	Debris drag mounds			
1AM	Glacial deposits without particular morphology / Undifferentiated till (thin)	1AR	Thin undifferentiated till	
1AR	Glacial deposits without particular morphology / Undifferentiated till (very thin)	1BAR	Thin ablation till (average thickness between 0.25 – 1 m)	
1AY	Glacial deposits without particular morphology / Undifferentiated till (average thickness between 0.5 – 1 m)	1AR_R	Thin undifferentiated till (average thickness between 0.25 – 1 m) with very frequent outcrops (<16 ha)	
1BDY	Drumlins (average thickness between 0.5 – 1 m)	1AR_7	Thin undifferentiated till (average thickness between 0.25 – 1 m) with very frequent organic deposits (<16 ha)	2
1BPY	Loose till moraine (average thickness between 0.5 – 1 m)	1BGR	De Geer moraine (average thickness between 0.25 – 1 m)	
1BR	Very thin undifferentiated glacial deposit (form)	1PR	Thin loose till moraine (average thickness between 0.25 – 1 m)	
1BY	Undifferentiated glacial deposit (form) average thickness between 0.5 – 1 m			
1M	Thin			
1Y	Average thickness between 0.5 – 1 m			
1AA	Thick Cochrane till (2 nd advance)	1AA	Clay till	
R1AA				
1AAM	Thin Cochrane till (2 nd advance)			-
1AAR	Very thin Cochrane till (2 nd advance)	1AAR	Clay till (average thickness between 0.25 – 1 m)	

Table A2 (suite) Classification of surficial geologic units mapped in the used product, based on associated texture as presented in Table 2.1 of the main article.

3 rd eco-forestry inventory		Surficial deposit of Northern Quebec		Class MCA
Code	Description of units	Code	Description of units	
1AAY	Cochrane till (2 nd advance) average thickness between 0.5 – 1 m			
1BF	Frontal moraine	1BF	Frontal moraine	
1BFY	Frontal moraine (average thickness between 0.5 – 1 m)	1BF1A	Frontal moraine with till	
R1BF		1BF2A	Frontal moraine with ice contact deposits	5
		1BF2B D	Frontal moraine with glaciofluvial deltaic sediments	
1BI	Interlobate moraine	1BI	Interlobate moraine	
1BIM	Interlobate moraine (thin)	1BI2A	Interlobate moraine with glaciofluvial deposits	5
1BIY	Interlobate moraine (average thickness between 0.5 – 1 m)			
2	Glaciofluvial deposits	2	Glaciofluvial deposits	
2B	Proglacial deposits			
2BR	Proglacial deposits (very thin)			
2BP	Deltaic esker			
2BE	Outwash	2B	Proglacial deposits	
2BEY	Outwash (average thickness between 0.5 – 1 m)	2BE	Outwash	4
R2BE				
2BD	Glaciofluvial delta	2BD	Glaciofluvial delta	4
2A	Ice contact deposits	2A	Ice contact deposits	
2AM	Ice contact deposits (thin)	2AR	Ice contact deposits	
2AY	Ice contact deposits (average thickness between 0.5 – 1 m)	2AE	Esker (4 ha)	
2AE	Esker	2AK	Kame, Kame terrace	5
2AK	Kame			
2AT	Kame terrace			
R2A				
R2AE				
4A	Lacustrine plain	4	Lacustrine deposits	
4AY	Lacustrine plain (average thickness between 0.5 – 1 m)	4A	Lacustrine plain	3
R4A				
4GA	Glaciolacustrine sediments (deep water)	4GA	Glaciolacustrine sediments; deep water (thickness > 1m)	
R4GA				
4GAM	Thin glaciolacustrine sediments (deep water)			-
4GAR	Very thin glaciolacustrine sediments (deep water)			

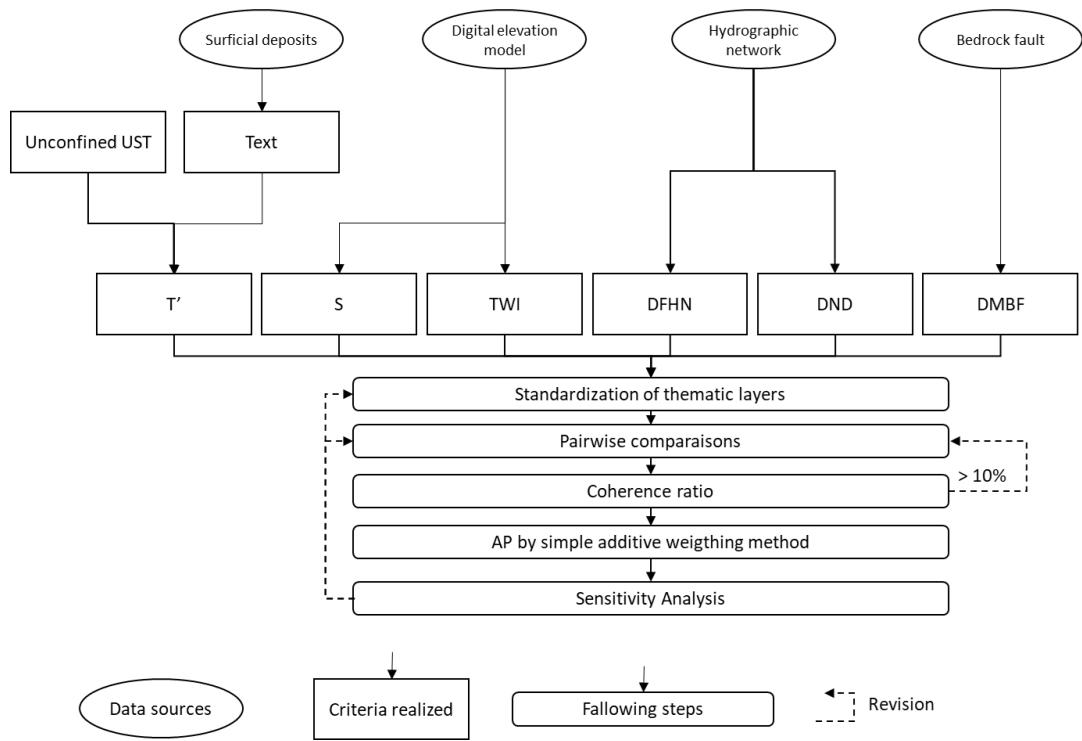
Table A2 (suite) Classification of surficial geologic units mapped in the used product, based on associated texture as presented in Table 2.1 of the main article.

3 rd eco-forestry inventory		Surficial deposit of Northern Quebec		Class MCA
Code	Description of units	Code	Description of units	
4GAY	Glaciolacustrine sediments (deep water) average thickness between 0.5 – 1 m			
4GS	Glaciolacustrine sediments (shallow water)	4GS	Glaciolacustrine sediments; shallow water (thickness < 0.25m)	
4P	Beach	4P	Beach	
R4GS				
4GSM	Thin glaciolacustrine sediments (shallow water)			4
4GSY	Glaciolacustrine sediments (shallow water) average thickness between 0.5 – 1 m			
5A	Marine sediments (deep water)	5A	Deep-water marine deposits	
5AM	Marine sediments (deep water) - Thin	5AR	Deep-water marine deposits (average thickness between 0.25 – 1 m)	-
5AY	Marine sediments (deep water) average thickness between 0.5 – 1 m			
R5A				
5S	Marine sediments (shallow water)	5S	Shallow-water marine deposits	
5SM	Marine sediments (shallow water) - Thin	5SR	Shallow-water marine deposits (average thickness between 0.25 – 1 m)	
5SY	Marine sediments (shallow water) - average thickness between 0.5 – 1 m	5S_R	Shallow-water marine deposits with very frequent outcrops (<16 ha)	
R5S		6	Marine littoral deposits	
R6S		6_7	Marine littoral deposits with very frequent organic deposits (<16 ha)	4
6A	Marine littoral deposits (current beach)	6R	Thin marine littoral deposits	
6S	Marine littoral deposits (high beach)	6S_R	Thin marine littoral deposits with very frequent outcrops (<16 ha)	
6SM	Thin Marine littoral deposits (high beach)	6SR	Thin sandy marine littoral deposits over rock (average thickness between 0.25 – 1 m)	
6SY	Thin Marine littoral deposits (high beach) - average thickness between 0.5 – 1 m			
7	Organic deposits	7	Organic deposits	
R7		7_6	Organic deposits with very frequent marine littoral deposits (<16 ha)	5
R7T		7_R	Organic deposits with very frequent outcrops (<16 ha)	

Table A2 (suite) Classification of surficial geologic units mapped in the used product, based on associated texture as presented in Table 2.1 of the main article.

3 rd eco-forestry inventory		Surficial deposit of Northern Quebec		Class MCA
Code	Description of units	Code	Description of units	
7E	Thick organic deposits (> 1m)	7BR	Organic deposits: rippled bog	
7R	Very thin organic deposits	7BS	Organic deposits: structured bog	
7T	Thin organic deposits	7BU	Organic deposits: uniform bog	
7TM	Thin Thin organic deposits	7FR	Dépôts organiques: rippled fen	
		7FS	Dépôts organiques: structured fen	
		7FU	Dépôts organiques: uniform fen	
7TY	Thin organic deposits - average thickness between 0.5 – 1 m			
3	Fluvial deposits	3	Fluvial deposits	
3A	Alluvial deposits			
3AC	Current			
3AE	recent	3AE	Recent fluvial deposits	3
3AN	ancient	3AN	Ancient fluvial deposits	
8A	Weathering materials	8	Slope and weathering deposits	
		8C	Colluvium	
8E	Rocky scree			
8P	Skin sliding	8G	landslide	5
9	Eolian deposits	9	Eolian deposits	
9A	Eolian deposits – active dune	9A	Eolian deposits – active dune	4
9S	Eolian deposits – stabilized dune	9S	Eolian deposits – stabilized dune	
R	Rock	R	Rock (thin layer of deposits)	
RS	Sedimentary rock	R_5A	Rock (thin layer of deposits) with very frequent deep water deposits (<16 ha)	1
		R_6	Rock (thin layer of deposits) with very frequent littoral marine deposits (<16 ha)	
		R_7	Rock (thin layer of deposits) with very frequent organic deposits (<16 ha)	

3. The main steps of the MCA-AHP



ANNEXE B

DÉTAILS SPÉCIFIQUES DES MÉTHODES UTILISÉES DANS LE CADRE DU CHAPITRE III

1. Discharge Measurement from Sontek RiverSurveyor M9 acoustic Doppler current profiler (ADCP)

The system uses ultrasonic pulses to measure the velocity of suspended sediments transported in water based on the frequency difference between the emitted and received signal (Simpson 2001). This velocity is interpreted as an analog of the water velocity. The profiler further simultaneously calculates the depth of the riverbed and its own speed using a bottom-tracking technology (Le Coz et al. 2007). The ADCP profiler thus allows for measuring the total discharge within a river section when data are collected from one shoreline to the other. Here, the ADCP was attached to a boat (zodiac, canoe, or trimaran) and displacement was ensured using a small motor, paddles or ropes, depending on field conditions. A hitch was designed to attach the ADCP device to the boats, to ensure the stability of the profiler, and to keep the sensors underwater while conducting measurements. Profiles were repeated along the same sections with the objective of obtaining a reproducibility within $\pm 5\%$ between four measurements. When this reproducibility target was not met, more measurements were collected. The locations of transects were selected according to safety criteria, flow conditions and to avoid human infrastructures that could significantly alter measurements.

2. Precipitation sampling method

Rain and snow were collected using narrow mouth 1 L HDPE bottles with 4.8 cm funnels equipped with plastic screens at their base to block debris and insects. Paraffin oil was added to the bottles to prevent evaporation. Local collaborators were responsible for collecting precipitation and sending the tightly sealed bottles by mail to the laboratory each month. Snow samples were collected in 10.1 cm inside diameter *All Weather P-2000* standard rain gauges (without cap) by the local collaborators. Snow samples were left to melt overnight and subsequently stored in 1 L HDPE bottles with paraffin oil to prevent evaporation. Daily samples were mixed to obtain monthly composite samples. All composite precipitation samples were subsequently subsampled in 60 mL HDPE bottles and kept at 4°C until stable isotope analysis.

The five composite samples from the snowpack were collected using 1 m HDPE tubes. Samples were left to melt at room temperature. The melted snowpack samples were then immediately used to measure the electrical conductivity (σ) and subsampled in 60 mL HDPE bottles that were kept at 4°C until further $\delta^2H - \delta^{18}O$ analyses.

3. River Water sampling method

River water samples were collected either using a small boat or directly from the bank, depending on field conditions. A rigid pole was used to collect samples approximatively 1 m below the water surface directly into HDPE bottles. Sampling bottles were rinsed three times with river water before sampling. The *in situ* parameters (pH, dissolved oxygen, conductivity, redox potential and temperature) were systematically measured using a *YSI 556 MPS* multi-parameter probe.

4. River ice coring method

The snow cover on the ice surface was removed before coring. Once extracted, the ice cores were removed from the ice corer and tightly wrapped in clean plastic bags using annotations to identify the depth and polarity of samples. During transport, ice cores were kept at temperatures below zero and then stored in a freezer until further subsampling procedures. After cleaning ice debris from the hole in the ice, river water under the ice cover was collected using a specially designed pole to ensure that only water from the river located approximately 1 m under the ice was collected. The pole design allows for submerging the HDPE bottle with its mouth facing downwards until the desired sampling depth is reached, and then reversing the polarity of the bottle to allow it to fill with river water. This precaution is conducted to avoid potential contamination of the river water sample by ice crystals from the coring procedure. The samples were taken directly from 60 ml HDPE bottles. The samples were stored in a refrigerator maintained at 4°C until stable isotope analyses.

The samples were collected to allow for a comparison with the corresponding bottom ice samples to evaluate the water-ice fractionation factor. These subsampling steps required for the ice cores to be conducted under freezing temperatures to avoid melting, either in a freezing room of the UQAT or outside when the air temperature was significantly below the freezing point. The ice cores were systematically cut in half lengthwise with a band saw and sub-sampled into 5 cm long half cylinders. These half cylinders were cut in layers to allow the collection of one subsample at each 5 cm interval. The external part of the subsamples was then removed using a band saw. These procedures were performed to allow for collecting small subsamples from the center of the core, while the external part of the core (potentially contaminated by under-ice water flowing into the corer during the field sampling procedure) was discarded. The extra half of the core (cut lengthwise) was kept in a freezer as a backup. The ice

subsamples were stored in clean, tightly sealed bags and left to melt at 4°C in a refrigerator. As soon as the ice melted completely, the water was transferred to 30 ml HDPE bottles, tightly sealed, and kept at 4°C until stable isotope analyses.

5. Stable isotope analysis

Each water sample was injected (1 microliter) and measured 10 times. The first two injections of each sample were rejected to limit memory effects. Three internal reference waters ($\delta^{18}\text{O} = 0.23 \pm 0.06 \text{\textperthousand}$, $-13.74 \pm 0.07 \text{\textperthousand}$ & $-20.35 \pm 0.10 \text{\textperthousand}$; $\delta^2\text{H} = 1.28 \pm 0.27 \text{\textperthousand}$, $-98.89 \pm 1.12 \text{\textperthousand}$ & $-155.66 \pm 0.69 \text{\textperthousand}$;) were used to normalize the results on the VSMOW-SLAP scale ($\delta^{18}\text{O} = 0 \text{\textperthousand}$ & $-55.5 \text{\textperthousand}$; $\delta^2\text{H} = 0 \text{\textperthousand}$ & $-428 \text{\textperthousand}$ exactly respectively) every five samples using the LGR LWIA Post Analysis software version 4.4.1.1. A fourth reference water ($\delta^{18}\text{O} = -4.31 \pm 0.08 \text{\textperthousand}$; $\delta^2\text{H} = -25.19 \pm 0.83 \text{\textperthousand}$) was analyzed as a control. Uncertainty of the measurements are estimated to be better than $\pm 1.0 \text{\textperthousand}$ for $\delta^2\text{H}$ and $\pm 0.2 \text{\textperthousand}$ for $\delta^{18}\text{O}$ which represent the long-term standard deviations of the control standard.

ANNEXE C

**COMPILATION DES MESURES DU DÉBIT DES RIVIÈRES À L'AIDE D'UN PROFILEUR ACOUSTIQUE À
EFFET DOPPLER
(ACOUSTIC DOPPLER CURRENT PROFILER [ADCP])**

BV	Site	date	numéro	Débit (m ³ /s)	Moyenne (m ³ /s)	Ecart-type (m ³ /s)	Écart-type (%)	min (m ³ /s)	max (m ³ /s)	Écart	Écart (%)
Harricana	HV		20180514120300r	140,66							
Harricana	HV		20180514112240r	135,7							
Harricana	HV	2018-05-14	20180514112858r	140,5	138,8	2,6	1,9	135,7	141,0	2,6	1,9
Harricana	HV		20180514114338r	140,954							
Harricana	HV		20180514114756r	136,1							
Harricana	HV		20180710132545r	2,075							
Harricana	HV	2018-07-10	20180710133154r	1,982							
Harricana	HV		20180710134141r	2,657	2,0	0,0	2,3	2,0	2,1	0,0	2,3
Harricana	HV		20180710135135r	2,037							
Harricana	HV		20180809114023r	7,369							
Harricana	HV		20180809114508r	9,723							
Harricana	HV	2018-08-09	20180809115025r	8,182							
Harricana	HV		20180809115451r	8,326	8,4	1,0	11,6	7,4	9,7	1,2	14,0
Harricana	HV		20180809115906r	3,66							
Harricana	HV		20180809120355r	4,359							
Harricana	HV	2018-11-04	20050326131733r	83,843	82,5	3,7	4,5	78,2	87,3	4,6	5,5
Harricana	HV		20050326132643r	87,287							

Annexe C (suite) : Compilation des mesures du débit des rivières à l'aide d'un profileur acoustique à effet doppler

172

BV	Site	date	numéro	Débit (m ³ /s)	Moyenne (m ³ /s)	Ecart-type (m ³ /s)	Écart-type (%)	min (m ³ /s)	max (m ³ /s)	Écart	Écart (%)
Harricana	HV		200503261333341r	78,527							
Harricana	HV		20050326134102r	83,537							
Harricana	HV		20050326134853r	79,851							
Harricana	HV		20050326135655r	86,471							
Harricana	HV		20050326140645r	78,17							
Harricana	HALC	2018-08-02	20180802160023r	12,319	24,4	17,1	70,0	12,3	36,5	12,1	49,5
Harricana	HALC		20180802161548r	36,495							
Harricana	HSM		20180802132251r	47,3							
Harricana	HSM	2018-08-02	20180802133259r	43,113	46,9	3,6	7,7	43,1	50,3	3,6	7,6
Harricana	HSM		20180802134105r	50,277							
Harricana	HA	2018-05-08	20180508120650r	153,625	153,6						
Harricana	HA		20180514152040r	193,09							
Harricana	HA	2018-05-14	20180514154437r	197,31	196,5	3,1	1,6	193,1	199,1	3,0	1,5
Harricana	HA		20180514150232r	199,148							
Harricana	HA	2018-05-16	20180516164224r	193,7	193,7						
Harricana	HA	2018-06-06	20180606144436r	145,714							
Harricana	HA		20180606150459r	137,741	141,7	3,9	2,7	137,7	145,7	4,0	2,8
Harricana	HA		20180710152118r	51,792							
Harricana	HA	2018-07-10	20180710152701r	58,632							
Harricana	HA		20180710153406r	57,439	55,6	3,1	5,5	51,8	58,6	3,4	6,2
Harricana	HA		20180710153927r	54,483							
Harricana	HA		20180802074506r	49,381							
Harricana	HA	2018-08-02	20180802075314r	44,85							
Harricana	HA		20180802080243r	45,745	47,5	2,6	5,4	44,9	49,9	2,5	5,3
Harricana	HA		20180802081123r	49,929							
Harricana	HA	2019-05-26	20051015093709r	238,936	235,0	3,9	1,7	230,1	238,9	4,4	1,9

Annexe C (suite) : Compilation des mesures du débit des rivières à l'aide d'un profileur acoustique à effet doppler

BV	Site	date	numéro	Débit (m ³ /s)	Moyenne (m ³ /s)	Ecart-type (m ³ /s)	Écart-type (%)	min (m ³ /s)	max (m ³ /s)	Écart	Écart (%)
Harricana	HA		20051015101537r	233,848							
Harricana	HA		20051015100133r	237,197							
Harricana	HA		20051015095312r	230,11							
Harricana	HSF		20180803081303r	50,462							
Harricana	HSF		20180803081824r	50,762							
Harricana	HSF	2018-08-03	20180803082920r	49,46	50,8	1,6	3,1	49,5	53,4	2,0	3,9
Harricana	HSF		20180803083639r	53,442							
Harricana	HSF		20180803084120r	49,772							
Harricana	HSD		20180803131729r	55,215							
Harricana	HSD	2018-08-03	20180803132541r	55,012	55,2	0,2	0,4	55,0	55,5	0,2	0,4
Harricana	HSD		20180803133752r	55,481							
Harricana	HJ		20180516164224r	528,636							
Harricana	HJ		20180517112237r	530,215							
Harricana	HJ	2018-05-17	20180517112918r	535,472	532,4	4,8	0,9	528,4	539,4	5,5	1,0
Harricana	HJ		20180517121907r	528,436							
Harricana	HJ		20180517122739r	539,374							
Harricana	HJ		20180709114459r	85,804							
Harricana	HJ	2018-07-09	20180709115123r	83,473							
Harricana	HJ		20180709120513r	87,552	85,1	2,0	2,3	83,5	87,6	2,0	2,4
Harricana	HJ		20180709123025r	83,57							
Harricana	HJ		20180807174800r	63,183							
Harricana	HJ	2018-08-07	20180807175537r	62,906							
Harricana	HJ		20180807180252r	64,721	63,7	0,8	1,3	62,9	64,7	0,9	1,4
Harricana	HJ		20180807181044r	64,045							
Harricana	HJ		20050323091017r	189,235							
Harricana	HJ	2018-11-01	20050323094729r	194,533	192,2	2,7	1,4	189,2	194,5	2,6	1,4
Harricana	HJ		20050323100039r	189,338							

Annexe C (suite) : Compilation des mesures du débit des rivières à l'aide d'un profileur acoustique à effet doppler

471

BV	Site	date	numéro	Débit (m ³ /s)	Moyenne (m ³ /s)	Ecart-type (m ³ /s)	Écart-type (%)	min (m ³ /s)	max (m ³ /s)	Écart	Écart (%)
Harricana	HJ		20050323101146r	194,526							
Harricana	HJ		20050323102828r	193,413							
Harricana	HT		20180731164258r	91,55							
Harricana	HT	2018-07-31	20180731164841r	88,717	89,2	2,1	2,4	86,5	91,6	2,5	2,8
Harricana	HT		20180731165503r	86,525							
Harricana	HT		20180731170135r	90,134							
Harricana	HBJ	2018-06-08	20180608175645r	753,383	756,7	4,6	0,6	753,4	759,9	3,3	0,4
Harricana	HBJ		20180608181940r	759,943							
Turgeon	VP		20180730095640r	0,159							
Turgeon	VP	2018-07-30	20180730100245r	0,236	0,2	0,1	30,5	0,1	0,2	0,1	37,0
Turgeon	VP		20180730101117r	0,112							
Turgeon	VP		20180730101601r	0,164							
Turgeon	TH		20180731155434r	58,426							
Turgeon	TH	2018-07-31	20180731160213r	50,811	55,2	3,3	5,9	50,8	58,4	3,8	6,9
Turgeon	TH		20180731161102r	56,706							
Turgeon	TH		20180731161812r	54,671							
Nottaway	BL	2018-05-15	20180515111343r	830,366	836,6	8,8	1,1	830,4	842,8	6,2	0,7
Nottaway	BL		20180515112510r	842,801							
Nottaway	BL		20180706195813r	266,936							
Nottaway	BL	2018-07-06	20180706200636r	265,369	272,1	8,9	3,3	265,4	285,0	9,8	3,6
Nottaway	BL		20180706201625r	285,01							
Nottaway	BL		20180706202725r	271,269							
Nottaway	BL		20180806165837r	181,321							
Nottaway	BL		20180806170651r	197,346							
Nottaway	BL	2018-08-06	20180806171239r	186,372	190,9	6,8	3,6	181,3	197,5	8,1	4,2
Nottaway	BL		20180806172151r	197,534							
Nottaway	BL		20180806173020r	187,432							

Annexe C (suite) : Compilation des mesures du débit des rivières à l'aide d'un profileur acoustique à effet doppler

BV	Site	date	numéro	Débit (m ³ /s)	Moyenne (m ³ /s)	Ecart-type (m ³ /s)	Écart-type (%)	min (m ³ /s)	max (m ³ /s)	Écart	Écart (%)
Nottaway	BL		20180806174024r	195,492							
Nottaway	BL		20050325124353r	706,241							
Nottaway	BL		20050325125350r	780,374							
Nottaway	BL		20050325130121r	808,776							
Nottaway	BL	2018-11-03	20050325130822r	140,192	663,2	79,5	12,0	588,6	780,4	95,9	14,5
Nottaway	BL		20050325131611r	588,647							
Nottaway	BL		20050325132603r	605,212							
Nottaway	BL		20050325133715r	527,415							
Nottaway	BL		20050325134844r	635,588							
Nottaway	BS		20180515142606r	77,53							
Nottaway	BS		20180515143540r	85,897							
Nottaway	BS	2018-05-15	20180515144618r	85,688							
Nottaway	BS		20180515145211r	89,374	87,5	2,9	3,4	84,6	91,7	3,5	4,0
Nottaway	BS		20180515145814r	84,649							
Nottaway	BS		20180515150203r	91,66							
Nottaway	BS		20180710095444r	34,503							
Nottaway	BS	2018-07-10	20180710095745r	35,58							
Nottaway	BS		20180710100239r	34,276	34,9	0,6	1,8	34,3	35,6	0,7	1,9
Nottaway	BS		20180710100704r	35,392							
Nottaway	BS		20180806195942r	22,527							
Nottaway	BS	2018-08-06	20180806200257r	21,705							
Nottaway	BS		20180806200627r	20,463	21,7	0,9	4,1	20,5	22,5	1,0	4,8
Nottaway	BS		20180806201130r	22,131							
Nottaway	BS		20050326090559r	62							
Nottaway	BS	2018-11-04	20050326090855r	67,922	66,4	2,9	4,4	62,0	69,0	3,5	5,3
Nottaway	BS		20050326091713r	76,161							
Nottaway	BS		20050326092052r	59,042							

Annexe C (suite) : Compilation des mesures du débit des rivières à l'aide d'un profileur acoustique à effet doppler

971

BV	Site	date	numéro	Débit (m ³ /s)	Moyenne (m ³ /s)	Ecart-type (m ³ /s)	Écart-type (%)	min (m ³ /s)	max (m ³ /s)	Écart	Écart (%)
Nottaway	BS		20050326092548r	69,01							
Nottaway	BS		20050326093110r	68,823							
Nottaway	BS		20050326093508r	63,639							
Nottaway	BS		20050326093935r	67,012							
Nottaway	CC		20180518130752r	18,895							
Nottaway	CC		20180518131124r	18,263							
Nottaway	CC		20180518131715r	17,784							
Nottaway	CC	2018-05-18	20180518131942r	19,612	18,5	0,7	3,7	17,8	19,6	0,9	4,9
Nottaway	CC		20180518132403r	18,364							
Nottaway	CC		20180518132640r	17,881							
Nottaway	CC		20180808132833r	18,179							
Nottaway	CC	2018-08-08	20180808133345r	17,985	18,2	0,5	2,8	17,8	19,0	0,6	3,2
Nottaway	CC		20180808133730r	17,834							
Nottaway	CC		20180808134206r	18,999							
Nottaway	CC		20050324092100r	26,496							
Nottaway	CC	2018-11-02	20050324092902r	25,23	26,7	1,3	5,0	25,2	28,5	1,6	6,1
Nottaway	CC		20050324093852r	26,64							
Nottaway	CC		20050324094247r	28,472							
Nottaway	CW		20180518164407r	366,663							
Nottaway	CW	2018-05-18	20180518165058r	352,753	359,4	7,3	2,0	352,8	366,7	7,0	1,9
Nottaway	CW		20180518165939r	364,653							
Nottaway	CW		20180518172120r	353,569							
Nottaway	CW		20180706161633r	74,271							
Nottaway	CW	2018-07-06	20180706162427r	71,62	73,2	1,4	1,9	71,6	74,3	1,3	1,8
Nottaway	CW		20180706163418r	73,836							
Nottaway	CW	2018-08-08	20180808160224r	66,496	68,8	1,7	2,5	66,5	70,4	2,0	2,9
Nottaway	CW		20180808161016r	68,61							

Annexe C (suite) : Compilation des mesures du débit des rivières à l'aide d'un profileur acoustique à effet doppler

BV	Site	date	numéro	Débit (m ³ /s)	Moyenne (m ³ /s)	Ecart-type (m ³ /s)	Écart-type (%)	min (m ³ /s)	max (m ³ /s)	Écart	Écart (%)
Nottaway	CW		20180808162040r	69,684							
Nottaway	CW		20180808163528r	70,449							
Nottaway	CW		20050324133348r	176,825							
Nottaway	CW		20050324134018r	176,369							
Nottaway	CW	2018-11-02	20050324134755r	184,82	176,9	1,1	0,6	175,8	178,4	1,3	0,7
Nottaway	CW		20050324135304r	175,822							
Nottaway	CW		20050324135940r	178,431							
Nottaway	OM		20180808190954r	16,944							
Nottaway	OM		20180808191419r	16,803							
Nottaway	OM	2018-08-08	20180808191836r	16,499	16,7	0,2	1,4	16,4	16,9	0,3	1,7
Nottaway	OM		20180808192310r	16,369							
Nottaway	OM		20180808192856r	16,692							
Nottaway	OM		20050325085941r	74,963							
Nottaway	OM		20050325090523r	76,948							
Nottaway	OM	2018-11-03	20050325090956r	80,063							
Nottaway	OM		20050325091537r	75,013	77,0	1,9	2,5	75,0	80,1	2,6	3,3
Nottaway	OM		20050325092433r	77,422							
Nottaway	OM		20050325093107r	77,458							
Nottaway	WM		20180704132247r	730,643							
Nottaway	WM	2018-07-04	20180704133529r	727,228	723,9	9,0	1,2	713,7	730,6	8,5	1,2
Nottaway	WM		20180704134919r	713,688							
Nottaway	WM		20180807105752r	357,353							
Nottaway	WM		20180807110645r	351,313							
Nottaway	WM	2018-08-07	20180807111549r	369,897	354,2	11,9	3,4	336,9	369,9	16,5	4,7
Nottaway	WM		20180807113558r	336,915							
Nottaway	WM		20180807115709r	355,671							
Nottaway	NBJ	2018-06-08	20180608134439r	2379,967	2387,4	97,9	4,1	2293,5	2488,8	97,6	4,1

Annexe C (suite) : Compilation des mesures du débit des rivières à l'aide d'un profileur acoustique à effet doppler

871

BV	Site	date	numéro	Débit (m ³ /s)	Moyenne (m ³ /s)	Ecart-type (m ³ /s)	Écart-type (%)	min (m ³ /s)	max (m ³ /s)	Écart	Écart (%)
Nottaway	NBJ		20180608141110r	2488,77							
Nottaway	NBJ		20180608144327r	2293,483							
Nottaway	NBJ		20180731105603r	833,424							
Nottaway	NBJ	2018-07-31	20180731111838r	772,562	819,0	31,0	3,8	772,6	836,8	32,1	3,9
Nottaway	NBJ		20180731113927r	833,124							
Nottaway	NBJ		20180731115504r	836,825							
Broadback	BRBJ		20180704184339r	367,112							
Broadback	BRBJ	2018-07-04	20180704185549r	414,29	369,9	6,1	1,7	365,6	376,9	5,6	1,5
Broadback	BRBJ		20180704191538r	376,891							
Broadback	BRBJ		20180704192918r	365,604							
Broadback	BRN		20180705160022r	22,268							
Broadback	BRN	2018-07-05	20180705160837r	20,971	21,9	0,9	3,9	21,0	22,6	0,8	3,7
Broadback	BRN		20180705164127r	22,586							
Eastmain	Ecamp	2019-07-30	20051219114733r	1812,136	1812,1	-	-	-	-	-	-
Eastmain	ERBJ		20051017150155r	35,533							
Eastmain	ERBJ		20051017151023r	45,884							
Eastmain	ERBJ	2019-05-28	20051017151836r	52,424	44,4	9,7	21,9	33,3	54,9	10,8	24,3
Eastmain	ERBJ		20051017152736r	33,295							
Eastmain	ERBJ		20051017153531r	54,9							
Eastmain	ERBJ		20051220175440r	15,596							
Eastmain	ERBJ		20051220175918r	17,011							
Eastmain	ERBJ	2019-07-31	20051220180318r	11,995	13,7	1,6	11,8	12,0	15,6	1,8	13,2
Eastmain	ERBJ		20051220180803r	14,347							
Eastmain	ERBJ		20051220181315r	10,68							
Eastmain	ERBJ		20051220181805r	12,73							
Eastmain	EKM27	2019-05-30	20051019133735r	170,718	170,9	7,9	4,6	160,4	179,6	9,6	5,6
Eastmain	EKM27		20051019134629r	160,411							

Annexe C (suite) : Compilation des mesures du débit des rivières à l'aide d'un profileur acoustique à effet doppler

BV	Site	date	numéro	Débit (m ³ /s)	Moyenne (m ³ /s)	Ecart-type (m ³ /s)	Écart-type (%)	min (m ³ /s)	max (m ³ /s)	Écart	Écart (%)
Eastmain	EKM27		20051019135635r	172,643							
Eastmain	EKM27		20051019140927r	179,628							
Eastmain	EKM27		20051221121654r	57,377							
Eastmain	EKM27		20051221122214r	57,974							
Eastmain	EKM27	2019-08-01	20051221122719r	52,002	54,7	2,5	4,5	52,0	58,0	3,0	5,5
Eastmain	EKM27		20051221123151r	53,907							
Eastmain	EKM27		20051221123750r	54,48							
Eastmain	EKM27		20051221124242r	52,595							
Eastmain	EKM27		20060326141544r	36,311							
Eastmain	EKM27		20060326142510r	34,181							
Eastmain	EKM27	2019-11-04	20060326143346r	47,854	40,3	6,2	15,5	34,2	47,9	6,8	17,0
Eastmain	EKM27		20060326144255r	28,731							
Eastmain	EKM27		20060326144922r	42,706							
Eastmain	Evil		20051019091938r	115,623							
Eastmain	Evil	2019-05-30	20051019114033r	-13,876							
Eastmain	Evil		20051019114913r	-14,953	-14,0	0,9	-6,7	-15,0	-13,1	0,9	-6,6
Eastmain	Evil		20051019115552r	-13,095							
Opinaca	ORBj		20051017172508r	86,822							
Opinaca	ORBj		20051017173232r	72,778							
Opinaca	ORBj	2019-05-28	20051017174208r	88,532							
Opinaca	ORBj		20051017174911r	77,177	81,2	7,1	8,7	72,8	88,5	7,9	9,7
Opinaca	ORBj		20051017175701r	87,343							
Opinaca	ORBj		20051017180444r	74,839							
Opinaca	ORBj		20051220091334r	2,166							
Opinaca	ORBj	2019-07-31	20051220092214r	0,47							
Opinaca	ORBj		20051220093023r	6,053	3,9	1,7	43,5	2,2	6,1	1,9	50,1
Opinaca	ORBj		20051220094112r	11,373							

Annexe C (suite) : Compilation des mesures du débit des rivières à l'aide d'un profileur acoustique à effet doppler

081

BV	Site	date	numéro	Débit (m ³ /s)	Moyenne (m ³ /s)	Ecart-type (m ³ /s)	Écart-type (%)	min (m ³ /s)	max (m ³ /s)	Écart	Écart (%)
Opinaca	ORBJ		20051220094955r	4,26							
Opinaca	ORBJ		20051220095620r	3,032							
La pêche	Affl_fish		20051221151728r	16,6							
La pêche	Affl_fish	2019-08-01	20051221152340r	19,59							
La pêche	Affl_fish		20051221152944r	17,534	17,7	1,3	7,4	16,6	19,6	1,5	8,4
La pêche	Affl_fish		20051221153614r	17,092							
Pontax	PRBJ		20051220130541r	63,164							
Pontax	PRBJ	2019-07-31	20051220131029r	60,681							
Pontax	PRBJ		20051220131455r	60,702	61,1	1,4	2,4	59,8	63,2	1,7	2,7
Pontax	PRBJ		20051220132117r	59,835							
Jolicoeur	Joli		20051220145635r	2,692							
Jolicoeur	Joli		20051220150053r	2,81							
Jolicoeur	Joli	2019-07-31	20051220150608r	3,237							
Jolicoeur	Joli		20051220150842r	3,511	3,1	0,3	10,4	2,7	3,5	0,4	13,0
Jolicoeur	Joli		20051220151145r	3,201							
Jolicoeur	Joli		20051220151632r	3,407							
ColdWater	cold		20051221133130r	9,53							
ColdWater	cold	2019-08-01	20051221133652r	8,94							
ColdWater	cold		20051221133959r	8,899	9,2	0,3	3,5	8,9	9,5	0,3	3,4
ColdWater	cold		20051221134426r	9,412							
ColdWater	cold		20060326153827r	-7,547							
ColdWater	cold		20060326154021r	-8,653							
ColdWater	cold	2019-11-04	20060326154209r	-8,894	-8,9	0,9	-9,8	-9,7	-7,5	1,1	-12,2
ColdWater	cold		20060326154246r	-9,581							
ColdWater	cold		20060326154523r	-9,717							

Les profils identifiés en rouge n'ont pas été utilisés pour le calcul du débit

ANNEXE D

COMPILEATION DES DONNÉES GÉOCHIMIQUES DES COURS D'EAU ÉCHANTILLONNÉS

Site	Sample name	Date	Time	°C	%	Temperature (T)			Dissolved oxygen (DO)			Non Specific Electrical Conductivity			Specific Electrical Conductivity			pH	ORP	Discharge m3/s	δ2H ‰	stddev	δ18O ‰	stddev	δ17O ‰	stddev	D _{ns}	
						mg/L	ms/cm	ms/cm	80	80,1	8,24	85	85,2	82,5	6,95	156,6	166,8	138,8	6,92	115,5	2	-85,92	0,24	-11,62	0,07	-6,48	0,06	7,07
HV	HV-H18-E	21 mars 2018	17:00	1	71,8	9,89	57,9	106,8	6,95	156,6					-85,92	0,24	-11,62	0,07	-6,48	0,06	7,07							
HV	HV-P18-MA14	14 mai 2018	12:20	6,8	91,2	10,64	25,2	38,5	6,07	166,8	138,8				-109,53	0,57	-14,88	0,08	-8,06	0,06	9,48							
HV	HV-E18-1007	10 juillet 2018	13:35	21,4	72,6	6,24			80	6,92	115,5	2			-87,66	0,20	-11,68	0,13	-6,30	0,09	5,82							
HV	HV-E18-0908	9 août 2018	12:10	22,3	76,3	6,66			80,1	6,73	158,4	8,4			-80,71	0,09	-10,50	0,05	-5,49	0,04	3,27							
HV	HV 04-11-18	4 novembre 2018	14:23	1,6		16,28			85	6,52	327,3	82,5			-75,67	0,31	-10,12	0,06			5,26							
HLC	HLC-E18-0208	2 août 2018	15:00	24,7	107,8	8,75			74	4,74		24,4			-87,79	0,16	-11,96	0,02	-6,31	0,03	7,92							
HSM	HSM-E18-0208	2 août 2018	12:00	23,2	97	8,3			71	6,76		46,9			-89,28	0,17	-11,82	0,13	-6,33	0,07	5,30							
HA	HA-H18-1	14 mars 2018	14:39	0,3	84,1	11,64	46,6			6,86	152,4				-85,95	0,26	-11,93	0,03	-6,17	0,07	9,46							
HA	HA-H18-2	14 mars 2018	15:57	0,3	82,9	11,47	45,9	92,6	6,73	158,3	23,91				-85,68	0,12	-12,04	0,10	-6,31	0,07	10,64							
HA	HA-P18-AV23	23 avril 2018	12:15	1,5	85,3	11,67				7,03	140,7	22,78			-87,80	0,10	-12,11	0,06	-6,32	0,04	9,10							
HA	HA-P18-AV24	24 avril 2018	14:35	2,5	90,1	11,91	53,4			7,01	131,4	24,26			-89,58	0,14	-12,24	0,03	-6,29	0,03	8,35							
HA	HA-P18-AV25	25 avril 2018	10:50	1,7	90,5	12,2	50			6,95	116,2	26,04			-95,60	0,10	-13,18	0,03	-6,71	0,02	9,85							
HA	HA-P18-AV26	26 avril 2018	11:55	1,5	94	12,65	42,5			6,87	110,2	28,87			-108,03	0,21	-15,04	0,02	-7,81	0,06	12,26							
HA	HA-P18-AV27	27 avril 2018	10:15	1,2	90,9	12,39	37,7			6,82	110,3	32,35			-113,28	0,17	-15,72	0,05	-8,22	0,08	12,46							
HA	HA-P18-AV28	28 avril 2018	14:05	0,9	96,5	13,31	31,9			6,8	118,1	35,45			-119,31	0,05	-16,64	0,03	-8,88	0,03	13,81							
HA	HA-P18-AV29	29 avril 2018	13:50	1,3	98,7	13,52	29,3			6,76	112,8	39,55			-116,60	0,21	-16,14	0,07	-8,77	0,03	12,53							
HA	HA-P18-AV30	30 avril 2018	11:50	1,6	95,8	12,98	25,8			6,68	104,8	44,64			-112,17	0,12	-15,48	0,08	-8,39	0,13	11,66							

Annexe D (suite) : Compilation des données géochimiques des cours d'eau échantillonnés

Site	Sample name	Date	Time	°C	Temperature (T)		Dissolved oxygen (DO)	Non Specific Electrical Conductivity	Specific Electrical Conductivity	pH	ORP	Discharge	δ2H	stdv	δ18O	stdv	δ17O	stdv	D _{xs}
					%	mg/L													
HA	HA-P18-MA01	1 mai 2018	8:30	1,4	95,5	12,92	20	77,4	6,85	117,1	57,09	-114,34	0,14	-15,82	0,02	-8,50	0,03	12,22	
HA	HA-P18-MA02	2 mai 2018	14:30	0,5	94,6	13,16	12,6	49,9	6,85	122,8	77,5	-127,62	0,07	-17,55	0,05	-9,40	0,07	12,77	
HA	HA-P18-MA03	3 mai 2018	12:00	0,3	102,3	14,11	9,7	38,6	6,73	123,7	96,51	-128,04	0,08	-17,59	0,07	-9,46	0,02	12,71	
HA	HA-P18-MA04	4 mai 2018	10:50	0,2	97,9	13,62	9,3	36,9	6,72	121,7	114,8	-126,37	0,14	-17,29	0,03	-9,26	0,01	11,94	
HA	HA-P18-MA05	5 mai 2018	11:40	1,2	94,9	12,89	13,5	54	6,79	111,5	132,7	-116,68	0,22	-16,04	0,06	-8,47	0,05	11,61	
HA	HA-P18-MA06	6 mai 2018	13:45	1,5	94,8	12,94	12,3	49	6,71	117	147,8	-118,95	0,15	-16,35	0,06	-8,64	0,04	11,84	
HA	HA-P18-MA07	7 mai 2018	15:05	2,7	92,6	12,18	30,2	49,7	6,66	141,3	159	-117,68	0,20	-16,13	0,04	-8,57	0,05	11,33	
HA	HA-P18-MA08	8 mai 2018	15:30	3,3	91,8	11,92	31,7	54,1	6,64	114,7	168,2	-116,73	0,12	-16,07	0,05	-8,59	0,08	11,84	
HA	HA-P18-MA09	9 mai 2018	13:55	3,3	92,6	11,92	34,7	59,1	6,64	141,4	176,1	-111,76	0,26	-15,39	0,06	-8,27	0,02	11,40	
HA	HA-P18-MA10	10 mai 2018	14:00	3,7	94,8	11,98	38,8	65,2	6,74	155,6	186,7	-105,91	0,05	-14,65	0,08	-7,96	0,03	11,28	
HA	HA-P18-MA11	11 mai 2018	10:10	2,5	93,8	12,43	35,6	62	6,73	144,3	193,3	-104,50	0,15	-14,41	0,09	-7,83	0,03	10,79	
HA	HA-P18-MA12	12 mai 2018	15:15	3,82				68			196,7	-98,18	0,10	-13,50	0,06	-7,38	0,09	9,81	
HA	HA-P18-MA13	13 mai 2018	14:10	4,2	96,6	12,13	41,8	69,9	6,72	140,8	200,7	-96,03	0,16	-13,11	0,06	-6,90	0,03	8,86	
HA	HA-P18-MA14	14 mai 2018	16:00	6	102,1	12,2	43,4	68,1	6,56	145,8	200,1	-97,18	0,26	-13,24	0,06	-6,99	0,09	8,75	
HA	HA-P18-MA15	15 mai 2018	17:05	6	100,8	12,13	43,7	68,4	6,58	147,9	195,4	-96,83	0,07	-13,13	0,03	-6,86	0,07	8,21	
HA	HA-P18-MA16	16 mai 2018	17:30	4,9	100,3	12,34	43,7		6,61	140,3	199	-94,58	0,26	-12,79	0,06	-6,71	0,04	7,73	
HA	HA-P18-MA17	17 mai 2018	20:10	5,3	95,9	11,89	42,5	68,1	6,7	152,9	193,3	-95,53	0,06	-12,97	0,01	-6,87	0,06	8,21	
HA	HA-P18-MA18	18 mai 2018	16:33	5,3	98,3	11,98	41,2	66	6,67	143,4	193,3	-95,72	0,16	-13,07	0,11	-6,96	0,09	8,82	
HA	HA-P18-MA19	19 mai 2018	11:45					69,4			192,6	-95,60	0,21	-12,99	0,04	-6,98	0,03	8,35	
HA	HA-P18-MA20	20 mai 2018	11:15	5,4	98,2	12,05	40,6	64,9	6,76	125,2	189,8	-96,74	0,18	-13,19	0,08	-7,08	0,05	8,76	
HA	HA-P18-MA21	21 mai 2018	14:00	7	101,6	11,98	41,7	63	6,74	121,6	187,3	-97,34	0,02	-13,30	0,09	-7,16	0,11	9,08	

Annexe D (suite) : Compilation des données géochimiques des cours d'eau échantillonnés

Site	Sample name	Date	Time	°C	Temperature (T)		Dissolved oxygen (DO)		Non Specific Electrical Conductivity	Specific Electrical Conductivity	pH	ORP	Discharge m3/s	δ2H ‰	stdv ‰	δ18O ‰	stdv ‰	δ17O ‰	stdv ‰	D _{xs}
					%	mg/L	ms/cm	ms/cm												
HA	HA-P18-MA22	22 mai 2018	11:55	7,5	100,2	11,54	41,6	62,6	6,68	121,6	184,7	-97,42	0,32	-13,35	0,04	-7,08	0,02	9,36		
HA	HA-P18-MA23	23 mai 2018	11:35	7,8	103,6	11,98	42	62,5	6,85	128,9	177,4	-96,97	0,20	-13,32	0,08	-7,04	0,07	9,60		
HA	HA-P18-MA24	24 mai 2018	12:35	8,9	105,1	11,76	43,2	62,2	6,72	121,6	176,3	-97,08	0,13	-13,31	0,08	-7,04	0,03	9,44		
HA	HA-P18-MA25	25 mai 2018	11:55	10,3	107,1	11,49	44,5	61,8	6,77	124,7	172,7	-97,34	0,12	-13,42	0,09	-7,08	0,03	10,03		
HA	HA-P18-MA26	26 mai 2018	14:10	10,4	103,8	11,16	44,5	61,8	6,7	118,7	169,4	-97,34	0,23	-13,41	0,08	-7,09	0,04	9,92		
HA	HA-P18-MA27	27 mai 2018	14:10	11,3	104,6	11,03	45	60,8	6,76	122,3	169,5	-97,80	0,21	-13,34	0,03	-7,14	0,02	8,89		
HA	HA-P18-MA28	28 mai 2018	12:05	12,6	102,5	10,5	46,8	61,3	6,75	122,5	164,1	-97,79	0,11	-13,34	0,05	-7,32	0,05	8,93		
HA	HA-P18-MA30	30 mai 2018	13:35	13,71	102,8	10,66		63			160,2	-98,19	0,25	-13,45	0,03	-7,29	0,06	9,42		
HA	HA-P18-JU01	1 juin 2018	15:28	14,3	100,5	10,28		63			147,4	-98,20	0,17	-13,52	0,10	-7,33	0,03	9,93		
HA	HA-P18-JU06	6 juin 2018	15:20	13	98,9	10,01	46	60	6,77	142,2	146,9	-98,01	0,12	-13,40	0,11	-7,34	0,03	9,22		
HA	HA-E18-0907	9 juillet 2018	15:56	21,2	82	6,98		71	6,92	120,3	65,78	-92,17	0,25	-12,23	0,08	-6,47	0,03	5,65		
HA	HA-E18-0208	2 août 2018	08:00	22,5	93,4	8,02		70	7,5		47,33	-87,58	0,13	-11,62	0,04	-6,31	0,04	5,35		
HA	RH-21-09-2018	21 septembre 2018	14:11	16,2	10,11			72,6	7,15		75,2	-85,36	0,99	-10,82	0,08			1,18		
HA	HA 2018-10-30	30 octobre 2018									127,5	-79,74	0,41	-9,90	0,11			-0,56		
HA	HA-A18-NOV-A	30 novembre 2018	15:00	7,7	97,9	11,69	55,5	82,7	6,22	125,4	84,1	-79,42	0,34	-10,24	0,08			2,47		
HA	HA-H18-DEC18	30 décembre 2018	12:00	9,8	106,2				91,1		172,3	46,72	-79,32	0,32	-10,99	0,10	-5,84	0,08	8,58	
HA	HA-H19_JAN	30 janvier 2019	14:00	0,2	82,5	12,01	48,8	92,7	6,58	128,4	31,7	-80,4	0,9	-11,8	0,2			14,17		
HA	HA-H19-FEV19-A & B	28 février 2019	15:45	5,9				96,8			26,81	-81,1	0,5	-11,6	0,1			11,57		
HA	HA-P19-MARS19-A & B	31 mars 2019	15:15	4,2				115,7	6,46		23,61	-83,7	0,3	-11,9	0,0			11,50		
HA	HA-P19_AVR19-A12 & B12	12 avril 2019	15:30	1,7	73,3	10,22	64,6	116,6		167	26,2	-83,4	0,3	-11,8	0,1			11,07		
HA	HA-P19_AVR19-A16 & B16	16 avril 2019	12:28	1,5	83,7	11,71	68,3	123,7		153,8	27,26	-86,8	0,5	-12,3	0,1			11,85		

Annexe D (suite) : Compilation des données géochimiques des cours d'eau échantillonnés

Annexe D (suite) : Compilation des données géochimiques des cours d'eau échantillonnés

Site	Sample name	Date	Time	°C	%	mg/L	ms/cm	ms/cm	pH	ORP	mV	m3/s	Discharge	δ2H			δ18O			δ17O		
														stdv	%	stdv	%	stdv	%	stdv	%	D _{xs}
HA	HA-P19_AOUT05-A & B	5 août 2019	12:05	21,6	82,5	7,29	65,1	69,9	6,9	138,1	45,19	-82,6	1,0	-11,6	0,3						10,13	
HA	HA-P19_SEPT09-A & B	9 septembre 2019	10:30	15,3					78			26,39	-91,3	0,2	-12,5	0,1						8,47
HSF	HSF-E18-0308	3 août 2018	09:00	22,32	89,6				75	7,02		50,8	-87,54	0,24	-12,04	0,23	-6,30	0,03	8,82			
HSD	HSD-E18-0308	3 août 2018	12:00	21,27	95,3				77	7,2		55,2	-83,81	0,53	-11,55	0,11	-6,16	0,03	8,55			
HJ	HJ-H18-E-1	27 mars 2018	11:00	0	75,3	10,7	50,1	117,7	7,29	145	24	-87,33	0,10	-11,85	0,01	-6,35	0,08	7,47				
HJ	HJ-H18-E-2	27 mars 2018	11:06						117,2	7,16		24	-87,15	0,15	-11,84	0,03	-6,36	0,07	7,59			
HJ	HJ-P18	17 mai 2018	12:45	5,9	95,5	11,66	22,4	35,1	6,51	147,8	532,4	-117,47	0,29	-15,96	0,04	-8,66	0,07	10,21				
HJ	HJ-P18-Ju1	1 juin 2018	13:45	16,24	94,7	9,3		62				-101,23	0,24	-13,92	0,03	-7,37	0,03	10,16				
HJ	HJ-E18-0907	9 juillet 2018	12:15	22,54	85	7,4		71	6,72	120,3	85,1	-92,72	0,23	-12,45	0,12	-6,66	0,07	6,90				
HJ	HJ-E18-0708	7 août 2018	18:15	22,5	75,6	6,53		82,8	6,73	194,9	63,7	-86,68	0,12	-11,20	0,06	-6,29	0,04	2,90				
HJ	HJ 01-11-18	1 novembre 2018	10:45	1,4		16,47		56,3	6,66	356,6	192,2	-81,82	0,47	-11,27	0,07						8,31	
HT	HT-E18-3107	31 juillet 2018	17:10	23,3	104,6	8,66	75,3	77,9	7,47	126,4	89,2	-89,65	0,07	-11,91	0,07	-6,52	0,01	5,60				
TH	TH-E18-3107	31 juillet 2018	16:30	23,6	97,9	8,07	155,5	159,8	7,7	127,3	55,2	-85,67	0,23	-11,39	0,02	-6,04	0,05	5,43				
HBJ	HBJ-H18-E-1	28 mars 2018	15:00	-0,1	98,3	14,36	66	126,6	7,67	161,9		-90,39	0,42	-12,40	0,07	-6,64	0,02	8,79				
HBJ	HBJ-H18-E-2	28 mars 2018	15:05	-0,1	99,5	14,52	63,4	121,5	7,68	90,9		-90,04	0,23	-12,69	0,02	-6,63	0,08	11,44				
HBJ	HBJ-P18-rive gauche	8 juin 2018	18:23	16,1		10,35		56,2	7,54	116,7	756,7	-104,54	0,21	-14,42	0,01	-7,65	0,09	10,84				
HBJ	HBJ-P18-rive droite	8 juin 2018	18:46	16,3		10,23		73,2	7,95	11,5		-108,82	0,20	-15,07	0,07	-7,98	0,05	11,71				
CC	CC-H18-E	20 mars 2018	12:30	0,4	94,1	13,04	30,9	58,3	7,57	156,1		-88,46	0,16	-11,51	0,04	-6,13	0,01	3,65				
CC	CC-P18	18 mai 2018	13:35	5,4	108	13,27	40,5	65,2	7,29	127,1	18,5	-92,70	0,16	-12,10	0,07	-6,61	0,02	4,07				
CC	CC-P18-MA31	31 mai 2018	15:00	11,23	115,4	12,66		58				-90,85	0,17	-12,24	0,06	-6,43	0,02	7,08				
CC	CC-E18-0607	6 juillet 2018	11:40	18,59	98,5	9,2		67	7,6	130		-88,92	0,34	-11,75	0,05	-6,25	0,04	5,05				

Annexe D (suite) : Compilation des données géochimiques des cours d'eau échantillonnés

Site	Sample name	Date	Time	°C	%	mg/L	Temperature (T) (DO)	Dissolved oxygen (DO)	Non Specific Electrical Conductivity	Specific Electrical Conductivity	pH	ORP	Discharge m3/s	δ2H ‰	stdv ‰	δ18O ‰	stdv ‰	δ17O ‰	stdv ‰	D _{xs}
CC	CC-E18-0808	8 août 2018	13:55	21,9	94,7	8,35		66,1	7,17	150,9	18,2	-87,42	0,30	-11,36	0,04	-6,13	0,11	3,48		
CC	CC 02-11-18	2 novembre 2018	09:55	1,2		17,39		66,7	6,7	378,6	26,7	-87,48	0,56	-11,16	0,07				1,76	
CW	CW-H18-E	20 mars 2018	15:00	-0,1	99,2	14,03	28 à 42	75,5	7,54	147,6		-92,40	0,07	-12,50	0,04	-6,62	0,05	7,62		
CW	CW-P18	18 mai 2018	17:30	3,1	107,4	14,07	20,4	35	6,9	119	359,4	-112,75	0,11	-15,30	0,08	-8,11	0,05	9,62		
CW	CW-P18-MA31	31 mai 2018	13:35	11,82	11,7	12,09		40				-107,94	0,31	-15,04	0,05	-7,87	0,04	12,36		
CW	CW-E18-0607	6 juillet 2018	16:26	20,6	93,7	8,17		47,9	7,43	122,9	73,2	-103,60	0,19	-13,78	0,04	-7,37	0,06	6,68		
CW	CW-E18-0808	8 août 2018	16:45	21,8	93,1	8,12		49,3	6,81	176,6	68,8	-98,97	0,21	-12,97	0,05	-7,08	0,02	4,83		
CW	CW 02-11-18	2 novembre 2018	14:15	1,2		18,07		51,6	7,09	404,2	176,9	-90,94	0,67	-11,60	0,08			1,84		
OM	OM-H18-1	20 mars 2018	18:45	0,6	89,9	12,58	11,8	22	7	158,7		-92,27	0,07	-12,57	0,02	-6,63	0,12	8,27		
OM	OM-P18	18 mai 2018	19:30	3,8	99,5	12,84	11,9	20,1	6,26	157,7		-95,08	0,35	-12,92	0,04	-6,97	0,17	8,28		
OM	OM-P18-MA31	31 mai 2018	12:23	9,76	106,6	12,11		19				-100,02	0,14	-13,97	0,03	-7,34	0,07	11,76		
OM	OM-E18-0607	6 juillet 2018	18:40	18,5	95,6	8,67		20	6,74	142,5		-98,68	0,09	-13,32	0,03	-7,17	0,07	7,88		
OM	OM-E18-0808	8 août 2018	19:00	23,3	94,5	8,02		22,1	6,21	188,7	16,7	-95,09	0,10	-12,61	0,11	-6,77	0,07	5,79		
OM	OM 03-11-18	3 novembre 2018	09:46	4,3		14,96		20	6,03	115,1	77	-94,38	0,34	-12,27	0,06			3,78		
WM	WM-H18-1	15 mars 2018	11:50	0	98	13,39	17,6	33,6	7,51	176,2	150	-91,43	0,34	-12,87	0,08	-6,77	0,11	11,53		
WM	WM-H18-2	15 mars 2018	11:45	0	103,3	14,43	19,7	37,6	7,37	174,9	142	-91,27	0,11	-12,68	0,03	-6,63	0,06	10,14		
WM	WM-P18	17 mai 2018	15:40	1,3	108,5	15	16,4	29,9	6,59	144,7	1207	-105,07	0,24	-14,55	0,06	-7,79	0,06	11,37		
WM	Waswanipi (km39)	29 mai 2018	17:12	4,5	110,8	14,00		23,5	6,53	143,2	1648	-107,47	0,31	-14,38	0,04	-7,81	0,06	7,54		
WM	WM-E18-0407	4 juillet 2018	13:37	20,85	105,3	9,38		27			753,2	-98,68	0,09	-13,32	0,03	-7,17	0,07	7,88		
WM	WM-E18-0708	7 août 2018	13:00	21,4	98	8,66		29,5	6,56	149,5	366	-98,56	0,20	-12,86	0,06	-7,20	0,01	4,29		
WM	WASWANIPI 14-10-18	14 octobre 2018	12:51	6,1	94,4	11,72		27,5	6,76	405,3	804,4	-93,08	0,39	-11,59	0,05			-0,36		

Annexe D (suite) : Compilation des données géochimiques des cours d'eau échantillonnés

Site	Sample name	Date	Time	°C	Temperature (T)		Dissolved oxygen (DO)	Non Specific Electrical Conductivity	Specific Electrical Conductivity	pH	ORP	Discharge m3/s	δ2H ‰	stdv ‰	δ18O ‰	stdv ‰	δ17O ‰	stdv ‰	D _{xs}	
					%	mg/L														
WM	WASWANIPPI 28-05-2019	28 mai 2019	09:33	5,3	104,1	13,21		20,5	6,27		2057		-112,3	0,4	-15,2	0,1		9,72		
WM	WM-E19 02/08/2019	2 août 2019	12:13	19,8	96	8,76	21,9	24,4	7,02	153			-106,7	0,2	-14,6	0,0		9,88		
WM	WASWANIPPI 2-10-19	2 octobre 2019	09:22	11,3	110,4	12,08	21,6	29,2	7,11	195,8			-100,1	0,1	-13,3	0,0		6,55		
BS	BS-H18-E	21 mars 2018	14:30	0	92,6	13,13	15,2	29,1	6,87	160			-85,20	0,07	-11,53	0,02	-6,14	0,09	7,01	
BS	BS-P18	15 mai 2018	15:20	5,1	103,4	12,76	16,2	26,1	6,91	187,2	87,5		-103,68	0,22	-13,94	0,07	-7,69	0,13	7,87	
BS	BS-P18-MA31	31 mai 2018	18:30	16,99	102,3	9,89		25					-93,72	0,17	-12,94	0,03	-6,89	0,10	9,76	
BS	BS-E18-1007	10 juillet 2018	10:10	20,61	91,8	8,26		24	6,75	138	34,9		-87,94	0,22	-11,76	0,03	-6,74	0,14	6,15	
BS	BS-E18-0608	6 août 2018	20:15	23,9	88,3	7,4		24,3	6,08	145,6	21,7		-85,68	0,36	-11,56	0,18	-6,00	0,03	6,84	
BS	BS 04-11-18	4 novembre 2018	09:52	2,5		15,82		24,5	5,89	337,7	66,4		-77,09	0,88	-9,92	0,07		2,26		
BL	BL-H18-1-surf	21 mars 2018	11:00	0	104,3	14,9	12,1	23,3	7,27	146,2			-88,64	0,27	-12,02	0,02	-6,33	0,05	7,54	
BL	BL-H18-1-fond	21 mars 2018	11:00	0	103,6	14,86	12,1	23,2	7,07	143,4										
BL	BL-P18	15 mai 2018	12:00	4,3	119,3	15,05	9,4	15,6	6,13	182,2	836,6		-89,73	0,29	-12,07	0,07	-6,49	0,02	6,82	
BL	BL-P18-MA31	31 mai 2018	11:15	13,64	112,2	11,68		17					-99,22	0,03	-13,78	0,03	-7,24	0,02	11,04	
BL	BL-E18-0607	6 juillet 2018	20:20	21,2	94,9	8,25		17,7	6,51	143,7	272,1		-95,38	0,14	-12,77	0,07	-6,92	0,04	6,75	
BL	BL-E18-0608	6 août 2018	17:30	22,3	99,2	8,61		21	5,87	143	190,9		-88,73	0,16	-11,96	0,03	-6,35	0,01	6,96	
BL	BL 03-11-18	3 novembre 2018	14:05	2,8		17,95		16,5	5,72	392,4	663,2		-80,32	0,21	-10,66	0,13		4,96		
BM	BM-H18-1	15 mars 2018	15:00	-0,1	14	1,96	2,9	32,3	7,43	170,7	98		-88,54	0,14	-12,37	0,04	-6,61	0,01	10,43	
BM	BM-H18-2-surf	15 mars 2018	15:05	0	58,5	8,21	16,3	31,2	8,7	174,6			-88,52	0,15	-11,92	0,01	-6,37	0,03	6,86	
BM	BM-H18-2-fond	15 mars 2018	15:10	0	63,3	8,98	14,5	27,7	7,97	164,6										
BM	BM-P18	17 mai 2018	17:55	4,7	92	11,64	15,2	24,8	6,04	173,9	1490		-127,21	0,18	-17,57	0,08	-9,32	0,09	13,31	
BM	BM-P18-Jul1	1 juin 2018	12:25	13,6	103,6	10,78		22					847,6	-105,16	0,10	-14,39	0,07	-7,58	0,04	10,00

Annexe D (suite) : Compilation des données géochimiques des cours d'eau échantillonnés

188

Site	Sample name	Date	Time	°C	%	mg/L	ms/cm	ms/cm	pH	mv	m3/s	Discharge			δ2H	stdv	‰	δ18O	stdv	‰	δ17O	stdv	‰	D _{xs}
												Temperature (T)	Dissolved oxygen (DO)	Non Specific Electrical Conductivity	Specific Electrical Conductivity	ORP								
BM	BM-E18-0407	4 juillet 2018	11:00	21,96	94,7	8,29		23				327,9	-95,94	0,55	-12,84	0,11	-6,84	0,03	6,81					
BM	BM-E18-0708	7 août 2018	16:15	22,7	91,7	7,82		31	6,34	186,8	250,8	-85,40	0,18	-11,22	0,09	-6,25	0,03	4,37						
BM	BM 01-11-18	1 novembre 2018	13:55	2,5		17,26		21,7	5,13	371,2	832,3	-83,77	0,15	-11,28	0,03									6,46
NBJ	NBJ-H18-E	28 mars 2018	12:00	-0,1	110,5	16,09	10,7	41	7,55	142,1		-90,25	0,44	-12,13	0,06	-6,60	0,11	6,80						
NBJ	NBJ-P18	8 juin 2018	15:00	11	116,4	12,6	17,5	23,4	6,64	148,3	2387,4	-107,57	0,24	-14,82	0,02	-7,84	0,05	11,00						
NBJ	NBJ-E18-3107	31 juillet 2018	12:20	21,1	107,9	9,38	28,9	29,1	7,01	144,9	819	-97,69	0,35	-12,87	0,09	-6,83	0,05	5,26						
PRBJ	Pontax	1 juin 2018	16:10	13	100,9	10,48	9,2	11,9	5,47	189,1		-120,54	0,23	-16,61	0,09	-8,78	0,03	12,34						
PRBJ	Pontax	3 juillet 2018	10:00	19,9	90	8,06		16	6,67	145,8		-107,25	0,25	-14,12	0,08	-7,50	0,05	5,72						
PRBJ	PONTAX UQAT 14-10-18	14 octobre 2018	08:46	2,4	92,4	12,66		16,6	5,36	396,9		-96,44	0,07	-12,60	0,02			4,32						
PRBJ	PONTAX I 28-05-2019	28 mai 2019	13:29	8,6	116,8	13,5		10,4	6,47			-127,4	0,1	-16,9	0,0			7,49						
PRBJ	PONTAX 19-7-1	1 juillet 2019	18:38	18,9	87,4	8,13	12,9	14,6	6,16	224,2		-115,5	0,2	-15,4	0,1			7,37						
PRBJ	PONTAX-I-E19	31 juillet 2019	14:07	17,7	85,8	8,12	14,6	17	6,39	188,5	61,1	-108,6	0,2	-14,5	0,1			7,68						
PRBJ	PONTAX 02-10-19	2 octobre 2019	13:18	7,8	102,7	12,21	13,5	20	5,72	216,4		-101,8	0,3	-13,6	0,0			7,27						
PRBJ	Pontax-RBJ	9 mars 2020	20:54	0	85,2	12,49	9,6	18	7,4	220,6		-106,3	0,9	-14,3	0,0			7,83						
ORS	Opinaca East UQAM EMWC	13 octobre 2018	15:45	3,6	92,2	12,21		65	6,6			-101,5	0,1	-13,1	0,0			3,44						
ORS	OPINACA (A) 29-05-2019	29 mai 2019	13:00	8	101,3	12,01		47,4	6,25			-123,7	0,3	-16,1	0,1			5,05						
ORS	Opinaca-rs-e19	30 juillet 2019	17:52	19,2	81,9	7,57	47	52,8	6,71	151,8		-110,8	0,6	-14,7	0,0			6,38						
ORS	OPINACA AMONT	2 octobre 2019	15:42	9,5	99,5	11,37	40,3	57,3	6,69	207,2		-105,7	0,2	-13,9	0,0			5,16						
ORBJ	Opinaca rbj	3 juillet 2018	11:00	19,5	104,8	9,52		18,9	6,78	148,8		-105,87	0,22	-13,98	0,06	-7,40	0,06	5,93						
ORBJ	Opinaca-RBJ	10 octobre 2018	20:10	3,4	98,3	13,03		22	5,94			-97,1	0,2	-13,2	0,1			8,47						
ORBJ	OPINACA-RBJ 2019/05/28	28 mai 2019	18:52	8,1	108,6	12,83		14,2	5,87	81,2	-126,4	0,3	-16,7	0,0			7,29							

Annexe D (suite) : Compilation des données géochimiques des cours d'eau échantillonnés

Site	Sample name	Date	Time	°C	Temperature (T)		Dissolved oxygen (DO)		Non Specific Electrical Conductivity	Specific Electrical Conductivity	pH	ORP	Discharge m3/s	δ2H ‰	stdv ‰	δ18O ‰	stdv ‰	δ17O ‰	stdv ‰	D _{xs}
					%	mg/L	ms/cm	ms/cm												
ORBJ	OPINACA 19-7-2	2 juillet 2019	16:34	20,4	92,9	8,38	17,6	19,3	6,74	169,5				-117,6	0,1	-15,7	0,1		8,26	
ORBJ	Opinaca-rbj-e19	31 juillet 2019	10:45	17	85,9	8,33	20,6	24,3	6,73	177,7	3,9			-110,2	0,1	-14,5	0,1		5,85	
ORBJ	OPINACA ROUTE BJ 02-10-19	2 octobre 2019	19:30											-100,2	0,3	-12,9	0,1		3,16	
ORBJ	Opinaca-RBJ	10 mars 2020	10:41	4,5	127,5	16,51	27,6	45,4	6,83	175,4				-107,8	0,1	-14,5	0,0		8,20	
ECEM1	EASTMAIN EMI ©	29 mai 2019	15:51	1,5	97,6	13,68		17,3	6,15					-107,9	0,3	-14,4	0,0		7,47	
ECEM2	Camp-EM1	30 juillet 2019	12:00	16,7	85,9	8,36	11,6	13,2	6,64	202	1812,1	-115,3	0,1	-15,1	0,0				5,76	
ECEM3	EM-1 3-10-19	3 octobre 2019	18:02	11	94,9	10,45	12	16,4	6,62	239,9				-106,9	0,2	-14,1	0,1		6,14	
EB	EASTMAIN (B)	29 mai 2019	14:52	7,7	98,2	11,71		46	6,74					-108,8	0,4	-14,4	0,1		6,16	
EB	Eastmain-east uqat EMWC	13 octobre 2018	17:45	3,9	93,4	12,28		41,7	6,93					-97,1	0,5	-12,6	0,1		3,92	
EB	Barrage-Eastmain-e19	30 juillet 2019	16:00	19,7	88,8	8,19	31,9	35,5	7,35	198,2				-109,4	0,2	-14,2	0,0		4,21	
EB	EASTMAIN BARRAGE 04-10-19	4 octobre 2019	08:30	8,6	94,4	11,01	28,9	42,1	6,73	233,8				-104,1	0,1	-13,5	0,0		3,82	
ERBJ	Eastmain JBR	3 juillet 2018	12:00	19,1	83,2	7,63		14,9	6,83	162,8				-105,05	0,14	-13,58	0,08	-7,75	0,02	
ERBJ	EM-RBJ	10 octobre 2018	18:47	4,3	99,3	12,93		21	5,62					-92,7	0,4	-12,2	0,0		4,84	
ERBJ	EASTMAIN PONT (ROUTE BJ)	28 mai 2019	16:28	8,2	110,2	12,99		11	5,65	44,4				-124,3	0,0	-17,1	0,1		12,34	
ERBJ	RBJ-EASTMAIN 2019/07/02	2 juillet 2019	18:00	19,5	91	8,36	13	14,6	6,26	197,7				-114,1	0,2	-15,2	0,1		7,82	
ERBJ	Eastmain-rbj-e19	31 juillet 2019	19:00	16,4	91,8	8,98	13,7	16,4	6,51	177,9	13,7			-107,9	0,3	-14,1	0,1		4,90	
ERBJ	EASTMAIN ROUTE BJ 02-10-19	2 octobre 2019	17:53	9,1	108,6	12,51	14,5	20,7	6,52	216,9				-101,0	0,3	-13,2	0,0		4,30	
ERBJ	Eastmain-RBJ	10 mars 2020	12:26	10,9	133,7	14,79	22,7	31	6,69	145,6				-103,7	0,6	-13,7	0,1		5,67	
Erapid	Eastmain rapid 1	30 mai 2018	16:00	9,7	119,7	13,49		17,4	6,35	141,2				-122,56	0,46	-16,63	0,07	-8,79	0,02	
Erapid	Rapids (14)	23 octobre 2018	14:44											-94,7	0,2	-12,7	0,1		6,66	
Erapid	Rapides – km26	30 mai 2019	15:14	8,6	112,6	13,15		15,6	6,26	170,9	-125,8	0,1		-16,8	0,0				8,73	

Annexe D (suite) : Compilation des données géochimiques des cours d'eau échantillonnés

Site	Sample name	Date	Time	°C	Temperature (T)		Dissolved oxygen (DO)	Non Specific Electrical Conductivity	Specific Electrical Conductivity	pH	ORP	Discharge	δ2H	stdv	δ18O	stdv	δ17O	stdv	D _{xs}
					%	mg/L													
Erapid	Eastmain-Rapide-e19	1 août 2019	13:26	17	97,4	9,43	24,8	29,5	6,98	129,2	54,7	-111,1	0,3	-14,7	0,1			6,19	
Erapid	Eastmain-rapids-km27	4 novembre 2019	14:55	2,9	100,3	13,54	20,6	35,9	6,64			-101,9	0,2	-13,4	0,1			5,52	
Erapid	Eastmain River km 26	19 mars 2020		0	90,8	13,27	32,8	62,8	6,32	179									
E13	Eastmain 50%	30 mai 2018	16:30	10,4	109,9	12,20		20,3	6,97	150,6		-123,09	0,35	-16,69	0,08	-8,81	0,02	10,43	
E14	Eastmain 13k	4 juillet 2018	09:36	19,1	90,1	8,45	32,6	36,8	7,5	123,8		-107,40	0,35	-14,44	0,07	-7,60	0,05	8,12	
EV	EASTMAIN VILLAGE 2019/05/30	30 mai 2019	11:14	8,6	105,3	12,29		35,2	6,99		14	-128,3	0,5	-17,7	0,2			13,36	
EV	EM-RIVER UQAT EASTMAIN	19 février 2019	12:00	-0,4	89,7	12,72			7,36			-88,4	0,4	-12,0	0,1			7,61	
estuaire	Eastmain Mouth	30 mai 2018	17:00	6,8	112,6	13,29			7,06	177,1		-111,59	0,06	-15,06	0,06	-7,89	0,03	8,86	
estuaire	Eastmain sea	4 juillet 2018	09:30	13,4	100,3	9,75	17431		7,81	143,7		-72,02	0,60	-9,51	0,10	-5,05	0,10	4,02	
estuaire	E, Bj (marine)	18 mars 2020		-1,2	86,7	10,86	21877		7,68	204,6		-50,2	0,8	-7,0	0,0			6,19	
Fish	FISHING RIVER 2019/05/30	30 mai 2019	12:56	8,7	106,1	12,36		31,3	6,82			-124,0	0,1	-16,9	0,1			11,22	
Fish	Coldwater River au large ?	23 juin 2019	18:16	16,6	110,6	10,78	70,3	83,8	7,33			-114,8	0,4	-15,7	0,0			10,39	
Fish	La peche-e19	1 août 2019	16:24	14,4	94,8	9,65	57,5	71,8	7,03	104,9	17,7	-106,3	0,1	-14,5	0,1			9,83	
Affl_fish	tributaire coldwaterriver ?	23 juin 2019	17:20	13,9	109,45	11,29	112,95	143,25	7,36			-111,9	0,2	-15,8	0,1			14,29	
BRBJ	Broadback	29 mai 2018	19:39	9,0	111,0	12,61		19,2	6,58	155,9		-103,68	0,18	-14,14	0,04	-7,59	0,05	9,47	
BRBJ	BBRBJ-E18-0407	4 juillet 2018	19:00	20,8	98,6	8,66		15,6	6,82		369,9	-108,09	0,34	-14,34	0,06	-7,71	0,07	6,63	
BRBJ	BROADBACK 14-10-18	14 octobre 2018	10:26	2,9	95,4	12,86		19	6,46	402,3		-98,14	0,39	-12,82	0,06			4,44	
BRBJ	BROADBACK 28-05-2019	28 mai 2019	11:52	6,7	109,9	13,43		17,7	6,3			-108,5	0,2	-14,4	0,1			6,40	
BRBJ	BROAD, 19/07/01	1 juillet 2019	17:05	17,7	90,9	8,65	14,2	16,5	6,4	184,9		-110,6	0,1	-14,7	0,1			7,27	
BRBJ	BRBJ-E19	2 août 2019	09:58	18,4	92,0	8,66	14,7	16,9	6,84	158		-109,5	0,9	-15,6	0,1			15,29	
BRBJ	BROADBACK 02-10-19	2 octobre 2019	11:51	8,7	104,4	12,16	12,7	18,5	6,6	197,5		-103,1	0,2	-13,6	0,1			5,46	

Annexe D (suite) : Compilation des données géochimiques des cours d'eau échantillonnés

Site	Sample name	Date	Time	°C	Temperature (T)		Dissolved oxygen (DO)		Non Specific Electrical Conductivity	Specific Electrical Conductivity	pH	ORP	Discharge m3/s	δ2H ‰	stdv ‰	δ18O ‰	stdv ‰	δ17O ‰	stdv ‰	D _{xs}
					%	mg/L	ms/cm	ms/cm												
BRBJ	Broadback	9 mars 2020	18:35	-0,1	106,9	15,67	9,8	18,7	7	209,7				-102,0	0,5	-13,4	0,1		5,17	
BBRN	BBRN-E18-0507	5 juillet 2018	16:04	20,5	98,9	8,53		14,8	6,58	139,4	21,9			-103,62	0,11	-13,83	0,05	-7,88	0,05	7,00
RRBJ	Rupert	29 mai 2018	20:42	7,9	108,4	12,67		15,7	6,6	177,5				-109,72	0,49	-15,02	0,06	-7,92	0,04	10,44
RRBJ	rrbj-E18-0507	5 juillet 2018	08:25	20,35	102,9	9,29		17	6,9					-105,22	0,13	-13,78	0,09	-7,45	0,05	5,02
RRBJ	RUPERT UQAT 14-10-18	14 octobre 2018	09:42	3,6	98,8	13,10		19	6,64	404				-96,11	0,56	-12,92	0,10		7,22	
RRBJ	RUPERT 28-05-2019	28 mai 2019	12:33	7,3	113,6	13,70		14,5	6,48					-111,8	0,2	-15,1	0,1		8,74	
RRBJ	RUPERT 19/7/1	1 juillet 2019	17:53	18,3	90,5	8,52	14,2	16,2	6,51	220,3				-110,3	0,2	-14,7	0,1		7,38	
RRBJ	rrbj-e19	2 août 2019	09:24	18,3	92,2	8,69	16	18,3	7,04	149,6				-108,1	5,2	-15,0	0,0		12,05	
RRBJ	RUPERT 02-10-19	2 octobre 2019	12:29	10,1	110,2	12,41	13,5	18,8	6,8	212,3				-100,9	0,4	-13,3	0,0		5,17	
RRBJ	Rupert-RBJ	9 mars 2020	19:39	-0,1	50,6	7,41			7,3	235				-103,1	0,4	-14,0	0,1		8,91	
RRN	rrn-E18-0507	5 juillet 2018	11:50	18,4	104,6	9,46		20,3	6,83	138,9				-104,99	0,23	-13,98	0,08	-8,02	0,05	6,88
RRN	Marte-E18-0507	5 juillet 2018	14:15	21,69	99,2	8,42		11,6	6,42	147,2				-102,22	0,15	-12,97	0,10	-7,68	0,06	1,57
Bar	Sarcelle Uqat EMWC	13 octobre 2018	14:00	4,5	99	12,82		12,8	6,35					-108,0	0,2	-14,3	0,1		6,15	
Bar	Sarcelle-e19	30 juillet 2019	18:45	16,8	96,5	9,48	10,8	12,9	6,71	195,3				-114,3	0,3	-15,1	0,1		6,51	
Bar	SARCELLE 02-10-19	2 octobre 2019	16:25	9,8	110,6	12,53	10	14,1	6,61	242,7				-110,5	0,3	-14,7	0,1		6,88	
Joli	Jolicoeur-rbj-e19	31 juillet 2019	16:05	15,6	90,4	9,00	14	17	5,28	240,7	10,4			-107,6	0,2	-14,4	0,0		7,54	
Joli	JOLICOEUR 02-10-19	2 octobre 2019	13:42	6,6	106,1	13,02	17,3	26,7	4,42	251,6				-96,6	0,3	-12,9	0,0		6,78	
Joli		9 mars 2020	21:56	1,4	100,6	14,13	13,8	25,1	6,92	200,1				-103,4	1,0	-13,7	0,2		6,15	
Cold	Coldwater River (15)	23 octobre 2018	15:13											-94,4	0,3	-13,1	0,0		10,22	
Cold	coldriver-e19	1 août 2019	14:33	17,3	96,2	9,28	31	36,3	7,23	134	9,2			-106,4	0,6	-14,1	0,0		6,25	
Cold	cold water river	4 novembre 2019	16:14	9	90,4	13,06	0,3	0,5	7					-101,1	0,1	-13,5	0,0		7,06	

ANNEXE E

COMPILEATION DES RÉSULTATS D'ANALYSE DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DES PRÉCIPITATIONS

Ville	Année	Mois	σ $\mu\text{s/cm}$	# référence	$\delta^2\text{H}$ ‰	stdv ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	stdv ‰
Matagami	2018	5		34 PLUIE MATAG MAI 2018	-85,6	1,28	-12,2	0,19
	2018	6	6,9	35 PLUIE MATAG JUIN 2018	-62,4	1,29	-9,5	0,09
	2018	7		1 PLUIE MATAGAMI JUILLET 18-A	-60,1	0,34	-8,5	0,03
	2018	8		2 PLUIE MATAGAMI AOUT 18-A	-57,1	2,41	-9,1	0,12
	2018	9		3 PLUIE MATAGAMI SEPT 18-A	-66,5	1,46	-10,5	0,08
	2018	10	19,3	4 PLUIE MATAGAMI OCT 18-A	-109,6	0,33	-13,7	0,18
	2018	11	5,0	5 PLUIE MATAGAMI NOV 18-A	-146,1	0,24	-18,9	0,05
	2018	12	5,5	Matagami-10-A 12.09.19	-156,1	0,2	-20,9	0,1
	2019	1	5,8	Matagami-11-A 12.09.19	-200,4	0,1	-27,1	0,0
	2019	2	3,5	MATAGAMI 12A 12.09.19	-147,2	0,6	-19,5	0,1
	2019	3	11,3	Matagami-13-A 12.09.19	-83,8	0,3	-11,8	0,0
	2019	4	6,6	Matagami-14-A 08.01.20	-118,1	0,2	-15,5	0,0
	2019	5	11,8	Matagami-15-A 08.01.20	-102,9	0,2	-14,5	0,0
	2019	6	20,8	Matagami-16-A 08.01.20	-87,4	0,2	-11,9	0,1
	2019	7		Matagami-17-A 08.01.20	-61,8	0,5	-8,6	0,1
	2019	8	27,6	MATAGAMI 18A	-106,1	0,3	-14,1	0,1
	2019	9	12,0	MATAGAMI 19A	-80,5	0,1	-12,0	0,0
	2019	10	15,1	MATAGAMI 20A	-108,0	0,0	-15,7	0,1
	2019	11	5,2	MATAGAMI 21A	-181,6	0,1	-23,9	0,0
Chapais	2018	5	10,8	36 PLUIE CHAPAIS MAI 2018	-74,4	1,46	-10,5	0,07
	2018	6	6,9	37 PLUIE CHAPAIS JUIN 2018	-51,6	0,29	-7,0	0,04
	2018	7	7,4	6 PLUIE CHAPAIS JUILLET 18-A	-72,3	0,83	-7,5	0,11
	2018	8		7 PLUIE CHAPAIS AOUT 18-A	-76,6	0,75	-8,2	0,05
	2018	9	6,8	8 PLUIE CHAPAIS SEPT 18-A	-60,3	0,71	-8,6	0,06
	2018	10	50,5	9 PLUIE CHAPAIS OCT 18-A	-113,1	1,39	-14,6	0,12
	2018	11	35,3	10 PLUIE CHAPAIS NOV 18-A	-154,6	0,60	-20,7	0,21
	2018	12	22,1	CHAPAIS 26A 08.01.20	-146,5	0,4	-20,1	0,1
	2019	1	28,8	CHAPAIS 27A 08.01.20	-181,6	0,3	-24,9	0,1
	2019	2	20,3	CHAPAIS 28A 08.01.20	-150,2	0,9	-20,2	0,1
	2019	3	32,0	CHAPAIS 29A 08.01.20	-140,3	0,4	-18,9	0,2
	2019	4	42,7	CHAPAIS 30A 08.01.20	-119,8	0,4	-16,9	0,1
	2019	5	126,0	CHAPAIS 31A 08.01.20	-100,1	0,8	-13,3	0,1
	2019	6	36,4	CHAPAIS-34-a 08.01.20	-91,5	0,4	-12,1	0,0
	2019	7	23,4	CHAPAIS 32A 08.01.20	-65,1	0,1	-9,6	0,0
	2019	8	31,9	CHAPAIS 33A 12.09.19	-81,0	1,4	-11,4	0,3
	2019	9	33,4	CHAPAIS-35-a 08.01.20	-62,8	0,4	-9,3	0,1
	2019	10	35,3	CHAPAIS 36A 08.01.20	-98,8	0,6	-14,5	0,1

Annexe E (suite) : Compilation des résultats d'analyse de la composition isotopique des précipitations.

Ville	Année	Mois	σ μs/cm	# référence	$\delta^2\text{H}$ ‰	stdev ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	stdev ‰
Eastmain 1 (village)	2018	6	7,9	38 PLUIE EASTMAIN1 JUIN 2018	-57,1	0,73	-6,8	0,19
	2018	7	44,2	11 PLUIS EASTMAIN 1 JUILLET 18-A	-75,2	1,75	-9,7	0,15
Eastmain 2 (route)	2018	6	6,5	39 PLUIE EASTMAIN2 JUIN 2018	-65,7	0,45	-9,1	0,05
	2018	7	29,4	12 PLUIS EASTMAIN 2 JUILLET 18-A	-78,6	0,43	-10,6	0,09
Amos	2018	6	7,4	40 PLUIE AMOS JUIN 2018	-59,1	0,70	-8,6	0,04
	2018	7	5,3	41 PLUIE AMOS JUILLET 2018	-50,7	0,34	-7,2	0,08
	2018	8	5,7	42 PLUIE AMOS AOUT 2018	-66,8	0,90	-10,2	0,08
	2018	9	7,9	43 PL PLUIE AMOS SEPT 2018-A	-59,8	1,14	-9,1	0,20
	2018	10	8,1	44 PL+NG AMOS OCT-NOV 2018-A	-88,7	0,38	-12,8	0,08
	2018	12	11,4	NEIGE UQAMOS DEC 18-A	-148,7	0,53	-20,3	0,09
	2019	1		2165PL- NEIGE UQAMOS 7 JANV 19	-176,7	0,4	-24,1	0,1
	2019	2	4,9	Neige UQAMOS -Fevr 19-A	-140,0	0,1	-18,9	0,0
	2019	3	9,3	PL-NP-UQAMOS-mars 19-A	-126,1	0,2	-16,8	0,1
	2019	4	6,2	PL-NP-UQAMOS-avril 19-A	-103,7	0,3	-14,0	0,1
	2019	5	5,7	PL-P-UQAMOS-mai19-A	-90,9	0,2	-12,6	0,1
	2019	6	6,1	PL-P-UQAMOS-JUIN19-A	-97,5	0,4	-13,6	0,2
	2019	7	7,4	PL-UQAMOS-JUIL19-A	-63,8	0,7	-9,1	0,2
	2019	8	10,3	PL-UQAMOS-AOUT 90919-A	-88,9	0,4	-11,9	0,3
	2019	9	10,5	PL-UQAMOS-90919-41019-A	-50,3	0,8	-8,8	0,2
	2019	10	6,5	PL UQAMOS-41019-41119-A	-102,5	0,4	-15,0	0,1
	2018	7	24,2	13 BOUT PLUIE AMOS JUILLET 18-A	-51,0	0,20	-7,6	0,07
	2018	8	18,9	14 BOUT PLUIE AMOS AOUT 18-A	-69,4	0,17	-9,8	0,05
	2018	9	19,0	45 BOUT PLUIE AMOS SEPT 18-A	-56,3	0,32	-9,0	0,10
	2018	10	12,2	46 BOUT PL+NG AMOS OCT-NOV 18	-86,1	1,71	-12,2	0,15

ANNEXE F

COMPILEATION DES RÉSULTATS D'ANALYSE DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DU COUVERT DE NEIGE

Site	sub-sample	σ μs/cm	# référence	$\delta^2\text{H}$		$\delta^{18}\text{O}$	
				%	%	%	%
HA	Neige-Amos-H18-1	6,85	47 NEIGE AMOS H18-1	-142,31	1,15	-19,10	0,14
HA	Neige-Amos-H18-2	4,40	48 NEIGE AMOS H18-2	-164,77	1,64	-22,57	0,28
HA	Neige-Amos-H18-3	7,54	49 NEIGE AMOS H18-3	-149,28	0,61	-20,80	0,07
HBJ	HBJ-H18-N-1	6,66	50 HBJ-H18-N-1	-172,18	0,70	-23,24	0,19
HBJ	HBJ-H18-N-2	7,22	51 HBJ-H18-N-2	-185,13	1,15	-25,04	0,08
CW	CW-H18-N-1	5,20	52 CW-H18-N-1	-149,44	0,80	-19,98	0,13
CW	CW-H18-N-2	5,02	53 CW-H18-N-2	-162,40	0,26	-20,97	0,09
CW	CW-H18-N-3	5,02	54 CW-H18-N-3	-186,96	0,74	-24,90	0,06
BM	Neige-Matagami-1	6,21	55 NEIGE MATAGAMI-1	-163,23	0,58	-19,38	0,06
BM	Neige-Matagami-2	6,04	56 NEIGE MATAGAMI-2	-182,54	1,17	-21,96	0,15
BM	Neige-Matagami-3	4,35	57 NEIGE MATAGAMI-3	-196,64	0,82	-24,62	0,10
NBJ	NBJ-H18-N-1	9,96	58 NBJ-H18-N-1	-174,35	0,94	-21,39	0,19
NBJ	NBJ-H18-N-2	13,54	59 NBJ-H18-N-2	-159,77	0,43	-21,05	0,05
Mean value							
HA		6,26		-152,12		-20,82	
HBJ		6,94		-178,65		-24,14	
CW		5,08		-166,27		-21,95	
BM		5,53		-180,81		-21,99	
NBJ		11,75		-167,06		-21,22	
Average σ		6,77		-168,38		-21,92	
Mean range σ		1,73					
standard deviation σ		2,55					

ANNEXE G

COMPILED DES RÉSULTATS D'ANALYSE ISOTOPIQUE DES ÉCHANTILLONS DE GLACE

Site	Échantillon_code	ordre	$\delta^2\text{H}$	stdev	$\delta^{18}\text{O}$	stdev	$\delta^{17}\text{O}$	stdev	Note	D_{xs}
			%	%	%	%	%	%		
BM	BM-H18-G-1-A1	1	-164,7	0,2	-22,0	0,3	-11,8	0,1		11,4
BM	BM-H18-G-1-B1	2	-99,7	0,1	-13,5	0,1	-7,2	0,1		8,2
BM	BM-H18-G-1-C1	3	-101,6	0,2	-13,3	0,1	-7,0	0,0		4,9
BM	BM-H18-G-1-D1	4	-69,5	0,2	-9,3	0,0	-4,6	0,1		5,1
BM	BM-H18-G-1-D2	5	-71,8	0,2	-9,3	0,1	-4,9	0,0		2,6
BM	BM-H18-G-1-E1	6	-70,8	0,3	-8,9	0,1	-4,7	0,1		0,3
BM	BM-H18-G-1-F1	7	-69,8	0,3	-8,7	0,1	-4,7	0,1		-0,1
BM	BM-H18-1	8	-88,54	0,14	-12,37	0,04	-6,61	0,01	subice-water	
BM	BM-H18-G-2-A1	1	-114,0	0,3	-15,3	0,0	-8,0	0,1		8,8
BM	BM-H18-G-2-A2	2	-121,4	0,4	-15,9	0,0	-8,3	0,1		5,8
BM	BM-H18-G-2-B1	3	-126,2	0,6	-17,2	0,0	-9,1	0,1		11,5
BM	BM-H18-G-2-B2	4	-140,9	0,4	-19,2	0,1	-10,2	0,1		12,6
BM	BM-H18-G-2-B3	5	-105,1	0,2	-14,4	0,1	-7,8	0,0		10,4
BM	BM-H18-G-2-B4	6	-69,7	0,3	-9,6	0,1	-5,0	0,0		7,0
BM	BM-H18-G-2-C1	7	-70,8	0,2	-9,7	0,1	-5,5	0,1		7,1
BM	BM-H18-G-2-C2	8	-72,1	0,3	-9,6	0,1	-5,5	0,0		5,0
BM	BM-H18-G-2-C3	9	-70,8	0,2	-9,3	0,1	-5,2	0,1		3,6
BM	BM-H18-G-2-D1	10	-70,3	0,3	-9,2	0,1	-5,5	0,1		3,5
BM	BM-H18-G-2-E1	11	-69,8	0,3	-9,2	0,1	-5,8	0,1		3,8
BM	BM-H18-2-surf	12	-88,52	0,15	-11,92	0,01	-6,37	0,03	subice-water	
CW	CW-H18-G-1-A1	1	-119,5	0,1	-16,4	0,1	-8,6	0,1		11,3
CW	CW-H18-G-1-B1	2	-130,9	0,1	-17,7	0,1	-9,2	0,1		11,0
CW	CW-H18-G-1-B2	3	-130,4	0,2	-17,6	0,1	-9,3	0,1		10,6
CW	CW-H18-G-1-B3	4	-124,1	0,1	-17,1	0,1	-9,3	0,0		12,6
CW	CW-H18-G-1-B4	5	-74,0	0,2	-9,9	0,1	-5,6	0,0		4,9
CW	CW-H18-G-1-C1	6	-133,1	0,1	-18,1	0,1	-9,3	0,2		11,9
CW	CW-H18-G-1-C2	7	-114,2	0,2	-15,6	0,1	-8,2	0,0		11,0
CW	CW-H18-G-1-C3	8	-123,1	0,3	-16,5	0,1	-8,9	0,1		9,1
CW	CW-H18-G-1-D1	9	-121,0	0,3	-16,1	0,2	-8,9	0,1		8,1
CW	CW-H18-G-1-D2	10	-103,3	0,4	-13,8	0,1	-8,2	0,1		6,9
CW	CW-H18-G-1-D3	11	-96,9	0,3	-13,1	0,1	-7,0	0,1		8,0
CW	CW-H18-G-1-D4	12	-93,3	0,2	-12,8	0,0	-6,7	0,0		9,0
CW	CW-H18-G-1-E1	13	-85,5	0,2	-11,4	0,1	-6,0	0,1		6,1
CW	CW-H18-G-1-E2	14	-77,9	0,1	-10,2	0,0	-5,5	0,0		3,8
CW	CW-H18-G-1-E3	15	-75,9	0,2	-10,0	0,1	-5,3	0,0		3,8
CW	CW-H18-G-1-E4	16							manquant	
CW	CW-H18-G-1-E5	17	-74,3	0,1	-9,9	0,2	-5,1	0,0		4,9
CW	CW-H18-E	18	-92,40	0,07	-12,50	0,04	-6,62	0,05	subice-water	

Annexe G (suite) : Compilation des résultats d'analyse isotopique des échantillons de glace.

Site	Échantillon_code	ordre	$\delta^2\text{H}$	stdev	$\delta^{18}\text{O}$	stdev	$\delta^{17}\text{O}$	stdev	Note	D_{xs}
			‰	‰	‰	‰	‰	‰		
WM	WM-H18-G-1-A1	1	-121,9	0,4	-16,3	0,1	-8,6	0,0		8,1
WM	WM-H18-G-1-B1	2	-104,6	0,3	-14,3	0,1	-7,4	0,1		9,5
WM	WM-H18-G-1-B2	3	-113,5	0,1	-15,7	0,0	-8,0	0,1		11,9
WM	WM-H18-G-1-B3	4	-123,1	0,3	-17,0	0,1	-8,5	0,0		12,8
WM	WM-H18-1	5	-91,43	0,34	-12,87	0,08	-6,77	0,11	subice-water	
WM	WM-H18-G-2-A1	1	-134,5	0,2	-17,9	0,0	-9,6	0,1		8,4
WM	WM-H18-G-2-A2	2	-90,5	0,2	-12,2	0,0	-6,4	0,0		7,0
WM	WM-H18-G-2-B1	3	-112,9	0,6	-15,1	0,1	-7,9	0,1		7,8
WM	WM-H18-G-2-C1	4	-106,5	0,1	-14,1	0,0	-7,3	0,1		6,4
WM	WM-H18-G-2-C2	5	-120,6	0,2	-15,8	0,1	-8,0	0,0		5,9
WM	WM-H18-2	6	-91,27	0,11	-12,68	0,03	-6,63	0,06	subice-water	
HJ	HJ-H18-G-1-A1	1	-134,8	0,2	-17,6	0,1	-9,5	0,1		6,0
HJ	HJ-H18-G-1-B1	2	-130,2	0,1	-16,9	0,1	-8,9	0,0		4,7
HJ	HJ-H18-G-1-C1	3	-90,3	0,3	-10,8	0,1	-5,9	0,0		-3,7
HJ	HJ-H18-G-1-C2	4	-119,2	0,2	-15,7	0,2	-8,5	0,0		6,6
HJ	HJ-H18-G-1-D1	5	-107,5	0,1	-14,6	0,0	-7,9	0,1		8,9
HJ	HJ-H18-G-1-D2	6	-67,6	0,2	-8,6	0,1	-4,7	0,0		1,0
HJ	HJ-H18-G-1-D3	7	-114,6	0,2	-15,3	0,0	-8,1	0,0		8,1
HJ	HJ-H18-E-1	8	-87,33	0,10	-11,85	0,01	-6,35	0,08	subice-water	
HJ	HJ-H18-G-2-A1	1	-87,9	0,1	-11,1	0,1	-6,0	0,0		0,9
HJ	HJ-H18-G-2-B1	2	-133,3	0,4	-16,9	0,1	-9,1	0,0		2,2
HJ	HJ-H18-G-2-C1	3	-200,7	0,1	-26,2	0,0	-14,2	0,1		9,3
HJ	HJ-H18-G-2-C2	4	-152,7	0,5	-20,5	0,1	-10,9	0,1		11,4
HJ	HJ-H18-G-2-C3	5	-99,1	0,3	-13,2	0,1	-7,0	0,0		6,1
HJ	HJ-H18-G-2-D1	6	-92,1	0,6	-11,9	0,1	-6,4	0,1		3,3
HJ	HJ-H18-G-2-D2	7	-123,6	1,0	-16,8	0,1	-9,0	0,0		10,7
HJ	HJ-H18-G-2-D3	8							manquant	
HJ	HJ-H18-G-2-D4	9	-69,7	0,8	-9,5	0,1	-5,1	0,1		6,0
HJ	HJ-H18-G-2-E1	10	-72,6	0,4	-9,9	0,0	-5,3	0,1		6,7
HJ	HJ-H18-G-2-E2	11	-70,7	1,2	-9,6	0,2	-5,1	0,1		6,1
HJ	HJ-H18-E-2	12	-87,15	0,15	-11,84	0,03	-6,36	0,07	subice-water	
BL	BL-H18-G-1-A1	1	-213,1	0,6	-29,0	0,1	-15,4	0,1		19,1
BL	BL-H18-G-1-A2	2	-177,6	0,2	-23,4	0,2	-12,5	0,0		9,5
BL	BL-H18-G-1-B1	3	-68,8	1,2	-9,2	0,1	-4,7	0,1		4,9
BL	BL-H18-G-1-C1	4	-69,7	1,3	-9,5	0,2	-4,8	0,1		6,3
BL	BL-H18-G-1-D1	5							trop mince	
BL	BL-H18-G-1-E1	6	-67,2	1,1	-8,9	0,0	-4,6	0,1		3,8
BL	BL-H18-G-1-F1	7	-68,1	0,3	-8,6	0,1	-4,7	0,1		0,8
BL	BL-H18-G-1-G1	8	-68,9	0,6	-8,9	0,1	-4,8	0,2		2,1
BL	BL-H18-G-1-H1	9	-68,0	1,4	-8,6	0,1	-4,8	0,1		1,1
BL	BL-H18-1-surf	10	-88,64	0,27	-12,02	0,02	-6,33	0,05	subice-water	
NBJ	NBJ-H18-G-2-A1	1	-81,5	1,1	-10,5	0,1	-5,9	0,1		2,9
NBJ	NBJ-H18-G-2-A2	2	-81,1	1,8	-10,9	0,3	-5,8	0,1		5,8
NBJ	NBJ-H18-G-2-A3	3	-80,5	1,1	-10,8	0,3	-5,8	0,1		5,6
NBJ	NBJ-H18-G-2-A4	4	-80,6	0,3	-11,0	0,1	-5,7	0,1		7,4

Annexe G (suite) : Compilation des résultats d'analyse isotopique des échantillons de glace.

Site	Échantillon_code	ordre	$\delta^2\text{H}$	stdev	$\delta^{18}\text{O}$	stdev	$\delta^{17}\text{O}$	stdev	Note	D_{xs}
			%	%	%	%	%	%		
NBJ	NBJ-H18-G-2-A5	5	-78,0	0,6	-10,4	0,1	-5,5	0,0		5,1
NBJ	NBJ-H18-G-2-B1	6	-77,8	0,2	-10,5	0,1	-5,4	0,1		6,4
NBJ	NBJ-H18-G-2-B2	7	-77,2	0,7	-10,1	0,1	-5,8	0,1		4,0
NBJ	NBJ-H18-G-2-B3	8	-73,8	1,4	-9,9	0,2	-5,3	0,2		5,6
NBJ	NBJ-H18-G-2-B4	9	-72,2	0,1	-9,5	0,1	-5,0	0,1		4,0
NBJ	NBJ-H18-G-2-B5	10	-73,3	0,5	-9,7	0,0	-5,0	0,0		4,4
NBJ	NBJ-H18-G-2-B6	11	-72,7	0,5	-9,5	0,0	-5,0	0,1		3,6
NBJ	NBJ-H18-G-2-B7	12	-71,1	0,3	-9,5	0,1	-4,7	0,0		4,9
NBJ	NBJ-H18-E	13	-90,25	0,44	-12,13	0,06	-6,60	0,11	subice-water	
HBJ	HBJ-H18-G-2-A1	1	-70,0	0,4	-9,6	0,0	-5,2	0,1		7,0
HBJ	HBJ-H18-G-2-A2	2	-68,7	0,2	-9,5	0,1	-5,0	0,1		7,1
HBJ	HBJ-H18-G-2-B1	3	-66,4	0,3	-9,1	0,0	-4,8	0,2		6,5
HBJ	HBJ-H18-G-2-B2	4	-67,0	1,4	-9,1	0,1	-4,7	0,2		6,0
HBJ	HBJ-H18-G-2-B3	5	-70,1	0,5	-9,7	0,1	-4,9	0,1		7,4
HBJ	HBJ-H18-G-2-B4	6	-70,6	0,5	-9,8	0,1	-5,2	0,1		7,7
HBJ	HBJ-H18-G-2-B5	7	-72,1	0,2	-9,9	0,1	-5,3	0,1		7,0
HBJ	HBJ-H18-G-2-B6	8	-72,2	0,5	-10,0	0,0	-5,3	0,1		8,1
HBJ	HBJ-H18-G-2-B7	9	-71,6	0,5	-9,9	0,1	-5,3	0,1		7,4
HBJ	HBJ-H18-G-2-B8	10	-72,4	0,5	-9,9	0,1	-5,4	0,1		6,9
HBJ	HBJ-H18-G-2-B9	11	-73,1	0,7	-10,0	0,1	-5,3	0,1		6,5
HBJ	HBJ-H18-G-2-C1	12	-73,7	0,4	-10,0	0,1	-5,2	0,2		6,3
HBJ	HBJ-H18-G-2-C2	13	-74,1	0,6	-10,2	0,1	-5,2	0,1		7,8
HBJ	HBJ-H18-G-2-C3	14	-72,5	0,6	-9,9	0,1	-5,2	0,2		6,5
HBJ	HBJ-H18-G-2-C4	15	-71,9	0,7	-9,7	0,1	-5,1	0,1		6,1
HBJ	HBJ-H18-G-2-C5	16	-70,8	0,3	-9,5	0,1	-5,2	0,0		5,5
HBJ	HBJ-H18-G-2-C6	17	-71,5	0,5	-9,9	0,1	-5,3	0,0		7,7
HBJ	HBJ-H18-G-2-C7	18	-71,0	0,1	-9,5	0,1	-5,2	0,1		4,9
HBJ	HBJ-H18-G-2-C8	19	-71,4	0,6	-9,6	0,1	-5,3	0,1		5,4
HBJ	HBJ-H18-E-1	20	-90,39	0,42	-12,40	0,07	-6,64	0,02	subice-water	
BS	BS-H18-G-1-A1	1	-136,7	0,3	-17,6	0,1	-9,5	0,0		4,2
BS	BS-H18-G-1-B1	2	-98,7	0,3	-13,2	0,1	-7,1	0,0		7,3
BS	BS-H18-G-1-B2	3	-91,4	0,1	-11,8	0,1	-6,5	0,0		3,4
BS	BS-H18-G-1-B3	4	-104,0	0,3	-14,0	0,1	-7,6	0,0		8,0
BS	BS-H18-G-1-B4	5	-93,9	0,7	-12,1	0,2	-6,6	0,0		3,0
BS	BS-H18-G-1-B5	6	-93,3	0,4	-11,8	0,2	-6,2	0,0		1,1
BS	BS-H18-E	7	-85,20	0,07	-11,53	0,02	-6,14	0,09	subice-water	
HA	HA-H18-G-1-A1	1	-101,1	0,5	-13,8	0,1	-7,3	0,1		9,1
HA	HA-H18-G-1-A2	2	-114,0	0,1	-15,3	0,1	-8,2	0,1		8,1
HA	HA-H18-G-1-A3	3	-91,1	0,4	-12,3	0,0	-6,6	0,0		7,0
HA	HA-H18-G-1-B1	4	-100,3	0,4	-13,5	0,1	-7,2	0,0		7,5
HA	HA-H18-1	5	-85,95	0,26	-11,93	0,03	-6,17	0,07	subice-water	
HA	HA-H18-G-2-A1	1	-92,6	0,2	-12,5	0,1	-6,8	0,0		7,3
HA	HA-H18-2	2	-85,68	0,12	-12,04	0,10	-6,31	0,07	subice-water	
HV	HV-H18-G-1-A1	1	-108,3	0,4	-14,2	0,2	-7,7	0,1		5,1
HV	HV-H18-G-1-A2	2	-106,6	0,2	-13,9	0,1	-7,7	0,1		4,7

Annexe G (suite) : Compilation des résultats d'analyse isotopique des échantillons de glace.

Site	Échantillon_code	ordre	$\delta^2\text{H}$	stdev	$\delta^{18}\text{O}$	stdev	$\delta^{17}\text{O}$	stdev	Note	D_{xs}
			%o	%o	%o	%o	%o	%o		
HV	HV-H18-G-1-B1	3	-71,4	0,3	-9,0	0,1	-4,9	0,0		0,8
HV	HV-H18-E	4	-85,92	0,24	-11,62	0,07	-6,48	0,06	subice-water	
NBJ	NBJ-H18-G-1-A1	1	-75,2	0,4	-9,8	0,2	-5,4	0,1		2,9
NBJ	NBJ-H18-G-1-A2	2							manquant	
NBJ	NBJ-H18-G-1-A3	3	-75,9	0,4	-10,1	0,2	-5,5	0,0		4,6
NBJ	NBJ-H18-G-1-A4	4	-74,9	0,6	-10,0	0,1	-5,4	0,0		4,9
NBJ	NBJ-H18-G-1-A4	5	-76,2	0,3	-9,9	0,1	-5,4	0,0	doublon	3,2
NBJ	NBJ-H18-G-1-B1	6	-75,5	0,1	-9,7	0,1	-5,4	0,1		2,2
NBJ	NBJ-H18-G-1-B2	7	-75,7	0,8	-10,0	0,2	-5,4	0,1		4,5
NBJ	NBJ-H18-G-1-B3	8	-76,9	0,6	-10,5	0,2	-5,3	0,1		7,0
NBJ	NBJ-H18-G-1-B4	9	-74,1	0,2	-10,3	0,1	-5,1	0,0		8,3
NBJ	NBJ-H18-G-1-C1	10	-76,3	0,3	-10,3	0,3	-5,3	0,0		6,5
NBJ	NBJ-H18-G-1-C2	11	-73,7	0,3	-10,3	0,1	-5,2	0,1		8,7
NBJ	NBJ-H18-G-1-C3	12	-73,5	0,5	-9,7	0,3	-5,1	0,1		4,2
NBJ	NBJ-H18-G-1-C4	13	-73,3	0,5	-9,7	0,2	-5,2	0,1		4,6
NBJ	NBJ-H18-G-1-D1	14	-75,2	0,6	-10,1	0,2	-5,4	0,1		5,4
NBJ	NBJ-H18-G-1-D2	15	-76,9	0,5	-10,4	0,1	-5,5	0,0		6,2
NBJ	NBJ-H18-G-1-E1	16	-78,4	0,4	-10,7	0,1	-5,5	0,1		7,5
NBJ	NBJ-H18-G-1-E2	17	-77,1	0,4	-10,2	0,1	-5,4	0,0		4,4
NBJ	NBJ-H18-G-1-F1	18	-74,7	0,6	-9,7	0,1	-5,2	0,1		2,5
NBJ	NBJ-H18-G-1-F2	19	-75,0	0,4	-9,5	0,2	-5,1	0,0		0,7
NBJ	NBJ-H18-G-1-G1	20	-77,0	0,4	-10,2	0,1	-5,4	0,0		4,8
NBJ	NBJ-H18-G-1-G2	21	-77,3	0,2	-10,3	0,2	-5,4	0,0		5,4
NBJ	NBJ-H18-G-1-H1	22	-75,3	0,7	-10,1	0,1	-5,2	0,1		5,5
NBJ	NBJ-H18-G-1-H1	23	-71,7	0,4	-10,4	0,1	-5,3	0,0	doublon	11,8
NBJ	NBJ-H18-G-1-H2	24	-75,5	0,4	-10,2	0,1	-5,4	0,0		6,4
NBJ	NBJ-H18-E	25	-90,25	0,44	-12,13	0,06	-6,60	0,11	subice-water	
HBJ	HBJ-H18-G-1-A1	1							manquant	
HBJ	HBJ-H18-G-1-A2	2	-69,9	0,1	-10,0	0,1	-5,2	0,0		10,0
HBJ	HBJ-H18-G-1-A3	3	-68,4	0,6	-9,7	0,1	-5,1	0,0		9,0
HBJ	HBJ-H18-G-1-A4	4	-69,6	0,3	-9,6	0,1	-5,0	0,1		7,2
HBJ	HBJ-H18-G-1-B1	5	-70,6	0,5	-9,9	0,3	-5,1	0,1		8,6
HBJ	HBJ-H18-G-1-B2	6							manquant	
HBJ	HBJ-H18-G-1-B3	7							manquant	
HBJ	HBJ-H18-G-1-B4	8	-72,7	1,0	-10,3	0,0	-5,2	0,0		10,1
HBJ	HBJ-H18-G-1-C1	9	-73,0	0,6	-9,8	0,2	-5,2	0,2		5,2
HBJ	HBJ-H18-G-1-C2	10	-74,1	0,4	-10,0	0,3	-5,2	0,1		5,7
HBJ	HBJ-H18-G-1-C3	11	-71,7	0,5	-9,6	0,2	-5,3	0,2		5,3
HBJ	HBJ-H18-G-1-C2	12	-72,9	0,4	-10,0	0,1	-5,5	0,0	doublon	6,9
HBJ	HBJ-H18-G-1-C3	13	-75,9	0,2	-10,8	0,2	-5,6	0,0	doublon	10,4
HBJ	HBJ-H18-G-1-cul	14	-71,6	0,1	-9,5	0,1	-5,1	0,3		4,7
HBJ	HBJ-H18-E-2	15	-90,04	0,23	-12,69	0,02	-6,63	0,08	subice-water	
ORBJ	PACES-CNE-156	1	-118,9	0,6	-15,9	0,1			0 à 3,6 cm	8,0
ORBJ	PACES-CNE-157	2	-112,6	0,2	-14,9	0,1			3,6 à 7,2 cm	6,6
ORBJ	PACES-CNE-158	3	-107,6	0,4	-14,2	0,0			7,2 à 10,8 cm	5,9

Annexe G (suite) : Compilation des résultats d'analyse isotopique des échantillons de glace.

Site	Échantillon_code	ordre	$\delta^2\text{H}$	stdev	$\delta^{18}\text{O}$	stdev	$\delta^{17}\text{O}$	stdev	Note	D _{xs}
			%	%	%	%	%	%	%	
ORBJ	PACES-CNE-159	4	-115,4	0,3	-15,0	0,0	10,8 à 14,4 cm	4,3		
ORBJ	PACES-CNE-160	5	-114,9	0,2	-15,2	0,0	14,4 à 18 cm	6,6		
ORBJ	PACES-CNE-161	6	-114,4	0,2	-15,2	0,1	18 à 21,6 cm	7,1		
ORBJ	PACES-CNE-162	7	-115,1	0,4	-15,5	0,2	21,6 à 25,2 cm	9,0		
ORBJ	PACES-CNE-163	8	-116,2	0,7	-15,5	0,2	25,2 à 28,8 cm	8,0		
ORBJ		9	-107,8	0,1	-14,5	0,0	subice-water	8,2		
ERBJ	PACES-CNE-178	1	-126,7	0,8	-16,8	0,1	0 à 4,9 cm	7,8		
ERBJ	PACES-CNE-179	2	-120,7	0,4	-15,9	0,1	4,9 à 9,8 cm	6,2		
ERBJ	PACES-CNE-180	3	-122,2	0,7	-16,0	0,1	9,8 à 14,7 cm	5,8		
ERBJ	PACES-CNE-181	4	-129,0	1,0	-16,9	0,1	14,7 à 19,6 cm	6,3		
ERBJ	PACES-CNE-182	5	-133,01	0,31	-17,82	0,07	19,6 à 24,5 cm	9,5		
ERBJ	PACES-CNE-183	6	-136,62	0,11	-17,90	0,09	24,5 à 29,3 cm	6,6		
ERBJ	PACES-CNE-184	7	-102,29	0,16	-12,96	0,06	29,3 à 34,1 cm	1,4		
ERBJ	PACES-CNE-185	8	-89,17	0,14	-11,09	0,03	34,1 à 39 cm	-0,5		
ERBJ	PACES-CNE-186	9	-87,81	0,71	-11,07	0,06	39 à 43,5 cm	0,8		
ERBJ	PACES-CNE-187	10	-85,41	0,35	-10,48	0,09	43,5 à 48 cm	-1,6		
ERBJ	PACES-CNE-188	11	-83,22	0,32	-10,46	0,04	48 à 52,5 cm	0,5		
ERBJ		12	-103,66	0,62	-13,67	0,06	subice-water	5,7		
Joli	PACES-CNE-189	1	-91,59	0,66	-12,12	0,07	0 à 5,2 cm	5,4		
Joli	PACES-CNE-190	2	-79,63	0,65	-10,12	0,03	5,2 à 10,4 cm	1,4		
Joli	PACES-CNE-191	3	-81,60	0,86	-10,50	0,10	10,4 à 15,5 cm	2,4		
Joli	PACES-CNE-192	4	-80,89	0,73	-9,56	0,05	15,5 à 19 cm	-4,4		
Joli	PACES-CNE-193	5	-81,23	0,37	-9,71	0,14	19 à 24,1 cm	-3,6		
Joli	PACES-CNE-194	6	-81,60	0,58	-9,93	0,01	24,1 à 29,2 cm	-2,1		
Joli	PACES-CNE-195	7	-81,97	0,95	-10,05	0,09	29,2 à 34,4 cm	-1,6		
Joli	PACES-CNE-196	8	-82,96	0,26	-10,55	0,03	34,4 à 39,5 cm	1,5		
Joli	PACES-CNE-197	9	-80,80	0,48	-10,00	0,16	39,5 à 44,7 cm	-0,8		
Joli	PACES-CNE-198	10	-80,41	0,42	-10,37	0,03	44,7 à 49,8 cm	2,5		
Joli	PACES-CNE-199	11	-80,14	0,35	-10,44	0,10	49,8 à 55 cm	3,4		
Joli	PACES-CNE-200	12	-83,40	1,19	-10,79	0,08	55 à 63,5 cm	2,9		
Joli		13	-103,37	1,03	-13,69	0,16	subice-water	6,1		
Evil	PACES CNE 11	1	-93,7	0,2	-12,5	0,1	0 à 4,66 cm	6,3		
Evil	PACES CNE 12	2	-93,2	0,3	-12,2	0,0	4,66 à 9,33 cm	4,1		
Evil	PACES CNE 13	3	-83,6	0,4	-11,2	0,1	9,33 à 14 cm	6,4		
Evil	PACES CNE 14	4	-86,4	0,3	-11,6	0,0	14 à 19 cm	6,6		
Evil	PACES CNE 15	5	-92,7	0,3	-12,3	0,0	19 à 24 cm	5,5		
Evil	PACES CNE 16	6	-83,1	0,1	-10,8	0,1	24 à 29 cm	3,2		
Evil	PACES CNE 17	7	-79,6	0,3	-10,5	0,1	29 à 34 cm	4,5		
Evil	PACES CNE 18	8	-84,6	0,3	-11,0	0,0	34 à 39 cm	3,3		
Evil	PACES CNE 19	9	-86,1	0,4	-11,5	0,0	39 à 44 cm	6,1		
Evil	PACES CNE 20	10	-84,9	0,5	-11,0	0,0	44 à 49 cm	3,4		
Evil	PACES CNE 21	11	-73,0	0,5	-9,3	0,0	49 à 53,9 cm	1,3		
Evil	PACES CNE 22	12	-73,9	0,3	-9,8	0,1	53,9 à 58,8 cm	4,4		
Evil	PACES CNE 23	13	-82,1	0,6	-10,7	0,1	58,8 à 64 cm	3,9		
Evil	PACES CNE 24	14	-70,6	0,8	-9,2	0,1	64 à 74 cm	3,0		
Evil		15	-88,4		-12,0		subice-water	7,6		

ANNEXE H

MÉTHODE DE CALCUL DE LA TEMPÉRATURE DE LA SURFACE DU SOL (LAND SURFACE TEMPERATURE : LST)

L'approche nécessite en premier lieu du calcul de la radiance spectrale du haut de l'atmosphère (*Top of Atmospheric Spectral radiance* : LY (Watts/(m²*sradi*μm)); Équation 1) :

$$LY = M_L \cdot Q_{cal} + A_L - O_i \quad (1)$$

Où M_L correspond au facteur multiplicatif de redimensionnement spécifique à la bande 10 ($3,3420 \times 10^{-4}$), Q_{cal} sont les valeurs quantitatives et calibrées des pixels de la bande 10, A_L correspond au facteur additionnel de redimensionnement spécifique à la bande 10 correspondant à 0,1 et O_i représente le facteur de correction de la bande 10 correspondant à 0,29 (Wang et al, 2015), Ensuite, LY est converti en température (°C) de luminosité (*Brightness temperature* : BT; Équation 2) :

$$BT = \frac{K_2}{\ln(K_1/LY + 1)} - 273,15 \quad (2)$$

Où K_1 et K_2 sont des constantes thermiques de conversion spécifique à la bande 10 (degré Kelvin) soit 774,8853 et 1321,0789 respectivement et LY correspond à la radiance spectrale du haut de l'atmosphère obtenue de l'équation 1, Ensuite, l'émissivité de la surface du sol est calculée sur la base du NDVI_m, L'indice NDVI est utilisé pour estimer la proportion de végétation (PV) selon l'Équation 3 suivant la méthode des seuils (Sobrino et al, 2004; Wang et al, 2015; Ermida et al, 2020);

$$PV = \begin{cases} 0 & NDVI_m < NDVI_s \\ \left(\frac{NDVI - NDVI_s}{NDVI_v - NDVI_s} \right)^2 & NDVI_s \leq NDVI_m \leq NDVI_v \\ 1 & NDVI_m > NDVI_v \end{cases} \quad (3)$$

où $NDVI_s$ représente les valeurs de pixels dénudés et $NDVI_v$ les valeurs de pixels complètement recouverts de végétation, Les valeurs peuvent correspondre au minimum et maximum observés sur un territoire donné, Cependant, dans le cadre de ce travail, des valeurs seuils ont été utilisés et définis sur la base de valeurs obtenues sur le territoire d'étude, avec $NDVI_s = 0,15$ et $NDVI_v = 0,5$, en adéquation avec les seuils utilisés dans des études similaires (Sobrino et al, 2004; Wang et al, 2015), L'émissivité produite à la surface du sol (E) en milieu naturel se situe entre l'émissivité produite par le sol ($\varepsilon_s = 0,953$) et la canopée ($\varepsilon_v = 0,978$) d'une forêt boréale (Sanchez et al, 2009) en fonction de la proportion de végétation (Equation 4) :

$$E = PV\varepsilon_v + (1 - PV)\varepsilon_s \quad (4)$$

Finalement, le LST est donnée par l'Équation 5 (Statoupolou et Cartalis 2007) :

$$LST = \frac{BT}{1 + (\lambda \cdot BT / \rho) \cdot \ln(E)} \quad (5)$$

Où BT correspond à la température ($^{\circ}\text{C}$) de luminosité (Équation 2), λ est la moyenne de longueur d'onde de la radiance émise et spécifique à la bande 10 dont la valeur est de 10,8, E est l'émissivité calculée à l'équation 4, et ρ est la constante donnée par l'Équation 6 :

$$\rho = h \frac{c}{\sigma} = 1,438 \times 10^{-2} \text{ mK}, \quad (6)$$

Où h est la constante de Planck ($6,626 \times 10^{-34} \text{ Js}$), c est la vitesse de la lumière ($2,998 \times 10^8 \text{ m/s}$) et σ est la constante de Boltzmann ($1,38 \times 10^{-23} \text{ J/K}$).

BIBLIOGRAPHIE

- Abbott, B. W., Bishop, K., Zarnetske, J. P., Minaudo, C., Chapin, F. S., Krause, S., . . . Pinay, G. (2019). Human domination of the global water cycle absent from depictions and perceptions. *Nature Geoscience*, 12(7), 533-540. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0374-y>
- Adiat KAN, Nawawi MNM, Abdullah K (2012) Assessing the accuracy of GIS-based elementary multi criteria decision analysis as a spatial prediction tool – A case of predicting potential zones of sustainable groundwater resources. *Journal of Hydrology* 440-441:75-89. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.03.028>
- Agarwal E, Agarwal R, Garg RD, Garg PK (2013). Delineation of groundwater potential zone: An AHP/ANP approach. *Journal of Earth System Science*, 122(3), 887-898. <https://doi.org/10.1007/s12040-013-0309-8>
- Akinlalu AA, Adegbuyiro A, Adiat KAN, Akeredolu BE, Lateef WY (2017). Application of multi-criteria decision analysis in prediction of groundwater resources potential: A case of Oke-Ana, Ilesa Area Southwestern, Nigeria. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics* 6:184-200. <https://doi.org/10.1016/j.nrjag.2017.03.001>
- Ala-aho P, Rossi PM, Kløve B (2013). Interaction of esker groundwater with headwater lakes and streams. *Journal of Hydrology*, 500:144-156. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.07.014>
- Aladejana OO, Anifowose AYB, Fagbohun BJ (2016). Testing the ability of an empirical hydrological model to verify a knowledge-based groundwater potential zone mapping methodology. *Modeling Earth Systems and Environment* 2:1-17. <https://doi.org/10.1007/s40808-016-0234-3>
- Allard G, Roy M, Ghaleb B, Richard PJH, Larouche AC, Veillette JJ, Parent M (2012) Constraining the age of the last interglacial–glacial transition in the Hudson Bay lowlands (Canada) using U–Th dating of buried wood. *Quaternary Geochronology* 7:37-47. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.09.004>
- Allard G, Dubé-Loubert H (2016) Géochimie de la fraction fine des tills et analyse des matériaux indicateurs de sédiments glaciaires et fluvioglaciaires provenant de forages Rotasonic, région de la rivière Octave et Wawagosic (Abitibi) (Geochemistry of the fine fraction of tills and analysis of indicator materials of

glacial and fluvioglacial sediments from Rotasonic boreholes, Octave River region and Wawagosisic (Abitibi)). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. DP-2016-13.

Aller LT, Bennett J, Lehr H, Petty R and Hackett G. (1987) DRASTIC : A standardized system for evaluating ground water pollution potential using hydrogeologic settings. Rapport du US EPA-600/2-87-035.

Alley, W. M., Healy, R. W., LaBaugh, J. W. et Reilly, T. E. (2002). Flow and Storage in Groundwater Systems. *Science*, 296(5575), 1985. <https://doi.org/10.1126/science.1067123>

Amoros, C., Bravard, J. P., Reygrogellet, J.-L., Pautou, G. et Roux, A.-L. (1988). Les concepts d'hydrosystème et de secteur fonctionnel dans l'analyse des systèmes fluviaux à l'échelle des écocomplexes. *Bull. Ecol.*, 19(4), p. 531-546.

Andersen, J., Sandholt, I., Jensen, K. H., Refsgaard, J. C. et Gupta, H. (2002). Perspectives in using a remotely sensed dryness index in distributed hydrological models at the river-basin scale. *Hydrological Processes*, 16(15), 2973-2987. <https://doi.org/10.1002/hyp.1080>

Arnoux M, Barbecot F, Gilbert-Brunet E, Gibson J, Rosa E, Noret A, Monvoisin G (2017). Geochemical and isotopic mass balances of kettle lakes in southern Quebec (Canada) as tools to document variations in groundwater quantity and quality. *Environmental Earth Sciences* 76: 106.

Arulbalaji P, Padmalal D, Sreelash K (2019). GIS and AHP Techniques Based Delineation of Groundwater Potential Zones: a case study from Southern Western Ghats, India. *Sci Rep*, 9(1):2082. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-38567-x>

Avdan, U. et Jovanovska, G. (2016). Algorithm for Automated Mapping of Land Surface Temperature Using LANDSAT 8 Satellite Data. *Journal of Sensors*, 2016, 1480307. <https://doi.org/10.1155/2016/1480307>

Bansah, S. et Ali, G. (2017). Evaluating the Effects of Tracer Choice and End-Member Definitions on Hydrograph Separation Results Across Nested, Seasonally Cold Watersheds. *Water Resources Research*, 53(11), 8851-8871. <https://doi.org/10.1002/2016WR020252>

Barron, O. V., Emelyanova, I., Van Niel, T. G., Pollock, D. et Hodgson, G. (2014). Mapping groundwater-dependent ecosystems using remote sensing measures of vegetation and moisture dynamics. *Hydrological Processes*, 28(2), 372-385. <https://doi.org/10.1002/hyp.9609>

- Barthel R et Banzhaf S (2016). Groundwater and Surface Water Interaction at the Regional-scale – A Review with Focus on Regional Integrated Models. *Water Resources Management*, 30(1):1-32. <https://doi.org/10.1007/s11269-015-1163-z>
- Berteaux D., Casajus, N. et Ropars, P. (2018) Portrait du climat du nord du Québec et du Labrador pour la période 1981–2010. *Rapport présenté au Consortium Ouranos sur la climatologie régionale et les changements climatiques*. Université du Québec à Rimouski, Québec, Canada, 33 pages.
- Bertrand, G., Goldscheider, N., Gobat, J.-M. et Hunkeler, D. (2012). Review: From multi-scale conceptualization to a classification system for inland groundwater-dependent ecosystems. *Hydrogeology Journal*, 20(1), 5-25. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0791-5>
- Beven KJ, Kirkby MJ (1979) A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Bulletin* 24:43-69 <https://doi.org/10.1080/02626667909491834>
- Blöschl G, Sivapalan M (1995) Scale issues in hydrological modelling: a review. *Hydrological Processes* 9:251 - 290 <https://doi.org/10.1002/hyp.3360090305>
- Böhner J, Selige T (2006) Spatial Prediction of Soil Attributes using Terrain Analysis and Climate Regionalisation. *Göttinger Geographische Abhandlungen* 115:13 – 28
- Boluwade, A., Stadnyk, T., Fortin, V. et Roy, G. (2017). Assimilation of precipitation Estimates from the Integrated Multisatellite Retrievals for GPM (IMERG, early Run) in the Canadian Precipitation Analysis (CaPA). *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 14, 10-22. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.10.005>
- Bondu, R., Cloutier, V. et Rosa, E. (2018). Occurrence of geogenic contaminants in private wells from a crystalline bedrock aquifer in western Quebec, Canada: Geochemical sources and health risks. *Journal of Hydrology*, 559, 627-637. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.02.042>
- Bondu, R., Cloutier, V., Rosa, E. et Roy, M. (2020). An exploratory data analysis approach for assessing the sources and distribution of naturally occurring contaminants (F, Ba, Mn, As) in groundwater from southern Quebec (Canada). *Applied Geochemistry*, 114, 104500. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.104500>
- Boucher, C., Pinti, D. L., Roy, M., Castro, M. C., Cloutier, V., Blanchette, D., . . . Sano, Y. (2015). Groundwater age investigation of eskers in the Amos region,

- Quebec, Canada. *Journal of Hydrology*, 524, 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.072>
- Boulton, A. J., Datry, T., Kasahara, T., Mutz, M. et Stanford, J. A. (2010). Ecology and management of the hyporheic zone: stream–groundwater interactions of running waters and their floodplains. *Journal of the North American Benthological Society*, 29(1), 26-40. <https://doi.org/10.1899/08-017.1>
- Bowen, G. J. et Revenaugh, J. (2003). Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. *Water Resources Research*, 39(10). <https://doi.org/10.1029/2003WR002086>
- Brito MG, Costa CN, Almeida JA, Vendas D, Verdial PH (2006). Characterization of maximum infiltration areas using GIS tools. *Engineering Geology*, 85(1):14-18. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.09.022>
- Brousseau D (2008) Caractérisation des dépôts meubles et reconstitution paléogéographique quaternaire de la région du réservoir Eastmain, Baie Janes, Québec. Université du Québec à Montréal, Montréal.
- Burri NM, Weatherl R, Moeck C, Schirmer M (2019) A review of threats to groundwater quality in the Anthropocene. *Science of The Total Environment* 684:136-154. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.236>
- Card, K. D., Poulsen, K. H. (1998). Geology and mineral deposits of the Superior province of the canadien shield. In Geology of the Precambrian Superior and Grenville provinces and Precambrian fossils in North America, by S. B. Lucas and M. R. St-Onge. *Geology of Canada*, no. 7. 15-204. Geological Survey of Canada.
- Castelli, S. (2012). Hydrogéochimie des sources associées aux eskers de l'Abitibi, Québec. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue. <https://depositum.uqat.ca/id/eprint/497>
- Champagne, R. (1988). *Évaluation du potentiel aquicole de la région de l'Abitibi à partir des sources d'eau gravitaire émergeant des eskers*. Québec
- Chen, J., Wang, C., Jiang, H., Mao, L. et Yu, Z. (2011). Estimating soil moisture using Temperature–Vegetation Dryness Index (TVDI) in the Huang-huai-hai (HHH) plain. *International Journal of Remote Sensing*, 32(4), 1165-1177. <https://doi.org/10.1080/01431160903527421>
- Chen, S., Wen, Z., Jiang, H., Zhao, Q., Zhang, X. et Chen, Y. (2015). Temperature Vegetation Dryness Index Estimation of Soil Moisture under Different Tree Species. *Sustainability*, 7(9), 11401-11417.

- Chen L, Young MH (2006). Green-Ampt infiltration model for sloping surfaces. *Water Resources Research*, 42:1-9. <https://doi.org/10.1029/2005WR004468>
- Clarke GKC, Leverington DW, Teller JT, Dyke AS (2004) Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200BP cold event. *Quaternary Science Reviews* 23:389-407. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.004>
- Cloutier V, Dallaire P-L, Nadeau S, Roy M, Rosa E (2013) Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (partie 1) [Abitibi-Témiscamingue groundwater knowledge acquisition project, Part 1]. Final report. 135 p., 25 maps.
- Cloutier V, Rosa E, Nadeau S, Dallaire P-L, Blanchette D, Roy M (2015) Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (partie 2) [Abitibi-Témiscamingue groundwater knowledge acquisition project, Part 2]. Final report. 313 p., 24 maps.
- Cloutier, V., Rosa, É., Roy, M., Nadeau, S., Blanchette, D., Dallaire, P.-L., . . . Veillette, J. (2016). *Atlas hydrogéologique de l'Abitibi-Témiscamingue*. Québec : Les Presses de l'Université du Québec.
- Craig, H. et Gordon, L. I. (1965). *Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere*. 122 p.
- Dallaire, P.-L., Roy, M., Mayappo, D., Gilpin, S., Nadeau, S., Cloutier, V. et Rosa, E. (2019) Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du territoire de la Cree Nation of Eastmain. Rapport phase 1 déposé au Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques. 136 pages
- Dallaire, P.-L., Mayappo, D., Roy, M., Gilpin, S., Nadeau, S., Blanchette, D., Cloutier, V. et Rosa, E. (2020) Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du territoire de la Cree Nation of Eastmain (PACES-CNE). Rapport intérimaire de phase 2 déposé au Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques. 147 pages
- de Graaf IEM, Sutanudjaja EH, van Beek LPH, Bierkens MFP (2015) A high-resolution global-scale groundwater model. *Hydrol Earth Syst Sci* 19:823-837 <https://doi.org/10.5194/hess-19-823-2015>
- de Graaf IEM, Gleeson T, van Beek LPH, Sutanudjaja EH, Bierkens MFP (2019) Environmental flow limits to global groundwater pumping. *Nature* 574:90-94. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1594-4>

- Déry, S. J., Stieglitz, M., McKenna, E. C. et Wood, E. F. (2005). Characteristics and Trends of River Discharge into Hudson, James, and Ungava Bays, 1964–2000. *Journal of Climate*, 18(14), 2540-2557. <https://doi.org/10.1175/jcli3440.1>
- Déry, S. J., Hernández-Henríquez, M. A., Burford, J. E. et Wood, E. F. (2009). Observational evidence of an intensifying hydrological cycle in northern Canada. *Geophysical Research Letters*, 36(13). <https://doi.org/10.1029/2009GL038852>
- Déry, S. J., Mlynowski, T. J., Hernández-Henríquez, M. A. et Straneo, F. (2011). Interannual variability and interdecadal trends in Hudson Bay streamflow. *Journal of Marine Systems*, 88(3), 341-351. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.12.002>
- Díaz-Alcaide S, Martínez-Santos P (2019) Review: Advances in groundwater potential mapping Hydrogeology Journal 27:2307-2324. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02001-3>
- Dionne J-C (1972) La dénomination des mers du postglaciaire au Québec. Cahiers de géographie du Québec 16:483-487. <https://doi.org/10.7202/021086ar>
- Döll P (2009) Vulnerability to the impact of climate change on renewable groundwater resources: a global-scale assessment. *Environmental Research Letters* 4:035006 <https://doi.org/10.1088/1748-9326/4/3/035006>
- Döll, P., Hoffmann-Dobrev, H., Portmann, F. T., Siebert, S., Eicker, A., Rodell, M., . . . Scanlon, B. R. (2012). Impact of water withdrawals from groundwater and surface water on continental water storage variations. *Journal of Geodynamics*, 59-60, 143-156. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.05.001>
- Domenico PA, Schwartz FW (1990) Physical and Chemical Hydrogeology. John Wiley & Sons Inc, Hoboken, p 824
- Doody, T. M., Barron, O. V., Dowsley, K., Emelyanova, I., Fawcett, J., Overton, I. C., . . . Warren, G. (2017). Continental mapping of groundwater dependent ecosystems: A methodological framework to integrate diverse data and expert opinion. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 10, 61-81. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.01.003>
- Dubé-Loubert H, Roy M, Allard G, Lamothe M, Veillette JJ (2012) Glacial and nonglacial events in the eastern James Bay lowlands, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 50:379-396. <https://doi.org/10.1139/cjes-2012-0065>

- Dupré, B., Dessert, C., Oliva, P., Goddéris, Y., Viers, J., François, L., . . . Gaillardet, J. (2003). Rivers, chemical weathering and Earth's climate. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(16), 1141-1160. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.09.015>
- Dynesius M, Nilsson C (1994) Fragmentation and Flow Regulation of River Systems in the Northern Third of the World Science 266:753
- Eamus, D., Froend, R., Loomes, R., Hose, G. et Murray, B. (2006). A functional methodology for determining the groundwater regime needed to maintain the health of groundwater-dependent vegetation. *Australian Journal of Botany*, 54(2), 97-114.
- Eamus, D., Zolfaghari, S., Villalobos-Vega, R., Cleverly, J. et Huete, A. (2015). Groundwater-dependent ecosystems: recent insights from satellite and field-based studies. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19(10), 4229-4256. <https://doi.org/10.5194/hess-19-4229-2015>
- Eamus, D., Fu, B., Springer, A. E. et Stevens, L. E. (2016). Groundwater Dependent Ecosystems: Classification, Identification Techniques and Threats. Dans A. J. Jakeman, O. Barreteau, R. J. Hunt, J.-D. Rinaudo et A. Ross (dir.), *Integrated Groundwater Management: Concepts, Approaches and Challenges* (p. 313-346). Cham : Springer International Publishing.
- Ermida, S. L., Soares, P., Mantas, V., Götsche, F.-M. et Trigo, I. F. (2020). Google Earth Engine Open-Source Code for Land Surface Temperature Estimation from the Landsat Series. *Remote Sensing*, 12(9). <https://doi.org/10.3390/rs12091471>
- Eskelinen, R., Ala-aho, P., Rossi, P. M. et Kløve, B. (2015). A GIS-based method for predicting groundwater discharge areas in esker aquifers in the Boreal region. *Environmental Earth Sciences*, 74(5), 4109-4118. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4491-7>
- Fan Y, Miguez-Macho G (2011) A simple hydrologic framework for simulating wetlands in climate and earth system models. *Climate Dynamics* 37:253-278. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0829-8>
- Famiglietti JS (2014) The global groundwater crisis. *Nature Climate Change* 4:945-948 <https://doi.org/10.1038/nclimate2425>
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., . . . Alsdorf, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 45(2). <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>

- Feng, W., Zhong, M., Lemoine, J.-M., Biancale, R., Hsu, H.-T. et Xia, J. (2013). Evaluation of groundwater depletion in North China using the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data and ground-based measurements. *Water Resources Research*, 49(4), 2110-2118. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20192>
- Ferrick, M. G., Calkins, D. J., Perron, N. M., Cragin, J. H. et Kendall, C. (2002). Diffusion model validation and interpretation of stable isotopes in river and lake ice. *Hydrological Processes*, 16(4), 851-872. <https://doi.org/10.1002/hyp.374>
- Fortin, V., Roy, G., Donaldson, N. et Mahidjiba, A. (2015). Assimilation of radar quantitative precipitation estimations in the Canadian Precipitation Analysis (CaPA). *Journal of Hydrology*, 531, 296-307. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.08.003>
- Foster S, Chilton J, Nijsten G-J, Richts A (2013) Groundwater—a global focus on the ‘local resource’. Current Opinion in Environmental Sustainability 5:685-695. <https://doi.org/10.1016/j.cosust.2013.10.010>
- Freeze RA, Cherry J (1979) Groundwater. Printice-Hall Inc, Hoboken, p 624
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P. et Allègre, C. J. (1999). Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, 159(1), 3-30. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00031-5)
- Gao, Z., Gao, W. et Chang, N.-B. (2011). Integrating temperature vegetation dryness index (TVDI) and regional water stress index (RWSI) for drought assessment with the aid of LANDSAT TM/ETM+ images. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(3), 495-503. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2010.10.005>
- Gat, J. R. et Levy, Y. (1978). Isotope hydrology of inland sabkhas in the Bardawil area, Sinai. *Limnology and Oceanography*, 23(5), 841-850. <https://doi.org/10.4319/lo.1978.23.5.0841>
- Gat, J.R. (1981) Properties of the isotopic species of water: the “isotope effect”. In: Gat, J.R., Gonfiantini, R. (Eds.) Stable Isotope Hydrology, Deuterium and Oxygen18 in the Water Cycle, IAEA Tech. Rep. Ser. No. 210, IAEA, Vienna, pp. 7–19.
- Gibson, J. J., Edwards, T. W. D., Bursey, G. G. et Prowse, T. D. (1993). Estimating Evaporation Using Stable Isotopes: Quantitative Results and Sensitivity Analysis for Two Catchments in Northern Canada: Paper presented at the 9th Northern Res. Basin Symposium/Workshop (Whitehorse/Dawson/Inuvik, Canada -

- August 1992). *Hydrology Research*, 24(2-3), 79-94. <https://doi.org/10.2166/nh.1993.0015>
- Gibson, J. J. et Prowse, T. D. (1999). Isotopic characteristics of ice cover in a large northern river basin. *Hydrological processes*, 13, 2537-2548.
- Gibson, J. J. et Prowse, T. D. (2002). Stable isotopes in river ice: identifying primary over-winter streamflow signals and their hydrological significance. *Hydrological Processes*, 16(4), 873-890. <https://doi.org/10.1002/hyp.366>
- Gibson, J. J. et Edwards, T. W. D. (2002). Regional water balance trends and evaporation-transpiration partitioning from a stable isotope survey of lakes in northern Canada. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 101026. <https://doi.org/10.1029/2001gb001839>
- Gibson, J. J., Yi, Y. et Birks, S. J. (2016). Isotope-based partitioning of streamflow in the oil sands region, northern Alberta: Towards a monitoring strategy for assessing flow sources and water quality controls. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 5, 131-148. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.12.062>
- Glanville, K., Ryan, T., Tomlinson, M., Muriuki, G., Ronan, M. et Pollett, A. (2016). A Method for Catchment Scale Mapping of Groundwater-Dependent Ecosystems to Support Natural Resource Management (Queensland, Australia). *Environmental Management*, 57(2), 432-449. <https://doi.org/10.1007/s00267-015-0612-z>
- Gleeson, T. et Novakowski, K. (2009). Identifying watershed-scale barriers to groundwater flow: Lineaments in the Canadian Shield. *GSA Bulletin*, 121(3-4), 333-347. <https://doi.org/10.1130/B26241.1>
- Gleeson, T., Novakowski, K., Cook, P. G. et Kyser, T. K. (2009). Constraining groundwater discharge in a large watershed: Integrated isotopic, hydraulic, and thermal data from the Canadian shield. *Water Resources Research*, 45(8). <https://doi.org/10.1029/2008WR007622>
- Gleeson T, Befus KM, Jasechko S, Luijendijk E, Cardenas MB (2016) The global volume and distribution of modern groundwater. *Nature Geoscience* 9:161-167. <https://doi.org/10.1038/ngeo2590>
- Gleeson, T., Cuthbert, M., Ferguson, G. et Perrone, D. (2020). Global Groundwater Sustainability, Resources, and Systems in the Anthropocene. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 48(1), 431-463. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-071719-055251>

- Gordon, L. J., Steffen, W., Jönsson, B. F., Folke, C., Falkenmark, M. et Johannessen, Å. (2005). Human modification of global water vapor flows from the land surface. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102(21), 7612-7617.
- Gou, S., Gonzales, S. et Miller, G. R. (2015). Mapping Potential Groundwater-Dependent Ecosystems for Sustainable Management. *Groundwater*, 53(1), 99-110. <https://doi.org/10.1111/gwat.12169>
- Grabs T, Seibert J, Bishop K, Laudon H (2009). Modeling spatial patterns of saturated areas: A comparison of the topographic wetness index and a dynamic distributed model. *Journal of Hydrology* 373:15-23. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.03.031>
- Gray JT, Lauriol B (1985) Dynamics of the Late Wisconsin Ice Sheet in the Ungava Peninsula Interpreted from Geomorphological Evidence. *Arctic and Alpine Research* 17:289-310. <https://doi.org/10.1080/00040851.1985.12004037>
- Griebler, C., Stein, H., Kellermann, C., Berkhoff, S., Briemann, H., Schmidt, S., . . . Hahn, H. J. (2010). Ecological assessment of groundwater ecosystems – Vision or illusion? *Ecological Engineering*, 36(9), 1174-1190. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2010.01.010>
- Griebler, C. et Avramov, M. (2015). Groundwater ecosystem services: a review. *Freshwater Science*, 34(1), 355-367. <https://doi.org/10.1086/679903>
- Grill, G., Lehner, B., Thieme, M., Geenen, B., Tickner, D., Antonelli, F., . . . Zarfl, C. (2019). Mapping the world's free-flowing rivers. *Nature*, 569(7755), 215-221. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1111-9>
- Guirado, E., Alcaraz-Segura, D., Rigol-Sánchez, J. P., Gisbert, J., Martínez-Moreno, F. J., Galindo-Zaldívar, J., . . . Cabello, J. (2018). Remote-sensing-derived fractures and shrub patterns to identify groundwater dependence. *Ecohydrology*, 11(6), e1933. <https://doi.org/10.1002/eco.1933>
- Hajkowicz S, Collins K (2007). A Review of Multiple Criteria Analysis for Water Resource Planning and Management. *Water Resources Management*, 21:1553-1566. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9112-5>
- Hardy L (1977) La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. *Géographie physique et Quaternaire* 31:261-273. <https://doi.org/10.7202/1000277ar>

- Hardy L (1982a) Le wisconsinien supérieur à l'est de la Baie James (Québec). *Le naturaliste canadien* 109:333-351
- Hardy L (1982b) La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire* 36:51-61. <https://doi.org/10.7202/032469ar>
- Hayashi, M. et Rosenberry, D. O. (2002). Effects of Ground Water Exchange on the Hydrology and Ecology of Surface Water. *Groundwater*, 40(3), 309-316. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02659.x>
- Hennigs, R. et Bleau, S. (2017). État des connaissances relatives aux changements climatiques et à l'adaptation dans le territoire Eeyou Istchee Baie-James. Rapport présenté au Comité consultatif pour l'environnement de la Baie James, Montréal, Ouranos, 64 pages plus les annexes
- Hétu B, Buffin-Bélanger T, Savard M, Bolduc S (2015) La plaine alluviale de la rivière Eastmain, Jamésie (Québec): Stratigraphie, sédimentologie, paléoécologie. In: Bibeau P, Denton D, Burroughs A (eds) Ce que la rivière nous procurait. Presse de l'Université d'Ottawa, Ottawa, pp 73-111
- Hocq, M., Verpaelst, P. (1994). Géologie du Québec – Les sous-provinces de l’Abitibi et du Pontiac. Ministère des Ressources Naturelles [Geology of Quebec – Abitibi and Pontiac Sub-provinces]. Québec. MM94-01: 21–37.
- Hoekstra AY et Chapagain AK (2007) Water footprints of nations: Water use by people as a function of their consumption pattern. *Water Resources Management* 21:35-48. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9039-x>
- Hoekstra, A. Y. et Mekonnen, M. M. (2012). The water footprint of humanity. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(9), 3232-3237.
- Horita, J. et Wesolowski, D. J. (1994). Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the critical temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(16), 3425-3437. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90096-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90096-5)
- Huang IB, Keisler J, Linkov I (2011). Multi-criteria decision analysis in environmental sciences: Ten years of applications and trends. *Science of The Total Environment*, 409:3578-3594. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2011.06.022>
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J. et Tan, J. (2019). *Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG) Technical Documentation*. NASA.

Huscroft J, Gleeson T, Hartmann J, Börker J (2018) Compiling and Mapping Global Permeability of the Unconsolidated and Consolidated Earth: GLobal HYdrogeology MaPS 2.0 (GLHYMPS 2.0). *Geophysical Research Letters* 45:1897-1904. <https://doi.org/10.1002/2017GL075860>

Hydro-Québec (2020) État d'avancement 2020 du plan d'approvisionnement 2020-2029. 57 pages.

Isokangas, E., Rossi, P. M., Ronkanen, A.-K., Marttila, H., Rozanski, K. et Kløve, B. (2017). Quantifying spatial groundwater dependence in peatlands through a distributed isotope mass balance approach. *Water Resources Research*, 53(3), 2524-2541. <https://doi.org/10.1002/2016WR019661>

Isokangas, E., Ronkanen, A.-K., Rossi, P. M., Marttila, H. et Kløve, B. (2019). A tracer-based method for classifying groundwater dependence in boreal headwater streams. *Journal of Hydrology*, 577, 123762. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.05.029>

James, A. L., Dusome, E., Field, T., Yao, H., McConnell, C., Beaton, A. et Tafvizi, A. (2020). The isotope hydrology of the Muskoka River Watershed, Ontario, Canada. *Hydrological Processes*, 34(4), 914-926. <https://doi.org/10.1002/hyp.13664>

Jha MK, Chowdhury A, Chowdary VM, Peiffer S (2007) Groundwater management and development by integrated remote sensing and geographic information systems: prospects and constraints. *Water Resources Management* 21:427-467. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9024-4>

Joerin, F., Cool, G., Rodriguez, M. J., Gignac, M. et Bouchard, C. (2010). Using multi-criteria decision analysis to assess the vulnerability of drinking water utilities. *Environmental Monitoring and Assessment*, 166:313-330. <https://doi.org/10.1007/s10661-009-1004-8>

Kalbus, E., Reinstorf, F. et Schirmer, M. (2006). Measuring methods for groundwater & surface water interactions: a review. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10(6), 873-887. <https://doi.org/5194/hess-10-873-2006>

Kløve, B., Ala-aho, P., Bertrand, G., Boukalova, Z., Ertürk, A., Goldscheider, N., . . . Widerlund, A. (2011a). Groundwater dependent ecosystems. Part I: Hydroecological status and trends. *Environmental Science & Policy*, 14(7), 770-781. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2011.04.002>

Kløve, B., Allan, A., Bertrand, G., Druzynska, E., Ertürk, A., Goldscheider, N., . . . Schipper, P. (2011b). Groundwater dependent ecosystems. Part II. Ecosystem

- services and management in Europe under risk of climate change and land use intensification. *Environmental Science & Policy*, 14(7), 782-793. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2011.04.005>
- Kløve, B., Ala-Aho, P., Bertrand, G., Gurdak, J. J., Kupfersberger, H., Kværner, J., . . . Pulido-Velazquez, M. (2014a). Climate change impacts on groundwater and dependent ecosystems. *Journal of Hydrology*, 518, 250-266. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.037>
- Kløve, B., Balderacchi, M., Gemitz, A., Hendry, S., Kværner, J., Muotka, T. et Preda, E. (2014b). Protection of groundwater dependent ecosystems: current policies and future management options. *Water Policy*, 16(6), 1070-1086. <https://doi.org/10.2166/wp.2014.014>
- Konikow, L. F. et Kendy, E. (2005). Groundwater depletion: A global problem. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 317-320. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0411-8>
- Lambin, E. F., et Ehrlich, D. (1996). The surface temperature –vegetation index space for land cover and land-cover change analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 17, 463– 487.
- Larocque M, Broda S (2016). Groundwater–surface water interactions in Canada. Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques, 41(4):451-454. <https://doi.org/10.1080/07011784.2016.1176537>
- Larocque M, Cloutier V, Levison J, Rosa E (2018) Results from the Quebec Groundwater Knowledge Acquisition Program. Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques 43:69-74. <https://doi.org/10.1080/07011784.2018.1472040>
- Larocque, M., Levison, J., Martin, A. et Chaumont, D. (2019). A review of simulated climate change impacts on groundwater resources in Eastern Canada. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 44(1), 22-41. <https://doi.org/10.1080/07011784.2018.1503066>
- Le Coz, J., Chastan, B., Vedie, F. et Dramais, G. (2007). Emplois de l'ADCP en rivière : une revue de synthèse. *La Houille Blanche*, (4), 119-130.
- Lepage S, Ingram RG (1986) Salinity intrusion in the Eastmain River estuary following a major reduction of freshwater input. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 91:909-915. <https://doi.org/10.1029/JC091iC01p00909>

Luijendijk, E., Gleeson, T. et Moosdorff, N. (2020). Fresh groundwater discharge insignificant for the world's oceans but important for coastal ecosystems. *Nature Communications*, 11(1), 1260. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15064-8>

Machiwal D, Jha MK, Mal BC (2010). Assessment of Groundwater Potential in a Semi-Arid Region of India Using Remote Sensing, GIS and MCDM Techniques. *Water Resources Management*, 25:1359-1386. <https://doi.org/10.1007/s11269-010-9749-y>

Malczewski J (1999) GIS and Multicriteria decision analysis. John Wiley & Sons, New York

Malczewski J (2006) GIS-based multicriteria decision analysis: a survey of the literature. *International Journal of Geographical Information Science* 20:703-726 <https://doi.org/10.1080/13658810600661508>

Mallick J, Singh CK, Al-Wadi H, Ahmed M, Rahman A, Shashtri S, Mukherjee S (2015). Geospatial and geostatistical approach for groundwater potential zone delineation. *Hydrological Processes* 29:395-418. <https://doi.org/10.1002/hyp.10153>

Marshall, I. B., Schut, P. H., Ballard, M. (1999) A National Ecological Framework for Canada: Attribute data. Ecosystem Stratification Working Group, Agriculture and Agri-Food Canada & Environment Canada.

Mardhel V, Pinson S, Allier D. (2021). Description of an indirect method (IDPR) to determine spatial distribution of infiltration and runoff and its hydrogeological applications to the French territory. *Journal of Hydrology*, 592, 125609. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125609>

Mattivi P, Franci F, Lambertini A, Bitelli G (2019) TWI computation: a comparison of different open source GISs. *Open Geospatial Data, Software and Standards* 4:6 <https://doi.org/10.1186/s40965-019-0066-y>

McCabe, M. F., Rodell, M., Alsdorf, D. E., Miralles, D. G., Uijlenhoet, R., Wagner, W., . . . Wood, E. F. (2017). The future of Earth observation in hydrology. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21(7), 3879-3914. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3879-2017>

Mekonnen MM, Hoekstra AY (2016) Four billion people facing severe water scarcity. *Sci Adv* 2:e1500323-e1500323. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1500323>

Messier D, Ingram RG, Roy D (1986) Physical and Biological Modifications in Response to La Grande Hydroelectric Complex. In: Martini IP (ed) Canadian

- Inland Seas, vol 44. Elsevier, pp 403-424. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)70913-9](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70913-9)
- Métivier V, Massicotte B, Tremblay A, Dupuis P (2017) Monitoring saltwater intrusion in Rupert Bay, Québec, Canada, after the partial diversion of a major tributary. *Environmental Monitoring and Assessment* 190:38 <https://doi.org/10.1007/s10661-017-6388-2>
- MELCC (2020) Suivi hydrologique de différentes stations hydrométriques. <https://www.cehq.gouv.qc.ca/suivihydro/>. Site consulté 08-2021
- MERN (2016) Géobase du réseau hydrographique du Québec. Guide de l'utilisateur. Version 1.1. 99 pages
- MERN (2018) Système d'information géominière of Québec. www.sigeom.mines.gouv.qc.ca. Database consulted in April 2020
- MERN (2020a) Projets miniers. Map. Scale 1/8.500.00
- MERN (2020b) Modèles numériques de terrain hydro cohérents à l'échelle régionale. www.mern.gouv.qc.ca. Consulted in April 2020
- MFFP (2016) Norme de cartographie des dépôts de surface du nord québécois. Projet du Plan Nord. Direction des Inventaires Forestiers. 13 pages
- MRNF (2009) Normes de cartographie écoforestière. Troisième inventaire écoforestier. Direction des Inventaires Forestiers. 109 pages
- MRFP (2012) Norme de cartographie écoforestière du programme d'inventaire écoforestier nordique (PIEN). 42 pages
- Mohammadi-Behzad HR, Charchi A, Kalantari N, Nejad AM, Vardanjani HK (2019). Delineation of groundwater potential zones using remote sensing (RS), geographical information system (GIS) and analytic hierarchy process (AHP) techniques: a case study in the Leylia–Keynow watershed, southwest of Iran. *Carbonates and Evaporites* 34:1307-1319. <https://doi.org/10.1007/s13146-018-0420-7>
- Murthy KSR, Mamo AG (2009). Multi-criteria decision evaluation in groundwater zones identification in Moyale-Teltele subbasin, South Ethiopia. *International Journal of Remote Sensing*, 30:2729-2740. <https://doi.org/10.1080/01431160802468255>

- Mustonen, K.-R., Mykrä, H., Marttila, H., Haghghi, A. T., Kløve, B., Aroviita, J., . . . Muotka, T. (2016). Defining the natural flow regimes of boreal rivers: relationship with benthic macroinvertebrate communities. *Freshwater Science*, 35(2), 559-572. <https://doi.org/10.1086/685104>
- Nadeau S, Rosa E, Cloutier V, Daigneault R-A, Veillette J (2015) A GIS-based approach for supporting groundwater protection in eskers: Application to sand and gravel extraction activities in Abitibi-Témiscamingue, Quebec, Canada. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 4:535-549. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.05.015>
- Nadeau, S., Rosa, E. et Cloutier, V. (2018). Stratigraphic sequence map for groundwater assessment and protection of unconsolidated aquifers: A case example in the Abitibi-Témiscamingue region, Québec, Canada. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 43(2), 113-135. <https://doi.org/10.1080/07011784.2017.1354722>
- Nadeau, S., Rosa, E., Cloutier, V., Mayappo, D., Paran, F. et Graillot, D. (2021). Spatial analysis approaches for the evaluation and protection of groundwater resources in large watersheds of the Canadian Shield. *Hydrogeology Journal*, 29(6), 2053-2075. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02367-3>
- Nilsson C, Reidy CA, Dynesius M, Revenga C (2005) Fragmentation and Flow Regulation of the World's Large River Systems. *Science* 308:405. <https://doi.org/10.1126/science.1107887>
- Nilsson, C., Jansson, R., Kuglerová, L., Lind, L. et Ström, L. (2013). Boreal Riparian Vegetation Under Climate Change. *Ecosystems*, 16(3), 401-410. <https://doi.org/10.1007/s10021-012-9622-3>
- Oki T, Kanae S (2006) Global Hydrological Cycles and World Water Resources. *Science* 313:1068-1072.
- Orlova, J. et Branfireun, B. A. (2014). Surface Water and Groundwater Contributions to Streamflow in the James Bay Lowland, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46(1), 236-250. <https://doi.org/10.1657/1938-4246-46.1.236>
- Pan, M., Sahoo, A. K., Troy, T. J., Vinukollu, R. K., Sheffield, J. et Wood, E. F. (2012). Multisource Estimation of Long-Term Terrestrial Water Budget for Major Global River Basins. *Journal of Climate*, 25(9), 3191-3206. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-11-00300.1>

- Park, S.-R., Hwang, S.-J., An, K. et Lee, S.-W. (2021). Identifying Key Watershed Characteristics That Affect the Biological Integrity of Streams in the Han River Watershed, Korea. *Sustainability*, 13(6), 3359.
- Payette, S. et Rochefort, L. (2001) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, Les presses de l'Université Laval, 621 p., 2001. <https://doi.org/10.4000/vertigo.5165>
- Pérez Hoyos, I., Krakauer, N., Khanbilvardi, R. et Armstrong, R. (2016). A Review of Advances in the Identification and Characterization of Groundwater Dependent Ecosystems Using Geospatial Technologies. *Geosciences*, 6(2). <https://doi.org/10.3390/geosciences6020017>
- Phillips, D. W. (1990). *Les climats du Canada*. Environnement Canada.
- Pomeroy, J. W., Parviainen, J., Hedstrom, N. et Gray, D. M. (1998). Coupled modelling of forest snow interception and sublimation. *Hydrological Processes*, 12(15), 2317-2337. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199812\)12:15<2317::AID-HYP799>3.0.CO;2-X](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199812)12:15<2317::AID-HYP799>3.0.CO;2-X)
- Quiroz Londoño OM, Romanelli A, Lima ML, Massone HE, Martínez DE (2016). Fuzzy logic-based assessment for mapping potential infiltration areas in low-gradient watersheds. *Journal of Environmental Management*, 176:101-111. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2016.03.038>
- Rahimzadeh-Bajgiran, P., Omasa, K. et Shimizu, Y. (2012). Comparative evaluation of the Vegetation Dryness Index (VDI), the Temperature Vegetation Dryness Index (TVDI) and the improved TVDI (iTVDI) for water stress detection in semi-arid regions of Iran. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 68, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2011.10.009>
- Rey N, Rosa E, Cloutier V, Lefebvre R (2018) Using water stable isotopes for tracing surface and groundwater flow systems in the Barlow-Ojibway Clay Belt, Quebec, Canada. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*:1-22. <https://doi.org/10.1080/07011784.2017.1403960>
- Rivera, A. et Nastev, M. (2005). Overview of the groundwater resources of Canada. Dans A. Sahuquillo, J. Capilla, L. Martinez-Cortina et X. Sanchez-Vila (dir.), *Groundwater Intensive Use* (p. 157-165).
- Rivera, A. (2008). International Year of Planet Earth 3. Groundwater Sustainable Development in Canada — Emergin Issues. *Geoscience Canada*, 35(2), 73-87.

Rodell, M., Velicogna, I. et Famiglietti, J. S. (2009). Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature*, 460, 999-1002. <https://doi.org/10.1038/nature08238>

Rodhe A, Seibert J (1999). Wetland occurrence in relation to topography: a test of topographic indices as moisture indicators. *Agricultural and Forest Meteorology* 98-99:325-340. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(99\)00104-5](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00104-5)

Rohde, M. M., Froend, R. et Howard, J. (2017). A Global Synthesis of Managing Groundwater Dependent Ecosystems Under Sustainable Groundwater Policy. *Groundwater*, 55(3), 293-301. <https://doi.org/10.1111/gwat.12511>

Rosa, E., Hillaire-Marcel, C., Hélie, J.-F. et Myre, A. (2016). Processes governing the stable isotope composition of water in the St. Lawrence river system, Canada. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 52(4-5), 370-379. <https://doi.org/10.1080/10256016.2015.1135138>

Rosa E, Dallaire P-L, Nadeau S, Cloutier V, Veillette J, van Bellen S, Larocque M (2018) A graphical approach for documenting peatland hydrodiversity and orienting land management strategies. *Hydrological Processes* 32:873-890. <https://doi.org/10.1002/hyp.11457>

Rossi, P. M., Ala-aho, P., Ronkanen, A.-K. et Kløve, B. (2012). Groundwater–surface water interaction between an esker aquifer and a drained fen. *Journal of Hydrology*, 432-433, 52-60. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.02.026>

Rouleau A (1999) Aperçu de l'hydrogéologie en socle précambrien au Québec et des problématiques minières *Hydrogéologie* 4:23-32

Roy M, Dell’Oste F, Veillette JJ, de Vernal A, Hélie JF, Parent M (2011) Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quaternary Science Reviews* 30:682-692. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.008>

Running, S. W., Mu, Q., Zhao, M. et Moreno, A. (2019). *User’s Guide: MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (MOD16A2/A3 and Year-end Gap-filled MOD16A2GF/A3GF)* NASA Earth Observing System MODIS Land Algorithm : NASA.

Saaty TL (1980) The Analytic Hierarchy Process. McGraw-Hill, New York.

Sahoo, A. K., Pan, M., Troy, T. J., Vinukollu, R. K., Sheffield, J. et Wood, E. F. (2011). Reconciling the global terrestrial water budget using satellite remote sensing.

- Remote Sensing of Environment*, 115(8), 1850-1865.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.03.009>
- Sánchez, J. M., Caselles, V., Niclòs, R., Coll, C. et Kustas, W. P. (2009). Estimating energy balance fluxes above a boreal forest from radiometric temperature observations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(6), 1037-1049.
<https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.12.009>
- Sander P (2007). Lineaments in groundwater exploration: a review of applications and limitations. *Hydrogeology Journal* 15:71-74. <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0138-9>
- Sandholt, I., Rasmussen, K. et Andersen, J. (2002). A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sensing of Environment*, 79(2), 213-224.
[https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00274-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00274-7)
- Saranya T, Saravanan S (2020). Groundwater potential zone mapping using analytical hierarchy process (AHP) and GIS for Kancheepuram District, Tamilnadu, India. *Modeling Earth Systems and Environment* 6:1105-1122.
<https://doi.org/10.1007/s40808-020-00744-7>
- Saravanan S, Saranya T, Jennifer JJ, Singh L, Selvaraj A, Abijith D (2020). Delineation of groundwater potential zone using analytical hierarchy process and GIS for Gundihalla watershed, Karnataka, India. *Arabian Journal of Geosciences* 13:695
<https://doi.org/10.1007/s12517-020-05712-0>
- Schetagne R, Lalumière R, Terrien J (2006) Suivi environnemental du complexe La Grande. Évolution de la qualité de l'eau. Rapport technique d'analyse des données de 1978 à 2000. GENIVAR Groupe conseil inc. et direction Barrages et Environnement, Hydro-Québec Production.
- Schindler, D. W. (1998). Sustaining aquatic ecosystems in boreal regions. *Conservation Ecology* 2(2), 18.
- Schlesinger, W. H. et Bernhardt, E. S. (2013). Chapter 10 - The Global Water Cycle. Dans W. H. Schlesinger et E. S. Bernhardt (dir.), *Biogeochemistry (Third Edition)* (p. 399-417). Boston : Academic Press.
- Senay, G. B., Bohms, S., Singh, R. K., Gowda, P. H., Velpuri, N. M., Alemu, H. et Verdin, J. P. (2013). Operational Evapotranspiration Mapping Using Remote Sensing and Weather Datasets: A New Parameterization for the SSEB Approach. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 49(3), 577-591.
<https://doi.org/10.1111/jawr.12057>

- Seppälä M (1999) Geomorphological aspects of road construction in a cold environment, Finland. *Geomorphology* 31:65-91. [https://doi.org/10.1016/s0169-555x\(99\)00073-2](https://doi.org/10.1016/s0169-555x(99)00073-2)
- Shi, S., Yao, F., Zhang, J. et Yang, S. (2020). Evaluation of Temperature Vegetation Dryness Index on Drought Monitoring Over Eurasia. *IEEE Access*, 8, 30050-30059. <https://doi.org/10.1109/ACCESS.2020.2972271>
- Simpson, M. R. (2001). *Discharge Measurements Using a Broad-Band Acoustic Doppler Current Profiler*. Sacramento, California.
- Singh LK, Jha MK, Chowdary VM (2018). Assessing the accuracy of GIS-based Multi-Criteria Decision Analysis approaches for mapping groundwater potential. *Ecological Indicators* 91:24-37. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.03.070>
- Skrzypek, G., Mydłowski, A., Dogramaci, S., Hedley, P., Gibson, J. J. et Grierson, P. F. (2015). Estimation of evaporative loss based on the stable isotope composition of water using Hydrocalculator. *Journal of Hydrology*, 523, 781-789. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.02.010>
- SPN - Société du Plan Nord. (2020). Habiter nord nord. Plan d'action nordique : 2020-2023. Gouvernement du Québec. 52 pages.
- Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C. et Paolini, L. (2004). Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment*, 90(4), 434-440. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.02.003>
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 52-67. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8>
- Sørensen R, Zinko U, Seibert J (2006). On the calculation of the topographic wetness index: evaluation of different methods based on field observations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10:101-112. <https://doi.org/10.5194/hess-10-101-2006>
- St Amour, N. A., Gibson, J. J., Edwards, T. W. D., Prowse, T. D. et Pietroniro, A. (2005). Isotopic time-series partitioning of streamflow components in wetland-dominated catchments, lower Liard River basin, Northwest Territories, Canada. *Hydrological Processes*, 19(17), 3357-3381. <https://doi.org/10.1002/hyp.5975>
- Sutanudjaja EH, van Beek LPH, de Jong SM, van Geer FC, Bierkens MFP (2011) Large-scale groundwater modeling using global datasets: a test case for the Rhine-Meuse basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15:2913-2935. <https://doi.org/10.5194/hess-15-2913-2011>

- Tarnocai, C., HKettles, I. M. et Lacelle, B. (2011). *Peatlands of Canada* : Natural Resources Canada. Carte, échelle 1: 6 500 000.
- Taylor, S., Feng, X., Kirchner, J. W., Osterhuber, R., Klaue, B. et Renshaw, C. E. (2001). Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt. *Water Resources Research*, 37(3), 759-769. <https://doi.org/10.1029/2000WR900341>
- Taylor, R. G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., . . . Treidel, H. (2013). Ground water and climate change. *Nature Climate Change*, 3(4), 322-329. <https://doi.org/10.1038/nclimate1744>
- Telmer, K. et Veizer, J. (2000). Isotopic constraints on the transpiration, evaporation, energy, and gross primary production Budgets of a large boreal watershed: Ottawa River Basin, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(1), 149-165. <https://doi.org/10.1029/1999GB900078>
- Terzer, S., Wassenaar, L. I., Araguás-Araguás, L. J. et Aggarwal, P. K. (2013). Global isoscapes for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in precipitation: improved prediction using regionalized climatic regression models. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(11), 4713-4728. <https://doi.org/10.5194/hess-17-4713-2013>
- Thompson, J. C. et Moore, R. D. (1996). Relations between Topography and Water Table Depth in a Shallow Forest Soil. *Hydrological Processes* 10:1513-1525. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199611\)10:11<1513::AID-HYP398>3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199611)10:11<1513::AID-HYP398>3.0.CO;2-V)
- Tóth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, 7(1), 1-14. <https://doi.org/10.1007/s100400050176>
- Veillette J (1983) Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 37:67-84
- Veillette JJ (1994) Evolution and paleohydrology of glacial Lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews* 13:945-971. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(94\)90010-8](https://doi.org/10.1016/0277-3791(94)90010-8)
- Veillette JJ (1995) New evidence for northwestward glacial ice flow, James Bay region, Quebec. In: Current Research 1995-C. Geological Survey of Canada, pp. 249-258.
- Veillette JJ, Roy M (1995) The spectacular cross-striated outcrops of James Bay, Quebec. In: Current Research 1995-C. Geological Survey of Canada, pp. 243-248.

- Veillette JJ, Dyke AS, Roy M (1999) Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet: a review, with new evidence from northern Quebec. *Quaternary Science Reviews* 18:993-1019. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(98\)00076-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00076-6)
- Veillette JJ, Roy M, Paulen RC, Ménard M, St-Jacques G (2017) Uncovering the hidden part of a large ice stream of the Laurentide Ice Sheet, northern Ontario, Canada. *Quaternary Science Reviews* 155:136-158. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.008>
- Vincent J-S (1977) Le Quaternaire récent de la région du cours inférieur de la Grande rivière, Québec. Etude 76-19. Geological Survey of Canada
- Wang, F., Qin, Z., Song, C., Tu, L., Karnieli, A. et Zhao, S. (2015). An Improved Mono-Window Algorithm for Land Surface Temperature Retrieval from Landsat 8 Thermal Infrared Sensor Data. *Remote Sensing*, 7(4). <https://doi.org/10.3390/rs70404268>.
- Ward, A. S. (2016). The evolution and state of interdisciplinary hyporheic research. *WIREs Water*, 3(1), 83-103. <https://doi.org/10.1002/wat2.1120>
- Woo, M.-k., Thorne, R., Szeto, K. et Yang, D. (2008). Streamflow hydrology in the boreal region under the influences of climate and human interference. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 363(1501), 2251-2260
- Woo MK., Thorne R. (2009) Effects of Reservoirs on Streamflow in the Boreal Region. In: Jones J.A.A., Vardanian T.G., Hakopian C. (eds) Threats to Global Water Security. NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2344-5_38
- Yao, Y., Liang, S., Xie, X., Cheng, J., Jia, K., Li, Y. et Liu, R. (2014). Estimation of the terrestrial water budget over northern China by merging multiple datasets. *Journal of Hydrology*, 519, 50-68. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.06.046>
- Yao AB, Albert Goula Bt, Kane A, Jules Mangoua OM, Kouassi KA (2016) Cartographie du potentiel en eau souterraine du bassin versant de la Lobo (Centre-Ouest, Côte d'Ivoire): approche par analyse multicritère. *Hydrological Sciences Journal - Journal des sciences hydrologiques* 61:856 – 867
- Youan Ta M, Lasim T, Jourda JPJ, Bachir Saley M, Adja Miessan G, Kouamé K, Biémi J (2011) Cartographie des eaux souterraines en milieu fissuré par analyse multicritère. *Revue internationale de géomatique* 21:43 - 71

Zektser, I. S. et Loaiciga, H. A. (1993). Groundwater fluxes in the global hydrologic cycle: past, present and future. *Journal of Hydrology*, 144(1), 405-427.
[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(93\)90182-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(93)90182-9)

Zurek, A. J., Witczak, S., Dulinski, M., Wachniew, P., Rozanski, K., Kania, J., . . . Moscicki, W. J. (2015). Quantification of anthropogenic impact on groundwater-dependent terrestrial ecosystem using geochemical and isotope tools combined with 3-D flow and transport modelling. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19(2), 1015-1033. <https://doi.org/10.5194/hess-19-1015-2015>